UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**EVOLUÇÃO ESTRUTURAL BRASILIANA DA
PROVÍNCIA BORBOREMA NA REGIÃO DE CAMPINA
GRANDE (PB)**

Sérgio Wilians de Oliveira Rodrigues

Orientador: Prof. Dr. Benjamin Bley de Brito Neves

TESE DE DOUTORADO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica de Geotectônica

SÃO PAULO
2008

As flores da primavera.

*Não existem flores apenas na primavera.
No inverno, as azaléias florescem.
As flores do Ipê também.
No meio do verão, é a quaresmeira.
Existem lugares que não existem flores...
Mas onde as flores existem, são esperadas.*

*Uma flor começa com um botão...
Termina em solidão.
De pétalas levadas ao vento.
Porque esperar flores?
Se lá fora chove,
E o mundo é mal.*

*Uma flor nasce no meio do concreto.
O concreto é tão cinza.
Se for uma flor amarela.
O concreto não será tão cinza.
Se flor uma flor cinza.
A flor será mais concreta..?*

*Não existem flores apenas na primavera.
Não existem soluções mágicas.
Não existem tempestades que durem para sempre.
Não existem dias de fartura que sejam eternos.
Não existem flores no planeta Marte.
Não existem flores onde não se semeiam suas sementes.*

*Tenho esperança com uma única flor que brota.
As flores e a vida são maiores, que meus desatinos.
Tenho esperança com uma primavera que chega.
Mesmo que ela se vá.
Saberei que com ela.
O tempo está a passar...
E quando o tempo passa,
Vêm novas flores,
E quando o tempo passa mais ainda...
Vêm novamente novas flores.
E assim têm sido desde da aurora*

Sérgio Wilians de Oliveira Rodrigues

Dedico este trabalho a
Alvaro Rodrigues (*In Memoriam*), Penha Maria de Oliveira,
Rakel Barbosa da Costa e Helena Brisa da Costa Rodrigues.

SUMÁRIO

Resumo	i
Abstract	iii
Agradecimentos	iv
1. INTRODUÇÃO.	01
1.1. Apresentação do tema	01
1.2. Organização desta tese	02
2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	04
2.1. Análise de suscetibilidade magnética (ASM)	04
2.2. Tramas de eixo c de quartzo	06
2.3. O método Sm-Nd	11
3. CONTEXTO GEOLÓGICO	15
3.1 Mapa Geológico	17
3.2. Terreno Alto Moxotó	21
3.2.1. Ortognaisses bandados	30
3.2.2. Ortognaisses graníticos e granodioríticos	22
3.2.3. Rochas metassedimentares	24
3.2.4. Rochas graníticas intrusivas neoproterozóicas	33
3.3. Terreno Alto Pajeú	34
3.3.1. Rochas Miloníticas (Domínio Norte Esperança).	35
3.3.2. Rochas Metassedimentares.	37
3.3.3. Ortognaisses	47
3.3.4. Rochas graníticas intrusivas neoproterozóicas	49
3.4. Terreno Rio Capibaribe	57
4. AVALIAÇÃO DE MÉTODOS DE QUANTIFICAÇÃO DA DEFORMAÇÃO FINITA POR MEIO DE SIMULAÇÕES COMPUTACIONAIS DE DEFORMAÇÃO PROGRESSIVA (artigo submetido e aprovado no periódico <i>Revista Brasileira de Geociências</i>)	60
Abstract	60
Resumo	60
INTRODUÇÃO	61
MÉTODOS	62
Método R/ϕ	62
Tensor de Inércia	64
O método dos interceptos	65
AVALIAÇÃO DE MÉTODOS DE CÁLCULO DE RAZÕES DE DEFORMAÇÃO EM TRAMAS MINERAIS	67
RESULTADOS OBTIDOS	70
DISCUSSÃO E CONCLUSÕES	72
Agradecimentos	73
Referências	74
5. DETERMINAÇÃO DA ORIENTAÇÃO PREFERENCIAL DE FORMA (OPF) DE SILICATOS EM ROCHAS GRANÍTICAS: GRANITO CAMPINA GRANDE (PB). (artigo submetido ao periódico <i>Revista Brasileira de Geociências</i>)	78
Abstract	78
Resumo	78
INTRODUÇÃO	79
MÉTODOS	78
Método R/ϕ	81
Tensor de Inércia	83
O método dos interceptos	84
Cálculo de elipsóides a partir das elipses de três seções perpendiculares: Método do tensor quadrático de forma.	86
GRANITO CAMPINA GRANDE	88
RESULTADOS OBTIDOS	91
OPF obtidas	93
DISCUSSÕES E CONCLUSÕES	96

Agradecimentos	99
Referências	99

6. TRAMAS MAGMÁTICAS PRÉ A SIN-TECTÔNICAS DOS PLÚTONS GRANÍTICOS E CRONOLOGIA DAS ZONAS DE CISALHAMENTO NA PROVÍNCIA BORBOREMA ORIENTAL. (resumo do artigo "Fabrics of pre- and syntectonic granite plutons and chronology of shear zones in the Eastern Borborema Province, NE Brazil" submetido e aprovado no periódico <i>Journal of Structural Geology</i>)	102
--	------------

7. ANÁLISE DE SUSCETIBILIDADE MAGNÉTICA NOS GRANITOS CAMPINA GRANDE E SERRA REDONDA	103
--	------------

7.1. Localização das amostras	103
7.2. Elipses obtidas	103
7.3. Mineralogia magnética	110
7.4. Distribuição espacial das foliações e lineações magnéticas	112

8- MICROESTRUTURAS E TRAMAS DE EIXO C DE QUARTZO EM MILONITOS DO SISTEMA DE CISALHAMENTO CAMPINA GRANDE (PB), PROVÍNCIA BORBOREMA (artigo submetido ao periódico <i>Revista Brasileira de Geociências</i>).	115
--	------------

Abstract	115
Resumo	115
INTRODUÇÃO	116
ARCABOUÇO LITO-ESTRUTURAL	117
ZONAS DE CISALHAMENTO TRANSCORRENTES (ESTRUTURA E CINEMÁTICA)	119
PETROGRAFIA E MICROESTRUTURAS	122
ORIENTAÇÃO PREFERENCIAL CRISTALOGRÁFICA DE EIXOS-C DE QUARTZO	125
DISCUSSÃO	127
CONCLUSÃO	131
Agradecimentos	131
Referências	131

9. PADRÕES ISOTÓPICOS SM-ND NO LIMITE ENTRE OS TERRENOS ALTO PAJEÚ E ALTO MOXOTÓ (PB) (artigo submetido ao periódico <i>Revista Brasileira de Geociências</i>)	137
---	------------

Abstract	137
Resumo	137
INTRODUÇÃO	138
MÉTODO	139
CONTEXTO GEOLOGICO REGIONAL	141
Terreno Alto Moxotó (TAM)	143
Terreno Alto Pajeú (TAP)	144
Granitos intrusivos	146
PADRÕES ISOTÓPICOS DE Nd DA ZONA TRANSVERSAL (TERRENO ALTO MOXOTÓ x ALTO PAJEÚ).	146
Padrões isotópicos de Nd (granitos intrusivos)	154
CONSIDERAÇÕES FINAIS	157
Agradecimentos	158
Referências	158

10. CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES	166
10.1. Determinação da orientação preferencial de forma (OPF): métodos, técnicas e aplicabilidade	166
10.2 Tectônica Brasileira na Zona Transversal (Província Borborema): O Sistema de Cisalhamento de Campina Grande	167
10.3 Geologia Isotópica Sm-Nd e implicações para a evolução da Zona Transversal (Província Borborema).	171
11. Referências Bibliográficas	173

ÍNDICE DE ILUSTRAÇÕES

2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	04
Figura 2.1: Faces cristalográficas e direções no quartzo	06
Figura 2.2: Relações teóricas (para deformação coaxial) entre simetria de deformação (expressos por diagrama de Flinn) e tramas de eixos c e a de quartzo.	07
Figura 2.3: Geometria básica de tramas de eixo c associadas a deformação coaxial	08
Figura 2.4: Representações de padrões gerais de trama de eixos c de quartzo com o aumento progressivo da deformação ou do componente rotacional.	08
Figura 2.5: Variação da orientação cristalográfica preferencial de quartzo conforme condições diferentes de temperatura e apresentação dos planos de quartzo ativados sobre estas condições	09
Figura 2.6: Orientações preferenciais de eixo c de quartzo (OPC) medidas em milonitos submetidos a anelning.	10
Figura 2.7: Diagramas de evolução isotópica de Nd no tempo geológico	12
Figura 2.8: Exemplo de evolução segundo modelo em estágio duplo. Diagrama de evolução isotópica de Nd em função do tempo geológico	14
3. CONTEXTO GEOLÓGICO	15
Figura 3.1: Localização da área de estudo	15
Figura 3.2: Contexto geológico e geotectônico regional	17
Figura 3.3: Mapa geológico simplificado da folha topográfica Campina Grande (SB.25-Y-C-I)	18
Figura 3.4: Estratigrafia proposta para a folha topográfica Campina Grande (SB.25-Y-C-I)	19
Figura 3.5: Perfis Geológicos da folha topográfica Campina Grande (SB.25-Y-C-I).	20
Figura 3.6: Domínios estruturais da folha topográfica Campina Grande.	22
Figura 3.7: Ortognaisse bandado do Terreno Alto Moxotó, associado a unidade PGnM . Anfibólio-biotita gnaiss bandado	24
Figura 3.8: Ortognaisse bandado do Terreno Alto Moxotó, associado a unidade PGnM . Migmatito com desenvolvimento de bandamento estromático	25
Figura 3.9: Ortognaisse bandado do Terreno Alto Moxotó, associado a unidade PGnM Biotita gnaiss bandado associado à leucossoma granítico grosso.	25
Figura 3.10: Ortognaisse bandado (anfibólio-biotita gnaiss) do Terreno Alto Moxotó, associado a unidade PGnM , sendo intrudido por leucogranito grosso englobando	26
Figura 3.11: Ortognaisse bandado do Terreno Alto Moxotó, associado a unidade PMgn/Py . Migmatito estromático, bandamento estromático centimétrico alternando níveis de leucossoma, mesossoma e melanossoma.	27
Figura 3.12: Ortognaisse bandado do Terreno Alto Moxotó, associado a unidade PMgn/Py Migmatito estromático com níveis de mesossoma boudinados e zonas surreíticas preenchidas por material granítico	27
Figura 3.13: Ortognaisse bandado do Terreno Alto Moxotó, associado a unidade PMgn/Py Contato abrupto entre anfibólio- biotita gnaiss e ortognaisse granítico	28
Figura 3.14: Ortognaisse granítico e granodioríticos do Terreno Alto Moxotó, associado a unidade Py . Biotita augen granito gnaiss milonítico.	29
Figura 3.15: Leucogranito grosso intrusivo (Ortognaisse granítico – Py , do TAM) em Anfibólio- biotita gnaisses homogêneos	30
Figura 3.16: Complexo Sertânia. (Granada)- muscovita- biotita gnaiss bandado (bandas quartzo- feldspáticas e biotíticas)	31
Figura 3.17: Complexo Sertânia: Anfíbolitos e anfibólio- biotita gnaiss(metagabro estratificado?)	32
Figura 3.18: Complexo Sertânia Mármore e cálcio-silicáticas intensamente dobrados e milonitizados, localizados próximo a Zona de Cisalhamento Congo-Cruzeiro do Nordeste	32
Figura 3.19: Granito Queimadas: Pares S/C sinistrais	33
Figura 3.20: Domínio Norte Esperança (rochas miloníticas associadas ao Lineamento Patos). Biotita gnaiss: com veios quartzo-feldspáticos estirados com indicação destal de movimentação	36
Figura 3.21: Domínio Norte Esperança (rochas miloníticas associadas ao Lineamento Patos).Biotita gnaiss: detalhe do bandamento e da foliação milonítica	37
Figura 3.22: TAP, Complexo São Caetano. Unidade NctgnM . Ms-biotita gnaiss bandado, bandas centimétricas a decimétricas, com desenvolvimento de bandas quartzo-feldspáticas paralelizadas a foliação principal.	38
Figura 3.23: TAP, Complexo São Caetano. Unidade NctgnM . Muscovita- biotita gnaiss bandado com indicador destal do tipo sigma, Zona de Cisalhamento de Campina Grande	39
Figura 3.24: TAP,Complexo São Caetano. Unidade NctgnM . Muscovita- biotita gnaiss bandado com intercalações de biotita gnaiss cinza escuro	39
Figura 3.25: TAP, Complexo São Caetano. Unidade NctgnM . Muscovita- biotita gnaiss bandado com intercalações de biotita gnaiss cinza escuro, com indicadores sinistrais de cisalhamento	40
Figura 3.26: TAP, Complexo São Caetano. Unidade NctgnM .Biotita gnaiss bandado, com bandas centimétrica de leucossoma granítico e indicador cinemático sinistral do tipo delta □, Zona de Cisalhamento de Galante	40
Figura 3.27 : TAP, Complexo São Caetano,Unidade Nctgnx . Milonitos e ultramilonitos da Zona de Cisalhamento Matinhas: Camadas centimétricas, intercalando níveis quartzíticos, cálcio-silicáticos e micáceos.	41

Figura 3.28: TAP, Complexo São Caetano, Unidade Nctgnx . Milonitos e ultramilonitos da Zona de Cisalhamento Matinhas detalhe, mostrando as camadas dobradas e estruturas que aparentam ser rúpteis.	42
Figura 3.29: TAP, Complexo São Caetano, Unidade Nctgnx . Camadas centimétricas de níveis anfibolíticos (cinza escuro) e níveis esverdeados epidotizados(cálcio-silicáticas ?).	42
Figura 3.30: TAP, Complexo São Caetano, Unidade Nctgnx Anfibolito bandado e milonitizado	43
Figura 3.31: TAP, Complexo São Caetano, Unidade Nctgm : Migmatito estromáticos miloníticos com bandamento estromático centimétrico a milimétrico dobrado (dobra fechada) e milonitizado	44
Figura 3.32: TAP, Complexo São Caetano, Unidade Nctgm : Migmatito estromáticos miloníticos truncado por dique pegmatito e com sistema de falhas normais.	45
Figura 3.33: TAP, Complexo São Caetano, Unidade Nctgm : Bandamento estromático centimétrico	45
Figura 3.34: TAP, Complexo São Caetano, Unidade Nctgm : Bolsões de leucossoma granítico	46
Figura 3.35: TAP, Complexo São Caetano, Unidade Nctgm : Litotipos intrusivos no migmatitos: Enclave de migmatito em porção pegmatóide	46
Figura 3.36: Metagranitóides Cariris Velhos (TAP) . Biotita augen granito gnaiss milonítico com bandas de cisalhamento de caráter sinistral	48
Figura 3.37: Metagranitóides Cariris Velhos (TAP). Biotita augen granito gnaiss milonítico com feldspatos assimétricos indicando cinemática sinistrais, Z. C. Matinhas.	48
Figura 3.38: Metagranitóides Cariris Velhos (TAP). Biotita augen granito gnaiss milonítico com desenvolvimento de pares S/C indicando cinemática sinistral, Z. C. Matinhas.	49
Figura 3.39: Complexo Granítico de Esperança. Granito porfíritico de Puxinanã (N_γE₁) protomilonítico, próximo a Zona de Cisalhamento de Puxinanã, cinemática dextral assinalada pela assimetria de porfiroclastos de feldspato e superfícies S/C.	51
Figura 3.40: Complexo Granítico de Esperança Granito porfíritico de Puxinanã (N_γE₁)	51
Figura 3.41: Indicadores sinistrais associados à Zona de Cisalhamento Galante no Complexo Granítico de Campina Grande: Pares S/C de Cisalhamento.	53
Figura 3.42: Estrutura do tipo dominó associada à Zona de Cisalhamento Galante	53
Figura 3.43: Indicadores sinistrais associados à Zona de Cisalhamento Galante no Complexo Granítico de Campina Grande: porfiroclastos assimétricos do tipo delta δ	54
Figura 3.44: Foliações miloníticas observadas no Complexo Granítico de Campina Grande, com desenvolvimento de lineação de estiramento	55
Figura 3.45: Enclaves microgranulares máficos da fácies porfíritica fortemente alongados e estirados	55
Figura 3.46: Fácies Máfica do Complexo Granítico Campina Grande (N_γCG₂): dioritos com intercalações centimétricas de fase granítica	56
Figura 3.47: Fácies Máfica do Complexo Granítico Campina Grande (N_γCG₂): dioritos e granodioritos intercalados centimetricamente com fase granítica porfíritico	56
Figura 3.48: Fácies Máfica do Complexo Granítico Campina Grande (N_γCG₂) com presença de cristais de feldspato potássico, fortemente bandado e cortado discordantemente por fase granítica tardia	57
Figura 3.49: Terreno Rio Capibaribe, Granito Timbaúba com textura fanerítica grossa e enclave microgranular máfico arredondado	59
Figura 3.50: Terreno Rio Capibaribe, Granito Timbaúba protomilonítico e com desenvolvimento de bandas de cisalhamento dextrais.	59

4. AVALIAÇÃO DE MÉTODOS DE QUANTIFICAÇÃO DA DEFORMAÇÃO FINITA POR MEIO DE SIMULAÇÕES COMPUTACIONAIS DE DEFORMAÇÃO PROGRESSIVA _____ 60

Figura 1: Marcadores de deformação elípticos.	63
Figura 2: Elementos do componente do tensor de inércia	64
Figura 3: Determinação da anisotropia pela contagem de interceptos	66
Figura 4: Casos analisados	67
Figura 5: Deformações impostas	68
Figura 6: Gráficos R_f/ϕ para os casos analisados por deformação por cisalhamento puro (quadrados brancos) e simples (quadrados pretos)	69
Figura 7: Gráficos comparativos dos resultados obtidos	71

5. DETERMINAÇÃO DA ORIENTAÇÃO PREFERENCIAL DE FORMA (OPF) DE SILICATOS EM ROCHAS GRANÍTICAS: GRANITO CAMPINA GRANDE (PB) _____ 78

Figura 1: Aquisição da imagem, procedimentos e determinação do elipsóide de forma	80
Figura 2: Marcadores de deformação elípticos.	82
Figura 3: Elementos do componente do tensor de inércia	83
Figura 4: Determinação da anisotropia pela contagem de interceptos	85
Figura 5: Contexto Geotectônico e estrutural do Complexo Granítico Campina Grande, com a localização dos afloramentos estudados para obtenção de orientação preferencial de forma (OPF) por análise de imagens e Anisotropia de Suscetibilidade Magnética (ASM).	89
Figura 6: Aspectos estruturais e litológicos do Granito Campina Grande	90
Figura 7: Seções (sub)-ortogonais da estação CG1, com imagens brutas, tratadas e de grãos desenhados.	92

Figura 8: Orientação dos eixos (A= lineação mineral, B= intermediário e C= pólo da foliação) do elipsóide de forma e de anisotropia de suscetibilidade magnética (K_1 = lineação magnética, K_2 = intermediário e K_3 = pólo da foliação magnética) juntamente com os cones de dispersão semi-ângulo do desvio-padrão (1σ) dos afloramentos analisados. **94**

Figura 9: Gráficos P(parâmetro de forma) x distâncias e A (grau de anisotropia) x distâncias dos afloramentos analisados na secção estudada no Granito Campina Grande **95**

Figura 10: Orientação dos eixos (A= lineação mineral, B= intermediário e C= pólo da foliação) do elipsóide de forma (método dos Intercepts) do Granítico de Campina Grande e estruturas medidas em campo. **98**

7. ANÁLISE DE SUSCETIBILIDADE MAGNÉTICA NOS GRANITOS CAMPINA GRANDE E SERRA REDONDA **103**

Figura 7.1: Localização das estações de amostragem de ASM **103**

Figura 7.2: Dados direcionais de ASM: K_1 (pólo da foliação magnética) representada por quadrados, K_2 – triângulos e K_3 (lineação magnética) – círculos. **106**

Figura 7.3: Dados direcionais de ASM: K_1 (pólo da foliação magnética) representada por quadrados, K_2 – triângulos e K_3 (lineação magnética) – círculos. **107**

Figura 7.4: Dados direcionais de ASM: K_1 (pólo da foliação magnética) representada por quadrados, K_2 – triângulos e K_3 (lineação magnética) – círculos. **108**

Figura 7.5: Dados direcionais de ASM: K_1 (pólo da foliação magnética) representada por quadrados, K_2 – triângulos e K_3 (lineação magnética) – círculos. **109**

Figura 7.6: Gráficos P (grau de anisotropia) X T (parâmetro de forma) e P x K_m (Suscetibilidade magnética média). **110**

Figura 7.7: Curvas termomagnéticas do Granito Campina Grande **111**

Figura 7.8: Foliações e lineações magnéticas do Complexo Granítico de Campina Grande. **113**

Figura 7.9: Estruturas interpretadas a partir da foliação magnética (linhas tracejadas). **114**

8- MICROESTRUTURAS E TRAMAS DE EIXO C DE QUARTZO EM MILONITOS DO SISTEMA DE CISALHAMENTO CAMPINA GRANDE (PB), PROVÍNCIA BORBOREMA **115**

Figura 1: Contexto geológico da Província Borborema **117**

Figura 2: Principais Zonas de cisalhamento regionais e contexto geológico e localização da secção geológica da área de estudo. **118**

Figura 3: Perfil geológico **120**

Figura 4: Indicadores cinemáticos associados às zonas de cisalhamento regionais **121**

Figura 5: Fotomicrografias de seções delgadas **124**

Figura 6: Trama cristalográfica de eixo-c em quartzo das Zonas de Cisalhamento de Campina Grande, Matinhas e Galante **126**

Figura 7: Sistemas de esforços e estruturas associadas. **130**

9. PADRÕES ISOTÓPICOS SM-ND NO LIMITE ENTRE OS TERRENOS ALTO PAJEÚ E ALTO MOXOTÓ (PB) **137**

Figura 1: Contexto geológico da Província Borborema **139**

Figura 2: Mapa esquemático do limite leste dos terrenos Alto Pajeú e Alto Moxotó, enfatizando as principais zonas de cisalhamento e as intrusões graníticas neoproterozóicas. **142**

Figura 3: Fotos dos litotipos associados ao Terreno Alto Moxotó **144**

Figura 4: Fotos dos litotipos associados ao Terreno Alto Pajeú **146**

Figura 5: Gráficos Nd^{143}/Nd^{144} x Sm^{143}/Nd^{144} para rochas associadas aos terrenos Alto Pajeú (TAP), Rio Capibaribe (TRC), Alto Moxotó (TAM), Complexo Sertânia e as rochas localizadas a sul do Lineamento Patos e norte de Esperança (Norte Esperança). **148**

Figura 6: Distribuição das Idades TDM (A) e $\epsilon Nd(0)$ (B) na área de estudo. **149**

Figura 7: Diagramas de evolução isotópica de Nd no tempo geológico para as unidades geotectônicas da área de estudo. **150**

Figura 8: Gráficos Sm^{147}/Nd^{144} x Sm^{143}/Nd^{144} do Terreno Alto Pajeú, separando os litotipos associados: rochas metassedimentares e metavulcanoclástica (Complexo São Caetano) e ortognaisses graníticos (Granitóides Cariris Velhos) **151**

Figura 9: Gráfico Rb^{87}/Sr^{86} x Sr^{87}/Sr^{86} das rochas associadas aos Terreno Alto Pajeú, Terreno Alto Moxotó e Complexo Sertânia **152**

Figura 10: Gráficos Nd^{143}/Nd^{144} x Sm^{143}/Nd^{144} para rochas graníticas intrusivas nos terrenos Alto Pajeú (TAP) e Alto Moxotó (TAM). **154**

Figura 11: Diagramas de evolução isotópica de Nd no tempo geológico para as rochas graníticas intrusivas nos terrenos Alto Pajeú (TAP) e Alto Moxotó (TAM). **155**

Figura 12: Gráfico Rb^{87}/Sr^{86} x Sr^{87}/Sr^{86} para rochas graníticas intrusivas nos terrenos Alto Pajeú (TAP) e Alto Moxotó (TAM). **156**

ÍNDICE DE TABELAS

4. AVALIAÇÃO DE MÉTODOS DE QUANTIFICAÇÃO DA DEFORMAÇÃO FINITA POR MEIO DE SIMULAÇÕES COMPUTACIONAIS DE DEFORMAÇÃO PROGRESSIVA _____60

Tabela 1. Resultados obtidos para cisalhamento simples. _____76

Tabela 2. Resultados obtidos para cisalhamento puro. _____77

5. DETERMINAÇÃO DA ORIENTAÇÃO PREFERENCIAL DE FORMA (OPF) DE SILICATOS EM ROCHAS GRANÍTICAS: GRANITO CAMPINA GRANDE (PB) _____78

Tabela 1. Parâmetros do elipsóide de forma dos afloramentos analisados calculados a partir imagens brutas, processadas e desenhadas de seções ortogonais de afloramento e tratados pelos métodos dos interceptos, tensor de inércia e Rf/ϕ _____101

7. ANÁLISE DE SUSCETIBILIDADE MAGNÉTICA NOS GRANITOS CAMPINA GRANDE E SERRA REDONDA _____103

Tabela 7.1. Dados de anisotropia de suscetibilidade magnética (ASM) dos sítios localizados no Granito Campina Grande _____104

Tabela 7.2 : Dados de anisotropia de suscetibilidade magnética (ASM) dos sítios localizados no Granito Serra Redonda _____105

8- MICROESTRUTURAS E TRAMAS DE EIXO C DE QUARTZO EM MILONITOS DO SISTEMA DE CISALHAMENTO CAMPINA GRANDE (PB), PROVÍNCIA BORBOREMA _____115

Tabela 1. Proporções (%) estimadas em área entre as fases minerais dos milonitos estudados. _____122

Tabela 2. Classificação e caracterização micro-estrutural das amostras estudadas _____123

9. PADRÕES ISOTÓPICOS SM-ND NO LIMITE ENTRE OS TERRENOS ALTO PAJEÚ E ALTO MOXOTÓ (PB) _____137

Tabela 1. Dados Analíticos das determinações Sm-Nd nos domínios e subdomínios isotópicos dos terrenos Alto Pajeú e Alto Moxotó _____162

Tabela 2. Dados Analíticos das determinações Rb-Sr nos domínios e subdomínios isotópicos dos terrenos Alto Pajeú e Alto Moxotó _____164

LISTA DE ANEXOS

Anexo 1 - *Fabrics of pre- and syntectonic granite plutons and chronology of shear zones in the Eastern Borborema Province, NE Brazil* (Artigo submetido e aprovado no periódico Journal of Structural Geology)

Anexo 2 – *Mapa Geológico da Folha Topográfica Campina Grande (SB.25-Y-C-I)*

Anexo 3 – *Mapa de localização de pontos descritos*

Resumo

O mapeamento sistemático da folha Campina Grande (1:100.000) apresenta grande importância no entendimento das relações estruturais e geocronológicas dos terrenos que constituem a Zona Transversal da Província Borborema (porção nordeste da Plataforma Sul Americana). Sendo que a área abrangida pelo mapeamento sistemático realizado apresentou-se como um excelente laboratório para aplicação de técnicas clássicas e modernas na área de geologia estrutural.

Neste trabalho, buscou-se o desenvolvimento e adequação das técnicas de análise de orientação preferencial de forma (OPF) na caracterização principalmente de tramas minerais em rocha granítica. Também foram utilizadas técnicas e métodos referentes a análise de suscetibilidade magnética (ASM), tramas de eixo de quartzo e a utilização de mapeamento isotópico de Nd.

O mapeamento sistemático, juntamente com a análise estrutural e cinemática caracterizou na área de estudo uma série de zonas de cisalhamento verticais de direção NW destrais e de direção NE sinistrais que formam um sistema conjugado situado no segmento oriental do Lineamento Patos (Província Borborema), a qual é aqui denominado “Sistema de Cisalhamento Campina Grande”.

As zonas de cisalhamento que compõem o “Sistema de Cisalhamento de Campina Grande” apresentam forte influência na colocação dos plútons graníticos da Zona Transversal. Os estudos de anisotropia de suscetibilidade magnética (ASM) e análise de orientação preferencial de forma em tramas minerais (OPF) ressaltam a influências destas zonas no alojamento dos corpos graníticos regionais, principalmente nos Plútons de Campina Grande e Serra Redonda.

O estudo da trama de eixos-c de quartzo nos milonitos do “Sistema de Cisalhamento de Campina Grande” 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 sob temperatura baixa a moderada (300 a 600° C). As microestruturas são típicas de deformação dúctil do quartzo associado 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 da Serra Redonda. A progressão e localização da deformação mantiveram a cinemática regional consistente até os estágios tardios da deformação finita registrada em ultramilonitos.

O “Sistema de Cisalhamento de Campina Grande” apresenta seu período principal de evolução situado no intervalo de 590 a 570 Ma que é associado a intenso magmatismo granítico. E representa o produto da interação dos segmentos crustais da Zona Transversal possivelmente associado a eventos transpressivos.

Os segmentos crustais que compõem a Zona Transversal apresentam assinaturas isotópicas distintas de Sm-Nd (relacionada aqui como Grupo I e II).

O primeiro padrão reconhecido (Grupo I) é caracterizado em gnaisses de origem supracrustal e ortognaisses graníticos pertencentes ao Terreno Alto Pajeú (TAP) que exibem assinatura isotópica com idades T_{DM} 2,0 a 1,0 Ga e $\epsilon_{Nd}(0)$ com valores no geral menores que -20,0 e razões Sm^{147}/Nd^{144} maiores que 0,12. O outro padrão isotópico (Grupo II) apresenta uma assinatura com idades T_{DM} paleoproterozóicas a arqueanas (2,0 a 3,0 Ga), $\epsilon_{Nd}(0)$ com valores entre -20,0 e -35,0, razões Sm^{147}/Nd^{144} concentrada no intervalo de 0,08 e 0,12 e é associado as rochas do Terreno Alto Moxotó (supracrustais e ortognaisses diversos). Os valores de $\epsilon_{Nd}(950)$ no TAP apresentam uma variação entre -4,19 a +0,03, o que sugere uma considerável contribuição de materiais/fontes juvenis na formação das rochas deste terreno. Já no TAM os valores de $\epsilon_{Nd}(2000)$ para o TAM variam de -11,28 a +1,73. Os valores positivos de $\epsilon_{Nd}(2000)$ também sugerem a contribuição de materiais/fontes juvenis na formação das rochas deste terreno. Já os valores negativos sugerem retrabalhamento de fontes crustais arqueanas.

As assinaturas isotópicas dos dois eventos acrescenciais de crostas são observadas nas intrusões graníticas da Zona Transversal, o que indica as contribuições dos Terrenos Alto

Moxotó e Alto Pajeú como fonte crustais para o magmatismo regional. Os granitos também apresentam forte relação com fontes associadas à fusão de crosta continental.

As idades U/Pb delimitam três principais períodos de magmatismo (cristalização de rocha) nos períodos de 2100 Ma, 950 Ma e 560 Ma na Zona Transversal na área de estudo. Os dois primeiros períodos são associados aos eventos de acreção e geração de crosta no Paleoproterozóico e no Eoneoproterozóico. E o ultimo associado ao magmatismo brasileiro das intrusões graníticas. Estes eventos também são registrados pelos dados isotópicos Rb-Sr, que se alinham às retas de regressão de referência de 2100 Ma, 950 Ma e 560 Ma. Os dados Rb-Sr refletem a homogeneização isotópica nestes períodos, ou por eventos magmáticos ou por metamorfismo.

Abstract

The systematic mapping of Campina Grande sheet (1:100.000) is very important to understand the structural and geochronological relations between different terranes of the Transversal Zone, Borborema Province (NE Brazil). The mapped area is an excellent natural laboratory to apply classical and modern techniques of structural geology for the study of mechanisms of generation and evolution of ductile shear zones.

This work aimed the evaluation, adaptation and validation of techniques for shape preferred orientation analysis to characterize granitic and metamorphic rock fabrics. Additionally, we used a multi-method approach, with the application of anisotropy of magnetic susceptibility analysis, quartz c-axis fabrics and Nd isotopic mapping integrated with conventional geologic studies.

A network of transcurrent shear zones formed by NW-trending dextral and NE-trending sinistral zones was recognized by systematic mapping, structural and kinematic analysis. These shear zones form a conjugated system located in the oriental segment of the Patos Lineament (Borborema Province), here denominated as the Campina Grande Shear System.

The Campina Grande Shear System strongly influenced the emplacement of granitic plutons in the Transversal Zone. This fact is emphasized by anisotropy of magnetic susceptibility analysis and shape preferred orientation fabrics, mainly for the Campina Grande and Serra Redonda plutons.

C-axis fabrics in quartz-mylonites of Campina Grande Shear System show single and cross girdle patterns consistent with kinematic criteria recorded in meso- and regional macroscale. They are related to the activation of mainly basal and rhomboedric $\langle a \rangle$ 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 principal phase of the Campina Grande Shear System evolution occurred between 590 and 570 Ma, concomitant with intense granitic magmatism, and represents the product of the interaction of the Transversal Zone segments, possibly associated with transpressive events.

The Transversal Zone crustal segments display two main distinct patterns of Sm-Nd isotopic signatures (groups I and II). The group I, characteristic of paragneisses and granitic orthogneisses from the Alto Pajeú Terrane (APT), exhibits Nd model ages (T_{DM}) between 1,0 and 2,0 Ma, $\epsilon Nd_{(0)}$ values generally lower than -20,0, and Sm^{147}/Nd^{144} ratio higher than 0,12. The group II, related to supracrustal rocks and orthogneisses from the Alto Moxotó Terrane (AMT), shows Paleoproterozoic to Archean Nd model ages (2,0 a 3,0 Ga), $\epsilon Nd_{(0)}$ values between -20,0 and -35,0, and Sm^{147}/Nd^{144} ratio from 0,08 to 0,12. The $\epsilon Nd_{(950)}$ values from the APT vary between -4,19 and +0,03, suggesting important contribution of juvenile material and sources in the rock formation in this terrane. The $\epsilon Nd_{(2000)}$ values from the AMT vary from -11,28 to +1,73, reflecting reworking of Archean crustal sources and contribution of juvenile material in the rock formation.

The isotopic signatures of the two crustal accretionary events (ca. 2000 and 950 Ma) are observed in granitic plutons of the Transversal Zone, indicating that the Alto Moxotó and Alto Pajeú terranes contributed as crustal sources for the regional magmatism. The granitic plutons also show strong relation with sources associated to melting of the continental crust.

U-Pb age data delimit three principal magmatic events in the Transversal Zone in the study area (ca. 2100 Ma, 950 Ma and 560 Ma). The two former events are associated to crustal accretion and generation, and the last event related to Brasiliano granitic magmatism. Rb-Sr isotopic dates also registered these events, reflecting isotopic homogenization during magmatic and/or metamorphic events.

Agradecimentos

Ao Prof. Dr. Benjamim Bley de Brito Neves, pela orientação deste trabalho, por todo estímulo dado e por sua amizade valiosa.

Ao Prof. Dr. Carlos José Archanjo por sua participação valiosa e fundamental como amigo e colaborador nos trabalhos científicos elaborados durante esta tese.

Aos geólogos e amigos Carlos Henrique Grohmann de Carvalho (por sua participação nos trabalhos de campos e pela ajuda sempre constante na parte de informática), Frederico Meira Faleiros (colaborador de todas as horas), Alexandra Viera Suhogussof (que também participou dos campos), Carlos Libório Tomba (por sua participação nos trabalhos de campo) e Carlos Alejandro Salazar.

A Prof. Dr. Maria Helena B. M. Hollanda pelo apoio na datação do Plúton de Serra Redonda.

Aos amigos de pós-graduação e graduação do Instituto de Geociências, Luciana Pascarelli Santos, André de Oliveira Sawakuchi, Leonardo Fadel Cury, Ivan Delfini Neves, Paula Garcia do Amaral, Eduardo Yamamoto, Márcia Gomes da Silva, José Coelho de Araújo, Lucelene Martins, Tiago Bastos Bonás...e a tantos outros.

A todos os professores do Instituto de Geociências (em especial aos do Mapeamento Geológico: Basei, Mário Campos, Oswaldo, Paulo etc) por minha formação como geólogo.

A todos os funcionários do Instituto de Geociências, em especial as secretárias da Pós-Graduação (Ana Paula e Magali) e ao Reynaldo (Cuca).

Aos amigos e companheiros de trabalho da Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM - Serviço Geológico do Brasil), em especial ao geólogo Luiz Antônio Chieregati.

E a todo mundo que de uma forma ou outra participou desta etapa de minha vida.

E para finalizar agradeço o apoio da minha família. Especialmente a minha mãe (D.Penha) e a minha esposa (Rakel).

À FAPESP pelo auxílio financeiro referentes aos processos nº 02/ 13677-4 (bolsa de doutorado) e nº 02/ 14687-1 (auxílio de pesquisa).

1. INTRODUÇÃO.

O desenvolvimento desta tese de doutorado está enfocado na apresentação de artigos científicos. Estes artigos foram desenvolvidos a partir do projeto: “*Folha Campina Grande (1:100.000): Cartografia Geológica, integração de dados estruturais, tectônicos e geocronológicos*”; com auxílio financeiro da FAPESP, processos nº 02/ 13677-4 (bolsa de doutorado) e nº 02/ 14687-1 (auxílio de pesquisa). Os objetivos deste projeto foram integrar a série de estudos com diversas finalidades já existentes (geocronologia, mapeamento geológico etc) com mapeamento sistemático na escala 1:100.000, abordando principalmente os aspectos estruturais, com ênfase no entendimento da cinemática regional.

Na Folha Campina Grande ocorre um conjunto de falhas transcorrentes, que formam estruturas nitidamente observáveis em imagens de sensores remotos e fotografias aéreas. O entendimento destas estruturas, a caracterização da geometria e cinemática deste sistema de cisalhamento, é de grande importância no entendimento da evolução brasileira nos terrenos e províncias geológicas que compõe a porção central da Província Borborema, que se caracteriza-se 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).

Os artigos aqui apresentados abordam linhas de pesquisas associadas a estudos de petrotramas, microestruturas e padrões isotópicos Sm-Nd. Dentre as linhas de pesquisas adotadas destacam-se os estudos de caracterização da orientação preferencial de forma de tramas minerais nos quais foram abordados aspectos tanto metodológicos e conceituais, além de sua aplicação na área de estudo.

1.1. Apresentação do tema

O mapeamento sistemático da folha Campina Grande (1:100.000) apresenta grande importância no entendimento das relações estruturais e geocronológicas dos terrenos que constituem a Zona Transversal da Província Borborema. Sendo que a área abrangida pelo mapeamento sistemático realizado apresentou-se como um excelente laboratório para aplicação de técnicas clássicas e modernas na área de geologia estrutural.

Nos últimos anos em geologia estrutural, a aplicação de métodos quantitativos para a caracterização de tramas minerais de rochas ígneas, metamórficas e sedimentares tem sido largamente utilizada. Os métodos quantitativos de caracterização da trama mineral tomaram um novo impulso desde o fim da década de 90, com o desenvolvimento de programas computacionais de livre acesso, tais como Rf/Phi (Mulchrone & Lisle, 1999 e Mulchrone & Meere 2001), RFPSHIM (Brandon 1996), Intercepts (Launeau & Robin 2003a) e SPO (Launeau

& Robin 2003b). Com a utilização desses programas a obtenção da orientação preferencial de forma (OPF) de uma trama mineral tornou-se uma operação relativamente fácil e rápida.

No entanto, apesar dessa praticidade, não há um consenso ou uma avaliação que determine a melhor forma ou rotina para a utilização destes programas. Deste modo, foi realizada uma série de estudos que avaliassem os métodos quantitativos de caracterização de trama mineral em seus resultados e na sua aplicabilidade. Também foi desenvolvida uma rotina de obtenção de OPF em rochas graníticas e metamórficas utilizando-se imagens de afloramentos.

Os estudos de OPF de trama mineral (principalmente das rochas graníticas) forneceram informações também utilizadas nos estudos de anisotropia de suscetibilidade magnética (ASM) dos Granitos Campina Grande e Serra Redonda. Estes granitos apresentam importantes relações com as zonas de cisalhamento regionais, sendo que a caracterização de suas estruturas e dos mecanismos associados a sua colocação são fundamentais no entendimento da evolução estrutural da área de estudo.

A área de estudo apresenta importantes zonas de cisalhamento, conforme já mencionado. Uma abordagem sistemática para a caracterização das mesmas envolveu a caracterização das microestruturas, reconhecimento de indicadores cinemáticos microscópicos e mesoscópicos e a caracterização de tramas de eixos c de quartzo.

A integração dos dados geocronológicos (Sm-Nd, Rb-Sr e U-Pb) já publicados em trabalhos anteriores juntamente com novas análises realizadas (Sm-Nd) permitiu caracterizar as assinaturas isotópicas dos terrenos tectônicos presentes na área estudada, além de fornecer informações preciosas sobre a evolução geológica regional.

1.2. Organização desta tese

A apresentação de teses de doutorados em forma de artigos científicos implica em algumas adaptações quanto à forma em relação ao modelo tradicional.

O desenvolvimento principal deste trabalho encontra-se em cinco artigos científicos submetidos a periódicos nacionais (04 artigos) e internacionais (01 artigo). Os artigos são apresentados na forma de capítulos nesta tese. Os outros capítulos abordam aspectos metodológicos, geologia regional etc.

O capítulo inicial traz uma breve apresentação dos temas abordados.

O segundo capítulo apresenta uma pequena revisão sobre os métodos adotados neste trabalho.

O terceiro capítulo aborda o contexto geológico e a descrição das unidades litoestratigráficas mapeadas na folha topográfica Campina Grande.

No quarto capítulo é apresentado o artigo científico intitulado “Avaliação de métodos de quantificação da deformação finita por meios de simulações computacionais de deformação progressiva”, que apresenta uma abordagem puramente metodológica. Este artigo foi desenvolvido a partir da necessidade de avaliar os métodos e as técnicas utilizadas para quantificar e caracterizar tramas minerais em rochas (magmáticas e metamórficas). Os métodos avaliados posteriormente foram utilizados na área de estudo, principalmente na caracterização da trama magmática das rochas graníticas.

O quinto capítulo, também apresenta um artigo científico com abordagem metodológica concentrada na avaliação dos métodos e técnicas na obtenção da orientação preferencial de forma (OPF), mas com a aplicação nas rochas graníticas na região de estudo. Intula-se: “Determinação da Orientação Preferencial de Forma (OPF) de silicatos em rochas graníticas: Granito Campina Grande (PB)”.

O sexto capítulo, refere-se a um resumo do artigo científico: “*Fabrics of pre- and syntectonic granite plutons and chronology of shear zones in the Eastern Borborema Province, NE Brazil*”, o qual se encontra anexado ao final do corpo de texto desta tese (Anexo 1). Neste artigo são abordados e apresentados alguns aspectos da região de estudo (dados estruturais, datações U-Pb etc), os quais são comparados com outras áreas da Província Borborema.

No sétimo capítulo é apresentada a análise de anisotropia de suscetibilidade magnética (ASM) realizada nos Granitos Campina Grande e Serra Redonda, e que futuramente será o escopo de uma futura publicação.

O oitavo capítulo aborda o artigo científico realizado sobre a caracterização de tramas de eixos c de quartzo e microestruturas nas estruturas regionais. O artigo intitula-se: “Microestruturas e tramas de eixo C de quartzo em milonitos de Sistema de Cisalhamento Campina Grande (PB), Província Borborema”.

O nono capítulo apresenta o artigo científico sobre aplicação de isótopos Sm-Nd na área de estudo é intitulado: “Padrões isotópicos Sm-Nd no limite entre os Terrenos Alto Pajeú e Alto Moxotó (PB)”.

O último capítulo contempla as discussões sobre os dados produzidos e as conclusões finais do trabalho.

2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

Na realização deste trabalho foram utilizadas técnicas e métodos que serão abordados neste capítulo e nos artigos científicos que compõem o arcabouço desta tese de doutorado.

As técnicas e métodos relacionadas aos cálculos dos parâmetros de orientação e forma na determinação da orientação preferencial de forma (OPF) são abordados nos artigos “Avaliação de métodos de quantificação da deformação finita por meio de simulações computacionais de deformação progressiva” e “Determinação da Orientação preferencial de forma (OPF) de silicatos em rochas graníticas: Granito Campina Grande (PB)”.

Três métodos serão especialmente abordados e discutidos neste capítulo: anisotropia de suscetibilidade magnética (ASM), análise de trama de eixos-c de quartzo e método Sm-Nd.

2.1. Análise de suscetibilidade magnética (ASM)

A caracterização magnética de um material pode ser feita através da magnetização (M) induzida pela aplicação de um campo indutor (H). Parâmetros físico-químicos tais como temperatura, pressão e composição química influenciam o comportamento da magnetização remanescente. Se o material é homogêneo e isotrópico, há uma relação linear entre M e H de tal forma que:

$$M = kH,$$

onde M e H são os vetores magnetização e campo indutor (ambos medidos em A/m), enquanto k é um parâmetro escalar adimensional denominado *suscetibilidade magnética* (Archanjo 2003).

Grande parte dos minerais são anisotrópicos, ou seja, suas propriedades físicas variam com a direção. Mesmo os minerais isotrópicos apresentam pequenas variações em sua composição química, defeitos na rede cristalina ou inclusões, que levam a algum tipo de anisotropia, mesmo que de fraca intensidade. Assim, para manter a linearidade razoavelmente constante entre M e H , a suscetibilidade magnética é medida em campo muito baixo (< 1 mT) próximo a um ponto de repouso (M_0 e H_0). Nestas condições a suscetibilidade inicial k_0 ($= dM_0/dH_0$) é representada pela inclinação da curva próximo à origem. Em temperatura ambiente, a suscetibilidade volumétrica dos minerais e rochas varia bastante, entre $-0,00001$ unidades SI (-10^{-5} SI) nos materiais diamagnéticos, a até 6 SI nos materiais ferrimagnéticos (Archanjo 2003).

Quando um campo H é aplicado a um material magneticamente anisotrópico, a magnetização induzida M não é mais colinear com o campo. Conseqüentemente, para uma dada

direção de indução as três componentes ortogonais principais podem ser representados pela equação:

$$M_i = k_{ij}H_j \quad (i = 1, 2, 3),$$

onde M_i é a magnetização na direção i , e H_j é o campo indutor na direção j . k_{ij} é uma matriz simétrica 3x3 de segunda ordem, denominada *tensor suscetibilidade*. As propriedades matemáticas de um tensor podem ser encontradas em Nye (1957). No tensor suscetibilidade é possível definir um sistema de eixos ortogonais, denominados eixos principais. Os termos diagonais e simétricos do tensor, k_{11} , k_{22} e k_{33} , definem a magnitude as direções principais de suscetibilidade magnética, cuja representação espacial é um elipsóide ($k_1 > k_2 > k_3$). O grau de anisotropia P é dado pela relação k_1/k_3 ; quando $P = 1$ (esfera) a suscetibilidade é isotrópica e, à medida que P aumenta, o grau de eccentricidade do elipsóide aumenta igualmente. A forma do elipsóide varia de oblato ($k_1 = k_2 \gg k_3$), prolato ($k_1 \gg k_2 = k_3$), e triaxial ou neutro ($k_1 > k_2 > k_3$). A simetria pode ser determinada pelo parâmetro T , expresso por:

$$T = \ln F - \ln L / \ln F + \ln L,$$

onde $F = k_2 / k_3$, e $L = k_1 / k_2$. varia de 0 a 1 para elipsóides triaxiais a oblatos, e de 0 a -1 para elipsóides triaxiais a prolatos. (Archanjo 2003).

A medida da anisotropia de susceptibilidade magnética (ASM) é feita em cilindros de rocha com tamanho padrão de 22 mm de altura (h) por 22 mm de diâmetro (d). Estas dimensões fornecem uma razão $h/d = 0,88$, valor este que melhor se aproxima ao de um cubo cujo efeito relacionado à forma na medida é mínimo. A anisotropia de suscetibilidade pode ser determinada girando uma amostra em um campo indutor (método rotativo), ou então medindo a suscetibilidade da amostra em 9 posições diferentes {protocolo de Girdler 1961} ou em 15 posições {protocolo de Jelinek 1977}. O resultado é um elipsóide cuja orientação espacial é determinada pelo sistema de coordenadas ortogonais da amostra, onde o eixo x corresponde à declinação (azimute), o eixo z à inclinação e o eixo y é perpendicular ao plano xz . (Archanjo 2003).

Finalmente, é importante considerar que a medida da suscetibilidade consiste da soma das contribuições individuais dos diferentes grãos que constituem uma rocha, de tal forma que:

$$k = k_d + k_p + k_f,$$

onde k é a suscetibilidade total ($= k_0$) e k_f , k_p e k_d representam as contribuições, respectivamente, da suscetibilidade dos minerais dia-, para- e ferromagnéticos *senso latu*. Por sua vez, a variação da suscetibilidade na rocha vai depender do teor relativo de cada população mineral e da anisotropia intrínseca do grão cuja origem depende fundamentalmente da forma e/ou tipo de retículo cristalino. (Archanjo 2003).

2.2. Tramas de eixo c de quartzo

As tramas de orientação cristalográfica preferencial estão relacionadas aos mecanismos de deformação, à forma do elipsóide de deformação finita e ao padrão de deformação progressiva (coaxial ou não coaxial) (Schmidt & Casey 1986). Podem ainda indicar o sentido do transporte tectônico.

Os sistemas de deslizamento ativados na produção de tramas e eixos cristalográficos são governados pela temperatura, pressão de confinamento e quantidade de fluidos presentes no momento da deformação. Em geral, incrementos em temperatura, pressão de confinamento ou conteúdo de água e um decréscimo na razão de deformação promovem atividade nos planos rômnicos e prismas, e condições inversas promovem atividade no plano basal (Lister & Dornsiepen 1982).

Os elementos cristalográficos do quartzo estão apresentados na figura 2.1.

Figura 2.1: Faces cristalográficas e direções no quartzo, apresentando os principais planos de deslizamento e suas direções. A direita é representada a morfologia do cristal de quartzo junto com os eixos cristalográficos. *m* indica os planos prismáticos; *r* e *z* indicam os planos positivos e negativos romboédricos, respectivamente; e o plano normal a *c* indica o plano basal. A esquerda apresenta a projeção em igual-ângulo no hemisfério inferior dos pólos dos planos cristalográficos (círculos) e direções cristalográficas no quartzo (adaptado de Twiss e Moores 1992)

A variação das tramas de eixo de quartzo sobre diferentes condições de temperatura, pressão e regime de deformação apresenta comportamento relativamente conhecido. Modelamentos teóricos de trama cristalográfica de quartzo para deformação coaxial foram desenvolvidos por Lister e associados (Lister & Hobbs 1980), sendo que apresentam uma clara relação entre a simetria da deformação, distribuição de trama e eixos de deformação finita. Estas relações estão apresentadas nas figuras 2.2 e 2.3 e foram complementadas por estudos experimentais por Tullis (1977) e por análise em quartzitos naturalmente deformados por Price (1985). Apresentam uma relação importante entre os padrões de trama e as direções principais

de extensão podendo ser usadas para indicar o regime de estiramento ou achatamento atuantes durante a deformação. Também indicam nas proximidades do plano de esforços da deformação um padrão de trama de eixo c de quartzo distribuído conforme uma guirlanda cruzada (*cross-guirde*) ou como guirlanda simples quando a foliação é perpendicular a lineação. Apesar dos modelos teóricos reproduzirem com sucesso vários aspectos de tramas observadas em eixo-c de quartzo naturais, eles não são completamente bem sucedidos para alguns casos.

Figura 2.2: Relações teóricas (para deformação coaxial) entre simetria de deformação (expressos por diagrama de Flinn) e tramas de eixos c e a de quartzo. Adaptado de Schmidt & Case (1986) e Passchier & Trouw (1997)

Diversos fatores podem ser analisados a partir de tramas de eixos c de quartzo destacam - se:

a) Indicadores cinemáticos: a assimetria de padrões de tramas de eixo c de quartzo em relação a foliação e a lineação é geralmente utilizada como critério para deduzir o sentido de cisalhamento (Lister & Willian 1979, Schimidt & Casei 1987), no entanto conforme alguns autores (Passchier & Trouw 1997) a utilização de tramas de eixo c de quartzo apresenta

possíveis armadilhas, devido a fatores como recristalizações ou a influência de outros minerais na constituição da petrotrama.

Figura 2.3: Geometria básica de tramas de eixo c associadas a deformação coaxial em seções perpendiculares a lineação de estiramento (plano YZ) e seções paralelas a lineação (plano XZ), ambos perpendiculares ao plano da foliação (Llana-Fúnez 2002).

b) Avaliação da deformação (qualitativamente e quantitativamente): conforme já foi exposto, as tramas de eixos c podem definir o tipo de cisalhamento atuante. Também pode ser avaliado para determinar a intensidade dos esforços atuantes (Law 1990) e o componente rotacional nos esforços (Schmidt & Casei 1987). A figura 2.4 apresenta as variações da trama de eixo c de quartzo com o aumento progressivo da deformação.

Figura 2.4: Representações de padrões gerais de trama de eixos c de quartzo com o aumento progressivo da deformação ou do componente rotacional.

Também neste tipo de análise, sobreposição de eventos como deformação coaxial depois de cisalhamento simples progressivo pode gerar erros de interpretações, conforme Lister & Willians (1979).

c) Avaliação da temperatura: Os padrões de trama de eixo c são diretamente afetados pelas mudanças de temperatura, pressão confinante e água. Os aumentos progressivos destes fatores promovem atividades nos planos romboédricos e prismáticos do quartzo (Price 1985 e Okudaira *et al.* 1995), gerando em médias temperaturas padrões de eixo c com concentrações ao longo do

eixo Y e em altas concentrações ao longo do eixo X. Condições inversas geram atividades no plano basal e padrões de eixo c com concentrações ao longo do eixo Z. A figura 2.5 apresenta a tendência de concentrações com aumento progressivo da temperatura com a atuação de cisalhamento simples.

Figura 2.5: Variação da orientação cristalográfica preferencial de quartzo conforme condições diferentes de temperatura e apresentação dos planos de quartzo ativados sobre estas condições. (Burg et al 1984)

No entanto a estimativa de condições seja de temperatura, taxas de deformação, tipo de esforços atuantes pela análise de trama de eixo c é influenciada por fatores como recrystalização de grãos, tamanhos de grãos e influência de outros minerais. A influência da recrystalização sobre a trama de eixo c é discutida por diversos autores sendo abordado aspectos como diferenças entre fábricas de porfiroclastos e grãos recrystalizados (Kirschner & Teyssier 1991, Hippert e Borba 1992, Kirschner & Teyssier 1992) e relação com a deformação e cristalização (Miller & Christie 1981). No entanto, conforme Twiss & Moores (1992) não existem modelos simples que predigam os efeitos da recrystalização (dinâmica ou estática) na orientação preferencial de fábrica.

Alguns padrões encontrados de trama de eixo c apresentam comportamento atípicos aos do encontrado na literatura. Alguns destes padrões podem ser explicados por guirlandas incompletas ou concentrações de máximo ponto (Fueten 1992), outros no entanto, não apresentam correlações com os padrões teóricos e naturais conhecidos. Correlações para padrões anômalos de trama de eixo c de quartzo são de difícil interpretação somente com os dados deste eixo, sendo necessário um estudo mais detalhado com o conhecimento do comportamento dos outros eixos do quartzo (a, m e z) e devido ao desconhecimento de alguns comportamentos de padrões de tramas de eixo c de quartzo. Um fator importante que deve ser considerado é o *annealing* (que inclui a recristalização estática e pós-tectônica), sendo que a influência deste fenômeno sobre os padrões de trama de eixo c é pobremente entendida (Egydio-Silva *et al.* 2002). Alguns autores argumentam que o *annealing* é capaz de destruir os padrões de orientação preferencial (Law 1990). Uma outra linha é de que as tramas sin-cinemáticas não são totalmente apagadas pelo *annealing*. Estudos experimentais de Hobbs (1978), Green *et al.* (1970) e Masuda *et al.* (1997) não chegaram a um consenso sobre a questão. Ralser (2000) a partir de experimentos laboratoriais observa a mudança de tramas de eixo c iniciais com o acréscimo da temperatura e recristalização por *annealing* (Fig. 2.6). Heillbroner & Tullis (2001) apresentam resultados nos quais quartzitos que sofreram *annealing* preservaram padrões de orientação preferencial de quartzo pré-existent apesar do tamanho e da forma dos cristais terem sido modificados.

Figura 2.6: Orientações preferenciais de eixo c de quartzo (OPC) medidas em milonitos submetidos a *annealing*. **A:** Padrão inicial. **B:** Trama obtida a partir de 35 % de encurtamento da amostra inicial a 700° C, e taxa de deformação de 10-5s-1, e pressão confinante de 1.75 Kbar. **C:** Trama obtida a partir de 35 % de encurtamento da amostra inicial e aquecimento por 13 h a 1000° C. Contornos de isofrequência a 4, 2, 0.77 %. Projeção em igual-área. Ralser 2000.

2.1. O método Sm-Nd

O método Sm-Nd é uma importante ferramenta na caracterização de províncias geológicas. Muitos tipos litológicos da crosta superior (vulcânicas félsicas e granitóides) exibem razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ (Millesenda *et al.* 1994) notavelmente constantes, as quais diferem significativamente e consistentemente de sua fonte mantélica pretérita. Esta constância nas razões crustais de Sm-Nd permite a estimação de idades-modelos, relativas à diferenciação manto/crosta (T_{DM} e T_{CHUR}), bem como parâmetros petrogenéticos (ϵ_{Nd}).

Na representação de dados de isótopos de Nd são utilizados os seguintes parâmetros:

- ϵ_{Nd} : (De Paolo & Wasserburg, 1976a)

Corresponde à comparação entre o valor atual da razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (atual ou pretérita), com o valor do reservatório condritico uniforme (CHUR), calculado pela fórmula:

$$\epsilon_{\text{Nd}(T)} = \left[\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{am}(T)} / \left(\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{chur}(T)} - 1 \right) \right] \times 10^4$$

O parâmetro $\epsilon_{\text{Nd}(T)}$ auxilia na identificação das fontes magmáticas e de processos de formação das rochas. De modo geral o parâmetro $\epsilon_{\text{Nd}(T)}$ quando positivo indica a fonte magmática do Nd como mantélica, e quanto maior for o seu valor mais empobrecido geoquimicamente é o manto. Quando os valores de $\epsilon_{\text{Nd}(T)}$ apresentam valores negativos a fortemente negativos indicam fontes com participação crustal na formação dos magmas. A progressão para valores fortemente negativos de $\epsilon_{\text{Nd}(T)}$ é associada ao aumento da participação crustal na formação dos magmas. Por outro lado quando ocorre uma participação de duas fontes (manto ou crosta) os valores de $\epsilon_{\text{Nd}(T)}$ em geral flutuam, podendo ser negativo ou positivo, dependendo do grau de participação do material de uma determinada fonte (Sato *et al.* 1995).

-Idades Modelos Sm-Nd em estágio único(T_{DM} e T_{CHUR}):

O fato da razão Sm/Nd modificar-se significativamente somente durante a diferenciação manto-crosta permite calcular as idade modelos de Nd (DePaolo 1981 e Sato *et al.* 1995).

As idades modelo de Nd são interpretadas como a época no qual uma amostra tinha a mesma composição isotópica em relação a sua fonte, e a partir deste estágio diferenciou-se isotopicamente. A absoluta precisão dessas idades depende do modelo de evolução assumido das fontes mantélicas precursoras das rochas crustais.

As idades modelos são interpretadas a partir da evolução isotópica do Nd baseadas no CHUR (reservatório uniforme condritico) e DM (manto empobrecido), conforme apresentado na figura 2.7.

Figura 2.7: Diagramas de evolução isotópica de Nd no tempo geológico (A)- linhas de evolução isotópica de Nd no tempo geológico (modelo linear). (B) Evolução isotópica de Nd baseada segundo modelo de DePaolo 1981.

As idades modelos T_{CHUR} e T_{DM} para modelos lineares de evolução isotópica podem ser calculadas a partir das seguintes equações:

$$T_{CHUR} = \frac{1 \ln}{\lambda} \left[1 + \frac{\left(\frac{Nd^{143}}{Nd^{144}} \right)_{CHUR} - \left(\frac{Nd^{143}}{Nd^{144}} \right)_{AM}}{\left(\frac{Sm^{147}}{Nd^{144}} \right)_{CHUR} - \left(\frac{Sm^{147}}{Nd^{144}} \right)_{AM}} \right]$$

$$T_{DM} = \frac{1 \ln}{\lambda} \left[1 + \frac{\left(\frac{Nd^{143}}{Nd^{144}} \right)_{DM} - \left(\frac{Nd^{143}}{Nd^{144}} \right)_{AM}}{\left(\frac{Sm^{147}}{Nd^{144}} \right)_{DM} - \left(\frac{Sm^{147}}{Nd^{144}} \right)_{AM}} \right]$$

As razões isotópicas de $(Nd^{143}/Nd^{144})_{CHUR}$ e DM e $(Sm^{147}/Nd^{144})_{CHUR}$ e DM variam conforme o autor (Jacobsen & Wasserburg 1984 e Milisenda *et al* 1994).

As idades modelos de estágio único apresentam os seguintes problemas para sua interpretação:

► Variação química e isotópica do Manto:

Conforme Sato (1998), as idades modelos não terão qualquer significado geológico, se o manto que produziu o magma parental da rocha estudada for diferente do reservatório DM (manto empobrecido “normal”). Isto possivelmente ocorre devido a heterogeneidade do manto e a um comportamento isotópico distinto do DM.

► Alteração na Razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ em rochas crustais

Minerais que concentram seletivamente elementos terras raras (ex: allanita) enriquecem progressivamente o Nd, alterando a razão Sm/Nd (diminuição dos valores) e deste modo também as idades T_{DM} .

► Misturas de duas ou mais fontes

Quando ocorre fusão com participação de fontes distintas, a idade modelo representará uma época intermediária para as derivações últimas dos protólitos, a partir do manto. Amdt & Goldstein (1987), apontam este fator como um dos principais complicantes para a interpretação das idades T_{DM} .

► Sedimentos e rochas metassedimentares

Sato (1998) apresenta como outro fator problemático a utilização de idades modelos Sm-Nd que não correspondem ao processo de diferenciação mantélica dos protólitos crustais das rochas estudadas, ocorre quando se trabalha com materiais derivados da fusão parcial de sedimentos heterogêneos, provenientes de diversas fontes. A idade obtida seria um valor intermediário entre os diversos episódios de diferenciação manto-crosta que geraram os protólitos das rochas fontes dos sedimentos. A idade obtida será em função do conteúdo em ETR proveniente de cada fonte, e o valor será mais próximo daquela, cuja participação na constituição dos sedimentos e/ ou rochas metassedimentares foi mais significativo.

-Idades modelos em estágio duplo

Algumas idades modelos de estágio únicos que não apresentam significado podem ser recalculadas a partir do modelo de evolução de estágio duplo que considera o fracionamento entre o Sm e Nd na evolução isotópica (Fig. 2.8). O modelo de evolução de estágio duplo de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ em função do tempo geológico pode minimizar os desvios ocasionados por problemas de fracionamento, se forem conhecidas a idade do evento T2 (evento tectono magmático secundário, calculado a partir da isócrona Sm/Nd ou por outros métodos com U-Pb em zircões). O grau de fracionamento adotado para as correções, pode ser estimado com base no valor médio de várias determinações de $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, ou por valores teóricos.

Figura 2.8: Exemplo de evolução segundo modelo em estágio duplo. Diagrama de evolução isotópica de Nd em função do tempo geológico (modificado de Sato, 1998).

3. CONTEXTO GEOLÓGICO

Neste trabalho, os estudos e levantamentos geológicos foram concentrados na área compreendida pela folha topográfica 1:100.000 Campina Grande (SB.25-Y-C-I).

A Folha de Campina Grande (SB.25-Y-C-I.) situa-se entre os meridianos e 35°30' W e 36°00' W e paralelos 7° 00' S e 7° 30' S (Fig. 3.1) no estado da Paraíba próximo a divisa com o estado de Pernambuco

O acesso pode ser feito através da rodovia BR-230 saindo de João Pessoa (~120 km) ou pela BR- 104 saindo de Natal (~ 300 km). Na área de estudos as principais vias de acessos são as rodovias federais BR- 230 e 104 e estaduais PB-066, 079, 090, 095, 097, 121 e 148.

Figura 3.1: Localização da área de estudo

A região estudada localiza-se na Província Borborema (Fig. 3.2) 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.

A folha topográfica Campina Grande (SB.25-Y-C-I) abrange uma área chave no entendimento da Província Borborema (Fig. 3.2). Na região de estudo estão presentes quatro dos mais importantes terrenos que constituem o arcabouço da Província Borborema, a saber de norte para sul- Terreno Rio Grande do Norte (RGN) constituído principalmente por rochas paleoproterozóicas que preservaram os núcleos arqueanos; Terreno Alto Pajeú (TAP), composto de ortognaisses (Cariris Velhos) e supracrustais (Complexo S. Caetano) de idade Eo-neoproterozóicas; Terreno Alto Moxotó (TAM), estruturado por ortognaisses bastante variados, migmatitos, rochas máficas-ultramáficas; Terreno Rio Capibaribe (TRC) composto principalmente por supracrustais xistosas, quartzitos, com intercalações cálcio-silicáticas e carbonáticas. O primeiro destes terrenos é representante do domínio setentrional da Borborema, os três últimos são parte integrante do Domínio da Zona Transversal. Em todos os terrenos citados ocorrem intrusões graníticas associadas ao Evento Brasileiro (Complexos graníticos de Esperança, Campina Grande, Queimadas, Timbaúba etc).

A folha topográfica Campina Grande abrange principalmente os terrenos Alto Moxotó e Alto Pajeú. Estes terrenos apresentam assinaturas aeromagnéticas com forte contraste magnético e padrão gravimétrico diferenciado (Oliveira & Santos 1993 e Santos *et al.* 2002). O limite entre estes terrenos caracteriza-se por importantes sistemas de cisalhamento (transcorrentes e de baixo ângulo), que podem ou não representar suturas tectônicas. Santos *et al.* (2002) associam este limite tectônico com o posicionamento e desenvolvimento da estrutura denominada “Nappe Serra do Jabitacá”, que representaria o cavalgamento do TAM sobre o TAP, sendo a idade desta estruturas associada ao “Evento Cariris Velhos” de idade eoneoproterozóica. Neste trabalho, este limite tectônico é associado a um sistema de empurrão denominado de “Riachão de Bacamarte”,

que pode representar a frente de empurrão da “Nappe Serra do Jabitacá”. Archanjo *et al.* 2007 apresenta evidências de que o Sistema de Empurrão de Riachão do Bacamarte foi contemporâneo aos plútons graníticos ediacarianos de Campina Grande e Serra Redonda, influenciando na colocação e na estrutura interna dos mesmos.

Figura 3.2: Contexto geológico e geotectônico regional (modificado de Archanjo & Fetter 2004)

3.1 Mapa Geológico

O mapa geológico simplificado da folha topográfica Campina Grande (SB.25-Y-C-I) é apresentado na Fig. 3.3. O mapa geológico apresenta-se anexado ao final do corpo de texto da tese de doutorado juntamente com os mapa de localização dos afloramentos descritos.

A estratigrafia proposta para área de estudo é apresentada na Fig. 3.4. Sendo as unidades litoestratigráficas caracterizadas a seguir, sendo associadas aos domínios tectônicos presentes na região. Dois perfis estruturais são apresentados na Figura 3.5.

Figura 3.3: Mapa geológico simplificado da folha topográfica Campina Grande (SB.25-Y-C-I)

Figura 3.4: Estratigrafia proposta para a folha topográfica Campina Grande (SB.25-Y-C-I)

Figura 3.5: Perfis Geológicos da folha topográfica Campina Grande (SB.25-Y-C-I), localização na Figura 3.3.

3.2. Terreno Alto Moxotó

O Terreno Alto Moxotó (TAM) caracteriza-se como uma província tectônica da Zona Transversal. Santos *et al.* (2002) apresentam três fatores relevantes na diferenciação do Terreno Alto Moxotó (TAM) das demais províncias do Domínio Transversal: predomínio de rochas paleoproterozóicas, raras intrusões graníticas de idade neoproterozóica e menor influência da deformação associada às grandes zonas de cisalhamento transcorrente regionais. É limitado a norte com o Terreno Alto Pajeú 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 Norte. Brito Neves *et al.* (2001b) destacam três grupos litológicos principais: Ortognaisses bandados laminados, ortognaisses graníticos e granodioríticos e gnaisses aluminosos (caracterizados por outros autores, Santos *et al.* 2002, como Complexo Sertânia).

Dentre as rochas que ocorrem no TAM, na folha topográfica Campina Grande, merecem uma referência especial as rochas metamáficas (anfíbolitos e granada-piroxenitos), caracterizadas como retroeclogitos (Beurlen *et al.* 1991, Beurlen *et al.* 1992 e Almeida *et al.* 1997) e que são associadas a mineralizações de Fe-Ti. Estas rochas afloram a oeste de Itatuba e a leste e sul de Queimadas. Ocorrem com lentes centimétricas a decimétricas envolvidas em anfibólio biotita gnaisses bandados. Almeida *et al.* (1997) e (2005) indicam estas rochas como basaltos metamorfisados em condições de alta pressão, tendo atingido condições de fácies eclogito, com assinatura de toleítos de arcos de ilhas, sendo interpretadas como os remanescentes de uma zona de sutura paleoproterozóica.

As unidades do TAM na Folha Campina Grande apresentam-se distribuída na direção ENE-WSW, os contatos entre as mesmas são de natureza tectônica, principalmente por zonas de cisalhamento de alto ângulo, sendo que nas unidades do TAM preservam uma tectônica de baixo ângulo associada a empurrões (Fig. 3.6). Na porção norte apresenta-se em contato com as unidades do Terreno Alto Pajeú (TAP), predomina um regime marcado pela transcorrência e foliações de alto a médio ângulo, sendo o contato principal delimitado pela Zona de Empurrão Riachão do Bacamarte. Em sua porção sul na Folha topográfica Campina Grande apresenta-se em contato por zona de cisalhamento de alto ângulo (Zona de cisalhamento Cruzeiro do Nordeste) com rochas do Terreno Rio Capibaribe.

Figura 3.6: Domínios estruturais da folha topográfica Campina Grande. Estereogramas em semi-esfera inferior com isofrequência de contagem (2, 4, 6, 8 e 10). Contornos em branco (unfilled) para lineações e contornos preenchidos (grayscale) para foliações.

A seguir as unidades litoestratigráficas mapeadas no domínio correlacionado ao Terreno Alto Moxotó serão descritas a seguir, sendo que as unidades litoestratigráficas são associadas a quatro tipos principais de assembléias litoestratigráficas:

- Ortognaisses bandados;
- Ortognaisses graníticos;
- Rochas metassedimentares;
- Rochas graníticas intrusivas neoproterozóicas.

3.2.1. Ortognaisses bandados

Os ortognaisses bandados, anfibolitos e ortognaisses gabro-anortosíticos constituem a principal unidade litoestratigráfica em área do TAM. Estas rochas são intrudidas por uma série de ortognaisses graníticos e granodioríticos. Apresenta uma grande variedade de litotipos, e um retrabalhamento metamórfico e estrutural complexo (Brito Neves *et al.* 2001b).

Conforme já comentado, são nestes ortognaisses que ocorrem as rochas metamáficas (anfibolitos e granada-piroxenitos), caracterizadas como retroeclogitos (Beurlen *et al.* 1991, Beurlen *et al.* 1992 e Almeida *et al.* 1997) e associados a mineralizações de Fe-Ti.

Em Santos *et al.* (2002) os ortognaisses bandados na região abrangida pela folha Campina Grande são associados a duas unidades litoestratigráficas associadas ao paleoproterozóico e com possíveis resquícios arqueanos. A mais antiga, de idade é caracterizada pelo predomínio de um ortogneisse granodiorítico-granítico (**AP γ**) variavelmente migmatizados que intercalam rochas metamáficas. A outra unidade constitui o denominado Complexo Sumé.

O Complexo Sumé conforme Santos *et al.* (2002) representa uma associação de gnaisses de alto grau metamórfico, incluindo ortognaisses, paragnaisses e migmatitos, com intercalações de metabasitos, metagabros, metassienitos, calcários cristalinos, *skarns* etc.

Neste trabalho, são delimitadas duas unidades de ortognaisses bandados caracterizadas pelo predomínio de anfibolitos (**PGnM**) ou de migmatitos (**PMgn/P γ**), que são correlacionáveis a unidade de ortogneisse granodiorítico-granítico variavelmente migmatizados (**AP γ**) de Santos *et al.* (2002). A utilização da denominação de Complexo Sumé não é utilizada neste trabalho, no entanto, reconhece-se que muitas das litologias associadas ao mesmo (metabasitos, metagabros, metassienitos etc) são reconhecidas nos ortognaisses bandados do TAM. Estas litologias ocorrem em corpos restritos não mapeáveis na escala adotada neste trabalho (1:100.000).

As determinações geocronológicas dos ortognaisses bandados apresentam idades U/Pb em zircões com valores paleoproterozóicos (idades de 2016 ± 26 Ma, 2109 ± 8 , 2393 ± 110 Ma, Santos *et al.* 2004 e Brito Neves *et al.* 2001b). Brito Neves *et al.* 2001b pelo método Rb-Sr também evidência a idade paleoproterozóica pelo alinhamento ao longo da isócrona de referência 2100 Ma.

Anfibolitos, anfibólio biotita gnaisses, biotita gnaisses bandados, biotita *augen* gnaisses (granodioríticos a graníticos), migmatitos estromáticos (PGnM).

Esta unidade localiza-se na porção central da Folha Campina Grande, apresenta direção ENE-WSW e é limitada por zonas de cisalhamento de caráter transcorrentes (a noroeste e a sul)

e a nordeste pela Zona de Empurrão de Riachão do Bacamarte. Caracteriza-se como uma unidade composta por ortognaisses de alto grau, onde os litotipos predominantes são anfibolitos, anfibólio-biotita gnaisses e biotita gnaisses. Estes mesmos comumente apresentam-se bandados (bandamento de caráter composicional, Fig. 3.6 a 3.8), 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 (Fig. 3.7). Ocorrem corpos métricos de biotita *augen* gnaisses (granodioríticos a graníticos), intrusivos nos anfibolitos e anfibólio-biotita gnaisses (Fig. 3.9), granulação média a fina, leucocráticos e inequigranulares. Internamente apresenta-se afetada por zonas de cisalhamento transcorrentes sinistrais.

Figura 3.7: Ortogneisse bandado do Terreno Alto Moxotó, associado a unidade **PGnM**. Anfibólio-biotita gnaiss bandado (bandas centimétricas que alterna níveis claros e escuros) e milonitizado por foliação de baixo ângulo associado a Zona de Empurrão de Riachão de Bacamarte. (ponto CG-509: BR-220, próximo do município de Riachão de Bacamarte, C.UTM: 0204217, 9197112, zona 25)

Figura 3.8: Ortognaisse bandado do Terreno Alto Moxotó, associado a unidade **PGnM**. Migmatito com desenvolvimento de bandamento estromático. (ponto CG-524: 4 km a sul de Riachão do Bacamarte, C.UTM: 0206799,9192120, zona 25).

Figura 3.9: Ortognaisse bandado do Terreno Alto Moxotó, associado a unidade **PGnM** Biotita gnaiss bandado associado à leucossoma granítico grosso. Apresenta dobramento recumbente provavelmente associado a tectônica de baixo ângulo associadas aos empurrões regionais (Ponto CG-692: BR220, oeste de Juarez Távora, C.UTM: 0219704, 9202906, zona 25)

Figura 3.10: *Ortognaisse bandado (anfibólio-biotita gnaiss) do Terreno Alto Moxotó, associado a unidade **PGnM**, sendo intrudido por leucogranito grosso englobando (Ponto CG- 748: 8 km a noroeste de Ingá, C.UTM: 0220222, 9197842, zona 25).*

Migmatitos estromáticos, anfibólio biotita gnaisses, anfibolitos, biotita- augen gnaisses granodioríticos a graníticos (PMgn/P γ)

Esta unidade localiza-se na porção sul da Folha Campina Grande, apresenta direção ENE-WSW e apresenta-se limitada por falhas de alto ângulo. Caracteriza-se por um migmatito estromático de bandamento centimétrico a métrico, diferenciado pela variação mineralógica e pelo índice de cor (Fig. 3.11 e 3.12). O mesossoma caracteriza-se por um anfibólio-biotita gnaiss, granulação média, textura no geral granoblástica, equigranular, mesocrático (cor cinza). Leucossoma de natureza granítica, de granulação grossa a muito grossa, inequigranular e leucocrático. O melanossoma caracteriza-se como leitos biotíticos milimétricos a centimétricos. Ocorrem anfibolitos e anfibólio-biotita gnaisses, granulação média a grossa, mesocráticos a melanocráticos e texturas nematoblásticas a granonematoblásticas. Ocorrem corpos métricos de biotita- augen gnaisses (granodioríticos a graníticos), intrusivos (nos anfibolitos e anfibólio-biotita gnaisses), granulação média a fina, leucocráticos e inequigranulares (Fig. 3.13).

É nesta unidade que localizam-se as rochas metamáficas (anfibolitos e granadaproxenitos) associadas a mineralizações de Fe-Ti, localizadas a leste de Itatuba.

Figura 3.11: *Ortognaisse bandado do Terreno Alto Moxotó, associado a unidade PMgn/Py. Migmatito estromático, bandamento estromático centimétrico alternando níveis de leucossoma, mesossoma e melanossoma. (ponto CG- 292: 10 km a Sul de Fagundes, C.UTM: 0196622, 9176976, zona 25)*

Figura 3.12: *Ortognaisse bandado do Terreno Alto Moxotó, associado a unidade PMgn/Py Migmatito estromático com níveis de mesossoma boudinados e zonas surreíticas preenchidas por material granítico (ponto CG-202: 10 km a Sul de Queimadas; C.UTM: 0184471, 9174172, zona 25)*

Figura 3.13: *Ortognaisse bandado do Terreno Alto Moxotó, associado a unidade **PMgn/Py**. Contato abrupto entre anfibólio- biotita gnaiss e ortognaisse granítico (biotita augen gnaiss fino) (ponto CG-412, BR-104, 10 km a Sul de Queimadas, C.UTM: 0178259, 9175096, zona 25).*

3.2.2 Ortognaisses graníticos e granodioríticos

Conforme já exposto, nas unidades de ortognaisses bandados ocorrem uma série de lentes métricas a sub-métricas de biotita *augen* gnaisses (granodioríticos a graníticos), intrusivos nos anfibolitos e anfibólio-biotita gnaisses (Fig. 3.9). Também na folha Campina Grande estas rochas individualizam grandes corpos que sustentam o relevo de serras e escarpas da região, principalmente nas proximidades do município de Juarez Távora sendo feições ressaltadas nas fotografias aéreas e imagens de sensores remotos.

Santos *et al.* (2002) agregam este ortognaisses a unidade litoestratigráfica denominada de Metagranitóides e Migmatitos Serra do Jabitacá. Caracterizam esta unidade como uma suíte de biotita metagranitóides bandados ou foliados, geralmente migmatíticos, com estrutura *schlieren* ou nebulítica, de mesossoma difuso.

Neste trabalho, foram delimitadas as porções onde predominam basicamente as porções granitóides sendo associado a unidade denominada de “Ortognaisse graníticos e granodioríticos (**Py**)”.

Ortognaisse graníticos e granodioríticos (Py)

Ocorrem como corpos associados aos ortognaisse bandados e caracterizam-se comumente como um biotita *augen* granito gnaisse, granulação grossa a muito grossa, leucocrático, foliação de caráter milonítico a protomilonítico (Fig. 3.14) definida pela isorientação de minerais micáceos (principalmente biotita) e estiramento de quartzo e feldspato, inequigranular. Dois grandes corpos desta unidade ocorrem na folha topográfica Campina Grande, um localizado próximo à cidade de Juarez Távora e outro próximo a Ingá.. Comumente ocorre intrusivo nos ortognaisse bandados (Fig. 3.15). A foliação milonítica destas rochas no geral é de baixo a médio ângulo (Domínio E, na Fig. 3.6) com direção NE-SW, o padrão de lineações é disperso, no entanto há concentração de máximo situado no quadrante NE, similar ao observado junto ao Sistema de Empurrão de Riachão de Bacamarte.

Figura 3.14: Ortognaisse granítico e granodioríticos do Terreno Alto Moxotó, associado a unidade Py. Biotita *augen* granito gnaisse milonítico. (ponto CG-726: 8 km a Leste de Ingá, C.UTM: 0220285, 9192455, zona 25)

Figura 3.15: *Leucogranito grosso intrusivo (Ortognaisse granítico – P γ , do TAM) em Anfibólio- biotita gnaisses homogêneos (Ponto CG-729: 8 km a Leste de Ingá, C.UTM: 0218629, 9195299, zona 25)*

3.2.3. Rochas metassedimentares

Também ocorrem na folha Campina Grande associada ao TAM uma série de paragneisses aluminosos, os quais em trabalhos anteriores (Brito Neves *et al* 2001a, Santos *et al.* 2002 e Santos *et al.* 2004) são inseridos no Complexo Sertânia.

O Complexo Sertânia conforme Santos *et al.* (2002) e Santos *et al.* (2004) caracteriza-se pela presença de gnaisses aluminosos migmatizados com contribuição de rochas metavulcânicas máficas.

As determinações geocronológicas em zircões magmáticos de metavulcânicas (2126 ± 26 Ma, Santos *et al.* 2004) e de metavulconoclásticas (~ 2200 a 1950 Ma, Santos *et al.* 2004) apontam idades paleoproterozóica para o Complexo Sertânia.

Complexo Sertânia: (Granada)-(sillimanita)-muscovita-biotita gnaisse com transição para migmatito estromático, anfibolitos e mármore (Pst)

Esta unidade apresenta-se como uma lente de direção ENE-WSW, entre unidades de ortogneisses bandados e migmatíticos, com contatos por zonas de cisalhamento de alto ângulo. Sendo que seu limite a sul separa o Terreno Alto Moxotó do Terreno Rio Capibaribe, pela Zona

de Cisalhamento Congo-Cruzeiro do Nordeste. Caracteriza pela presença de gnaisses aluminosos migmatizados (Fig. 3.16), é composta principalmente por um (Granada)- (sillimanita)- muscovita- biotita gnaisse de granulação média a fina, lepidogranoblástico, equigranular, mesocrático (cor cinza) e com bandamento (bandas quartzo- feldspáticas e biotíticas) incipiente a fino e retilíneo. Nas porções de migmatito ocorre bandamento estromático centimétrico e retilíneo de um leucogneisse grosso (às vezes granatífero e de composição granítica). Apresenta intercalações métricas de anfibolitos (Fig. 3.17), mármore e cálcio-silicáticas (Fig. 3.18).

Figura 3.16: *Complexo Sertânia. (Granada)- muscovita- biotita gnaisse bandado (bandas quartzo- feldspáticas e biotíticas) (ponto CG-427, 10 Km a sudeste de Itatuba, C.UTM:0217407,9176241, zona 25)*

Figura 3.17: *Complexo Sertânia: Anfibolitos e anfibólio- biotita gnaisse(metagabro estratificado?) (ponto CG-421: 10 Km a sudeste de Itatuba, C.UTM: 0219880,9180977, zona 25).*

Figura 3.18: *Complexo Sertânia Mármore e cálcio-silicáticas intensamente dobrados e milonitizados, localizados próximo a Zona de Cisalhamento Congo-Cruzeiro do Nordeste (ponto CG-427: 10 Km a sudeste de Itatuba, C.UTM:0217407,9176241, zona 25)*

3.2.4. Rochas graníticas intrusivas neoproterozóicas

O TAM, na região da Folha Campina Grande, é intrudido pelo Granito Queimadas que é associado ao evento brasileiro.

Granito Queimadas (NγQ)

O Plúton Queimadas constitui uma intrusão tabular alongada E-W em contatos, no geral, miloníticos com ortognaisses relacionados ao Terreno Alto Moxotó. A estrutura interna deste granito (Fig. 3.19) é controlada principalmente pela Zona de Cisalhamento Galante de caráter sinistral, sendo caracterizada por uma foliação de alto ângulo orientada na direção E-W. Esta orientação também é observada nas rochas encaixantes do granito (ver Fig. 3.6). Almeida *et al.* (2002a) apresentam idade de 570 ± 20 Ma (U-Pb em zircão) para o plúton, caracterizam-no como uma suíte de biotita- anfibólio monzogranito associado a quartzo diorito, leucogranito tardios e diabásio, com caráter químico de granitos alcalinos.

Figura 3.19: Granito Queimadas: Pares S/C sinistrais (ponto CG-060, próximo a Queimadas, C.UTM: 0179692, 9186526, zona 25)

No geral, o Granito Queimadas apresenta-se por um biotita- anfibólio granito porfirítico caracterizado pela presença de fenocristais de K-feldspato (idiomórficos a sub-idiomórficos, de

2 a 5 cm, no geral) imersos em uma matriz constituída essencialmente por feldspato (plagioclásio e K-feldspato), quartzo, biotita e anfibólio, mesocrático a leucocrático (20 a 25% de minerais máficos) e inequigranular. Presença de enclaves microgranulares máficos, em geral com formas arredondas e elípticas, às vezes alongadas e orientadas, apresentam dimensões centimétricas. Internamente apresenta uma foliação milonítica, com indicadores sinistrais do tipo S/C e feldspatos assimétricos.

3.3. Terreno Alto Pajeú

O Terreno Alto Pajeú é composto por seqüências de rochas metassedimentares e metavulcanossedimentares e metagranitóides de idades eoneoproterozóicas. Na região estudada, o limite norte do TAP é balizado pelo Lineamento Patos que o separa do Terreno Rio Grande do Norte, a oeste e a sul conforme já mencionado, 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 fêlsica-intermediária. Os protólitos dos paragneisses, quartzitos, (granada)- muscovita- biotita gnaisses e mica-xistos são pelitos/psamitos, grauvas e rochas vulcanoclásticas (Santos 1995).

O TAP na região de estudo apresenta direção E-W/NE-SW devido ao forte controle estrutural das zonas de cisalhamento transcorrente sinistral (Z.C. Matinhas e Z. C. Galante) e dextral (Z.C. Campina Grande e São José dos Cordeiros). Estas zonas de cisalhamento delimitam um complexo sistema de estruturas provavelmente consorciadas com a o Lineamento Patos.

O TAP apresenta uma série de datações de idades eoneoproterozóicas nos ortogneisses graníticos na área estudada (952 ± 7 Ma, 942 ± 22 Ma e 925 ± 10 Ma, Brito Neves *et al.* 2001a). Em outras regiões do TAP os ortogneisses graníticos também apresentam este conjunto de idades (Brito Neves *et al.* 1995, Van Schmus 1995, Leite *et al.* 2000, Brito Neves *et al.* 2001b, Kozuch 2003). Também no TAP, no Complexo São Caetano também são caracterizadas idades eoneoproterozóicas em rochas metavulcânicas (980 Ma a 964 Ma, Kozuch 2003) e metavulcanosedimentar (995 ± 12 Ma, Kozuch 2003).

As unidades associadas ao TAP na Folha Campina Grande apresentam direção E-W/NE-SW devido ao forte controle estrutural das zonas de cisalhamentos transcorrentes conforme já exposto. Estas unidades ocorrem com formas alongadas, levemente sigmoidais,

fortemente truncadas e com predominância de contatos de caráter tectônico entre si (Fig 3.5 e 3.6). Apresentam estrutura milonítica que constitui uma das principais características litoestruturais, sendo que a foliação milonítica constitui-se como a estrutura principal na maioria das exposições de rochas. Nestas unidades apresenta domínios internos entre as principais zonas de cisalhamento preservados da forte transposição da foliação milonítica (Fig. 3.6 – Domínios Central e NW).

O forte imbricamento tectônico das unidades do TAP comprometem o empilhamento litoestratigráfico. No entanto, as relações litoestratigráficas podem ser inferidas a partir de dados geocronológicos existentes e pelas relações estruturais (como intrusões) que as unidades possuem entre si.

A seguir as unidades litoestratigráficas mapeadas no domínio correlacionado ao Terreno Alto Moxotó serão descritas a seguir, sendo que as unidades litoestratigráficas são associadas a quatro tipos principais de assembléias litoestratigráficas:

- Rochas miloníticas associadas ao Lineamento Patos (Domínio Norte Esperança)
- Rochas metassedimentares (Complexo São Caetano);
- Ortognaisses graníticos (Granitóides Cariris Velho);
- Rochas graníticas intrusivas neoproterozóicas.

3.3.1. Rochas Miloníticas (Domínio Norte Esperança).

O Domínio Norte Esperança definido neste trabalho agrega as rochas miloníticas localizadas a norte do Complexo Granítico Esperança e sul do Lineamento Patos. Nesta área dados Sm-Nd de Archanjo & Fetter (2004) e novos obtidos têm apresentado sistematicamente idades T_{DM} paleoproterozóicas. O padrão isotópico de Nd, deste domínio é contrastante com o observado no TAP na região localizada a Sul do Complexo Granítico Esperança, principalmente em relação às idades T_{DM} . Sua proximidade com as rochas do Terreno Rio Grande do Norte e assinatura isotópica similar a encontrada neste domínio (Van Schmus *et al.* 1995, Dantas 1996) e no TAM corroboram com a hipótese de associação deste domínio como uma lasca ou relicto de crosta mais antiga dentro do TAP. Esta unidade carece de uma maior investigação geológica e um refinamento da geologia isotópica por outros métodos.

A seguir é descrito os principais aspectos destas rochas miloníticas.

Biotita gnaiss milonitizado com lentes subordinadas de mica-xistos miloníticos e biotita *augen* gnaisses (PGnM)

Localiza-se no extremo noroeste da área em contato tectônico com o Complexo Granítico Esperança e como uma faixa alongada a Leste do município de Esperança imbricada entre os plútons graníticos por cisalhamento. Associa-se ao Lineamento Patos e apresenta forte milonitização. Caracteriza-se pelo predomínio de um biotita gnaiss de granulação média a grossa, textura milonítica a protomilonítica, mesocrático (cor cinza), com bandamento (bandas quartzo- feldspáticas e biotíticas) incipiente a fino e retilíneo e (Fig. 3.20 e 3.21). Ocorrem gradações centimétricas para muscovita-biotita xisto milonítico, granulação fina a média, textura milonítica a ultramilonítica, mesocrático a melanocrático (cinza escuro). Subordinadamente há presença de pequenas lentes de biotita *augen* gnaisses de granulação grossa, leucocrático, milonítico a protomilonítico e inequigranular.

Figura 3.20: *Domínio Norte Esperança (rochas miloníticas associadas ao Lineamento Patos). Biotita gnaiss: com veios quartzo-feldspáticos estirados com indicação destal de movimentação. (ponto CG-444: 2 Km a sul de Esperança, C.UTM: 0184612, 9219692, zona 25)*

Figura 3.21: *Domínio Norte Esperança (rochas miloníticas associadas ao Lineamento Patos). Biotita gnaiss: detalhe do bandamento e da foliação milonítica. (ponto CG-444: 2 Km a sul de Esperança, C.UTM: 0184612, 9219692, zona 25)*

3.3.2. Rochas Metassedimentares.

Conforme já exposto as rochas metassedimentares no TAP são associadas ao Complexo São Caetano, e devido o forte imbricamento das unidades há o comprometimento do empilhamento litoestratigráfico.

Na Folha Campina Grande, o Complexo São Caetano foi dividido em três unidades. Duas destas unidades (**NctgnM** e **Nctgnx**) são caracterizadas pelo predomínio de rochas metassedimentares e uma pelo predomínio de migmatitos (**NctM**).

Em todas unidades do Complexo São Caetano ocorrem corpos subordinados de um biotita *augen* gnaiss caracterizado por porfiroclastos assimétricos de feldspato (centimétricos a milimétricos), relacionado como Metagranitóides Cariris Velhos, ocorrem em corpos métricos, que não são cartografáveis na escala 1:100.000.

(Granada)-muscovita-biotita gnaisses homogêneos a bandados com gradações para biotita-gnaiss cinza homogêneo, termos miloníticos, com transição para migmatito estromático, e intercalações métricas de biotita augen gnaiss (NctgnM)

Ocorre como uma unidade alongada NE-SW. Seus contatos são de natureza tectônica a norte com o Complexo Granítico Esperança (Zona de Cisalhamento de Puxinanã) e a Sul com

os ortognaisses do Terreno Alto Moxotó (Zonas de Cisalhamento de Campina Grande, Galante e Zona de Empurrão de Riachão de Bacamarte). Intercala-se tectonicamente com ortognaisses graníticos (Metagranitóides Cariris Velhos), migmatitos e com o Complexo Granítico de Campina Grande.

Caracteriza-se pelo predomínio de um muscovita-biotita gnaiss, de granulação média a fina, geralmente milonitizado (com tramas que incluem L-S tectonitos e L tectonitos, vide figura 3.22 e 3.23), mesocrático e localmente bandado (bandas quartzo-feldspáticas e biotíticas de espessura centimétrica a milimétrica, Fig. 3.24 e 3.25), às vezes granatífero. Ocorrem gradações para biotita gnaiss homogêneo (sem bandamento), granolepidoblástico, mesocrático (cor cinza) e granulação média a fina. Localmente apresenta bandamento estromático centimétrico com leucossoma granítico médio a grosso (Fig. 3.26).

Figura 3.22: TAP, Complexo São Caetano. Unidade **NctgnM**. Muscovita-biotita gnaiss bandado, bandas centimétricas a decimétricas, com desenvolvimento de bandas quartzo-feldspáticas paralelizadas a foliação principal. (ponto CG-780: 6km a sudoeste de Campina Grande, C.UTM: 0171125, 9190802, zona 25).

Figura 3.23: TAP, Complexo São Caetano. Unidade NctgnM. Muscovita- biotita gnaiss bandado com indicador destruído do tipo sigma, Zona de Cisalhamento de Campina Grande (ponto CG-780: 6km a sudoeste de Campina Grande, C.UTM: 0171125, 9190802, zona 25).

Figura 3.24: TAP, Complexo São Caetano. Unidade NctgnM. Muscovita- biotita gnaiss bandado com intercalações de biotita gnaiss cinza escuro (ponto CG-821: 5 km a oeste de Alagoa Grande, C.UTM: 0202050, 9221261, zona 25)

Figura 3.25: TAP, Complexo São Caetano. Unidade **NctgnM**. Muscovita- biotita gnaiss bandado com intercalações de biotita gnaiss cinza escuro, com indicadores sinistrais de cisalhamento (ponto CG-821: 5 km a oeste de Alagoa Grande, C.UTM: 0202050, 9221261)

Figura 3.26: TAP, Complexo São Caetano. Unidade **NctgnM**. Biotita gnaiss bandado, com bandas centimétrica de leucossoma granítico grosso e indicador cinemático sinistral do tipo δ , Zona de Cisalhamento de Galante (ponto CG-025: 2,5 km a sudeste de Zumbi), C.UTM: 0211098,9212787, zona 25).

Mica-xistos, muscovita-biotita gnaisses, quartzitos e anfibolitos milonitizados (Nctgnx)

Ocorre a Sul da Zona de Cisalhamento Matinhas e em contato com o Complexo Granítico Esperança na porção nordeste da Folha topográfica Campina Grande. Apresenta direções NE-SW. Ocorre como faixas de centena de metros de milonitos e ultramilonitos (Fig. 3.27 e 3.28) associados principalmente com as zonas de cisalhamento transcorrente sinistrais Galante e Matinhas. O cisalhamento deforma gnaisses, pegmatitos e anfibolitos. Predomina níveis métricos e descontínuos de mica-xistos (granulação fina e lepidogranoblástico) e de um muscovita-biotita gnaisse de granulação média a fina, lepidogranoblástico, equigranular, mesocrático (cor cinza) e com bandamento (bandas quartzo- feldspáticas e biotíticas) incipiente, fino e retilíneo. Ocorrem ainda, quartzitos (no geral feldspáticos, miloníticos, granulação média a fina), anfibolito e cálcio-silicáticas (Fig. 3.29 e 3.30).

Figura 3.27 : TAP, Complexo São Caetano, Unidade Nctgnx. Milonitos e ultramilonitos da Zona de Cisalhamento Matinhas: Camadas centimétricas, intercalando níveis quartzíticos, cálcio-silicáticos (cor verde) e micáceos. (ponto CG-200: 1 km a Oeste de Matinhas, C.UTM: 0194980, 9211986, zona 25)

Figura 3.28: TAP, Complexo São Caetano, Unidade Nctgnx. Milonitos e ultramilonitos da Zona de Cisalhamento Matinhas detalhe, mostrando as camadas dobradas e estruturas que aparentam ser rúpteis. (ponto CG-200: 1 km a Oeste de Matinhas, C.UTM: 0194980, 9211986, zona 25).

Figura 3.29: TAP, Complexo São Caetano, Unidade Nctgnx. Camadas centimétricas de níveis anfibolíticos (cinza escuro) e níveis esverdeados epidotizados(cálcio-silicáticas ?). (ponto CG-700: 10 km a sudoeste de Alagoa Grande, C.UTM: 0201044, 9212052, zona 25).

Figura 3.30: TAP, Complexo São Caetano, Unidade Nctgnx Anfibolito bandado e milonitizado (ponto CG-705: 6 km a sudoeste de Alagoa Grande, C.UTM:0202725, 9216847, zona 25).

Migmatitos estromáticos, transições locais como mesossoma de (granada)- biotita-gnaiss cinza. Leucossomas graníticos. intercalações de pegmatitos e de biotita- augen gnaisses e gnaisses anfibolíticos(NctM).

Ocorrem em dois lugares na Folha topográfica Campina Grande. A primeira como uma faixa alongada na direção NE-SW, localizada entre os municípios de Campina Grande e Alagoa Grande. Reflete na sua porção oeste a cinemática destal da Zona de Cisalhamento Campina Grande, com a orientação preferencial da foliação milonítica E-W, e na medida em que se avança na direção E, a mesma foliação apresenta direção NE-SW relacionada à cinemática sinistral da Zona de Cisalhamento Matinhas. A segunda ocorrência localiza-se entre a cidade de Massaranduba e o vilarejo Zumbi. Apresenta-se também como uma forma alongada NE-SW e no geral caracteriza-se com um domínio preservado da milonitização (Fig. 3.5 e 3.6).

Esta unidade caracteriza-se pelo predomínio de termos migmatíticos associados às rochas metassedimentares do Complexo São Caetano do Navio. Predomina um migmatito estromático de bandamento centimétrico a métrico, diferenciado pela variação mineralógica e pelo índice de cor (Fig. 3.31 a 3.34). O mesossoma caracteriza-se por um (granada)-biotita gnaiss cinza, granulação média, textura no geral milonítica a protomilonítica, equigranular, mesocrático (cor cinza). Leucossoma de natureza granítica, de granulação grossa a muito

grossa, inequigranular e leucocrático. O melanossoma caracteriza-se como leitos biotíticos milimétricos a centimétricos. O bandamento estromático é localmente truncado discordantemente por fases pegmatíticas e graníticas (biotita *augen* graníticos) que apresentam enclaves do migmatito (Fig. 3.35). Os corpos pegmatíticos e graníticos apresentam espessuras métricas. Ocorrem intercalações centimétricas de anfibolito, no geral paralelizadas ao bandamento estromático.

Figura 3.31: TAP, Complexo São Caetano, Unidade NctgM: Migmatito estromáticos miloníticos com bandamento estromático centimétrico a milimétrico dobrado (dobra fechada) e milonitizado. (ponto CG-110: BR 220, Anel Viário de Campina Grande, C. UTM: 0174669, 9201128, zona 25)

Figura 3.32: TAP, Complexo São Caetano, Unidade NctgM: Migmatito estromáticos miloníticos truncado por dique pegmatito e com sistema de falhas normais. (ponto CG-110: BR 220, Anel Viário de Campina Grande, C. UTM: 0174669, 9201128, zona 25)

Figura 3.33: TAP, Complexo São Caetano, Unidade NctgM: Bandamento estromático centimétrico (ponto CG-498: 4 km a oeste de Zumbi, C.UTM: 0207874,0212245, zona 25).

Figura 3.34: TAP, Complexo São Caetano, Unidade **NctgM**: Bolsões descontínuos de leucossoma granítico grosso (ponto CG-498: 4 km a oeste de Zumbi, C.UTM: 0207874,0212245, zona 25)

Figura 3.35: TAP, Complexo São Caetano, Unidade **NctgM**: Litotipos intrusivos no migmatitos: Enclave de migmatito em porção pegmatóide. (ponto CG-109: BR 220, Anel Viário de Campina Grande, C. UTM: 0172870, 9202184, zona 25)

3.3.3. Ortognaisses

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.

Os ortognaisses graníticos (Granitóides Cariris Velhos) são petrograficamente similares aos granitos peraluminosos, pertencendo ao grupo MPG (*Muscovite Peraluminous Granites*) de Barbarin (1999), que compreende leucogranitos (granitóides félsicos ricos em feldspato potássico e plagioclásio sódico, contendo menos de 5% e minerais máficos) com muscovita primária, granada e turmalina e com xenólitos das encaixantes nas proximidades dos contatos. Os granitos peraluminosos (MPG) originam-se a partir da fusão de fonte crustais com o aumento da temperatura. O aumento da temperatura pode ser consequência de adelgaçamento crustal, deformação crustal e/ou de fenômenos térmicos locais (e.g., células convectivas). Barbarin (1999) associa este tipo de granito a orógenos colisionais. A interpretação do tipo e ambiente associado ao magmatismo dos ortognaisses graníticos e das rochas metavulcânicas também não é um consenso nos trabalhos já publicados. Os dados geoquímicos dos ortognaisses graníticos são correlacionados com diferentes ambientes tectônicos conforme o modelo interpretativo utilizado. Brito Neves *et al.* (2003) associam o magmatismo a ambientes similares ao de granitóides colisionais, enquanto Guimarães & Brito Neves (2005) a de granitos aluminosos do tipo-A.

Na região de estudo a intensa deformação (principalmente de caráter milonítico) observada nos ortognaisses graníticos (Granitóides Cariris Velhos) é essencialmente associada com estruturação das grandes zonas de cisalhamento regionais transcorrente e de baixo ângulo desenvolvidas no evento brasileiro e que também controlam o alojamento dos granitos intrusivos no TAP.

Ortognaisse granítico (Metagranitóides Cariris Velhos) – (N_γCV)

Ocorrem como corpos imbricados tectonicamente dentro das unidades de rochas metassedimentares. O principal corpo localiza-se a Norte do Município de Campina Grande, entre São José da Mata e Lagoa de Dentro. Ocorre como um corpo orientado quase E-W. Apresenta-se como um biotita *augen* granito gnaisse, granulação grossa a muito grossa, leucocrático, foliação incipiente de caráter milonítico a protomilonítico definida pela isorientação de minerais micáceos (principalmente biotita) e estiramento de quartzo e feldspato, inequigranular, afetado por bandas de cisalhamento (no geral com rejeitos sinistrais, Fig.3.36 3.38), raros enclaves microgranulares máficos.

Figura 3.36: Metagranitóides Cariris Velhos (TAP) . *Biotita augen granito gnaisse milonítico com bandas de cisalhamento de caráter sinistral.* (ponto CG-625: Lagoa de Dentro, C.UTM: 0174940, 9202777, zona 25).

Figura 3.37: Metagranitóides Cariris Velhos (TAP). *Biotita augen granito gnaisse milonítico com feldspatos assimétricos indicando cinemática sinistrais, Z. C. Matinhas.* (ponto CG-788: Alagôa Grande, C.UTM: 0209654, 9221657, zona 25).

Figura 3.38: Metagranitóides Cariris Velhos (TAP). *Biotita augen granito gnaiss milonítico com desenvolvimento de pares S/C indicando cinemática sinistral, Z. C. Matinhas. (ponto CG-788: Alagoa Grande, C.UTM: 0209654, 9221657, zona 25).*

3.3.4. Rochas graníticas intrusivas neoproterozóicas

O TAP, na região da Folha Campina Grande, ocorrem dois grandes complexos graníticos associados ao evento brasileiro, denominado de Esperança e Campina Grande.

O Complexo Granítico Esperança (592 ± 5 Ma, Archanjo & Fetter 2004; 581 ± 3 Ma, Sampaio *et al.* 2003) ocorre na porção norte do TAP com direção WSW-ENE e formato sigmoidal. É delimitado a norte pelo Lineamento Patos e a sul pelas Zonas de Cisalhamento Matinhas e Campina Grande. Estão associados a este complexo corpos de anfibólio-biotita granito porfirítico, leucogranito, tonalito e sienogranito (Archanjo & Fetter 2004).

O Complexo Granítico de Campina Grande assim designado por Almeida *et al.* (2002a), abrange dois corpos graníticos denominados de Campina Grande e Serra Redonda, situados ao longo do contato TAM e TAP. O Granito Campina Grande (581 ± 2 Ma, Almeida *et al.* 2002a) destaca-se por sua forma subcircular e arredondada. Já o Granito Serra Redonda (576 ± 3 Ma, Archanjo *et al.* 2007) apresenta uma estrutura tabular alongada na direção NE-SW. Ambos os corpos graníticos apresentam as mesmas assembléias litológicas principais. A principal em área caracteriza-se por um anfibólio- biotita granito porfirítico; a outra se caracteriza pela presença de dioritos, quartzo-dioritos e granodioritos que, no geral ocorrem nas bordas das intrusões.

Complexo Granítico Esperança: ($N\gamma E_1$) Granito Porfíritico de Puxinanã, ($N\gamma E_2$) Leucogranito de Areial, ($N\gamma E_3$) Sienogranito de Pocinhos.

O Complexo Granítico Esperança (CGE) aflora na porção norte da Folha Campina Grande. É delimitado a Norte pelo Lineamento Patos e a Sul pelas Zonas de Cisalhamento Matinhas e Campina Grande. Apresenta-se com corpos orientados na direção WSW-ENE, internamente afetados por zonas de cisalhamento (sinistrais) e na sua parte central com imbricamento de rochas metassedimentares milonitizadas.

Dados U/Pb em zircões apresentam as idade de 592 ± 5 Ma (Archanjo & Fetter 2004) e 581 ± 3 Ma (Sampaio *et al.* 2003) para a cristalização do plúton.

No mapa geológico foram adotadas para o CGE as unidades litológicas (fácies) propostas por Archanjo & Fetter (2004), que são a saber: ($N\gamma E_1$) granito porfíritico grosso de Puxinanã, ($N\gamma E_2$) leucogranito de Areial e ($N\gamma E_3$) sienogranito equigranular grosso de Pocinhos. Abaixo a descrições destas fácies/ unidades geológicas.

O Granito porfíritico grosso de Puxinanã é caracterizado pela presença de fenocristais centimétricos a decimétricos de feldspato potássico (Fig. 3.39 e 3.40). Geralmente os feldspatos apresentam caudas de recristalização, notadamente ao longo do contato meridional do corpo onde ocorrem típicos augen gnaisses. Localmente a textura magmática é preservada na forma de fenocristais (sub)-euhédricos inseridos em uma matriz equigranular grossa. A biotita e a hornblenda constituem os minerais máficos que, juntamente com grãos elipsoidais de quartzo, estão normalmente orientados na matriz.

O Leucogranito de Areial apresenta textura equigranular, fanerítico médio, localmente fenocristais dispersos de feldspato (textura porfíritica) e índice de cor $M > 5$ (hololeucocrático a leucocrático). A composição varia de monzogranítica a sienogranítica. A biotita e a hornblenda são os máficos principais enquanto a titanita ocorre como acessório. Ocorrem diques de pegmatito e mais raramente aplito.

O Sienogranito de Pocinhos apresenta uma textura equigranular grossa, leucocrática, contendo biotita e hornblenda. O aspecto de campo é de uma típica rocha ígnea não deformada. No geral, os cristais são (sub)-euhédricos e euhédricos e sem orientação preferencial aparente. Enclaves de biotita diorito ocorrem localmente na forma de diques ou então formam corpos finos e lenticulares mergulhando para SE.

Figura 3.39: *Complexo Granítico de Esperança. Granito porfirítico de Puxinanã (N γ E₁) protomilonítico, próximo a Zona de Cisalhamento de Puxinanã, cinemática destal assinalada pela assimetria de porfiroclastos de feldspato e superfícies S/C. (CG-622: Puxinanã, C.UTM: 0172226, 9208975, zona 25).*

Figura 3.40: *Complexo Granítico de Esperança Granito porfirítico de Puxinanã(N γ E₁) com fase aplítica (ponto CG-442: 2 km a leste de Puxinanã, C.UTM: 0176227, 9210446, zona 25)*

Complexo Granítico Campina Grande (CGC): (N γ CG₁) Fácies Porfírica, (N γ CG₂) Fácies Máfica.

O Complexo Granítico Campina Grande denominado por Almeida *et al.* (2002), abrange dois corpos graníticos denominados de Campina Grande (GCG) e Serra Redonda (GSR) situados no terreno Alto Moxotó da Província Borborema. Ambos os corpos são facilmente identificáveis em imagens de sensores remotos e fotografias aéreas, constituindo importantes feições morfológicas. O GCG destaca-se por sua estrutura radial e forma arredondada. Já o GSR apresenta uma estrutura tabular alongada na direção NE-SW. Apresentam-se delimitados principalmente por zonas de cisalhamento transcorrentes (Patos-Campina Grande, Matinhas e Galante) e empurrão (Riachão de Bacamarte). As zonas de cisalhamento transcorrentes constituem importantes feições morfológicas lineares e apresentam cinemática e caráter estrutural diferenciadas, sendo as mesmas relacionadas a seguir: Z.C. de Galante (separa os corpos graníticos de CG e SR e possui caráter sinistral- Fig. 3.41 a 3.43), Z.C. de Matinhas (caráter sinistral e situada no limite NW) e Z.C de Campina Grande e São José dos Cordeiros (caráter dextral) . A porção NE do CGC também associa-se ao sistema de empurrão de Riachão de Bacamarte que apresenta predomínio de transporte de topo para N-NW.

As bordas dos granitos do CCG caracterizam-se por texturas e foliações miloníticas e protomiloníticas (Fig. 3.44) geralmente paralelas às magmáticas, sendo que localmente observa-se a relação de discordância entre as mesmas. As foliações tectônicas nos granitos ocorrem no geral associadas a zonas de cisalhamento que limitam os mesmos ou como faixas descontínuas e de pouca espessura nos domínios internos dos granitos. As texturas magmáticas predominam na porção interna dos plútons e formam uma foliação de megacristais de feldspatos e/ou de enclaves microgranulares máficos (dimensões variadas e fortemente estirados) com orientação geral NE-SW (figura 3.45). Apresenta o desenvolvimento de lineações de estiramento no geral de baixo ângulo de caimento (lineações horizontais a sub-horizontais e também oblíquas) associadas as zonas de cisalhamentos regionais e lineações de alto ângulo de caimento (*down dip*) de caráter local e com distribuição descontínuas ao longo do CGC. As relações observadas entre as texturas dos granitos sugerem um desenvolvimento da milonitização ou parte do processo da mesma, em um evento sin a tardi-magmático.

Figura 3.41: Indicadores sinistrais associados à Zona de Cisalhamento Galante no Complexo Granítico de Campina Grande: Pares S/C de Cisalhamento. (ponto CG- 280, BR-220, 6 Km a oeste de Riachão de Bacamarte, C.UTM: 0199247, 9195502, zona 25)

Figura 3.42. Estrutura do tipo dominó associada à Zona de Cisalhamento Galante (ponto CG- 450: Serra Redonda, C.UTM: 0204260, 9204141, zona 25).

Figura 3.43: Indicadores sinistrais associados à Zona de Cisalhamento Galante no Complexo Granítico de Campina Grande: porfiroclastos assimétricos do tipo delta δ (ponto CG- 454: 4 km a Sudeste de Serra Redonda, C.UTM: .0207972, 9201219, zona 25)

No mapa geológico da folha Campina Grande foram delimitadas duas fácies petrográficas, com base essencialmente em relações de campo: porfíritica e máfica.

A fácies porfíritica caracteriza-se por um granito porfíritico com fenocristais de K-feldspato (idiomórficos a sub-idiomórficos, de 2 a 5 cm, no geral) imersos em uma matriz constituída essencialmente por feldspato (plagioclásio e K-feldspato), quartzo, biotita e anfibólio, mesocrático a leucocrático (20 a 25% de minerais máficos) e inequigranular. Com presença constante de enclaves microgranulares máficos, em geral com formas arredondas e elípticas, às vezes alongadas e orientadas, apresentam dimensões que varia de alguns centímetros até 1,0 m (Figura 3.45). Estes enclaves são interpretados como autólitos e são considerados como evidência de coexistência e misturas de magmas. Almeida *et al.* (2002) caracterizou semelhanças químicas e isotópicas entre as rochas máficas e félsicas do CGC que sugerem fontes similares para estas rochas.

A fácies máfica é identificada no campo pela presença de dioritos, quartzo-dioritos e granodioritos, no geral com contatos graduais ou bruscos entre si (figura 3.46 a 3.48). No geral, predominam termos equigranulares faneríticos fino a médio. Localmente, ocorre bandamento caracterizado por diferenças de granulação e presença de fenocristais. Também ocorrem intercalações da fácies porfíritica com contatos brusco, irregulares ou paralelizados.

Figura 3.44: *Foliações miloníticas observadas no Complexo Granítico de Campina Grande, com desenvolvimento de lineação de estiramento ($Lx=205/05$) proeminente (ponto CG-252.: BR-220, 10 km a Leste de Campina Grande, C.UTM: 0192879, 9194549, zona 25).*

Figura 3.45: *Enclaves microgranulares máficos da fácies porfírica fortemente alongados e estirados (ponto CG-244: 2 Km a oeste de Campina Grande, C.UTM: 0184672,9198219, zona 25)*

Figura 3.46: *Fácies Máfica do Complexo Granítico Campina Grande (N γ CG₂): dioritos com intercalações centimétricas de fase granítica. (ponto CG-260: 8 Km a oeste de Galante. C.UTM: 0182072, 9192260, zona 25)*

Figura 3.47: *Fácies Máfica do Complexo Granítico Campina Grande (N γ CG₂): dioritos e granodioritos intercalados centimetricamente com fase granítica porfirítica (ponto CG-229: BR-220, 8 km a Leste de Campina Grande, C.UTM: 0191514, 9195602, zona 25)*

Figura 3.48: *Fácies Máfica do Complexo Granítico Campina Grande (NγCG₂) com presença de cristais de feldspato potássico, fortemente bandado e cortado discordantemente por fase granítica tardia (ponto CG-280: BR-220, 6 Km a Oeste de Riachão de Bacamarte, C.UTM: 0199247, 9195502, zona 25).*

3.4. Terreno Rio Capibaribe

Terreno Rio Capibaribe (TRC) é composto principalmente por supracrustais xistosas, com intercalações cálcio-silicáticas e carbonáticas. Limita-se a norte com as rochas do Terreno Alto Moxotó, pela Zona de Cisalhamento Cruzeiro do Nordeste. A sul limita-se com o Maciço Pernambuco- Alagoas (PEAL) pelo Lineamento Pernambuco. Conforme Santos *et al.* 2002 distingui-se do Terreno Alto Moxotó pela menor exposição do embasamento paleoproterozóico, pela ocorrência de diferentes pulsos plutônicos anarogênicos paleo a mesoproterozóicos, por uma marcante atividade contracional meso ou neoproterozóica e abundância de granitos neoproterozóicos.

O Terreno Rio Capibaribe apresenta uma carência de dados isotópicos na região estudada, sendo que os trabalhos de Sá *et al.* 2002, Neves *et al.* 2006 apresentam idades U-Pb paleoproterozóicas e mesoproterozóicas em diferentes ortognaisses deste terreno, localizados mais a sul, na região próxima aos municípios de Toritama e taquaritinga, no estado de Pernambuco.

Na área de estudo compõem uma pequena faixa localizada na porção NE da folha topográfica Campina Grande, separada das rochas supracrustais do TAM (Complexo Sertânia) pela Zona de Cisalhamento Congo-Cruzeiro do Nordeste. Apresenta duas unidades distintas: uma de gnaisses bandados miloníticos e outra de granito.

.Os dados isotópicos de Nd obtidos em gnaisses miloníticos desta faixa apresentam idades T_{DM} mesoproterozóicas (1,41 a 1,68 Ga), $\epsilon Nd_{(0)}$ com valores entre -10,39 e -10,71, Sm^{147}/Nd^{14} com valores entre 0,10 a 0,12 e $\epsilon Nd_{(650)}$ com valores entre -3,192 a -4,18 (fracamente negativos). Os dados obtidos apresentam um padrão isotópico que contrasta com o observado no TAM, situado a norte deste domínio, o que corrobora na associação destas rochas com o Terreno Rio Capibaribe.

Biotita gnaiss bandado e milonítico (NGnRc)

Esta unidade ocorre a sul da Zona de Cisalhamento Cruzeiro do Nordeste, apresenta orientação NE-SW. Caracteriza-se pelo predomínio de um biotita gnaiss de granulação média a grossa, textura milonítica a protomilonítica, mesocrático (cor cinza), com bandamento (bandas quartzo-feldspáticas e biotíticas) incipiente a fino e retilíneo. Também ocorrem porções migmatizadas, caracterizadas pela presença de migmatito estromático de bandamento centimétrico a métrico. O mesossoma caracteriza-se por um biotita gnaiss cinza, granulação média, textura no geral milonítica a protomilonítica, equigranular, mesocrático (cor cinza). Leucossoma de natureza granítica, de granulação grossa a muito grossa, inequigranular e leucocrático. O melanossoma caracteriza-se como leitos biotíticos milimétricos a centimétricos.

Granito Timbaúba (NγT)

O Granito Timbaúba, (Complexo Timbaúba conforme Almeida & Guimarães 2002) caracteriza-se por um biotita- anfibólio granito porfirítico a fanerítico grosso caracterizado pela presença de fenocristais de K-feldspato (idiomórficos a sub-idiomórficos) no geral imersos em uma matriz constituída essencialmente por feldspato (plagioclásio e k- feldspato), quartzo, biotita e anfibólio, mesocrático a leucocrático (20 a 25% de minerais máficos) e inequigranular (Fig. 3.49). Apresenta sua borda norte milonitizada (Fig. 3.50) pela Zona de Cisalhamento Congo-Cruzeiro do Nordeste. Apresenta idade de 644 ± 5 (Guimarães et al. 2004).

Figura 3.49: Terreno Rio Capibaribe, Granito Timbaúba com textura fanerítica grossa e enclave microgranular máfico arredondado. (Ponto CG-652: 12 km a sudeste de Itatuba, C.UTM: 0221706,9172904, zona 25)

Figura 3.50: Terreno Rio Capibaribe Granito Timbaúba protomilonítico e com desenvolvimento de bandas de cisalhamento destrais. (Ponto CG-658: 12 km a sudeste de Itatuba, C.UTM: 0218477,9170760, zona 25).

4. AVALIAÇÃO DE MÉTODOS DE QUANTIFICAÇÃO DA DEFORMAÇÃO FINITA POR MEIO DE SIMULAÇÕES COMPUTACIONAIS DE DEFORMAÇÃO PROGRESSIVA (submetido e aprovado no periódico Revista Brasileira de Geociências)

AVALIAÇÃO DE MÉTODOS DE QUANTIFICAÇÃO DA DEFORMAÇÃO FINITA POR MEIO DE SIMULAÇÕES COMPUTACIONAIS DE DEFORMAÇÃO PROGRESSIVA

Sérgio Wilians de Oliveira Rodrigues^{1,2}

Frederico Meira Faleiros^{1,2}

1 – CPRM - Serviço Geológico do Brasil, Superintendência Regional de São Paulo, Rua Costa, 55, Consolação, CEP 01304-010, São Paulo SP, Brasil.

2 – Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Rua do Lago, 562, CEP 05508-080, São Paulo SP, Brasil

E-mails: srodrigues@sp.cprm.gov.br, ffaleiros@sp.cprm.gov.br

Abstract: *EVALUATION OF FINITE STRAIN QUANTIFICATION METHODS BY COMPUTATIONAL SIMULATIONS OF PROGRESSIVE DEFORMATION.* Computational simulations of pure and simple shear progressive deformations applied on elaborated images (ellipses, irregular fabric and granoblastic fabric) permitted to evaluate the real potentiality of the methods inertia tensor, intercepts and R/ϕ (technics by Shimamoto & Ikeda 1976 and Peach & Lisle 1979) in the quantification of finite strain. The results show that, in general, the evaluated methods are efficient to determine aspect ratio and preferential orientation, with exception of some cases and specific conditions, like high strain ratio. The inertia tensor method, originally developed to magmatic fabric analysis, shows analytical results very similar to those yielded by the R/ϕ method, classically applied to deformed rock analysis. Both methods displayed good correlation between theoretical and observed values of deformation. The intercept method, also proposed to magmatic fabric analysis, systematically yields subestimated strain ratio on simple shear simulations and superestimated strain ratio on pure shear simulations. Nevertheless, this method displays good results in terms of orientation. In general, the tests qualify the use of the evaluated methods for strain analysis.

Keywords: strain analysis, shape preferred orientation (SPO), Inertia tensor, intercepts, R/ϕ

Resumo: Simulações computacionais de deformação progressiva por cisalhamento puro e simples aplicadas em imagens elaboradas (elipses, trama irregular e trama granoblástica) permitiram avaliar a real potencialidade dos métodos do tensor de inércia, interceptos e R/ϕ (técnicas de Shimamoto & Ikeda 1976 e Peach & Lisle 1979) para a quantificação da deformação finita. Os resultados mostram que, em geral, os métodos avaliados apresentam-se eficientes em determinar as razões de forma e a sua orientação preferencial, com exceção de alguns casos e condições específicas, tais como taxas de deformações altas. O método do tensor de inércia, originalmente desenvolvido para análise de tramas magmáticas, apresenta resultados analíticos muito similares aos do método R/ϕ , classicamente aplicado à análise de rochas deformadas. Ambos os métodos apresentaram boas correlações entre os valores teóricos e observados de deformação. O método dos interceptos, também idealizado para tramas magmáticas, sistematicamente fornece razões de deformação subestimadas em ensaios de cisalhamento puro, e superestimadas nos ensaios de cisalhamento simples. Contudo, apresenta bons resultados em termos de orientação. De modo geral, os testes realizados qualificam o uso dos métodos avaliados para análises de deformação.

Palavras-chave: Análise da deformação, orientação preferencial de forma (OPF), tensor de inércia, método dos interceptos, R/ϕ

INTRODUÇÃO

A utilização de métodos quantitativos propiciou grande avanço em praticamente todos os ramos da ciência, uma vez que exige considerações mais exatas, indica pontos científicos que ainda necessitam esclarecimentos e, algumas vezes, permite o reconhecimento de informações residuais menores que escapariam da atenção, mas que apontam importantes fatos (Sorby 1908).

Em geologia estrutural não foi diferente. A análise da geometria de rochas naturalmente deformadas passou por uma grande revolução desde as últimas duas décadas, em função da compreensão de que a deformação das rochas segue leis físicas e químicas bem definidas, e da utilização de métodos matemáticos e aplicação de conceitos de mecânica do contínuo (Ramsay & Huber 1983).

A quantificação da deformação finita em rochas metamórficas constitui uma importante ferramenta em geologia estrutural, uma vez que permite caracterizar a forma, orientação e distribuição geográfica dos elipsóides de deformação de uma zona orogênica. De particular interesse nesse âmbito cita-se a possibilidade de confrontar os dados obtidos em zonas naturalmente deformadas com as previsões propostas pelos modelos teóricos de zonas de cisalhamento e transpressão/transtração (*e.g.* Ramsay & Graham 1970, Ramsay 1980, Sanderson & Marchini 1984, Tikoff & Teyssier 1994, Robin & Cruden 1994).

Nos últimos anos a aplicação de métodos quantitativos tem sido também utilizada para a caracterização de tramas minerais de rochas ígneas (principalmente corpos graníticos), fornecendo informações importantes acerca de suas colocações.

Os métodos quantitativos de caracterização da trama mineral tomaram um novo impulso desde o fim da década de 90, com o desenvolvimento de programas computacionais de livre acesso, tais como Rf/Phi (Mulchrone & Lisle, 1999 e Mulchrone & Meere 2001), RFPSHIM (Brandon 1996), Intercepts (Launeau & Robin 2003a) e SPO (Launeau e Robin 2003b). Com a utilização desses programas a obtenção da elipse de deformação uma trama mineral tornou-se uma operação relativamente fácil e rápida.

No entanto, apesar dessa praticidade, não há um consenso ou uma avaliação que determine a melhor forma ou rotina para a utilização destes programas. Também é de fundamental interesse avaliar se os métodos de quantificação desenvolvidos para análise de tramas de rochas ígneas fornecem bons resultados em termos de razões de deformação.

Deste modo, realizamos uma série de simulações computacionais de deformação progressiva, visando avaliar os programas de cálculo de forma e orientação de elipses em análises bidimensionais (2D).

Os testes teóricos elaborados foram realizados em imagens com formas e tramas distintas nos quais foram aplicadas deformações conhecidas. Deste modo, são comparados os resultados esperados e os obtidos por meio de diferentes métodos.

MÉTODOS

Razões de forma de tramas bidimensionais idealizadas (imagens digitalizadas) foram obtidas por meio da aplicação do método clássico de análise de orientação preferencial de forma: R_f/ϕ (Ramsay 1967, Ramsay & Huber 1983 e 1987) com a utilização das técnicas de Shimamoto & Ikeda (1976) e Peach & Lisle (1979). Também foram aplicados os métodos do tensor de inércia (Launeau & Cruden 1998) e dos Interceptos (Launeau *et al.* 1990, Launeau & Robin 1996).

Para os cálculos dos parâmetros de orientação e forma foram utilizados os programas Rf/Phi versão 1.0 (Mulchrone & Lisle 1999 e Mulchrone & Meere 2001), baseado na técnica de Peach & Lisle (1979), RFPESHIM (Brandon 1996) fundamentado em Shimamoto & Ikeda (1976), Intercepts v. 2003 (Launeau & Robin 2003a) e SPO v. 2003 (Launeau e Robin 2003b).

Método R_f/ϕ

O método R_f/ϕ (Ramsay 1967, Ramsay & Huber 1983) pressupõe que, quando uma elipse inicial (com elipsidade R_i) é deformada homogeneamente, a forma resultante é também elíptica. A elipsidade final (R_f) depende diretamente da forma e orientação da elipse inicial e da elipse de deformação. A análise é feita por meio de um gráfico, em sistema cartesiano, relacionando a razão axial de um grande número de elipses contra a orientação de seus eixos maiores. Obtém-se um gráfico simétrico (Fig. 1B) em relação à orientação média (ϕ_1), que define a orientação do eixo maior da elipse de deformação. Sobre a linha de simetria situam-se dois pontos nos quais os eixos dos grãos e da elipse de deformação são coincidentes (Fig. 1A, elipses 1 e 2). A razão de deformação (R_s) pode ser calculada com as equações (1) e (2), utilizando os valores máximos e mínimos da elipsidade final (R_f máximo e R_f mínimo) obtidos na linha de orientação média (ϕ_1).

(1) $R_s = (R_f \text{ Máx}/R_f \text{ mín})^{1/2}$, quando $R_i > R_s$ (o que reflete em uma distribuição normal no gráfico de R_f versus ϕ).

(2) $R_s = (R_f \text{ Máx}/R_f \text{ mín})^{1/2}$, quando $R_i < R_s$ (que condiciona maior simetria do gráfico de R_f versus ϕ e uma taxa maior de deformação, sendo a distribuição em forma de gota).

O gráfico de R_f versus ϕ mostra uma característica adicional das elipses ou marcadores deformados. Ocorre uma variação sistemática na orientação dos eixos maiores dos marcadores de deformação. Essa variação angular, denominada de flutuação ($2\phi_{\text{máx}}$), é uma função dos valores relativos de R_i e de R_s . Desta forma, quando $R_s > R_i$ a flutuação é bastante pequena,

diminuindo gradativamente à medida que aumenta a deformação (Fig. 1C e D). Para uma orientação originalmente aleatória a flutuação inicial anterior à deformação é 180° , isto é, as elipses não têm uma orientação preferencial. Nos casos em que a elipse de deformação tectônica tem elipsidade menor que a elipsidade inicial, a flutuação também é 180° . A inflexão ocorre quando $R_s=R_i$ e, a partir deste ponto, com um pequeno aumento da deformação, produz-se uma forte orientação (Fig. 1E)

Figura 1. Marcadores de deformação elípticos A) Deformação homogênea de elipses de razão axial originalmente constante e orientações diferentes; B) Gráfico de R_f versus ϕ ; a diferença entre as orientações extremas é o ângulo de flutuação (2ϕ). C) Marcadores indeformados com mesma razão inicial (R_i); D) marcadores deformados homogeneamente; E) Marcadores intensamente deformados. As elipses preenchidas representam a elipse de deformação calculada para cada exemplo apresentado. Modificado de Ramsay (1967) e Ramsay & Huber (1983).

Os comportamentos diferenciados de deformação (curvas normais ou em gota nos gráficos de R_f versus ϕ) foram integrados por Lisle (1977, 1985, 1986), que apresenta uma série de gráficos nos quais diferentes curvas (curvas teóricas *theta*) refletem variadas condições de R_i , R_f e R_s . A partir de diferentes famílias de curvas *theta* teóricas é possível calcular as razões de deformação adaptando-se os dados de R_f às mesmas. As técnicas de Shimamoto & Ikeda (1976) e Peach & Lisle (1979) ajustam matematicamente os dados de R_f e ϕ às curvas teóricas de *theta* a partir de testes de simetria.

Tensor de Inércia

Este método foi desenvolvido por Launeau & Cruden (1998) originalmente para quantificação de tramas de rochas magmáticas, tendo sido tipicamente aplicado para batólitos graníticos.

A razão de forma e a orientação do eixo maior de cada grão podem ser calculadas a partir do tensor de inércia de sua forma (Launeau & Cruden, 1998). São obtidas a partir de imagens *raster* das seções analisadas, sendo constituídas por *pixels*. Se x_i e y_i são as coordenadas dos *pixels* do grão j (Fig. 2) e A sua área superficial (igual ao número de *pixels*), então o tensor de inércia ($\mathbf{M}_j$) de sua forma é dado pela matriz (equação 3):

$$\mathbf{M}_j = \begin{bmatrix} m_{xxj} & m_{xyj} \\ m_{xyj} & m_{yyj} \end{bmatrix} \text{ equação (3),}$$

Onde:

$$m_{xxj} = 1/A \sum_i (x_i - x_c)^2,$$

$$m_{xyj} = 1/A \sum_i (x_i - x_c)(y_i - y_c),$$

$$m_{yyj} = 1/A \sum_i (y_i - y_c)^2,$$

são os componentes do tensor e $x_c = 1/A \sum_i x_i$ e $y_c = 1/A \sum_i y_i$ são coordenadas do centróide do grão.

A razão de forma do grão pode ser definida como $r = (\lambda_1/\lambda_2)^{1/2}$ onde λ_1 e λ_2 são os autovalores de $\mathbf{M}_j$. Da mesma forma, a direção de máxima elongação do grão (Φ), é dada pelo maior autovetor de $\mathbf{M}_j$. O tamanho do semi-eixo maior (a), e do semi-eixo menor (b) de uma elipse representando o grão é dado por $a = 0,5(\lambda_1)^{1/2}$ e $b = 0,5(\lambda_2)^{1/2}$ em unidade de *pixels* (ou em milímetros se o tamanho do *pixel* é conhecido).

Figura 2. Elementos do componente do tensor de inércia: A) Elementos da matriz do tensor de inércia. B) Descrição tensorial do objeto cujos autoparâmetros (λ_1 e λ_2) definem o seixos da elipse e sua orientação (α) no sistema de coordenadas xy .

Para correlacionar as orientações preferenciais de forma (OPF) das populações de grãos com a OPF total, introduz-se a média do tensor de inércia de N formas de grãos (Launeau *et al* 1990),

$$M = 1/N \sum_j M_j = 1/N \begin{vmatrix} \sum_j m_{xxj} & \sum_j m_{xyj} \\ \sum_j m_{xyj} & \sum_j m_{yyj} \end{vmatrix} \text{ equação (4),}$$

que efetivamente fornece uma OPF ponderada pela área de cada grão. A razão de forma média dos grãos $SR_t = (\lambda_1/\lambda_2)^{1/2}$ e sua orientação Φ são dadas pelos autovalores e autovetores máximos de $\mathbf{M}$, respectivamente. As dimensões médias a_t e b_t são calculadas da mesma forma.

A análise de população de grãos pelo tensor de inércia é bastante eficiente em delimitar as características geométricas de cada grão (eixo maior, eixo menor e orientação do seu eixo maior), principalmente em formas irregulares. Os dados individuais de cada grão podem ser utilizados em outros programas de cálculo da razão de deformação e de forma.

O programa SPO v. 2003 (Launeau & Robin 2003 b) também calcula a SR_t e a orientação Φ fazendo normalização pela área dos grãos de modo que cada grão apresente o mesmo peso no cálculo.

O método dos interceptos

O método dos interceptos (Launeau & Robin 1996), originalmente desenvolvido para quantificação de tramas de rochas ígneas, analisa camadas de objetos (fases) como uma população de linhas. A partir da seleção de fase a ser analisada, por exemplo um intervalo específico de tons de cinza em uma imagem, é feita uma contagem dos interceptos. A base teórica do método e suas aplicações estão detalhadas em Launeau & Robin (1996).

A contagem dos interceptos é um método paramétrico de análise numérica da trama em uma imagem bidimensional. Ele consiste da determinação do número de interseções (número de *pixels*) entre o limite de um grão e sua matriz através da varredura completa da imagem por uma sucessão de linhas paralelas que giram entre 0 e 180° (Fig. 3). O resultado é representado pela projeção polar da contagem de interseções (rosa de interceptos) correspondendo a cada linha de direção α . O alongamento máximo da rosa de interceptos corresponde à direção de menor contagem. A magnitude e a orientação da anisotropia são fornecidas pela rosa de interceptos ponderada pela área total do grão. A rosa de direções, derivada da rosa de interceptos, permite ainda visualizar a geometria interna da trama através das diferentes orientações que constituem anisotropia total.

A direção principal de alongamento da população de grãos pode ser calculada utilizando os eixos de simetria fornecidos pelos autovetores da matriz G dos cossenos diretores dos interceptos (Harvey & Laxton 1980):

$$G = \left| \frac{\sum n\alpha \cos \alpha^2}{\sum n\alpha \cos \alpha \sin \alpha} \quad \frac{\sum n\alpha \cos \alpha \sin \alpha}{\sum n\alpha \sin \alpha^2} \right| \text{ equação (5),}$$

onde n é o número total de interceptos e $n\alpha$ o número de interceptos na direção α . A magnitude da orientação preferencial de forma (sr_i) é fornecida pela razão entre os comprimentos médios dos interceptos (L) de uma dada população computado nas direções α e $\alpha + \pi/2$ onde:

$$sr_i = L\alpha / L\alpha + \pi/2 \text{ equação (6).}$$

Para uma população de grãos circulares (isotrópicos), ou quando os grãos são anisotrópicos porém distribuídos aleatoriamente, a rosa de interceptos ponderada possui um $sr_i = 1$; se a população de grãos anisotrópicos for perfeitamente alinhada, teríamos $sr_i = r$, ou seja, a razão axial (a/c) média da população de grãos.

Figura 3. Determinação da anisotropia pela contagem de interceptos (A) Malha de contagem de interceptos orientada a 90° em relação a um objeto (área sombreada). (B) Malha de contagem de interceptos orientada a 145° em relação a um objeto. A análise de pontos é materializada por círculos vazados (fora do objeto) e preenchidos (interior do objeto). Para várias linhas regularmente espaçadas, paralelas à direção α , o número de interceptos é $N_i(\alpha)$. (C) Malha de contagem de interceptos na direção 90° e definição do comprimento principal (valor direcional). (D) Diagramas em rosáceas de contagem, com projeção do diâmetro total, direção e forma característica. Modificado de Launeau & Robin (1996).

O método dos interceptos destaca-se dos demais por permitir trabalhar com imagens digitais sem um tratamento digital minucioso, como o desenho dos grãos, o qual na maioria dos métodos e programas é necessário. No processamento de imagens, geralmente grãos isolados,

perdem-se suas características sendo reconhecidos com um único grão. O método dos interceptos, por trabalhar sem a necessidade de individualizar grãos, consegue reconhecer a anisotropia original dos grãos.

AValiação DE MÉTODOS DE CÁLCULO DE RAZÕES DE DEFORMAÇÃO EM TRAMAS MINERAIS

Para a avaliação dos programas de cálculo de forma e orientação das elipses (2D) desenvolvemos uma série de simulações computacionais de deformação progressiva. O parâmetro utilizado para a comparação dos resultados foi a razão de forma. Para tanto criamos uma série de imagens buscando representar diferentes tramas de rochas naturalmente deformadas (Fig. 4). No computador essas imagens foram deformadas continuamente por cisalhamento puro e simples em intervalos com razões de deformação conhecidas (Fig. 5).

Figura 4. Casos analisados.

Figura 5. Deformações impostas (A) Cisalhamento puro com as magnitudes de achatamento e razões de deformação esperadas, (B) Cisalhamento simples com o ângulo de cisalhamento (angular shear) e razões de deformação esperadas.

As imagens elaboradas (casos analisados) tentam respeitar alguns pressupostos como razão inicial de deformação próximo a 1 (ausência de orientação preferencial inicial) e número aproximado de 100 grãos em cada imagem. A razão inicial próxima a 1 justifica-se pelo fato de as razões esperadas (razões finais) serem significativamente maiores quando há um componente inicial na deformação ($R_i > 1$).

As imagens elaboradas visaram refletir casos teóricos e reais. Os casos 1 e 2 foram escolhidos por se aproximar dos aspectos teóricos no qual o método R_f/ϕ foi idealizado (análise da deformação de marcadores elípticos). O caso 1 (elipses 1) caracteriza-se por elipses com direções distribuídas em várias direções e com razões iniciais iguais. O caso 2 (elipses 2) também apresenta elipses com direções distribuídas em várias direções, mas com razões iniciais diferentes (três tipos de elipses). Os casos 3 e 4 espelham casos geologicamente plausíveis (trama irregular e trama granoblástica).

A figura 6 apresenta os gráficos R_f/ϕ gerados para os casos analisados na deformação por cisalhamento puro.

Figura 6. Gráficos R_f/ϕ para os casos analisados por deformação por cisalhamento puro (quadrados brancos) e simples (quadrados pretos).

Os gráficos R_f/ϕ no caso 1 (elipses aleatórias) refletem o comportamento teórico esperado para a deformação, sendo observado nos estágios iniciais uma distribuição em uma curva normal e com a progressão da deformação a curva evolui para a forma de uma gota.

O caso 2 apresenta a evolução de três curvas distintas que refletem as três populações de elipses com razões axiais iniciais distintas. Cada população de elipse neste caso pode ser analisada independentemente e com maior dificuldade conjuntamente. Destaca-se nos gráficos a população de elipses mais achatadas que apresentam valores de R_f (razões finais) superiores que as demais (algumas no limite de 100, no achatamento de 75%). Essa população influencia significativamente no cálculo da razão de deformação (R_s), quando utilizadas as fórmulas propostas por Ramsay (1967) (ver equações 1 e 2). Nesse caso a taxa de deformação calculada refletiria somente essa população uma vez que seus valores R_f máximos e mínimos superporiam àqueles das demais populações de grãos.

Ambos os casos, 1 e 2, apresentam suas curvas parecidas com as curvas teóricas *theta* (Lisle 1977,1985 e 1986), de forma que esperaríamos uma boa correlação entre os resultados obtidos com os programas baseados no método R_f/ϕ (Rf/Phi v. 1 e RFPSHIM).

Os casos 3 e 4 apresentam um grande espalhamento de dados nos gráficos R_f/ϕ , mas com um comportamento similar ao observado para o caso 1. Nos estágios iniciais existe uma distribuição em uma curva normal e com a progressão da deformação a curva evolui para a forma de uma gota. No entanto, é difícil nestes casos a correlação visual com as curvas teóricas *theta* (Lisle 1977,1985 e 1986). Este tipo de comportamento heterogêneo das curvas R_f/ϕ representa o padrão próximo ao esperado em casos reais.

Em ambos os tipos de cisalhamento (puro ou simples) o comportamento apresentado nos gráficos R_f/ϕ são similares, sendo que no cisalhamento simples há diferenciação das orientações do eixo de simetria que é similar a orientação do ângulo de cisalhamento imposto.

RESULTADOS OBTIDOS

As tabelas 1 e 2 apresentam os resultados obtidos de razões forma (R_s) e direção de cisalhamento (Φ) nos ensaios de cisalhamento puro e simples. A figura 7 apresenta os gráficos comparativos entre os resultados obtidos e esperados de R_s . A correlação entre os dois valores se faz por meio de retas 1:1. Quanto mais os resultados obtidos se aproximam da inclinação de 45°, melhor é a resposta do método de quantificação da razão de deformação.

Figura 7. Gráficos comparativos dos resultados obtidos nos ensaios de cisalhamento simples (A a D) e puro (E a H).

Na deformação por cisalhamento simples (Fig. 7A a D), os resultados obtidos pelos métodos do tensor de inércia e R_f/ϕ (técnicas de Shimamoto & Ikeda 1976 e Peach & Lisle 1979) apresentam resultados semelhantes, bem próximos entre si, em todos os casos. Também

apresentam forte correlação com os valores esperados (erro <10%), sendo que o caso 3 (trama irregular) é o que apresenta os resultados mais próximos aos teóricos.

O método dos interceptos apresentou nos casos de deformação por cisalhamento simples uma subestimação nas razões de forma (R_s), com erros bem elevados (entre 10 e 30%). Este método analisa as imagens considerando uma população de linhas com diferentes orientações, de forma que direções secundárias são levadas em conta no cálculo da razão de forma, podendo influenciar os valores finais. Subestimações são geradas quando há direções secundárias importantes, enquanto superestimações ocorrem quanto maior for o grau de orientação das linhas de contagens (interceptos) e menor for o peso das direções secundárias.

Os resultados dos ensaios de deformação por cisalhamento puro apresentaram comportamentos mais diversificados. Também são observados resultados semelhantes entre os métodos do tensor de inércia e R_f/ϕ (com exceção do caso 2) e boa correlação com os valores teóricos (com exceção do Caso 4: tramas granoblástica). Em todos os métodos há uma superestimação dos resultados nos ensaios por cisalhamento puro (exceto o caso 3: trama irregular) principalmente no caso 4 (trama granoblástica). O método dos interceptos, neste caso, apresentou boas correlações entre os resultados obtidos e esperados, com exceção do caso 4, apresentando geralmente uma superestimação da deformação decorrente da maior orientação dos grãos analisados nas imagens.

De modo geral, observa-se que os métodos utilizados apresentam dificuldades no cálculo de imagens onde a magnitude de deformação é muito elevada, sendo que em alguns casos o erro entre o resultado esperado e obtido é superior a 30% (máximo de 59,6 % no método dos interceptos, para trama granoblástica com 75% de achatamento). Para razões de deformação baixa, os métodos avaliados apresentam boas respostas com erros na faixa de 10%.

Os dados de orientação preferencial de forma derivados dos métodos utilizados apresentam resultados muito próximos entre si, principalmente nas imagens de maior taxa de deformação (conseqüentemente melhor orientação preferencial).

DISCUSSÃO E CONCLUSÕES

As simulações computacionais de deformação progressiva mostraram diferentes comportamentos das diferentes tramas em resposta ao cisalhamento simples e puro. Isso indica o importante papel da forma e orientação iniciais dos marcadores de deformação, bem como a orientação dos eixos de deformação na configuração final dos grãos.

De modo geral, os métodos/técnicas de cálculo da elipse seccional avaliados são eficientes para determinar as razões de forma e a sua orientação preferencial, com exceção de alguns casos e condições. Todos os métodos apresentam deficiências em registrar a deformação quando a magnitude de deformação é muito alta.

O método dos interceptos mostrou-se bastante desfavorável para o cálculo de razões de deformação para rochas submetidas ao cisalhamento simples, embora forneça bons resultados em termos de orientação. Entretanto, deve-se salientar que, em termos de deformação finita, é difícil ou impossível saber se a deformação pela qual passou uma rocha se deve ao cisalhamento simples ou puro, uma vez que ambos os mecanismos promovem deformação plana em volume constante, devendo resultar em elipsóides do tipo com $k=1$ (Ramsay & Huber 1983).

O método dos interceptos apresenta características intrínsecas que o difere dos demais métodos. Por exemplo, apesar de possuir uma resposta semiquantitativa quanto aos parâmetros de forma, este método é indicado para o reconhecimento de anisotropias em análises utilizando imagens digitais (maiores detalhes em Launeau & Robin 1996). A utilização deste método na obtenção de elipsóides de forma e deformação (análise 3D) fornece resultados compatíveis com os outros métodos (R_f/ϕ e tensor de inércia). A utilização do método dos interceptos, juntamente com os métodos do tensor de inércia e R_f/ϕ , para obtenção de elipsóides (3D) de forma e deformação atualmente é objeto de pesquisa dos autores e será abordado em um futuro trabalho.

Os resultados obtidos nos métodos do tensor de inércia e R_f/ϕ (Shimamoto & Ikeda 1976 e Peach & Lisle 1979) são muitos próximos entre si. Ambos os métodos apresentaram-se adequados para quantificação da deformação na maioria dos casos estudados.

Outro fator importante na utilização dos programas de cálculo da elipse seccional é a facilidade operacional de obtenção de dados. Atualmente, os programas SPO (tensor de inércia) e Intercepts (Interceptos) destacam-se por permitirem trabalhar diretamente com as imagens digitais, enquanto os programas RFPSHIM (Shimamoto & Ikeda 1976) e R_f/ϕ v. 1 (Peach & Lisle 1979), baseados no método R_f/ϕ , trabalham com entrada de dados manuais (valores R_f e ϕ de cada grão). O programa SPO é rápido, de fácil utilização, e mostrou-se muito eficiente na quantificação da deformação, embora tenha sido idealizado para análise de tramas magmáticas. A utilização desse programa em imagens de grãos desenhados ou imagens tratadas apresenta-se como uma grande ferramenta para a determinação dos parâmetros de forma e orientação, podendo ainda calcular separadamente populações de grãos (por tamanho, orientação e razão de forma).

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem à FAPESP (processos 02/13677-4 e 02/13654-4) pelo apoio financeiro e aos professores Dr. Ginaldo Ademar da Cruz Campanha e Dr. Carlos José Archanjo pelas discussões e incentivos durante a realização deste trabalho.

REFERÊNCIAS

- Brandon R. 1996. RFPSHIM – freeware, Yale University, <http://earth.geology.yale.edu/~brandon/Software/YALEDEFM/>.
- Harvey P.K. & Laxton R.R. 1980. The estimation of finite strain from the orientation distribution of passively deformed linear markers: eigenvalue relationships. *Tectonophysics*, **70**:285-307
- Launeau P., Bouchez J.L., Keith B. 1990. Shape preferred orientation of object population: automatic analysis of digitized images. *Tectonophysics*, **180**: 201-211
- Launeau P. & Cruden A.R. 1998. Magmatic fabric acquisition mechanism in a syenite: results of a combined anisotropy of magnetic susceptibility and image analysis study. *Journal of Geophysical Research*, **103**: 5067-5068
- Launeau P. & Robin P.Y.F. 1996. Fabrics analysis using the intercept method. *Tectonophysics*, **267**: 91-119.
- Launeau P. & Robin, P.Y.F. 2003a. INTERCEPTS v. 2003 (freeware). Université de Nantes (França)/University of Toronto (Canadá). <http://www.sciences.univ-nantes.fr/geol/UMR6112/SPO/Intercepts.html>.
- Launeau P. & Robin, P.Y.F. 2003b. SPO v. 2003 (freeware). Université de Nantes (França)/University of Toronto (Canadá). <http://www.sciences.univ-nantes.fr/geol/UMR6112/SPO/SPO.html>.
- Lisle R.J. 1977. Estimation of tectonic strain ratio from mean shape of deformed elliptical markers. *Geologie en Mijnbouw*, **56**: 110-144
- Lisle R.J. 1985. *Geological strain analysis - A manual for the Rf/phi technique*. Pergamon Press, Oxford, 60 pp.
- Lisle R.J. 1986. The sectional strain ellipse during progressive coaxial deformation. *Journal of Structural Geology*, **8**: 809-818
- Mulchorney K.F. & Lisle R.J. 1999. Rf/Phi v.1 (freeware). <http://207.176.140.93/documents/oldftp/VOL27/v27-10-12.zip>.
- Mulchorney K.F. & Meere P.A. 2001. A windows program for analysis of tectonic strain using deformed elliptical markers. *Computers & Geosciences*, **27**: 1251-1255.
- Peach C.J. & Lisle R.J. 1979. A Fortran IV program for the analysis of tectonic strain using deformed elliptical markers. *Computer & Geosciences*, **5**: 325-334.
- Ramsay J.G. 1967. *Folds and fracturing of rocks*. McGraw Hill, New York, 568 pp.
- Ramsay J.G. 1980. Shear zone geometry: a review. *Journal of Structural Geology*, **2**: 083-099.
- Ramsay J.G. & Graham R.H. 1970. Strain variation in shear belts. *Canadian Journal of Earth Sciences*. **7**: 786-813.

- Ramsay J.G. & Huber M.I. 1983. *The Techniques of modern structural geology. Volume I: Strain analysis*. Academic Press, London, 307 pp.
- Ramsay J.G. & Huber M.I. 1987. *The Techniques of Modern Structural Geology. Volume II: Folds and Fractures*. Academic Press, London, 391 pp.
- Robin P.Y. & Cruden A.R. 1994. Strain and vorticity patterns in ideally ductile transpression zones. *Journal of Structural Geology*. **16**: 447-466
- Shimamoto I. & Ikeda Y. 1976. A simple algebraic method for strain estimation from deformed ellipsoidal methods. *Tectonophysics*. **36**: 315-317
- Sanderson D.J. & Marchini, W.R.D. 1984. Transpression. *Journal of Structural Geology*. **6**: 449-458
- Sorby H.C. 1908. On the application of quantitative methods to the study of the structure and history of rocks: *Journal of the Geological Society of London*. **64**: 171-232.
- Tikoff B. & Teyssier C. 1994. Strain modeling of displacement-field partitioning in transpressional orogens. *Journal of Structural Geology*. **16**: 1575–1588.

Tabela 1. Resultados obtidos para cisalhamento simples.

Tensor de inércia				Interceptos		
	ângulo	Razão	Erro (%)	ângulo	Razão	Erro (%)
Caso 1 (elipses 1)						
indeformado	112,508	1,088	-x-	112,674	1,100	-x-
ângulo de cisalhamento=30°	55,290	1,638	-7,47	55,755	1,617	-8,618
ângulo de cisalhamento=50°	57,868	2,652	1,24	59,100	2,367	-9,673
ângulo de cisalhamento=75°	75,811	14,068	-11,35	75,663	11,361	-28,409
Caso 2 (elipses 2)						
indeformado	171,179	1,020	-x-	170,048	1,021	-x-
ângulo de cisalhamento=30°	52,185	1,776	0,337	52,145	1,766	-0,205
ângulo de cisalhamento=50°	57,868	2,652	1,235	57,851	2,619	-0,044
ângulo de cisalhamento=75°	75,869	16,754	5,570	75,730	12,371	-22,048
Caso 3 (trama irregular)						
indeformado	12,706	1,039	-x-	165,388	1,042	-x-
ângulo de cisalhamento=30°	51,667	1,807	2,077	51,414	1,744	-1,462
ângulo de cisalhamento=50°	57,627	2,678	2,221	57,439	2,578	-1,607
ângulo de cisalhamento=75°	75,908	15,818	-0,327	75,733	11,617	-26,799
Caso 4-trama granoblástica						
indeformado	86,317	1,092	-x-	87,984	1,093	-x-
ângulo de cisalhamento=30°	57,138	1,793	1,292	57,066	1,773	0,173
ângulo de cisalhamento=50°	60,422	2,648	1,058	60,551	2,604	-0,596
ângulo de cisalhamento=75°	76,071	17,021	7,050	76,099	12,249	7,87
Rf/Phi (Shimamoto & Ikeda 1976)				Rf/Phi (Peach & Lisle 1979)		
	ângulo	Razão	Erro (%)	ângulo	Razão	Erro (%)
Caso 1 (elipses 1)						
indeformado	112,5	1,088	-x-	112,485	1,250	-x-
ângulo de cisalhamento=30°	55,3	1,638	-7,458	58,488	2,644	49,379
ângulo de cisalhamento=50°	59,0	2,396	-8,550	62,237	2,809	7,214
ângulo de cisalhamento=75°	75,8	14,068	-11,355	75,786	13,571	-14,486
Caso 2 (elipses 2)						
indeformado	171,2	1,020	-x-	76,508	1,100	-x-
ângulo de cisalhamento=30°	52,2	1,776	0,339	51,909	2,532	43,051
ângulo de cisalhamento=50°	57,9	2,652	1,221	57,951	3,228	23,206
ângulo de cisalhamento=75°	75,9	16,754	5,570	75,894	16,500	3,970
Caso 3 (trama irregular)						
indeformado	16,3	1,038	-x-	20,979	1,100	-x-
ângulo de cisalhamento=30°	51,9	1,811	2,316	51,420	1,933	9,209
ângulo de cisalhamento=50°	57,7	2,683	2,405	57,604	2,783	6,221
ângulo de cisalhamento=75°	75,9	15,793	-0,485	75,992	15,895	0,158
Caso 4-trama granoblástica						
indeformado	86,4	1,092	-x-	88,802	1,050	-x-
ângulo de cisalhamento=30°	57,2	1,792	1,243	56,873	1,819	2,766
ângulo de cisalhamento=50°	60,4	2,647	1,031	60,316	2,664	1,679
ângulo de cisalhamento=75°	76,1	17,011	7,190	76,069	17,095	7,719

Tabela 2. Resultados obtidos para cisalhamento puro.

Tensor de inércia				Interceptos		
	ângulo	Razão	Erro (%)	ângulo	Razão	Erro (%)
Caso 1 (elipses 1)						
indeformado	112,508	1,088	-x-	112,674	1,100	-x-
20 % de achatamento	93,258	1,654	6,030	93,592	1,657	6,228
50 % de achatamento	90,870	4,174	4,348	91,061	4,106	2,662
75 % de achatamento	90,206	16,358	2,235	90,159	17,734	10,839
Caso 2 (elipses 2)						
indeformado	171,179	1,020	-x-	170,048	1,021	-x-
20 % de achatamento	90,379	1,543	-1,058	90,358	1,538	-1,427
50 % de achatamento	90,091	4,002	0,050	90,018	3,939	-1,531
75 % de achatamento	90,022	16,446	2,788	90,022	17,931	12,067
Caso 3 (trama irregular)						
indeformado	12,706	1,039	-x-	165,388	1,042	-x-
20 % de achatamento	88,914	1,500	-3,825	91,580	1,469	-5,819
50 % de achatamento	89,739	3,790	-5,258	90,482	3,559	-11,032
75 % de achatamento	89,941	14,743	-7,856	90,125	14,332	-10,426
Caso 4-trama granoblástica						
indeformado	86,317	1,092	-x-	87,984	1,093	-x-
20 % de achatamento	89,427	1,738	11,438	89,916	1,722	10,399
50 % de achatamento	89,838	4,646	16,160	89,998	4,550	13,758
75 % de achatamento	89,955	20,287	26,796	90,009	25,530	59,560
Rf/Phi (Shimamoto & Ikeda 1976)				Rf/Phi (Peach & Lisle 1979)		
Caso 1 (elipses 1)						
indeformado	112,500	1,088	-x-	112,485	1,250	-x-
20 % de achatamento	93,300	1,654	6,026	96,572	1,750	12,179
50 % de achatamento	90,900	4,174	4,350	91,426	4,450	11,250
75 % de achatamento	90,200	16,358	2,238	90,335	17,250	7,813
Caso 2 (elipses 2)						
indeformado	171,200	1,020	-x-	76,508	1,100	-x-
20 % de achatamento	90,400	1,543	-1,090	90,943	1,550	-0,641
50 % de achatamento	90,100	4,002	0,050	90,535	3,950	-1,250
75 % de achatamento	90,000	16,448	2,800	90,044	14,750	-7,813
Caso 3 (trama irregular)						
indeformado	16,300	1,038	-x-	20,979	1,100	-x-
20 % de achatamento	88,700	1,505	-3,526	89,066	1,450	-7,051
50 % de achatamento	89,700	3,800	-5,000	89,680	3,700	-7,500
75 % de achatamento	89,900	14,772	-7,675	89,933	13,750	-14,063
Caso 4-trama granoblástica						
indeformado	86,400	1,092	-x-	88,802	1,050	-x-
20 % de achatamento	89,400	1,739	11,474	89,849	1,700	8,974
50 % de achatamento	89,800	4,648	16,200	89,930	4,550	13,750
75 % de achatamento	90,000	20,293	26,831	89,979	19,600	22,500

5. DETERMINAÇÃO DA ORIENTAÇÃO PREFERENCIAL DE FORMA (OPF) DE SILICATOS EM ROCHAS GRANÍTICAS: GRANITO CAMPINA GRANDE (PB). (submetido ao periódico *Revista Brasileira de Geociências*)

Sérgio Wilians de Oliveira Rodrigues^{1,2}

Carlos José Archanjo³

Patrick Launeau⁴

1 – CPRM - Serviço Geológico do Brasil, Superintendência Regional de São Paulo, Rua Costa, 55, Cerqueira César, CEP 01304-010, São Paulo SP, Brasil.

2 – Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Rua do Lago, 562, CEP 05508-080, São Paulo SP, Brasil

3- Departamento de Mineralogia e Geotectônica, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Rua do Lago, 562, CEP 05508-080, São Paulo SP, Brasil

4- Laboratoire de Pétrologie Structurale, Université de Nantes, 2, Rue de la Houssière, 44072 Nantes, França

E-mails: srodrigues@sp.cprm.gov.br , archan@usp.br, Patrick.Launeau@univ-nantes.fr

ABSTRACT: *DETERMINATION OF SILICATES SHAPE PREFERRED ORIENTATION (SPO) IN GRANITIC ROCKS: CAMPINA GRANDE GRANITE (PB).* The utilization of root and digital processed images of granite rocks outcrops to calculate the silicates shape preferred orientation (SPO) was evaluate applied the methods inertia tensor, intercepts and R_f/ϕ (technics by Shimamoto & Ikeda 1976 and Peach & Lisle 1979). The images analysis results were compare with SPO measured by anisotropy of magnetic susceptibility analysis (AMS). The region of study localize in the Transversal Zone of Borborema Province. The SPOs by images analysis results shows that geometry and shape were very similar, but with anisotropy values different. The SPOs by AMS shows in some cases strong discordance with images analysis results, that to indicate the probably change of magnetic fabric in the Campina Grande Granite. The SPOs results are consistent with the semi- concentric structure of Campina Grande Granite observed in the field. The characterization in the board of granite of L-S fabrics and anisotropy values more highest with on the center delimits a typical domain observed in emplacement zones in regions of ductile regime (deep crust).

Keywords: shape preferred orientation (SPO), inertia tensor, intercepts and R_f/ϕ and Campina Grande Granite

RESUMO: A utilização de imagens brutas e tratadas digitalmente de afloramentos de rochas graníticas na obtenção da OPF (orientação preferencial de forma) de silicatos foi avaliada utilizando-se os métodos do tensor de inércia, interceptos e R_f/ϕ (técnicas de Shimamoto & Ikeda 1976 e Peach & Lisle 1979). Os resultados obtidos também são comparados com OPFs obtidas por análise de anisotropia de suscetibilidade magnética (ASM). O estudo foi realizado no Granito de Campina Grande, localizado na Zona Transversal da Província Borborema. Os resultados obtidos com a utilização de imagens apresentam OPFs com geometria e parâmetros de forma bem semelhantes entre si, mas com grau de anisotropia diferentes. As OPFs obtidas por ASM apresentam em alguns casos fortes discordâncias com os resultados obtidos pela análises de imagens, o que indica uma provável modificação da trama magnética no plúton estudado. As orientações e formas das OPFs obtidas são consistentes com a estrutura semi-concêntrica do Granito Campina Grande observada em campo. A caracterização nas bordas dos granitos de tramas plano-lineares e com grau de anisotropia relativamente mais alto do que no centro, configura um domínio típico observado em zonas de acomodação de plútons em zonas profundas em regime dúctil.

Palavras-chaves: orientação preferencial de forma (OPF), tensor de inércia, método dos interceptos, R_f/ϕ , Granito Campina Grande.

INTRODUÇÃO

Os métodos de caracterização de orientação preferencial de forma (OPF) tomaram um novo impulso com a possibilidade da utilização uso de microcomputadores, câmeras digitais e programas específicos que conseguem tratar um grande número de informações. Estas novas tecnologias tornaram a caracterização da OPF em uma operação prática e relativamente rápida.

Nos últimos anos a caracterização da OPF em tramas minerais de rochas ígneas (principalmente graníticas), tem sido largamente utilizada para a caracterização da estrutura interna de corpos ígneos e seus mecanismos de alojamento.

Neste trabalho é enfocada a utilização de imagens de afloramento de rochas graníticas na obtenção da OPF. Estas imagens foram trabalhadas com diferentes tratamentos digitais (análise de imagens) e métodos de cálculo de forma e orientação de elipses em análises bidimensionais (2D). Os diferentes resultados obtidos são comparados utilizando-se os parâmetros escalares (magnitude, forma) e direcionais (orientação preferencial) do elipsóide de trama (3D). Também são comparados com petrotramas obtidas por anisotropia de suscetibilidade magnética (ASM).

As imagens utilizadas foram obtidas em afloramentos do Granito Campina Grande da Província Borborema (Nordeste do Brasil), sendo realizado um perfil sistemático ao longo do mesmo.

MÉTODOS

A obtenção da OPF através da análise de imagem obedece a quatro etapas distintas (Fig. 1): **(i)** fotografia digital das seções do afloramento, **(ii)** processamento da imagem, **(iii)** determinação dos parâmetros de OPF em cada seção e **(iv)** reconstituição do elipsóide correspondendo a distribuição da sub-população de grãos. A reconstituição da trama em 3D a partir de seções 2D depende fundamentalmente do modo de ocorrência do afloramento rochoso. Este deve conter pelo menos três seções mutuamente ortogonais ou (sub)-ortogonais com área de exposição igual ou maior que 2500 cm². As seções devem ser preferencialmente planas com bom contraste entre fenocristais (se presentes) e a matriz, ou entre os minerais máficos e os félsicos. Estas condições são normalmente encontradas em cortes de estrada recentes e em pedreiras para extração de blocos rochosos. Cada face é cuidadosamente orientada (direção/mergulho) e fotografada com uma câmera digital. Utilizamos, neste trabalho, uma câmera com resolução de 5 *MPixel*.

Figura 1: Aquisição da imagem, procedimentos e determinação do elipsóide de forma (ver discussão no texto).

O estudo da (sub)-trama de fenocristais de feldspato é indicado quando há contraste destes com a matriz. Dependendo dos objetivos do estudo, o contorno dos fenocristais pode ser desenhado sobre uma folha transparente, ou diretamente no computador em programas de edição como o *Adobe Photoshop* ou similares, e posteriormente trabalhado como imagens binárias (preto e branco). Também podem ser utilizadas imagens brutas em tons de cinza, nas quais o contraste de tons entre a matriz e o fenocristais possa ser utilizado para individualizar os fenocristais em uma imagem binária. Na conversão da imagem bruta para imagem binária são utilizados tratamentos digitais disponíveis em programas de edição de imagens que ressaltam o contraste entre a matriz e os fenocristais, como inversões de tons de cinza, ajustes de intensidade etc. Nas imagens binárias obtidas também são aplicadas outros tratamentos digitais. Um destes tratamentos utilizado neste trabalho consiste basicamente na erosão de 1 *pixel* na periferia de cada objeto obtido na conversão da imagem (no caso representativos de fenocristais). Este procedimento normalmente elimina linhas de 1 *pixel* de comprimento, *pixels* isolados e estreitas “pontes” de *pixels* ligando objetos distintos. Posteriormente são eliminados os objetos com tamanho inferior a 32 *pixels* e os objetos cortados pela borda da imagem.

A determinação dos parâmetros de OPF em cada seção (imagem) foi obtida por meio da aplicação do método clássico de análise de orientação preferencial de forma: R_f/ϕ (Ramsay 1967, Ramsay & Huber 1983 e 1987) com a utilização das técnicas de Shimamoto & Ikeda

(1976) e Peach & Lisle (1979). Também foram aplicados os métodos do tensor de inércia (Launeau & Cruden 1998) e dos Intercepts (Launeau *et al.* 1990, Launeau & Robin 1996).

Para os cálculos dos parâmetros de orientação e forma foram utilizados os programas Rf/Phi versão 1.0 (Mulchrone & Lisle 1999 e Mulchrone & Meere 2001), baseado na técnica de Peach & Lisle (1979), RFPSHIM (Brandon 1996) fundamentado em Shimamoto & Ikeda (1976), Intercepts v. 2003 (Launeau & Robin 2003a) e SPO v. 2003 (Launeau e Robin 2003b).

A reconstituição do elipsóide correspondendo a distribuição da sub-população de grãos foi realizada utilizando-se o programa ELLIPSOID (Launeau & Robin 2003c) baseado no método do tensor quadrático de forma (Launeau & Cruden 1998), que será descrito a seguir.

Também em cada afloramento foram extraídos entre 4 a 6 cilindros orientados de rocha com 2,5 cm de diâmetro utilizando uma perfuratriz portátil. Estes cilindros são cortados em laboratório para produzir espécimes de 2,2 cm de altura. A determinação da ASM nestes espécimes e caracterização da petrografia magnética seguiram os procedimentos descritos em Bouchez (1997).

Método R_f/ϕ

O método R_f/ϕ (Ramsay 1967, Ramsay & Huber 1983) pressupõe que, quando uma elipse inicial (com elipsidade R_i) é deformada homogeneamente, a forma resultante é também elíptica. A elipsidade final (R_f) depende diretamente da forma e orientação da elipse inicial e da elipse de deformação. A análise é feita por meio de um gráfico, em sistema cartesiano, relacionando a razão axial de um grande número de elipses contra a orientação de seus eixos maiores. Obtém-se um gráfico simétrico (Fig. 1B) em relação à orientação média (ϕ_1), que define a orientação do eixo maior da elipse de deformação. Sobre a linha de simetria situam-se dois pontos nos quais os eixos dos grãos e da elipse de deformação são coincidentes (Fig. 2A, elipses 1 e 2). A razão de deformação (R_s) pode ser calculada com as equações (1) e (2), utilizando os valores máximos e mínimos da elipsidade final (R_f máximo e R_f mínimo) obtidos na linha de orientação média (ϕ_1).

(1) $R_s = (R_f \text{ Máx}/R_f \text{ mín})^{1/2}$, quando $R_i > R_s$ (o que reflete em uma distribuição normal no gráfico de R_f versus ϕ).

(2) $R_s = (R_f \text{ Máx}/R_f \text{ mín})^{1/2}$, quando $R_i < R_s$ (que condiciona maior simetria do gráfico de R_f versus ϕ e uma taxa maior de deformação, sendo a distribuição em forma de gota).

O gráfico de R_f versus ϕ mostra uma característica adicional das elipses ou marcadores deformados. Ocorre uma variação sistemática na orientação dos eixos maiores dos marcadores

de deformação. Essa variação angular, denominada de flutuação ($2\phi_{\text{máx}}$), é uma função dos valores relativos de R_i e de R_s . Desta forma, quando $R_s > R_i$ a flutuação é bastante pequena, diminuindo gradativamente à medida que aumenta a deformação (Fig. 2C e D). Para uma orientação originalmente aleatória a flutuação inicial anterior à deformação é 180° , isto é, as elipses não têm uma orientação preferencial. Nos casos em que a elipse de deformação tectônica tem elipsidade menor que a elipsidade inicial, a flutuação também é 180° . A inflexão ocorre quando $R_s = R_i$ e, a partir deste ponto, com um pequeno aumento da deformação, produz-se uma forte orientação (Fig. 2E)

Figura 2. A) Deformação homogênea de elipses de razão axial originalmente constante e orientações diferentes; B) Gráfico de R_f versus ϕ ; a diferença entre as orientações extremas é o ângulo de flutuação (2ϕ). C) Marcadores indeformados com mesma razão inicial (R_i); D) marcadores deformados homogeneamente; E) Marcadores intensamente deformados. As elipses preenchidas representam a elipse de deformação calculada para cada exemplo apresentado. Modificado de Ramsay (1967) e Ramsay & Huber (1983).

Os comportamentos diferenciados de deformação (curvas normais ou em gota nos gráficos de R_f versus ϕ) foram integrados por Lisle (1977, 1985, 1986), que apresenta uma série de gráficos nos quais diferentes curvas (curvas teóricas *theta*) refletem variadas condições de R_i , R_f e R_s . A partir de diferentes famílias de curvas *theta* teóricas é possível calcular as razões de deformação adaptando-se os dados de R_f às mesmas. As técnicas de Shimamoto & Ikeda (1976) e Peach & Lisle (1979) ajustam matematicamente os dados de R_f e ϕ às curvas teóricas de *theta* a partir de testes de simetria.

Tensor de Inércia

Este método foi desenvolvido por Launeau & Cruden (1998) originalmente para quantificação de tramas de rochas magmáticas, tendo sido tipicamente aplicado para batólitos graníticos.

A razão de forma e a orientação do eixo maior de cada grão podem ser calculadas a partir do tensor de inércia de sua forma (Launeau & Cruden, 1998). São obtidas a partir de imagens *raster* das seções analisadas, sendo constituídas por *pixels*. Se x_i e y_i são as coordenadas dos *pixels* do grão j (Fig. 3) e A sua área superficial (igual ao número de *pixels*), então o tensor de inércia ($\mathbf{M}_j$) de sua forma é dado pela matriz (equação 3):

$$\mathbf{M}_j = \begin{bmatrix} m_{xxj} & m_{xyj} \\ m_{xyj} & m_{yyj} \end{bmatrix} \text{ equação (3),}$$

Onde:

$$m_{xxj} = 1/A \sum_i (x_i - x_c)^2,$$

$$m_{xyj} = 1/A \sum_i (x_i - x_c)(y_i - y_c),$$

$$m_{yyj} = 1/A \sum_i (y_i - y_c)^2,$$

são os componentes do tensor e $x_c = 1/A \sum_i x_i$ e $y_c = 1/A \sum_i y_i$ são coordenadas do centróide do grão.

A razão de forma do grão pode ser definida como $r = (\lambda_1/\lambda_2)^{1/2}$ onde λ_1 e λ_2 são os autovalores de $\mathbf{M}_j$. Da mesma forma, a direção de máxima elongação do grão (Φ), é dada pelo maior autovetor de $\mathbf{M}_j$. O tamanho do semi-eixo maior (a), e do semi-eixo menor (b) de uma elipse representando o grão é dado por $a = 0,5(\lambda_1)^{1/2}$ e $b = 0,5(\lambda_2)^{1/2}$ em unidade de *pixels* (ou em milímetros se o tamanho do *pixel* é conhecido).

Figura 3. Elementos do componente do tensor de inércia: A) Elementos da matriz do tensor de inércia. B) Descrição tensorial do objeto cujos autoparâmetros (λ_1 e λ_2) definem o seixos da elipse e sua orientação (α) no sistema de coordenadas xy .

Para correlacionar as orientações preferenciais de forma (OPF) das populações de grãos com a OPF total, introduz-se a média do tensor de inércia de N formas de grãos (Launeau *et al* 1990),

$$M = 1/N \sum_j M_j = 1/N \begin{vmatrix} \sum_j m_{xxj} & \sum_j m_{xyj} \\ \sum_j m_{xyj} & \sum_j m_{yyj} \end{vmatrix} \text{ equação (4),}$$

que efetivamente fornece uma OPF ponderada pela área de cada grão. A razão de forma média dos grãos $SR_t = (\lambda_1/\lambda_2)^{1/2}$ e sua orientação Φ são dadas pelos autovalores e autovetores máximos de $\mathbf{M}$, respectivamente. As dimensões médias a_t e b_t são calculadas da mesma forma.

A análise de população de grãos pelo tensor de inércia é bastante eficiente em delimitar as características geométricas de cada grão (eixo maior, eixo menor e orientação do seu eixo maior), principalmente em formas irregulares. Os dados individuais de cada grão podem ser utilizados em outros programas de cálculo da razão de deformação e de forma.

O programa SPO v. 2003 (Launeau & Robin 2003 b) também calcula a SR_t e a orientação Φ fazendo normalização pela área dos grãos de modo que cada grão apresente o mesmo peso no cálculo.

O método dos interceptos

O método dos interceptos (Launeau & Robin 1996), originalmente desenvolvido para quantificação de tramas de rochas ígneas, analisa camadas de objetos (fases) como uma população de linhas. A partir da seleção de fase a ser analisada, por exemplo, um intervalo específico de tons de cinza em uma imagem, é feita uma contagem dos interceptos. A base teórica do método e suas aplicações estão detalhadas em Launeau & Robin (1996).

A contagem dos interceptos é um método paramétrico de análise numérica da trama em uma imagem bidimensional. Ele consiste da determinação do número de interseções (número de *pixels*) entre o limite de um grão e sua matriz através da varredura completa da imagem por uma sucessão de linhas paralelas que giram entre 0 e 180° (Fig. 4). O resultado é representado pela projeção polar da contagem de interseções (rosa de interceptos) correspondendo a cada linha de direção α . O alongamento máximo da rosa de interceptos corresponde à direção de menor contagem. A magnitude e a orientação da anisotropia são fornecidas pela rosa de interceptos ponderada pela área total do grão. A rosa de direções, derivada da rosa de interceptos, permite ainda visualizar a geometria interna da trama através das diferentes orientações que constituem anisotropia total.

A direção principal de alongamento da população de grãos pode ser calculada utilizando os eixos de simetria fornecidos pelos autovetores da matriz G dos cosenos diretores dos interceptos (Harvey & Laxton 1980):

$$G = \begin{vmatrix} \sum n\alpha \cos^2 \alpha & \sum n\alpha \cos \alpha \sin \alpha \\ \sum n\alpha \cos \alpha \sin \alpha & \sum n\alpha \sin^2 \alpha \end{vmatrix} \text{ equação (5),}$$

onde n é o número total de interceptos e $n\alpha$ o número de interceptos na direção α . A magnitude da orientação preferencial de forma (sr_i) é fornecida pela razão entre os comprimentos médios dos interceptos (L) de uma dada população computado nas direções α e $\alpha + \pi/2$ onde:

$$sr_i = L\alpha / L\alpha + \pi/2 \text{ equação (6).}$$

Para uma população de grãos circulares (isotrópicos), ou quando os grãos são anisotrópicos porém distribuídos aleatoriamente, a rosa de interceptos ponderada possui um $sr_i = 1$; se a população de grãos anisotrópicos for perfeitamente alinhada, teríamos $sr_i = r$, ou seja, a razão axial (a/c) média da população de grãos.

Figura 4. Determinação da anisotropia pela contagem de interceptos (A) Malha de contagem de interceptos orientada a 90° em relação a um objeto (área sombreada). (B) Malha de contagem de interceptos orientada a 145° em relação a um objeto. A análise de pontos é materializada por círculos vazados (fora do objeto) e preenchidos (interior do objeto). Para várias linhas regularmente espaçadas, paralelas à direção α , o número de interceptos é $N_i(\alpha)$. (C) Malha de contagem de interceptos na direção 90° e definição do comprimento principal (valor direcional). (D) Diagramas em rosáceas de contagem, com projeção do diâmetro total, direção e forma característica. Modificado de Launeau & Robin (1996).

O método dos interceptos destaca-se dos demais por permitir trabalhar com imagens digitais sem um tratamento digital minucioso, como o desenho dos grãos, o qual na maioria dos métodos e programas é necessário. No processamento de imagens, geralmente grãos isolados, perdem-se suas características sendo reconhecidos com um único grão. O método dos interceptos, por trabalhar sem a necessidade de individualizar grãos, consegue reconhecer a anisotropia original dos grãos.

Cálculo de elipsóides a partir das elipses de três seções perpendiculares: Método do tensor quadrático de forma.

Quando uma seção bidimensional de análise é grande o bastante para representar a distribuição de uma população de grão, um conjunto de seções paralelas de uma amostra deve fornecer exatamente a mesma anisotropia, tanto em dimensão quanto orientação (caso contrário, um grande número de seções devem ser analisadas). A partir dos tensores quadráticos bidimensionais de uma amostra calculados em três seções ortogonais, os coeficientes resultantes podem ser combinados para calcular o tensor quadrático tridimensional do elipsóide correspondente (Launeau & Cruden 1998). Este método foi introduzido na geologia estrutural por Shimamoto e Ikeda (1976) para a reconstrução do elipsóide de forma (3-D) a partir dos parâmetros de forma (orientação e grau de anisotropia) medidos em três planos ortogonais entre si. O método foi recentemente generalizado para 3 ou mais planos com orientação qualquer (Robin 2002). Para efetuar a reconstrução foi escrito um programa em Visual Basic, ELLIPSOID, que calcula o melhor elipsóide passando por três ou mais elipses caracterizadas por sua razão axial (eixo longo e curto da elipse; $sr = a/b$) e orientação (ϕ) do eixo longo (a).

Um elipsóide por ser descrito por uma equação quadrática e a correspondente matriz de forma quadrática. A equação geral do elipsóide, em um sistema de coordenadas próprio (de eixos x , y e z), pode ser expressa pela equação quadrática:

$$s_{xx}x_1x_1 + s_{yy}x_2x_2 + s_{zz}x_3x_3 + 2s_{yz}x_2x_3 + 2s_{xz}x_1x_3 + 2s_{xy}x_1x_2 = 1, \text{ equação (7)}$$

Onde x_1 , x_2 e x_3 são as coordenadas de um ponto sobre o elipsóide, na forma matricial: $X^tSX = 1$, onde X é a matrix coluna das coordenadas de um ponto sobre o elipsóide, X^t a sua transposta e S a matriz de forma simétrica 3x3. Quando as dimensões do sistema de coordenadas são conhecidas, o tensor de forma quadrático de uma seção xy pode ser escrito como:

$$S_{xy} = \begin{bmatrix} S_{xy} & S_{xy} \\ S_{xy} & S_{xy} \end{bmatrix} = R_{xy}^t x \begin{bmatrix} 1/a_{xy}^2 & 0 \\ 0 & 1/b_{xy}^2 \end{bmatrix} x R_{xy}, \text{ equação (8)}$$

$$\text{onde } R_{xy} = \begin{vmatrix} \cos \psi_{xy} & -\sin \psi_{xy} \\ \sin \psi_{xy} & \cos \psi_{xy} \end{vmatrix} \text{ equação (9)}$$

As outras duas seções mutuamente ortogonais xz e yz fornecem, respectivamente, os coeficientes s_{xx} , s_{xz} , s_{zz} e s_{yy} , s_{yz} , s_{zz} de tal forma que,

$$S = \begin{vmatrix} S_{xx} & S_{xy} & S_{xz} \\ S_{xy} & S_{yy} & S_{yz} \\ S_{xz} & S_{yz} & S_{zz} \end{vmatrix} = R_v^t \times \begin{vmatrix} 1/A^2 & 0 & 0 \\ 0 & 1/B^2 & 0 \\ 0 & 0 & 1/C^2 \end{vmatrix} \times R_v, \text{ equação (10)}$$

Em que,

$$R_v = \begin{vmatrix} \cos \alpha \cos \psi - \sin \alpha \cos \theta \cos \psi & -\cos \alpha \sin \psi - \sin \alpha \cos \theta \cos \psi & \sin \alpha \sin \theta \\ \sin \alpha \cos \psi - \cos \alpha \cos \theta \cos \psi & -\sin \alpha \sin \psi + \cos \alpha \cos \theta \cos \psi & -\cos \alpha \sin \theta \\ \sin \theta \sin \psi & \sin \theta \cos \psi & \cos \theta \end{vmatrix}$$

equação (11)

e, α , θ e ψ são os ângulos de Euler correspondendo ao azimute, direção e mergulho do elipsóide com comprimentos dos eixos $A \geq B \geq C$.

A matriz S é denominada “matriz de forma” do elipsóide. Contudo, como seus valores principais são funções inversas dos respectivos comprimentos dos eixos do elipsóide, a matriz S também é conhecida como “matriz de forma inversa”. Para que a equação quadrática represente um elipsóide, antes que um hiperbolóide ou um cilindro elíptico, os autovalores de S ($s_x > s_y > s_z$) devem ter valores positivos. As direções dos semi-eixos longo, intermediário e curto do elipsóide são equivalentes aos auto-vetores de S , e suas dimensões A , B e C dadas por:

$$A = \frac{1}{\sqrt{S_x}}, B = \frac{1}{\sqrt{S_y}} \text{ e } C = \frac{1}{\sqrt{S_z}}, \text{ equação (12)}$$

As propriedades matemáticas do tensor de forma quadrático são as mesmas de outras grandezas físicas, tais como a anisotropia de suscetibilidade magnética (ASM), a deformação interna (*strain*), etc. A comparação entre a orientação preferencial de forma (OPF) e a ASM torna-se assim internamente consistente. O programa ELLIPSOID fornece a orientação das direções principais do elipsóide de forma e os seus parâmetros escalares. O programa fornece ainda um “índice de incompatibilidade” entre a medida de uma seção e o elipsóide calculado. Este parâmetro é determinado em cada seção e permite, eventualmente, eliminar do cálculo as seções ou sub-populações fortemente incompatíveis. A compatibilidade entre as elipses seccionais (2-D) e o elipsóide calculado (3-D) é dada pelo parâmetro $\sqrt{F}$ (%). O ajuste das elipses seccionais a um elipsóide (ou hiperbolóide) é justificado quando $\sqrt{F}$ (%) é pequeno (≤ 10) e ideal quando $\sqrt{F}$ (%) = 0. O programa ELLIPSOID calcula os mesmos parâmetros utilizados na ASM, a saber:

-P (grau de anisotropia) = A/C , equação (13);

- P' (anisotropia corrigida) = $\exp \left[2(l_1^2 + l_2^2 + l_3^2) \right]$, equação (14),

onde $ln = \ln(A, B \text{ ou } C/l)$ e $l = (A \times B \times C)/3$;

- L = A/B (lineação);

- F = B/C (foliação);

- T (parâmetro de forma) = $[2(\ln b_2 - \ln b_3)/(\ln b_1 + \ln b_3)] - 1$, equação (15),

Onde: T = 1, se $A = B > C$ planar ou oblato;

T = 0, se $A > B > C$ plano-linear ou neutro;

T = -1, se $A > B = C$ linear ou prolato.

GRANITO CAMPINA GRANDE

O Complexo Granítico Campina Grande denominado por Almeida *et al.* (2002a), abrange dois corpos graníticos denominados de Campina Grande (GCG) e Serra Redonda (GSR). Localizam-se na Zona Transversal, na Província Borborema (Brito Neves *et al.* 2001a e b). Ambos os corpos são facilmente identificáveis em imagens de sensores remotos e fotografias aéreas, constituindo importantes feições morfológicas. O GCG destaca-se por sua estrutura radial e forma arredondada, já o GSR apresenta uma estrutura tabular alongada na direção NE-SW (Fig.5). Apresentam-se delimitados principalmente por zonas de cisalhamento transcorrentes de alto ângulo (Matinhas, Galante, Campina Grande e São João dos Cariris) e empurrão (Riachão de Bacamarte). As zonas de cisalhamento transcorrentes constituem importantes feições morfológicas lineares, sendo que formam sistemas de cisalhamento com cinemática sinistral (Matinhas e Galante) e dextral (Campina Grande e São João dos Cariris). O sistema de empurrão de Riachão de Bacamarte apresenta predomínio de transporte de topo para N-NW.

As bordas dos granitos do Complexo Granítico Campina Grande caracterizam-se por texturas e foliações miloníticas e protomiloníticas (Fig.6A e B) geralmente paralelas às magmáticas, sendo que localmente observa-se a relação de discordância entre as mesmas. As foliações tectônicas nos granitos ocorrem no geral associadas a zonas de cisalhamento que limitam os mesmos ou como faixas descontínuas e de pouca espessura nos domínios internos dos granitos. As texturas magmáticas predominam na porção interna dos plútons e formam uma foliação de megacristais de feldspatos e/ou de enclaves microgranulares máficos (dimensões variadas e fortemente estirados) com orientação geral NE-SW (Fig.6C). Apresenta o desenvolvimento de lineações de estiramento (Fig.6D) no geral de baixo ângulo de caimento (lineações horizontais a sub-horizontais e também oblíquas) associadas às zonas de cisalhamentos regionais e lineações de alto ângulo de caimento (*down dip*) de caráter local e

com distribuição descontínua ao longo do complexo granítico. As relações observadas entre as texturas dos granitos sugerem um desenvolvimento da milonitização ou parte do processo da mesma, em um evento sin a tardi-magmático.

Figura 5: Contexto Geotectônico e estrutural do Complexo Granítico Campina Grande, com a localização dos afloramentos estudados para obtenção de orientação preferencial de forma (OPF) por análise de imagens e Anisotropia de Suscetibilidade Magnética (ASM). Estereogramas em semi-esfera inferior com isofrequência de contagem (2, 4, 6, 8 e 10) da foliação milonítica (S) e lineações de estiramento e mineral das Zonas de Cisalhamento de Matinhas, Galante e Riachão do Bacamarte. Contorno em branco para lineações e preenchidos em cinza para foliações. Estereogramas em semi-esfera inferior das foliações magmáticas dos Granitos Campina Grande e Serra Redonda.

Figura 6: Aspectos estruturais e litológicos do Granito Campina Grande A) Camadas de dioritos e granodioritos intercalados centimetricamente com fase granítica porfírica, ambos paralelizados com foliação milonítica associada a Zona de Cisalhamento Galante (BR-220: 8 km a leste de Campina Grande). B) Estrutura do tipo dominó desenvolvida em granito protomilonítico associado à Zona de Cisalhamento Galante (Município de Serra Redonda). C) Enclaves microgranulares máficos da fácies porfírica fortemente alongados e estirados (BR-220: 2 Km a leste de Campina Grande). D) Foliações miloníticas observadas no Complexo Granítico de Campina Grande, com desenvolvimento de lineação de estiramento proeminente (BR-220, 10 km a Leste de Campina Grande). E) Fácies máfica do Complexo Granítico Campina Grande: dioritos com intercalações centimétricas de fase granítica.

Neste trabalho foram delimitada duas fácies petrográficas, com base essencialmente em relações de campo: porfirítica e máfica para o Complexo Granítico Campina Grande.

A fácies porfirítica caracteriza-se por um granito porfirítico com fenocristais de K-feldspato (idiomórficos a sub-idiomórficos, de 2 a 5 cm, no geral) imersos em uma matriz constituída essencialmente por feldspato (plagioclásio e K-feldspato), quartzo, biotita e anfibólio, mesocrático a leucocrático (20 a 25% de minerais máficos) e inequigranular. Com presença constante de enclaves microgranulares máficos, em geral com formas arredondas e elípticas, às vezes alongadas e orientadas, apresentam dimensões que varia de alguns centímetros até 1,0 m. Estes enclaves são interpretados como autólitos e são considerados como evidência de coexistência e misturas de magmas. Almeida *et al.* (2002a) caracterizou semelhanças químicas e isotópicas entre as rochas máficas e félsicas sugerindo fontes similares para estas rochas.

A fácies máfica é identificada no campo pela presença de dioritos, quartzo-dioritos e granodioritos, no geral com contatos graduais ou bruscos entre si (Fig.6E). No geral, predominam termos equigranulares faneríticos fino a médio. Localmente, ocorre bandamento caracterizado por diferenças de granulação e presença de fenocristais. Também ocorrem intercalações da fácies porfirítica com contatos brusco, irregulares ou paralelizados.

Datações geocronológicas pelo método U/Pb indicam a idade de 581 ± 2 Ma para o Granito Campina Grande (Almeida *et al.* 2002a) e 576 ± 3 Ma para o Granito Serra Redonda (Archanjo *et al.* 2007, no prelo).

RESULTADOS OBTIDOS

A caracterização da petrotrama mineral foi realizada em um perfil geológico no Granito Campina Grande, sendo analisados um total seis afloramentos (Fig.5). As rochas graníticas analisadas tratam-se no geral de granitos porfiríticos de matriz grossa a muito grossa em que o contraste dos megacrístais de feldspato é acentuado

Para a determinação dos parâmetros de OPF em cada seção foram trabalhadas imagens brutas, processadas e desenhadas de seções ortogonais de afloramento (seções ortogonais xy, yz e xz). Nas imagens brutas aplicou-se o método dos interceptos. O forte contraste do megacrístais de feldspato permitiu que além do tratamento digital da imagem (análise de imagem) também fosse efetuado o desenho manual dos grãos. As imagens tratadas permitiram a utilização dos métodos dos interceptos e do tensor de inércia. Nas imagens desenhadas aplicaram-se os métodos: Rf/ϕ , com a utilização das técnicas de Shimamoto & Ikeda (1976) e Peach & Lisle (1979), além do tensor de inércia e dos interceptos.

Nas imagens brutas e tratadas, no cálculo das elipses seccionais, cada imagem é dividida em 9 partes, gerando assim 9 resultados. Estes resultados serão combinados com os das

outras imagens no cálculo do elipsóide de forma. Assim, são geradas 729 combinações de elipsóides ($9 \times 9 \times 9 = 729$), sendo o resultado final uma média tensorial e normalizada das combinações realizadas. Para as imagens de grãos desenhadas são realizadas 64 combinações ($4 \times 4 \times 4 = 64$), pois cada imagem é dividida em quatro partes. Este procedimento é adotado para as imagens desenhadas, para que o número de grãos em cada imagem tenha um significado estatístico confiável (população > 100 grãos).

A figura 7 apresenta as imagens analisadas do afloramento 1 (seções ortogonais xy, yz e xz), juntamente com o produto do processamento digital e os grãos desenhados, além dos gráficos Rf/ϕ dos grãos desenhados das seções analisadas. Nota-se que o tratamento de imagem apresenta uma série de limitações para individualizar grãos, existindo uma diferença significativa entre os produtos gerados pela análise de imagem e a individualização de grãos manual.

Figura 7: Seções (sub)-ortogonais da estação CG1, com imagens brutas, tratadas e de grãos desenhados (n = número de grãos). A distribuição das razões axiais (Rf) e orientação (ϕ) dos eixos longos dos fenocristais desenhados mostram uma nítida orientação nos planos xy e xz.

O gráfico Rf/ϕ (Fig.7) fornece o padrão de distribuição dos fenocristais na face da rocha. Este gráfico relacionada a forma do objeto ($Rf = a/b$) com respeito a sua orientação (ϕ) no referencial adotado (origem = 0°). Se os pontos correspondendo a orientação dos eixos longos dos fenocristais se dispersam uniformemente, podemos afirmar que a distribuição tende a isotrópica na face considerada. Por outro lado, se os pontos tendem a agrupar, concluímos que a população apresenta uma orientação preferencial. A variação de Rf , por outro lado, indica o grau de homogeneidade das razões axiais da população. No exemplo da figura 7 mostra que: (i) as razões axiais da população de feldspato variam principalmente entre $1 \leq Rf \leq 2,5$, podendo localmente chegar a $Rf = 5$ na face xz ; (ii) as faces xy e xz apresentam uma nítida orientação preferencial de forma, enquanto na face yz há uma acentuada dispersão das orientações. Este tipo de informação é útil para entender os eventuais problemas relacionados a OPFs anômalas o que permite, dependendo do caso, reamostrar a face ou mesmo o afloramento.

OPF obtidas

As orientações preferenciais de forma dos eixos A (lineação mineral) e C (pólo da foliação) calculados nos afloramentos estudados pelas diferentes técnicas e métodos, juntamente com os parâmetros de forma (T), grau de anisotropia (P), razão de forma (SR) e $\sqrt{F}$ (%) são apresentados na tabela 1. A figura 8 apresenta a plotagem em estereogramas das orientação dos eixos A, B e C juntamente com os cones de dispersão semi-ângulo do desvio-padrão (1σ). A figura 9 compara os parâmetros de forma e grau de anisotropia obtidos nos diferentes tratamentos realizados.

Nos afloramentos analisados, no geral a suscetibilidade magnética média (km) é maior que 1 mSI, indicando a presença de minerais ferromagnéticos. O grau de anisotropia varia entre 1,05 e 1,15 e a forma do elipsóide de fortemente oblato ($T \sim 0,7$) a fortemente prolato ($T \sim -0,7$). Na maioria das estações a trama magnética planar (foliação magnética) é melhor definida que a linear conforme observado no semi-ângulo do cone de dispersão (1σ) em torno das direções principais. Onde a trama linear é melhor definida (afloramento 2), o semi-ângulo do cone de dispersão é bem menor em torno do eixo longo K_1 ($1\sigma = 37,8^\circ$) que em torno de K_3 ($\pm 64^\circ$). Apesar da dispersão das direções principais de ASM ser bem maior que na análise de imagem, a trama magnética pode ser considerada bem definida. Mesmo nos afloramentos onde o semi-ângulo do cone de dispersão é importante ($1\sigma > 30^\circ$), os eixos k_1 , k_2 e k_3 agrupam-se em uma região comum do estereograma. As dispersões mais importantes, nos afloramentos 2 e 4, estão relacionadas a elipsóides fortemente prolato ($T = -0,72$) e oblato ($T = 0,73$), respectivamente. A correspondência entre k_1 e k_3 e, respectivamente, a lineação e foliação de forma pode ser considerada razoável a boa nas estações 2, 3 e 4. As pequenas variações angulares entre os eixos

correspondentes (k_1 e A; k_3 e C) são atribuídas ao tipo de marcador da trama mineral, magnetita na ASM e feldspato na OPF. Na estação 1 a foliação de feldspato e magnética são paralelas, porém a lineação magnética é (sub)-paralela ao eixo intermediário B. Esta inversão dos eixos intermediário e longo deve estar relacionada ao elipsóide da OPF fortemente oblato ($T=0,75$), onde tanto o eixo A como o B poderiam controlar a orientação preferencial de magnetita.

Figura 8: Orientação dos eixos (A= lineação mineral, B= intermediário e C= pólo da foliação) do elipsóide de forma e de anisotropia de suscetibilidade magnética (K_1 = lineação magnética, K_2 = intermediário e K_3 = pólo da foliação magnética) juntamente com os cones de dispersão semi-ângulo do desvio-padrão (1σ) dos afloramentos analisados.

As orientações preferenciais de forma (OPF) obtidas pela análise das tramas minerais em alguns afloramentos analisados apresentam diferenças significativas quando são comparadas com os resultados obtidos pela análise de suscetibilidade magnética (ASM), conforme já exposto. O que denota uma diferença significativa entre a petrotrama mineral e magnética. Os afloramentos 1, 3 e 5 apresentam orientações de tramas magnéticas e minerais com diferenças de orientações bem significativas. Os demais afloramentos apresentam orientações próximas das petrotramas de minerais silicáticos e magnética, principalmente para o pólo de foliação. Os parâmetros de forma e grau de anisotropia obtidos para as OPF e ASM também apresentam diferenças

significativas. No caso, somente os afloramentos 2 e 3 apresentam formas dos elipsóides magnéticos (prolato) compatíveis com os dos elipsóides de OPF.

Figura 9: Gráficos P (parâmetro de forma) $\times$ distâncias e A (grau de anisotropia) $\times$ distâncias dos afloramentos analisados na secção estudada no Granito Campina Grande

As OPFs obtidas a partir da análise da petrografia mineral para afloramentos estudados apresentam orientações bem parecidas, mesmo quando se utiliza técnicas diferentes e imagens diferentes (brutas ou processadas). Há diferenças significativas nos parâmetros calculados (P , T , SR), porém não existem mudanças em termos de interpretação (como o tipo de elipsóide: oblato ou prolato).

Os resultados obtidos a partir de imagens brutas e processadas, comparados com os de imagens de grãos desenhados, apresentam valores menores de anisotropia. No caso, as imagens brutas e processadas apresentam valores de P inferiores a 1,5 (variando de 1,106 a 1,627). Já para as imagens de grãos desenhados os valores de P são superiores ou próximos de 1,5 (variando de 1,293 a 2,026). Os resultados sistematicamente menores para os elipsóides obtidos a partir de imagens tratadas e brutas são justificados por um número maior de grãos, que possuem menor tamanho e menor anisotropia, e são pertencentes no geral a matriz da rocha. Nas imagens desenhadas preferencialmente há um favorecimento dos megacristais, que por sua vez podem apresentar diferenças significativas com os grãos que compõem a matriz da rocha.

Nota-se que nos resultados obtidos que sistematicamente para o método dos interceptos o parâmetro P (grau de anisotropia) ocorre sempre com valores menores que os demais utilizando-se as diferentes imagens (brutas e processadas)

Os métodos do tensor de inércia e Rf/ϕ (técnicas de Shimamoto & Ikeda 1976 e Lisle 1979) apresentam valores bem próximo entre si (principalmente o tensor de inércia e Rf/Φ – Shimamoto & Ikeda 1976).

As orientações dos eixos A, B e C, no geral apresentam cones de dispersão com semi-ângulos do desvio-padrão (1σ) com ângulos pequenos, o que denota concentrações bem delimitadas de dados. Os afloramentos analisados também obtiveram valores de $\sqrt{F}$ (%), parâmetro de ajuste das seções das elipses no elipsóide, com valores dentro do ideal que é menor do que 15%. O afloramento 6 é o que apresenta maiores valores de $\sqrt{F}$ (%), devido ao fato que as imagens do mesmo não apresentarem uma ortogonalidade entre si, perto da ideal, o que compromete os resultados.

Predomina uma orientação da foliação de direção NE-SW (5 e 2) e NNE-SSW (1 e 4) de médio ângulo (30° a 50°), com lineação orientada ao longo do eixo N-S e valores de caimento médios a baixo ângulo (10° a 20°).

Quanto ao tipo de elipsóides os afloramentos 1, 4 e 5 são do tipo oblato (campo da deformação por achatamento, $T > 1$). O ponto 2 (nas análises de imagens de grãos desenhados), 3 (imagens brutas e processada) e 6 são do tipo prolato (campo da deformação por estiramento, $T < 1$). Os afloramentos 2 (imagens brutas e processada) e 3 (imagens de grãos desenhados) por possuírem valores de T próximos de zero, caracterizam-se como elipsóides limites entre oblato e prolato (campo da deformação plana).

Os valores de P (grau de anisotropia) são maiores nas bordas da intrusão granítica (1, 5 e 3) e menores em seu centro (2, 3 e 4).

DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

A utilização do método do tensor quadrático de forma na reconstituição da OPF fornece importantes parâmetros estáticos, $\sqrt{F}$ (%) e semi-ângulos do desvio-padrão (1σ), essenciais na análise e comparação dos dados fornecidos pelos diferentes métodos utilizados. As combinações resultantes obtidas (729 nas imagens brutas e tratadas e 64 nas imagens de grãos desenhados) pela divisão das imagens fornecem um conjunto de dados bastante representativo das petrotramas analisadas.

As diferenças de resultados entre os elipsóides obtidos por análise de suscetibilidade magnética (ASM) e por orientação preferencial de forma (OPF) conforme já exposto indicam diferenças entre as tramas magnética e mineral nos afloramentos estudados. As diferenças entre

as tramas obtidas podem ocorrer por possível alteração da trama magnética, como recristalização por eventos hidrotermais, metamorfismo, etc que alteram a estrutura cristalina dos minerais magnéticos (principalmente magnetita). Os elipsóides obtidos por ASM possuem valores de grau de anisotropia baixos (valores entre 1,050 e 1,46), que pode influenciar consideravelmente a forma e orientações do elipsóide de trama magnética.

As diferentes técnicas utilizadas para o cálculo da OPF possuem características intrínsecas que devem ser ponderadas na avaliação dos resultados obtidos. Por exemplo, o método dos interceptos apresenta resultados de grau de anisotropia (P) menores do que os outros métodos utilizados. No entanto, ressalta-se que este método trabalha com parâmetros bem diferentes em sua análise. Este método analisa as imagens considerando uma população de linhas com diferentes orientações, de forma que direções secundárias são levadas em conta no cálculo da razão de forma, podendo influenciar os valores finais. Subestimações são geradas quando há direções secundárias importantes, enquanto superestimações ocorrem quanto maior for o grau de orientação das linhas de contagens (interceptos) e menor for o peso das direções secundárias. Deste modo justifica-se os resultados menores obtidos nas análises realizadas em imagens brutas e tratadas nos quais há maior heterogeneidade de formas e tamanhos de grãos e maiores nas imagens de grãos desenhados que são mais uniformes (megacristais de feldspatos). Apesar de possuir uma resposta semi-quantitativa quanto aos parâmetros de forma, este método é indicado para o reconhecimento de anisotropias em análises utilizando imagens digitais brutas e tratadas (maiores detalhes em Launeau & Robin 1996). Como o método dos interceptos leva em conta fatores que os outros métodos não consideram. Este é o caso de agrupamentos de grãos no tratamento de imagem. Outro fator a favor do método dos interceptos é a facilidade para obter resultados em relações as técnicas tradicionais que demandam o desenho manual dos grãos.

Os resultados obtidos nos métodos do tensor de inércia e Rf/ϕ (Shimamoto & Ikeda 1976 e Peach & Lisle 1979) são muitos próximos entre si, conforme exposto anteriormente. Ambos os métodos trabalham com o mesmo tipo de informação que são as orientações e a razão dos eixos maiores e menores dos grãos. No entanto, apesar de possuírem uma matemática distinta apresentam resultados bem parecidos entre si. O método do tensor de inércia é usualmente utilizado em análises de tramas de rochas ígneas, enquanto que o método Rf/ϕ é utilizado para tramas de rochas deformadas. Os resultados semelhantes entre estes métodos também são observados em experimentos de análises de deformação (Rodrigues & Faleiros, 2007 no prelo). Assim há a sugestão da utilização destes métodos tanto para caracterizar tramas magmáticas, quanto tramas associadas a deformação.

De forma geral, os resultados obtidos habilitam os métodos utilizados para a obtenção e validade interpretativa dos elipsóides construídos. Indicam o uso do método dos interceptos de forma semi-quantitativa, e os demais para o uso quantitativo na análise da deformação.

As orientações dos elipsóides obtidos são consistentes com a estrutura semi-concêntrica do Granito Campina Grande observada em campo (Fig.10) e em sensores remotos. A caracterização nas bordas dos granitos de tramas plano-lineares e com grau de anisotropia relativamente mais alto do que no centro, configura um domínio típico observado em zonas de acomodação de plútons em zonas profundas em regime dúctil. Nestas zonas ocorrem a colocação forçada do plúton, a partir de mecanismos como o *balloning* (Best & Christiansen 2001) no qual as paredes da encaixante são forçadas e empurradas para os lados pelo magma.

Figura 10: Orientação dos eixos (A= lineação mineral, B= intermediário e C= pólo da foliação) do elipsóide de forma (método dos Intercepts) do Granítico de Campina Grande e estruturas medidas em campo.

A borda leste do Granito Campina Grande é afetada pela Zona de Cisalhamento Galante, que aparentemente não apresenta ser a estrutura principal responsável pelo alojamento do plúton na crosta. Diferentemente, isto não ocorre no Granito Serra Redonda, onde a geometria das estruturas magmáticas é fortemente condicionada pela Zona de Cisalhamento Galante (Archanjo *et al.* 2007). As diferenças de estruturas observadas entre os plútons estudados, em parte são explicadas pela diferenças de idades (581 ± 2 , para o Granito Campina Grande e 578.8 ± 3.1 para o granito Serra Redonda). Outro fator possível, é que as zonas de cisalhamento de baixo ângulo (Sistema de Empurrão de Riachão do Bacamarte) sejam responsáveis pela colocação do Granito Campina Grande.

Agradecimentos

Os autores agradecem à FAPESP (processos: 02/13677-4 e 02/14687-1) pelo apoio financeiro e ao Prof. Dr. Benjamim Bley de Brito Neves e ao geólogo MSc. Frederico Meira Faleiros pelas discussões dos dados e auxílio nos trabalhos de campo.

Referências

- Almeida C.N., Guimarães I.P., Silva Filho A. F. 2002 a. 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.
- Archanjo C.J., Hollanda M.H.B.M., Rodrigues S.W.O., Brito Neves B.B., Armstrong R. 2007. Fabrics of pre- and syntectonic granite plutons and chronology of shear zones in the Eastern Borborema Province, NE Brazil. *Journal of Structural Geology*, no prelo
- Bouchez J.L. 1997. Granite is never isotropic: an introduction to AMS studies of granitic rocks. In: J.L. Bouchez *et al.* (eds) *Granite: From Segregation of Melt to Emplacement Fabrics*. Kluwer Academic Publishers, pp:95-112
- Best M.G. & Christiansen E.H. 2001. *Igneous Petrology*. Blackwell Science. 458 pp
- Brandon R. 1996. RFPSHIM – freeware, Yale University, <http://earth.geology.yale.edu/~brandon/Software/YALEDEFM/>.
- Harvey P.K. & Laxton R.R. 1980. The estimation of finite strain from the orientation distribution of passively deformed linear markers: eigenvalue relationships. *Tectonophysics*, **70**:285-307
- 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.
- Launeau P., Bouchez J.L., Keith B. 1990. Shape preferred orientation of object population: automatic analysis of digitized images. *Tectonophysics*, **180**: 201-211
- Launeau P. & Cruden A.R. 1998. Magmatic fabric acquisition mechanism in a syenite: results of a combined anisotropy of magnetic susceptibility and image analysis study. *Journal of Geophysical Research*, **103**: 5067-5068
- Launeau P. & Robin P.Y.F. 1996. Fabrics analysis using the intercept method. *Tectonophysics*, **267**: 91-119.

- Launeau P. & Robin, P.Y.F. 2003a. INTERCEPTS v. 2003 (freeware). Université de Nantes (França)/University of Toronto (Canadá). <http://www.sciences.univ-nantes.fr/geol/UMR6112/SPO/Intercepts.html>.
- Launeau P. & Robin, P.Y.F. 2003b. SPO v. 2003 (freeware). Université de Nantes (França)/University of Toronto (Canadá). <http://www.sciences.univ-nantes.fr/geol/UMR6112/SPO/SPO.html>.
- Launeau P. & Robin, P.Y.F. 2003c. ELLIPSOID v. 2003 (freeware). Université de Nantes (França)/University of Toronto (Canadá). <http://www.sciences.univ-nantes.fr/geol/UMR6112/SPO/Ellipsoid.html>.
- Lisle R.J. 1977. Estimation of tectonic strain ratio from mean shape of deformed elliptical markers. *Geologie en Mijnbouw*, **56**: 110-144
- Lisle R.J. 1985. *Geological strain analysis - A manual for the Rf/phi technique*. Pergamon Press, Oxford, 60 pp.
- Lisle R.J. 1986. The sectional strain ellipse during progressive coaxial deformation. *Journal of Structural Geology*, **8**: 809-818
- Launeau P. & Robin, P.Y.F. 2003c. ELLIPSOID v. 2003 (freeware). Université de Nantes (França)/University of Toronto (Canadá). <http://www.sciences.univ-nantes.fr/geol/UMR6112/SPO/Ellipsoid.html>
- Mulchorone K.F. & Lisle R.J. 1999. Rf/Phi v.1 (freeware). <http://207.176.140.93/documents/oldftp/VOL27/v27-10-12.zip>.
- Mulchorone K.F. & Meere P.A. 2001. A windows program for analysis of tectonic strain using deformed elliptical markers. *Computers & Geosciences*, **27**: 1251-1255.
- Peach C.J. & Lisle R.J. 1979. A Fortran IV program for the analysis of tectonic strain using deformed elliptical markers. *Computer & Geosciences*, **5**: 325-334.
- Ramsay J.G. 1967. *Folds and fracturing of rocks*. McGraw Hill, New York, 568 pp.
- Ramsay J.G. & Huber M.I. 1983. *The Techniques of modern structural geology. Volume I: Strain analysis*. Academic Press, London, 307 pp.
- Ramsay J.G. & Huber M.I. 1987. *The Techniques of Modern Structural Geology. Volume II: Folds and Fractures*. Academic Press, London, 391 pp.
- Robin P.Y.F. 2002. Determination of fabric and strain ellipsoids from measured sectional ellipses - Theory. *Journal of Structural Geology*, **24**: 531-544
- Rodrigues S.W.O. & Faleiros F.M. 2007. Avaliação de métodos de quantificação da deformação finita por meio de simulações computacionais de deformação progressiva. *Rev. Bras. de Geoc.* no prelo
- Shimamoto I. & Ikeda Y. 1976. A simple algebraic method for strain estimation from deformed ellipsoidal methods. *Tectonophysics*. **36**: 315-317

Tabela 1: Parâmetros do elipsóide de forma dos afloramentos analisados calculados a partir imagens brutas, processadas e desenhadas de seções ortogonais de afloramento e tratados pelos métodos dos interceptos, tensor de inércia e Rf/ϕ (técnicas de Shimamoto & Ikeda 1976 e Peach & Lisle 1979).

CG01	T	P	SR	A	C	$\sqrt{F}$
ASM (km= 2.30 mSI)	-0,261	1,047	1,046	103/36 (41,7)	290/54 (56,6)	x
Interceptos - Imagem bruta	0,652	1,329	1,304	021/06 (31,8)	282/56 (5,0)	2,3
Interceptos -Imagem tratada	0,366	1,272	1,263	018/04 (22,9)	282/56 (7,4)	2,1
Tensor de Inércia-Imagem tratada	0,528	1,461	1,436	019/05 (28,3)	282/57 (6,1)	3,3
Interceptos- grãos desenhados	0,600	1,533	1,495	028/15 (19,9)	280/51 (4,4)	3,4
Tensor de Inércia- grãos desenhados	0,604	1,618	1,572	028/16 (38,2)	280/47 (8,5)	4,3
Shimamoto & Ikeda- grãos desenhados	0,682	1,681	1,617	003/23 (45,4)	279/49 (5,7)	3,9
Lisle - grãos desenhados	0,401	1,606	1,583	020/11 (19,7)	279/42 (12,8)	5,5
CG02						
ASM (km= 1.28 mSI)	-0,723	1,050	1,046	180/55 (37,8)	003/36 (64,6)	x
Interceptos-Imagem bruta	-0,191	1,111	1,110	180/43 (9,3)	333/43 (20,8)	1,4
Interceptos-Imagem tratada	-0,142	1,157	1,156	175/47 (10,8)	323/39 (17,4)	1,9
Tensor de Inércia-Imagem tratada	-0,079	1,243	1,242	178/50 (18,3)	323/34 (19,3)	2,7
Interceptos- grãos desenhados	-0,353	1,534	1,518	189/47 (5,0)	317/29 (13,0)	2,6
Tensor de Inércia- grãos desenhados	-0,251	1,461	1,551	193/47 (8,1)	315/26 (12,4)	3,4
Shimamoto & Ikeda- grãos desenhados	-0,254	1,559	1,549	194/48 (8,2)	317/27 (8,8)	3,1
Lisle - grãos desenhados	-0,138	1,598	1,593	194/47 (7,8)	317/27 (5,3)	3,1
CG03						
ASM (km= 1.84 mSI)	0,000	1,059	1,059	158/57 (32,5)	256/05 (20,0)	x
Interceptos-Imagem bruta	-0,386	1,151	1,147	180/29 (9,3)	068/35 (17,0)	2,6
Interceptos-Imagem tratada	-0,574	1,159	1,150	184/28 (10,1)	053/51 (34,0)	2,7
Tensor de Inércia-Imagem tratada	-0,535	1,225	1,214	184/30 (9,8)	059/45 (50,3)	4,8
Interceptos- grãos desenhados	0,008	1,293	1,293	180/43 (14,0)	028/42 (14,1)	3,9
Tensor de Inércia- grãos desenhados	0,032	1,359	1,358	178/40 (15,4)	023/47 (13,8)	4,6
Shimamoto & Ikeda- grãos desenhados	0,036	1,359	1,358	178/40 (15,7)	023/47 (14,0)	4,6
Lisle - grãos desenhados	-0,018	1,362	1,361	179/37 (19,6)	015/52 (16,0)	5,7
CG04						
ASM (km= 3.64 mSI)	-0,731	1,146	1,133	153/07 (53,5)	245/14 (19,9)	x
Interceptos-Imagem bruta	0,580	1,150	1,141	003/08 (51,3)	269/27 (15,1)	2,8
Interceptos-Imagem tratada	0,126	1,106	1,106	359/20 (27,7)	259/27 (21,7)	1,8
Tensor de Inércia-Imagem tratada	0,354	1,241	1,235	146/25 (31,7)	259/40 (10,5)	2,7
Interceptos- grãos desenhados	0,447	1,399	1,383	054/61 (31,9)	277/22 (11,4)	3,3
Tensor de Inércia- grãos desenhados	0,596	1,431	1,402	069/66 (38,4)	274/22 (8,6)	3,1
Shimamoto & Ikeda- grãos desenhados	0,589	1,430	1,402	069/66 (37,8)	274/22 (8,6)	3,0
Lisle - grãos desenhados	0,419	1,514	1,495	070/65 (30,9)	275/23 (9,0)	3,7
CG05						
ASM (km= 3.75 mSI)	-0,069	1,123	1,123	80/30 (38,1)	217/50 (36,4)	x
Interceptos -Imagem bruta	0,177	1,302	1,299	160/33 (51,3)	299/50 (15,1)	1,9
Interceptos -Imagem tratada	0,272	1,315	1,310	154/36 (27,7)	295/48 (21,7)	2,5
Tensor de Inércia -Imagem tratada	0,135	1,627	1,621	154/38 (31,7)	292/44 (10,5)	3,7
Interceptos - grãos desenhados	0,432	1,743	1,709	141/45 (31,9)	290/41 (11,4)	7,5
Tensor de Inércia - grãos desenhados	0,462	1,882	1,834	147/45 (38,4)	288/39 (8,6)	7,9
Shimamoto & Ikeda - grãos desenhados	0,461	1,881	1,835	147/45 (37,8)	288/39 (8,6)	7,8
Lisle - grãos desenhados	0,287	2,026	1,994	146/45 (30,9)	291/39 (9,0)	8,0
CG06						
ASM (km= 0,701 mSI)	0,173	1,050	1,050	086/51 (46,2)	296/35 (70,3)	x
Interceptos -Imagem bruta	-0,264	1,327	1,322	194/29 (13,2)	353/59 (20,4)	7,9
Interceptos -Imagem tratada	-0,489	1,246	1,235	200/29 (13,3)	018/61 (20,4)	6,0
Tensor de Inércia -Imagem tratada	-0,376	1,360	1,349	202/30 (18,0)	016/60 (28,3)	9,8
Interceptos - grãos desenhados	-0,496	1,679	1,641	199/33 (10,3)	001/51 (19,5)	11,3
Tensor de Inércia - grãos desenhados	-0,582	1,915	1,841	200/35 (10,1)	008/54 (20,9)	12,6
Shimamoto & Ikeda - grãos desenhados	-0,593	1,924	1,847	200/35 (13,8)	007/54 (32,4)	12,8
Lisle - grãos desenhados	-0,408	1,842	1,804	199/34 (14,5)	002/55 (22,7)	13,9

Km= suscetibilidade média, T, Parâmetro de forma; P, grau de anisotropia; SR, razão de forma; A e C, pólos da lineação mineral e foliação, respectivamente; Em parênteses, semi-ângulo do desvio-padrão (1σ) em volta do tensor principal; e $\sqrt{F}$ (%), parâmetro de ajuste das seções das elipses no elipsóide (< 15%).

6. TRAMAS MAGMÁTICAS PRÉ A SIN-TECTÔNICAS DOS PLÚTONS GRANÍTICOS E CRONOLOGIA DAS ZONAS DE CISALHAMENTO NA PROVÍNCIA BORBOREMA ORIENTAL.

Resumo do artigo: “Fabrics of pre- and syntectonic granite plutons and chronology of shear zones in the Eastern Borborema Province, NE Brazil” submetido e aprovado no periódico *Journal of Structural Geology* (Anexo 1).

Tramas magmáticas de dois plútons graníticos e idades U/Pb em zircões (Shrimp) são utilizadas para caracterizar a evolução tectônica da zona de cisalhamento Patos da Província Borborema, NE do Brasil. O batólito pré-tectônico Teixeira caracteriza-se pelo predomínio de um anfibólio leucogranito localmente com piroxênios (aegerina-augita). Apresenta idades de cristalização de 591 ± 5 Ma (U/Pb) determinada em rocha sienogranítica. Sua trama magmática foi determinada por análise de suscetibilidade magnética (ASM) e pela determinação da orientação preferencial de forma (OPF) de minerais silicatos utilizando-se imagens de afloramento. As tramas magmáticas obtidas apresentam-se fortemente concordantes com as foliações e lineações observadas nas rochas metamórficas encaixantes. Zonas de cisalhamento ramificadas do Lineamento Patos deformam e localmente re-orientam a trama magmática do Batólito Teixeira. Zonas satélites do Lineamento Patos também controlam a leste do batólito o alojamento do plúton sin-tectônico Serra Redonda que apresenta idade de cristalização de 576 ± 3 Ma (U/Pb). Esta idade marca o pico da deformação transpressiva associada com encurtamento de direção aproximada N-S, que contrasta com as direções esforços caracterizados na porção a norte do Lineamento Patos. O desenvolvimento das principais zonas de cisalhamento da Província Borborema Oriental é associado a Colagem Brasileira a suas tramas minerais são interpretadas com idades mais jovens do que 590 Ma.

7. ANÁLISE DE SUSCETIBILIDADE MAGNÉTICA NOS GRANITOS CAMPINA GRANDE E SERRA REDONDA

7.1. Localização das amostras

Os estudos de anisotropia de suscetibilidade magnética (ASM) foram realizados no Complexo Granítico Campina Grande, sendo amostrados os dois corpos que o compõem: Granito Campina Grande e Serra Redonda. Realizou-se um total de 64 estações (pontos), abrangendo a maior parte do complexo granítico. A figura 7.1 apresenta as localizações das estações de amostragem para ASM.

Figura 7.1: Localização das estações de amostragem de ASM.

7.2. Elipses obtidas

As Tabelas 7.1 e 7.2 apresentam os parâmetros calculados de ASM das estações analisadas. As figuras 7.2 a 7.5 apresentam os elipsóides de ASM das amostras pertencentes aos sítios analisados.

Tabela 7.1 : Dados de anisotropia de suscetibilidade magnética (ASM) dos sítios localizados no Granito Campina Grande

PONTO	Localização		Dado Escalar			Dado direcional			
	Long (W)	Lat(S)	Km (mSI)	P	T	K ₁	e ₁	K ₃	e ₃
GC-001	35°53'22,5"	7°17'22,9"	1,298	1,074	-0,37	089\27	19,1	194\27	23,1
GC-003	35°50'45,1"	7°18'12,8"	18,664	1,258	-0,12	110\12	23,7	217\54	26,1
GC-004	35°51'17,5"	7°14'34,9"	3,335	1,073	0,247	105\39	21,5	301\50	23,8
GC-005	35°49'17,4"	7°15'20,1"	21,052	1,192	-0,01	207\77	4,8	047\13	10,5
GC-006	35°48'36,9"	7°15'29,7"	3,744	1,134	0,318	178\39	11,0	071\19	17,4
GC-007	35°47'46,2"	7°16'07,6"	0,458	1,017	0,235	353\80	33,7	090\01	8,6
GC-008	35°47'08,9"	7°16'16,8"	2,417	1,100	0,526	317\2	16,2	226\27	13,9
GC-009	35°46'31,5"	7°16'33,0"	2,009	1,058	0,405	156\10	25,4	268\64	16,4
GC-010	35°46'40,8"	7°15'50,4"	3,605	1,098	0,787	132\25	33,2	235\27	5,9
GC-011	35°46'01,6"	7°15'21,2"	3,884	1,090	0,428	343\35	20,8	082\13	11,9
GC-012	35°45'23,5"	7°14'40,7"	1,762	1,213	0,223	346\34	3,8	090\20	3,6
GC-013	35°45'55,4"	7°14'05,2"	9,553	1,101	0,365	166\01	14,9	076\09	7,8
GC-014	35°49'59,7"	7°11'58,2"	1,024	1,075	0,309	135\38	17,9	011\36	14,9
GC-015	35°49'26,3"	7°11'30,0"	3,541	1,236	0,746	087\08	23,4	351\37	5,9
GC-016	35°48'59,4"	7°11'54,3"	0,666	1,129	0,518	035\12	31,0	165\71	14,1
GC-017	35°48'38,9"	7°11'31,2"	3,971	1,170	0,613	117\19	29,5	018\22	9,4
GC-018	35°47'27,7"	7°11'26,8"	2,934	1,262	0,238	272\16	15,2	005\11	9,6
GC-019	35°47'34,2"	7°12'15,6"	1,985	1,068	0,530	257\36	25,1	12\30	9,9
GC-020	35°50'48,5"	7°14'50,8"	2,569	1,056	0,026	164\24	28,3	341\66	22,9
GC-021	35°51'09,5"	7°14'01,2"	0,747	1,138	0,459	321\21	28,2	051\01	24,0
GC-022	35°50'33,1"	7°13'40,4"	1,621	1,053	0,000	111\50	21,7	343\27	24,7
GC-023	35°49'35,1"	7°13'43,9"	6,855	1,244	0,087	097\58	5,4	342\14	14,1
GC-024	35°50'16,6"	7°13'10,9"	0,802	1,053	0,466	109\25	17,0	006\27	18,8
GC-025	35°49'10,5"	7°13'32,3"	1,146	1,041	-0,03	148\58	25,9	002\28	13,7
GC-026	35°48'09,4"	7°14'39,4"	0,781	1,212	0,796	324\13	26,6	055\02	9,6
GC-027	35°47'42,0"	7°14'01,0"	4,409	1,076	0,861	223\07	38,2	356\80	15,1
GC-028	35°47'01,4"	7°13'56,7"	2,386	1,093	0,389	167\58	20,1	45\18	12,7
GC-029	35°50'06,4"	7°15'28,8"	11,123	1,247	-0,30	181\52	3,6	346\37	9,4
GC-030	35°49'25,4"	7°16'30,6"	14,736	1,258	-0,38	202\51	15,1	062\32	3,9
GC-031	35°48'49,1"	7°16'43,5"	2,901	1,110	0,174	196\48	5,5	078\23	5,0
GC-049	35°48'09,5"	7°18'16,5"	26,448	1,309	0,443	045\33	7,5	271\47	8,9
GC-050	35°47'40,1"	7°17'59,1"	14,682	1,188	0,305	057\09	9,1	294\74	3,2
GC-057	35°52'07,5"	7°16'23,5"	3,666	1,078	0,152	074\07	20,8	328\66	20,6
GC-058	35°53'07,1"	7°16'25,0"	2,560	1,095	0,127	091\42	25,5	309\41	23,6
GC-059	35°52'43,4"	7°18'02,2"	0,701	1,050	-0,18	086\51	23,1	296\35	35,2
GC-060	35°51'35,3"	7°17'19,0"	5,440	1,188	-0,71	185\20	7,6	082\33	37,8
GC-061	35°50'02,9"	7°17'24,9"	2,763	1,206	0,424	193\42	3,2	091\14	2,9

Km, suscetibilidade magnética média; P, grau de anisotropia; T, parâmetro de forma; K₁ (lineação magnética) e K₃ (polo da foliação magnética), e₁ e e₂ semi-ângulo do cone de dispersão (1σ) em torno da média tensorial.

Tabela 7.2 : Dados de anisotropia de suscetibilidade magnética (ASM) dos sítios localizados no Granito Serra Redonda

PONTO	Localização		Dado Escalar			Dado direcional			
	Long (W)	Lat(S)	Km (mSI)	P	T	K ₁	e ₁	K ₃	e ₃
GC-031	35°40'27,5"	7°12'02,9"	4,124	1,057	-0,32	49\27	9,4	282\50	19,3
GC-032	35°39'01,0"	7°12'55,6"	7,208	1,146	-0,13	38\3	11,4	305\43	8,9
GC-033	35°39'26,8"	7°13'14,1"	13,847	1,166	0,541	123\72	16,3	296\18	18,7
GC-034	35°38'27,4"	7°13'00,9"	7,846	1,121	0,207	072\36	24,6	260\53	24,9
GC-035	35°37'37,5"	7°12'10,0"	22,633	1,345	0,254	264\3	9,6	021\83	7,1
GC-036	35°37'48,6"	7°11'27,8"	10,584	1,135	-0,01	104\21	13,8	207\31	10,9
GC-037	35°37'38,3"	7°10'53,9"	9,961	1,091	-0,37	220\17	32,4	119\33	34,2
GC-038	35°38'28,7"	7°11'54,2"	5,482	1,135	0,571	98\57	16,6	252\30	12,6
GC-039	35°39'03,8"	7°12'07,8"	7,000	1,150	0,673	57\29	25,5	306\33	13,8
GC-040	35°40'18,5"	7°14'21,7"	15,412	1,130	-0,39	155\29	11,0	252\13	31,2
GC-041	35°40'38,9"	7°13'43,1"	7,910	1,110	0,755	021\58	18,2	254\21	16,9
GC-042	35°40'19,9"	7°13'15,5"	9,353	1,285	0,689	143\48	10,7	268\27	3,3
GC-043	35°40'54,1"	7°12'51,8"	7,649	1,148	-0,71	241\68	19,1	076\22	39,0
GC-044	35°41'18,3"	7°14'50,9"	6,811	1,302	0,796	142\81	22,7	280\07	3,7
GC-045	35°41'38,6"	7°14'27,9"	5,242	1,116	0,400	017\26	17,9	268\34	8,4
GC-046	35°42'13,4"	7°14'47,7"	7,583	1,190	-0,31	048\18	10,7	293\52	13,1
GC-047	35°43'43,7"	7°17'34,8"	4,630	1,066	0,009	181\62	21,6	291\10	10,4
GC-048	35°44'13,9"	7°18'02,9"	11,117	1,198	0,115	073\51	5,7	313\22	13,6
GC-051	35°42'10,5"	7°15'49,4"	11,288	1,120	0,318	152\45	20,3	012\37	18,2
GC-052	35°45'03,3"	7°16'30,7"	0,724	1,031	-0,41	285\50	13,7	170\19	21,9
GC-053	35°44'04,1"	7°16'36,8"	1,500	1,107	-0,18	113\26	13,8	021\05	22,3
GC-054	35°42'52,5"	7°15'45,0"	3,467	1,183	-0,37	209\55	11,9	305\04	7,7
GC-055	35°43'29,8"	7°16'19,8"	11,844	1,167	-0,06	085\48	16,6	245\40	19,7
GC-056	35°42'05,6"	7°15'35,9"	10,163	1,314	0,634	185\71	12,5	283\03	6,3
GC-062	35°40'17,2"	7°11'21,8"	5,076	1,132	-0,13	042\17	12,9	303\26	9,0
GC-063	35°39'18,3"	7°11'09,5"	8,205	1,136	-0,37	183\78	17,3	320\08	15,3
GC-064	35°39'30,9"	7°10'30,1"	8,693	1,141	0,038	120\33	6,7	248\44	6,8

Km, suscetibilidade magnética média; P, grau de anisotropia; T, parâmetro de forma; K₁ (lineação magnética) e K₃ (pólo da foliação magnética), e₁ e e₂ semi-ângulo do cone de dispersão (1 σ) em torno da média tensorial.

Figura 7.2: Dados direcionais de ASM: K_1 (pólo da foliação magnética) representada por quadrados, K_2 – triângulos e K_3 (lineação magnética) – círculos.

Figura 7.3: Dados direcionais de ASM: K_1 (pólo da foliação magnética) representada por quadrados, K_2 – triângulos e K_3 (lineação magnética) – círculos.

Figura 7.4: Dados direcionais de ASM: K_1 (pólo da foliação magnética) representada por quadrados, K_2 – triângulos e K_3 (lineação magnética) – círculos.

Figura 7.5: Dados direcionais de ASM: K_1 (pólo da foliação magnética) representada por quadrados, K_2 – triângulos e K_3 (lineação magnética) – círculos.

Os dados obtidos em cada sítio no geral apresentam K_3 (foliação magnética) bem delimitado e um maior espalhamento de K_2 e K_3 (lineação magnética), sendo que em alguns sítios devido a este espalhamento K_2 e K_3 não podem ser interpretados (exemplo: CG-15, CG-16 e CG-17). Isto em parte reflete o predomínio de elipsóides no campo oblato característica de tramas planares (Fig. 7.6). O grau de anisotropia é baixo não ultrapassando valores maiores que 1,35. Os valores de suscetibilidade magnética variam de 0,458 até 26,448 (10^{-3} SI) e há o predomínio de sítios com comportamento ferromagnético ($K_m > 1 \times 10^{-3}$ SI).

Figura 7.6: Gráficos P (grau de anisotropia) $\times$ T (parâmetro de forma) e $P \times K_m$ (Suscetibilidade magnética média).

7.3. Mineralogia magnética

Foram feitas medidas de suscetibilidade magnética em temperaturas que variaram de 200 °C a 700 °C. Neste intervalo são detectados a temperatura de Curie (T_c) e/ou transições de fase que permitem identificar os minerais responsáveis pelo sinal magnético.

As amostras estudadas foram as mesmas nos quais foram realizadas análises de orientação preferencial de forma (OPF) e estão abordadas no artigo “Determinação da orientação preferencial de forma (OPF) de silicatos em rochas graníticas: Granito Campina Grande (PB)”. As curvas termomagnéticas de cada um dos afloramentos estudados são apresentadas na figura 7.7.

Nas análises termomagnéticas um fragmento de rocha é moído (fração areia média a fina), homogeneizado e separado um pequeno volume (0.2 cm^3) para análise. O pó é inicialmente resfriado em nitrogênio líquido até atingir -200 °C, para em seguida ser aquecido

progressivamente até a temperatura ambiente. Durante o aquecimento a suscetibilidade magnética é medida a cada intervalo de proximadamente 3 °C. Na etapa seguinte a amostra é reauecida progressivamente até 700 °C e, em seguida, novamente resfriada à temperatura ambiente. Neste ciclo de (re)-aquecimento/resfriamento a suscetibilidade é medida também a cada intervalo de aproximadamente 3°C.

Figura 7.7: Curvas termomagnéticas do Granito Campina Grande

As amostras 01, 02, 03 e 04 possuem uma assinatura semelhante. Em aproximadamente -160 °C ocorre uma transição de fase, denominada de Verwey, relacionada com a reorganização da estrutura cristalina da magnetita e com o consequente aumento de suscetibilidade magnética. Com o aquecimento da amostra a suscetibilidade (k) decresce progressivamente até a temperatura ambiente. O ciclo de (re)aquecimento até 700 °C é caracterizado por k aproximadamente constante (01 e 02) ou levemente crescente (03 e 04), antes de cair fortemente

em torno de 580 °C. A partir de 600 °C a suscetibilidade praticamente desaparece da amostra. Este comportamento é típico de magnetita pobre em Ti, cuja temperatura de Curie é da ordem de 580 °C (O'Reilly 1984). No ciclo de resfriamento em temperatura ambiente k pode diminuir (01, 02, 04) ou permanecer constante (05). A diminuição da suscetibilidade final pode estar relacionada a formação de fases magnéticas secundárias durante o ciclo de aquecimento/resfriamento, com o consequente aumento k após o experimento.

A amostra 05 exibe uma assinatura termomagnética um tanto diferente das demais. A transição de Verwey, embora presente, não está tão bem definida. No ciclo de aquecimento a suscetibilidade aumenta progressivamente (efeito de Hopkinson) antes de cair abruptamente em torno de 580 °C, para em seguida diminuir progressivamente e praticamente desaparecer a 700 °C. Este padrão na curva é indicativo da presença de magnetita e hematita. A transição de Verwey, relativamente mal definida, sugere a presença de magnetita oxidada. Esta oxidação pode estar relacionado a presença de hematita na amostra, cuja temperatura de Néel é da ordem de 670 °C (O'Reilly 1984). A presença de hematita seria responsável pela progressiva queda de suscetibilidade após 600 °C. No ciclo de resfriamento a Tc da magnetita torna-se bem definida e, a temperatura ambiente, a suscetibilidade decresce de 10% comparada ao início do experimento. A diminuição de suscetibilidade final da indica que, após ciclo de aquecimento/resfriamento, parte da magnetita teria sido oxidada com consequente queda de magnetização da amostra. A presença de hematita na amostra CG5 pode estar relacionada com a sua proximidade com a zona de cisalhamento de Galante, cujo movimento deve ter reaquecido a rocha encaixante e favorecido a circulação de fluidos hidrotermais oxidantes.

7.4. Distribuição espacial das foliações e lineações magnéticas

A figura 7.8 apresenta os padrões de foliações e lineações magnéticas obtidas no Complexo Granítico de Campina Grande.

Figura 7.8: Foliações e lineações magnéticas do Complexo Granítico de Campina Grande. Estereogramas em semi-esfera inferior com isofrequência de contagem (2, 4, 6 e 8).

No Plúton Campina Grande as orientações dos elipsóides marcam uma distribuição coerente com as observadas em campo e com o padrão geral observado para as análises de forma (Capítulo V). As orientações das foliações (C, pólo da foliação) delimitam uma forma côncava do corpo granítico, com predomínio de lineações orientadas no eixo N-S. Apresenta outro padrão de distribuição de lineações orientado NW-SE, que predomina na porção norte do corpo. A caracterização nas bordas dos granitos de tramas plano-lineares e com grau de anisotropia relativamente mais alto do que no centro, configura um domínio típico observado em zonas de acomodação de plútons em zonas profundas em regime dúctil. Nestas zonas ocorrem a colocação forçada do plúton, a partir de mecanismos como o *balloning* (Best & Christiansen 2001) no qual as paredes da encaixante são forçadas e empurradas para os lados pelo magma.

No Plúton Serra Redonda as orientações dos elipsóides também marcam uma distribuição coerente com as observadas em campo. As direções das orientações da foliação são

predominantemente NE-SW a N-S (K_3 – pólo da foliação - concentrado no quadrante NW). As lineações apresentam dispersas e orientadas na direção NE-SW. O padrão da foliação observado apresenta-se anastomosado e com formas sigmoidais (Fig. 7.9). Este padrão possivelmente é condicionado por possíveis bandas de cisalhamento do tipo C' . O padrão de C' seria compatível com a cinemática sinistral associada a Zona de Cisalhamento Galante. Também denotaria uma evolução do plúton contemporânea ao desenvolvimento das transcorrências.

As diferenças de estruturas observadas entre os plútons descritos, em parte são explicadas pela diferenças de idades (581 ± 2 , Almeida *et al.* 2002a), para o Granito Campina Grande e (578.8 ± 3 , Archanjo *et al.* 2007, no prelo) para o granito Serra Redonda.

Figura 7.9: Estruturas interpretadas a partir da foliação magnética (linhas tracejadas). A direita pares S/ C' (sinistrais).

8- MICROESTRUTURAS E TRAMAS DE EIXO C DE QUARTZO EM MILONITOS DO SISTEMA DE CISALHAMENTO CAMPINA GRANDE (PB), PROVÍNCIA BORBOREMA (*submetido ao periódico Revista Brasileira de Geociências*).

Sérgio Wilians de Oliveira Rodrigues^{1,2}

Carlos José Archanjo³

1 - CPRM - Serviço Geológico do Brasil, Superintendência Regional de São Paulo, Rua Costa, 55, Cerqueira César, CEP 01304-010, São Paulo SP, Brasil.

2 - Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Rua do Lago, 562, CEP 05508-080, São Paulo SP, Brasil

3 - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Rua do Lago, 562, CEP 05508-080, São Paulo SP, Brasil

E-mails: srodrigues@sp.cprm.gov.br, archan@usp.br

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 girdle 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 PajeúTerrane”.

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

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 confinados 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 sob temperatura baixa a moderada (300 a 600° C). As microestruturas são típicas de deformação dúctil do quartzo associado 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 da Serra Redonda. A progressão e localização da deformação manteve a cinemática regional consistente até os estágios tardios da deformação finita registrada em ultramilonitos.

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

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 a 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 a 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 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 Lineamento Patos (Corsini *et al.* 1991).

Este estudo é focado no conjunto de falhas transcorrentes situado entre o Lineamento Patos e a Zona de Cisalhamento de São José dos Cordeiros, denominado “Sistema de Cisalhamento de 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. Os resultados combinados indicam que a formação do Sistema de Cisalhamento de Campina Grande é consistente com a presença um binário compressivo de direção NNW-SSE.

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

ARCABOUÇO LITO-ESTRUTURAL

A região de estudo (Fig. 2A) localiza-se na Zona Transversal (ZT) da Província Borborema. As rochas da ZT apresentam características isotópicas e geocronológicas distintas, que permitem individualizá-los em diferentes unidades (Rodrigues & Brito Neves 2007).

O embasamento da ZT, denominado “Terreno Alto Moxotó” (Brito Neves *et al.* 2001b e Santos *et al.* 2002), consiste de gnaisses e migmatitos paleoproterozóicos. Esta unidade também se diferencia pelo padrão estrutural, com predomínio de foliações NE-SW de médio ângulo e lineações dispersas com concentração máxima no quadrante SE (Archanjo *et al.* 2007, no prelo). A unidade de embasamento está em contato falhado com ortognaisses e rochas metassedimentares que apresentam idades U-Pb em zircão de aproximadamente 950 Ma, regionalmente conhecidas como “Terreno Alto Pajeú” (Kozuch *et al.* 1997, Leite *et al.* 2000, Brito Neves *et al.* 2001a e Kozuch 2003). Os metassedimentos são relacionados ao Complexo São Caetano de Santos (1995) e Santos *et al.* (2002), enquanto os ortognaisses aos “Granitóides Cariris Velhos” (Brito Neves *et al.* 2001a e Rodrigues & Brito Neves, 2007, submetido). As

zonas de cisalhamento objeto deste trabalhos estão situadas nas imediações do contato entre gnaisses do embasamento paleoproterozóico e os ortognaisses Cariris Velhos, na denominada “Zona de Empurrão do Riachão do Bacamarte”.

Figura 2: 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.

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 Granítico de Campina Grande (Almeida *et al.* 2002a) abrange dois corpos denominados de Campina Grande e Serra Redonda. 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 dique 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.

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 cavalcamento 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 bloco São José de Campestre (“Terreno Rio Grande do Norte”) de ortognaisses eoneoproterozóicos. Parte da região de contato é ocupado pelo Complexo magmático de Esperança (Fig. 3). Na zona de contato são encontrados gnaisses e xistos miloníticos a ultramiloníticos na fácies xisto-verde. 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) do embasamento paleoproterozóico a sul. Na sua terminação leste a foliação milonítica conecta-se à Zona de Cisalhamento Galante e com o dique de Queimadas. Típicos sigmóides da foliação observados em afloramento (Fig.4A)

indicam movimento destral. 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* 2007, no prelo).

Figura 3: Perfil geológico (localização do perfil na Fig.2A) com estereogramas em semi-esfera inferior com isofrequência 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.

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 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 Magmático de Esperança com os gnaisses eoneoproterozóicos. 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). O arrasto de diques graníticos e a inflexão da foliação regional, de um lado e outro da estrutura, caracterizam sua cinemática destral. 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.6E e F) orientam-se na direção NE-SW. A foliação milonítica subvertical 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 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 o embasamento paleoproterozóico sobre o plúton de Serra Redonda e sobre as rochas eoneoproterozóicas 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).

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

PETROGRAFIA E MICROESTRUTURAS

Foram estudados milonitos derivados de metassedimentos (paragneisses, quartzitos e xistos) e ortogneisses. Adicionalmente foi estudado um ultramilonito (CG-63).

Metassedimentos milonitizados foram coletados nas Zonas de Cisalhamento Campina Grande (1 amostras: 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 ortogneisses. A localização destas amostras encontra-se na figura 2C. Nos metassedimentos milonitizados são encontrados quartzo, plagioclásio, biotita, muscovita, granada, feldspato potássico e hornblenda (Tabela I), enquanto epidoto, carbonato, titanita, clorita, óxidos de ferro (principalmente magnetita), monazita e apatita ocorrem como acessórios. Os ortogneisses 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. Ela é formado por quartzo e minerais micáceos (biotita, clorita e sericita). Epidoto e calcita ocorrem como minerais acessórios.

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

Os milonitos das diferentes zonas de cisalhamento exibem microestruturas semelhantes. Suas características estão reunidas na Tabela II. 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 recrystalizados e, secundariamente, como porfiroclastos e cristais xenomórficos dispersos. Mecanismos de migração de borda de grãos são caracterizados pelos contatos lobados e embaiados, e em microestrutura do tipo *dragging* (Fig.5A), *window* (Fig5B) e *pinning* (cf. Jessel 1987 e Passchier & Trouw 1996). Estas feições indicam o predomínio de recrystalização dinâmica no desenvolvimento da microestrutura dos grãos de quartzo. Também há registros de recrystalização estática (*annealing*) evidenciadas por grãos com contatos retilíneos e poligonizados (*grain boundary area reduction*; Fig.5C e 5D), encontrados principalmente nos *ribbons*.

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 (Fig.9A) e porfiroclastos assimétricos (cinemática destal).	hipidioblástico a sub-idioblástico, contatos poligonizados e seriados, extinção ondulante, <i>ribbons</i> , <i>dragging</i> .
Zona de Cisalhamento Campina Grande				
CG-110	grt-ms quartzito milonítico	~ 0,25 mm	granada é sin-cinemática com sombra de pressão com desen-volvimento de muscovita (cine-mática destal).	hipidioblástica, formação de sub-grãos, contatos lobados e embaiados, extinção ondulante, <i>ribbons</i> e <i>pinning</i> .
CG-113	bt-ms gnaiss milonítico	1,5 a 0,05mm	Pares S/C, <i>mica-fishes</i> e porfi-roblastos de granada rotacio-nados (cinemática destal)	sub-idioblástico, com sub-grãos, <i>pinning</i> , <i>dragging</i> , contatos retilíneos e poligonizados e <i>ribbons</i> .
CG-153	Anf-bt gnaiss milonítico	0,01 a 1 mm	porfiroclastos de feldspatos e anfíbólio assimétricos (cinemáti-ca destal).	hipidioblástico a sub-idioblástico, contatos poligonizados e seriados, extinção ondulante, <i>ribbons</i> .
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, <i>pinning</i> , <i>dragging</i> e <i>ribbons</i> .
CG-203	bt-ms-qtz xisto milonítico	0,05 a 0,5mm	pares S/C e agregados de grãos de quartzo com formas sigmoi-dais e assimétricos (cinemática sinistral).	sub-idioblásticos, extinção ondulante, conta-tos lobados e embaiados, desenvolvimento de sub-grãos, e estruturas do tipo <i>pinning</i> e <i>ribbons</i> .
CG-226	ms gnaiss milonítico	0,05 a 0,1mm	<i>mica-fishes</i> (Fig.9x) e porfiroclas-tos assimétricos de feldspatos (cinemática sinistral).	hipidioblásticas, com contatos lobados e embaiados, sendo observado tanto na matriz quanto em <i>ribbons</i> , desenvolvimento de sub-grãos.
Zona de Cisalhamento Galante				
CG-38	Ms gnaiss milonítico	1,5 a 0,25mm	porfiroclastos de plagioclásio com deformação intracristalina, <i>mica-fishes</i> (cinemática sinistral).	sub-idioblástico, com sub-grãos, contatos retilíneos e poligonizados, <i>ribbons</i> e <i>pinning</i>
CG-276	Mica qtz xisto milonítico	~ 0,25 mm	pares S/C e porfiroclastos assi-métricos (cinemática sinistral)	sub-idioblástico, com desenvolvimento de sub-grãos, contatos retilíneos e poligoniza-dos, extinção ondulante e <i>ribbons</i>
CG-475a	Bt gnaiss milonítico	1 a 0,5mm	<i>mica-fishes</i> e porfiroclastos assi-métricos de feldspatos com de-formação intracristalina (cinema-tica sinistral).	sub-idioblásticos, extinção ondulante, conta-tos lobados e embaiados, sub-grãos e estrutura do tipo <i>dragging</i> e <i>ribbons</i>

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 de 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 polygonizados 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 bordas 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.

O feldspato potássico ocorre na matriz como grãos xenomórficos 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 xenomórficos, comumente exibindo deformação intracristalina do tipo extinção ondulante, geminações curvadas e pontiagudas (Fig. 5F) e lamelas de deformação. Os feldspatos em escala mesoscópica apresentam porfiroclastos assimétricos (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 feldspato, 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 CRISTALOGRÁFICA DE EIXOS-C DE QUARTZO

Os milonitos das Zonas de Cisalhamento Campina 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 guirdles*), 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 & Casei 1987 e Passchier & Trouw 1996).

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.

Dois tipos de tramas foram obtidos na Zona de Cisalhamento Campina Grande. O primeiro tipo refere-se a guirlanda simples (CG-110) cuja assimetria indica uma cinemática destrai. Guirlandas simples também foram obtidas na Zona de Cisalhamento Matinhas (CG-200b) e Galante (CG-276), 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) correspondem ao segundo tipo de trama encontrada na Zona de Cisalhamento Campina Grande. Seu arranjo de eixos-c tanto pode ser francamente simétrico ou levemente assimétrico indicando, respectivamente, uma forte componente de deformação por cisalhamento puro (CG-153) ou a combinação de cisalhamento puro e simples destrai (CG-113).

Guirlandas cruzadas assimétricas do tipo I com cinemática sinistral também são encontradas nas Zonas de Cisalhamento Matinhas (CG-226) e Galante (CG-038). Como na Zona de Cisalhamento Campina Grande, os eixos-c nas guirlandas do tipo I de 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). 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 (Scmid & Casey 1986, Law 1990 e Passchier & Trouw 1996).

Uma trama com eixos-c situados preferencialmente em torno do eixo Z (CG-475a) 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) apresenta concentrações ao redor do eixo Y e um forte espalhamento ao redor da periferia da rede em torno de Z. O padrão indica possivelmente associa-se a ativação dos planos de deslizamento basais, prismático e romboédrico.

DISCUSSÃO

A orientação e critérios cinemáticos em diferentes escalas mostram que o Sistema de Cisalhamento Campina Grande corresponde a um par conjugado associado 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

destral 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° - 40°) para SE. 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.

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 $\langle a \rangle$ rômbo e prismático (Lister and 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 são associados 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.

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 $\langle a \rangle$ 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 amostra que apresentam máximos de eixos-c próximos a Y, indicando a ativação do plano prismático $\langle a \rangle$, 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 $\langle a \rangle$ para o prisma [c] é estimada em temperaturas da ordem de $550 - 600^{\circ}\text{C}$ (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 estatístico 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 dútil e rútil 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 indicam a atuação de processos de recristalização dinâmica (associada a 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 e Tullis (1992) geraram guirlandas simples assimétricas com concentrações ao redor de Y, padrão análogo as 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 (cf. 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.

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) **E)** Correlação das estruturas regionais com as bandas de cisalhamento.

Modelos de formação de falhas transcorrentes conjugadas confinadas a um binário de cisalhamento dextral (Ramsay & Lisle 2000 e McClay 1987) estão apresentados na figura 7B, C e D. A 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° (McClay 1987). O par conjugado poderia corresponder a bandas de cisalhamento dúctil C_1 e C_2 (Fig. 7B), e equivalente ao par R-R' de Riedel no domínio rúptil (Ramsay & Lisle 2000). O modelo contudo, 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. A interseção de duas bandas de cisalhamento formadas em uma deformação episódica (Fig. 7C) ou progressiva (Fig. 7D) é capaz de desenvolver as estruturas mapeadas em torno de Campina Grande. No último 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 frisar que tramas de eixo-c simétricas (Fig. 6, amostra CG-153) ou levemente assimétricas (CG-113) são encontradas na terminação SE da Zona de Cisalhamento Campina Grande onde espera-se que a componente de deformação coaxial predomine sobre a componente não-coaxial

CONCLUSÃO

Tramas cristalográficas de eixo-c de quartzo e critérios cinemático em meso- e macroescala são consistentes com o movimento destrai da Zona de Cisalhamento de Campina Grande, de direção NW-SE, e sinistral nas Zonas de Cisalhamento de Matinhas e Galante, ambas de direção NE-SW. Nos milonitos predominam mecanismos de migração de borda de grão associado a recristalização dinâmica em regime de deformação não-coaxial. Temperaturas moderadas a baixas, equivalente à fácies anfibolito e xisto verde, foram suficientes para ativar o deslizamento <a> basal, romboédrico e prismático nos grãos de quartzo, e deformar cristais de feldspato em regime rúptil e dúctil. Guirlandas simples e cruzadas do tipo I assimétricas indicam que a deformação não-coaxial que originou o sistema conjugado de cisalhamento esteve ativo até os incrementos finais da deformação regional. A geração destas estruturas inclui um importante componente de deformação coaxial atribuído a esforços compressivos de direção NNW-SSE. Estes esforços seriam responsáveis por falhas dúcteis que, na região de Campina Grande-Riachão do Bacamarte, invertem localmente a estratigrafia regional empurrando rochas mais antigas (paleoproterozóicas) sobre gnaisses e granitos neoproterozóicos do “Terreno Alto Pajeú”.

Agradecimentos

Os autores agradecem à FAPESP (processos: 02/13677-4 e 02/14687-1) pelo apoio financeiro e ao Prof. Dr. Benjamim Bley de Brito Neves e ao geólogo MSc. Frederico Meira Faleiros pelas discussões dos dados e auxílio nos trabalhos de campo. Os autores agradecem ainda aos dois revisores anônimos pelas importantes contribuições sugeridas ao 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.
- Archanjo C.J., Bouchez J.L., Corsini M. 1994. The Pombal 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 (Northeast 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.
- 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.
- Archanjo C.J., Hollanda M.H.B.M., Rodrigues, S.W.O. Brito Neves B.B., Armstrong R. 2007. Fabrics of pre- and syntectonic granite plutons and chronology of shear zones in the Eastern Borborema Province, NE Brazil. *Journal of Structural Geology*. Submetido.
- 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.
- 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.
- 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*. Springer-Verlag, Berlin 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. Brasiliano (Pan-African) granitic magmatism in the Pajeú-Paraíba belt, Northeast Brazil: an isotopic and geochronological approach. *Precambrian Research*. **135**:23-53.
- Heilbrunner 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.
- Jessell M.W. & Lister G.S. 1990. A simulation of the temperature dependence of quartz fabrics. In Kipe, R.J. & Rutter, E. H. (eds) *Deformation Mechanism, Rheology and tectonic*. Geological Society Special Publication, **54**: 353-362
- Jessell 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. *Journal 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. & Willians 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 :implications 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*. John Wiley, New York, 162pp.
- 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*. Springer, New York, 289pp.

- 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*. Academic Press, Orlando, pp: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*. Academic Press, London, 560pp.
- Rodrigues S.W.O. & Brito Neves B.B. 2007. Padrões isotópicos Sm-Nd no limite entre os Terrenos Alto Pajeú e Alto Moxotó (PB). *In*: XI Congresso Brasileiro de Geoquímica, *Anais do Congresso, CD-ROM*. 4p
- 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., Vigneress J.L., Lardeaux J.M. 1999. Brazilian syntectonic alkaline granites emplaced in a strike-slip/extensional setting. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **71**: 17-27.
- 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., 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 Monography* **36**, p. 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
- 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*. McGraw Hill, New York, 545pp

- Twiss R.J. & Moores, E.M. 1992. *Geology Structural*. W. H. Freeman and Company, New York, 543pp.
- Vaucher 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.
- Vaucher 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

9. PADRÕES ISOTÓPICOS Sm-Nd NO LIMITE ENTRE OS TERRENOS ALTO PAJEÚ E ALTO MOXOTÓ (PB) (submetido ao periódico *Revista Brasileira de Geociências*)

Sérgio Wilians de Oliveira Rodrigues^{1,2}
Benjamim Bley de Brito Neves³

1 - CPRM – Serviço Geológico do Brasil

Rua Costa, 55 – Cerqueira César, CEP 01304-010, São Paulo, SP, Brasil

2 - Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Rua do Lago, 562, CEP 05508-080, São Paulo SP, Brasil

3- Departamento de Mineralogia e Geotectônica – Instituto de Geociências –USP

Rua do Lago, 562, CEP 05508-080, São Paulo, SP, Brasil

E-mails: srodrigues@sp.cprm.gov.br, bbleybn@usp.br

Abstract: *Sm-Nd ISOTOPIC PATTERNS IN THE LIMIT BETWEEN THE ALTO PAJEÚ TERRANE AND ALTO MOXOTÓ TERRANE.* Sm-Nd isotopic studies were carried out to recognize and define two different groups of geologic-tectonic terranes of the eastern most part of the “Transversal Zone” (central sub-province) of the Borborema Province, northeast of the South American Platform.

The first recognized group (I), formed by granitic orthogneisses and supracrustal rocks is the Alto Pajeú Terrane - APT - that exhibits an isotopic signature with T_{DM} values between 2.28 and 1.37 Ga, high negative values for $\epsilon Nd_{(0)}$ (< -20) and with $Sm^{147}/Nd^{144} > 0.12$ that indicates a possible isotopic fractionation. The second group (II) is composed mostly by orthogneisses (a minor supracrustal belt - Sertânia complex), the Alto Moxotó Terrane -AMT - exhibits an isotopic signature with higher T_{DM} values, between 3.0 and 2.0 Ga, very negative values for ϵNd , between -20 and -35, and Sm^{147}/Nd^{144} lower than those of the group I, i.e. between 0.12 and 0.08. The $\epsilon Nd_{(t)}$ values calculated for the assumed ages of both groups are respectively: group I $\epsilon Nd_{(950)} = -14$ up to $+1.28$; group II - $\epsilon Nd_{(2000)} = -11.28$ up to $+1.73$.

Additionally, these distinct isotopic patterns worked out as a complementary tool for the geological mapping, as well as, they have gradually been reiterated by means of the study of the Brasiliano granitic plutonism (Ediacaran in age) that occurs piercing both, APT and AMT. Data obtained by other geochronological methods (U-Pb and Rb-Sr) for this granites and for the pre-Brasiliano terranes themselves were in good agreement with these above discriminated patterns.

Keywords: Sm-Nd isotopic pattern, Borborema Province, Transversal Zone, Alto Pajeú Terrain and Alto Moxotó Terrain.

Resumo: A utilização de padrões isotópicos de Sm-Nd na porção leste da Zona Transversal da Província Borborema (porção nordeste da Plataforma Sul Americana) auxilia na definição das unidades geotectônicas/geológicas devido aos padrões isotópicos distintos existentes nas mesmas.

O primeiro padrão isotópico (Grupo I) é observado em ortogneisses graníticos e rochas supracrustais do Terreno Alto Pajeú (TAP) caracteriza-se por idades T_{DM} entre 1,0 a 2,0 Ga, $\epsilon Nd_{(0)}$ fortemente negativos (-20) e razões Sm^{147}/Nd^{144} maiores que 0,12 indicativas de possível fracionamento isotópico. O outro padrão isotópico (Grupo II) é observado em ortogneisses variados (em rochas supracrustais do Complexo Sertânia) do Terreno Alto Moxotó (TAM) exibe assinaturas com idades T_{DM} mais antigas com valores entre 3,0 a 2,0 Ga, valores fortemente negativos de $\epsilon Nd_{(0)}$ com valores entre -20,0 e -35,0, e valores de Sm^{147}/Nd^{144} menores do que a do grupo I, concentrados no intervalo de 0,12 e 0,08. Os valores de $\epsilon Nd_{(t)}$ calculados para o Grupo I ($t=950$ Ma) varia de -14,0 a 1,28 e para o Grupo II ($t=2000$ Ma) varia de -11,28 a +1,73.

As assinaturas isotópicas descritas também são observadas nos corpos graníticos brasileiros (de idade Ediacariana) da região indicando a participação do Terreno Alto Pajeú e Terreno Alto Moxotó como fonte crustais para os eventos magmáticos da Zona Transversal. Os padrões isotópicos de Nd encontram respaldo em outros métodos geocronológicos, tais como Rb-Sr e U-Pb.

Palavras-chave: Padrões isotópicos de Sm-Nd, Província Borborema, Zona Transversal, Terreno Alto Pajeú e Terreno Alto Moxotó.

INTRODUÇÃO

A partir da década de 70, com o advento e refinamento das técnicas de análise de isótopos radiogênicos e o aumento expressivo de dados disponíveis, foi possível a utilização da geologia isotópica como ferramenta auxiliar para caracterização de províncias geológicas. Uma província isotópica caracteriza-se pela distribuição homogênea de um padrão isotópico característico (Zartman 1974). O significado geológico dos diferentes padrões de cada isótopo radiogênico pode auxiliar na separação de províncias geológicas em diferentes aspectos: geocronológicos, metalogenéticos e petrológicos.

Pela característica das razões de Sm-Nd serem em grande maioria preservadas dos processos tectono-metamórficos, a utilização de isótopos de Nd mostra-se uma ferramenta poderosa para diferenciação de terrenos em áreas poli-metamórfica (Millesenda *et al.* 1994, Dickin 1998) juntamente com outros métodos geocronológicos (U-Pb, Pb-Pb, Rb/Sr).

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 dos compartimentos tectônicos que compõem a Província Borborema.

O escopo deste trabalho é integrar os dados geocronológicos Sm-Nd, Rb-Sr e U-Pb já publicados, juntamente com novas análises Sm-Nd, caracterizando os padrões isotópicos na região limite entre os Terrenos Alto Pajeú e Alto Moxotó. Ambos os terrenos localizam-se na Zona Transversal (ZT) da Província Borborema que corresponde a uma megaestrutura situada entre os Lineamentos Patos e Pernambuco (Fig. 1). Apresentam características distintas estruturais, estratigráficas, geocronológicas e geofísicas (Santos *et al.* 2002). O limite entre estes terrenos caracteriza-se por importantes sistemas de cisalhamento (transcorrentes e de baixo ângulo), que podem ou não representar suturas tectônicas.

MÉTODO

O estudo geocronológico, objeto deste trabalho, integra os dados isotópicos (Sm-Nd, U-Pb e Rb-Sr) obtidos por Dantas 1996, Fernandes 1997, Almeida 1999, Brito Neves *et al.* 2001 a e b, Sampaio *et al.* 2003, Almeida *et al.* 2002 a e b, Archanjo & Fetter 2004, Guimarães *et al.* 2004, Santos *et al.* 2004 e Brito Neves *et al.* 2005. A estes dados foram somados 20 novas análises Sm-Nd realizadas nos laboratórios do Centro de Pesquisas Geocronológicas do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (CPGeo-IGc-USP). Os dados Sm-Nd obtidos e resgatados da literatura estão apresentados na Tabela 1.

O presente trabalho concentra-se principalmente na aplicação do método Sm-Nd que é uma importante ferramenta na caracterização de províncias geológicas, pois diferentes tipos litológicos da crosta superior (e.g. rochas vulcânicas fêlsicas e granitóides) exibem razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ notavelmente constantes, as quais diferem significativamente e consistentemente de

sua fonte mantélica pretérita (Millesenda *et al.* 1994). Esta constância nas razões crustais de Sm-Nd permite a estimação de idades-modelo, relativas à diferenciação manto-crosta (T_{DM} e T_{CHUR}), bem como parâmetros petrogenéticos (ϵ_{Nd}).

O parâmetro ϵ_{Nd} corresponde à comparação entre o valor atual da razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (atual ou pretérita), com o valor do reservatório condritico uniforme (CHUR), calculado pela fórmula (DePaolo 1981, DePaolo 1988):

$$\epsilon_{Nd(T)} = [(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{am(T)} / ((^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{chur(T)} - 1)] \times 10^4 \text{ equação (1).}$$

O parâmetro $\epsilon_{Nd(T)}$ auxilia na identificação das fontes magmáticas e de processos de formação das rochas. De modo geral o parâmetro $\epsilon_{Nd(T)}$ quando positivo indica a fonte magmática do Nd como mantélica, e quanto maior for o seu valor mais empobrecido geoquimicamente é o manto. Quando os valores de $\epsilon_{Nd(T)}$ apresentam valores negativos a fortemente negativos indicam fontes com participação crustal na formação dos magmas. A progressão para valores fortemente negativos de $\epsilon_{Nd(T)}$ é associado ao aumento da participação crustal na formação dos magmas. Por outro lado quando ocorre uma participação de duas fontes (manto ou crosta) os valores de $\epsilon_{Nd(T)}$ em geral flutuam, podendo ser negativo ou positivo, dependendo do grau de participação do material de uma determinada fonte (Sato *et al.* 1995).

O fato da razão Sm/Nd modificar-se significativamente somente durante a diferenciação manto-crosta permite calcular as idade modelos de Nd (DePaolo 1981 e Sato *et al.* 1995).

As idades modelo de Nd são interpretadas como a época no qual uma amostra tinha a mesma composição isotópica em relação a sua fonte, e a partir deste estágio diferenciou-se isotopicamente. A absoluta precisão dessas idades depende do modelo de evolução assumido das fontes mantélicas precursoras das rochas crustais.

As idades modelos são interpretadas a partir da evolução isotópica do Nd baseadas no CHUR (reservatório uniforme condritico) e DM (manto empobrecido). As idades modelos T_{CHUR} e T_{DM} para modelos lineares de evolução isotópica podem ser calculadas a partir das seguintes equações:

$$T_{CHUR} = \frac{1 \ln}{\lambda} \left[1 + \frac{\left(\frac{Nd^{143}}{Nd^{144}} \right)_{CHUR} - \left(\frac{Nd^{143}}{Nd^{144}} \right)_{AM}}{\left(\frac{Sm^{147}}{Nd^{144}} \right)_{CHUR} - \left(\frac{Sm^{147}}{Nd^{144}} \right)_{AM}} \right] \text{ equação (2)}$$

$$T_{DM} = \frac{1 \ln}{\lambda} \left[1 + \frac{\left(\frac{Nd^{143}}{Nd^{144}} \right)_{DM} - \left(\frac{Nd^{143}}{Nd^{144}} \right)_{AM}}{\left(\frac{Sm^{147}}{Nd^{144}} \right)_{DM} - \left(\frac{Sm^{147}}{Nd^{144}} \right)_{AM}} \right] \text{ equação (3)}$$

As razões isotópicas de $(Nd^{143}/Nd^{144})_{CHUR}$ e DM e $(Nd^{143}/Nd^{144})_{CHUR}$ e DM variam conforme o autor (Jacobsen & Wasserburg 1984 e Milisenda *et al* 1994). Neste trabalho é utilizado os seguintes valores para $(Nd^{143}/Nd^{144})_{DM} = 0,513114$ e $(Nd^{143}/Nd^{144})_{DM} = 0,222$ (Ben Othman *et al.* 1984 e Michard *et al.* 1985) para idades até 2,8 Ga, e valores para $(Nd^{143}/Nd^{144})_{DM} = 0,512638$ e $(Nd^{143}/Nd^{144})_{DM} = 0,1967$ para idades mais antigas (Ben Othman *et al.* 1984 e Michard *et al.* 1985).

Algumas idades modelos de estágio únicos que não apresentam significado podem ser recalculadas a partir do modelo de evolução de estágio duplo que considera o fracionamento entre o Sm e Nd na evolução isotópica. O modelo de evolução de estágio duplo de $^{143}Nd/^{144}Nd$ em função do tempo geológico pode minimizar os desvios ocasionados por problemas de fracionamento, se forem conhecidas a idade do evento tectono magmático secundário, calculado a partir da isócrona Sm/Nd ou por outros métodos como U-Pb em zircões. O grau de fracionamento adotado para as correções, pode ser estimado com base no valor médio de várias determinações de $^{147}Sm/^{144}Nd$, ou por valores teóricos. Este artifício porém não foi utilizado neste trabalho, sendo as idades modelos de estágio único.

CONTEXTO GEOLOGICO REGIONAL

A Província Borborema (Fig. 1) é uma ampla região Brasileira que compreende a região nordeste da Plataforma Sul-Americana que é 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).

Na região de estudo (Fig. 2) estão presentes quatro das porções mais orientais dos mais importantes terrenos que constituem o arcabouço da Província Borborema, a saber, de norte para sul- Terreno Rio Grande do Norte (RGN) constituído principalmente por rochas paleoproterozóicas que preservaram núcleos arqueanos; Terreno Alto Pajeú (TAP), composto de ortognaisses (Cariris Velhos) e supracrustais (Complexo S. Caetano) de idade Eoneoproterozóicas; Terreno Alto Moxotó (TAM), estruturado por ortognaisses bastante variados, migmatitos, rochas máficas-ultramáficas; Terreno Rio Capibaribe (TRC) composto principalmente por supracrustais xistosas, quartzitos, com intercalações cálcio-silicáticas e carbonáticas. O primeiro destes terrenos (RGN) é representante do domínio setentrional da Borborema, localizado a norte do Lineamento Patos. Os três últimos terrenos são partes

integrantes do Domínio da Zona Transversal. Em todos os terrenos citados, na área abordada neste trabalho, ocorrem intrusões graníticas ediacarianas (Complexos graníticos de Esperança, Campina Grande e Queimadas).

Os dois principais terrenos enfatizados neste trabalho são os terrenos Alto Moxotó e Alto Pajeú. As assinaturas aeromagnéticas e de outros sensores geofísicos delimitam domínios com forte contraste magnético e gravimétrico, sendo que os trabalhos de Oliveira & Santos (1993) e Santos *et al.* (2002) utilizam estas ferramentas para delimitar os limites dos terrenos Alto Moxotó e Alto Pajeú. Conforme já exposto o limite entre estes terrenos caracteriza-se por importantes sistemas de cisalhamento (transcorrentes e de baixo ângulo), que podem ou não representar suturas tectônicas. Santos *et al.* (2002) associam este limite tectônico com o posicionamento e desenvolvimento da estrutura denominada “Nappe Serra do Jabitacá”, que representaria o cavalgamento do TAM sobre o TAP, sendo a idade desta estruturas associada ao “Evento Cariris Velhos” de idade eoneoproterozóica. Neste trabalho, este limite tectônico é associado a um sistema de empurrão denominado de “Riachão de Bacamarte”, que pode representar a frente de empurrão da “Nappe Serra do Jabitacá”. Archanjo *et al.* 2007 apresenta evidências de que o Sistema de Empurrão de Riachão do Bacamarte foi contemporâneo aos plútons graníticos ediacarianos de Campina Grande e Serra Redonda, influenciando na colocação e na estrutura interna dos mesmos.

Figura 2: Mapa esquemático do limite leste dos terrenos Alto Pajeú e Alto Moxotó, enfatizando as principais zonas de cisalhamento e as intrusões graníticas neoproterozóicas.

Terreno Alto Moxotó (TAM)

Santos *et al.* (2002) apresentam três fatores relevantes na diferenciação do Terreno Alto Moxotó (TAM) dos demais compartimentos do Domínio Transversal: predomínio de rochas paleoproterozóicas, raras intrusões graníticas de idade neoproterozóica e menor influência da deformação associada às grandes zonas de cisalhamento transcorrente regionais. O TAM é limitado a norte com o Terreno Alto Pajeú por zonas de cisalhamento transcorrente regionais e por um sistema de empurrão (Sistema de cavalgamento Riachão do Bacamarte); a sul é limitado pelo Terreno Rio Capibaribe através da Zona de Cisalhamento Congo/Cruzeiro do Norte.

Neste terreno predominam uma série de ortognaisses e paragnaisses aluminosos (Fig. 3). Entre os ortognaisses há litotipos representativos de ortognaisses bandados, ortognaisses graníticos e granodioríticos, anfíbolitos, ortognaisses gabro-anortosíticos, migmatitos etc. Os paragnaisses aluminosos constituem a unidade litoestratigráfica denominada de Complexo Sertânia.

Os ortognaisses bandados, anfíbolitos e ortognaisses gabro-anortosíticos constituem a principal unidade litoestratigráfica em área do TAM. Estas rochas são intrudidas por uma série de ortognaisses graníticos e granodioríticos. Apresenta uma grande variedade de litotipos, e um retrabalhamento metamórfico e estrutural complexo (Brito Neves *et al.* 2001b).

O Complexo Sertânia caracteriza-se pela presença de gnaisses aluminosos migmatizados e é composto principalmente por um (granada)-(sillimanita)-muscovita-biotita gnaiss de granulação média a fina, textura lepidogranoblástica, equigranular, mesocrático (cor cinza) e com bandamento composicional fino e retilíneo. Apresenta intercalações métricas de anfíbolitos, mármore e rochas cálcio-silicáticas.

As determinações geocronológicas do TAM apresentam idades paleoproterozóicas sendo registradas tanto em zircões magmáticos dos ortognaisses (idades de 2016 ± 26 Ma, 2109 ± 8 , 2393 ± 110 Ma, Santos *et al.* 2004 e Brito Neves *et al.* 2001b), quanto em zircões magmáticos (2126 ± 26 Ma, Santos *et al.* 2004) e detríticos (~ 2200 a 1950 Ma, Santos *et al.* 2004) de metavulcanoclásticas e metavulcânicas do Complexo Sertânia. Brito Neves *et al.* 2001b pelo método Rb-Sr também evidência a idade paleoproterozóica pelo alinhamento ao longo da isócrona de referência 2100 Ma.

Figura 3: Fotos dos litotipos associados ao Terreno Alto Moxotó, (A) Ortognaisse bandado: biotita gnaiss bandado, rodovia BR-230, próximo do município de Riachão de Bacamarte, junto ao empurrão homônimo; (B) Anfibolitos e anfibólio- biotita gnaiss bandado (metagabro estratificado?) localizado a 10 km a sudeste de Itatuba; (C) Migmatito estromático, bandamento centimétrico, alternando níveis de leucossoma (granítico), mesossoma (granodiorítico a granítico) e melanossoma; 5 km a sul de Itatuba; (D) Camadas de rocha cálcio-silicática alternada com níveis de carbonato e de biotita gnaiss, rocha associada ao Complexo Sertânia, próximo à barragem de Acauã.

Terreno Alto Pajeú (TAP)

O Terreno Alto Pajeú é composto por seqüências de rochas metassedimentares e metavulcanossedimentares e metagranitóides de idades eoneoproterozóicas (fig. 4). Na região estudada, o limite norte do TAP é balizado pelo Lineamento Patos que o separa do Terreno Rio Grande do Norte (Santos & Medeiros 1999), a oeste e a sul conforme já mencionado, limita-se com o Terreno Alto Moxotó por zonas de cisalhamento transcorrentes e de empurrão. Adicionalmente ocorrem plútons relacionados ao evento brasileiro (Brito Neves *et al.* 2003, Guimarães *et al.* 2002, Ferreira *et al.* 2004 etc): sin-orogênicos (650-620 Ma), tardi-orogênicos (590-570Ma) e pós-orogênicos (545-520 Ma).

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 paragnaisses, quartzitos, (granada)- muscovita- biotita gnaisses e mica-xistos são pelitos/psamitos, grauvas e rochas vulcanoclásticas (Santos 1995).

O TAP na região de estudo apresenta direção E-W/NE-SW devido ao forte controle estrutural das zonas de cisalhamento transcorrente sinistral (Z.C. Matinhas e Z. C. Galante) e destal (Z.C. Campina Grande e São José dos Cordeiros). Estas zonas de cisalhamento delimitam um complexo sistema de estruturas provavelmente consorciadas com a o Lineamento Patos.

O TAP apresenta uma série de datações de idades eoneoproterozóicas nos ortognaisses graníticos na área estudada (952 ± 7 Ma, 942 ± 22 Ma e 925 ± 10 Ma, Brito Neves *et al.* 2001a). Em outras regiões do TAP os ortognaisses graníticos também apresentam este conjunto de idades (Brito Neves *et al.* 1995, Van Schmus 1995, Leite *et al.* 2000, Brito Neves *et al.* 2001b, Kozuch 2003). Também no TAP, no Complexo São Caetano também são caracterizadas idades eoneoproterozóicas em rochas metavulcânicas (980 Ma a 964 Ma, Kozuch 2003) e metavulcanosedimentar (995 ± 12 Ma, Kozuch 2003).

Figura 4: Fotos dos litotipos associados ao Terreno Alto Pajeú, (A) Muscovita- biotita gnaisses bandado e milonítico, 6 km a sudoeste de Campina Grande; (B) Camadas centimétricas de níveis anfibolíticos intercalados (cinza escuro) e quartzo-feldspáticos epidotizados, 10 km a sudoeste de Alagoa Grande; (C) Biotita augen granito gnaisses granítico milonítico com bandas de cisalhamento de caráter sinistral, 2 km a noroeste de Campina Grande; (D) Anfibólio-biotita granito porfirítico grosso com enclaves microgranulares máficos fortemente alongados e estirados, Granito Campina Grande, 2 km a leste de Campina Grande, rodovia BR-230.

Granitos intrusivos

Na área estudada ocorrem diversos corpos graníticos associados ao evento brasileiro.

O Plúton Queimadas caracterizado no trabalho de Almeida *et al.* (2002b) constitui uma intrusão tabular alongada E-W intrudida no Terreno Alto Moxotó. Caracteriza-se como uma suíte de biotita- anfibólio monzogranito. É deformado por zonas de cisalhamento de caráter sinistral orientadas E-W, com o desenvolvimento de rochas protomiloníticas a ultramiloníticas. Almeida *et al.* (2002b) apresenta a idade de $570 \text{ Ma} \pm 25 \text{ Ma}$ para o magmatismo deste plúton.

O Complexo Granítico Esperança ($592 \pm 5 \text{ Ma}$, Archanjo & Fetter 2004; $581 \pm 3 \text{ Ma}$, Sampaio *et al.* 2003) ocorre na porção norte do TAP com direção WSW-ENE e formato sigmoidal. É delimitado a norte pelo Lineamento Patos e a sul pelas Zonas de Cisalhamento Matinhas e Campina Grande. Estão associados a este complexo corpos de anfibólio-biotita granito porfirítico, leucogranito, tonalito e sienogranito (Archanjo & Fetter 2004).

O Complexo Granítico de Campina Grande assim designado por Almeida *et al.* (2002a), abrange dois corpos graníticos denominados de Campina Grande e Serra Redonda, situados ao longo do contato TAM e TAP. O Granito Campina Grande ($581 \pm 2 \text{ Ma}$, Almeida *et al.* 2002a) destaca-se por sua forma subcircular e arredondada. Já o Granito Serra Redonda ($576 \pm 3 \text{ Ma}$, Archanjo *et al.* 2007, no prelo) apresenta uma estrutura tabular alongada na direção NE-SW. Ambos os corpos graníticos apresentam as mesmas assembléias litológicas principais. A principal em área caracteriza-se por um anfibólio- biotita granito porfirítico; a outra se caracteriza pela presença de dioritos, quartzo-dioritos e granodioritos que, no geral ocorrem nas bordas das intrusões.

O Granito Timbaúba ocorre em uma pequena porção da área estudada situada a sul da Zona de Cisalhamento Congo/Cruzeiro do Nordeste dentro do domínio tectônico do Terreno Rio Capibaribe, encaixado em rochas miloníticas (biotita gnaisse milonítico). Na porção estudada caracteriza-se com um biotita-anfibólio granito porfirítico a fanerítico grosso. Apresenta idade de $644 \pm 5 \text{ Ma}$ (Guimarães *et al.* 2004).

PADRÕES ISOTÓPICOS DE Nd DA ZONA TRANSVERSAL (TERRENO ALTO MOXOTÓ x ALTO PAJEÚ).

Dentro da abordagem da delimitação de províncias isotópicas pela distribuição homogênea de um padrão isotópico característico, para os terrenos Alto Moxotó e Alto Pajeú são usualmente descritos dois padrões isotópicos de Nd (Brito Neves *et al.* 2001a e b, Archanjo & Fetter. 2004, entre outros). Para o TAM há uma assinatura com idades T_{DM} paleoproterozóicas a arqueanas (2,0 a 3,0 Ga), $\epsilon Nd_{(0)}$ com valores entre -20,0 e -35,0 e Sm^{147}/Nd^{144} concentrada no intervalo de 0,08 e 0,12. Para o TAP as idades T_{DM} são

neoproterozóicas a mesoproterozóicas (1,0 a 2,0 Ga), $\epsilon Nd_{(0)}$ com valores no geral menores que -20 e Sm^{147}/Nd^{144} entre 0,10 e 0,15. Ressalta-se que os valores Sm^{147}/Nd^{144} maiores que 0,12 devem ser utilizados com parcimônia, principalmente quando trata-se de rochas granitóides (que apresentam valores no geral concentrados entre 0,085 a 0,125), pois refletem retrabalhamento crustal ou heterogeneidade do reservatório mantélico (Sato 1998).

Os diferentes padrões isotópicos de Nd entre o TAM e o TAP, principalmente em relações as idades T_{DM} têm sido utilizados como ferramenta para definir e caracterizar os limites e as áreas de abrangências destes respectivos terrenos (Van Schmus *et al.*, 1995, Brito Neves *et al.* 2000, Brito Neves *et al.* 2001a e b, Brito Neves *et al.* 2005). No entanto, em alguns casos, os valores de idade T_{DM} nestes terrenos apresentam valores diferentes aos comumente esperados, e são utilizados para definir subdomínios dentro destes terrenos. Por exemplo, idades T_{DM} mais antigas que 2,0 Ga dentro do domínio do TAP, são associados a crosta mais antiga e relacionados com um possível embasamento deste terreno (Brito Neves *et al.* 2005). No entanto, ressalta-se que alguns aspectos da interpretação dos dados isotópicos de Nd, como fracionamento químico, fonte crustais mistas etc influenciam fortemente nas idades T_{DM} causando flutuação de seus valores e podem invalidar a interpretação acima sugerida. Diferentes aspectos da interpretação de dados isotópicos de Nd são discutidos em inúmeras publicações (Allegre & Bem Othman 1980, Arndt & Goldstein 1987, DePaolo 1988 e De Paolo *et al.* 1991).

O detalhamento dos dados isotópicos de Nd no limite entre os TAP e TAM, juntamente com o refinamento da cartografia geológica permitiram identificar e delimitar subdomínios com padrões isotópicos diferenciados. Os dados Sm-Nd foram correlacionados com as seguintes áreas e feições geológicas a saber, de norte para sul: Norte Esperança, que agrega as rochas miloníticas localizada a sul do Lineamento Patos e a norte do Complexo Granítico Esperança; Terreno Alto Pajeú; Terreno Alto Moxotó (sendo diferenciado o Complexo Sertânia) e Terreno Rio Capibaribe.

A plotagem dos dados Sm-Nd do TAM, TAP e dos sub-domínios acima referidos em um gráfico Nd^{143}/Nd^{144} x Sm^{147}/Nd^{144} (Fig. 5), apresenta o contraste dos padrões isotópicos observados. No gráfico são definidos a presença de dois padrões isotópicos, aqui informalmente designados de grupos I e II. O Grupo I está associado ao padrão isotópico de Nd do TAP e TRC, apresenta a distribuição de valores de Nd^{143}/Nd^{144} entre 0,5116 a 0,5124 e Sm^{147}/Nd^{144} entre 0,10 e 0,15 (com valores no geral maiores que 0,12 – Fig. 5b). Conforme já exposto os valores de Sm^{147}/Nd^{144} maiores que 0,12 devem ser utilizados com parcimônia, no entanto, indicam o possível fracionamento isotópico como característica relacionada a este grupo.

O padrão isotópico do Grupo II é associado principalmente com as rochas associadas ao TAM (que incluem o Complexo Sertânia), sendo também observado no domínio Norte Esperança. Apresenta a distribuição de valores de Nd^{143}/Nd^{144} entre 0,5108 a 0,5116 e Sm^{147}/Nd^{144} entre 0,07 e 0,13.

A figura 7 apresenta a distribuição das idades T_{DM} e $\epsilon Nd_{(0)}$ na área de estudo juntamente com áreas correlatas aos padrões isotópicos dos grupos I e II.

A seguir serão caracterizados os padrões e a evolução isotópica (Fig. 7) dos referidos terrenos e subdomínios.

Figura 5: Gráficos $\text{Nd}^{143}/\text{Nd}^{144} \times \text{Sm}^{143}/\text{Nd}^{144}$ para rochas associadas aos terrenos Alto Pajeú (TAP), Rio Capibaribe (TRC), Alto Moxotó (TAM), Complexo Sertânia e as rochas localizadas a sul do Lineamento Patos e norte de Esperança (Norte Esperança). As elipses delimitam agrupamentos de dados que apresentam comportamento isotópico parecido (grupos I e II).

Figura 6: Distribuição das Idades $T_{DM}(A)$ e $\epsilon Nd_{(0)}(B)$ na área de estudo. As áreas em brancos são correlatas ao padrão isotópico do Grupo I (Eoneoproterozóico) e as áreas em cinza ao do Grupo II (Paleoproterozóico). Valores anômalos estão apresentados dentro de quadrados. Os valores representativos de corpos graníticos são apresentados em branco.

Figura 7: Diagramas de evolução isotópica de Nd no tempo geológico para as unidades geotectônicas da área de estudo.

A área a norte do Complexo Granítico Esperança e sul do Lineamento Patos (Norte Esperança) apresenta uma assinatura isotópica com idades T_{DM} paleoproterozóicas, Sm^{147}/Nd^{144} entre 0,09 e 0,11 e $\epsilon Nd_{(0)}$ com valores -18,85 a -27,19. O modelamento isotópico de $\epsilon Nd_{(2000)}$ para este domínio apresenta valores positivos a fracamente negativos (2,76 a -3,95), o que indicaria uma sugestão de contribuição de materiais/fontes (magmáticas ou sedimentares) juvenis na formação das rochas deste terreno. Este domínio caracteriza-se por rochas miloníticas situadas a sul do Lineamento Patos, situadas dentro do contexto geotectônico do TAP. No entanto o padrão isotópico deste domínio é contrastante com o observado no TAP, principalmente em relação às idades T_{DM} . Sua proximidade com as rochas do Terreno Rio Grande do Norte e assinatura isotópica similar a encontrada neste domínio (Van Schmus *et al.* 1995, Dantas 1996) e no TAM corroboram com a hipótese de associação deste domínio como uma lasca ou relicto de crosta mais antiga dentro do TAP. Esta unidade carece de uma maior investigação geológica e um refinamento da geologia isotópica por outros métodos.

O Terreno Alto Pajeú, na área estudada apresenta uma assinatura isotópica com idades T_{DM} variam de 1,37 a 2,28 Ga, Sm^{147}/Nd^{144} entre 0,09 e 0,15 e $\epsilon Nd_{(0)}$ com valores -5,10 a -26,20. O modelamento isotópico de $\epsilon Nd_{(950)}$ apresenta uma variação entre 1,28 a -14,14, sendo que há o predomínio de valores fracamente positivos e negativos, o que também sugere a contribuição de materiais/fontes juvenis na formação das rochas deste terreno. Ressalta-se que como há predomínio de valores de Sm^{147}/Nd^{144} maiores que 0,12 no TAP, esta interpretação pode ser errônea.

A Figura 8 apresenta uma série de dados Sm-Nd das rochas do TAP onde são individualizados os principais litotipos associados a esta unidade: ortogneisses graníticos (Granitóides Cariris Velhos), rochas metassedimentares e metavulcanoclástica (Complexo São Caetano) e rochas anômalas (no geral, migmatitos). Os ortogneisses graníticos e rochas

metassedimentares apresentam valores de $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$, $\text{Sm}^{147}/\text{Nd}^{144}$ e T_{DM} são muito parecidos, o que caracteriza uma assinatura isotópica similar para estas rochas. A similaridade dos padrões isotópicos de Nd destas rochas, juntamente com as datações isotópicas U/Pb (Brito Neves *et al.* 2001b, Kozuch 2003) evidenciam uma contemporaneidade entre a sedimentação, acreção crustal e geração de crosta.

As assinaturas isotópicas Sm-Nd relacionadas ao TAP provavelmente refletem um período de acreção crustal relacionado ao “Evento Cariris Velhos” (Brito Neves *et al.* 1995). Este evento é interpretado por alguns autores como um ciclo orogenético completo, com geração de rochas e metamorfismo (Brito Neves *et al.* 2001 a), enquanto outros o interpretam com um evento magmático, sendo o metamorfismo de idade brasileira (Neves *et al.* 2000, Mariano *et al.* 2001, Neves 2003). A correlação da assinatura isotópica Sm-Nd do TAP com o “Evento Cariris Velhos” é substanciada com as datações U-Pb. A plotagem dos dados Rb-Sr do TAP em um gráfico $\text{Rb}^{87}/\text{Sr}^{86}$ x $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ (Fig. 9), apresenta um padrão isotópico alinhado a reta de regressão de referência de 950 Ma, que possivelmente reflete a homogeneização isotópica do sistema Rb-Sr neste período.

Figura 8: Gráficos $\text{Sm}^{147}/\text{Nd}^{144}$ x $\text{Sm}^{143}/\text{Nd}^{144}$ do Terreno Alto Pajeú, separando os litotipos associados: rochas metassedimentares e metavulcanoclástica (Complexo São Caetano) e ortognaisses graníticos (Granitóides Cariris Velhos). Dados referentes aos seguintes trabalhos: Dantas 1996, Fernandes 1997, Almeida 1999, Brito Neves *et al.* 2001 a e b, Sampaio *et al.* 2003, Archanjo & Fetter 2004 e Guimarães *et al.* 2004.

Figura 9: Gráfico Rb^{87}/Sr^{86} x Sr^{87}/Sr^{86} das rochas associadas aos Terreno Alto Pajeú, Terreno Alto Moxotó e Complexo Sertânia. Retas de regressão para referência de 580, 950 Ma e 2100 Ma. Dados referentes aos seguintes trabalhos: Dantas 1996, Fernandes 1997 e Brito Neves *et al.* 2001 a e b.

Os ortognaisses graníticos (Granitóides Cariris Velhos) são petrograficamente similares aos granitos peraluminosos, pertencendo ao grupo MPG (*Muscovite Peraluminous Granites*) de Barbarin (1999), que compreende leucogranitos (granitóides félsicos ricos em feldspato potássico e plagioclásio sódico, contendo menos de 5% e minerais máficos) com muscovita primária, granada e turmalina e com xenólitos das encaixantes nas proximidades dos contatos. Os granitos peraluminosos (MPG) originam-se a partir da fusão de fonte crustais com o aumento da temperatura. O aumento da temperatura pode ser consequência de adelgaçamento crustal, deformação crustal e/ou de fenômenos térmicos locais (e.g., células convectivas). Barbarin (1999) associa este tipo de granito a orógenos colisionais. A interpretação do tipo e ambiente associado ao magmatismo dos ortognaisses graníticos e das rochas metavulcânicas também não é um consenso nos trabalhos já publicados. Os dados geoquímicos dos ortognaisses graníticos são correlacionados com diferentes ambientes tectônicos conforme o modelo interpretativo utilizado. Brito Neves *et al.* (2003) associam o magmatismo a ambientes similares ao de granitóides colisionais, enquanto Guimarães & Brito Neves (2005) a de granitos aluminosos do tipo-A. A presença de valores maiores que 0,12 de Sm^{147}/Nd^{144} representa um alerta para a interpretações geocronológicas, geoquímicas e ambientes tectônicos das rochas do

TAP. Conforme já exposto, os valores maiores que 0,12 de $\text{Sm}^{147}/\text{Nd}^{144}$ nas rochas graníticas indicam fracionamento isotópico do Nd, e também possivelmente de outros elementos químicos, que poderiam gerar assinaturas geoquímicas e isotópicas anômalas.

O “Evento Cariris Velhos” denota para um período de acreção crustal e de intenso magmatismo associado. Sua eventual deformação e metamorfismos contemporâneos aos eventos magmáticos, no entanto, na área estudada não apresentam vestígios claros ou definidos. Na região de estudo a intensa deformação (principalmente de caráter milonítico) observada nos ortognaisses graníticos (Granitóides Cariris Velhos) é essencialmente associada com estruturação das grandes zonas de cisalhamento regionais transcorrente e de baixo ângulo desenvolvidas no evento brasileiro e que também controlam o alojamento dos granitos intrusivos no TAP. Os plútons graníticos de Esperança e de Serra Redonda registram especificamente a deformação associada a estruturas associadas a empurrões (Archanjo & Fetter 2004 e Archanjo *et al.* 2007) enquanto os plútons graníticos de Queimadas e Serra Redonda registram a deformação associada a transcorrências (Archanjo *et al.* 2007). Os empurrões e as transcorrências são compatíveis com esforços compressivos de direção NNW-SSE que possivelmente atuaram conjuntamente com os eventos magmáticos associados aos plútons ediacarianos. Deste modo a deformação registrada nos ortognaisses possivelmente está associada ao evento brasileiro, tendo como idade de referência as datações U-Pb dos granitos intrusivos no TAM e TAP (570 a 590 Ma).

O Terreno Alto Moxotó (TAM) apresenta idades T_{DM} paleoproterozóicas a arqueanas (2,0 a 3,0 Ga), $\epsilon\text{Nd}_{(0)}$ com valores entre -20,0 e -30,0 e $\text{Sm}^{147}/\text{Nd}^{144}$ concentrada no intervalo de 0,08 e 0,12. O modelamento isotópico de $\epsilon\text{Nd}_{(2000)}$ para o TAM apresentam valores que variam de -11,28 a +1,73. As idades T_{DM} mais jovens obtidas no TAM, no geral localizam-se no limite entre o TAM e o TAP, em zonas miloníticas. Os valores positivos e fracamente negativos de $\epsilon\text{Nd}_{(2000)}$ sugerem a contribuição de materiais/fontes juvenis na formação das rochas deste terreno. Já os valores mais negativos sugerem retrabalhamento de fontes crustais arqueanas.

O Complexo Sertânia conforme já exposto, trata-se de uma seqüência de rochas metassedimentares dentro do TAM. Não há diferenças significativas entre os padrões isotópicos do TAM e do Complexo Sertânia, sendo as idades T_{DM} paleoproterozóicas (1,89 a 2,17 Ga), $\epsilon\text{Nd}_{(0)}$ com valores entre -15,63 e -23,64, $\text{Sm}^{147}/\text{Nd}^{144}$ com valores entre 0,09 a 0,11 e $\epsilon\text{Nd}_{(2000)}$ com valores entre -0,21 a -6,11 (fracamente negativos). A semelhança entre os padrões isotópicos dos ortognaisses do TAM com as rochas do Complexo Sertânia denota uma contemporaneidade entre a sedimentação e a acreção e geração da crosta, hipótese já discutida por Santos *et al.* (2004), e que é embasada nos dados obtidos de U/Pb em zircões.

Os dados Rb-Sr do TAM e do Complexo Sertânia (Fig. 9) alinham-se a reta de regressão de referência de 2100 Ma. Este padrão ressalta a origem paleoproterozóica para o TAM e a homogeneização isotópica do sistema Rb-Sr neste período. De modo geral, o gráfico é

coerente com a situação do contexto litoestrutural regional, de um terreno antigo (paleoproterozóico, com possíveis relictos arqueanos) fazendo parte do embasamento de uma província Brasileira, submetido a níveis diferentes de regeneração tectônica e re-homogeneização isotópica no Neoproterozóico.

O Terreno Rio Capibaribe apresenta uma carência de dados isotópicos na região estudada, sendo que os trabalhos de Sá *et al.* 2002, Neves *et al.* 2006 apresentam idades U-Pb paleoproterozóicas e mesoproterozóicas em diferentes ortognaisses deste terreno. As amostras do TRC analisadas correspondem a rochas miloníticas de composição granítica e de um granito (Granito Timbaúba), ocorrem ao longo do contato com o TAM na Zona de Cisalhamento Congo/Cruzeiro do Nordeste. Os dados isotópicos de Nd apresentam idades T_{DM} mesoproterozóicas (1,41 a 1,68 Ga), $\epsilon Nd_{(0)}$ com valores entre -10,39 e -10,71, Sm^{147}/Nd^{144} com valores entre 0,10 a 0,12 e $\epsilon Nd_{(650)}$ com valores entre -3,192 a -4,18 (fracamente negativos). Os dados obtidos no TRC apresentam um padrão isotópico que contrasta com o observado no TAM, situado a norte deste domínio, o que corrobora na delimitação e separação destas províncias geológicas.

Padrões isotópicos de Nd (granitos intrusivos)

A plotagem dos dados Sm-Nd dos granitos intrusivos na região limítrofe entre o TAM e TAP em um gráfico Nd^{143}/Nd^{144} x Sm^{147}/Nd^{144} (Fig. 10), apresenta uma variedade de padrões isotópicos os quais em parte são observados nas rochas encaixantes. A Figura 11 apresenta os diagramas de evolução isotópica de Nd no tempo geológico destes granitos.

Figura 10: Gráficos Nd^{143}/Nd^{144} x Sm^{147}/Nd^{144} para rochas graníticas intrusivas nos terrenos Alto Pajeú (TAP) e Alto Moxotó (TAM). As elipses delimitam agrupamentos de dados que apresentam comportamentos isotópicos parecidos e relacionados como grupos I e II, que respectivamente representam os padrões isotópicos observados no TAM e TAP.

Figura 11: Diagramas de evolução isotópica de Nd no tempo geológico para as rochas graníticas intrusivas nos terrenos Alto Pajeú (TAP) e Alto Moxotó (TAM).

O Complexo Granítico Esperança apresenta dados Sm-Nd com duas assinaturas isotópicas distintas. Na porção norte do plúton ocorrem valores de idades T_{DM} mais antigos (1,86 a 2,16 Ga), $\epsilon Nd(0)$ varia de -23,43 a -24,13, Sm^{147}/Nd^{144} com valores entre 0,08 e 0,10 e $\epsilon Nd(580)$ entre -15,07 a -16,52. A porção sul apresenta valores de idades T_{DM} mais jovens (1,34 a 1,60 Ga), $\epsilon Nd(0)$ entre 23,37 a -24,13, $\epsilon Nd(580)$ entre -5,76 a -6,01 e Sm^{147}/Nd^{144} variando de 0,08 a 0,11. As assinaturas isotópicas, principalmente as relacionadas aos valores fortemente negativos de $\epsilon Nd(580)$ (idade de cristalização), encontradas denotam uma participação de fontes relacionada de derivação crustal para o magmatismo do complexo granítico. A presença de dois padrões isotópicos sugere que há participação de fontes mistas na derivação crustal. Como trata-se de um granito situado no limite de dois terrenos geotectônicos (TAP e RGN) é esperado que os magmas gerados apresentem contribuições do reservatório geoquímicos de ambos os terrenos. No caso, as assinaturas com T_{DM} mais antigos mais antigas podem estar associada a fontes crustais ligadas ao RGN (Van Schmus *et al.* 1995, Dantas, 1996), enquanto as mais jovens ao TAP.

Os Granitos Campina Grande e Serra Redonda apresentam o predomínio de padrões isotópicos distintos aos observados no TAM e TAP. Apresentam valores de T_{DM} (1,78 a 2,0 Ga), $\epsilon Nd(0)$ entre -18,57 e -29,1, $\epsilon Nd(580)$ fortemente negativos (-11,22 a -21,48) e Sm^{147}/Nd^{144} variando de 0,08 a 0,12. Os valores fortemente negativos de $\epsilon Nd(580)$ ressaltam o caráter de rochas associadas a fusão de crosta continental. A distribuição dos dados Sm-Nd destes granitos no gráfico Nd^{143}/Nd^{144} x Sm^{147}/Nd^{144} (Fig. 9) apresenta um padrão levemente deslocado das elipses delimitadas pelo comportamento isotópico observadas no TAM e TAP. Este fato sugere a participação de fontes mistas na geração dos magmas deste granito, como ambos os granitos situam-se no limite entre o TAM e TAP, esta interpretação é razoavelmente viável.

O Granito Queimadas apresenta um padrão associado a T_{DM} paleoproterozóicas (> 1,8 Ga), $\epsilon Nd(0)$ com valores entre -15,0 e -30,0, e $\epsilon Nd(570)$ entre -9,80 a -16,65. Os valores isotópicos sugerem uma compatibilidade de magmas formados por fusão de crosta continental inferior provavelmente do TAM, no qual este granito é intrusivo.

Os dados Rb-Sr referentes aos granitos Esperança, Campina Grande, Serra Redonda e Queimadas (Fig. 12), apresenta um padrão isotópico alinhado a reta de regressão de referência

de 580 Ma. Esta reta de referência é compatível com as idades de cristalização obtidas por U-Pb representativas da colocação dos plútons na crosta (Almeida *et al.* 2002a e b, Archanjo & Fetter 2004, Sampaio *et al.* 2003 e Guimarães *et al.* 2004).

Figura 12: Gráfico $Rb^{87}/Sr^{86} \times Sr^{87}/Sr^{86}$ para rochas graníticas intrusivas nos terrenos Alto Pajeú (TAP) e Alto Moxotó (TAM).

CONSIDERAÇÕES FINAIS

O sistema isotópico Sm-Nd é uma ferramenta importante que auxilia a caracterização e individualização das unidades geotectônicas na Zona Transversal, devido à presença de duas assinaturas isotópicas distintas (grupos I e II), que delimitam com precisão dois períodos principais de acreção e formação de crosta. A partir do reconhecimento destas duas assinaturas isotópicas e com seu uso aplicado junto à cartografia geológica foi possível refinar as unidades geotectônicas mapeadas.

As assinaturas isotópicas Sm-Nd do Grupo I, são relacionadas ao TAP e provavelmente refletem um período de acreção crustal relacionado ao “Evento Cariris Velhos” (Brito Neves *et al.* 1995) de idade eoneoproterozóica. Este período de acreção crustal é evidenciado pelos valores de $\epsilon Nd_{(950)}$ com predomínio de valores fracamente positivos e negativos e substanciada com as datações U-Pb nas rochas pertencentes ao TAP de idade eoneoproterozóicas (Brito Neves *et al.*, 2001a, Brito Neves *et al.*, 2005 etc). No entanto, a questão do “Evento Cariris Velhos” como uma orogênese permanece em aberto, sendo que na área estudada, não há evidências de que a deformação registrada nas rochas associadas a este evento seja anterior a deformação brasileira.

O padrão isotópico do Grupo II é associado a um período mais antigo de acreção crosta relacionado as rochas paleoproterozóicas e a rochas remanescentes arqueanas. Este evento

acrescionário apresenta suas assinaturas isotópicas marcadas no TAM, Domínio Rio Grande do Norte e em porções isoladas no TAP. Sugere uma correlação litoestratigráfica destes terrenos e deste modo, compondo os mesmos o arcabouço tectônico da Zona Transversal, posteriormente retrabalhados no Neoproterózoico.

As assinaturas isotópicas dos dois eventos acrescionais de crostas são observadas nas intrusões graníticas da Zona Transversal, o que indica as contribuições dos terrenos Alto Moxotó e Alto Pajeú como fontes crustais para o magmatismo regional. Os granitos também apresentam forte associação com fontes associadas à fusão de crosta continental.

As idades U/Pb delimitam três principais períodos de magmatismo (cristalização de rocha) na Zona Transversal na área de estudo. Os primeiros são associados aos eventos de acreção e geração de crosta no Paleoproterozóico e no Eoneoproterozóico. E o último associado ao magmatismo brasileiro das intrusões graníticas. Estes eventos também são registrados pelos dados isotópicos Rb-Sr, que ocorrem alinhados as retas de regressão de referência de 2100 Ma, 950 Ma e 560 Ma. Os dados Rb-Sr refletem a homogeneização isotópica nestes períodos, ou por eventos magmáticos ou por metamorfismo.

Agradecimentos

Os autores agradecem à FAPESP (processos: 02/13677-4 e 02/14687-1) pelo apoio financeiro, ao Centro de Pesquisas Geocronológicas do IGc/USP (CPGeo) e ao Prof. Dr. Carlos José Archanjo pelas discussões dos dados e auxílio nos trabalhos de campo.

Referências

- Allegre C.J. & Ben Othman D. 1980. Nd-Sr relationship in granitoid rocks and continental crust development: a chemical approach to orogenesis. *Nature*, **286**:335-342.
- Almeida C.N. 1999. *Caracterização petrológica e geoquímica do magmatismo brasileiro na faixa de dobramentos Pajeú-Paraíba, região de Campina Grande – Queimadas, Estado da Paraíba, Nordeste do Brasil*. Tese de doutorado, Centro de Tecnologia e Geociências, Universidade Federal de Pernambuco, 300 p.
- Almeida C.N., Guimarães I.P., Silva Filho A. F. 2002 a. 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., 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. 2007. Fabrics of pre- and syntectonic granite plutons and chronology of shear zones in the Eastern Borborema Province, NE Brazil. *Journal of Structural Geology*. No prelo.
- Arndt N.T. & Goldstein S.L. 1987. Use and abuse of crust-formation ages. *Geology*, **15**:893-895.
- Barbarin B. 1999. A review of the relationships between granitoid types, their origin and geodynamic environment. *Lithos*, **46**:605-626.
- Ben Othman D., Fourcade S., Allégre C.J. 1984. Recycling process in granite-granodiorite complex genesis: the Querigut case studied by Nd-Sr isotope systematic. *Earth and Planetary Science Letters*, **69**: 290-300.
- Brito Neves B.B., Van Schmus W.R., Santos E.J., Campos Neto M.C.C. 1995. O Evento Cariris Velhos na Província Borborema: integração de dados, implicações e perspectivas. *Rev. Bras. de Geoc.*, **25**:151-182.
- Brito Neves B.B., Santos E.J., Van Schmus W.R. 2000. Tectonic history of the Borborema Province. In: Cordani U.G. *et al.* (eds). *Tectonic evolution of the South America*. 31st International Geological Congress, 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. *Revista Brasileira de Geociências*, **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). *Revista Brasileira de Geociências*. **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.
- Dantas E.L. 1996. *Geocronologia U/Pb e Sm/Nd de terrenos Arqueanos e Paleoproterozóicos do Maciço Caldas Brandão, NE Brasil*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP, 208p.
- DePaolo D.J. 1981. Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and crustal-mantle evolution in the Proterozoic. *Nature*, **291**:193-196.
- DePaolo D.J. 1988. *Neodymium Isotope Geochemistry: An Introduction*. Springer, New York, 187pp.
- DePaolo D.J., Linn A.M., Schubert G. 1991. The continental crust age distribution methods of determining mantle separation ages from Sm-Nd isotopic data and application the southwestern United States. *Journal of Geophysical Research*. **96**:2071-2088.

- Dickin A.P. 1998. Nd isotope mapping of a cryptic continental suture, Grenville Province of Ontario. *Precambrian Research*, **91**:433–444.
- Fernandes T.M.G. 1997. *Estudos Geológicos e Geocronológicos Complementares a parte sul do Maciço Caldas Brandão-PB*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP, 106p.
- Ferreira V.P., Sial, A.N., Pimentel, M.M., Moura, C.A.V. 2004. Intermediate to acidic magmatism and crustal evolution in the Transversal Zone, Northeastern Brazil. In: Mantesso-Neto V., Bartorelli A., Carneiro C.D.R., Brito Neves B.B. (eds.) *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Editora Beca. pp:189-201
- Guimarães I.P. & Brito Neves B.B. 2003. Caracterização geoquímica de parte do plutonismo Eo-Neoproterozóico no limite norte do domínio estrutural central da Província Borborema. In: IX Congresso Brasileiro de Geoquímica, Resumos expandidos. p.594-597.
- Guimarães, I.P., Almeida C.N., Silva Filho A. F. 2002. Granitoids marking the end of Brasiliano (Pan-African) Orogênese within the Central Tectonic Domain of the Borborema Province. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**:177-181.
- 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. Brasiliano (Pan-African) granitic magmatism in the Pajeú-Paraíba belt, Northeast Brazil: an isotopic and geochronological approach. *Precambrian Research*. **135**:23-53.
- 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 Broborema Province. In: XVII Simpósio de Geologia do Nordeste, Resumos Expandidos. 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.
- Jacobsen S.B. & Wasseburg G.J. 1984. Sm-Nd isotopic evolution of chondrites and achondrites. *Earth Planet Science Letters*, **67**:139-155.
- 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.
- Mariano G., Neves S.P., Silva Filho A.F., Guimarães I.P. 2001. Diorites of the high-K calc-alkalic association: geochemistry and Sm–Nd data and implications for the evolution of the Borborema province, northeast Brazil. *International Geology Review*, **43**:921–929.
- Michard A., Gurriet P., Soundant M., Albarade F. 1985. Nd isotopes in French Phanerozoic shales: external vs internal aspect of crustal evolution. *Geochimical Cosmochimical Acta*, **49**:601-610.
- Millesenda C.C., Liew T.C., Hofmann A.W., Kohler H. 1994. Nd isotopic mapping of the Sri Lank basement: update, and additional constraints from Sr Isotopes. *Precambrian Research*. **66**:95-110.

- Neves S.P. 2003. Proterozoic history of the Borborema province (NE Brazil): Correlation with neighboring cratons and Pan-African belts and implications for the evolution of western Gondwana. *Tectonics*. 22:p.1031.
- Neves S.P., Mariano G., Guimarães I.P., Silva Filho A.F., Melo S.C. 2000. Intralithospheric differentiation and crustal growth: evidence from the Borborema Province, Northeastern Brazil. *Geology*. **28**:519-522.
- 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 eastern Borborema Province (NE Brazil): implications for western Gondwana assembly. *Precambrian Research*, **149**:197-216.
- Oliveira R.G., Santos E.J. 1993. Seção geológica-geofísica e inferência geotectônicas na porção centro-sul da Província Borborema. In: III Congresso Brasileiro de Geofísica, Resumos expandidos. p.643-647.
- Sampaio M.A., Guimarães I.P., Almeida C.N., Carmona L.C.M. 2003. Rb-Sr and Sm-Nd isotope geochemistry of granitoids from the Esperança granitic complex, Paraíba state, Borborema Province, Northeast Brazil. In: Proceedings of the IV South American Symposium of Isotope Geology, Extended Abstract. p.122-123.
- 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. & Medeiros V.C. 1999. Constraints from granitic plutonism on proterozoic crustal growth of the Zona Transversal Domain, Borborema Province, NE Brazil. *Rev. Bras. de Geoc.***29**:73-84.
- Sá J.M., Bertrand J.M., Leterrier J., Macedo M.H.F. 2002. Geochemistry and geochronology of pre-Brasiliano rocks from the Transversal Zone, Borborema Province, Northeast Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **14**:851-866.
- 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: Anais do VII Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos (SNET), 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.
- Santos E.J., Nutman A.P., Brito Neves B.B. 2004. Idades SHRIMP U-Pb do Complexo Sertânia: implicações sobre a evolução tectônica da Zona Transversal, Província Borborema. *Revista do Instituto de Geociências – USP. Série Científica*. **4**:1-12.
- Sato K. 1998. *Evolução crustal da Plataforma Sul-Americana, com base na geoquímica isotópica Sm-Nd*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, USP, 300p.

- Sato K. ,Tassinari C.C.G., Kawashita K., Petronilho L. 1995. O método geocronológico Sm-Nd no IG/USP e suas aplicações. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*. **67**:312-335.
- 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.
- Zartman R.E. Lead Isotopic Provinces in the Cordillera of Western United States and their geologic Significance. *Economic Geology*. **69**:792-805.

Tabela 1: Dados Analíticos das determinações Sm-Nd nos domínios e subdomínios isotópicos dos terrenos Alto Pajeú e Alto Moxotó.

Rocha	Amostra	Coordenadas	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	TDM (Ga)	εND_0	εND_t	R
Norte de Esperança ($\varepsilon\text{ND}_0=2000$ Ma)										
Biotita gnaiss	CG-444c	35°51'17''W 7°03'02''S	3,741	20,204	0,11198	0,51167	2,06	-18,85	2,76	
Augen gnaiss	esFer	36°04'04''W 7°05'38''S	5,200	27,680	0,11360	0,51150	2,36	-22,26	-1,06	7
Biotita gnaiss	esTeo	36°09'41''W 7°07'07''S	8,290	53,560	0,09360	0,51140	2,09	-24,21	2,09	7
Biotita gnaiss	es134F	36°07'56''W 7°07'07''S	6,600	43,900	0,09090	0,51138	2,06	-24,50	2,49	7
Migmatito	SCB-Gn-SLG	35°45'30''W 6°54'50''S	7,154	40,956	0,10560	0,51124	2,55	-27,19	-3,95	4
Terreno Alto Pajeú ($\varepsilon\text{ND}_0=950$ Ma)										
Augen gnaiss	SCB-Agn-59	35°39'20''W 7°00'50''S	15,82	73,017	0,13100	0,51208	1,77	-10,90	-2,94	4
Augen gnaiss	SCB-Agn-61	35°39'20''W 7°00'30''S	9,729	44,634	0,13180	0,51202	1,90	-12,06	-4,19	4
Biotite gnaiss	SCB-Mgv-AG	35°37'40''W 7°02'25''S	5,999	28,263	0,12830	0,51225	1,41	-7,53	0,76	4
Migmatito	SCB-Mi-CG	35°56'40''W 7°13'20''S	8,56	53,23	0,09722	0,51130	2,28	-26,20	-14,14	4
Ms-bt-gnaiss	SPP-Gr-LR	35°51'52''W 7°07'11''S	11,36	52,87	0,12990	0,51213	1,66	-9,97	-1,87	4
Ms-bt-gnaiss	CG-070	35°52'46''W 7°15'34''S	5,896	26,908	0,13251	0,51228	1,43	-7,03	0,75	
Migmatito	CG-180	35°53'38''W 7°11'34''S	8,058	32,603	0,14945	0,51218	2,04	-8,86	-3,14	
Mica-xisto	CG-200	35°45'38''W 7°07'14''S	3,122	12,227	0,15440	0,51238	1,71	-5,10	0,03	
Migmatito	CG-411	35°58'07''W 7°15'14''S	4,766	22,309	0,12918	0,51228	1,37	-6,90	1,28	
Mica-xisto	CG-705	35°40'55''W 7°04'38''S	3,727	15,975	0,14106	0,51223	1,70	-7,99	-1,24	
Ms-bt-gnaiss	SPP-Gr-MIS	36°01'36''W 7°10'32''S	8,046	34,202	0,14230	0,51217	1,86	-9,09	-2,50	4
Biotita gnaiss	SC-Mi-45A	35°36'53''W 7°06'51''S	6,714	35,612	0,10002	0,51197	1,64	-13,03	-1,32	4
Biotita gnaiss	SC-Mi-45C	35°36'53''W 7°06'51''S	12,559	70,572	0,10760	0,51176	1,84	17,09	-6,29	4
Terreno Alto Moxotó ($\varepsilon\text{ND}_0=2000$ Ma)										
Biotita gnaiss	SCB-Agn-41c	35°36'58''W 7°09'14''S	10,995	88,731	0,07490	0,51105	2,19	-30,92	0,15	3
Biotita gnaiss	SCB-Mi-ITB	35°39'30''W 7°23'30''S	3,11	18,930	0,09976	0,51096	2,81	-32,73	-8,00	3
Migmatito	SCB-Ag-ITA2	35°45'00''W 7°23'00''S	14,74	89,415	0,09960	0,51121	2,46	-27,84	-3,07	6
Migmatito	SCB-Gn-GAV	35°57'30''W 7°25'30''S	1,88	9,680	0,11761	0,51161	2,29	-20,15	0,03	3
Biotita gnaiss	SCB-Gn-K44	35°31'22''W 7°12'25''S	3,8	18,460	0,12436	0,51141	2,81	-23,90	-5,44	6
Migmatito	SPP-MI-BIL	35°49'40''W 7°27'46''S			0,11710	0,51102	3,25	-31,56	-11,26	3
Biotita gnaiss	SPP-Gn-PDS	35°52'03''W 7°27'43''S	3,97	27,800	0,08644	0,51087	2,61	-34,41	-6,28	6
Biotita gnaiss	SPP-Gn-13	35°55'41''W 7°28'10''S	6,035	29,326	0,12470	0,51162	2,46	-19,96	-1,59	3
Ton. gnaiss	SPP-Gn-SQ	35°54'36''W 7°26'59''S	0,86	4,910	0,10649	0,51155	2,13	-21,28	1,73	3
Trondj. gnaiss	SPP-Th-NH	35°54'36''W 7°26'59''S	1,194	6,692	0,10790	0,51141	2,37	-24,05	-1,40	3
Granito gnaiss	CG-061b	35°53'55''W 7°20'18''S	4,742	33,439	0,08576	0,51118	2,23	-28,45	-0,15	
Granito gnaiss	CG-170	35°54'56''W 7°20'38''S	37,262	198,78	0,11335	0,51202	1,55	-11,97	9,29	
leucognaiss	CG-360	35°49'07''W 7°25'22''S	3,103	18,228	0,10294	0,51118	2,58	-28,40	-4,48	
Biotita gnaiss	CG-389	35°45'15''W 7°24'58''S	0,421	2,412	0,10565	0,51145	2,26	-23,20	0,02	
Biotita gnaiss	CG-394	35°45'10''W 7°26'46''S	4,255	15,267	0,16854	0,51214	3,12	-9,64	-2,46	
leucognaiss	CG-426	35°30'46''W 7°17'59''S	9,772	19,787	0,29862	0,51204		-11,64		
Biotita gnaiss	CG-427	35°29'46''W 7°17'59''S	4,717	21,273	0,13408	0,51168	2,63	-18,67	-2,69	
anfibolito	CG-744	35°31'00''W 7°14'30''S	5,618	34,408	0,09874	0,51113	2,55	-29,34	-4,35	
Complexo Sertânia ($\varepsilon\text{ND}_0=2000$ Ma)										
Migmatito	CG-005	35°38'39''W 7°27'22''S	5,022	30,890	0,09832	0,51113	2,55	-29,47	-4,37	
Biotita gnaiss	CG-406	35°44'26''W 7°28'07''S	4,921	24,771	0,12013	0,51162	2,33	-19,95	-0,42	
Biotita gnaiss	CG-428	35°30'27''W 7°22'32''S	3,103	16,109	0,11650	0,51147	2,48	-22,84	-2,38	
Sill-bt gnaiss	SPP-Bgx-S	35°48'48''W 7°29'10''S	13,344	91,770	0,08790	0,51101	2,47	-31,68	-3,92	3
Biotita gnaiss	SPP-Gn-Col	35°49'48''W 7°29'10''S	4,269	22,233	0,11610	0,51130	2,75	-26,12	-5,56	3
Grt-Bt xisto	SPP-Gn-PER	35°49'16''W 7°30'42''S	10,267	46,405	0,13380	0,51150	2,98	-22,16	-6,11	3

R=referências, 1- Almeida 1999; 2- Sampaio *et al.* 2003, 3- Brito Neves *et al.* 2001b, 4- Brito Neves *et al.* 2001a, 5- Fernandes 1997, 6- Dantas, 1996, 7- Archanjo & Fetter, 2004, 8- Guimarães *et al.* 2004.

Tabela 1 Dados Analíticos das determinações Sm/Nd nos domínios e subdomínios isotópicos dos terrenos Alto Pajeú e Alto Moxotó (continuação)

Rocha	Amostra	Coordenadas	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	TDM (Ga)	εND_0	εND_t	R
Terreno Rio Capibaribe ($\varepsilon\text{ND}_0=650$ Ma)										
Biotita gnaiss	CG-003	35°38'32"W 7°28'31"S	5,633	28,891	0,11790	0,51209	1,52	-10,71	-4,18	
Biotita gnaiss	CG-548	35°33'43"W 7°26'06"S	7,111	33,329	0,12903	0,51211	1,68	-10,39	-4,78	
Granito	TI-12		49,90	8,78	0,10640	0,51205	1,41	-11,41	-3,92	8
Complexo Granítico Esperança ($\varepsilon\text{ND}_0=580$ Ma)										
Granito	ESP-03A (N)		5,96	45,55	0,07914	0,51140	1,82	-24,13	-15,43	2
Granito	ESP-08A (N)		4,34	31,33	0,08371	0,51144	1,84	-23,43	-15,07	2
Granito	ESP-12 (N)		4,68	27,20	0,10409	0,51144	2,16	23,37	-16,52	2
Granito	ESP-01(S)		6,91	39,04	0,10708	0,51193	1,57	-13,81	-7,18	2
Granito	PX-01		8,15	45,22	0,10897	0,51200	1,50	-12,50	-6,01	2
Granito	SCB-GP-ESP	35°46'31"W 7°04'02"S	4,94	31,46	0,09491	0,51188	1,49	-14,79	-7,26	4
Granito	Esp-12	35°50'30"W 7°04'00"S	3,47	26,33	0,07980	0,51141	1,86	-23,97	-15,33	7
Tonalite	Es130	36°07'56"W 7°07'07"S	6,89	35,08	0,11870	0,51205	1,60	-11,53	-5,76	7
Granito	Es01	36°03'12"W 7°06'19"S	10,63	77,38	0,08300	0,51189	1,34	-14,57	-6,16	7
Granitos Campina Grande e Serra Redonda ($\varepsilon\text{ND}_0=580$ Ma)										
Granito	CG-34		116,26	17,86	0,09280	0,51114	2,04	-29,17	-21,48	8
Granito	NA-26A		4,25	31,86	0,08056	0,51146	1,81	-22,92	-14,33	1
Granodiorito	NA-26B		8,53	52,94	0,09739	0,51169	1,78	-18,57	-11,22	1
Granito	NA-103	35°41'39"W 7°14'58"S	7,09	50,49	0,08495	0,51154	1,78	-21,36	-13,09	1
Granodiorito	NA-98B		6,83	45,37	0,09103	0,51161	1,78	-19,99	-12,18	1
Granito	NA-25		3,59	17,95	0,12078	0,51168	1,99	-18,61	-12,99	1
Granito	NA-43B		6,87	55,45	0,09667	0,51161	1,86	-19,99	-12,59	1
Granito	SCB-GpSTZ	35°50'23"W 7°15'04"S	9,12	56,66	0,09239	0,51159	1,83	-20,44	-12,73	4
Granito Queimadas ($\varepsilon\text{ND}_0=570$ Ma)										
Granito	NA-29		11,21	71,66	0,09456	0,51140	2,10	-24,07	-16,65	1
Granito	NA-34		17,86	116,26	0,09288	0,51143	2,04	-23,64	-16,09	1
Granito	NA-107		11,34	58,82	0,11656	0,51184	1,89	-15,63	-9,80	1
Granito	NA-107C		11,13	68,14	0,09877	0,51141	2,17	-23,99	-16,87	1
Granito	NA-43		58,82	11,34	0,09290	0,51143	2,04	-23,64	-16,10	1
Granito	SCB-G-QUE	35°54'16"W 7°20'54"S					2,17	-16,90		4

R=referências, 1- Almeida 1999, 2- Sampaio *et al.* 2003, 3- Brito Neves *et al.* 2001b, 4- Brito Neves *et al.* 2001a, 5- Fernandes 1997, 6- Dantas, 1996, 7- Archanjo & Fetter, 2004, 8- Guimarães *et al.* 2004.

Tabela 2: Dados Analíticos das determinações Rb-Sr nos domínios e subdomínios isotópicos dos terrenos Alto Pajeú e Alto Moxotó

Rocha	Amostras	Coordenadas	Rb	Sr	$^8\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^8\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	R
Terreno Alto Pajeú							
Augen-gnaiss	SCB-Agn-AgS	35°37'19"W 7°03'23"S	225,90	87,00	7,5972	0,81889	3
Augen-gnaiss	SCB-Agn-59	35°40'05"W 7°00'44"S	277,20	72,20	11,2709	0,85304	3
Augen-gnaiss	SCB-Agn-61	35°39'30"W 7°06'30"S	227,30	76,60	8,6861	0,82348	3
Biotita gnaiss	SCB-Gr-PL7	35°56'40"W 7°14'45"S	242,10	263,50	2,6653	0,73137	3
Ms- bt gnaiss	SPP-Gr-LRO	35°50'27"W 7°07'59"S	206,39	36,20	16,8879	0,94565	3
Augen-gnaiss	SPP-Gr-SJM	35°57'35"W 7°11'41"S	226,50	71,20	9,3202	0,83260	3
Migmatito.	SPP-GR-LUCw	35°58'07"W 7°15'44"S	259,80	212,40	3,5504	0,73727	3
Migmatito.	SPP-GR-LUCb	35°58'07"W 7°15'44"S	164,90	359,30	1,3298	0,71967	3
Mica-xisto	SCB-Mgv-AG	35°38'07"W 7°01'58"S	443,70	199,80	6,4606	0,76053	3
Ms- bt gnaiss	SPP-gr-Pag1	36°01'54"W 7°19'23"S	180,10	68,00	7,7463	0,81489	3
Ms- bt gnaiss	SPP-gr-Pag2	36°01'54"W 7°19'23"S	542,10	12,20	143,855	1,91076	3
Augen-gnaiss	SCB-Gr-PL1	35°57'08"W 7°12'28"S	207,10	482,60	1,2434	0,71930	3
Biotita gnaiss	SCB-Gr-PL2	35°56'51"W 7°12'50"S	227,30	73,20	9,0706	0,80216	3
Biotita gnaiss	SCB-Gr-PL3	35°56'42"W 7°13'03"S	174,60	336,40	1,5055	0,73012	3
Augen-gnaiss	SCB-Gr-PL4	35°56'35"W 7°13'20"S	102,10	139,30	2,1295	0,74708	3
Biotita gnaiss	SCB-Gr-PL5	35°56'31"W 7°13'59"S	130,90	221,30	1,7196	0,75296	3
Biotita gnaiss	SCB-Gn-45A	35°36'53"W 7°06'51"S	234,90	82,70	8,3185	0,82860	3
Biotita gnaiss	SCB-Mi45A	35°36'53"W 7°06'51"S	104,80	295,30	1,0289	0,72497	3
Biotita gnaiss	SCB-Mi45B	35°36'53"W 7°06'51"S	234,90	82,70	8,3186	0,82860	3
Terreno Alto Moxotó							
Migmatito.	SPP-Mi-BJLM	35°49'40"W 7°27'46"S	125,60	265,10	1,3756	0,74047	4
Migmatito.	SPP-Gn-13	35°54'16"W 7°20'54"S	41,00	259,00	0,4585	0,71577	4
Biotita gnaiss	SCB-Agn-ITA	35°39'04"W 7°22'46"S	142,40	212,00	1,9484	0,73085	4
Migmatito.	TM24A	35°37'02"W 7°19'50"S	89,00	433,40	0,5954	0,72613	5
Migmatito.	TM24B	35°37'02"W 7°19'50"S	84,50	297,20	0,8249	0,73260	5
Migmatito.	TM24C	35°37'02"W 7°19'50"S	94,20	304,10	0,8989	0,73453	5
Biotita gnaiss	TM77A	35°35'40"W 7°17'44"S	162,30	279,30	1,6889	0,75029	5
Biotita gnaiss	TM77B	35°35'40"W 7°17'44"S	92,90	642,50	0,4188	0,71671	5
Migmatito.	GT-C-16	35°33'59"W 7°18'20"S	93,60	591,00	0,4589	0,71870	5
Migmatito.	GT-C-18	35°33'59"W 7°18'20"S	207,40	311,10	1,9315	0,71870	3
Migmatito.	GT-C-19	35°33'59"W 7°18'20"S	175,10	317,50	1,5979	0,71870	3
Biotita gnaiss	TM-254B	35°24'44"W 7°15'27"S	22,70	97,60	0,6739	0,71870	5
Biotita gnaiss	TM-254C	35°24'44"W 7°15'27"S	111,28	688,54	0,4683	0,71870	5
Biotita gnaiss	TM-254A	35°24'44"W 7°15'27"S	200,80	87,90	6,6186	0,71870	5
Migmatito.	GT-C-15	35°33'59"W 7°07'59"S	93,60	591,00	0,4589	0,71870	3
Biotita gnaiss	SCB-Mi-CG43	35°34'38"W 7°08'12"S	258,30	162,70	4,6236	0,77136	4
Biotita gnaiss	SCB-Agn-41c	35°36'29"W 7°09'14"S	151,10	457,50	0,9564	0,71369	4
Biotita gnaiss	B-11-2R	35°35'22"W 7°12'25"S	48,20	381,50	0,3660	0,71800	3
Biotita gnaiss	B-11-2T	35°35'22"W 7°12'25"S	69,20	453,90	0,4417	0,71750	3
Biotita gnaiss	SPP-B-1	35°52'11"W 7°27'41"S	105,80	314,20	0,9772	0,73580	3
Biotita gnaiss	SPP-B-2	35°52'11"W 7°27'41"S	114,30	380,00	0,8723	0,72770	3
Biotita gnaiss	SPP-B-3	35°52'11"W 7°27'41"S	84,60	385,80	0,6356	0,72270	3
Biotita gnaiss	SPP-B-4	35°52'11"W 7°27'41"S	96,70	353,20	0,7941	0,72920	3
Biotita gnaiss	SPP-B-5	35°52'11"W 7°27'41"S	101,50	345,90	0,8511	0,72940	3
Migmatito.	SPP-Mi-BJL	35°49'40"W 7°27'46"S	61,40	177,70	1,0056	0,76483	4

R=Referências: 1- Almeida 1999, 2- Sampaio *et al.* 2003, 3- Brito Neves *et al.* 2001b, 4- Brito Neves *et al.* 2001a, 5- Fernandes 1997, 6- Dantas1996, 7- Archanjo & Fetter 2004, 8- Guimarães *et al.* 2004.

Tabela 2: Dados Analíticos das determinações Rb-Sr nos domínios e subdomínios isotópicos dos terrenos Alto Pajeú e Alto Moxotó (Continuação)

Rocha	Amostra	Coordenadas	Rb	Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	R
Complexo Sertânia							
Biotita gnaise	SPP-A-20	35°28'38"W 7°21'56"S	109,30	295,00	1,0738	0,72150	3
Migmatito.	SPP-A-23	35°31'46"W 7°23'45"S	69,30	475,60	0,4220	0,71400	3
Migmatito.	SPP-A-28	35°32'30"W 7°25'34"S	277,00	122,70	6,5881	0,79210	3
Biotita gnaise	SPP-Gn-Ccol	35°49'48"W 7°29'01"S	104,00	467,10	0,6453	0,72200	3
Biotita gnaise	SPP-gn-WSSF	35°31'37"W 7°26'23"S	5,00	148,00	0,0978	0,70892	3
Granito Esperança							
Granito	ESP-03a		148,00	1194,00	0,3588	0,70896	2
Granito	ESP-08a		125,00	989,00	0,3659	0,70938	2
Granito	ESP-08b		230,00	1010,00	0,6591	0,70869	2
Granito	ESP-12		85,00	838,00	0,2936	0,71063	2
Granito	PX-01		164,20	283,40	1,6790	0,72092	2
Granitos Campina Grande e Serra Redonda							
Granito	NA-26A		152,00	385,00	1,1419	0,71733	1
Granodiorito	NA-26B		93,00	1012,00	0,2659	0,70705	1
Granito	NA-98A			149,00		0,70699	1
Granito	NA-103	35°41'39"W 7°14'58"S	117,00	745,00	0,4545	0,70681	1
Granito	NA-104			338,00		0,71134	1
Basalto	NA-12A		10,00	347,00	0,0834	0,70420	1
Granodiorito	NA-98B		167,00	926,00	0,5219	0,70694	1
Granito	NA-25		44,00	735,00	0,1732	0,70610	1
Granodiorito	NA-43B		80,00	1015,00	0,2281	0,70919	1
Granito Queimadas							
Granito	NA-91		223,00	136,00	4,7631	0,74519	1
Granito	NA-107B		174,00	121,00	4,1746	0,73864	1
Granito	NA-29		170,00	185,00	2,6653	0,72970	1
Granito	NA-34		145,00	200,00	2,1023	0,72739	1
Granito	GT-6-10		176,30	198,40	2,5771	0,72880	3

R=Referências: 1- Almeida 1999, 2- Sampaio *et al.* 2003, 3- Brito Neves *et al.* 2001b, 4- Brito Neves *et al.* 2001a, 5- Fernandes 1997, 6- Dantas 1996, 7- Archanjo & Fetter 2004, 8- Guimarães *et al.* 2004.

10. CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES

10.1. Determinação da orientação preferencial de forma (OPF): métodos, técnicas e aplicabilidade

A determinação da orientação preferencial de forma (OPF) é uma ferramenta importante na qualificação e quantificação de tramas de rochas ígneas, metamórficas e sedimentares. A caracterização da trama mineral apresenta aplicabilidade em diversos tipos de estudos, como análise da deformação, caracterização de processos de alojamento de corpos intrusivos etc.

A obtenção da OPF é realizada a partir da construção do elipsóide de trama (3D) que envolve a determinação da orientação e forma de pelo menos três elipses seccionais (2D) ortogonais a semi-ortogonais (ou duas elipses nos casos em que os eixos principais de elongação finita são conhecidos).

Os métodos/técnicas de cálculo da elipse seccional (métodos dos interceptos, tensor de inércia e R/ϕ) foram avaliados em simulações computacionais de deformação progressiva por cisalhamento puro e simples. No geral, apresentam-se eficientes para determinar as razões de forma e a sua orientação preferencial, com exceção de alguns casos e condições. Sendo que os métodos apresentam deficiências em registrar a deformação quando a magnitude de deformação é muito alta.

Também foi avaliada em rochas graníticas a construção do elipsóide de trama utilizando os diferentes métodos/técnicas de cálculo da elipse seccional e diferentes tipos de imagens. Os resultados obtidos com a utilização de imagens apresentam OPFs com geometria e parâmetros de forma bem semelhantes entre si, mas com grau de anisotropia diferentes.

Os objetivos das avaliações das técnicas/métodos para a obtenção da OPF foram determinar os limites e a aplicabilidades destes na caracterização da trama mineral. Desta forma, algumas considerações podem ser realizadas sobre as técnicas e os métodos analisados.

O método dos interceptos apesar de ter resultados desfavoráveis quanto a quantificação das razões de forma na elipse seccional apresenta resultados compatíveis com os outros métodos na construção do elipsóide de trama. Apesar de possuir uma resposta semi-quantitativa quanto aos parâmetros de forma, este método é indicado para o reconhecimento de anisotropias em análises utilizando imagens digitais brutas e tratadas (maiores detalhes em Launeau & Robin 1996). Como o método dos interceptos leva em conta fatores que os outros métodos não consideram. Este é o caso de agrupamentos de grãos no tratamento de imagem. Outro fator a favor do método dos interceptos é a facilidade para obter resultados em relações as técnicas tradicionais que demandam o desenho manual dos grãos. Também apresenta vantajoso por trabalhar com imagens sem grande tratamento ou processamento de imagem (como o desenho de grãos) o que torna bem rápido a aquisição de dados.

Os resultados obtidos nos métodos do tensor de inércia e R_f/ϕ (Shimamoto & Ikeda 1976 e Peach & Lisle 1979) são muitos próximos entre si. Ambos os métodos trabalham com o mesmo tipo de informação que são as orientações e a razão dos eixos maiores e menores dos grãos. No entanto, apesar de possuírem uma matemática distinta apresentam resultados bem parecidos entre si. O método do tensor de inércia é usualmente utilizado em análises de tramas de rochas ígneas, enquanto que o método R_f/ϕ é utilizado para tramas de rochas deformadas. Assim há a sugestão da utilização destes métodos tanto para caracterizar tramas magmáticas, quanto tramas associadas a deformação.

10.2. Tectônica Brasileira na Zona Transversal (Província Borborema): O Sistema de Cisalhamento Campina Grande

A cartografia geológica levantada na folha topográfica Campina Grande (SB.25-Y-C-I) permitiu caracterizar os principais aspectos estruturais e litológicos na zona limítrofe entre os Terreno Alto Pajeú e Terreno Alto Moxotó, caracterizando também o limite destes com outras unidades geotectônicas (Terreno Rio Grande do Norte e Terreno Rio Capibaribe). Também delimitou as principais zonas de cisalhamento regionais, compondo um conjunto de estruturas que apresenta aspectos importantes na evolução geológica da Zona Transversal da Província Borborema.

O conjunto de falhas que compõe o arcabouço estrutural na porção oriental da Zona Transversal caracteriza-se por zonas de cisalhamento transcorrentes de alto ângulo destrais (Campina Grande e São José dos Cordeiros) e sinistrais (Galante e Matinhas) e por empurrões (Sistema de Empurrão de Riachão do Bacamarte). Estas estruturas, observáveis em imagens de sensores remotos e fotografias aéreas compõem o “Sistema de Cisalhamento de Campina Grande”. As transcorrências de alto ângulo e os empurrões aparentemente são desenvolvidas em eventos ou fases de deformação distintas, porém temporalmente muito próximas entre si.

O “Sistema de Cisalhamento de Campina Grande” apresenta seu período principal de evolução situado no intervalo de 590 a 570 Ma que é associado a intenso magmatismo granítico. E representa o produto 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.

As estruturas de baixo ângulo associam-se a sistemas de empurrões, afeta de forma parecida tanto o Terreno Alto Moxotó, quanto o Terreno Alto Pajeú. Sua idade seria concomitante a colocação dos corpos graníticos de Esperança (592 e 581 Ma; Archanjo & Fetter 2004 e Sampaio *et al.* 2003) e Campina Grande (581 ± 2 Ma; Almeida *et al.* 2002a), marcados internamente em suas estruturas de fluxo magmático por empurrões (Archanjo & Fetter 2004).

A foliação milonítica associada aos empurrões é bem marcada nos ortognaisses graníticos, principalmente os correlacionáveis aos “Granitóides Cariris Velhos”. Em outras litologias (paragnaisses, migmatitos etc) apresenta-se paralelizada ao bandamento composicional e metamórfico.

O Sistema de Empurrão Riachão do Bacamarte representa a principal estrutura associada à tectônica de baixo ângulo. Limita os Terrenos Alto Moxotó e Alto Pajeú, sendo que caracteriza-se como uma falha inversa, com predomínio de transporte de topo de camadas para W, direção geral NE-SW, com predomínios da foliação milonítica de médio ângulo e lineações fortemente obliquas com orientação SE (down dip).

Internamente no Terreno Alto Moxotó há características estruturais parecidas com as observadas junto do Sistema de Empurrão Riachão do Bacamarte, sendo desta forma, caracterizado um domínio estrutural fortemente influenciado pela tectônica associada ao desenvolvimento de empurrões (Fig. 3.6). Neste domínio também ocorrem o predomínio de foliações de médio ângulo, com direção NE-SW, no entanto o padrão de lineações é mais disperso. Este domínio também é afetado por zonas de cisalhamento transcorrentes, no entanto a influência das mesmas são bem discretas e localizadas.

No Terreno Alto Pajeú a tectônica de baixo ângulo, também aparentemente apresenta-se registrada em domínios internos nas zonas fortemente afetada pelas zonas de cisalhamento transcorrentes. Entre as Zonas de Cisalhamento Matinhas e Serra Redonda há um domínio evidenciado pela distribuição da foliação principal em uma guirlanda com orientação NW-SE, com eixo similar a distribuição de lineações (baixos caimento e direção NE-SW) e predomínio de foliações de médio a baixo ângulo. Possivelmente representa um dobramento da estrutura pretérita (associada aos empurrões), imposto pelos esforços gerados pelas zonas de cisalhamento sinistrais. A norte da Z.C. Matinhas, entre esta zona e o Complexo Granítico Esperança caracteriza-se outro domínio estrutural. Com foliações de médio ângulo, orientadas na direção NE-SW e lineações de baixo caimento (NE-SW). Reflete as estruturas preservadas da tectônica de baixo a médio ângulo ligada ao desenvolvimento de empurrões.

A tectônica associada à transcorrência de alto ângulo possivelmente está associada à mega-estrutura delimitada pelo Lineamento Patos, que compõem um sistema complexo de zonas de cisalhamento que em grande parte é responsável pela estruturação geral da Zona Transversal. Afeta e influencia as estruturas dos corpos graníticos ediacarianos, principalmente o Plúton de Serra Redonda que apresenta idade de $578,8 \pm 3$ e o Plúton de Queimadas de idade 570 ± 20 (Almeida *et al.* 2000a). É particularmente marcada no Terreno Alto Pajeú e subordinado no Terreno Alto Moxotó. Nos “Granitóides Cariris Velhos”, apresentam-se como bandas de cisalhamentos discretas, como uma clivagem de crenulação espaçada e em zonas mais intensa de deformação desenvolve estruturas do tipo par S/C e feldspatos formando *augens* assimétricos.

Apesar das diferenças encontradas entre as estruturas associadas aos empurrões e as zonas de cisalhamento transcorrente, os dados geocronológicos (principalmente de U/Pb de idade de cristalização dos granitos) e estruturais indicam que as mesmas possivelmente foram geradas em um mesmo evento tectônico. Este evento tectônico se caracterizaria por esforços compressionais de direção NNW-SSE. Estes esforços compressionais possivelmente são responsáveis pela estruturação observada no “Sistema de Cisalhamento de Campina Grande” que compõe um complexo sistema de falhas conjugadas.

Os estudos de tramas de eixo c de quartzo e das microestruturas observadas do “Sistema de Cisalhamento de Campina Grande” indicam o desenvolvimento de milonitos em temperaturas baixas a moderadas (300 a 600°C), sendo que a progressão e localização da deformação manteve a cinemática regional consistente até os estágios tardios da deformação finita registrada em ultramilonitos. As tramas de eixo c de quartzo observadas, com predomínio de guirlandas simples ou cruzadas (com sugestão de atuação de esforços não-coaxiais e coaxiais) sugerem uma partição da deformação ou combinações de cisalhamento puro ou simples. No entanto o comportamento das tramas observadas apesar de indicarem a partição da deformação não é ainda totalmente entendido para a correlação com os modelos teóricos de zonas de cisalhamento que combinem fluxos mais complexos que os de cisalhamento simples ou puro.

Neste trabalho o “Sistema de Cisalhamento de Campina Grande” é associado a um modelo de formação de falhas transcorrentes conjugadas confinadas a um binário de cisalhamento destrai análogo aos propostos por McClay (1987) e Ramsay & Lisle (2000). No entanto, ressalta-se que o padrão geral observado é fortemente influenciado pela forte anisotropia do sistema, com as diferenças litológicas e rochas previamente foliadas. A interpretação mecânica do “Sistema de Cisalhamento de Campina Grande” carece ainda de maior investigação e dados mais consolidados. Porém algumas sugestões sobre o comportamento mecânico das unidades geotectônica da Zona Transversal podem ser elaboradas. Em especial, sobre o Terreno Alto Pajeú e seus circunvizinhos.

A tectônica e as estruturas observadas no TAP, indicam um comportamento mais plástico e dúctil do que observado nas unidades limítrofes da mesma, em especial com o Terreno Alto Moxotó. Este comportamento, pode ser correlacionado com a crosta mais jovem (eo-neoproterozóica) e menos rígida deste terreno.

Conforme inicialmente proposto, o “Sistema de Cisalhamento de Campina Grande” é gerado em eventos de caráter transpressivo. A aplicação de um modelo de transpressão proposto pela literatura (Sanderson & Marchini 1984 e Tikoff & Teyssier 1994) é corroborada pela propriedade onde as lineações deveriam ser horizontais quando a transcorrência é dominante e de máximo mergulho na predominância de movimentos verticais. 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 de transpressão (Robin & Cruden 1994, Dutton 1997, Jiang & Williams 1998, Jones and Holdsworth 1998, Lin *et al.* 1999 e Teyssier & Tikoff 1999) 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 com as lineações observadas no Sistema de Empurrão de Riachão do Bacamarte.

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.

Conforme já exposto, as zonas de cisalhamento que compõem o “Sistema de Cisalhamento de Campina Grande” apresentam forte influência na colocação dos plútons graníticos da Zona Transversal. Os estudos de anisotropia de suscetibilidade magnética (ASM) e análise de orientação preferencial de forma em tramas minerais (OPF) ressaltam a influências e a importância das estruturas de baixo ângulo (empurrões) e das transcorrências no alojamento dos corpos graníticos regionais.

As tramas obtidas por ASM no Plúton Campina Grande apresentam forte correlação com a foliação magmática observada em campo. As orientações e mergulhos das foliações delimitam uma forma côncava do corpo granítico, com predomínio de lineações orientadas no eixo N-S. Apresenta outro padrão de distribuição de lineações orientado NW-SE, que predomina na porção norte do corpo.

O padrão de lineações orientadas N-S é compatível com o regime de esforços por esforços compressoriais de direção NNW-SSE, e é associado a um sistema reverso com um comportamento levemente oblíquo.

No Plúton Serra Redonda as orientações dos elipsóides apresentam um padrão estrutural diferente do observado no Plúton Campina Grande. As tramas magnéticas também são coerentes com as observadas em campo e apresentam foliações com direções predominantemente NE-SW a N-S (com o pólo da foliação concentrado no quadrante NW). As lineações apresentam dispersas e orientadas na direção NE-SW. As foliações magnéticas

configuram um padrão anastomosado com formas sigmoidais. Este padrão aparenta ser condicionado pela Zona de Cisalhamento Galante, que denota uma evolução do plúton contemporânea ao desenvolvimento das transcorrências.

10.3 Geologia Isotópica Sm-Nd e implicações para a evolução da Zona Transversal (Província Borborema).

O sistema isotópico Sm-Nd é uma ferramenta importante que auxilia a caracterização dos limites tectônicos na Zona Transversal, devido há presença de duas assinaturas isotópicas distintas (Grupo I e II). A partir do reconhecimento destas duas assinaturas isotópicas e com seu uso aplicado junto à cartografia geológica foi possível refinar as unidades geotectônicas mapeadas.

Os dados Sm-Nd delimitam com precisão dois períodos principais de acreção e formação de crosta na Zona Transversal na área estudada, que apresentam assinaturas isotópicas distintas (Grupo I e II).

As assinaturas isotópicas Sm-Nd do Grupo I, são relacionadas ao TAP e provavelmente refletem um período de acreção crustal relacionado ao “Evento Cariris Velhos” (Brito Neves *et al.* 1995). Este evento é interpretado por alguns autores como um ciclo orogenético completo, com geração de rochas e metamorfismo (Kozuch 2003 e Brito Neves *et al.* 2001 a), enquanto outros o interpretam com um evento magmático, sendo o metamorfismo de idade brasileira (Neves 2003). A correlação da assinatura isotópica Sm-Nd do Grupo I com o “Evento Cariris Velhos” é substantiada com as datações U-Pb nas rochas pertencentes ao TAP de idade eoneoproterozóicas (Brito Neves *et al.*, 2001a, Brito Neves *et al.*, 2005 etc) associadas a este evento.

Os valores de $\epsilon Nd_{(950)}$ no TAP apresentam uma variação entre -4,19 a +0,03, o que sugere uma considerável contribuição de materiais/fontes juvenis na formação das rochas deste terreno.

O “Evento Cariris Velhos” denota para um período de acreção crustal e de intenso magmatismo associado. Sua eventual deformação e metamorfismos contemporâneos aos eventos magmáticos, no entanto, na área estudada não apresentam vestígios claros ou definidos.

Os ortognaisses graníticos (Granitóides Cariris Velhos) que afloram na área apresentam-se deformados, nestes há uma foliação milonítica, e um bandamento metamórfico e composicional essencialmente associados as grandes zonas de cisalhamento regionais (Patos, Matinhas-Galante e Riachão do Bacamarte), que por sua vez apresentam idades correlatas às intrusões graníticas ediacarianas, deste modo a sua deformação possivelmente está associado a este período. Não foram encontradas evidências de uma deformação anterior à imposta pelos sistemas deformacionais cisalhante.

O padrão isotópico do Grupo II é associado ao Paleoproterozóico e caracteriza possivelmente um evento de acreção e geração de crosta. O evento acrescionário e de geração de crosta paleoproterozóico (com resquícios arqueanos) apresenta suas assinaturas isotópicas marcadas no TAM, Domínio Rio Grande do Norte e em porções isoladas no TAP. Sugere uma correlação litoestratigráfica destes terrenos e deste modo, compondo os mesmos o arcabouço tectônico da Zona Transversal, posteriormente retrabalhados no Neoproterózoico.

O modelamento isotópico de $\epsilon Nd_{(2000)}$ para o TAM variam de -11,28 a +1,73. Os valores positivos de $\epsilon Nd_{(2000)}$ também sugerem a contribuição de materiais/fontes juvenis na formação das rochas deste terreno. Já os valores negativos sugerem retrabalhamento de fontes crustais arqueanas.

As assinaturas isotópicas dos dois eventos acrescionais de crostas são observadas nas intrusões graníticas da Zona Transversal, o que indica a contribuição dos Terrenos Alto Moxotó e Alto Pajeú como fonte crustais para o magmatismo regional. Os granitos também apresentam forte associação com fontes associadas à fusão de crosta continental.

As idades U/Pb delimitam três principais períodos de magmatismo (cristalização de rocha) na Zona Transversal na área de estudo. Os primeiros são associados aos eventos de acreção e geração de crosta no Paleoproterozóico e no Eoneoproterozóico. E o último associado ao magmatismo brasileiro das intrusões graníticas. Estes eventos também são registrados pelos dados isotópicos Rb-Sr, que apresentam-se alinhados as retas de regressão de referência de 2100 Ma, 950 Ma e 560 Ma. Os dados Rb-Sr refletem a homogenização isotópica nestes períodos, ou por eventos magmáticos ou por metamorfismo.

11. Referências Bibliográficas

- Almeida C.N., Beurlen H., Guimarães I.P., Sampaio S. 1997. High-pressure metamorphosed Fe-Ti ore-hosting island-arc Tholeiites at Itatuba (Paraíba) as an Indication of proterozoic suture in the Pajeú-Paraíba Fold Belt, Borborema Province, Northeastern Brazil. *International Geology Review*, **39**:589-608
- Almeida C.N., Guimarães I.P., Silva Filho A. F. 2002 a. 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: na introduction. *Earth-Sci.Reviews*, **17**:1-21
- Almeida C.N., Guimarães I.P., Beurlen H., Topitsch W. 2005. Evidências para uma zona de sutura Transamazônica na Província Borborema, Nordeste do Brasil: os retroeclogitos da Faixa de Dobramentos Pajeú-Paraíba. XXI Simpósio de Geologia do Nordeste. Anais. p.47-51.
- Archanjo C.J. 2003. *Anisotropia de suscetibilidade magnética aplicada às rochas ígneas máficas intrusivas*. Tese de livre docência. IGc - Universidade de São Paulo. São Paulo-SP.79 p
- Arndt N.T. & Goldstein S.L. 1987. Use and abuse of crust-formation ages. *Geology*, **15**: 893-895
- 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. 2007. Fabrics of pre- and syntectonic granite plutons and chronology of shear zones in the Eastern Borborema Province, NE Brazil. *Journal of Structural Geology*. No prelo.
- 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.
- Best M.G. & Christiansen E.H. 2001. *Igneous Petrology*. Blackwell Science. 458 pp
- Beurlen H., Pessoa R.R., Almeida C.N., Alencar S.G.S. 1991. Novas ocorrências de eclogitos proterozóicos associados a minério de Ti-Fe na Província da Borborema. In: XIV Simpósio de Geologia do Nordeste. Atas. p.236-239
- Beurlen H., Silva Filho A.F., Guimarães I.P. Brito. S.B. 1992. Proterozoic C-type eclogite hosting unusual Ti-Fe±Cr±Cu mineralization in northeastern Brazil. *Precambrian Research*, **58**:195-214.

- Brito Neves B.B. 1975. *Regionalização geotectônica do Pré-cambriano Nordestino*. 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 - Universidade de São Paulo. São Paulo-SP. 177 p
- Brito Neves B.B., Van Schmus W.R., Santos E.J., Campos Neto M.C.C. 1995. O evento Cariris Velhos na Província Borborema: integração de dados, implicações e perspectivas. *Rev. Bras. de Geoc.*, **25**:151-182.
- Brito Neves B.B., Santos E.J., Van Schmus W.R. 2000. Tectonic history of the Borborema Province. In: Cordani U.G. *et al.* (eds). *Tectonic evolution of the South America*. 31st International Geological Congress, 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.
- 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.
- DePaolo D.J. 1981. Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and crustal-mantle evolution in the Proterozoic. *Nature* **291**:193-196
- DePaolo D.J. & Wasseburg G.J. 1976a. Nd isotopic variations and petrogenetic models. *Geophysical Research Letters*. **3**:743-746
- Dutton B.J. 1997. Finite strains in transpression zones with no boundary slip. *Journal of Structural Geology*, **19**: 1189-1200
- Egydio-Silva M., Vauchez A. Bascou J. 2002. High- temperature deformation in the Neoproterozoic transpressional Ribeira belt, southeast Brazil. *Tectonophysics* 352: 203-204.
- Fuente F. 1992. Tectonic interpretations of systematic variations in quartz c axis fabrics across the Thompson Belt. *Journal of Structural Geology*, **14**: 775-789.
- Guirdler R.W. 1961. The measurement and computation of anisotropy of magnetic susceptibility in rocks. *Geophysical Journal of Royal Astronomical society*, **5**: 34-44
- Jacobsen S.B. & Wasseburg G.J. 1984. Sm-Nd isotopic evolution of chondrites and achondrites. *Earth Planet Science Letters* **67**:139-155

- 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*. Springer-Verlag, Berlin 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
- Heillbronner 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, Reology 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.
- Hobbs B. E. 1968. Recrystallization of single crystal of quartz. *Tectonophysics*, **6**: 353-325.
- Jelinek V. 1978. Statistical processing of anisotropy of magnetic susceptibility measurements on groups of specimens. *Studia Geophys. Geod.*, **22**:50-62
- 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. *Journal of Structure Geology*, **14**: 631-634.
- 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
- Launeau P. & Robin P.Y.F. 1996. Fabrics analysis using the intercept method. *Tectonophysics*, **267**: 91-119.
- Jiang D. & Willians P.F. 1998. High-strain zones: a unified model. *Journal of Stuctural Geology*, **20**: 1105-1120
- Jones R.R., Holdsworth R.E. 1998. Oblique simple shear in transpression zones. In: Holdsworth R.E., Strachan R.A., Dewey J. F. (eds). *Continental transpressional and transtensional tectonics*. London: Geological Society, Special Publications. **135**: 35-40
- Launeau P. & Robin, P.Y.F. 2003a. INTERCEPTS v. 2003 (freeware). Université de Nantes (França)/University of Toronto (Canadá). <http://www.sciences.univ-nantes.fr/geol/UMR6112/SPO/Intercepts.html>.

- Launeau P. & Robin, P.Y.F. 2003b. SPO v. 2003 (freeware). Université de Nantes (França)/University of Toronto (Canadá). <http://www.sciences.univ-nantes.fr/geol/UMR6112/SPO/SPO.html>.
- 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.
- Lin S., Jiang D., Williams P.F. 1998. Transpression (or transtension) zones of triclinic symmetry: natural example and theoretical modeling. In: Holdsworth R.E., Strachan R.A., Dewey J. F. (eds). *Continental transpressional and transtensional tectonics*. London: Geological Society, Special Publications. **135**:41-57.
- Lister G.S. & Dornsiepen U.F. 1982. Fabric transitions in the Saxony Granulite Terrain. *Journal of Structural Geology*, **4**: 81-92
- 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.
- Lister G.S. & Williams P.F. 1979. Fabric development in shear zones, theoretical controls and observed phenomena. *Journal of Structural Geology*, **1**:283-297.
- Llana-Fúnez S. 2002. Quartz c-axis texture mapping of a Variscan regional foliation (Malpica- Tui Unit, NW Spain). *Journal of Structural Geology* . **24**: 1299-1312
- 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*. John Wiley, New York, 162pp.
- Miller D.M. & Christie J.M. 1981. Comparison of quartz microfabric with strain in recrystallized quartzite. *Journal of Structural Geology*, **3**: 129-141.
- Millesenda C.C., Liew T.C., Hofmann A.W., Kohler H. 1994. Nd isotopic mapping of the Sri Lank basement: update, and additional constraints from Sr Isotopes. *Precambrian Research*, **66**: 95-110
- Mulchorney K.F. & Lisle R.J. 1999. Rf/Phi v.1 (freeware). <http://207.176.140.93/documents/oldftp/VOL27/v27-10-12.zip>.
- Mulchorney K.F. & Meere P.A. 2001. A windows program for analysis of tectonic strain using deformed elliptical markers. *Computers & Geosciences*, **27**: 1251-1255.
- Neves, S.P. 2003. Proterozoic history of the Borborema province (NE Brazil): Correlation with neighboring cratons and Pan-African belts and implications for the evolution of western Gondwana. *Tectonics*. **22**:p.1031.
- Nye F.J. 1957. *Physical properties of crystal*. Oxford University Press, New York, 322 pp.

- Okudaira T., Takeshita T., Hara I., Ando J. 1995. A new estimate of the conditions for transition from basal $\langle a \rangle$ to prism $\langle c \rangle$ slip in naturally deformed quartz. *Tectonophysics*, **250**: 31-46.
- Oliveira R.G., Santos E.J. 1993. Seção geológica-geofísica e inferência geotectônicas na porção centro-sul da Província Borborema. In: III Congresso Brasileiro de Geofísica, Resumos expandidos. p.643-647.
- O'Reilly W. 1984. *Rock and mineral magnetism*. Blackie, Glassgow, xxp
- Passchier C.W. & Trouw R.A.J. 1996. *Microtectonics*. Springer, New York, 289pp.
- Peach C.J., Lisle R.J. 1979. A Fortran IV program for the analysis of tectonic strain using deformed elliptical markers. *Computer & Geosciences*, **5**: 325 – 334
- 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*. Academic Press, Orlando, pp: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*. Academic Press, London, 560pp.
- Rodrigues S.W.O. & Brito Neves B.B. 2004. Relações estruturais do Complexo Granítico de Campina Grande (PB) e os Sistemas de Cisalhamento de Patos e Riachão de Bacamarte. In: XLII Congresso Brasileiro de Geologia, *Anais*. Cd-Rom
- Rodrigues S.W.O. & Brito Neves B.B. 2005. Feições Geológicas e estruturais do Terreno Alto Pajeú, Folha Campina Grande- PB. In: X SNET. *Anais*, p: 497- 499
- Sampaio M.A., Guimarães I.P., Almeida C.N., Carmona L.C.M. 2003. Rb-Sr and Sm-Nd isotope geochemistry of granitoids from the Esperança granitic complex, Paraíba state, Borborema Province, Northeast Brazil. In: Proceedings of the IV South American Symposium of Isotope Geology, Extended Abstract. p.122-123.
- Sanderson D. J & Marchini W.R.D. 1984. Transpression. *Journal of Structural Geology*. **6**: 449-458
- 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
- Santos E.J. & Brito Neves B.B. 1984. Província Borborema. In: Almeida F.F.M & Hasui T. O Pré-Cambriano do Brasil. São Paulo, Edgar Blucher, 123-186
- Santos E.J. & Medeiros V.C. 1999. Constraints from granitic plutonism on proterozoic crustal growth of the Zona Transversal Domain, Borborema Province, NE Brazil. *Rev. Bras. de Geoc.* **29**:73-84.

- 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: Anais do VII Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos (SNET), 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.
- Santos E.J., Nutman A.P., Brito Neves B.B. 2004. Idades SHRIMP U-Pb do Complexo Sertânia: implicações sobre a evolução tectônica da Zona Transversal, Província Borborema. *Revista do Instituto de Geociências – USP. Série Científica.* **4**:1-12.
- Sato, K. 1998. *Evolução crustal da Plataforma Sul-Americana, com base na geoquímica isotópica Sm-Nd.* Tese de Doutorado. IGc-USP. São Paulo. 300 p
- Sato K., Tassinari C.C.G., Kawashita K., Petronilho L. 1995 *Anais da Academia Brasileira de Ciências.* **67**:312-335
- Schmid S. & Casey M. 1986. Complete fabric analysis of some commonly observed quartz c-axis patterns. American Geophysical Union, *Geophysical Monography* **36**, p. 263-286.
- Tullis J. 1977. Preferred orientation of quartz produced by slip during plane strain. *Tectonophysics*, **39**: 87-102.
- Shimamoto I; Ikeda Y. 1976. A simple algebraic method for strain estimation from deformed ellipsoidal methods. *Tectonophysics*, **36**: 315-317
- Teyssier C. & Tikoff B. 1999. Fabric stability in oblique convergence and divergence. *Journal of Structural Geology*, **21**: 969-974.
- Tikoff B. & Teyssier C. 1994. Strain modeling of displacement-field partitioning in transpressional orogens. *Journal of Structural Geology*, **16**: 1575-1588
- Twiss R.J. & Moores, E.M. 1992. *Geology Structural.* W. H. Freeman and Company, New York, 543pp.
- 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.

ANEXO 1

Fabrics of pre- and syntectonic granite plutons and chronology of shear zones in the Eastern Borborema Province, NE Brazil

Artigo submetido e aprovado no periódico *Journal of Structural Geology*

FABRICS OF PRE- AND SYNTECTONIC GRANITE PLUTONS AND CHRONOLOGY OF SHEAR ZONES IN THE EASTERN BORBOREMA PROVINCE, NE BRAZIL

Carlos J. Archanjo¹, Maria Helena B.M. Hollanda¹, Sérgio W. O. Rodrigues^{1,2},
Benjamim B. B. Neves B.B.¹ and Richard Armstrong³

1. Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, Rua do Lago 562, 05508-080 São Paulo, Brazil (archan@usp.br)

2. Geological Survey Brazil (CPRM), Rua Costa 55, 01304-010 São Paulo, SP, Brazil.

3. Research School of Earth Sciences, The Australian National University, Canberra ACT 0200, Australia

ABSTRACT

We used the fabrics of two granite plutons and U/Pb (SHRIMP) zircon ages to constrain the tectonic evolution of the E-trending Patos shear zone (Borborema Province, NE Brazil). The pre-tectonic Teixeira batholith consists of an amphibole leucogranite locally with aegirine-augite. Zircons from a syenogranite yielded crystallization ages of 591 ± 5 Ma. The batholith fabrics were determined by anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) and mineral shape preferred orientation. The fabrics support pre-transcurrent batholith emplacement, as evidenced by: (i) magmatic/magnetic fabrics in low susceptibility (< 0.35 mSI) leucogranites highly discordant to the regional host rock structure, and (ii) concordant magnetic fabrics restricted to high susceptibility (> 1 mSI) corridors connected to shear zones that branching off from Patos. One of these satellite shear zones controlled the syntectonic emplacement of the Serra Redonda pluton, which yields a crystallization age of 576 ± 3 Ma. This late shearing event marks the peak regional deformation that, south of Patos, was coupled to crustal shortening nearly perpendicular to the shear belt. The chronology of the deformational events indicates that the major shear zones of the eastern Borborema are late structures active after the crustal blocks amalgamated.

Key words. Granite fabrics, AMS, Shear zones, U-Pb geochronology, Tectonics

1. INTRODUCTION

The Patos and Pernambuco shear zones are major Neoproterozoic structures that played a fundamental role in deforming various crustal domains of the Borborema Province, northeastern Brazil (Fig. 1; Corsini et al. 1991; Vauchez and Silva 1992; Davison and MacCarthy 1995). These shear zones consist mainly of mylonites up to several kilometers wide, usually with partial melting of the host rocks. Many granite plutons linked with shear zones that splay off from Patos and Pernambuco show evidence of syntectonic emplacement (Vauchez and Neves 1997; Archanjo et al. 2002; Weinberg et al. 2004). The relation between igneous rocks and shear zones is important as plutons may provide a means of determining the ages of the deformational events that make up an orogenic system. In particular, measuring the magmatic fabric pattern of bodies that usually “massive” in field studies can help address the link between magma emplacement and tectonics. Granites are usually anisotropic and have mineral fabric that may record the strain field of the magma during the final stages of emplacement. Abundant literature (Hutton 1988; Paterson et al. 1998; Brown and Solar 1998; Rosenberg 2004) indicates that emplacement can be considered either tectonically controlled (syntectonic) if the magmatic fabric pattern is consistent with the regional strain field, or magma-pressure driven if the pattern is independent (post-tectonic). Although most granite appears homogeneous, measurements of the anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) can provide details about fabric patterns. The theoretical background of AMS is described elsewhere (Borradaile and Henry 1997; Bouchez 1997); the essence is that magnetic fabric provides a fast and accurate determination of the igneous structure of granitoids.

The central and eastern segments of the Patos shear zone delimit two crustal blocks with different Neoproterozoic magmatic and kinematic histories. In the Seridó belt, located in the Seridó – Jaguaribe domain north of the Patos shear zone (Fig. 1), porphyritic granite – diorite plutons have remarkably uniform magmatic fabrics parallel to the N- to NE-trending regional extension (Archanjo et al. 2002). This syntectonic magmatism emplaced 580 ± 5 Ma must record the peak regional deformation. In contrast, plutons south of Patos have different compositions and crystallization ages (Ferreira et al. 1998; Guimarães et al. 2004). The oldest granodiorite to tonalite plutons of about 630 and 610 Ma ages were emplaced before developing the transcurrent structures (Neves et al. 2006), and were likely related to a continental arc setting represented by the Santa Quitéria Magmatic Arc (SQMA, Fig. 1; Fetter et al. 2003). This magmatism has not been found in the Jaguaribe – Seridó domain, suggesting that the amalgamation of crustal blocks occurred late in the Borborema Province. A second magmatic event about 580 Ma consists of a porphyritic granite and diorite association similar to that described in the Seridó – Jaguaribe domain. Its emplacement was coeval with strike-slip shearing in a bulk transpressive setting (Neves et al. 2006). Finally, a late magmatic episode of

Early Cambrian (545 – 530 Ma) granite plutons and subvolcanic dikes was related to a generalized episode of crustal extension.

Figure 1. Borborema Province (northeastern Brazil) highlighting the Brasiliano-Pan African plutonic rocks and shear zones. SQMA, Santa Quitéria Magmatic Arc.

This paper focuses on the plutons of Teixeira and Serra Redonda, located just south of the Patos shear zone. It combines U/Pb SHRIMP zircon geochronology and AMS to constrain the timing of emplacement and its relation to the regional strain field. Magmatic and host rock fabrics allow us to postulate that the Patos and its satellite shear zones are late deformational structures that combined crustal-scale shearing and bulk regional shortening at a high angle to major faults.

2. GEOLOGICAL SETTING

The central and eastern Patos and São José dos Cordeiros shear zones enclose an ENE-trending corridor of Early Neoproterozoic rocks regionally called the Alto Pajeú belt (Fig. 2; Brito Neves et al. 2000). It consists of orthogneiss, intermediate to felsic metavolcanic and pelitic to psamitic metasediments between 1.1 and 0.9 Ga old (Bruto Neves et al. 2001). Shear zones separate the Alto Pajeú belt from the Paleoproterozoic basement and, to the west, from Neoproterozoic low grade pelitic metasediments. The contact between the metapelites and the Alto Pajeú belt occurs along the Serra do Caboclo mylonite zone, which joins the shear zones of Patos to the north and Juru to the south. The belt is limited to the east by the NE-trending Galante shear zone, which, approaching the Atlantic coast, joins the Patos mylonites. The Teixeira batholith and Serra Redonda pluton are located along lithological contacts; between the metasedimentary rocks and orthogneisses of the Alto Pajeú belt and between the Early Neoproterozoic orthogneiss and the Paleoproterozoic basement, respectively.

Figure 2. Structural sketch map between Patos and São José dos Cordeiros and Juru shear zones and the distribution of granite plutons and satellite shear zones that crosscut the Alto Pajeú belt. E, Esperança; SR, Serra Redonda; Q, Queimadas; I, Itapetim; P, Palmeira.

The shear zones that crosscut the Alto Pajeú Belt form a conjugate set, particularly well-developed around the plutons of Campina Grande (Fig. 2). They consist of medium- to high-grade mylonites, usually with steep foliations and subhorizontal stretching lineations (Vauchez et al. 1995; Archanjo and Fetter 2004). Far from these mylonitic corridors, the foliation becomes anastomosed around lower strain rocks, some forming domes cored by granite plutons (Palmeira and Itapetim, Fig. 2). Some granite plutons, like Teixeira, Tabira, Serra Redonda and Queimadas, form elongated sheets parallel to the host regional foliation. The regional transcurrent structures overprint an older thrust fabric better recognized to the south of São José dos Cordeiros shear zone (Neves et al. 2006). In Campina Grande, the development of the transcurrent fabric as well the metamorphic peak appears to be related to the emplacement of coarse porphyritic granite – diorite plutons of Campina Grande (581 ± 2 Ma, Guimarães et al. 2004) and Queimadas dike (570 ± 24 Ma, Almeida et al. 2002).

2.1 The Teixeira batholith

The ENE-trending elongate Teixeira batholith, 80 km long and approximately 10 km wide, is an equigranular, leucocratic, granite to quartz-syenite in composition, except to the west in Mãe D'Água in that it is porphyritic (Fig. 3). As its texture and mineralogy differ from the remaining batholith, we hereafter call it the Mãe D'Água pluton. In map view, the pinch-and-swell shape of the batholith is related to the conjugate fractures and fault zones that crosscut the body. The two major necked regions allow to informally divide the Teixeira batholith to the west and east into the Mãe D'Água pluton and the Jabre, Teixeira, São Sebastião and Pedra D'Água domains, respectively (Fig. 3). The Mãe-D'Água pluton consists of biotite and green hornblende porphyritic granite. Opaque grains are not visible in thin section. The Jabre and Teixeira form roughly wedge-shaped domains limited by the Tendó shear zone. They consist of medium-grained biotite-amphibole monzogranite to syenogranite. Microstructure is magmatic to sub-magmatic (Bouchez et al. 1992), but near the southern contact with the host orthogneiss it develops a gneissic fabric. Opaque grains are not visible in thin sections within the Jabre and Teixeira domains, except close to sheared and fractured zones, where they usually occur with mafic minerals. The São Sebastião domain forms a roughly triangular body limited to the west and to the east, respectively, by the Guaritas fracture zone and the Itapetim shear zone (Fig. 3). It consists mostly of a medium-grained Fe-hastingsite syenogranite. Unlike the Jabre and Teixeira domains, opaque grains are visible in thin section, and biotite is absent or occurs locally as an accessory mineral. The microstructure is dominantly submagmatic, consisting of fractured feldspar plagioclase with tapered Carlsbad twins to locally gneissic consisting of elongate ribbons with finely recrystallized quartz and feldspar. Opaque grains are usually found with amphibole generally infilling internal microfractures. An aegirine-augite quartz syenite with blue amphibole occurs in the eastern border of the São Sebastião domain in contact with the Itapetim shear zone. The pyroxene shows a deep green pleochroism and, in contrast with the amphibole, has a large optical axial angle. Microstructure is submagmatic with pyroxene and amphibole grains exhibiting a fairly good shape preferred orientation. The aegirine-augite quartz syenite is an equigranular, leucocratic body texturally similar to the São Sebastião, Teixeira and Jabre domains.

Finally, the Pedra D'Água domain consists of a set of elliptical to elongate biotite-amphibole granite sheets located between the Itapetim and Taperoá shear zones (Fig. 3). Disrupted lenses of host rocks can be found between the granite sheets that, approaching the eastern host rock contact, develop a “dactilict-type” structure consisting of alternating orthogneisses and granite dikes. The sheets are entirely foliated. The lineation, consisting of stretched mafic aggregates, plunges gently throughout. Since its gneissic fabric can be easily measured in the field, these sheets were not sampled for AMS.

Figure 3. Structural map of the Teixeira batholith and host rocks. *S*, foliation pole; *L*, lineation. Schmidt stereogram, lower hemisphere. ISZ and TSZ correspond to, respectively, the Itapetim and Taperoá shear zones.

2.1.1 Country rocks structures and shear zone kinematics

The batholith occupies the contact zone between Early Neoproterozoic metasediments and orthogneisses, but its eastern termination (Pedra D'Água domain) is surrounded by orthogneiss. Further north, the metasediments are juxtaposed with Neoproterozoic metapelites by a sheared contact. The batholith pinches against retrogressed greenschist mylonites of the Patos shear zone. In the metapelite, the fabric is similar to that found along the Patos mylonites. It consists of a steeply dipping fanlike axial-plane foliation (S_1) transposing tight to isoclinal normal folds. Stretching and intersection lineations (L_1) are normally subhorizontal and parallel to fold axes (Fig. 3). The same fabric style occurs to the south in the host orthogneiss. The gneissic foliation trends E-W to ENE and progressively bends to NE approaching the major mylonitic corridors of the Itapetim and Taperoá shear zones. These enclose the Pedra D'Água domain to form sigma-type granite sheets consistent with the left-lateral movement of NE-trending shear zones (Fig. 4). The foliation within the sheets is subvertical, parallel to the flattening plane formed by the left-lateral shear zones. A different fabric style marks the metasediments of the northern contact of the batholith. There, an asymmetric crenulation (D_2) develops vertical folds with vergence to the east. An anastomosed to planar NE-trending foliation (S_2) dips steeply, while the lineation (L_2), defined by intersection surfaces (bedding $\times$ S_1) and mineral alignment, usually plunges in a down-dip (Fig. 3).

Figure 4. Satellite image of the eastern termination of the Teixeira batholith (Pedra D'Água domain, see localization on figure 3). Note the sigma shape of the leucogranite sheets between Patos, Itapetim and Taperoá shear zone system.

2.2 The Serra Redonda plúton

The Serra Redonda pluton is an elongate intrusive body approximately 45 km long and 6 km wide, consisting of coarse porphyritic granite and diorite. The diorite occupies the eastern border of the pluton, either in contact with the SE-dipping Bacamarte thrust or as a small elongate stock in contact with the Galante shear zone. Near the contact the coarse porphyritic granite and diorite are converted to mylonite or protomylonite. The transcurrent Galante shear zone places the Paleoproterozoic basement against the Early Neoproterozoic and places the Serra Redonda in contact with the Campina Grande pluton. The latter is also composed of coarse porphyritic granite and diorite, which led Almeida et al. (2002) to consider them a single magmatic body. The coarse texture and alignment of feldspar phenocrysts allowed the magmatic foliation of these bodies to be mapped. The “tear drop” shape of the Campina Grande pluton shows concentric foliations dipping inward, while foliations in Serra Redonda are roughly parallel to the pluton elongation (Fig. 5, inset). Along the Galante shear zone, foliation is vertical. In the center and towards the eastern border, the foliation dips moderately to the SE. The magmatic lineation, usually preserved in the internal parts of the pluton, trends NE, parallel to the stretching direction of the Galante shear zone.

2.2.1 Country rocks structures and shear zone kinematics

Host rock fabrics in the Campina Grande and Serra Redonda plutons vary in metamorphic degree and orientation. The foliation, generally parallel to gneissic banding of the

Paleoproterozoic basement, dips moderately to the southeast in the eastern domain (Fig. 5). Down-dip lineations occur principally where banded gray gneisses are thrust over diorites. Quartz-feldspatic veins and melted pockets crosscutting the foliation of the hangingwall rocks attest to high temperature conditions. A few meters above the contact zone, diorite dikes cut the banded gneisses at a low to moderate angle. The dikes usually display a pinch-and-swell shape, while drag folds form in the wall rock foliation (Fig. 6). These features indicate that the dikes were emplaced in the final stages of the emplacement of Paleoproterozoic rocks over the granite footwall.

Figure 5. Structural map of the Campina Grande Magmatic Complex and country rocks. In the orientation stereograms the foliation pole (S, shaded area) and lineation (L) are shown on Schmidt net (lower hemisphere). Inset: the planar magmatic fabric of Campina Grande and Serra Redonda plutons. MSZ and GSZ correspond to, respectively, the Matinhas and Galante shear zones.

Figure 6. Drag-fold in banded gneiss hosting a diorite dike. The banded gneiss forms the hanging wall rocks thrust on porphyritic granite and diorite of the Serra Redonda pluton. The feature suggest the dike crosscut the gneissic banding in the latest ductile stage of the thrust movement.

The Paleoproterozoic basement and the Alto Pajeú belt are juxtaposed by the Galante shear zone, which, together with the Matinhas shear zone, forms the regional NE-trending sinistral branch of conjugate shear structures (Archanjo and Fetter 2004). These are characterized by low- to medium grade steeply dipping mylonites. Stretching lineations are subhorizontal (Fig. 5). Between the Galante and Matinhas shear zones (northeast domain), the host rock foliation forms gentle to open folds distributed around a zone axis parallel to the subhorizontal NE-trending lineation. The foliation steepens progressively approaching the shear zones. Near the Queimadas dike to the south, the foliation and lineation, including the Galante shear zone, bend progressively to merge with the São José dos Cordeiros shear zone (Fig. 2). Regional fabrics and shear zone kinematics are consistent with a bulk NNW-SSE shortening direction, which, in addition could have caused the boudinage of the Queimadas dike. Because the magmatic fabric of the Serra Redonda pluton remains coaxial with the regional strain field, we conclude that the compressive structures around Campina Grande were formed during or shortly after the emplacement of the pluton.

2.3 U-Pb zircon geochronology

We obtained U/Pb SHRIMP ages for two samples, a hornblende leucogranite from the Jabre domain (Teixeira batholith) and a porphyritic granite (Serra Redonda pluton). Samples were processed using a jaw crusher, wifley table, heavy liquids (bromoform and methylene iodide) and a Frantz isodynamic separator at the Geochronology Research Center, University of São Paulo. Representative zircon grains were hand picked under a binocular microscope, mounted in epoxy resin and polished to approximately half their thickness to expose internal morphological features. Zircon standards were included in the mounts and analyzed sequentially with the unknowns. Transmitted and reflected light microscopy and cathodoluminescence imaging were taken for the selected zircon grains to determine internal complexities before analysis. The study focused on igneous growth sectors to obtain zircon crystallization ages.

Analyses were performed on a SHRIMP II at the Research School of Earth Sciences (RSES) at the Australian National University, Canberra. The analytical procedure is detailed in Williams (1998). Data were collected and reduced as described by Williams and Claesson (1987) and Compston *et al.* (1992), using the SQUID Excel macro of Ludwig (2000). U/Pb ratios were referenced to the TEM standard (417 Ma), and U and Th concentrations were determined with those measured in RSES zircon standard SL13. Correction for common Pb was made using measured ^{204}Pb and assuming the model Pb composition from Stacey and Kramers (1975). Errors in the isotopic ratios and ages are quoted in Table I at 1σ errors. Concordia ages and statistical assessments were performed using the geochronological ISOPLOT/Excel 3.00 software of Ludwig (2003); errors are given at the 95% confidence level.

Zircons extracted from sample JAB1 (Teixeira batholith) are prismatic, from 150 to 250 μm in length and with variable aspect ratios. The color varies between clear, pinkish and light brown. All grains display typical primary oscillatory zoning; some of them show a crosscutting relationship with a second, later, magmatic domain. Cores occur in most of the grains. These are rounded in shape; generally, complex internal structures are absent. Radial microfractures from the cores are also present, probably induced by metamictization-related volume expansion of the crystal lattice (e.g. Lee and Tromp, 1995). Fifteen analyses were performed on different zircon grains (Table I) and plotted on a conventional Wetherill U/Pb Concordia diagram (figure 7). Eight analyses are significantly discordant, and were excluded from the age calculation. Two analyses (spots #11, #15) with high $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages, are attributed to inherited, old zircons. The five remaining analyses (spots #1, #3, #4, #5, #6) define a Concordia age of 591 ± 5.3 Ma, the best estimate for crystallization of the Teixeira pluton.

Table 1. U-Pb SHRIMP isotopic data on zircons from the Teixeira and Serra Redonda granite plutons (NE Brazil).

Grain Spot	% $^{206}\text{Pb}^*$	U ppm	Th ppm	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*/\text{ppm}$	(1) $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ Age	(1) $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ Age	% Discordant	Total $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	$\pm\%$	Total $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{Pb}$	$\pm\%$	(1) $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^*$	$\pm\%$	(1) $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	$\pm\%$	(1) $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	$\pm\%$	(1) $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	$\pm\%$	err corr
Teixeira																					
1,1	0.26	695	158	0.24	58.1	596.7 ± 3.9	597 ± 20	0	10.285	0.68	0.06195	0.54	10.312	0.68	0.05983	0.92	0.8	1.1	0.09698	0.68	.596
2,1	0.52	603	270	0.46	48.7	576.4 ± 3.9	596 ± 25	3	10.637	0.71	0.064	0.58	10.692	0.71	0.05979	1.1	0.771	1.3	0.09353	0.71	.528
3,1	0.53	832	225	0.28	69.3	593.6 ± 3.9	625 ± 22	5	10.313	0.68	0.0649	0.59	10.367	0.68	0.0606	1	0.806	1.2	0.09646	0.68	.552
4,1	0.94	837	170	0.21	69.2	587.1 ± 4.6	598 ± 38	2	10.389	0.8	0.06751	0.47	10.488	0.81	0.0599	1.7	0.787	1.9	0.09535	0.81	.423
5,1	0.61	902	180	0.21	73.7	582.7 ± 4.4	654 ± 21	11	10.507	0.78	0.06634	0.46	10.571	0.78	0.06141	10	0.801	1.3	0.0946	0.78	.616
6,1	0.20	487	87	0.19	40	587.2 ± 4	599 ± 31	2	10.464	0.7	0.06152	1.2	10.485	0.7	0.05987	1.4	0.787	1.6	0.09537	0.7	.437
7,1	3.53	1053	787	0.77	85.2	560.6 ± 4.6	576 ± 49	3	10.618	0.82	0.08804	0.67	11.007	0.86	0.0592	2.2	0.742	2.4	0.09085	0.86	.358
8,1	4.89	1017	502	0.51	81.4	547.7 ± 3.9	523 ± 70	-5	10.727	0.67	0.0977	1.1	11.278	0.75	0.0578	3.2	0.707	3.3	0.08867	0.75	.229
9,1	2.63	1040	800	0.79	70.8	478.9 ± 3.3	536 ± 82	11	12.626	0.67	0.0795	2	12.967	0.71	0.0582	3.8	0.619	3.8	0.07712	0.71	.186
10,1	2.15	518	152	0.30	38.2	520.9 ± 5.9	623 ± 79	16	11.63	1.1	0.0779	1.9	11.88	1.2	0.0605	3.7	0.702	3.8	0.08416	1.2	.305
11,1	2.90	926	247	0.28	198	1396.9 ± 5.4	1910 ± 31	27	4.013	0.71	0.1409	0.96	4.133	0.75	0.117	1.8	3.902	1.9	0.242	0.75	.395
12,1	6.48	1758	977	0.57	128	492.5 ± 5.4	640 ± 320	23	11.78	0.65	0.1134	4.6	12.6	1.1	0.061	15	0.668	15	0.07939	1.1	.078
13,1	1.49	894	223	0.26	71.9	569 ± 3.7	636 ± 45	11	10.676	0.67	0.07302	1.3	10.837	0.69	0.0609	2.1	0.775	2.2	0.09228	0.69	.313
14,1	3.82	836	377	0.47	66.9	553.2 ± 3.9	566 ± 57	2	10.734	0.68	0.09013	0.73	11.161	0.73	0.059	2.6	0.729	2.7	0.0896	0.73	.271
15,1	1.02	522	118	0.23	53	714.1 ± 7.7	1276 ± 86	44	8.449	1.1	0.0915	3.9	8.536	1.1	0.0833	4.4	1.345	4.5	0.1171	1.1	.252
Serra Redonda																					
1,1	0.22	408	208	0.53	33.3	584.2 ± 4	578 ± 23	-1	10.52	0.72	0.06109	0.71	10.543	0.72	0.0593	1.1	0.7756	1.3	0.09485	0.72	.565
2,1	0.15	456	251	0.57	36.7	576.6 ± 4	575 ± 20	0	10.671	0.73	0.06046	0.68	10.688	0.73	0.05921	0.91	0.7639	1.2	0.09357	0.73	.628
3,1	0.19	488	258	0.55	39.1	573.9 ± 3.9	581 ± 22	1	10.721	0.7	0.06092	0.65	10.741	0.71	0.05939	1	0.7624	1.2	0.0931	0.71	.571
4,1	0.00	438	243	0.57	36.8	601.1 ± 4.2	616 ± 15	2	10.233	0.74	0.06034	0.7	10.233	0.74	0.06034	0.7	0.8131	1	0.09772	0.74	.724
5,1	0.05	595	412	0.72	47.5	572.3 ± 3.9	591 ± 23	3	10.765	0.7	0.0601	0.98	10.771	0.7	0.05966	1.1	0.7637	1.3	0.09284	0.7	.554
6,1	0.14	374	194	0.53	30.2	578.6 ± 4	599 ± 20	3	10.635	0.72	0.06101	0.73	10.65	0.72	0.05986	0.93	0.775	1.2	0.0939	0.72	.616
7,1	1.30	631	334	0.55	50.6	567.6 ± 3.8	570 ± 52	0	10.724	0.68	0.06965	0.99	10.865	0.7	0.0591	2.4	0.75	2.5	0.09204	0.7	.282
8,1	0.42	535	265	0.51	42.9	572.3 ± 4.9	598 ± 25	4	10.725	0.88	0.06332	0.6	10.771	0.89	0.05986	1.1	0.766	1.4	0.09284	0.89	.615
9,1	0.22	539	301	0.58	43.7	580.8 ± 3.9	568 ± 21	-2	10.583	0.69	0.06086	0.61	10.607	0.7	0.05903	0.94	0.7673	1.2	0.09428	0.7	.594
10,1	0.34	478	270	0.58	38.5	575.2 ± 3.9	528 ± 28	-9	10.678	0.71	0.06076	0.67	10.715	0.71	0.05795	1.3	0.746	1.4	0.09333	0.71	.492
11,1	0.10	567	296	0.54	45	569 ± 3.9	592 ± 18	4	10.825	0.71	0.06052	0.69	10.837	0.71	0.05968	0.82	0.7593	1.1	0.09228	0.71	.654
12,1	0.02	491	259	0.54	39.3	573.8 ± 3.8	596 ± 14	4	10.739	0.7	0.05995	0.63	10.741	0.7	0.05979	0.66	0.7675	0.96	0.0931	0.7	.727
13,1	0.13	522	249	0.49	42.1	577.7 ± 4	597 ± 22	3	10.653	0.71	0.06085	0.62	10.667	0.72	0.05981	1	0.773	1.2	0.09375	0.72	.581
14,1	0.23	503	267	0.55	41	582.9 ± 4	579 ± 30	-1	10.543	0.72	0.0612	1.1	10.568	0.72	0.05933	1.4	0.774	1.5	0.09463	0.72	.468
15,1	0.14	458	236	0.53	36.5	571.7 ± 4.9	586 ± 24	2	10.768	0.9	0.06067	0.67	10.783	0.9	0.05953	1.1	0.761	1.4	0.09273	0.9	.631
16,1	0.14	522	275	0.54	41.6	572.1 ± 5.4	596 ± 23	4	10.76	0.98	0.06093	0.63	10.77	0.99	0.05979	1	0.765	1.4	0.09281	0.99	.687
17,1	0.17	587	353	0.62	45.9	560.6 ± 5.2	582 ± 26	4	10.99	0.96	0.06082	0.6	11.01	0.96	0.05942	1.2	0.744	1.5	0.09085	0.96	.628
18,1	0.15	462	229	0.51	36.2	562 ± 3.8	584 ± 26	4	10.962	0.71	0.06072	0.98	10.979	0.71	0.05946	1.2	0.747	1.4	0.09109	0.71	.508

Errors are 1-sigma; Pb_c and Pb_i indicate the common and radiogenic portions, respectively.

Error in Standard calibration was 0.23% (not included in above errors but required when comparing data from different mounts).

(1) Common Pb corrected using measured ^{204}Pb .

Zircons extracted from the Serra Redonda pluton (sample SR1) are prismatic and euhedral, between 200 to 300 μm in length. The color varies from pinkish to light brown. CL images reveal typical magmatic oscillatory zoning. Eighteen zircon grains were dated (see Table I). Most of the analytical points cluster near the Concordia curve, with just one older, probably inherited grain (spot #4), with a relatively high $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ratio. A weighted $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ mean date for fifteen zircons, after excluding three discordant analyses (spots #4, #17, #18), yielded an age of 575.4 ± 2.1 Ma (MSWD = 1.45; probability = 0.12). This age is indistinguishable from the Concordia age of 576 ± 3.1 Ma calculated without spots #4 and #18 (Fig. 7).

Figure 7. Wetheril U-Pb concordia diagram for a hornblende leucogranite from the Teixeira batholith (A) and for a porphyritic syenogranite from the Serra Redonda pluton (B; see localization on figures 3 and 5). The discordant data represented by unshaded ellipses were not included in the concordia age calculations. For the diagrams, the data-point error ellipses are plotted with 1σ errors.

3. ANISOTROPY OF MAGNETIC SUSCEPTIBILITY OF THE TEIXEIRA BATHOLITH

3.1 Sampling and AMS determination

AMS was applied only in the Teixeira batholith as its massive, equigranular microstructure made it extremely difficult to determine its magmatic fabric using standard field measurements. The technique consists of measuring the magnetic susceptibility (k) of a rock in

different directions and defining the magnitude (intensity and orientation) of the three principal axes $k_1 \geq k_2 \geq k_3$. We measured the AMS of 554 specimens from 129 sites from the Mãe D'Água pluton to the Itapetim shear zone (Fig. 8). Some regions to the west and south of Mãe D'Água were not sampled due to problems with access. In Mãe D'Água, Jabre and Teixeira, we studied 49 (12 sites), 108 (33 sites) and 172 (36 sites) specimens, respectively. In the São Sebastião domain, which includes the aegirine-augite quartz syenite, we studied a total of 225 specimens (48 sites) of which 55 (14 sites) were of the quartz syenite. Included in the São Sebastião domain are 24 specimens (6 sites) just to the east of the Itapetim shear zone. At each site, we extracted two or three cylindrical cores nearly 7 cm of length and 2.5 cm of diameter with a portable gasoline-powered rock drill. The cores were oriented in place with a magnetic compass. In the laboratory, each cylindrical core was cut to produce two 2.2 cm-length specimens, so the AMS parameters (tensor magnitudes and directions) of each site are characterized by four to five specimens. Low-field AMS was measured in a KLY-2 Kappabridge device (AGICO) in the *Laboratório de Propriedades Físicas de Materiais Geológicos* (Natal, UFRN). Specimen susceptibility and its normalized tensor principal directions were calculated using the Jelinek (1981) protocol.

Figure 8. Sites of anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) measurements in the Teixeira batholith. The distribution of sites with thermomagnetic and hysteresis data published by Lima et al. (1999) is also indicated. Dashed lines correspond to the contact of hornblende granite and aegirine-augite quartz syenite. ISZ, Itapetim shear zone. The foliation trajectories in the Pedra D'Água domain (PD, not sampled to AMS) are shown by thin lines. Shaded lines to the west of ISZ correspond to the main fracture and fault zones within the batholith.

Table II shows the average-site AMS parameters ($K_1 \geq K_2 \geq K_3$) of the batholith (small caps symbols designate AMS specimen parameters). The symmetry of the magnetic fabric is represented by the T factor expressed by $T = [2(\ln K_2 - \ln K_3) / (\ln K_1 - \ln K_3)] - 1$. $T = -1$ are for prolate ellipsoids ($K_1 > K_2 = K_3$) and $T = 1$ are for oblate ellipsoids ($K_1 = K_2 > K_3$). Neutral or triaxial ellipsoids have $T = 0$ ($K_1 > K_2 > K_3$). The degree of anisotropy is indicated by $P = K_1/K_3$, which ranges from one (isotropic) to higher values.

3.2 Low-field magnetic susceptibility data

The magnetic susceptibility (k) of the porphyritic granite of Mãe D'Água (0.11 mSI, stdev, 0.02) and the aegirine-augite quartz syenite (6.22, stdev, 5.92) shows a dominant unimodal distribution, while the Jabre, Teixeira and São Sebastião domains have a bimodal distribution (Fig. 9). The contrasting values of k in the porphyritic and aegirine-augite quartz syenite are typical of the paramagnetic and ferromagnetic granite series, respectively (Ishihara, 1977). The dominant ferromagnetic mineral in granites is usually magnetite, while in the paramagnetic granites most of the susceptibility contribution comes from Fe-Mg silicates. This agrees with the rock content of opaque grains in the Teixeira batholith, absent in thin sections of the Mãe D'Água porphyritic granite and common in the aegirine-augite quartz syenite. k shows a bimodal distribution in the equigranular granites of Jabre, Teixeira and São Sebastião, peaking between 0.10 and 0.30 mSI and between > 1 and 10 mSI. The highest k values occur when opaque grains are visible in thin section. In addition, there is a clear relation between $k > 1$ mSI and the shear and fracture zones that crosscut the batholith (Fig. 9). $k < 0.25$ mSI is typical in the Jabre and Teixeira domains and increases approaching the Tendó and Guaritas fracture zones. Close to the Itapetim shear zone, k can reach values > 10 mSI. In the same way, the degree of anisotropy ($P = k_1/k_3$) increases to the east from the Mãe D'Água pluton ($P = 1.02$; stdev. 0.01) to Jabre (1.06; 0.03), Teixeira (1.07; 0.06) and São Sebastião (1.08; 0.05) (Table I); in the fracture and shear zones anisotropy reaches its highest magnitudes (1.11 to 1.13).

Figure 9. Magnetic susceptibility of the Teixeira batholith. The frequency histograms correspond to the different domains of the batholith (see text).

The magnetic mineralogy of the Teixeira batholith is detailed in Lima et al. (2000). Thermomagnetic data coupled with backscattered electron microscopy investigations show Ti-

poor magnetite as the dominant ferromagnetic oxide. Hysteresis ratios of 19 specimens with a $k > 0.35$ mSI plot on Day *et al.* (1977) plot on the right side of the pseudodomain field. Grains with this hysteresis ratio may correspond to mixtures of ferromagnetic particles with different susceptibilities and/or coercivity values (Dunlop 2002). Mixtures of magnetite and hematite are probable candidates for the high remanent coercivity values of some specimens. Hematite was observed locally in small isolated grains or partially replacing magnetite (Lima *et al.* 2000). Results indicated that the regional variation of k and P depends mainly on the amount of magnetite, and is spatial related with the faulted and fractured zones within the batholith. The oxide contents as well the k values decrease far from the deformed zones, suggesting a secondary origin for the magnetite and hematite grains.

3.3 Magnetic fabric

When we examine the magnetic lineations and foliations, two contrasting fabric styles become apparent. Foliations dip moderately to steeply ($> 45^\circ$; shaded area in Fig. 10) along the southern contact, close to the necked zone of Mãe D'Água, along the Itapetim shear zone and at the intersection of the Tendó and Guaritas fracture zones. The corresponding lineation plunges gently mostly to the east (mean lineation: 083,11). The magnetic fabric of the “batholith parallel” structures shows a different orientation. The magnetic foliation dips gently (Jabre and Teixeira) or moderately (Mãe D'Água, São Sebastião), while the lineation is transverse to the batholith elongation (mean lineation: 341,2). Furthermore, in the Jabre and Teixeira domains the foliation forms gentle basin- and dome-like structures, respectively. In São Sebastião, the magnetic fabric is nearly transverse to the batholith elongation, but approaching the Itapetim shear zone it progressively bends to become parallel to the stretching direction formed by the Itapetim and Taperoá shear zone system.

The transition of the magnetic fabric, especially the lineation, occurs from west to east along the batholith (Fig. 10). The Mãe D'Água pluton and Jabre-Teixeira domains show dominant NW- and N-trending lineations. Two sets of orthogonal lineations occur in the São Sebastião and Cacimbas domains and foliation rotates from NW-trending to E-trending approaching the Itapetim shear zone.

Figure 10. Magnetic fabric (lineation and foliation) of the Teixeira batholith. The magnetic foliation was used to define two fabric domains in the batholith, dipping lower than or higher (shaded area) than 45° . Light grey lines are traces of fracture and fault zones. ISZ, Itapetim shear zone. Schmidt stereogram of lineation and the foliation poles, lower hemisphere (contours of 2%, 4%, ... 12% per 1% area).

3.4 Significance of magnetic fabric

The relation between magnetic and mineral fabric directions in two cross-sections where they are highly discordant to the batholith elongation were studied by image analysis. 3-D mineral shape preferred orientation (SPO) was determined by combining fabric data from three mutually orthogonal 2-D rock sections (Robin 2002), and the results were compared to AMS. Implementations and applications of this technique can be found in Launeau and Robin (2005).

The study of the preferred orientation of mafic minerals concerned five sites along the Jabre and four along Teixeira cross-sections (Fig. 11). Field oriented rock blocks of c. 10 cm dimensions and small quarries mined for pavement and local home constructions were used. The blocks were cut into three perpendicular sections and each face carefully oriented. After cleaning each block section or quarry face, high-resolution digital images were taken and later transferred to a microcomputer for treatment and mineral classification. Dark minerals are

readily isolated from the leucocratic quartz-feldspar by threshold. The resulting binary image is improved by smoothing filters, which remove misclassified pixels such as isolated pixels or one-pixel-thick lines and shapes of < 32 pixels.

Figure 11. Shape preferred orientation of mafic mineral in cross sections of the Jabre and Teixeira domains. Solid symbols are for the “full ellipsoid”, i.e. that described by the tensor principal directions resulting from the combination of all data on each of the three mutually orthogonal sections. The cone projections (1.5σ) enclose the distribution of 64 ($= 4^3$) “subset ellipsoids” found after dividing the counting windows in four sub-images and combining them in each section (cf. Launeau and Robin, 2005). Arrow points the mean direction of the mineral lineation. Schmidt stereogram, lower hemisphere.

The binary images consist of mafic minerals in a blank background, and were analyzed using the Intercept Method (Launeau and Robin 1996), which provides a record of the orientation distribution of the boundaries of the mafic phase. The individual image is then divided into four sub-images and, on each subset, the orientation distribution of the boundaries described by a 2-D shape tensor. The resulting shape tensors of the three perpendicular faces from a single block or quarry are then combined in 3^4 different ways to reconstruct a 3-D shape ellipsoid. A confidence cone (1.5σ) encloses the principal directions ($A > B > C$) of 64

ellipsoids calculated after dividing each “full” image in four sub-images (Fig. 11). Solid symbols are for the “bulk” ellipsoid found by combining SPO parameters of each full image (single set, combination 3¹). If the tensor principal directions of the “bulk” ellipsoid fall inside the 1.5 σ cone interval, the counting window data are considered enough and the fitted ellipsoid has high bulk compatibility. Moreover, a “compatibility index” between the sought ellipsoid and the respective sectional ellipses is given by the $\sqrt{F}$ parameter. The ellipsoid fit is considered well defined for $\sqrt{F} = 0\%$ and poorly defined when $\sqrt{F} > 10\%$ (Robin, 2002; Launeau and Robin 2005).

3.4.1 Results

The SPO parameters of the 3-D distribution of the mafic phase for the Jabre and Teixeira cross-sections are summarized in Table III. The calculated ellipsoid fits well with the sectional ellipses as indicated by low $\sqrt{F}$ values, typically below 3.0%, with 6.2% in one site (PG). The ellipsoid shape ratio (SR) varies between 1.14 and 1.20 in the Jabre cross-section but reaches 1.41 in the Teixeira cross-section. SPO anisotropies are much higher than magnetic anisotropies (Table II), indicating that the mafic fabric is better defined than AMS. The ellipsoid shape changes for both cross-sections, typically oblate in the Jabre and prolate in the Teixeira cross-section.

Table III. Shape preferred orientation of mafic minerals from cross sections in the Teixeira batholith determined by the Intercept Method

	SR	T	$\sqrt{F}$ (%)	A	B	C
Jabre cross-section						
#70	1.18	0.54	1.7	352, 09 (21.6)	262, 03 (21.6)	154, 81 (5.2)
#60	1.20	0.62	0.9	019, 00 (16.3)	289, 03 (16.3)	109, 87 (1.7)
#80	1.14	0.35	1.9	323, 47 (20.8)	185, 34 (20.6)	079, 23 (13.3)
#50	1.15	0.29	2.0	338, 28 (24.2)	069, 03 (23.9)	165, 61 (9.0)
#40	1.13	-0.10	1.8	023, 11 (10.7)	288, 24 (10.5)	137, 63 (9.5)
Teixeira cross-section						
#30	1.15	0.09	1.0	358, 08 (3.2)	094, 36 (4.0)	258, 53 (3.8)
Tx1	1.30	-0.26	3.1	128, 02 (10.1)	037, 29 (14.3)	220, 60 (12.4)
PG	1.23	-0.49	1.0	159, 06 (2.6)	040, 78 (13.4)	250, 11 (13.4)
#10	1.16	-0.32	1.1	154, 27 (6.4)	261, 30 (9.2)	029, 48 (8.8)

SR, shape ratio; T, shape parameter; $\sqrt{F}$, incompatibility index; A, B and, azimuth and plunge of the long, intermediate and short axis, respectively, of the mineral fabric with the semi-angle (measured in degrees) of the 1.5 σ ellipse of confidence around the mean axis given in parentheses.

In the Jabre cross-section, the shape foliation (normal to the short axis, C) is subhorizontal (#70, #60), although approaching the southern granite contact, it dips moderately to northwest (#50, #40). At one site the foliation dips steeply to the west (#80). Along the cross-section, the shape lineation (parallel to long axis A) remains transversal or highly oblique to the

pluton elongation. In the Teixeira cross-section, the foliation varies while the lineation maintains a consistent orientation approximately at a high angle to the pluton elongation.

This study shows that AMS and mafic mineral fabrics have similar orientations in both cross-sections. Dominant prolate or oblate ellipsoids are found in the Teixeira and Jabre cross-sections, respectively. In the former, the prolate mafic fabric is attributed to amphibole prisms that describe the mineral preferred orientation. An inversion of B and C principal axes occurs at one site (PG) with a moderate prolate shape ($T = -0.49$). Biotite and amphibole outline the mafic fabric of the Jabre cross-section. Only at one site (#80) is the dip of the mineral foliation significantly higher than the magnetic foliation, although its respective lineations remain similar. At the remaining sites of the Jabre cross-section, AMS and mineral fabric are nearly coaxial.

4. DISCUSSION

Image analysis to compare magnetic and mineral fabrics supports the use of AMS to describe the orientation of the magmatic fabric of the Teixeira batholith. The orientation varies from highly discordant in its central and western domains to concordant when the fabric becomes gneissic and magnetite is crystallized. We postulate that the discordant magmatic fabric corresponds to emplacement structures formed before the strike-slip shearing related to the Patos – Itapetim – Taperoá shear zone system. Thus, the Teixeira would be a pre-transcurrent batholith. The Serra Redonda pluton, on the other hand, shows fabric orientations consistent with the host regional strain field, and is considered syntectonic.

Internal discordant or concordant fabrics in the Teixeira batholith are related to the external wall-rock structure. There are steeply dipping foliations parallel to the batholith margins with subhorizontal (D_1) or, particularly along its northern margin, steeply plunging (D_2) lineations. Both D_1 and D_2 structures are attributed to a transpressive regional deformation that combined simple shear and a bulk N- to NW-shortening. The vergence of asymmetric D_2 folds formed during right-lateral movement of the Patos shear zone, squeezing and displacing “soft” metasediments against the “hard” hanging-wall (batholith). This implies that the batholith was entirely crystallized when the shear zone system was active, as illustrated in the Pedra D’Água domain (Fig. 4). There, the connection between Patos, Itapetim and Taperoá shear zones develops a typical asymmetric extensional structure, with the Itapetim and Taperoá branches corresponding to the NE-trending shear band components, while the E-trending Patos branch corresponds to the C-plane shear component. The shear bands turn progressively to merge further north with the Patos mylonites. The sigma-shaped sheets of Pedra D’Água granite between the Itapetim and Taperoá shear zones are entirely foliated with a fabric similar to the

host orthogneisses. Shear deformation decreases towards the São Sebastião, Teixeira and Jabre domains as shortening is accommodated by a set of conjugate fractures and fault zones. Locally, as in the Tendó fracture zone, a strong comminution of the equigranular granite forms narrow and discontinuous bands of mylonite and ultramylonite together with intense fracturing. Far from these domains, however, the granite fabric is medium-grained equigranular.

A magmatic fabric predating shear zone deformation occurs in the inner parts of the Teixeira batholith. AMS is characterized by gently dipping foliations locally forming basin (Jabre) and dome (Teixeira) structures, and by lineations trending N- or NW (Fig. 10 and 11). Mean susceptibility values of 0.25 mSI contrast with the “batholith-concordant” magnetic fabric, in which mean susceptibility is higher than 1 mSI. The “batholith-discordant” magnetic fabric would have been acquired during the magma crystallization at about 591 ± 5 Ma. Although the shape of the batholith was later modified by strike-slip shearing, its dike-like aspect and emplacement along the contact between metasediments and orthogneisses of the Alto Pajeú belt appear to constitute primary features. In addition, it shows remarkably homogenous composition and texture, with no evidence of internal sheeting, structures indicative of forceful emplacement, or hornfels at the contact with metapelites. If there was contact metamorphism, it was overprinted during the development of D_1 and D_2 events. Furthermore, subhorizontal fabrics found in the Jabre and Teixeira domains suggest that the present exposure level, at least in these domains, corresponds to the cupola of the intrusion. The occurrence of aegirine-augite and blue amphibole in the Cacimbas pluton places the Teixeira batholith in the peralkaline magmatic series, which includes syenite plutons and stocks, ring dikes and dike swarms (Ferreira et al. 1998).

The Serra Redonda pluton, on the other hand, shows magmatic fabrics coupled with the host rock strain. It includes thrusts and a conjugate strike-slip shear zone set consistent with bulk NNW-shortening, which also stretched the pluton parallel to the contact between the Paleoproterozoic basement and the Early Neoproterozoic rocks. Evidence for syntectonic emplacement also comes from diorite dikes that crosscut the thrust hanging-wall, and were deformed by the regional strain. Several processes could account for the observed patterns of strain variation within plutons emplaced in a contractional setting, such as local dilation created by syn-melting shear zone movement (D’Lemos et al. 1992), or dilation assisted by melt-enhanced embrittlement (Davidson et al. 1994). Recent numerical models predict the emplacement of magmas in a bulk transpressive setting if shear zones are localized at contacts between rocks with different rheological properties (Weinberg et al. 2004). The resulting strain field forms fragile, low-mean pressure traps into which melts can ascend to form a pluton. These syntectonic bodies generally form sheeted plutons. If the pluton exhibits little compositional variation, evidence of internal sheeting can only be identified by the presence of wall rock screens or inclusions along its contacts (Hutton 1992). Although no wall-rock screens

separate the magmatic units of the Serra Redonda pluton, the intrusion of the diorite at the pluton border parallel to the contact with the porphyritic granite is attributed to a sheeting mechanism. Its crystallization age of 576 ± 3 Ma, obtained from zircons from a coarse porphyritic granite, is a good approximation for the age of the NNW-shortening that affected this domain of the province.

Tectonic fabrics in the Alto Pajeú belt record a bulk transpressive strain field: there are strongly foliated rocks, anastomosing less deformed km-scale lenses, conjugate shear zones and belt-parallel subhorizontal stretching. Conjugate sets of shear bands indicating that the principal compressive stress is oriented at a high angle to the rocks flanking the shear zone have been described in several fault systems (Jones and Tanner 1994; Pereira and Silva, 2004). These suggest that the transpressive strains were partitioned into a pure shear component stronger than the simple shear component. Conjugate structures along hundreds of kilometers south of the Patos shear zone lead us to postulate that the deformation of the Alto Pajeú belt includes a strong regional shortening component at a high angle to the belt margins. This component is attributed to far-field stresses resulting from the convergence of Paleoproterozoic cratons, especially the São Francisco to the south, which would have squeezed and laterally displaced the crustal blocks of eastern Borborema.

5. CONCLUSION

Magmatic fabric of the Teixeira batholith and the Serra Redonda pluton indicate they are, respectively, pre- and syn-kinematic regarding the Patos and its satellite shear zones. Evidence for the emplacement of the Teixeira batholith preceding the transcurrent deformation comes from AMS and structural data. Magnetic/magmatic fabrics transversal to the batholith elongation are found in granites with mean susceptibility values ≤ 0.25 mSI. They contrast with the orientation of the metamorphic fabric in the wall-rocks. Shear zones that branch off from Patos mylonites rework partially the magmatic fabric. Near the batholith margins and close to the fracture and fault zones the fabric changes its orientation to parallel to the body elongation. These secondary, post-emplacement fabrics occur in granitoids with susceptibility values > 1 mSI related to the recrystallization of magnetite and, locally, hematite. The reactivation of magmatic and host rock metamorphic fabrics in the Teixeira batholith is attributed to E-trending shearing coupled to a bulk N- to NW compressive deformation. Similar strain regime controlled the emplacement of the Serra Redonda pluton. A concordant U/Pb Shrimp zircon age of 576 ± 3 Ma from a coarse porphyritic granite offers the best estimation for its syntectonic crystallization as well for the development of the regional transpression that reworked part of the Teixeira batholith.

The deformation of the Early Neoproterozoic Alto Pajeú belt country rocks, partitioned between sets of conjugated strike-slip shear zones and belt-perpendicular shortening, is attributed to the collisional tectonics related to the convergence of Paleoproterozoic cratons. The onset of the collision-related structures, focused on this study on the Patos and its satellite shear zones, must be younger than 591 ± 5 Ma as indicated by crystallization ages of the Teixeira batholith.

Acknowledgements – This work was supported by Fundação de Amparo a Pesquisa do Estado de São Paulo (grants 03/13023-7 and 04/08614-9), Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) and Pró-Reitoria de Pesquisa of São Paulo University. Elson Oliveira and Alain Vauchez for the pertinence of theirs reviews helped us to improve the paper.

REFERENCES

- Almeida, C.N., Guimarães, I.P. and Silva Filho, A.F., 2002. Petrogênese de rochas félsicas e máficas na Província Borborema, NE do Brasil: o complexo cálcio-alcálico de alto-K de Campina Grande. *Revista Brasileira de Geociências*, 32(2): 205-216.
- Archanjo C.J., Trindade R.I.F., Bouchez J.L. and Ernesto M., 2002. Granite fabrics and regional-scale partitioning in the Seridó belt (Borborema Province, NE Brazil). *Tectonics*, 21(1): 10.1029/2000TC001269.
- Archanjo C.J. and Fetter A.H., 2004. Emplacement setting of the granite sheeted pluton of Esperança (Brasiliano orogen, Northeastern Brazil). *Precambrian Research*, 135: 193-215.
- Borradaile, G.J. and Henry, B., 1997. Tectonic applications of magnetic susceptibility and its anisotropy. *Earth Science Reviews*, 42(1/2): 49-93.
- Bouchez, J.L., 1997. Granite is never isotropic: an introduction to AMS studies of granitic rocks. In: J.L. Bouchez, D.H.W. Hutton and W.E. Stephens (Editors), *Granite: from segregation of melt to emplacement fabrics*. Kluwer Academic Publishers, pp. 95-112.
- Bouchez, J.L., Delas, C., Gleizes, G., Nédélec, A. and Cuney, M., 1992. Submagmatic microfractures in granites. *Geology*, 20(1): 35-38.
- Brown, M. and Solar, G.S., 1998. Granite ascent and emplacement during contractional deformation in convergent orogens. *Journal of Structural Geology*, 20(9/10): 1365-1393.
- Brito Neves, B.B., Santos, E.J. and Van Schmus, W.R., 2000. Tectonic history of the Borborema Province, northeastern Brazil. In: U.G. Cordani, E.J. Milani, A. Thomaz Filho and D.A. Campos (Editors), *Tectonic Evolution of South America*. Sociedade Brasileira de Geologia, Rio de Janeiro, pp. 151-182.
- Brito Neves, B.B., Campos Neto, M.C., Van Schmus, W.R. and Santos, E.J., 2001. O sistema Pajeú-Paraíba e o Maciço São José de Campestre no Leste da Borborema. *Revista Brasileira de Geociências*, 31(2): 173-184.
- Corsini, M., Vauchez, A., Archanjo, C.J. and Jardim de Sá, E.F., 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.
- Compston, W., Williams, I.S., Kirschvink, J.L., Zang, Z., Ma, G., 1992. Zircon U-Pb ages for the Early Cambrian time scale. *Journal of Geological Society, London*, 149: 171-184.
- Davidson, C., Schmid, S.M. and Hollister, L.S., 1994. Role of melt during deformation in the deep crust. *Terra Nova*, 6: 133-142.
- Davison I. and MacCarthy M., 1995. Laminar flow in shear zones: the Pernambuco Shear Zone, NE-Brazil. *Journal of Structural Geology*. 17: 149-161.

- Day, R.M., Fuller, M. and Schmidt, V.A., 1977. Hysteresis properties of titanomagnetites: grain size and composition dependence. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 13: 260-267.
- D'Lemos, R.S., Brown, M. and Strachan, R.A., 1992. Granite magma generation, ascent and emplacement within a transpressional orogen. *Journal of Geological Society, London*, 149: 487-490.
- Dunlop, D.J., 2002. Theory and application of the Day plot (Mrs/Ms versus Hcr/Hc) 2. Application to data for rocks, sediments and soils. *Journal Geophysical Research*, 107(B3): 10.1029/2001JB0000487.
- Fetter A.H., Santos T.J.S., Van Schmus W.R., Hackspacher P.C., Brito Neves B.B., Arthaud M.H., Nogueira Neto J.A. and Wernick E., 2003. Evidence for Neoproterozoic continental arc magmatism in the Santa Quitéria batholith of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: implications for the assembly of West Gondwana. *Gondwana Research*, 6(2): 265-273.
- Ferreira V.P., Sial A.N. and Jardim de Sá E.F., 1998. Geochemical and isotopic signatures of Proterozoic granitoids in terranes of the Borborema structural province, northeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 11: 439-455.
- Guimarães I.P., Silva Filho A.F., Almeida C.N., Van Schmus W.R., Araújo J.M.M., Melo S.C. and Melo E.B., 2004. Brasiliano (Pan-African) granitic magmatism in the Pajeú-Paraíba belt, Northeast Brazil: an isotopic and geochronological approach. *Precambrian Research*, 135: 23-53.
- Hutton, D.H.W., 1988. Granite emplacement mechanisms and the tectonic controls: inferences from deformation studies, *Trans. R. Soc. Edinburg: Earth Sci.*, 79, 245-255, 1988.
- Hutton, D.H.W., 1992. Granite sheeted complexes: evidence for the dyking ascent mechanism. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 83: 377-382.
- Ishihara, S., 1977. The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. *Mining Geology*, 27: 293-305.
- Jelinek, V., 1981. Characterization of the magnetic fabrics of rocks. *Tectonophysics*, 79: 63-67.
- Jones, R.R. and Tanner, G., (1995). Strain partitioning in transpression zones. *Journal of Structural Geology*, 17: 793-802.
- Launeau, P. and Robin, P.Y., 1996. Fabric analysis using the intercept method. *Tectonophysics*, 267: 91-119.
- Launeau, P. and Robin, P.Y., 2005. Determination of fabric and strain ellipsoids from measured sectional ellipses – implementations and applications. *Journal of Structural Geology*, 27: 2223-2233.
- Lee, J.K.W. and Tromp, J., 1995. Self-induced fracture generation in zircon. *Journal of Geophysical Research, Solid Earth*. 100(B9): 17753-17770.

- Lima R.G., Archanjo C.J., Macedo J.W.P. and Melo Jr G., 2000. Anomalias de suscetibilidade magnética no batólito granítico de Teixeira (Província da Borborema, Nordeste do Brasil) e sua relação com a zona de cisalhamento de Itapetim. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(4): 685-692.
- Ludwig, K.R., 2003. Isoplot 3.00: a geochronological toolkit for Microsoft Excel® (revised version). Berkeley Geochronological Center, Special Publ. 4, Berkeley, California, 70pp.
- Ludwig, K.R., 2000. SQUID 1.00. A user manual. Berkeley Geochronology Center Spec. Publ., vol. 2. Berkeley, CA, 17p.
- Neves, S.P., Vauchez, A. and 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., Mariano G., Correria, P.B., Silva J.M.R., 2006. 70 m.y. of synorogenic plutonism in eastern Borborema Province (NE Brazil): temporal and kinematic constraints on the Brasiliano Orogeny. *Geodinamica Acta* 19: 213-236.
- Paterson, S.R., F.T.K. Jr, K.L. Schmidt, A.S. Yoshinobu, E.S. Yuan, and R.B. Miller, 1998. Interpreting magmatic fabric patterns in plutons, *Lithos*, 44: 53-82.
- Pereira, M.F. and Silva, J.B., 2004. Development of local orthorhombic fabrics within a simple-shear dominated sinistral transpression zone: the Arronches sheared gneisses (Iberian Massif, Portugal). in: Alsop, G.I., Holdsworth R.E., McCaffrey K.J.W. & Hand M. (eds). *Flow processes in Faults and Shear Zones*. Geological Society, London, Special Publications, 224, 215-227.
- Rosenberg C.L., 2004. Shear zones and magma ascent: a model based on a review of the Tertiary magmatism in the Alps. *Tectonics*, 23, TC3002, 10.1029/2003TC001529.
- Robin, P.-Y.F., 2002. Determination of fabric and strain ellipsoids from measured sectional ellipses - theory. *Journal of Structural Geology*, 24: 531-544.
- Stacey, J.S. and Kramers, J.D., 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two stage model. *Earth and Planet. Sci. Letters*, 26: 207-221.
- Vauchez A. and M.E. Silva, 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. E. Silva M., Arthaud M. Amaro V.E., 1995. The Borborema shear zone system, NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 8: 274-266.
- Vauchez A. and Neves S.P., 1997. Transcurrent shear zones and magma emplacement in Neoproterozoic belts of Brazil. in: Bouchez, J.L. et al., eds., *Granite: from segregation of melt to emplacement fabrics*. Boston, Kluwer, p. 275-293.

- Weinberg, R.F., Sial, A.N. and Mariano, G., 2004. Close spatial relationship between plutons and shear zones. *Geology*, 32(5): 377-380.
- Williams, I.S. and Claesson, S., 1987. Isotopic evidence for the Precambrian provenance and Caledonian metamorphism of high grade paragneisses from Seve Nappes, Scandinavian Caledonides. II. Ion microprobe zircon U-Th-Pb. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 97: 205-217.
- Williams, I.S., 1998. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe. In: McKibben, M.A., Shanks, W.C., Ridley, W.I. (eds). *Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes*. *Reviews in Economic Geology*, 7: 1-35.

Table II. Anisotropy of magnetic susceptibility parameters of the Teixeira batholith.

site	Km (mSI)	P	T	K1	K3
Mãe D'Água					
10	0.010	1.021	0.68	315,42 (25.6)	073,27 (14.4)
11	0.140	1.013	-0.31	209,2 (21.1)	117,37 (28.0)
127	0.112	1.023	-0.05	320,9 (14.6)	210,6 (63.6)
128	0.112	1.021	0.39	145,1 (33.2)	057,28 (11.8)
129	0.100	1.015	0.17	327,6 (11.5)	064,68 (14.4)
130	0.093	1.027	0.05	329,7 (20.4)	158,82 (18.5)
131	0.091	1.017	-0.13	151,5 (18.9)	050,62 (39.9)
132	0.114	1.014	-0.38	263,34 (60.1)	352,32 (43.5)
133	0.090	1.016	-0.48	336,7 (22.4)	104,77 (20.9)
134	0.084	1.033	0.25	326,2 (32.0)	064,45 (26.5)
137	0.095	1.020	-0.17	332,5 (16.2)	066,41 (15.3)
138	0.092	1.017	0.23	178,6 (60.6)	071,48 (35.9)
Jabre					
01	0.391	1.080	-0.45	053,8 (23.4)	138,14 (45.6)
31	0.157	1.035	0.39	001,7 (24.0)	102,55 (7.5)
38	0.153	1.031	0.82	346,25 (48.7)	139,56 (21.8)
39	0.138	1.041	0.98	117,6 (49.7)	354,79 (3.4)
40	0.087	1.049	0.42	005,12 (16.8)	270,79 (3.4)
42	0.156	1.048	0.50	341,9 (10.3)	160,81 (10.8)
43	0.900	1.067	-0.19	098,8 (23.4)	002,36 (45.3)
44	0.140	1.033	0.59	115,6 (25.5)	306,86 (14.5)
45	0.146	1.042	0.38	174,8 (10.8)	294,73 (7.1)
47	0.130	1.051	0.64	340,18 (7.7)	119,67 (3.2)
53	1.852	1.078	0.40	250,1 (21.9)	155,70 (6.7)
54	0.129	1.041	0.65	003,4 (23.2)	113,77 (4.6)
55	0.133	1.046	0.37	358,21 (12.8)	167,69 (8.5)
56	0.116	1.039	0.76	307,14 (54.5)	170,75 (24.3)
60	1.480	1.048	0.17	002,32 (39.8)	247,37 (34.2)
61	1.099	1.091	0.62	194,1 (33.2)	094,84 (5.4)
62	0.167	1.038	0.55	171,12 (24.9)	032,74 (11.1)
63	0.120	1.035	0.71	191,9 (12.4)	019,81 (4.2)
64	0.121	1.050	0.67	185,5 (10.8)	071,78 (2.3)
65	0.116	1.043	0.92	232,5 (55.9)	334,70 (4.7)
66	0.121	1.042	0.55	207,2 (16.8)	110,75 (9.3)
67	0.135	1.037	0.74	248,7 (25.1)	090,82 (4.0)
68	0.735	1.111	0.71	175,8 (40.2)	271,35 (18.6)
69	2.629	1.071	0.49	106,22 (51.9)	310,58 (40.4)
70	0.131	1.055	0.67	348,10 (7.3)	114,74 (3.7)
71	0.142	1.041	0.43	182,0 (9.1)	294,89 (8.3)
72	5.258	1.038	-0.19	069,9 (9.9)	331,42 (8.5)
Teixeira					
02	0.697	1.143	0.11	085,45 (7.0)	335,22 (13.2)
03	0.155	1.023	0.23	184,21 (14.8)	304,53 (14.2)
04	0.096	1.054	0.19	024,17 (32.2)	130,6 (46.3)
05	0.192	1.039	0.19	170,10 (6.5)	285,67 (3.8)
06	0.130	1.051	0.16	154,2 (11.1)	248,63 (9.7)
07	0.170	1.051	0.13	164,14 (7.7)	333,76 (8.0)
08	0.102	1.035	0.81	178,2 (27.6)	279,77 (12.4)
09	1.269	1.027	-0.38	297,0 (23.3)	032,8 (34.2)
12	0.145	1.039	0.39	157,20 (18.7)	344,70 (2.9)
13	0.150	1.030	0.35	190,13 (34.7)	013,79 (15.5)

Km, mean-site susceptibility (10^{-3} SI); P, degree of anisotropy; T, shape parameter; K₁ and K₃, respectively, mean-site maximum and minimum susceptibility directions (azimuth and dip). In parenthesis the angular dispersion (1.5s) about the AMS principal directions.

Table II. Anisotropy of magnetic susceptibility parameters of the Teixeira batholith.(cont.)

site	Km (mSI)	P	T	K1	K3
14	1.037	1.048	-0.17	065,33 (16.1)	174,28 (33.2)
15	0.102	1.026	0.46	058,44 (25.7)	291,29 (12.9)
16	0.067	1.027	-0.20	078,42 (14.2)	338,12 (17.4)
17	0.135	1.029	-0.21	085,30 (17.5)	359,12 (17.9)
18	0.117	1.019	0.36	199,10 (59.8)	335,43 (50.1)
19	0.133	1.032	-0.03	080,12 (12.9)	175,19 (9.3)
20	0.064	1.030	0.58	060,53 (28.6)	179,18 (6.4)
21	0.022	1.056	-0.56	080,12 (10.0)	173,10 (15.8)
22	0.083	1.033	0.50	146,7 (39.2)	029,74 (12.2)
23	0.184	1.069	-0.43	176,16 (15.0)	068,44 (44.1)
24	0.375	1.102	0.57	124,2 (12.7)	022,81 (5.5)
25	0.997	1.148	0.55	218,6 (23.2)	015,82 (10.0)
26	0.157	1.043	0.15	150,6 (5.1)	253,66 (6.1)
27	0.138	1.028	0.59	333,0 (18.3)	062,73 (5.1)
28	0.062	1.064	0.23	268,4 (12.4)	360,7 (6.3)
29	1.766	1.089	-0.23	220,10 (9.3)	048,80 (9.6)
30	2.025	1.156	0.23	239,3 (35.3)	332,74 (18.7)
32	0.173	1.059	0.59	334,22 (9.3)	209,55 (6.1)
33	0.925	1.104	0.90	158,1 (64.2)	255,86 (6.3)
34	0.304	1.057	0.11	340,29 (12.7)	185,56 (13.1)
35	1.675	1.090	0.62	020,2 (20.8)	261,88 (18.2)
36	0.132	1.022	0.29	115,18 (26.1)	000,56 (18.4)
37	0.251	1.054	0.53	033,1 (26.0)	125,74 (14.3)
41	0.083	1.016	0.57	098,17 (7.2)	193,17 (41.5)
46	0.149	1.045	0.25	341,19 (36.4)	116,62 (22.8)
48	0.662	1.189	0.56	087,25 (29.9)	221,55 (8.4)
49	0.121	1.066	0.85	057,35 (31.8)	240,53 (16.3)
50	0.121	1.061	0.83	120,19 (29.3)	250,64 (7.0)
51	0.127	1.066	0.65	100,39 (11.7)	267,50 (5.2)
52	0.747	1.070	-0.21	035,22 (14.8)	296,18 (18.8)
73	0.292	1.066	0.39	135,49 (35.8)	276,36 (9.7)
74	1.363	1.188	0.75	119,16 (18.3)	232,52 (6.6)
75	0.083	1.082	0.32	185,2 (17.1)	282,66 (10.7)
São Sebastião					
57	0.103	1.049	0.74	353,7 (24.7)	210,82 (5.2)
58	0.156	1.049	0.54	358,30 (17.9)	227,48 (8.2)
59	1.557	1.064	-0.06	358,16 (41.8)	136,70 (43.0)
76	4.121	1.092	0.32	007,30 (22.0)	246,42 (12.0)
77	6.687	1.108	0.11	021,33 (9.5)	250,45 (11.7)
78	0.109	1.029	-0.07	123,26 (8.4)	270,60 (13.4)
79	0.100	1.042	0.32	342,37 (10.9)	209,44 (21.5)
80	0.121	1.039	0.22	342,40 (6.6)	210,39 (15.5)
81	0.127	1.071	0.73	359,15 (9.4)	232,66 (4.9)
82	1.200	1.143	0.01	261,25 (31.2)	359,13 (23.6)
83	7.742	1.080	0.52	127,5 (8.9)	225,56 (13.1)
84	0.122	1.092	0.74	341,27 (24.1)	203,57 (8.8)
85	0.129	1.058	0.63	002,31 (25.7)	235,45 (4.2)
86	3.806	1.110	0.08	243,10 (24.8)	331,3 (15.3)
87	1.305	1.017	-0.82	294,17 (31.6)	029,26 (59.5)
88	8.640	1.162	0.15	134,1 (12.4)	229,67 (11.0)
89	2.653	1.181	-0.04	299,18 (15.2)	197,35 (11.6)
90	10.610	1.053	0.20	323,16 (11.0)	206,56 (10.2)

Km, mean-site susceptibility (10^{-3} SI); P, degree of anisotropy; T, shape parameter; K₁ and K₃, respectively, mean-site maximum and minimum susceptibility directions (azimuth and dip). In parenthesis the angular dispersion (1.5s) about the AMS principal directions.

Table II. *Anisotropy of magnetic susceptibility parameters of the Teixeira batholith.(cont.)*

site	Km (mSI)	P	T	K1	K3
97	0.179	1.030	0.11	358,23 (15.2)	252,36 (18.8)
98	0.133	1.112	0.41	354,15 (10.0)	234,62 (6.8)
99	4.633	1.095	0.74	137,13 (9.0)	268,70 (7.0)
100	13.853	1.125	0.39	134,6 (6.6)	237,64 (4.8)
101	0.186	1.040	-0.29	167,16 (16.5)	062,42 (24.8)
102	0.565	1.026	0.49	110,13 (28.9)	002,73 (25.2)
103	0.627	1.048	0.32	162,24 (30.6)	347,66 (30.8)
104	8.027	1.079	0.70	130,17 (7.4)	297,72 (7.0)
105	3.721	1.062	-0.53	358,14 (39.7)	193,66 (51.6)
114	1.305	1.066	0.15	321,30 (13.2)	188,48 (7.8)
115	0.161	1.019	0.24	076,36 (35.4)	231,55 (30.6)
116	2.072	1.063	0.92	234,14 (52.4)	025,74 (12.0)
117	1.877	1.233	-0.44	100,2 (18.1)	012,64 (28.0)
118	2.902	1.034	-0.41	286,66 (45.1)	080,50 (45.5)
119	0.226	1.062	0.76	336,30 (39.4)	181,53 (24.7)
120	12.551	1.164	-0.45	172,27 (4.0)	032,57 (42.0)
121	0.445	1.058	0.02	190,58 (12.1)	359,31 (6.4)
125	0.578	1.056	-0.03	263,24 (37.4)	024,42 (32.6)
126	2.639	1.069	0.17	241,6 (12.9)	336,28 (16.7)
135	0.120	1.050	0.79	332,15 (33.3)	225,44 (10.5)
136	0.137	1.069	0.64	340,8 (18.8)	239,50 (13.4)
Cacimbas					
91	13.765	1.151	0.57	258,12 (4.5)	002,50 (5.4)
92	4.063	1.071	0.17	104,14 (2.6)	000,44 (9.6)
93	13.443	1.310	0.03	078,14 (4.2)	335,42 (2.1)
94	0.336	1.086	0.09	255,5 (9.0)	350,51 (12.0)
95	8.027	1.121	0.17	091,8 (3.8)	357,23 (4.8)
96	9.704	1.692	-0.03	078,8 (6.0)	343,30 (8.0)
106	6.685	1.056	-0.13	074,1 (17.9)	164,22 (28.6)
107	16.465	1.138	0.06	283,15 (11.4)	178,45 (4.0)
108	2.125	1.306	-0.03	260,15 (6.1)	160,34 (5.0)
109	4.227	1.099	0.54	086,23 (3.4)	343,29 (6.0)
110	0.893	1.040	-0.18	090,41 (32.6)	203,18 (31.8)
111	8.655	1.076	-0.33	288,2 (11.2)	018,4 (26.8)
112	0.140	1.068	-0.47	095,12 (7.3)	185,1 (14.6)
113	6.041	1.083	0.04	096,16 (3.6)	258,73 (7.7)
122	0.498	1.027	-0.03	113,11 (16.4)	012,47(20.1)
123	0.708	1.058	-0.08	065,38 (22.0)	334,3 (21.8)
124	0.102	1.060	0.46	069,4 (19.4)	336,28 (12.9)

Km, mean-site susceptibility (10^{-3} SI); P, degree of anisotropy; T, shape parameter; K₁ and K₃, respectively, mean-site maximum and minimum susceptibility directions (azimuth and dip). In parenthesis the angular dispersion (1.5s) about the AMS principal directions.

Mapa Geológico - Folha Campina Grande (SB.25-Y-C-I)

Autor: Sérgio Wilians de Oliveira Rodrigues
MAPA GEOLÓGICO PERTENCENTE A TESE DE DOUTORAMENTO

Folha Campina Grande

Mapa de localização de pontos descritos

litologias				
granito	anfibolito	bt-leucognaisse	ms-bt-gnaissse	quartzito
granito equigranular médio	anfi-bt-gnaissse	bt-leucognaisse bandado	ms-bt-gnaissse bandado	bt-ms-quartzito
granito porfirítico grosso	anfi-bt-gnaissse bandado	bt-leucognaisse homogêneo	ms-bt-gnaissse homogêneo	ms-quartzito
granito porfirítico médio	bt-granito gnaissse	anfi-bt-leucognaisse	grt-ms-bt-gnaissse	
bt-granito	anfi-bt-granito gnaissse	ms-bt-leucognaisse		migmatito estromático
bt-granito porfirítico	ms-bt-granito gnaissse	ms-leucognaisse		migmatitos
bt-granito cinza homogêneo	bt-leucogranito gnaissse	bt-gnaissse		
anfi-bt-granito	bt-augen gnaissse	bt-gnaissse bandado		
anfi-bt-granito porfirítico	ms-bt-augen gnaissse	bt-gnaissse homogêneo		
leucogranito		grt-bt-gnaissse		
sienogranito		grt-bt-gnaissse bandado		
diorito		bt-ms-gnaissse		
granodiorito				

2000 0 2000 4000 6000 Metros

LOCALIZAÇÃO DA FOLHA
NA UNIDADE DA FEDERAÇÃO

ARTICULAÇÃO DA FOLHA

PICUI MI-1132	SOLÂNEA MI-1133	GUARABIRA MI-1134
BOQUEIRÃO MI-1211	CAMPINA GRANDE MI-1212	SAPÉ MI-1213
SANTA CRUZ DO CARIBARIÉ MI-1290	SURUBIM MI-1291	LIMOEIRO MI-1292

Convenções cartográficas

- Rodovia pavimentada
- Rodovia sem pavimentação com tráfego permanente
- rodovia s/ pavimentação com tráfego periódico
- Ferrofia
- Curso d'água
- Curva de nível mestra
- Curva de nível intermediária

Sistema de Projeção UTM
Datum vertical: Imbituba-Santa Catarina
Datum horizontal: SAD-69
Origem da quilometragem UTM: Equador e meridiano 33° W.Gr
Acrescida as constantes 10 000 km e 500 km, respectivamente
Base cartográfica: SUDENE (1999)

Autor: Sérgio Wilians de Oliveira Rodrigues
MAPA PERTENCENTE A TESE DE DOUTORAMENTO