

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA

Instituto de Geociências e Ciências Exatas

Campus de Rio Claro

**CARACTERIZAÇÃO ESTRUTURAL DO EMBASAMENTO DO GRUPO
ARAÍ, NA ZONA EXTERNA DA FAIXA BRASÍLIA (GO)**

Armando José Massucatto

Orientador: Prof. Dr. Luíz Sérgio Amarante Simões

Tese de doutoramento elaborada junto
ao Programa de Pós-Graduação em
Geociências – Área de concentração em
Geologia Regional, para a obtenção do
Título de Doutor em Geologia Regional.

Rio Claro – SP
Fevereiro - 2003

A Deus que sempre guiou os meus passos

AGRADECIMENTOS

A realização deste trabalho não seria possível sem a competente orientação do Prof. Luiz, que colaborou no sentido de aperfeiçoar os meus conhecimentos.

Ao Prof. Hans pelos comentários e apoio durante a minha estada em Rio Claro.

Ao Prof. Artur pelo incentivo e pelas discussões sempre proveitosas.

Ao Prof. Nilson F. Botelho, por sua acolhida, pela inestimável ajuda, e prestimosas orientações.

À FAPESP (processo 98/16427-1) que financiou o todos os trabalhos realizados.

À Alexandra pela sua incansável paciência na digitação e correção dos mapas.

Ao meus amigos Harrizon e Auxiliadora, por sua amizade e inestimável apoio paciência.

Ao amigo Samuel por sempre estar incentivando e apoiando o trabalho.

Ao Junior pela presteza e capricho na confecção das lâminas.

À Nádia, Laura, Vânia, Valéria e Eliana que sempre responderam às minhas necessidades de maneira extremamente gentil.

Aos meus pais que sempre me apoiaram e me incentivaram a permanecer focado em meus objetivos.

Toda vez que temos que fazer um agradecimento, sempre acabamos nos esquecendo de pessoas que nos ajudaram e nos apoiaram, portanto a todos os que me ajudaram e não aparecem nesta lista o meu sincero agradecimento.

A Deus, que durante este período, me ensinou a crescer, não somente como geólogo, mas como homem, que me concedeu a graça de que minha filha encantasse a minha vida por alguns dias, mostrando que o amor é sem dúvida a maior virtude.

SUMÁRIO

Índice	i
Lista de figuras	iii
Lista de Fotografias	iv
Resumo	vii
Abstract	viii
<u>1 – Introdução</u>	9
1.1 – Apresentação do problema.....	9
1.2 - Justificativas e objetivos.....	10
1.3 - Características gerais da área estudada.....	10
1.3.1. – Localização da área de estudo.....	10
1.4 – Metodologia.....	12
<u>2 – Geologia Regional</u>	15
2.1 – Introdução.....	15
2.2 – A Faixa Brasília em seu setor norte.....	15
2.2.1 – Breve histórico.....	15
2.2.2 – Compartimentação e geologia da Faixa Brasília.....	17
2.2.3 – Compartimentação tectônica da parte Norte da Zona Externa da Faixa Brasília.....	23
<u>3 – Geologia Local</u>	27
3.1 – Introdução.....	27
3.2 – Complexo Granítico-gnáissico.....	28
3.2.1 – Introdução.....	28
3.2.2 – Ortognaisses.....	29
3.2.3 – Quartzo-Sericita Xisto-Milonítico.....	34
3.2.4 – Filonitos.....	37
3.3 – Formação Ticunzal.....	38
3.3.1 – Introdução.....	38
3.3.2 – Quartzo-Sericita Xistos.....	39
3.3.3 – Paragnaisses.....	41
3.4 – Mega veios de quartzo.....	42

3.5 – Granito Caldas.....	48
3.6 – Granito Soledade.....	50
3.7 – Granito Sucuri.....	53
3.8 – Grupo Araí.....	55
<u>4 – Análise Estrutural</u>	62
4.1 – Introdução.....	62
4.2 – Terminologia.....	63
4.3 – Análise estrutural descritiva.....	64
4.3.1 – Foliações.....	65
4.3.1.1 – Evento 1 - Foliações S_1	66
4.3.1.2 - -Evento 2 – Foliações S_2	69
4.3.1.3 – Evento 3 – Foliações S_{B1}	73
4.3.1.4 – Evento 3 – Foliações S_{B2}	77
4.3.1.5 – Evento 3 – Foliações S_{B3}	80
4.3.1.6 - Evento 3 – Acamamento sedimentar.....	83
4.3.2– Veios.....	86
4.3.3 – Lineamentos estruturais.....	90
<u>5 – Análise Microestrutural</u>	92
5.1 – Introdução.....	92
5.2 – Descrição das feições microestruturais.....	92
5.3 – Processos microestruturais de deformação.....	100
5.4 – Análise morfológica dos grãos de quartzo.....	108
<u>6 – Geocronologia</u>	114
6.1 – Introdução.....	114
6.2 – O método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	115
6.3 – Metodologia.....	116
6.4 – Dados geocronológicos existentes na região.....	118
6.5 Análise das amostras datadas.....	120
<u>7 – Modelagem Tectônica</u>	132
7.1 – Introdução.....	132
7.2 – Metodologia.....	132
7.3 – Ensaios.....	135

7.3.1. – Frente retilínea.....	135
7.3.2 – Frente com inflexão de 20°.....	137
8 – Evolução Geológica.....	140
8.1 – Introdução.....	140
8.2 – Análise cinemática.....	140
8.3 – Evolução geológica.....	147
9 – Conclusões.....	150
Referências Bibliográficas.....	152

Lista de figuras

Fig. 1.1 - Mapa de localização da área.....	11
Fig. 2.1 - Esboço geológico de Faixa Brasília na borda oeste do Cráton do São Francisco.....	16
Fig. 2.2 - Posicionamento geotectônico da Faixa de Dobramentos Brasília.....	17
Fig. 2.3 - Mapa geológico esquemático da Província estanífera de Goiás.....	20
Fig. 2.4 - Mapa geológico esquemático do centro-oeste de Goiás.....	22
Fig. 2.5: Diagrama de concórdia U-Pb para zircões dos riolitos do Grupo Araí.....	22
Fig. 2.6: Mapa geológico e seções geológicas da zona externa da porção norte da Faixa Brasília.....	25
Fig. 3.1: a) Gráfico comprimento <i>versus</i> espessura para os “gashes” de Cavalcante ao longo de seis ordens de magnitude. b) Gráfico logarítmico de frequência acumulada para comprimento e espessura.....	45
Fig. 4.1: Mapa geológico-estrutural mostrando as principais feições geológicas.....	65
Fig. 4.2: Estereograma eqüiárea dos pólos da Foliação S ₁	67
Fig. 4.3: Estereograma eqüiárea das lineações minerais e de estiramento associadas à foliação S ₁	68
Fig. 4.4: Estereograma eqüiárea das foliações S ₂	70
Fig. 4.5: Estereograma eqüiárea das lineações mineral e/ou de estiramento associadas à foliação S ₂	71
Fig. 4.6: Blocos esquemáticos indicando as dimensões proporcionais das lineações associadas à foliação S ₂	72
Fig. 4.7: Estereograma eqüiárea dos pólos da foliação S _{B1}	75

Fig. 4.8: Estereograma eqüiárea das direções de lineações minerais e/ou de estiramento associadas à foliação S_{B1}	76
Fig. 4.9: Estereograma eqüiárea dos pólos da foliação S_{B2}	78
Fig. 4.10: Estereograma eqüiárea das lineações minerais e/ou de estiramento associados à foliação S_{B2}	79
Fig. 4.11: Bloco esquemático representando as dimensões proporcionais das lineações pertencentes à foliação S_{B2}	80
Fig. 4.12: Estereograma eqüiárea dos pólos da foliação.....	81
Fig. 4.13: Estereograma eqüiárea das lineações minerais e/ou de estiramento associadas à foliação S_{B3}	82
Fig 4.14: Bloco esquemático representando as dimensões proporcionais de grãos de quartzo que definem lineações de estiramento em pertencentes à foliação S_{B3} ..	83
Fig. 4.15: Estereograma eqüiárea dos pólos do acamamento sedimentar.....	84
Fig. 4.16: Mapa geológico e estrutural da região próxima à cidade de Teresina.....	85
Fig. 4.17: Estereograma eqüiárea dos pólos dos veios.....	87
Fig. 4.18: Croqui esquemático de veio de quartzo.....	89
Fig. 4.19: Roseta dos lineamentos do embasamento.....	90
Fig. 4.20: Roseta dos lineamentos das rochas do Grupo Araí.....	91
Fig. 6.1: Idades aparentes $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dos grãos de muscovita da amostra AJM-01.....	123
Fig. 6.2: Idades aparentes $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dos grãos analisados da amostra AJM 119A.....	125
Fig 6.3: Idades aparentes $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dos grãos analisados da amostra G7.....	127
Fig. 7.1: Croqui esquemático da caixa de areia.....	134
Fig. 7.2: A) Modelo retilíneo com mergulho de 70° ; B) Modelo com inflexão de 20° ; C) corte transversal dos modelos.....	135
Fig 7.3: A) Vista em planta do experimento realizado com uma frente retilínea de empurrão. B) Plano de falha com mergulho de aproximadamente.....	136
Fig. 7.4: A) Vista em planta do experimento utilizando o modelo com inflexão de 20° B) Corte longitudinal do experimento.....	137
Fig. 7.5: A) Vista em planta do experimento utilizando o modelo com inflexão da frente de empurrão após um encurtamento de 10; B) Corte longitudinal do experimento mostrando as duas falhas geradas.....	138
Fig. 8.1: Cinco diferentes tipos de transpressão e transtensão.....	146
Figura 8.2: Modelo cinemático/evolutivo proposto para a área de estudo.....	149

Lista de fotografias

Foto: 3.1: Aspecto geral dos afloramentos de ortognaisses.....	30
--	----

Foto 3.2: Ortognaisse com a presença de veios pegmatíticos de composição granítica.....	31
Foto 3.3: Aspecto geral dos ortognaises.....	31
Foto 3.4: “Ribbons” de quartzo estirados paralelamente à lineação morfológica.....	32
Foto 3.5: Inclusão de ouro em porfiroblasto de K-feldspato do ortognaisse.....	33
Foto 3.6: Mesma inclusão da foto 3.5 vista sob luz transmitida.....	34
Foto 3.7: Aspecto geral dos quartzo-muscovita xisto-miloníticos.....	35
Foto 3.8: Indícios de recristalização em cristais de plagioclásio.....	36
Foto 3.9: Aspecto geral dos filonitos.....	38
Foto 3.10: Aspecto geral dos quartzo-muscovita xistos da Formação Ticunzal.....	40
Foto 3.11: Aspecto geral dos quartzo-muscovita xisto-milonítico.....	40
Foto 3.12: Aspecto geral dos paragnaises da Formação Ticunzal.....	41
Foto 3.13: Reprodução de foto aérea mostrando alguns dos mega veios de quartzo da região de Cavalcante – Teresina.....	43
Foto 3.14: Aspecto geral do material quartzoso que preenche os mega veios.....	46
Foto 3.15: Microfratura parcialmente selada por grãos de quartzo.....	46
Foto 3.16: Detalhe de duas foliações se cortando.....	47
Foto 3.17: Ouro na interseção de foliações pretéritas com zonas de cisalhamento.....	47
Foto 3.18: Mesmo campo de visão da foto anterior, sob luz refletida	48
Foto 3.19: Aspecto geral do granito Caldas.....	49
Foto 3.20: Biotita do granito Caldas.....	50
Foto 3.21: Aspecto geral de afloramento do Granito Soledade.....	51
Foto 3.22: Aspecto geral do granito Soledade.....	52
Foto 3.23: Xenólitos de ortognaises no granito Soledade.....	52
Foto 3.24: Aspecto geral do corpo granítico Sucuri.....	54
Foto 3.25: Aspecto geral do sienogranito do corpo Sucuri.....	55
Foto 3.26: Metaconglomerado da base do Grupo Araí, Formação Arraias.....	56
Foto 3.27: Meta-arenito do Grupo Araí.....	57
Foto 3.28: Meta arenito com uma foliação incipiente.....	58
Foto 3.29: Aspecto geral do riolito intrusivo no Grupo Araí.....	59
Foto 3.30: Foto mostrando o contato normal entre as rochas do Complexo Granítico–gnáissico e do Grupo Araí.....	60
Foto 3.31: Conglomerado basal do Grupo Araí.....	61
Foto 3.32: Seixos de ortognaisse (setas).....	61

Foto 4.1: Foliação S_1 dobrada indicando um encurtamento de direção E-W.....	68
Foto 4.2: Foliação S_2 do evento 2.....	73
Foto 4.3: Foliação S_{B1}	75
Foto 4.4: Estrutura do tipo “SC” gerada em zonas de cisalhamento nordeste.....	78
Foto 4.5: Foliação S_{B3} no embasamento.....	83
Foto 5.1: Foliação de caráter milonítico bem desenvolvida em filonitos.....	93
Foto 5.2: Foliação S_2 irregular anastomótica.....	93
Foto 5.3: Foliação S_{B1} contínua em meta-arenito do Grupo Araí.....	94
Foto 5.4: “Ribbon” de quartzo, observado com auxílio da placa de gipso.....	96
Foto 5.5: Fratura e “pull-apart” paralelo em quartzo.....	96
Foto 5.6: Fraturas em feldspatos.....	97
Foto 5.7: Detalhe de fratura em K-feldspato.....	98
Foto 5.8: Microestrutura do tipo “core-and-mantle”.....	99
Foto 5.9: Reações nas fraturas de feldspatos.....	100
Foto 5.10: Lamelas de deformação em cristais de quartzo de	103
Foto 5.11: Microfratura aberta com cristais prismáticos de quartzo.....	105
Foto 5.12: Microfratura praticamente.....	106
Foto 5.13: Microfratura quase totalmente fechada.....	106
Foto 5.14: Microfratura totalmente selada.....	107
Foto 5.15: Microestruturas de “crack sealling” obliteradas por deformação/recristalização..	107
Foto 5.16: Imagem de MEV mostrando cavidade em grão de quartzo.....	109
Foto 5.17: Detalhe da imagem anterior.....	110
Foto 5.18: Imagem mostrando os grãos de quartzo com as superfícies lisas e contatos poligonalizados.....	111
Foto 5.19: Imagem de amostra da Formação Ticunzal, deformada segundo a foliação S_{B2}	111
Foto 5.20: Imagem de quartzito do Grupo Araí.....	113
Foto 5.21: Imagem de quartzito do Grupo	113
Foto 6.1: Muscovita pertencente ao mega veio de quartzo de Cavalcante.....	122
Foto 6.2: Fotomicrografia do granitóide milonitizado do ponto AJM 119A.....	124
Foto 6.3: Agregado de muscovita do ponto G7.....	126
Foto 6.4: Grãos de muscovita do ponto G7 levemente dobrados.....	126
Foto 7.1: Corte longitudinal do experimento com frente de empurrão retilínea.....	136
Foto 7.2: Vista em planta do experimento com frente de empurrão com inflexão.....	139
Foto 7.3: Corte longitudinal de experimento utilizando uma frente de empurrão	

RESUMO

A área de estudo, objeto desta tese de doutoramento, situa-se na porção nordeste do estado de Goiás, na região de Cavalcante. Nesta região são encontradas rochas do embasamento da Faixa de Dobramentos Brasília, composto por rochas do Complexo Granítico-gnáissico, mega veios de quartzo e Formação Ticunzal. Recobrimo estas rochas são visíveis os metassedimentos do Grupo Araí.

As rochas do embasamento da Faixa de Dobramentos Brasília na área de estudo se apresentam fortemente deformadas, mostrando uma alta complexidade estrutural, o que indica que foram submetidas a diferentes eventos deformacionais. Para um melhor entendimento da evolução geológica da área buscou-se através de diferentes técnicas e ferramentas a separação dos eventos deformacionais que atuaram sobre a região.

Os trabalhos realizados levaram a identificação de 5 foliações distintas, sendo que as mesmas foram hierarquizadas e separadas, em função de sua geração, em 3 eventos deformacionais. Para refinar a separação destes eventos deformacionais foram realizadas datações em muscovitas pertencentes às respectivas foliações, utilizando-se o método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$.

O Evento denominado genericamente de 1, apresenta uma foliação (S_1) com direção próxima a EW, mergulho subvertical. Tal foliação é gerada como resposta a uma compressão de direção próxima a NS. As datações realizadas em micas brancas formadas durante este evento, indicam idades mínimas de 1.5 Ga. O Evento 2, decorrente de uma compressão de direção próxima a EW, é responsável pela geração de uma foliação (S_2) com direção próxima a NS, que apresenta um mergulho vertical. Associa-se a esta fase uma lineação de estiramento em geral vertical e localmente de baixo ângulo. As datações realizadas apontam para idades mínimas de 1.4 Ga, para micas brancas geradas durante este evento. As análises petrográficas indicam que as rochas que estiveram submetidas a ação dos eventos 1 e 2, passaram por condições de metamorfismo semelhantes, onde as temperaturas podem ter alcançado entre 450 e 500° C.

Estudos realizados nos mega veios de quartzo da região mostram que essas estruturas foram possivelmente geradas durante o evento 2, em função de sua geometria estar em plena conformidade com os aspectos cinemáticos encontrados para este evento. A datação $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ realizada em mica branca do mega veio de quartzo que hospeda a mineralização aurífera de Cavalcante, aponta como sendo de 1.8 Ga. a idade mínima de geração desse mega veio, diferente da idade brasileira sugerida por Hippertt & Massucatto (1998), como sendo a idade de geração deste mega veios. A geometria fractal, mostra que todos os mega veios de quartzo da região de Cavalcante foram gerados durante

o mesmo evento deformacional (Massucatto, 1997). Tal informação permite estender a idade mínima encontrada para este veio, para todo o conjunto existente na região.

Após os dois eventos de encurtamento, aparentemente a região passa por um processo de rifteamento. Tal extensão é marcada com o início da deposição das rochas do Grupo Araí, onde riolitos da base do grupo apresentam uma idade de 1.77 Ga. (Pimentel et al 1991), apresentando ainda a intrusão de corpos graníticos (Sucuri e Soledade). Na área estudada não são encontradas estruturas que marquem este evento extensional, indicando que provavelmente tais estruturas foram reaproveitadas durante a inversão da bacia que se processou no ciclo Brasileiro e, neste trabalho passou-se a denominar-se de Evento 3.

O Evento 3, como resposta a uma compressão de direção EW, possibilita a geração de 3 foliações distintas. A foliação S_{B1} possui uma direção aproximadamente NS sendo melhor visualizada em rochas do Grupo Araí. Como resposta aos esforços aplicados durante este evento, é formado um par conjugado de zonas de cisalhamento, possuindo direções NE e NW. As zonas de cisalhamento de direção NE, são correlatas ao sistema denominado por Fonseca & Dardenne (1993b) como Sistema Transcorrente Cavalcante-Teresina, com movimentação dextral. Associada a estas zonas é observada uma foliação (S_{B2}) com direção predominantemente NE e mergulhos subverticais, com lineações de estiramento predominantemente verticais, e ainda lineações que tendem a sub-horizontalidade. A zona de cisalhamento NW apresenta um caráter típico "strike slip" com movimentação dextral, a qual está associada uma foliação (S_{B3}) com direção predominantemente NE, com mergulhos verticais.

Ebora tal evento não tenha sido datado, o aumento de temperatura, que em estudos realizados aponta para um máximo de 300° C, perturba as idades mínimas obtidas pelo método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, tendo ficado impressos nas micas brancas perturbações térmicas que se processaram entre 400 e 700 Ma (idade sem confirmação precisa), indicando que este evento ocorreu durante o ciclo Brasileiro.

ABSTRACT

The studied area in this PhD thesis is located in the northeast portion of Goiás State, near Cavalcante Town. Basement rocks of Brasília Fold Belt, composed basically by Granitic-Gneiss Complex, mega quartz veins and the Ticunzal Formation, characterize this area. Overlying these rocks are the Araí Group Metasediments.

The basement rocks of Brasília Fold Belt, in the studied area, are strongly deformed, showing a highly structural complexity, which indicate these rocks were submitted by different deformational events. For a better understanding of geological evolution, different techniques and tools to distinguish the deformational events have been applied.

The work done defined the identification of five different foliations, which were ordered and separated in three different deformational events because its generations. To refine its events separation, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating in muscovites belonging in each foliation has been done.

The Event denominated generally by “1” presents an EW direction foliation (S_1) with a sub vertical dipping. Such foliation was generated as consequence for an NS direction compression. The dating done in white micas formed during this event, yielded a minimum age of 1.5 Ga. The “Event 2”, consequence of a close EW direction compression, generated a close NS direction foliation (S_2) with vertical dipping. The white micas dating suggest a minimum age of 1.4 Ga for this event. Petrographic analysis indicated rocks that were submitted by the Events “1” and “2”, were affected by similar metamorphism conditions, where might have reached temperatures between 450 and 500° C.

The mega quartz veins possibly have been generated during the Event “2”. Accomplished studies showing that its geometries are conformable with the cinematic aspects found in this event. White mica $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating from Cavalcante gold-bearing quartz veins yielded a minimum age of 1.8 Ga, different of the Brasiliana age suggested by Hippertt & Massucatto (1998), as a generation age for these mega veins. According Massucatto (1997), which shows through fractal geometry, all quartz veins of Cavalcante Area were generated in a same deformational event. Such information allows extends the minimum age found for these veins to the whole conjunct existent in the area.

After the shortening events “1” and “2”, apparently a rifting process took place. Such extension was defined with the beginning of Araí Group deposition, where the basal rhyolites showed ages of 1.77 Ga. (Pimentel et al 1991), presenting also granitic bodies intrusions (Sucuri and Soledade). This event has not been found in the studied area, indicating probably such structures were re-utilized during the basin inversion happened in Brasiliano cycle, which in this work was denominated Event “3”.

The Event "3", as consequence of an EW direction compression, make possible the generation of three different foliations. The foliation S_{B1} has a close NS direction, being seen better in Araí Group Rocks. As a consequence of stress applied during this event, was formed a conjugated pair of shear zones, with NE and NW directions. The NE directions shear zones are correlated to the system denominated by Fonseca & Dardenne (1993b) as Cavalcante-Teresina Transcurrence System, with dextral shearing. Associated with these zones are observed a foliation (S_{B2}) with predominantly NE direction and sub vertical dipping, which presents predominantly vertical stretch lineation, but also presenting lineation that tends to sub horizontal. The NW shear zone is characterized by a typical strike slip with dextral shearing, which is associated a foliation (S_{B3}) with a predominantly NE direction and vertical dipping.

This event has not been dated, however the temperature increasing, which in accomplished studies have indicated a maximum of 300° C, affected the minimum ages yielded by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating, have been overprinted thermal perturbations in white micas which happened between 400 and 700 Ma (age without accurate confirmation), indicating a Brasiliana age for this event.

1 - INTRODUÇÃO

1.1 - Apresentação do problema

A Zona Externa da Faixa de Dobramentos Brasília (Fuck, 1994), vem sendo estudada nos últimos anos geralmente com um enfoque amplamente regional. Estes trabalhos, sem dúvida, vêm colaborando “em muito para o entendimento dos fenômenos de crescimento crustal e sutura no ciclo Brasileiro” (Fonseca, 1996); contudo trabalhos de detalhe em áreas específicas de interesse são ainda escassos. A realização de estudos temáticos de detalhe e de semidetalle é de suma importância, pois, com eles, pode-se identificar com maior precisão os processos e mecanismos de deformação que ocorrem em escala regional e, por conseguinte afetaram toda a Faixa de Dobramentos Brasília.

O trabalho apresentado nesta tese de doutoramento foi realizado preferencialmente nas rochas do embasamento da Faixa de Dobramentos Brasília expostas por uma janela erosiva, e em rochas supracrustais adjacentes, localizadas nas proximidades das cidades de Cavalcante e Teresina, situadas no nordeste do estado de Goiás.

Tem ele o objetivo de contribuir com investigações estruturais e microestruturais para a elucidação do padrão deformacional, principalmente do embasamento, bem como do seu comportamento reológico durante os diferentes eventos deformacionais.

O pouco conhecimento da geologia da região de Cavalcante/Teresina despertou o interesse para o trabalho, com o qual buscou-se entender a origem e o significado tectônico de um conjunto de estruturas até então pouco conhecidas. Tais estruturas foram descritas por Massucatto (1997) e Hippertt & Massucatto (1998), como correspondentes a “gashes” extensionais de escala quilométrica. Associada a um destes “gashes” encontra-se a mineralização aurífera da mina Buraco do Ouro em Cavalcante, a qual vem sendo explorada desde 1750, sem que sua estruturação geológica tenha sido completamente elucidada.

1.2 - Justificativa e objetivos

Este trabalho tem como justificativa básica aumentar o conhecimento em semidetalle da geologia das rochas do embasamento granítico-gnáissico da Faixa de Dobramentos Brasília na porção norte da Zona Externa (Fuck, 1994), contribuindo desta forma no entendimento da geotectônica da Faixa Brasília. O pequeno conhecimento da

geologia da região fez com que muitas estruturas passassem despercebidas, gerando certa confusão sobre a hierarquia dos eventos deformacionais que nela atuaram.

Como bjetivo final o presente trabalho tentará dirimir as dúvidas sobre os diferentes eventos deformacionais que atuaram nesta região, separando os processos deformacionais atuantes nas rochas do embasamento daqueles que afetaram as rochas supracrustais. Tal separação permitirá o melhor entendimento da geotectônica da Faixa Brasília na sua porção norte.

Através da aquisição de novas informações, este trabalho buscará posicionar temporalmente as estruturas definidas por Massucatto (1997) como “gashes” extensionais de escala quilométrica, checando a sua cinemática com os elementos estruturais contemporâneos a estes, o que possibilitará o entendimento da mineralização, fornecendo, também, subsídios para a prospecção de outros jazimentos similares ocorrentes na região.

Para a realização destes objetivos, fez-se necessário o estudo dos processos deformacionais em macro e micro escala, em litotipos deformados do embasamento e das supracrustais adjacentes presentes na área de estudo.

Especificamente este trabalho incluirá:

- análise estrutural descritiva do embasamento;
- análise dos processos deformacionais em macro e micro escala;
- análise cinemática do acervo estrutural;
- realização de datações geocronológicas de rochas, visando a determinação das idades dos eventos deformacionais que afetaram a área;
- formulação de um modelo evolutivo estrutural;

1.3 - Características Gerais da Área Estudada

1.3.1 - Localização da área de estudo

A área de estudo situa-se nos arredores das cidades de Cavalcante e Teresina, nordeste de Goiás, distantes cerca de 350 quilômetros ao norte da cidade de Brasília, próximas à divisa com o estado de Tocantins (Fig. 1.1).

O trabalho de campo foi desenvolvido em uma área poligonal de 2036 km², balizada pelas coordenadas UTM 8520 a norte, 8464 a sul, 230 a oeste e 280 a leste (vide mapas em anexo), ocupando parcialmente a folha Cavalcante (SD.23-V-C-V), escala 1:100.000 e uma pequena porção da folha Porto Real (SD.23-V-C-II).

O acesso à área faz-se partindo de Brasília, rumo ao norte, pela rodovia BR 020 segue-se nesta por cerca de 30 km, onde toma-se a rodovia GO - 118 seguindo nesta

por cerca de 350 km até a cidade de Teresina, toma-se então a estrada vicinal asfaltada que dá acesso a cidade de Cavalcante, a oeste e ao norte da área, que é cortada ainda, de norte a sul pela estrada GO 118. Estas estradas são todas pavimentadas e bem conservadas. Para se chegar ao interior da área são utilizadas estradas cascalhadas, muitas vezes em péssimo estado de conservação, tal fato dificultou bastante o acesso às porções mais interiores da área, inviabilizando a chegada em determinados pontos, devido a problemas logísticos.

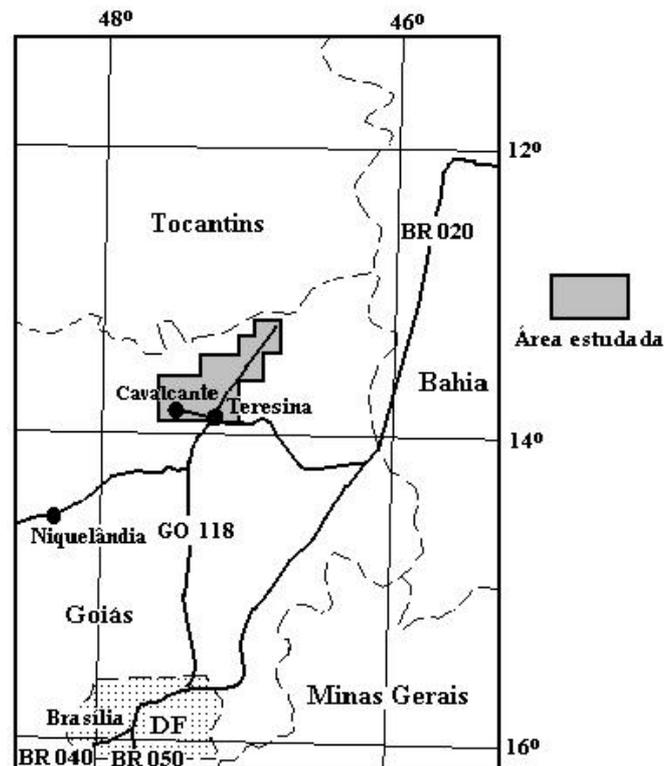


Fig. 1.1- Mapa de localização da área.

1.4 – Métodos

A realização do trabalho foi dividida em três grandes etapas, sendo elas: 1 - trabalho de escritório preliminar; 2 - trabalho de campo e, 3 - interpretação de dados e confecção de tese. Estas etapas serão detalhadas a seguir.

- ✓ Trabalho de escritório preliminar
 - realização de consulta bibliográfica referente à geologia regional e local, bem como de temas de interesse conceitual que auxiliassem na solução do problema apresentado;

- fotointerpretação prévia em aerofotos de escala 1:45.000 e 1:25.000, realizadas pelo EMFA. Estas fotos cobrem uma pequena região em torno da cidade Cavalcante (vide mapa de lineamentos em anexo)
- análise de imagens de satélite LANDSAT TM na escala 1:250.000.

✓ Trabalho de campo

Foram realizadas diversas viagens à área, perfazendo um total de 64 dias trabalhados na área “in situ”. Estes trabalhos consistiram em: reconhecimento da área a ser estudada, levantamento de dados estruturais e litológicos, levantamento da geometria das principais estruturas encontradas na região, coleta de amostras e, que foram orientadas em campo e posteriormente utilizadas nos estudos de petrologia e análise microestrutural. Os dados estruturais levantados foram lançados em mapas na escala 1:100.000.

Durante as etapas finais de trabalho de campo foi realizado o trabalho final de graduação do aluno André L. I. Oliveira (2001) que resultou na confecção de mapa geológico na escala 1:25.000, realizado nas cercanias da cidade de Teresina, contando com a orientação do doutorando Armando José Massucatto e do Prof. Dr. Luiz Sérgio Amarante Simões; os dados levantados pelo aluno fazem parte da atual tese de doutoramento.

O trabalho de campo foi realizado em base cartográfica na escala 1:100.000, utilizando-se como referência os mapas geológicos gerados por Alves & Santos (1995), Silva e Batista (1995), Souza & Katajima (1995), Lustosa & Lima (1995), Sabatier & Melo (1995), Souza & Melo (1995), Lacerda Filho, Rezende & Silva (1999), realizados em escala 1:25.000. Em posse destas informações cartográficas, foi compilado um mapa geológico integrado, do qual foram utilizados os grandes traços estruturais e contatos geológicos. Este mapa compilado foi completado com as informações relativas a foliações e lineações. Foi realizada uma checagem parcial do contato entre o embasamento granítico-gnáissico e as rochas do Grupo Araí nos pontos onde os complicadores geológicos fizeram por exigir (os resultados destes trabalhos são apresentados no mapa geológico em anexo).

Como técnicas de análise estrutural foram utilizados princípios e métodos normalmente aplicados em terrenos polideformados, sendo compostos de análise descritiva, geométrica e cinemática. Estas técnicas foram utilizadas na descrição e interpretação de estruturas básicas tais como foliações, lineações minerais e de estiramento, eixos de dobras, etc.; bem como para o tratamento de feições cinemáticas, tais como estruturas do tipo “S-C”, porfiroclastos, estruturas “pull aparts” etc. Sínteses e detalhamentos destas

técnicas podem ser encontradas em Turner & Weiss (1963), Davis (1984), Mosher & Helper (1988), Twiss & Moores (1992) Passchier & Trouw (1996).

✓ Interpretação de dados e confecção de tese

Esta etapa pode ser dividida em duas partes: 1 - tratamento e interpretação de dados e, 2 - confecção de manuscritos e tese. Estas partes serão descritas a seguir.

- Tratamento e interpretação de dados

Encerrado o trabalho de campo, os dados estruturais coletados foram tratados estatisticamente através do programa DIPS 2.3 do Department of Civil Engineering of University of Toronto, e os resultados plotados em estereogramas equiárea. Concomitantemente foram confeccionadas e analisadas seções delgadas e polidas das amostras coletadas em campo; preparação de amostras para microscopia eletrônica de varredura, realização de ensaios de modelagem tectônica. Durante a análise estrutural foram realizados também os trabalhos de análise microestrutural petrográfica, com intuito de investigar os processos microestruturais de deformação. Nesta etapa também foram realizadas datações geocronológicas, no CEPGEO/USP, utilizando o método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, com o bojetivo de determinar as idades de deformação atuantes na área. A descrição completa dos métodos empregados em cada etapa do trabalho será apresentada paulatinamente no decorrer desta tese.

- Confecção de manuscritos e redação do corpo da tese

Completada a coleção de dados, foi realizada a interpretação dos mesmos e confronto com as hipóteses previamente levantadas durante a realização das etapas de campo e discussões em escritório. Foi gerado, então, um mapa geológico, com as suas respectivas seções geológicas, bem como a integração de todos os dados obtidos em todas as etapas anteriores. Após a definição das principais conclusões e formulação do modelo estrutural, passou-se à redação do corpo final da tese.

2 - GEOLOGIA REGIONAL

2.1 - Introdução

A área de estudo está totalmente inserida na Faixa de Dobramentos Brasília, situada na porção sudeste da Província Tocantins (Almeida *et. al.*, 1977), a qual corresponde à parte central do Estado de Goiás e oeste do Estado de Minas Gerais.

O enfoque desta tese, se concentrará principalmente na porção Norte da Faixa de Dobramentos Brasília, situada ao norte da Inflexão dos Pirineus, localizando-se esta próxima ao paralelo 15°S. Revisões completas a respeito da Faixa Brasília podem ser encontradas em Almeida *et. al.* (1977) e Schobbenhaus F^o (1993), Pimentel *et. al.* (2000), Dardenne (2000) entre outros.

2.2 - A Faixa Brasília em seu setor norte

2.2.1 - Breve Histórico

A Faixa Brasília possui uma extensão de aproximadamente 1000 quilômetros na direção norte-sul, com uma largura média que variando em torno de 300 quilômetros, balizando a margem ocidental do Cráton São Francisco (Schobbenhaus, 1993). A Faixa Brasília engloba uma grande variedade de unidades supracrustais proterozóicas de caráter tipicamente metassedimentar (Fig. 2.1).

A denominação de Faixa de Dobramentos Brasília originou-se na definição do Geossinclínio Brasília (Almeida, 1967), constituído pelos Grupos Canastra e Bambuí, que segundo este autor foram deformados no Neoproterozóico/Cambriano. Contudo, com a evolução dos conhecimentos, esta definição passou a englobar também as unidades afetadas pela orogênese Brasileira, limitada a leste pelo Cráton São Francisco, a noroeste pelo Cráton Amazônico e a sudoeste pela Bacia Paraná.

FAIXA BRASÍLIA

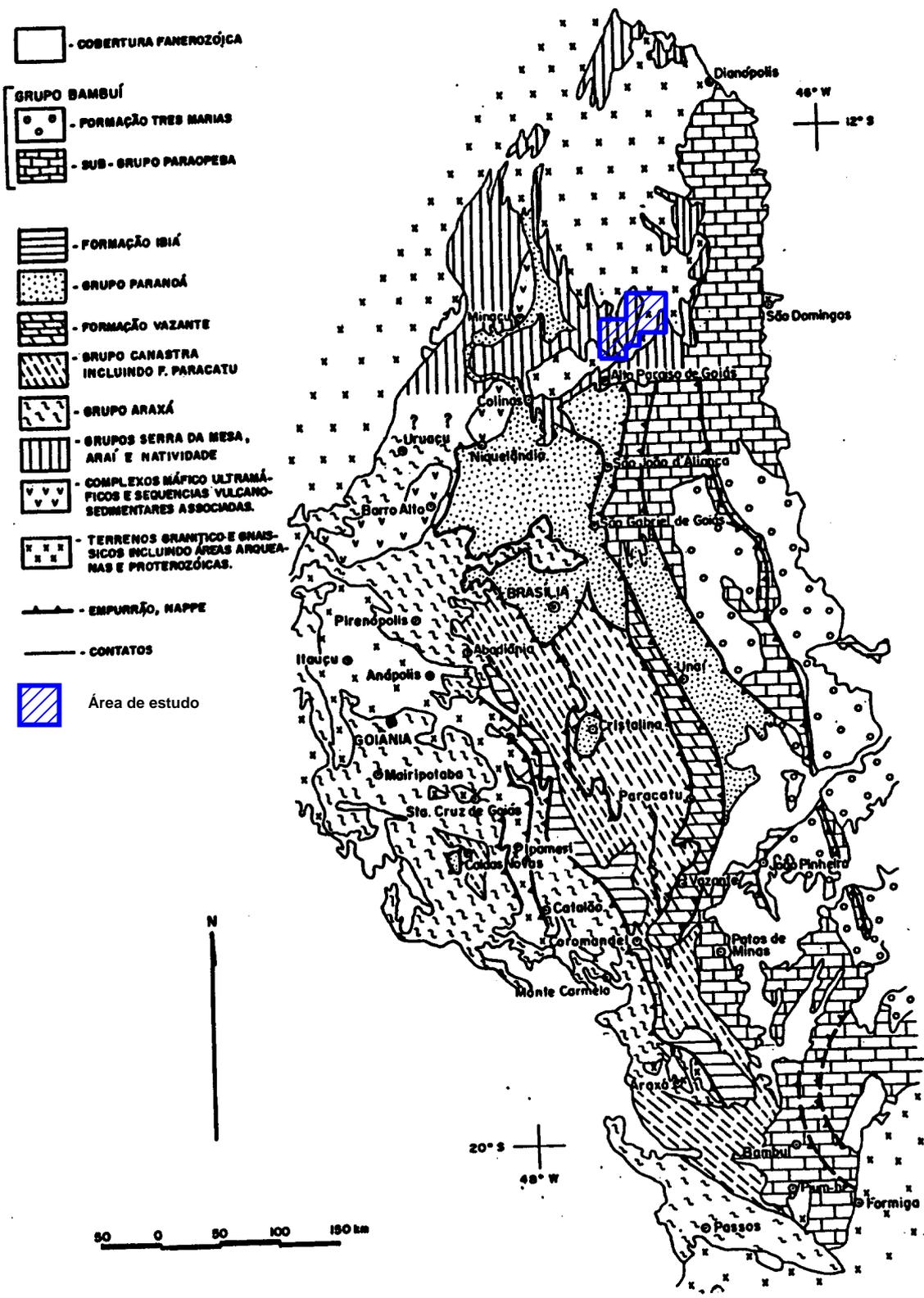


Fig. 2.1: Esboço geológico de Faixa Brasília na borda oeste do Cráton do São Francisco (Fuck *et al.*, 1992).

2.2.2 - Compartimentação e geologia da Faixa Brasília

Nesta seção será utilizada a compartimentação da Faixa Brasília como apresentada por Fuck (1994), dando-se enfoque especial à Zona Externa do Setor Norte, devido ao fato da área de estudo estar totalmente inserida nesta Zona. Segundo este autor, a Faixa Brasília pode ser dividida em 5 compartimentos como apresentados a seguir (Fig. 2.2):

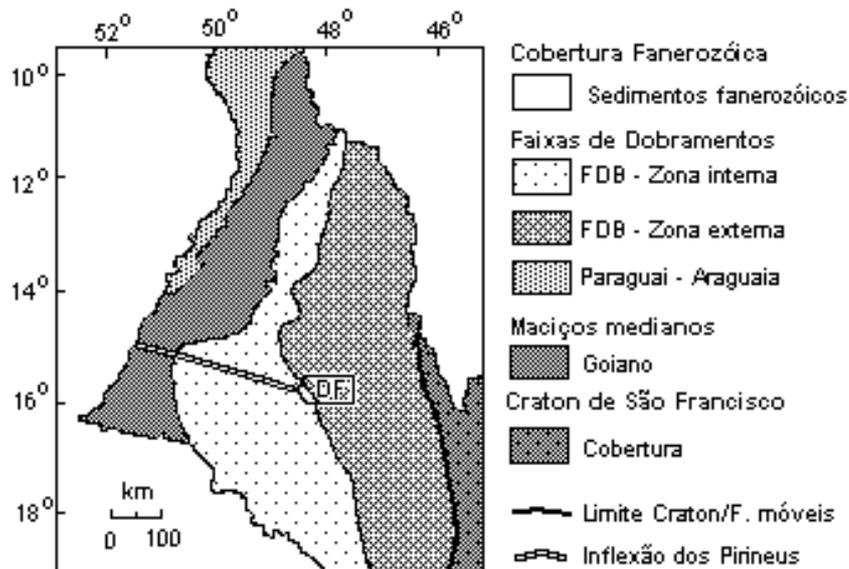


Fig. 2.2: Posicionamento geotectônico da Faixa de Dobramentos Brasília e sua compartimentação (extraído de: Fonseca & Dardenne 1993a).

- Zona cratônica: constituída por restritas exposições do embasamento (a leste, na região da cidade de São Domingos e ao sul da cidade de Formiga, figura 2.1) e coberturas fanerozoicas e pré-cambrianas compostas pelos grupos Paranoá e Bambuí, sendo o primeiro composto por sedimentos terrígenos e carbonáticos típicos de margem passiva.

Esta zona apresenta deformação de caráter epidérmico, com dobras amplas e suaves, que se tornam mais apertadas próximas ao cráton. Estas dobras ocorrem ao longo de falhas inversas e mostram clivagens com vergência para leste. O limite desta “zona” com o cráton é dado por falhas de empurrão, que por vezes são truncadas por sistemas transcorrentes.

- A zona externa: Fuck (1994) divide esta zona em dois setores Norte e Sul, sendo que neste estudo será tratado apenas o setor norte. No Setor Norte aparecem

estreitas faixas das unidades psamo-pelíticas e carbonáticas mais superiores do Grupo Paranoá, sendo que no restante deste setor afloram as rochas do embasamento (Complexo Granítico-gnáissico, Formação Ticunzal e granitos estaníferos). Aparecem ainda nesta zona rochas pertencentes a associações vulcano-sedimentares, representadas pelos Grupos Araí e Serra da Mesa.

Segundo Jordt-Evangelista & Fonseca (1995), o embasamento na região de Cavalcante é constituído por terrenos granítico - gnáissicos (“granitóides a duas micas e de composição granítica”). Segundo estes autores, as características dos granitóides indicam uma história de cristalização magmática, com posterior deformação e metamorfismo. Segundo Almeida & Hassui (1994), idades Rb/Sr de 2100 Ga indicam uma possível formação dos terrenos granítico-gnáissicos durante o ciclo Transamazônico.

Sparrenberg & Tassinari (1998) obtiveram idades K/Ar, em muscovita pertencente a um pegmatito, de 2.129 Ga e idade U/Pb em cassiterita entre 2.27 e 2.02 Ga na região próxima a Monte Alegre de Goiás (GO). Para estes autores, estas idades indicam que a influência termal do Brasiliano nesta região foi relativamente pequena.

Contudo, durante a realização do Projeto Paranã ((1995) trabalho final de graduação dos alunos de geologia da UNB), sob a coordenação de Botelho, Alvarenga; Meneses e D´el-Rey Silva estes terrenos granítico-gnáissicos foram separados em quatro litotipos distintos, como descritos a seguir:

- Ortognaisses (γ_1) – rochas de composição granítica, apresentando-se bastante deformados, estratigraficamente posicionados no Paleoproterozóico/Arqueano, constituindo o embasamento sobre o qual se depositaram a Formação Ticunzal e o Grupo Araí. Estes ortognaisses são cortados por veios pegmatóides de composição granítica.

- Granito (γ_2) – estas rochas possuem composição do tipo anfibólio-biotita granito, biotita-fengita granito e ocorrem intrusivos na formação Ticunzal.

- Granito (γ_3) – rochas de composição predominantemente granítica que apresentando-se em sua maioria na forma de veios ou de diques, fracamente deformadas. Os granitos γ_2 e γ_3 são posicionados estratigraficamente no Paleoproterozóico.

- Granito (γ_4) – estas rochas possuem como representantes típicos os maciços Sururí e Soledade, sendo estes relacionados ao mesmo evento que causou o

vulcanismo Arai. Estes granitos são estaníferos e possuem uma composição de biotita-granito, sendo marcados por zonas greisenizadas e zonas albitizadas, apresentando-se pouco deformados.

Botelho *et al* (1999) definem a Suíte Auruminas na região que vai do nordeste do estado de Goiás ao sudoeste do estado de Tocantins, renomeando os terrenos do Complexo Granítico-gnaíssico. Segundo estes autores esta suíte é composta por rochas com composição que varia de tonalito a sienogranito, possuindo tipos com biotita, muscovita e com biotita, muscovita e granada. Segundo Botelho *et al* (2002) os granitos compostos a uma ou duas micas são sin a tardi-tectônicos, os quais se apresentam intrudidos e deformados concordantemente com a foliação apresentada pelos metassedimentos da Formação Ticunzal. Segundo estes autores as relações de campo observadas nos tonalitos indicam que se trata de uma granitogênese tardia, com “características claramente pós-tectônicas”.

Idades que variam entre 2,0 e 2,3 Ga. apresentas em dados preliminares de U-Pb, em zircão, por Botelho *et. Al* , mostram-se comparáveis às apresentadas por Sparrenberg & Tassinari (1999) de aproximadamente 2,0 Ga (U-Pb) em cassiteritas e de aproximadamente 2,1 Ga (K-Ar) em muscovitas. Segundo estes autores os granitos e tonalitos apresentam $e_{Nd}(T=1,8)$ entre -3 e -5 e T_{DM} variando entre 2,5 e 2,7 Ga, indicando que a Suíte Auruminas possui uma fonte magmática predominantemente arqueana, com pequeno retrabalhamento crustal, sugerindo ainda que os metassedimentos da Formação Ticunzal possam ter sido a principal fonte destes magmas.

Pimentel *et al* (1999) apresentam as idades U/Pb de 1767 Ma para o granito Sucuri e de 1769 Ma para o granito Soledade, estando estes associados a granitos do tipo A, sendo que estes corpos graníticos estariam relacionados ao vulcanismo bimodal da abertura do rift Arai (Fig 2.3).

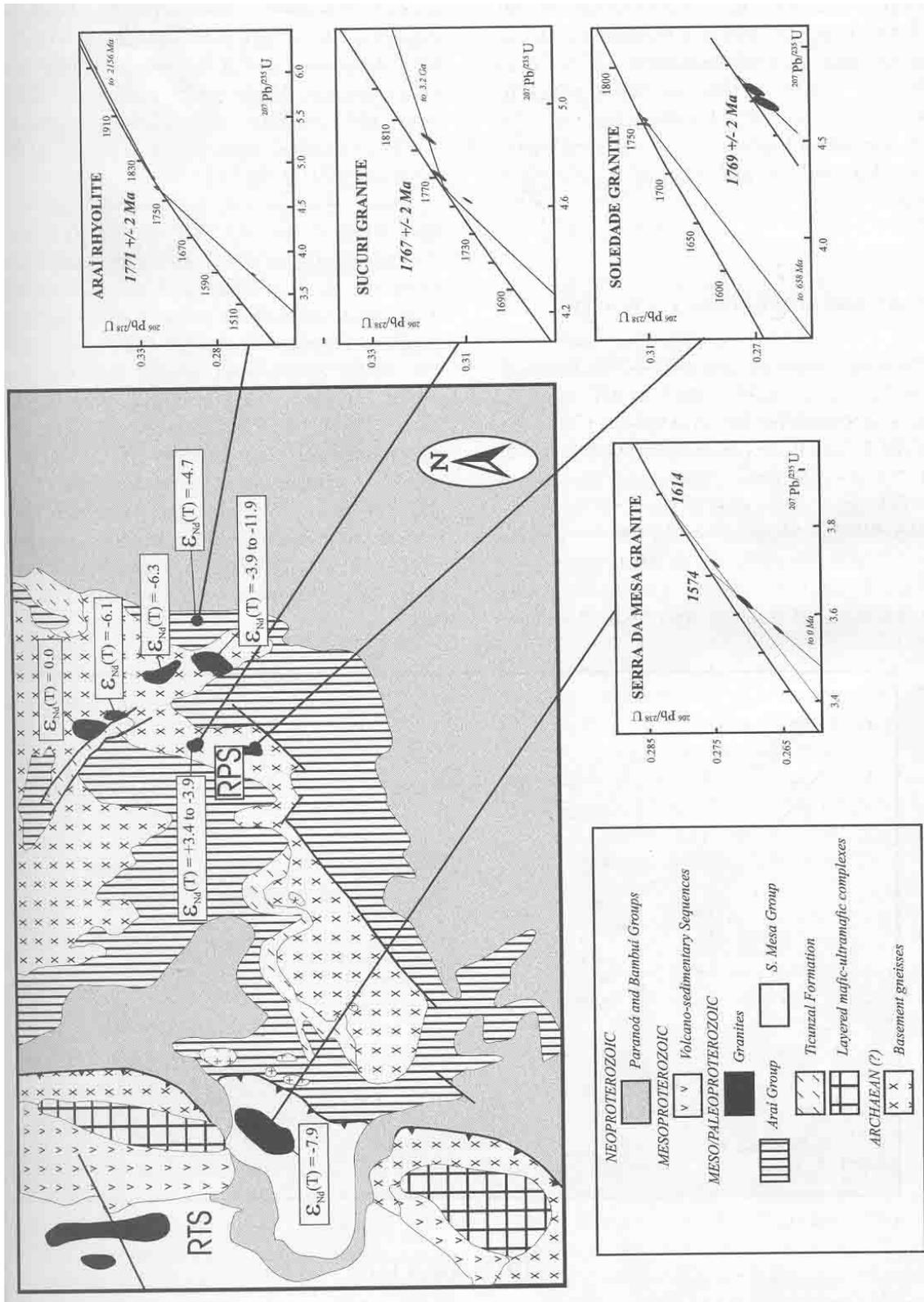


Fig. 2.3: Mapa geológico esquemático da Província estanífera de Goiás. RTS – Sub-província de Rio Tocantins, RPS – Sub-província do Rio Paranã. (Esquema extraído de Pimentel et. Al. 1999).

Hippertt & Massucatto (1996) e Massucatto (1997), baseados em mapeamentos e interpretação de fotos aéreas, identificaram 13 mega veios de quartzo encaixados no Complexo Granítico-gnáissico na região de Cavalcante, sendo que um dos quais é o hospedeiro da mineralização de ouro de Cavalcante. Segundo estes autores estes veios são “mega tension gashes” extensionais formados obedecendo a uma geometria concordante com um sistema transcorrente dextral. Este sistema transcorrente dextral foi definido por Fonseca & Dardenne (1993b) como Sistema Transcorrente Cavalcante-Teresina de idade possivelmente Brasileira. Contrariamente a estes autores, D’el Rey Silva e Senna Filho (1999) identificam cerca de 85 “cristas silicosas” na mesma região, às quais estes autores interpretam como hidrotermalitos silicosos ou milonitos “SC”, tendo sido gerados, também, possivelmente, durante o ciclo Brasileiro.

Assentada sobre as rochas do Complexo Granítico-gnáissico ocorre a Formação Ticunzal, tendo sido definida originalmente por Marini *et al* (1978), como um pacote de gnaiss na base que gradativamente passa a micaxistos grafitosos, turmalina xistos e quartzitos no topo. Interpretam ainda o ambiente deposicional destas rochas como sendo marinho restrito, de águas quentes e salgadas. Segundo Pimentel *et al.* (1991) a idade da Formação Ticunzal é tão antiga quanto a dos granitos estaníferos que intrudem a formação, situando-se esta idade em aproximadamente 1.77 Ga.

O Grupo Araí (Barbosa *et al.*, 1969; Fig. 2.4) é dividido nas formações Arraias (base) e Trairas (topo), com a Formação Arraias repousando discordantemente sobre o embasamento granítico-gnáissico. É ela composta por seqüências psamíticas, apresentando na base quartzitos com níveis descontínuos de conglomerado, lentes de metassiltitos e de vulcânicas ácidas a intermediárias (Schobbenhaus F^o, 1993), possuindo uma espessura de cerca de 1000 metros. A Formação Trairas é essencialmente pelítica-carbonática com uma espessura de cerca de 1200 metros. Segundo Pimentel *et al* (1991), os riolitos presentes na base do Grupo Araí apresentam uma idade U/Pb em zircões em torno de 1771 ± 2 Ma (Fig. 2.5).

Segundo Alvarenga *et al* (2002) o Grupo Araí foi depositado em uma fase de rifteamento no final do Paleoproterozóico, resultante do quebramento dos terrenos paleoproterozóicos formados durante a Orogênese Transamazônica, sendo que esta bacia foi preenchida por sedimentos detriticos oriundos de depósitos fluviais e eólicos. Os depósitos de conglomerados e arenitos, encontrados no Grupo Araí, se originaram em leques aluviais que se desenvolveram próximos às falhas do rifte, tendo sido as mesmas reativadas durante a deformação brasileira-panafricana. Segundo estes autores, a quase ausência de sedimentos pelíticos na fase rifte, “sugere uma taxa de deposição superior às taxas de acomodação da bacia”, sendo que a sedimentação pós rifte foi marcada pela

deposição de sedimentos de quartzitos e metassiltitos depositados em uma sequência transgressiva, caracterizando ambientes litôrneos e de plataforma aberta.

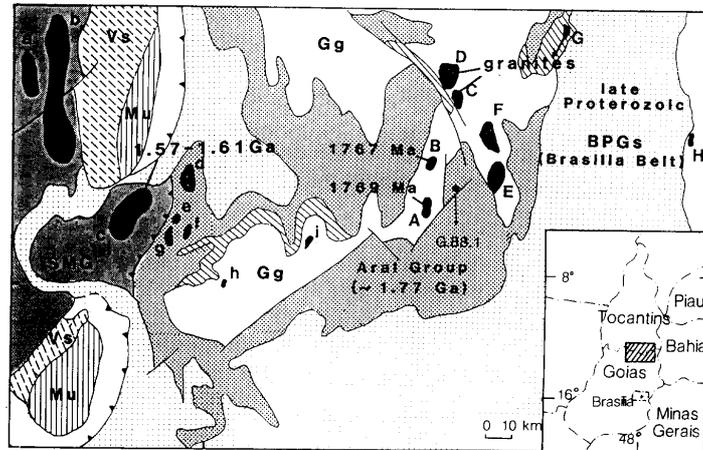


Fig. 2.4: Mapa geológico esquemático do centro-oeste de Goiás: Gg = embasamento granítico-gnaissico; Um = complexos máficos e ultramáficos; Vs = seqüências vulcano-sedimentares. Plutons Graníticos, a = Serra do Encosto; b = Serra Dourada; c = Serra da Mesa; d = Serra Branca; e = Pirapitinga; f = São Roque; g = Florêncio; h = Raizaminha; i = Serra da Cangalha. A = Soledade; B = Sucuri; C = Mangabeira; D = Serra do Mendes; E = Pedra Branca; F = Mocambo; G = Banhado; H = São Domingos (Pimentel *et al.* 1991).

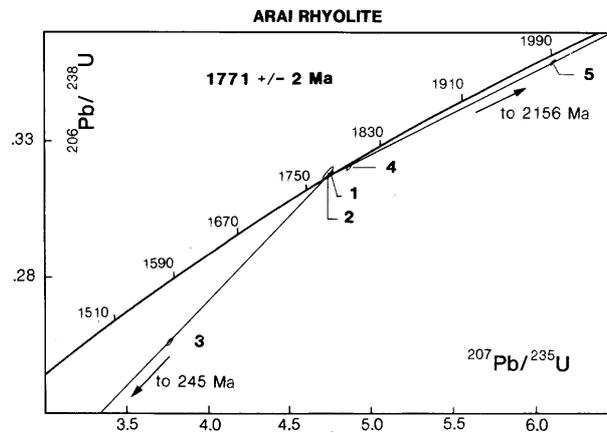


Fig. 2.5: Diagrama de concórdia U-Pb para zircões dos riolitos do Grupo Araí (Pimentel *et al.* 1993).

O limite oeste da zona externa coincide com as zonas de cisalhamento de baixo ângulo que cavalgam granitos-gnaisses milonitizados sobre Grupo Paranoá, estes, por sua vez, se encontram sobrepostos tectonicamente pelas rochas complexos de Cana Brava, Niquelândia e Barro Alto (Fuck *et al.*, 1994). Já o limite oeste é dado pelo “front” de nappes e empurrões que colocam as rochas do Grupo Araxá sobre a Formação Ibiá e o Grupo Canastra.

- A zona interna: este setor é composto por unidades alóctones de micaxistos e rochas associadas, atribuídas ao Grupo Araxá, com áreas de embasamento ocorrendo entre as faixas de micaxistos. Limita-se a oeste com o Maciço Mediano de Goiás através de

rampas frontais que colocam os complexos máficos-ultramáficos sobre os terrenos granítico-gnáissicos.

- O Maciço de Goiás: composto por terrenos granito, “greenstones” arqueanos e terrenos ortognáissicos paleoproterozóicos. Estes terrenos são recobertos pelo Grupo Serra da Mesa e pelo manto alóctone de metassedimentos atribuído ao Grupo Araxá e justapostos a seqüências vulcano-sedimentares de Juscelândia, Coitezeiro e Palmeirópolis. Estas seqüências ocorrem adjacentes aos complexos máficos-ultramáficos de Barro Alto, Niquelândia e Cana Brava, que, segundo Nilson *et al.* (1994), exibem rochas como gabronoritos, dunitos, harzburgitos e websteritos/bronzitos (unidade ultramáfica) e gabronoritos e noritos (unidade máfica). Ocorre ainda uma unidade de rochas gabro-anortosíticas, além de pequenas intrusões de quartzo-diorito.

A idade destas rochas foi obtida através de datação U-Pb em zircão, sendo de 1560-1600 Ma para o complexo de Niquelândia e de 1720-1730 Ma para gabronoritos do complexo de Barro Alto e 1350-1290 Ma para pegmatitos gabro-anortosíticos (Ferreira *F^o* *et al.*, 1992 e Suita *et al.*, 1994). A idade de 1.29-1.35 Ga é equivalente para as seqüências superiores do complexo de Niquelândia. Segundo estes autores esta consolidação seguiu-se de metamorfismo e deformação a cerca de 780 Ma, no Brasiliano. Para Nilson *et al.* (1994), estas manifestações magmáticas são devidas a um rifteamento continental que se deu a 1600-1700 Ma. Pimentel *et al.* (2000) interpretam as idades de 1.3 Ga como indicadoras de um magmatismo associado aos estágios iniciais de rifteamento em uma seqüência continental com o envolvimento de uma bacia oceânica.

- O arco magmático de Goiás: é constituído por terrenos ortognáissicos e seqüências vulcano-sedimentares neoproterozóicas, denominados por arco de Arenópolis e Mara Rosa, com assinatura geoquímica e isotópica própria de arcos magmáticos intraocênicos, os quais teriam sido acrescidos entre 930 e 630 Ma (Pimentel & Fuck, 1992; Pimentel *et al.*, 1993). Segundo Pimentel *et al.* (2000) a longa história do magmatismo do arco, entre 900 e 630 Ma, sugere que durante a maior parte deste período de tempo, a margem oeste do Continente São Francisco era contornada por uma larga bacia oceânica, com a formação de arcos de ilhas intraoceânicos que foram sendo acrescidos à margem continental.

2.2.3 - Compartimentação tectônica da parte Norte da Zona Externa da Faixa Brasília

A porção norte da Faixa de Dobramentos Brasília, composta pelo segmento situado ao norte da Inflexão dos Pirineus, pode ser compartimentada em vários setores

tectônicos como propõem Fonseca & Dardenne (1993a), baseados nos diferentes estilos estruturais encontrados (Fig. 2.6). Esta compartimentação tectônica será descrita a seguir.

- Setor Sul ou Paranoá: é constituído basicamente por rochas do Grupo Paranoá, que se limitam a leste pelo denominado "front" do Paranã, uma superfície de descolamento, onde as rochas do grupo Paranoá cavalgam por sobre as seqüências do Grupo Bambuí, e a norte pelo Sistema Transcorrente São Jorge - Alto Paraíso - Comari (Fonseca & Dardenne, 1993a). O limite a oeste é marcado pelas seqüências do Grupo Serra da Mesa e Maciços de Niquelândia e Barro Alto e ao sul pelas estruturas relacionadas à Inflexão dos Pirineus. Fonseca & Dardenne (1993a) subdividem ainda este setor em três domínios: leste, central e oeste. O domínio leste é restrito às imediações do "front" do Paranã e se caracteriza principalmente pela presença de falhas, zona de cisalhamento, dobras monoclinicas e isoclinicas vergentes para leste. O domínio central é caracterizado por dobras monoclinicas de grande amplitude, vergentes para leste. Já o domínio oeste é caracterizado por dobras assimétricas e falhas reversas vergentes para leste, com foliações e lineações metamórficas bem desenvolvidas. Este setor, como um todo, não possui uniformidade nem no estilo nem na magnitude de deformação.

- Setor Norte ou Araí: este setor é limitado a leste pelas rochas do Grupo Bambuí através de falhas reversas e transcorrentes, a oeste com o baixo estrutural do Grupo Paranoá e Formação Minaçu, prolongando-se a norte até as localidades de Paranã e Conceição do Norte. As rochas envolvidas neste setor são basicamente do Grupo Araí e do embasamento granítico-gnáissico, que sofreram uma deformação do tipo "thick-skinned" com embasamento envolvido, predominando as estruturas frontais e transcorrentes, como os grandes sistemas transcorrentes Cavalcante-Teresina, Campos Belos - Arraias e São Jorge - Alto Paraíso - Comari (Fonseca & Dardenne, 1993b).

O Sistema transcorrente Cavalcante-Teresina, possui uma extensão em torno de 25 km na direção N40°E, com uma largura variando entre 10 e 20 km sendo, caracterizado por diversas zonas de cisalhamento subverticais. Segundo Fonseca & Dardenne (1993b), este sistema de cisalhamento apresenta indicadores de movimento tipicamente destrais, sendo ainda marcado por uma foliação (S1) que invariavelmente evolui para uma foliação milonítica (Sm1) em rochas do grupo Araí. Estas foliações apresentam

máximo em 333/78°. Os granitos-gnaisses do embasamento apresentam uma foliação gnáissica (Sg1) que por vezes é obliterada por uma foliação (Sg2) de máximo em 295/80°.

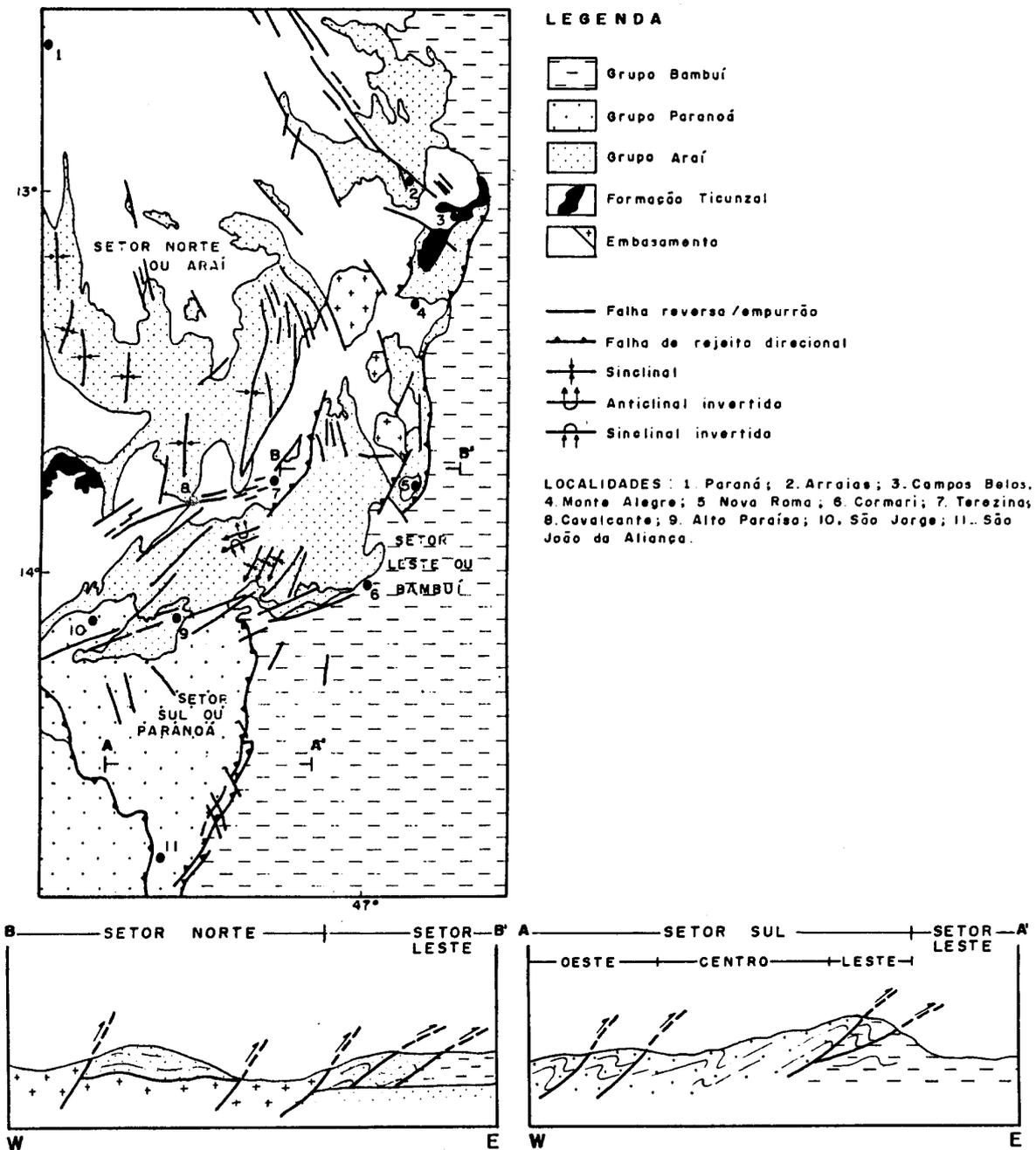


Fig. 2.6: Mapa geológico e seções geológicas da zona externa da porção norte da Faixa Brasília, com indicações dos principais compartimentos tectônicos. Base: Mapa Geológico do estado de Goiás (1:100.000), 1987, com modificações. Na seção BB', o embasamento é indicado com símbolos (+) (Extraído de Fonseca & Dardenne 1993a).

A deformação deste setor é bastante heterogênea e também afeta as unidades estruturalmente inferiores. Junto aos sistemas frontais e transcorrentes, ocorre uma forte milonitização tanto na cobertura quanto no embasamento. A deformação declina

para o interior dos blocos separados pelos sistemas de cisalhamento a ponto de não se observarem mais foliações ou lineações. As dobras neste setor são monoclinicas, de grande amplitude, foliação plano-axial de alto ângulo e vergência para leste.

- Setor Leste ou Bambuí: constituído predominantemente por rochas do Grupo Bambuí, limita-se a oeste pelo “front” do Parana. A leste, a intensidade de deformação declina com a proximidade do cráton, e é marcada por uma tectônica do tipo epidérmica, apresentando descolamentos basais sub-horizontais, juntamente com dobras monoclinicas flexurais de deslizamento com vergência para leste, não estando o embasamento envolvido. Este setor constitui a própria zona de limite cratônico.

3 – GEOLOGIA LOCAL

3.1 - Introdução

Na área de estudo afloram rochas pertencentes ao Complexo Granítico-gnáissico, que juntamente com a Formação Ticunzal constituem o embasamento da Faixa Brasília na região, sendo estas cortadas por corpos graníticos intrusivos e sobrepostas por rochas metassedimentares do Grupo Araí. As rochas do embasamento na região de Cavalcante/Teresina são expostas através de uma janela erosiva que corta as seqüências supracrustais do Grupo Araí.

As rochas do Complexo Granítico-gnáissico se caracterizam por uma topografia peneplanizada, apresentando relativamente poucos afloramentos, revelando uma deformação totalmente heterogênea.

As rochas do Grupo Araí que circundam a janela erosiva, são compostas principalmente por meta-arenitos com níveis de metaconglomerados na base, sendo que intercaladas a estas rochas são encontradas também, rochas vulcânicas ácidas e diques de rochas básicas. Estas rochas apresentam estruturas indicativas de deformação predominantemente rúptil e localmente dúctil, relacionada possivelmente ao evento Brasileiro.

O evento Brasileiro é responsável pela geração do “sistema transcorrente Cavalcante-Teresina”, denominado por Fonseca & Dardenne, (1993b), o qual se articula com as falhas reversas Teresina-Nova Roma (Fonseca & Dardenne, 1993b; Fonseca, Dardenne & Uhlein, 1995).

Nesta tese o Grupo Araí será apresentado como indiviso, em função do foco principal de atenção estar centrado nos processos deformacionais que atuaram nas rochas do Complexo Granítico-gnáissico. Descrições estratigráficas completas e interpretações sobre a evolução do Grupo Araí podem ser encontradas em Dyer (1970), Araújo & Alves (1979), Fuck & Marini (1981), Dardenne (2000) entre outros. Oliveira (2001) apresenta uma boa descrição dos principais litotipos do Grupo Araí na região situada próxima à cidade de Teresina.

Neste trabalho serão abordados os seguintes tipos litológicos ou unidades:

- Complexo Granítico-gnáissico (indiviso);
- Formação Ticunzal;
- Mega veios de quartzo;
- Granito Caldas;

- Granito Soledade;
- Granito Sucuri;
- Grupo Araí (indiviso).

Estes litotipos possivelmente foram afetados por três eventos deformacionais, aqui denominados genericamente por Eventos 1, 2 e 3, sendo estes eventos separados com base em informações obtidas através de relações de campo e dados geocronológicos. Os aspectos estruturais e temporais destes eventos serão apresentados a partir do capítulo 4. A opção pela utilização desta terminologia (eventos 1, 2 3) se dá em função de facilitar o entendimento de características dos litotipos presentes na área.

3.2 Complexo Granítico-gnáissico

3.2.1 – Introdução

As rochas do Complexo Granítico-gnáissico estão expostas na região através de uma janela erosiva aberta nas rochas supracrustais e correspondem a aproximadamente 60% da área em estudo, apresentando variações litológicas internas bastante significativas entre os diferentes litotipos, sendo estas derivadas em decorrência do efeito da deformação heterogênea (partição da deformação) que atuou sobre as rochas.

Neste trabalho o Complexo Granítico-gnáissico será subdividido em três tipos litológicos distintos básicos, sendo eles: ortognaisses, quartzo-muscovita xisto-milonítico e filonitos. O autor optou por esta subdivisão pela íntima relação apresentada entre as variações litológicas e os eventos deformacionais que atuaram na área em estudo.

Os ortognaisses ocupam cerca de 70% da área de exposição do embasamento na região estudada, já o quartzo-muscovita xisto-milonítico ocupa cerca de 20 a 25% da área e os filonitos cerca de 5 a 10%.

Uma divisão das rochas do Complexo Granítico-gnáissico, presente na área em estudo pode ser parcialmente nos trabalhos finais de graduação dos alunos de Geologia da UNB que fazem parte do Projeto Paranã (1995), tendo sido realizados sob a coordenação dos professores Botelho, Alvarenga; Meneses e D'el-Rey Silva. O autor optou pela utilização de parte dos resultados alcançados por estes trabalhos, tais como a delimitação parcial dos contatos entre as rochas do Complexo Granítico-gnáissico, Formação Ticunzal e Grupo Araí.

As subdivisões internas do Complexo Granítico-gnáissico que foram propostas no Projeto Paranã, não foi utilizada, tendo em vista que o objetivo principal desta

tese se concentra predominantemente na análise do padrão estrutural da área. Outro fato a que se deve não utilização de subdivisões internas se deve à falta parcial de alguns mapas gerados durante a realização deste projeto.

3.2.2. - Ortognaisses

Os ortognaisses geram uma topografia arrasada e peneplanizada em toda a região da área de estudo, não apresentando grandes acidentes geográficos (Foto 3.1). Estas rochas apresentam um avançado grau de alteração, o que dificulta a ocorrência de boas exposições, não sendo encontrados afloramentos contíguos na área.

Os ortognaisses apresentam coloração acinzentada, sendo compostas predominantemente por k-feldspato, quartzo, plagioclásio, biotita e mica branca (provavelmente muscovita), como minerais acessórios é relativamente freqüente a presença de clorita, titanita, zircão, carbonato e opaco. Estas rochas possuem uma textura que varia de grano a lepidoblástica, embora, em função da partição da deformação, localmente pode-se observar uma textura porfiroclástica.

A granulação destas rochas varia de fina a média, contudo é bastante comum a presença de prováveis fenocristais de K-feldspato (Foto 3.1) que podem ter dimensões máximas de até 5 cm de comprimento. Localmente são observados veios pegmatóides de composição granítica que cortam os ortognaisses, que possuem largura centimétrica e comprimento de alguns poucos metros, os quais apresentam um forte achatamento (Foto 3.2).

De maneira generalizada os grãos de k-feldspato apresentam-se com formas angulosas, estando muito fraturados, registrando avançados processos de sericitização, o que mostra a formação de micas brancas a partir deles (Foto 3.3), e evidencia avançados processos de "reaction softening". Localmente pode-se observar grandes fenocristais de K-feldspato, que, diferentemente dos cristais de K-feldspato da área em geral, se apresentam menos fraturados e sericitizados, o que indica, além da heterogeneidade, uma ação menor da deformação sobre essas rochas.

A observação dos grãos de K-feldspato dos ortognaisses revelou que alguns contêm indícios de plasticidade intracristalina, principalmente na forma de recristalização. Tais indícios foram observados em pequenas porções da área e de forma não totalmente confiável, contudo estas feições podem indicar que a deformação possivelmente ocorreu

sob condições metamórficas de baixo grau (fácies xisto verde), a temperaturas que se situam em torno de 450°-500°C (FitzGerald & Stunitz, 1993).



Foto: 3.1: Aspecto geral dos afloramentos de ortognaisses. Notar a forte foliação. Ortognaisse do ponto 77

Os grãos de quartzo apresentam invariavelmente intenso desenvolvimento de feições de deformação intracristalina (extinção ondulante), recuperação (subgrãos) e recristalização (geração de novos grãos poligonalizados), apresentando também em alguns pontos bandas e lamelas de deformação. Em porções de rocha onde se observa uma concentração maior de grãos de quartzo, é freqüente a observação de textura sacaroidal. Os grãos de quartzo estão levemente estirados, gerando “ribbons”, que se dispõem preferencialmente paralelos à lineação mineral. Através de determinação rápida de “fabrics” de eixo “c” de quartzo com o uso da placa de gipso, constatou-se uma orientação preferencial de eixos “c” a altos ângulos com a foliação e lineação, indicativas de fluxo plástico via ativação de “slip” intracristalino basal $\langle a \rangle$ (Foto 3.4).



Foto 3.2: Ortognaisse com a presença de veios pegmatíticos de composição granítica. Notar a forte deformação e o achatamento dos veios (setas). Ponto 99.

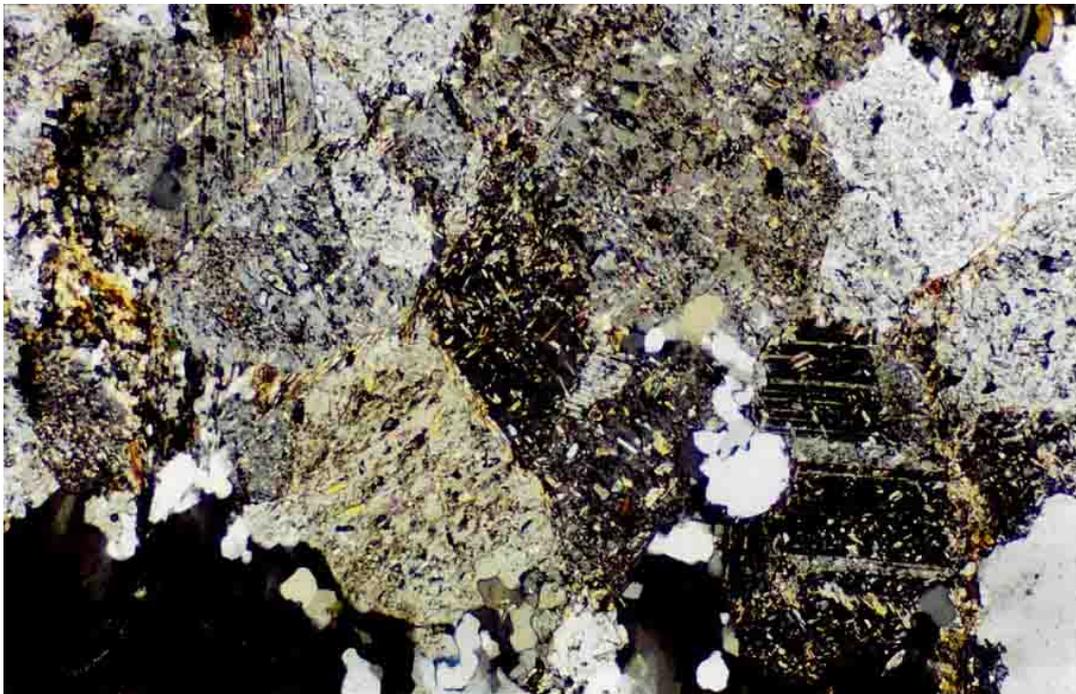


Foto 3.3: Aspecto geral dos ortognaisses, mostrando avançados processos de sericitização nos feldspatos. Notar a formação de micas às custas dos feldspatos. Luz transmitida e polarizadores cruzados. Base da foto igual 4,1 mm. Ponto 84. Corte "ac".



Foto 3.4: “Ribbons” de quartzo estirados paralelamente à lineação morfológica. Notar também o fraturamento do K-feldspato perpendicularmente ao estiramento e as reações de “softening”. Base da foto igual a 2,05 mm. Luz transmitida e polarizadores cruzados. Ponto 50. Corte “ac”, perpendicular à foliação S_2 .

Os grãos de plagioclásio se apresentam de maneira subordinada, com uma granulação que varia entre fina e média, estando em geral fortemente sericitizados e fraturados. Estes grãos se apresentam invariavelmente em dimensões menores que o K-feldspato, ocorrendo de maneira generalizada a transformação do plagioclásio em mica branca (muscovita).

Nestas rochas a presença de biotita é marcante, definindo uma foliação marcada pela orientação das plaquetas. Localmente são observadas reações de transformação de biotita em muscovita, como também transformações em clorita. Nas porções da área onde as reações de transformação da biotita em clorita se processaram de maneira mais intensa, a rocha apresenta, macroscopicamente uma coloração esverdeada.

A foliação definida pela orientação das plaquetas de biotita marca a foliação mais antiga destas rochas, já a foliação definida pela presença de mica branca está associada a foliações de caráter mais juvenil, conforme será descrito nos capítulos a seguir.

Estas rochas apresentam foliações com gerações correlatas aos Eventos 1, 2 e 3, sendo que normalmente a foliação definida pela biotita é correlata ao Evento 1. Esta é uma foliação bem marcada, contudo onde ocorre uma maior concentração de fenocristais de

K-feldspato esta foliação assume um caráter anastomótico. As foliações mais novas são definidas principalmente pelo arranjo de micas brancas (muscovitas), onde invariavelmente observa-se um aumento no tamanho dos grãos de mica branca, que atingem dimensões que podem variar entre 3 e 5 milímetros.

Um aspecto interessante nestas rochas é a presença de ouro, que segundo Massucatto (1997), a região da ponte do Rio Almas (na estrada que liga Teresina a Cavalcante) apresenta um teor de aproximadamente 0,33 g/ton. Este ouro ocorre na forma de inclusões em K-feldspato (Fotos 3.5 e 3.6), propondo ser esta a principal fonte de ouro para as mineralizações ocorrentes na região.



Foto 3.5: Inclusão de ouro em porfiroblasto de K-feldspato do ortogneisse vista em luz refletida (seta). Luz refletida, base da foto igual a 1,42 mm. Ponto 19 (Ponte do Rio das Almas). Corte "ac", perpendicular à S_2 .

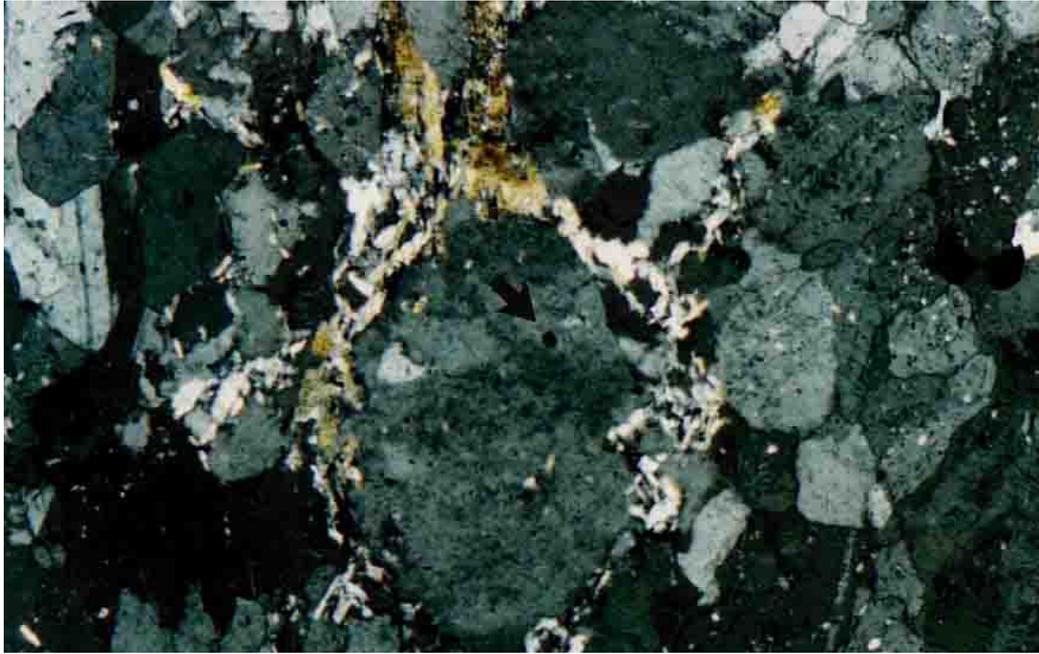


Foto 3.6: Mesma inclusão da foto 3.5 vista sob luz transmitida e polarizadores cruzados (seta). Base da foto igual a 5,46 mm.

3.2.3 – Quartzo-muscovita xisto-milonítico

Os quartzo-muscovita xisto-miloníticos são rochas que normalmente estão associadas às zonas onde se processaram deformações com uma intensidade maior que aquela observada nos ortognaisses. Estas zonas geram pequenas cristas com alinhamento relativamente retilíneo, que se destacam na topografia arrasada da região, gerando desníveis altimétricos da ordem de até 50 metros.

Apresentam coloração esverdeada, sendo constituídas predominantemente por quartzo, mica branca, K-feldspato, e esparsos grãos de plagioclásio (Foto 3.7), sendo que a granulação destas rochas varia normalmente entre fina e média, apresentando ainda uma grande quantidade de porfiroclastos de quartzo, o que confere um caráter rugoso à rocha.

São rochas geradas por milonitização dos ortognaisses, onde, como será apresentada a seguir, a geração das micas brancas (muscovita) se processa às custas do K-feldspato e do plagioclásio através de fraturamento e “reaction softening”.



Foto 3.7: Aspecto geral dos quartzo-muscovita xisto-miloníticos. Notar a cominuição dos grãos de feldspatos, gerando um incremento na quantidade de mica branca, favorecendo o desenvolvimento de uma forte foliação. Luz transmitida e polarizadores cruzados, base da foto igual a 5,46 mm. Ponto 53. Corte "ac", perpendicular à foliação S_2 .

Os grãos de quartzo se apresentam em grande parte na forma de porfiroclastos com aproximadamente 3mm de diâmetro, mostrando fortes processos deformacionais intracristalinos (extinção ondulante, lamelas e bandas de deformação), e também uma forte recristalização. Paralelamente a lineação mineral fornecida pelas micas é comum observar-se a presença de "ribbons" de quartzo que podem alcançar até 4 milímetros de comprimento.

Através de medições expeditas com o auxílio da placa de gipso constatou-se, que os eixos "c" de quartzo destes "ribbons" estão preferencialmente orientados em altos ângulos com a foliação, como nos ortognaisses.

Os poucos grãos de K-feldspato (menos de 10% da rocha) se apresentam bastante fraturados e cominuídos, possuindo granulação fina, localmente são observados porfiroclastos reliquiares que mostram uma leve extinção ondulante, e indícios de recristalização (Foto 3.8), que visualizados nos k-feldspatos indicam uma temperatura de metamorfismo em torno de 450-500^o C (FitzGerald & Stunitz, 1993) Estes minerais apresentam avançados processos de sericitização, indicando "reaction softening"..

O plagioclásio ocorre em quantidade escassa (menos de 10% do volume da rocha), intensamente sericitizado e saussuritizado, entretanto, localmente são observados pequenos cristais relativamente bem preservados, sendo visível a presença de mirmequitas. As mirmequitas são comuns em rochas de alto grau metamórfico, bem como em rochas

ígneas, podendo também, ser produto do “breakdown” dos álcalis feldspatos durante o retro-metamorfismo (Smith 1974; Phillips 1974, 1980; Shelley 1993; in: Passchier & Trouw 1996).

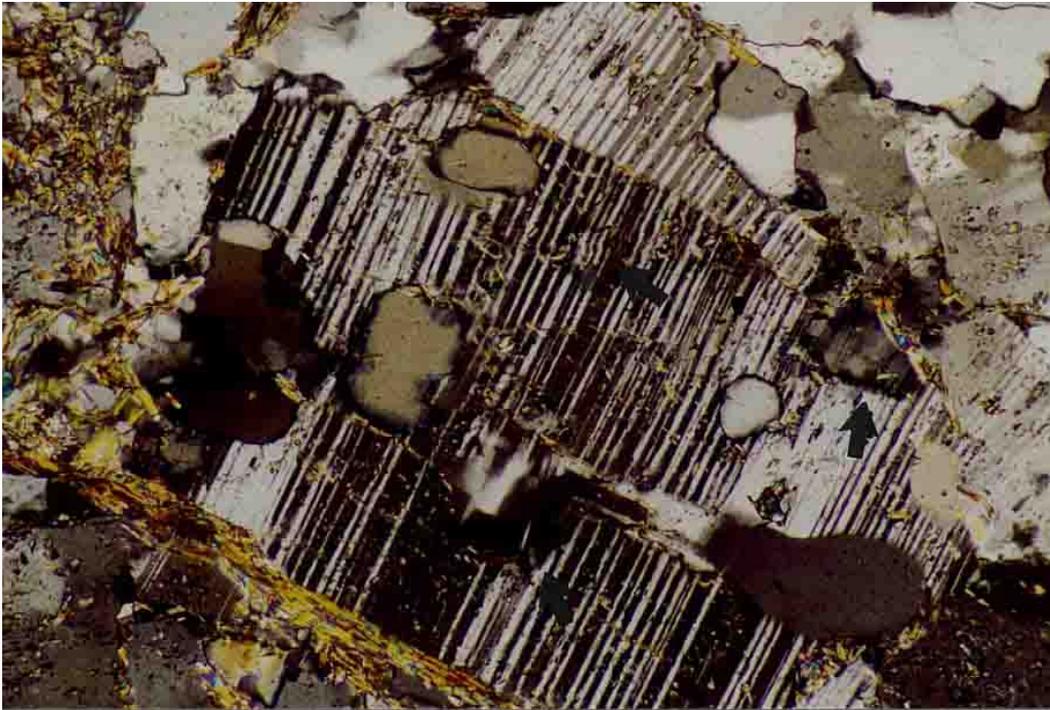
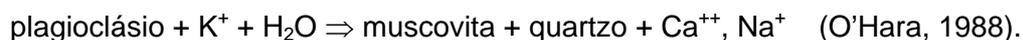


Foto 3.8: Indícios de recristalização em cristais de plagioclásio. Notar a formação de sub e novos grãos (setas). Luz transmitida e polarizadores cruzados, base da foto igual 1,03 mm. Ponto 101. Corte “ac”, perpendicular a S₂.

A mica branca ocorre com granulação que varia de média a fina, correspondente provavelmente a muscovita. A formação de mica branca conduz ao processo de “chemical softening” (ou “reaction softening”) dos feldspatos, sendo este processo observado de maneira mais avançada nos plagioclásios, onde esta transformação se processa por reações do tipo:



A presença esparsa de mirmequitas e os indícios de recristalização dos feldspatos indicam que a temperatura de deformação pode ter variado entre 450 e 550° C (FitzGerald & Stunitz, 1993).

No quartzo-muscovita xisto-milonítico ocorre uma foliação bem definida, marcada principalmente pela orientação das micas brancas. Essa foliação imprime um achatamento dos grãos de quartzo, registrando no seu interior trilhas de inclusões fluidas, como a continuidade morfológica dos planos de foliação processados nele. A presença de

porfiroclastos de quartzo possibilita localmente inflexão da foliação, imprimindo à mesma um caráter anastomótico, estando ela provavelmente associada aos Eventos deformacionais 2 e 3.

3.2.4 - Filonitos

O termo filonito será utilizado aqui de acordo com a definição de Sibson (1977): *“The term phyllonite is retained as a useful descriptive name for hydrated, mica - rich mylonites and ultramylonites that have the silky appearance of phyllites”*; para rochas constituídas por porfiroclastos/profirablastos de quartzo e mica, contudo geradas a altas taxas de deformação.

A presença dos filonitos tornou possível a interpretação de zonas de maior concentração da deformação da região de Cavalcante-Teresina, correspondendo às zonas compostas por rochas de coloração esverdeada com granulação fina, que possuem no máximo 300 metros de largura e comprimentos variáveis, indicando a forte partição da deformação.

Os filonitos são rochas de coloração esverdeada e granulação fina, com composição bastante homogênea, constituída basicamente por quartzo, mica branca de granulação fina e opacos, sendo que a presença de feldspatos é praticamente nula (Foto 3.9). Os grãos de quartzo possuem tamanho bastante reduzido, mostrando evidências de deformação plástica e processos de recuperação, recristalização e dissolução. Localmente os grãos de quartzo podem se apresentar na forma de grandes massas de grãos recristalizados, com forma elipsoidal, que possui dimensões médias em torno de 3,5 x 2 x 2 mm, conferindo à rocha um aspecto macroscopicamente “rugoso”, as tornando bastante semelhantes aos quartzo-muscovita xisto-milonítico, entretanto sem a presença visível de feldspatos.

Estas rochas também são fortemente foliadas e apresentam uma lineação mineral e/ou de estiramento bem marcada, contudo, em função das massas de quartzo recristalizados, localmente esta foliação pode assumir um aspecto anastomótico. A foliação presente nestas rochas foi gerada principalmente durante o efeitos do Evento 2 e com alguma contribuição do Evento 3.

Através de um levantamento expedito dos eixos “c” de quartzo utilizando-se da placa de gipso, pode-se observar que os grãos de quartzo mostram o mesmo padrão de orientação preferencial dos quartzo-muscovita xisto-milonítico, sugerindo que estes filonitos provavelmente representam um estágio mais avançado de evolução dos ortognaisses e quartzo-muscovita xisto-milonítico.

Esta gradação de ortognaisses até filonitos se dá através de reações do tipo “reaction softening” e “chemical softening”, como aquelas apresentadas anteriormente, onde associada com a progressão da deformação, possibilita o fraturamento e concomitante transformação dos feldspatos em mica e quartzo, alterando assim totalmente a composição original da rocha. Tal afirmação é corroborada por perfis realizados perpendicularmente às zonas de filonitos, onde se observa a gradação até os ortognaisses.

A transição dos ortognaisses do Complexo Granítico-gnáissico até os filonitos por vezes gera rochas com texturas semelhantes ao quartzo-muscovita xisto-miloniticos, o que por vezes dificulta bastante a cartografia dos corpos, tornando quase impossível a determinação lateral dos corpos de filonitos.

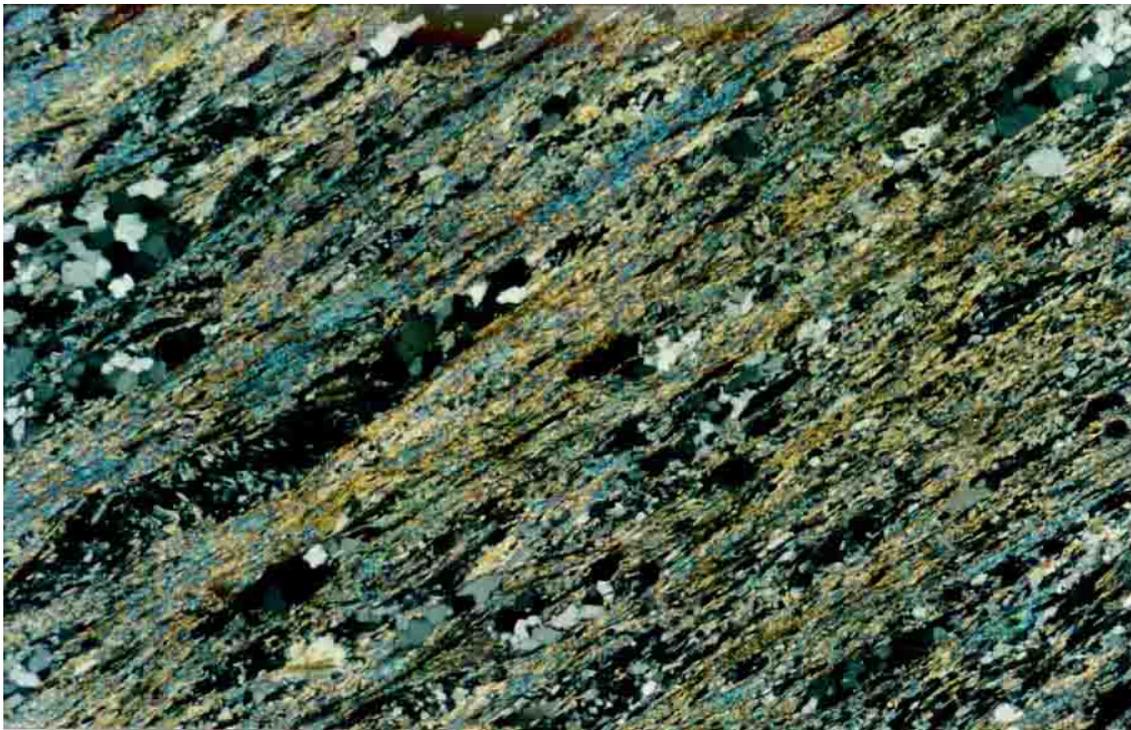


Foto 3.9: Aspecto geral dos filonitos constituídos por mica branca e quartzo, mostrando a total ausência de feldspato e a presença de uma forte foliação. Luz transmitida e polarizadores cruzados, base da foto igual a 5,46 mm. Ponto 30. Corte “ac”, perpendicular à S_{B2} .

3.3 – Formação Ticunzal

3.3.1 – Introdução

A Formação Ticunzal situa-se estratigraficamente acima do Complexo Granítico-gnáissico, apresentando uma grande variedade de tipos litológicos metamórficos

derivados de seqüências sedimentares, sendo a separação destas rochas é muito dificultada devido ao fato delas se interdigitarem. Segundo Sabatier & Melo (1995), ocorrem na região ao norte de Teresina os seguintes litotipos: metaconglomerados com matriz arenosa; quartzitos; quartzo-muscovita xistos; xistos grafitosos; clorita-sericita-quartzo xistos; meta-conglomerados com matriz clorítica e paragneisses. Neste trabalho devido à dificuldade de separação dos tipos litológicos no campo em função da escala de mapeamento adotada (escala de 1:100.000), foram relatados apenas os quartzo-muscovita xistos e os paragneisses que constituem os tipos mais comumente observados na área estudada.

3.3.2 – Quartzo-muscovita xistos

Estas rochas da Formação Ticunzal são normalmente encontradas, em restritas exposições em faixas ao longo do sopé das escarpas formadas pelas rochas do Grupo Araí, principalmente na porção norte/nordeste da área, onde, a cobertura das mesmas pelo colúvio, possibilitou a preservação das mesmas ao processo erosivo. Nas regiões centrais à janela erosiva da região não foram encontradas exposições de rochas que pudessem ser consideradas como pertencentes à Formação Ticunzal.

Os quartzo-muscovita xistos são rochas que apresentam coloração branca a creme (Foto 3.10), com composição bastante monótona, sendo constituídos basicamente por quartzo e mica branca, com a presença de opacos subsidiariamente, apresentando granulação que varia de fina a média, com textura grano a lepidoblástica.

Os grãos de quartzo apresentam-se recristalizados, poligonalizados, com textura sacaroidal. A extinção ondulante é constante a todos os grãos, sendo visíveis alguns “ribbons” de quartzo que podem alcançar até 4 milímetros de comprimento. A mica branca (muscovita) ocorre normalmente em lamelas finas definindo uma foliação bem marcada e constante. Localmente ocorrem grãos de muscovita que podem atingir dimensões de até 3 milímetros de comprimento e 2 milímetros de largura (Foto 3.11) evidenciando uma segunda geração de formação para as micas maiores, sendo que estas micas não apresentam uma orientação preferencial em relação à foliação.

Em alguns pontos a foliação é truncada por fraturas perpendiculares ao seu plano, sendo que estas fraturas são preenchidas por veios de quartzo, que apresentam estruturas do tipo “cavity infilling” e “crack sealing”.

O protólito mais provável para esta rocha é de um arenito com contribuições argila ou silte, metamorfisado provavelmente na fácies xisto verde a xisto verde alto, e posteriormente fortemente deformado.

Os quartzo-muscovita xisto da Formação Ticunzal podem ser parcialmente confundidos com os quartzo-muscovita xisto-miloníticos e com os filonitos, pertencentes ao Complexo Granítico-gnáissico. Entretanto deve-se notar que, invariavelmente, as rochas

deste Complexo são resultado da ação de mecanismos de deformação, podendo-se notar a presença de relíctos de feldspatos bem como a orientação preferencial das micas, situação não observada nas rochas da Formação Ticunzal descritas acima; estas apresentam, invariavelmente, uma segunda geração de micas bem definida e com orientação distinta da foliação principal.



Foto 3.10: Aspecto geral dos quartzo-muscovita xistos da Formação Ticunzal em uma vista em perfil do plano de foliação. Ponto 73.



Foto 3.11: Aspecto geral dos quartzo-muscovita xisto. Notar a forte foliação marcada pelas micas e pelos grãos de quartzo recristalizados. Luz transmitida e polarizadores cruzados, base da foto igual a 4,1 mm. Ponto 116.

3.3.3 – Paragnaisses

Os paragnaisses são rochas que apresentam coloração cinza-esverdeada, composta predominantemente por quartzo, K-feldspato e mica branca, ocorrendo subordinadamente o plagioclásio, possuindo ainda como minerais secundários opacos e carbonatos. Estas rochas apresentam textura granoblástica, com a granulação que varia entre fina e média.

Os grãos de K-feldspato apresentam-se angulosos e bastante fraturados, mostrando princípios de reações de amolecimento (“chemical softening”) no interior das fraturas. Estas reações de amolecimento causam uma quase destruição total do K-feldspato, indicando que a formação das micas brancas se deu às custas do feldspato. O plagioclásio se apresenta na forma de grãos pequenos e bastante sericitizados (Foto 3.12).

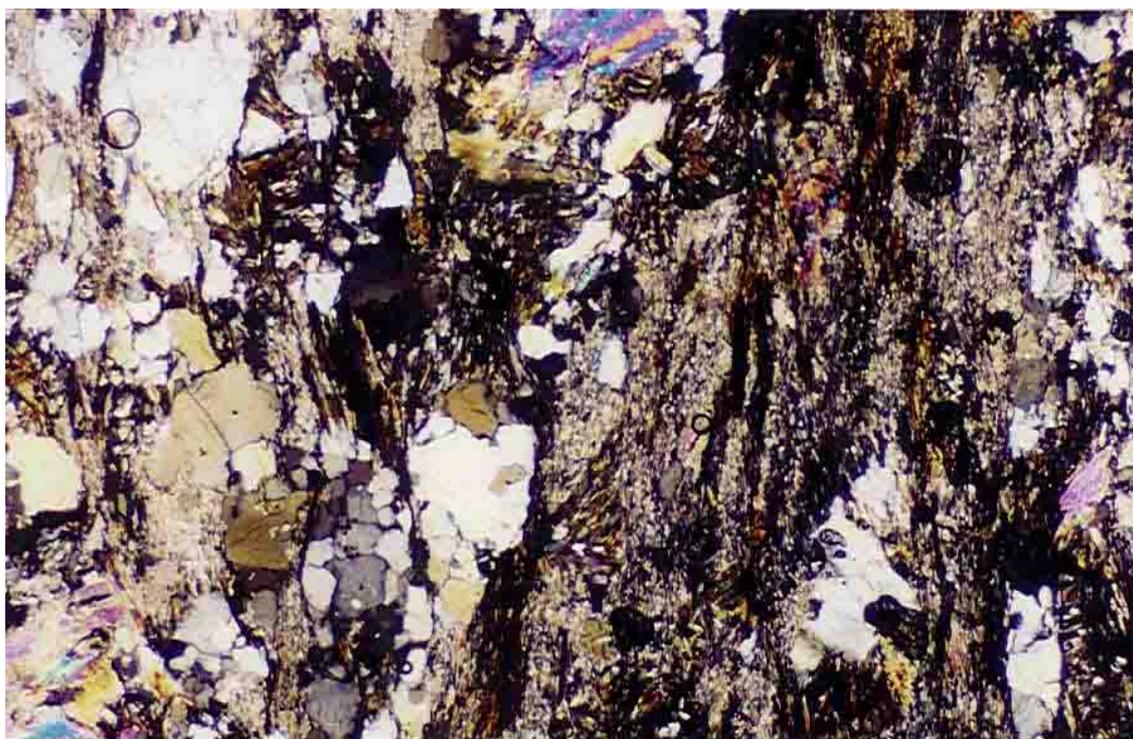


Foto 3.12: Aspecto geral dos paragnaisses da Formação Ticunzal, onde se podem observar os avançados processos de “chemical softening” nos feldspatos e sua conseqüente diminuição. Luz transmitida e polarizadores cruzados, base da foto igual a 4,1 mm. Ponto 118.

Os grãos de quartzo mostram uma recristalização incipiente, com a formação de sub e novos grãos, apresentando, contudo, uma forte extinção ondulante. Grandes

“ribbons” são visíveis no plano perpendicular ao da foliação, com comprimentos que podem alcançar até 5 milímetros, e indicando um forte estiramento destas rochas.

A mica branca, provavelmente muscovita, define uma foliação forte e bem marcada na rocha, sendo seu processo de formação semelhante ao da mica do quartzomuscovita milonitos. Localmente apresenta-se com grandes dimensões, que destoam do contexto da rocha, indicando uma segunda geração das muscovita.

A foliação apresentada por estas rochas é uma foliação milonítica, bem evidenciada, onde em seções perpendiculares a esta, pode-se observar a microboudinagem dos “ribbons” de quartzo, indicando um forte estiramento paralelo à lineação. Esta foliação tem a sua geração possivelmente associada ao Evento 2 com menor contribuição do Evento 3.

3.4 – Mega veio de quartzo

Os mega veios de quartzo foram descritos primeiramente como intrusões de rochas vulcânicas ácidas ou tufos ácidos, posteriormente deformados e metamorfisados (Marchetto & Figueiredo 1991; Ruff 1991; Marchetto *et al.* 1993). Massucatto & Hippertt (1996), Massucatto (1997) e Hippertt & Massucatto (1998) através de relações de campo, concluem que estes corpos correspondem a veios quartzosos encaixados em fraturas extensionais abertas durante a ativação de uma zona de cisalhamento denominada de zona cisalhamento transcorrente do sistema Cavalcante-Teresina (Fonseca & Dardenne, 1993a, 1993b; Fonseca 1996), de idade possivelmente Brasiliana, com a deformação sendo continuamente superimposta durante a abertura e preenchimento das fraturas, nomeando estas estruturas como “gashes” extensionais quilométricos.

Os mega veios de quartzo ocorrem encaixados nas rochas do Complexo Granítico-gnáissico. Contudo a relação temporal de sua geração com os eventos deformacionais que os afetaram até o momento não havia sido totalmente elucidada. Para tentar-se resolver este problema foi realizada uma datação de mica branca (muscovita) pertencente ao núcleo do veio que hospeda a mina de ouro de Cavalcante, através do método $^{40}\text{Ar}/\text{Ar}^{39}$. Os resultados obtidos a partir desta datação permitiram posicionar temporalmente os mega veios de quartzo em relação aos eventos deformacionais, e serão apresentados e amplamente discutidos no capítulo de geocronologia.

Os mega veios de quartzo são corpos silicosos verticais, com geometria lenticular, possuindo entre 30 e 4000 metros de comprimento e espessura que varia entre 5 e 400 metros, não sendo conhecida a sua profundidade média. Contudo, pode-se inferir

uma profundidade mínima de 500 metros para os veios de maior potência, sendo que tal profundidade baseia-se nos trabalhos de perfuração realizados no interior da mina do Buraco do Ouro, pela Mineração Cavalcante. Devido a sua grande resistência à erosão, estes corpos silicosos se sobressaem na topografia aplainada do embasamento, aparecendo na forma de pequenas cristas retilíneas, com uma diferença topográfica da ordem máxima de 100 metros, em relação à planície circundante (Foto 3.13).



Foto 3.13: Reprodução de foto aérea mostrando alguns dos mega veios de quartzo (setas) da região de Cavalcante – Teresina. Base da foto de equivalente a aproximadamente 11 km.

Estes corpos silicosos são predominantemente compostos por quartzo (aproximadamente 90%) e sericita (10%). O quartzo apresenta macroscopicamente uma coloração branca leitosa, com granulação heterogênea variando de fina a média, com grãos maiores anédricos e matriz de grãos poligonalizados e textura sacaroidal (Foto 3.14). A deformação dúctil-rúptil superposta ao material silicoso é evidenciada pelo intenso desenvolvimento de sub e novos grãos e grãos recristalizados com contornos poligonalizados. Processos de “crack-sealing” e “cavity-infilling” são também amplamente desenvolvidos, refletidos em microestruturas tais como aquelas mostradas na foto 3.15. Estes processos de “crack-sealing” e “cavity-infilling” são preferencialmente observados nas porções centrais dos veios, onde a deformação ultrapassa o campo plástico, acontecendo também de forma rúptil.

Os mega veios de quartzo são cortados por pequenas zonas de cisalhamento, que definem “microlitons” de forma lenticular com cerca de 25 centímetros de comprimento, 20 centímetros de largura e 10 centímetros de espessura em suas dimensões máximas, sendo observados principalmente no núcleo destas estruturas. Estas zonas de cisalhamento aparentemente estão associadas a dois pares de foliações distintas que cortam os mega veios de quartzo. Associada à foliação mais pretérita está associada uma lineação de estiramento e/ou mineral que possui um caimento subvertical. Tal situação estar relacionar-se ao período de geração dos veios, hipótese será melhor detalhada nos capítulos a seguir.

A mica branca está normalmente associada a zonas de cisalhamento que possuem espessuras que podem variar entre 0,5 centímetro e 1,5 metro. Estes domínios extremamente foliados e anastomosados são compostos por mica branca (entre 100 e 60%) e quartzo (entre 0 e 40%) (Foto 3.16), possuindo uma coloração esverdeada e granulação fina. Associado a estas zonas de cisalhamento, principalmente no mega veio onde se hospeda a mineralização aurífera de Cavalcante, podem ocorrer pequenos cristais aciculares de turmalina negra, o que confere a estes planos uma coloração acinzentada. Verificam-se também ocorrências localizadas de óxidos (magnetita e hematita) e material carbonoso (grafita) estão também associadas aos domínios foliados.

O ouro, observado apenas no mega veio próximo à cidade de Cavalcante, ocorre associado às zonas de cisalhamento que apresentam uma maior quantidade de turmalina. O ouro se apresenta de forma livre em cristais lamelares que possuem dimensões médias de 0,87 mm de comprimento, 0,43 mm de largura e 0,25 mm de espessura, ocorrendo normalmente próximo à interseção da foliação mais pretérita com uma zona de cisalhamento (Fotos 3.17 e 3.18). A mineralização de Cavalcante possui teores que variam entre 10 g/ton até valores máximos entre 185 e 275 g/ton. Em média, o teor de ouro se situa em torno de 35 g/ton.

Massucatto (1997), utilizando o método da geometria fractal, na análise de ivariância de escala dos mega veios de quartzo da região de Cavalcante, constatou que a abertura e propagação das fraturas ocorrem simultaneamente, e sobre as mesmas taxas de deformação, durante toda a história de formação dos veios, sugerindo um processo contínuo de crescimento em todas as escalas. Desta forma, em virtude de todos os veios apresentarem as mesmas características pode-se concluir que estes foram gerados possivelmente durante o mesmo evento deformacional.

Uma síntese dos resultados obtidos por Massucatto (1997) pode ser vista através da figura 3.1, onde D é a dimensão fractal e R é o coeficiente de ajuste das curvas em relação aos dados plotados. Os dados plotados referem-se ao comprimento e à espessura medidas em veios microscópicos até mega veios.

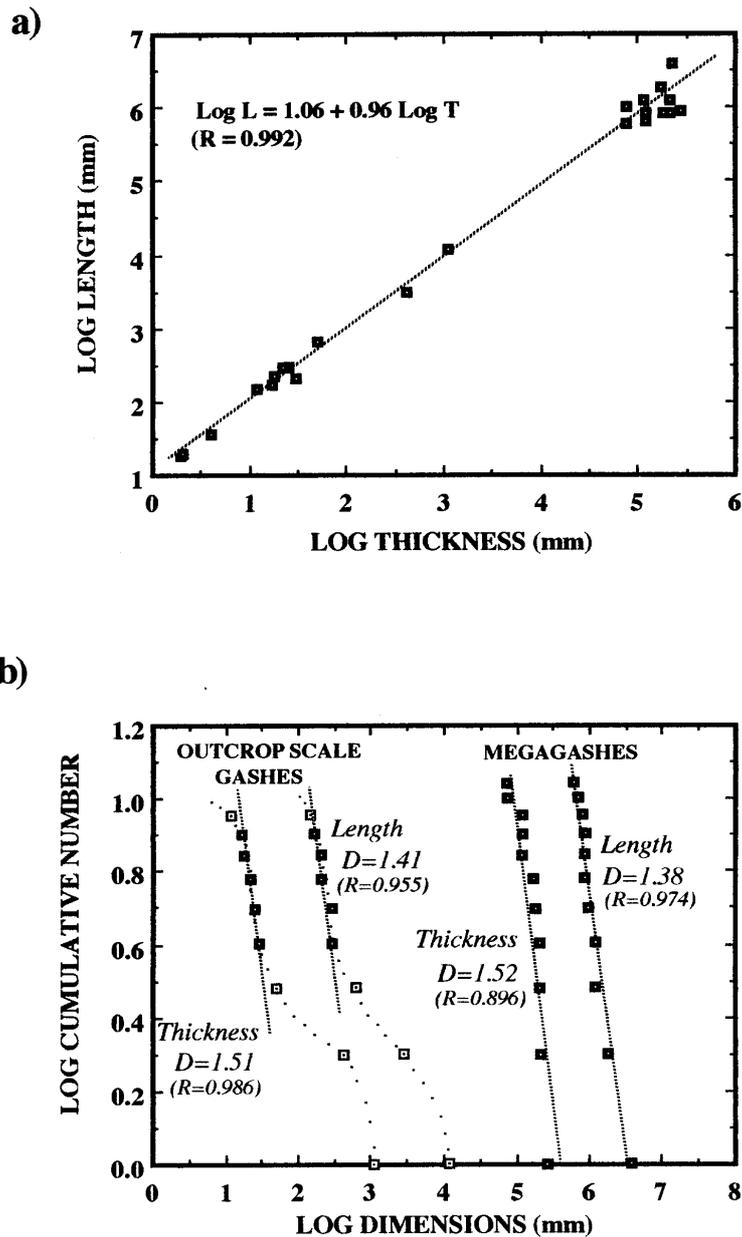


Fig. 3.1: a) Gráfico comprimento *versus* espessura para os “gashes” de Cavalcante ao longo de seis ordens de magnitude. Os veios foram medidos em seções paralelas à direção de transporte e perpendicular ao plano de cisalhamento; b) Gráfico logarítmico de frequência acumulada para comprimento e espessura. Por causa da heterogeneidade da amostragem, os “gashes” foram plotados em duas populações separadas (macro e megaescalas). As inclinações nos segmentos de função exponencial nas duas populações são semelhantes, e indicam “dimensões fractais” em torno de 1,4 para comprimento e 1,5 para espessura. (Extraído de Massucatto (1997))

Localmente (ponto 146) são encontrados veios de quartzo com grande quantidade de mica verde, composta provavelmente fuchsite, podendo assumir uma proporção de até 30% da rocha, e permitindo que os veios assumam uma coloração verde intensa. Os grãos de quartzo se apresentam intensamente recristalizados. Estes corpos em média possuem cerca de 100 metros de comprimento por 40 centímetros de largura, estando normalmente em contato com veios de quartzo com um aspecto leitoso.



Foto 3.14: Aspecto geral do material quartzoso que preenche os mega veios, mostrando a recrystalização do quartzo formando um agregado de grãos poligonais e reliquiares dos grãos originais. Luz transmitida e polarizadores cruzados, base da foto igual a 5,46 mm. Mina Buraco do Ouro. Lâmina sem orientação.

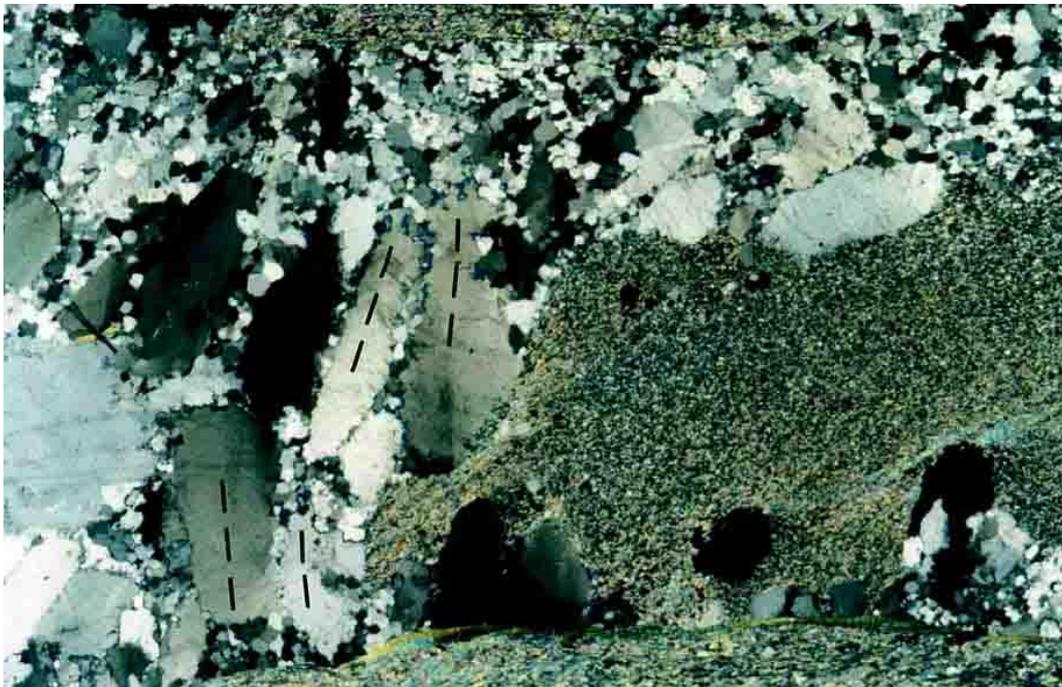


Foto 3.15: Microfratura parcialmente selada por grãos de quartzo com orientação preferencial de eixos "c" (traços) em alto ângulo com as paredes da microfratura. Luz transmitida e polarizadores cruzados, base da foto igual a 5,46 mm. Mina Buraco do Ouro. Corte "bc".



Foto 3.16: Detalhe de duas foliações se cortando, sendo a foliação obliqua à base da foto correspondente à foliação S_2 e a foliação paralela à base da foto correspondente à foliação S_{B2} . Esta situação gera microlitons com uma forma de elipsóides prolatos verticais. Luz transmitida e polarizadores cruzados, base da foto igual a 5,46 mm. Mina Buraco do Ouro. Corte "bc", perpendicular à foliação S_2 .



Foto 3.17: Ouro na interseção de foliações pretéritas com zonas de cisalhamento. Observar o grande cristal de turmalina (seta) na foliação. Luz transmitida e polarizadores cruzados, base da foto igual a 1,42 mm. Mina Buraco do Ouro.



Foto 3.18: Mesmo campo de visão, sob luz refletida (seta indicando o ouro). Base da foto igual a 1,42 mm. Mina Buraco do Ouro.

3.5 – Granito Caldas

O granito Caldas ocorre como um corpo intrusivo, encaixado nas rochas do Complexo Granítico-gnáissico, localizado na porção noroeste da área de estudo. Essas rochas possuem uma coloração branca a creme, granulação que varia entre média e grossa, possuindo uma textura granoblástica com feições ígneas ainda perfeitamente preservadas, sendo visíveis ainda fenocristais de feldspatos sub a euédricos. Este corpo granítico se encontra muito alterado e o que conseqüentemente faz com que o mesmo se encontre arrasado não constituindo grandes feições geomorfológicas.

O granito Caldas é composto predominantemente por K-feldspato, plagioclásio, quartzo e biotita, possuindo titanita e zircão e opacos como principais minerais acessórios. Entre os opacos o mineral de maior de maior interesse é a cassiterita.

Os grãos de K-feldspato são angulosos, apresentando processos de sericitização e saussuritização, sendo que a saussuritização causa a geração de agulhas de clinzoisita, formadas principalmente em função das porções plagioclásicas inclusas nos K-feldspatos. Nos grãos de plagioclásio são observadas feições idênticas às identificadas nos K-feldspatos (Foto 3.19).

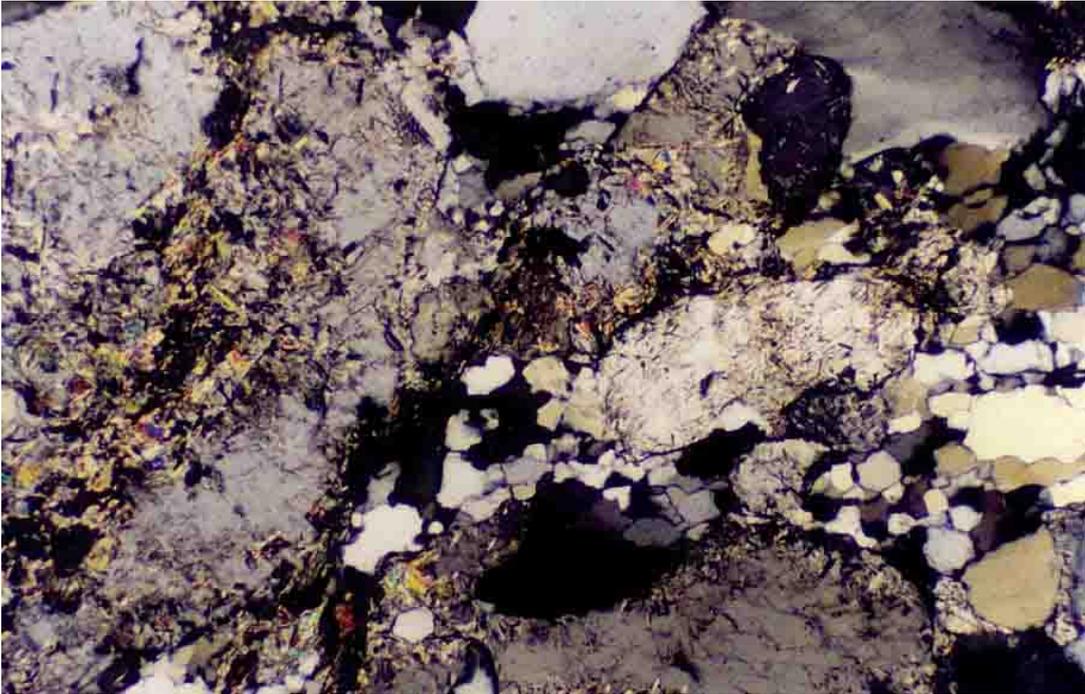


Foto 3.19: Aspecto geral do granito Caldas. Notar a intensa saussuritização e sericitização dos feldspatos. Luz transmitida e polarizadores cruzados, base da foto igual a 4,1 mm. Ponto 102.

Os grãos de quartzo apresentam uma textura granular a sacaroidal, feições iniciais de deformação intracristalina (extinção ondulante), com princípios de recristalização.

As placas de biotita mostram um forte pleocroísmo, castanho escuro a castanho claro, estando repletas de inclusões aciculares, sendo compostas provavelmente de óxidos de titânio, ou rutilo. Estas inclusões de óxidos de titânio indicam uma temperatura de formação próxima a 800° C (Deer et al. 1966). Secundariamente são observadas também micas brancas, que aparentemente são de origem ígnea (Foto 3.20).

Associada a esta rocha ocorre uma mineralização de cassiterita, disseminada, apresentando baixos teores de estanho. Neste corpo se instalou a atividade garimpeira que durou até o final da década de 1980, segundo informações de moradores locais.

Apesar da maior parte das texturas ígneas estarem ainda preservadas, a rocha apresenta uma foliação relativamente bem marcada, porém espaçada, definida principalmente pela orientação das biotitas.

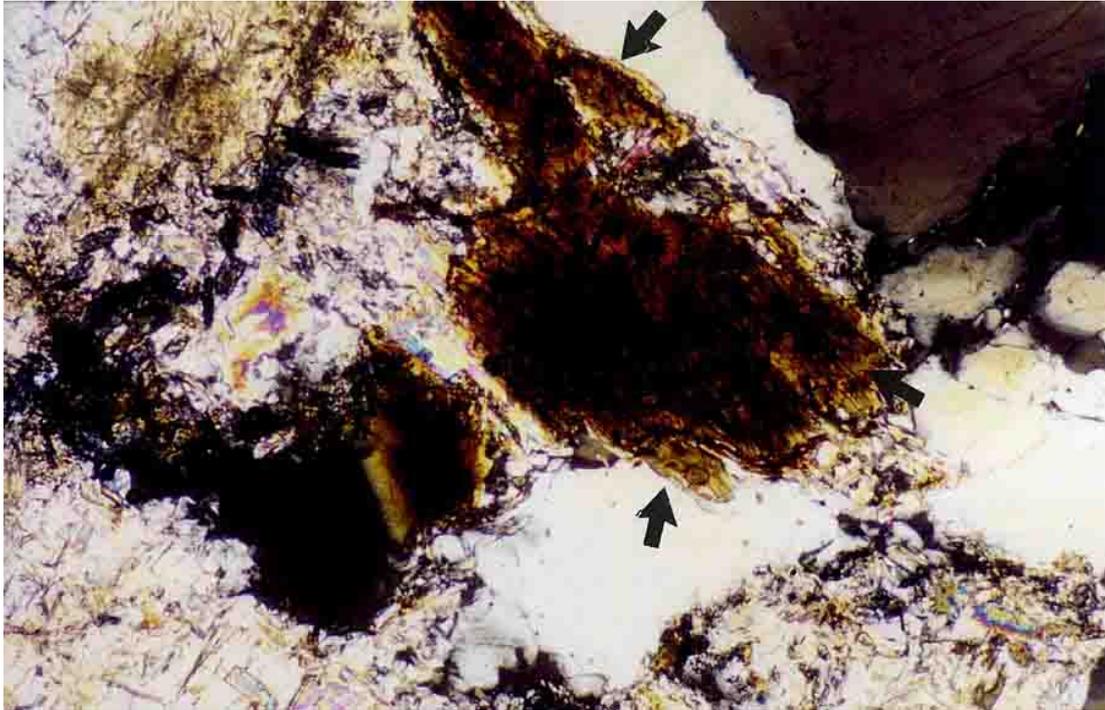


Foto 3.20: Biotita do granito Caldas apresentando reticulado (setas) de agulhas de rutilo ou óxido de titânio, as quais aparentemente estão em processo de dissolução, que indicam uma cristalização próxima a 800° C. Luz transmitida e polarizadores cruzados, base da foto igual a 2,05 mm. Ponto 102.

3.6 - Granito Soledade

O granito Soledade ocorre na porção central da área, intrusivo nas rochas do Complexo Granítico-gnaíssico, possuindo uma forma aproximadamente elipsoidal, apresentando-se como um morro arredondado, com uma morfologia do tipo “pão de açúcar”, marcando um grande acidente geográfico na topografia arrasada da região. A intrusão deste granito é interpretada como estando associada ao mesmo evento que gerou o vulcanismo “sin-rift Araí” (Pimentel et al., 1999).

Estas rochas possuem coloração acinzentada, com granulação variando de média a grossa, sendo constituído basicamente por K-feldspato, plagioclásio, quartzo, quartzo azul e biotita (Foto 3.21).

Os grãos de K-feldspato apresentam-se sub-arredondados a arredondados, pouco alterados, localmente podem apresentar textura micrográfica. Os grãos de plagioclásio apresentam-se levemente sericitizados e com a presença de mirmequitas (Foto 3.22).

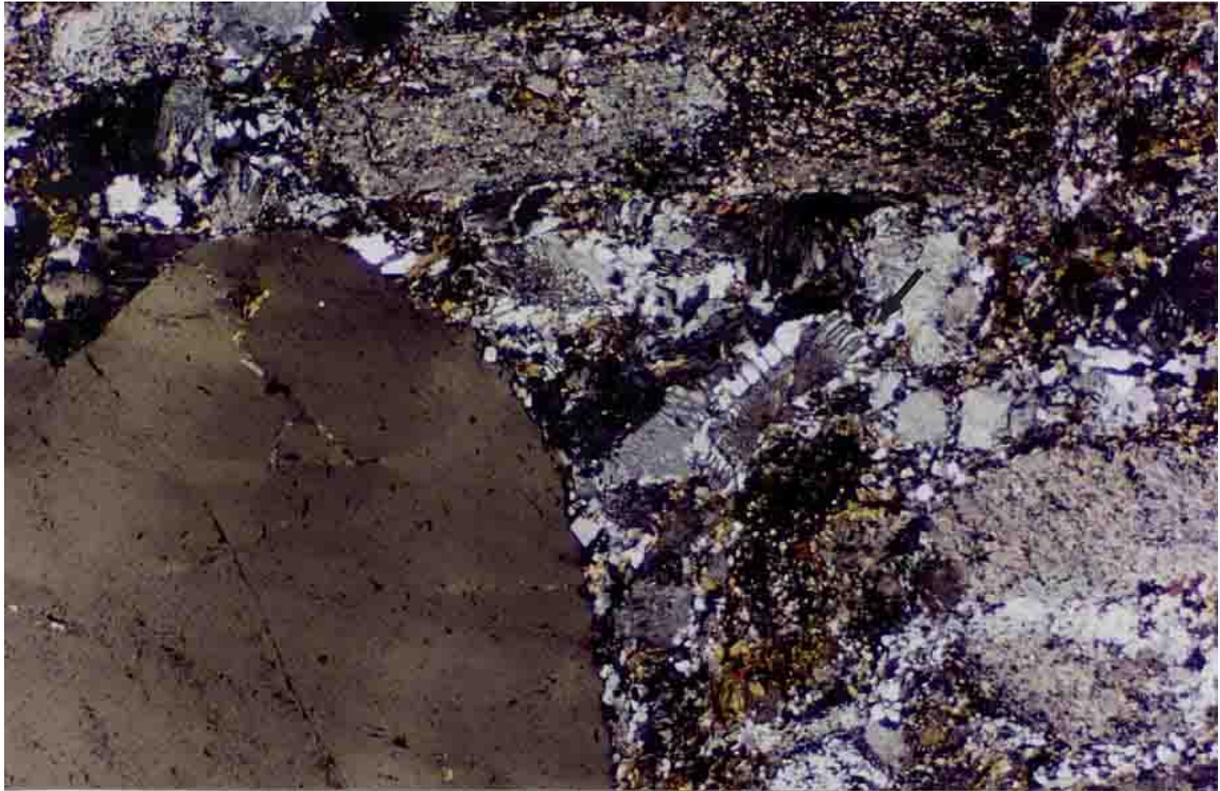
Os grãos de quartzo apresentam indícios de deformação intracristalina (extinção ondulante) e estão parcialmente recristalizados. Macroscopicamente são observados grãos de quartzo azul, que microscopicamente são identificados como possíveis fenocristais parcialmente preservados, que se encontram levemente estirados, que se destacam da matriz em função do seu tamanho, entretanto, sem que se possa denominá-los de “ribbons” (Foto 3.22).

A biotita apresenta-se em cristais bem preservados, sendo que em alguns é possível identificar inclusões de agulhas de rutilo. Estas agulhas, bem como as feições mimerquíticas indicam a cristalização destes minerais a temperaturas superiores a 800° C (Deer et al, 1966).

Pode-se observar nestas rochas a presença de xenólitos esbranquiçados, de constituição semelhante à dos ortognaisses do Complexo Granítico-gnáissico (Foto 3.23), indicando a incorporação de pedaços da rocha encaixante pelo corpo intrusivo Soledade. Estes xenólitos apresentam as suas arestas arredondadas, indicam a assimilação parcial dos mesmos dentro da antiga câmara magmática.



Foto 3.21: Aspecto geral de afloramento do Granito Soledade. Ponto 64.



tenocrystal de quartzo, macroscopicamente e reconhecido como quartzo azul. Luz transmitida e polarizadores cruzados, base da foto igual a 4,1 mm. Ponto 64.



Foto 3.23: Xenólitos de ortognaisses no granito Soledade (setas). Notar o arredondamento das bordas indicando a fusão parcial dos mesmos. Ponto 64.

Essas rochas se apresentam pouco deformadas; contudo uma foliação é relativamente bem marcada, definida principalmente pela orientação das biotitas, possuindo uma direção preferencial NS com mergulho para oeste. Cortando esta foliação, observa-se a formação de zonas de cisalhamento milimétricas com uma direção aproximada NE. Estas zonas de cisalhamento causam a cominuição dos grãos da rocha, e permitem assim que os processos de “softening” avancem de maneira mais rápida sobre os grãos de feldspatos. Entretanto estas zonas de cisalhamento não ocorrem de forma generalizada no corpo, estando, aparentemente, associadas às bordas do maciço.

Aparentemente estas pequenas zonas de cisalhamento estão associadas ao evento deformacional que afetou o Grupo Araí, provavelmente de idade Brasileira, uma vez que este corpo granítico, bem como os demais da região, cortam um embasamento polideformado, sem que as feições estruturais visíveis no em torno destes corpos sejam observadas no seu interior. Desta feita pode-se inferir com relativa confiança que as zonas de cisalhamento encontradas no interior dos maciços se referem a efeitos de pequena amplitude do ciclo Brasileiro sobre estas rochas.

3.7 – Granito Sucuri

O granito Sucuri é um corpo, também, com forma aproximadamente elipsoidal, intrudido nas rochas do Complexo Granítico-gnáissico, que ocupa a porção centro-norte da área de estudo. Este corpo granítico destaca-se do Complexo Granítico-gnáissico, que possui uma topografia arrasada, assumindo um formato aproximado de “meia laranja” (Foto 3.24). O granito Sucuri juntamente com o granito Soledade, formam os maiores acidentes geomorfológicos dentro dos terrenos do Complexo Granítico-gnáissico na área estudada. Segundo Bilal (1991) este corpo granítico sofreu processos metassomáticos durante a sua evolução, gerando zonas greisenizadas e zonas albitizadas, podendo ser separado o granito em quatro fácies petrográficas.

Neste trabalho será realizada uma breve descrição do litotipo predominante, que se trata de sienogranito leucocrático, de coloração acinzentada, composto predominantemente por quartzo, microclínio, albita e biotita, com uma textura granoblástica a porfírica.



Foto 3.24: Aspecto geral do corpo granítico Sucuri. Ponto 72.

O microclínio apresenta-se pertítico, com geminações segundo a lei de Carlsbad, mostrando processos de sericitização. Os cristais de albita apresentam em boa parte com tamanho destacado em relação à matriz, dando um aspecto porfirítico à rocha, estando menos sericitizados que os microclínios, apresentando também fase iniciais de saussuritização. O quartzo apresenta contornos dos grãos poligonalizados, com textura sacaroidal, indicando recristalização, apresentando ainda uma fraca extinção ondulante (Foto 3.25).

A biotita mostra uma coloração castanho-esverdeada com forte pleocroísmo, podendo-se observar localmente a transformação da biotita em mica branca. As micas brancas encontradas nestas rochas são muscovitas, e aparentemente, foram geradas também da alteração dos feldspatos e da biotita, estando levemente recristalizadas.

Estas rochas apresentam uma foliação anastomosada e espaçada, bem marcada definida pelas lamelas de muscovita. Em alguns pontos é possível notar que a foliação funciona como “dutos” através dos quais a percolação dos fluidos deformacionais é facilitada. Esta situação é indicada nos locais onde a foliação encontra porfiroblastos de feldspatos, observando-se nestes locais um aumento das reações de “chemical softening”.

As micas brancas que definem a foliação estão recristalizadas, tal fato pode indicar que a deformação se processou em um ambiente plástico, provavelmente ainda no momento do encaixe deste corpo granítico.

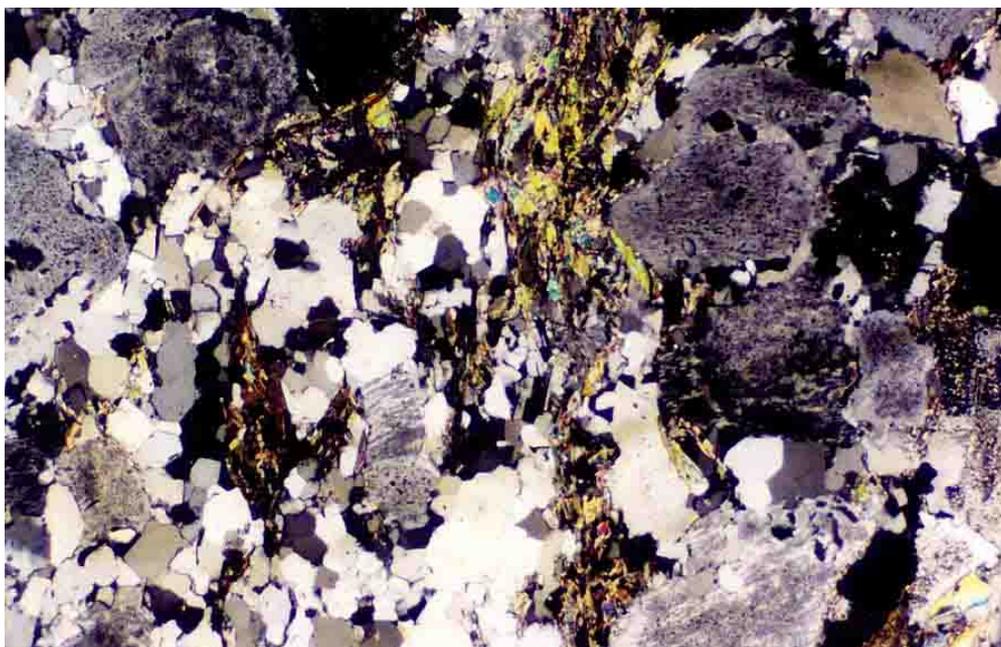


Foto 3.25: Aspecto geral do sienogranito do corpo Sucuri. Luz transmitida e polarizadores cruzados, base da foto igual a 4,1 mm. Ponto 71.

Segundo Melo & Sabatier (1995) as zonas greisenizadas são zonas metassomáticas onde o granito foi inteiramente substituído por uma rocha composta essencialmente composta por quartzo e mica. Já nas zonas albitizadas ocorre o predomínio da albita sobre os demais minerais, estando associado a estas zonas mineralizações de cassiterita.

3.8 – Grupo Araí

O Grupo Araí definido originariamente por Barbosa et al. (1969) e Dyer (1970) é separado em duas formações: uma inferior e outra superior. A formação inferior (Arraias) é essencialmente psamítica e composta por quartzitos metacomglomeráticos, quartzitos, metarenitos, com intercalações de efusivas básicas a intermediárias. A formação superior (Trairas) é composta por metapelitos carbonáticos, calcixistos, filitos clorita xistos, quartzitos e lentes de mármore.

Na região em estudo ocorrem principalmente as rochas associadas à formação Arraias, que em função da grande variedade de litotipos existentes, este trabalho fará apenas uma descrição dos principais aspectos deformacionais encontrados, principalmente nos metacomglomerados e quartzitos, sendo o Grupo Araí tratado de forma indivisa nos seus aspectos de unidades litológicas.

Nas rochas estudadas, pode-se observar que os processos metamórficos foram de baixo grau, pois, não se encontram minerais indicadores de mais alta temperatura de metamorfismo, situando-se, provavelmente na fácies xisto verde, de baixo grau. Basicamente da área estudada, os metaconglomerados (Foto 3.26) e meta-arenitos são compostos essencialmente por quartzo e mica branca (muscovita) e que localmente podem apresentar pequenas quantidades de álcali feldspato, sendo que os mesmos não apresentam quaisquer indícios de recristalização, ou de transformação metamórfica.

Registram uma foliação espaçada bem marcada, sendo os seus efeitos melhor vistos na porção leste da área, diminuindo a sua atuação para oeste até chegar a rochas quase desprovidas de foliação e praticamente indeformadas; onde, nestes pontos ainda se podem observar estruturas sedimentares primárias, tais como estratificações cruzadas de médio e grande porte, marcas de onda e até mesmo “gretas de contração” em porções mais pelíticas intercaladas entre camadas de arenitos (Foto 3.27).



Foto 3.26: Metaconglomerado da base do Grupo Araí, Formação Arraias. Os seixos são compostos predominantemente por meta-arenitos, sendo pouco arredondados, com dimensões que podem chegar a 0,50x0,30x0,30 metros. Ponto 91.



Foto 3.27: Meta-arenito do Grupo Araí, praticamente indeformado, apresentando estratificações cruzadas. Ponto 42.

Nas zonas mais deformadas é observada uma foliação espaçada muito bem marcada no corpo rochoso, definida principalmente pela reorientação das lamelas de mica, onde se pode notar uma incipiente recristalização nos grãos de quartzo (Foto 3.28).

Na porção sudoeste da área de estudo, impressas nas escarpas do Grupo Araí, situando-se a oeste da mina de Cavalcante, são observadas zonas de cisalhamento verticais, que transformam as rochas do grupo Araí plenamente, imprimindo a estas rochas uma foliação bem marcada, e demonstrando a transformação de conglomerados em filonitos. Estes são compostos predominantemente por quartzo e mica, com uma presença marcante de porfiroclastos de quartzo. Estas zonas possuem em média uma espessura de aproximadamente 50 metros, dificilmente ultrapassando uma centena de metros. Nestas zonas é bastante comum a presença de microestruturas do tipo “core and mantle”, com a formação de subgrãos e novos grãos.

Na porção sudeste da área, a sudeste da cidade de Teresina, são vistas zonas de cisalhamento que cortam metaconglomerados e metareanitos micáceos, onde localmente são encontradas pequenas porções com a presença de mica verde provavelmente fuchcita, sendo que estas porções possuem espessuras milimétricas a centimétricas.

Cortando estas rochas são observados veios de riolitos, principalmente na porção nordeste da área que se apresentam praticamente indeformados, sendo visíveis ainda feições como corrosão de bordas de grãos de quartzo (Foto 3.29). Provavelmente,

associados temporalmente a estes veios são observados na porção sudeste a área, derrames de rochas básicas (basaltos) que apresentam uma foliação incipiente, contudo bem marcada.

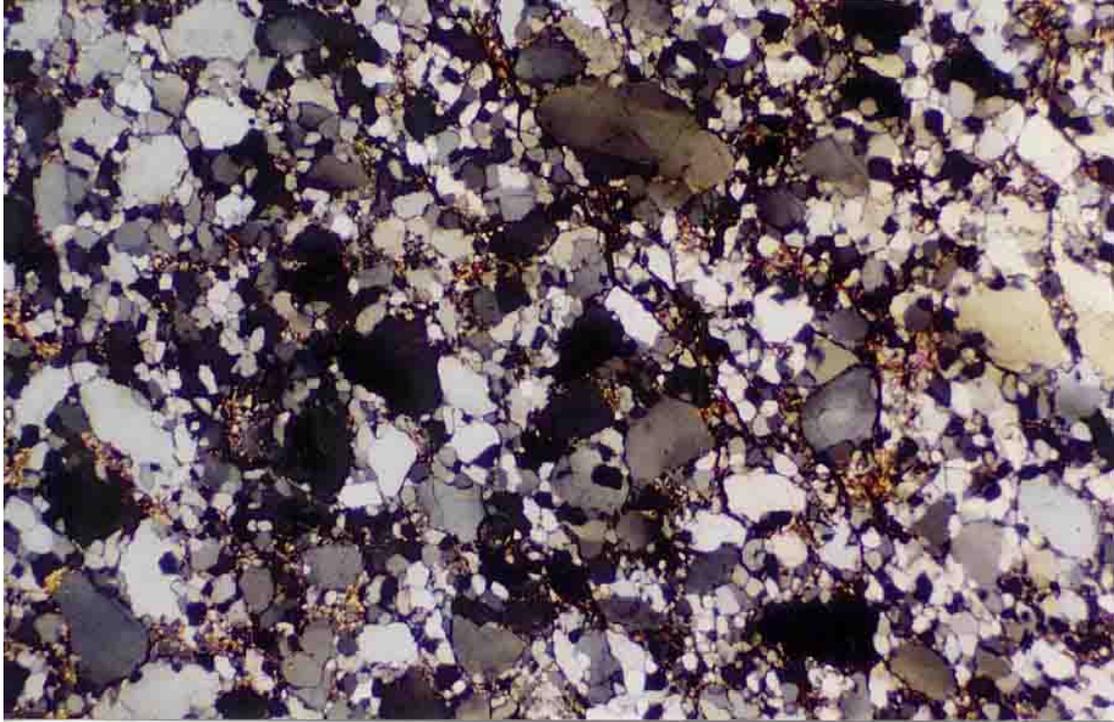


Foto 3.28: Meta arenito com uma foliação incipiente. Notar a quase ausência de recristalização dos grãos de quartzo. Luz transmitida e polarizadores cruzados, base da foto igual a 4,1 mm. Ponto 92. Corte "ac".

As indicações petrogenéticas encontradas nas rochas do Grupo Araí mostram que os processos metamórficos que atuaram sobre as mesmas diferem muito dos processos metamórficos que atuam sobre as rochas do Complexo Granítico-gnáissico (ou no embasamento como um todo), principalmente a diferença temperatura de metamorfismo, que no Complexo situa-se em torno de 450° e 500 °C e nas rochas do grupo Araí, provavelmente se deu a temperaturas abaixo de 300°. Tal temperatura é inferida em função da baixa recristalização dos grãos de quartzo, e da restrita recristalização das micas brancas.

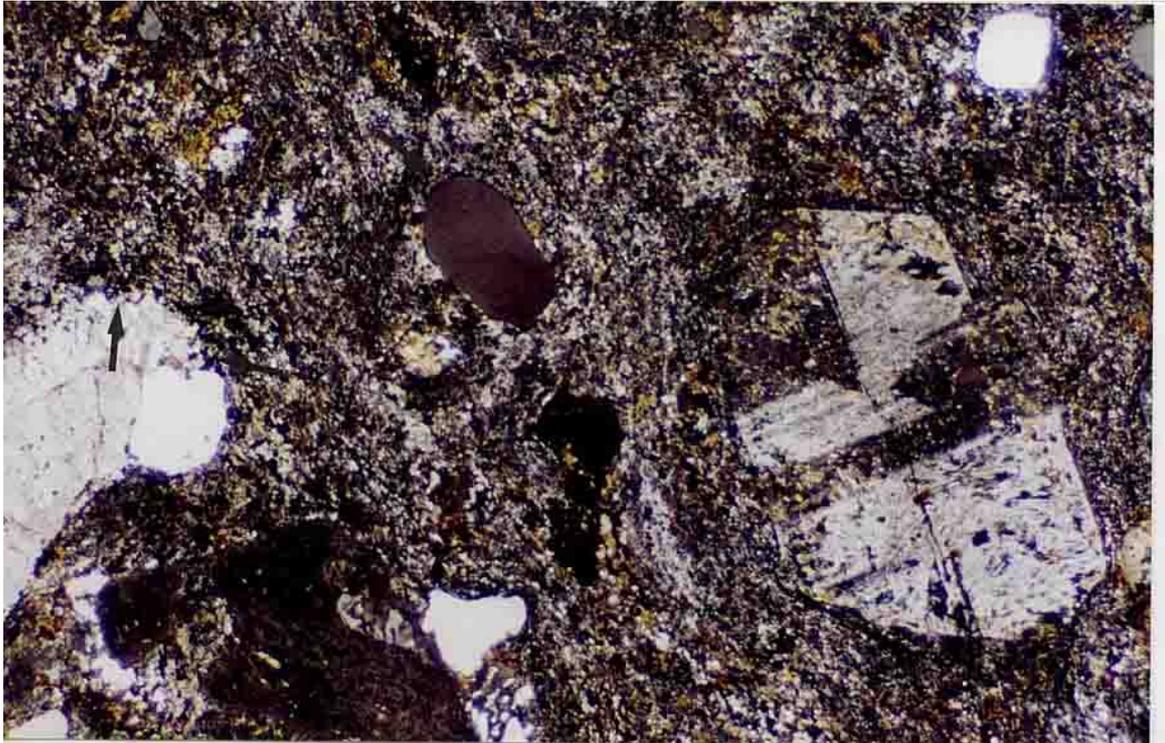


Foto 3.29: Aspecto geral do riolito intrusivo no Grupo Araí. Notar a corrosão das bordas dos grãos de quartzo (setas). Luz transmitida e polarizadores cruzados, base da foto igual a 4,1 mm. Ponto 119.

As rochas do Grupo Araí se depositaram discordantemente sobre as rochas do Complexo Granítico-gnáissico, apresentando provavelmente em toda a base do grupo uma camada descontínua, composta por conglomerados com aproximadamente 1,5 metros de espessura, contendo seixos angulosos de rochas pertencentes ao embasamento (ortognaisses), tal situação é visível em afloramento nas escarpas do Grupo Araí cortadas pelo Córrego de Pedra, localizado à sudoeste da cidade de Cavalcante, onde o contato entre as duas unidades se dá por um contato normal (Foto 3.30).

Esse afloramento acusa a presença de blocos de ortognaisses pertencentes às rochas do Complexo Granítico-gnáissico levemente arredondados e foliados, onde se pode perceber claramente que a foliação contida no interior dos blocos varia entre um e outro e destoa completamente da orientação da foliação contida nas rochas do Grupo Araí, a qual se situa com uma direção próxima a NS, com mergulho íngreme para oeste, devendo-se notar ainda que a foliação impressa nos blocos de ortognaisse contidos no arenito é texturalmente idêntica à que se observa nos afloramentos adjacentes. Esta situação evidencia que o Grupo Araí se depositou sobre um embasamento previamente deformado, tendo sido posteriormente afetado por processos deformacionais que

apresentaram uma menor magnitude. Tal evento é considerado neste trabalho como sendo pertencente ao ciclo Brasileiro

Outro aspecto interessante deste afloramento é o de permitir uma comparação “in situ”, com relação às condições metamórficas sobre as quais foram submetidas as rochas do Complexo Granítico-gnáissico e do Grupo Araí. Pode-se constatar pela análise petrográfica dos seixos de ortognaisse, que os mesmos passaram por condições metamórficas que atingiram temperaturas de metamorfismo por volta de 500° C, como referido anteriormente para os ortognaisse do Complexo Granítico-gnáissico, ao passo que os arenitos do Grupo Araí que hospedam estes seixos foram submetidos a condições metamórficas onde a temperatura deve ter alcançado um valor máximo próximo a 300° C, sendo esta temperatura inferida pelo grau de recristalização dos grãos de quartzo e pela recristalização de micas.



Foto 3.30: Foto mostrando o contato normal entre as rochas do Complexo Granítico-gnáissico e do Grupo Araí. O acamamento dos arenitos possui uma direção nordeste com caimento para leste. Plano da foto aproximadamente NS.



Foto 3.31: Conglomerado basal do Grupo Araí na região do Córrego Rio de Pedras, contendo fragmentos de ortognaisse foliado (setas), pertencentes ao embasamento da região. Nota-se que a orientação das foliações nos seixos muda de um para outro, evidenciando assim o seu caráter pretérito em relação à foliação das rochas do Grupo Araí.



Foto 3.32: Fragmentos de ortognaisse (setas) mostrando direções diferentes de foliação, indicando o caráter pretérito foliação impressa nestes seixos, oriundos do gnaissse adjacente, em relação à foliação do Grupo Araí (direção próxima do plano da foto).

4 - ANÁLISE ESTRUTURAL

4.1 - Introdução

Este capítulo tem como objetivo principal descrever as estruturas encontradas nas rochas do embasamento (Complexo Granito-gnáissico e Formação Ticunzal) e supracrustais pertencentes ao Grupo Araí, aflorantes na área estudada, com o intuito caracterizar a geometria destas estruturas e posteriormente de interpretar o significado tectônico, podendo assim, formular hipóteses sobre os possíveis mecanismos geradores para as mesmas.

Segundo Ramsay (1967), pode-se dividir a análise estrutural em análise geométrica e análise cinemática, onde os conceitos e as bases utilizadas para a realização destas análises podem ser revistos.

Turner & Weiss (1963) sugerem a mesma divisão para a análise estrutural, contudo, propondo três formas distintas de abordagem para o problema, sendo elas:

- 1) análise descritiva: responsável pelo reconhecimento da geometria e orientação espacial das estruturas;
- 2) análise cinemática: responsável pela identificação e interpretação dos movimentos deformacionais que geraram as estruturas reconhecidas na etapa anterior;
- 3) análise dinâmica: responsável pela interpretação das estruturas em função dos esforços aplicados.

Seguindo parcialmente a metodologia sugerida por Turner & Weiss (1963) e julgando ser a forma mais clara de apresentação dos dados, nesta tese de doutoramento o estudo das principais estruturas será dividida em três capítulos, sendo eles:

- Análise Estrutural: tratará da descrição e interpretação das estruturas deformacionais de macro e meso-escalas;
- Análise Microestrutural: versará sobre as estruturas em micro-escala, bem como sobre os possíveis processos deformacionais básicos envolvidos;
- Análise Cinemática: tratará das possíveis correlações entre as estruturas observadas nos tópicos anteriores, objetivando a formulação de um modelo cinemático para a área. Neste capítulo serão tratados parcialmente os aspectos dinâmicos, uma vez que se levantarão hipóteses a cerca das direções dos principais esforços atuantes na região.

Nesta tese não serão abordados os aspectos relativos à quantificação da deformação, devido ao fato desta análise não contribuir de maneira satisfatória ao entendimento da área no presente momento, em função do nível de conhecimento que se tem da região em estudo. Desta forma o autor optou por tentar compreender os aspectos envolvidos na deformação das rochas da região não se preocupando com a quantidade de deformação envolvida que atuou sobre estas rochas.

4.2 - Terminologia

Nesta tese a terminologia empregada na análise das estruturas investigadas envolve termos consagrados internacionalmente, os quais estão sintetizados no trabalho de Mosher & Helper (1988). Desta forma os principais termos são assim definidos:

- família de estruturas: todo acervo de estruturas que foi gerado num dado intervalo de tempo, em função de um mesmo campo de tensões;

- fase de deformação: corresponde à geração de uma família de estruturas formadas em um dado intervalo de tempo, podendo ser designadas como F_n , indicando “F” a fase de deformação e o índice “n” a geração da família de estruturas;

- evento de deformação: formado por uma ou mais fases de deformação, genética e temporalmente correspondente, designado aqui por Evento1, Evento 2 e Evento 3.

Com base no exposto acima, as estruturas encontradas na área foram classificadas com as seguintes simbologias: “ S_n ” para as foliações, e L_{est} para lineações de estiramento ou minerais. Os dados levantados indicam que estas estruturas foram geradas em três eventos deformacionais distintos, sendo dois Pré-Brasilianos e um Brasileiro. Desta forma as foliações serão assim denominadas: “ S_n ” para indicar foliações Pré-brasilianas, “ S_{Bn} ” para indicar foliações Brasileiras e “ S_0 ” para indicar o acamamento das rochas do Grupo Araí.

Todos os dados estruturais foram tratados no programa DIPS 2.3 do Department of Civil Engineering da University of Toronto, gerando estereogramas equiarea, sendo apresentadas as concentrações dos dados em função dos seu pólos.

4.3 - Análise estrutural descritiva

Dentre as estruturas encontradas na área, fez-se uma separação para efeito de descrição em vários grupos: estruturas planares (foliações) e as suas estruturas lineares correlatas, dobras e veios. O autor optou por não realizar um trabalho descritivo e de análise das fraturas ocorrentes na área por entender que estas estruturas são de mais difícil interpretação para a elucidação do arcabouço estrutural da região, uma vez que se trata de uma área polideformada, em condições principalmente dúcteis, onde o sistema de fraturamento é complexo.

Na análise das estruturas utilizou-se de observações macro (aerofotos e imagens de satélite) e mesoscópicas, bem como de observações microscópicas em seções delgadas, com o intuito de checar ou confirmar os elementos estruturais, bem como as relações observadas em campo.

Desta maneira os principais conjuntos estruturais e tipos litológicos podem ser observados na área em questão podem ser vistos na figura 4.1. Deve-se destacar que a estrutura denominada de zona de cisalhamento NE na figura 4.1 é correspondente à estrutura denominada por Fonseca e Dardenne (1993b) por Sistema Transcorrente Cavalcante-Teresina.

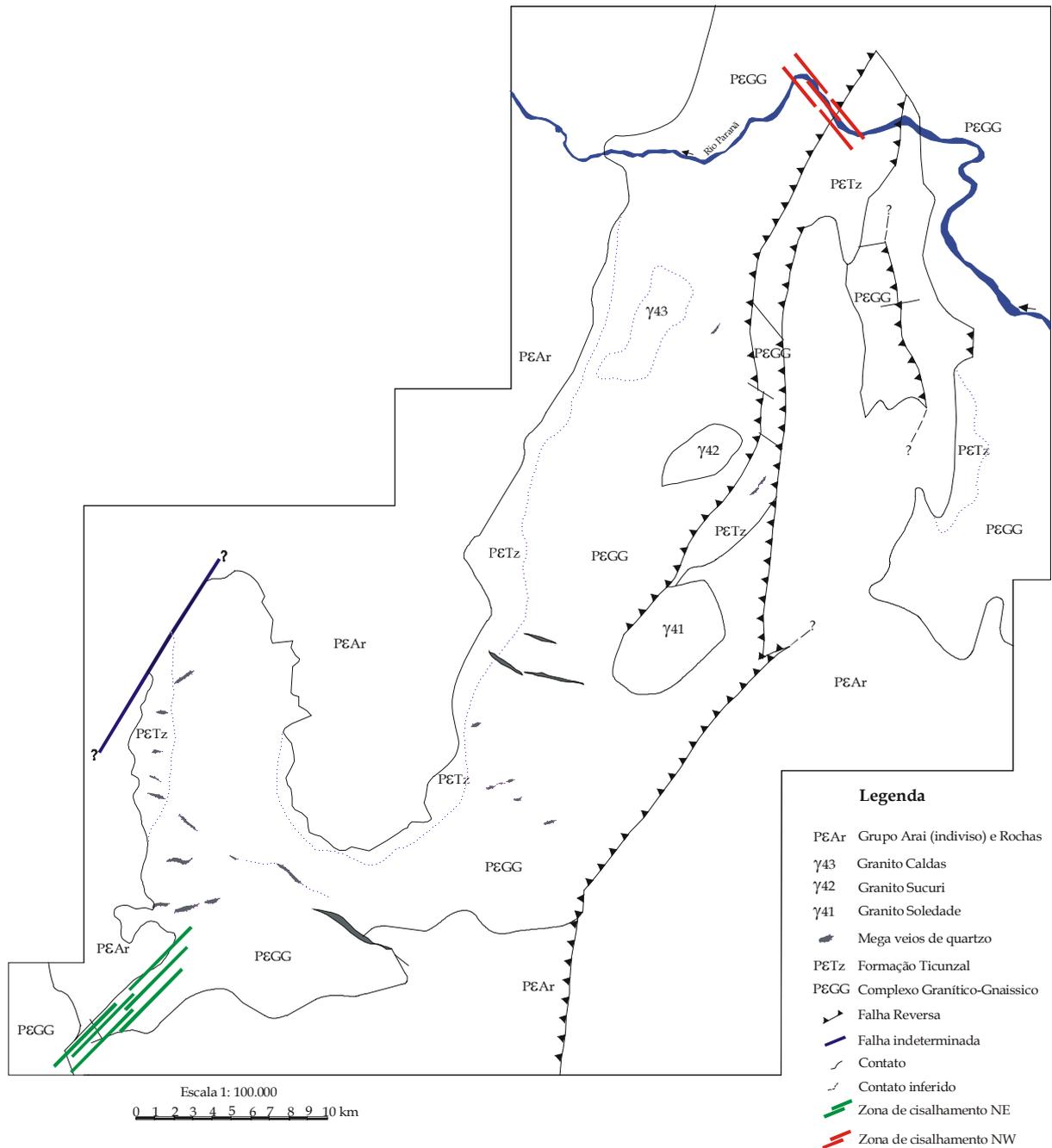


Fig.: 4.1: Mapa geológico-estrutural (esquemático) mostrando as principais feições geológicas presentes na área em estudo

4.3.1 - Foliações

As foliações foram divididas em cinco tipos distintos, sendo utilizados critérios baseados principalmente nas relações de campo, tais como: relações de corte das foliações, diferenças marcantes de direções acompanhadas de monitoramento das direções e constituição preferencial dos minerais que definem as foliações. A aplicação de tais critérios

conduziu a uma separação temporal de um conjunto composto por 5 (cinco) foliações distintas, possibilitando desta forma a formulação de uma hipótese, segundo a qual estas foliações são formadas em decorrência de três eventos deformacionais distintos. Com o intuito de facilitar a exposição dos diferentes tipos de foliação ocorrentes na área em estudo, as mesmas são apresentadas segundo cada evento gerador, a saber:

- **Evento 1**: de idade pré-brasileira, foi responsável por uma foliação denominada de “S₁”, de direção predominantemente leste-oeste;
- **Evento 2**: também de idade pré-brasileira, responsável por uma foliação denominada de “S₂” que oblitera quase totalmente a foliação S₁, de direção aproximadamente NS.
- **Evento 3**: possivelmente de idade Brasileira, responsável pela geração de três foliações distintas, sendo elas: Foliação “S_{B1}” de direção aproximadamente NS, Foliação “S_{B2}” de direção aproximadamente NE, Foliação “S_{B3}” de direção aproximadamente NW. As foliações geradas pelo evento três estão separadas em fases devido ao fato de ainda não se possuir dados suficientes que possibilitem o agrupamento das mesmas. Neste evento ocorreu ainda a deformação das rochas do Grupo Araí.

4.3.1.1 – Evento 1 - Foliações S₁

A foliação S₁ ocorre de forma localizada nas rochas do Complexo Granítico-gnáissico da região, preferencialmente na porção sul da área, sendo visualizada em pontos esparsos. Esta foliação possui uma direção preferencial em torno de EW representada no mapa geológico em anexo, pela cor verde. Entretanto, devido ao fato desta foliação ter sofrido os efeitos dos eventos subsequentes ela encontra-se bastante mascarada, sendo relativamente bem preservada em pontos restritos da área em estudo, indicando a alta heterogeneidade da deformação nos eventos posteriores ao Evento 1.

Esta foliação é aparentemente uma foliação marcada por um bandamento gnáissico, formada em um ambiente dúctil, sob a ação de uma deformação decorrente de uma compressão norte-sul. Esta foliação é bem marcada pela orientação preferencial de plaquetas de biotita e subordinadamente de mica branca (muscovita), apresentando um padrão levemente anastomótico, sendo uma foliação contínua. O padrão anastomótico

apresentado se deve principalmente à presença de porfiroblastos de k-feldspato e plagioclásio (Foto 4.1).

Localmente a foliação S_1 pode ser facilmente confundida com uma foliação nordeste, gerada durante o Evento 3 (foliação S_{B2} , que será devidamente definida adiante), de idade Brasiliana, devido ao fato desta foliação nordeste inflectir em alguns pontos, tomando uma direção praticamente Leste–Oeste. Entretanto esta foliação nordeste é facilmente separável, fazendo o seu acompanhamento em campo, onde é possível visualizar sua inflexão, bem como em função dos aspectos petrográficos das duas foliações. A foliação S_1 é preferencialmente definida pela reorientação de plaquetas de biotita, enquanto a foliação nordeste é definida principalmente pela orientação de micas brancas (muscovitas).

A foliação S_1 possui duas concentrações preferenciais de direções (N70E/86SE e N80E/85NW), que podem ser obtidas no estereograma apresentado a seguir. Esta foliação apresenta com característica marcante a forte sub-verticalidade, como indica o estereograma equiárea dos pólos da foliação como apresentado na figura 4.2.

Associada à foliação S_1 é observada uma lineação mineral e de estiramento definida preferencialmente pela orientação de grãos estirados de quartzo (“ribbons”) e orientação das lamelas de filossilicatos. Esta lineação apresenta uma direção máxima em torno de 86/N84W (figura 4.3). Associados a esta lineação não foram observados indicadores cinemáticos confiáveis.

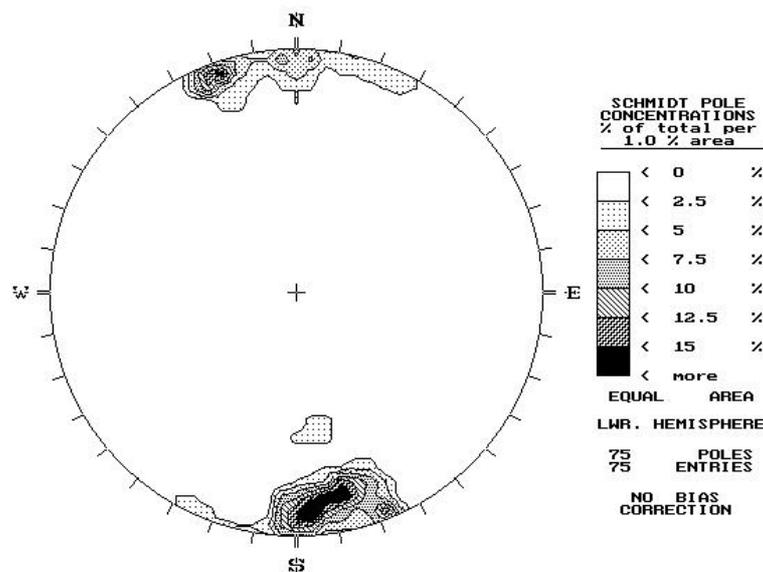


Fig. 4.2: Estereograma equiárea mostrando as direções principais dos pólos da Foliação S_1 , onde se deve observar a forte verticalidade da foliação, bem como a pequena dispersão das medidas em relação aos máximos.

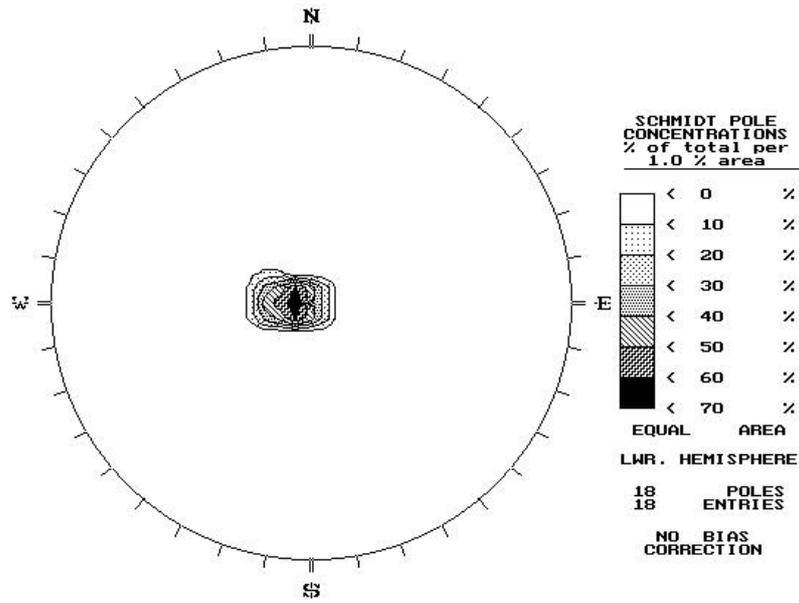


Fig. 4.3: Estereograma eqüiárea apresentando as direções preferenciais das lineações minerais e de estiramento associadas à foliação S_1 , notar a forte verticalidade das lineações.



Foto 4.1: Foliação S_1 dobrada indicando um encurtamento de direção E-W (direção das setas). Esta foliação é cortada por uma foliação norte sul, provavelmente gerada no Evento 2. Ponto 136. Fotografia em planta.

Em pontos restritos da área, associados a esta foliação, podem ser observado, veios de quartzo de dimensões centimétricas, os quais se encontram paralelizados à mesma, possivelmente gerados contemporaneamente à foliação S_1 . Normalmente esses veios de quartzo se encontram levemente dobrados, sendo que

os eixos de dobra possuem um caimento vertical, o que indica que houve um encurtamento na direção EW (Vide Foto 4.1).

4.3.1.2 – Evento 2 – Foliações S_2

A foliação S_2 pertencente ao Evento 2 possui uma direção preferencial que varia em torno de norte-sul (representada no mapa geológico, em anexo, pela cor azul), sendo uma foliação contínua, que geralmente assume um caráter milonítico, tendo sido aparentemente formada por um cisalhamento geral, o qual gerou um encurtamento com uma direção próxima a leste-oeste. Ocorre exclusivamente nas rochas do embasamento (Complexo Granítico-gnáissico e Formação Ticunzal e mega veios de quartzo) e é definida pela orientação preferencial de micas brancas (muscovita) geradas neste evento e subordinadamente pela reorientação de plaquetas de biotita, possivelmente geradas durante o Evento 1. Os feldspatos apresentam também uma orientação e contornos controlados pelos efeitos do cisalhamento que gerou a foliação S_2 .

Esta foliação ocorre de forma generalizada em toda a região, podendo-se observar localmente que esta inflecte parcialmente a foliação S_1 , sendo também inflectida pela foliação S_{B2} pertencente ao Evento 3 que possui uma direção aproximada NE. Esta estruturação das foliações S_1 , S_2 e S_{B2} induz a uma falsa interpretação de estruturas, devido ao fato da interferência destas foliações gerar uma estruturação parecida com estruturas do tipo “SC”, com foi apresentado por Massucatto (1997) e Hippert & Massucatto (1998), que a classificam como “mega estruturas do tipo SC” (Foto 4.2).

A foliação S_2 possui concentrações de direções, em torno de N05-20E/85SE-87NW, como se pode observar no estereograma equiárea de pólos (figura 4.4), demonstrando também uma forte verticalidade desta. Nas regiões próximas às falhas reversas, que colocam as rochas do embasamento sobre as rochas do Grupo Arai, a leste, há uma tendência dessa foliação apresentar mergulhos pouco mais suaves, variando em torno de 65°, com caimentos para oeste, apresentando direções em torno de N05E/65NW. A suavização dos mergulhos próximos às falhas reversas aparentemente está associada à paralelização dos planos de foliação com o plano da falha, de idade possivelmente Brasileira.

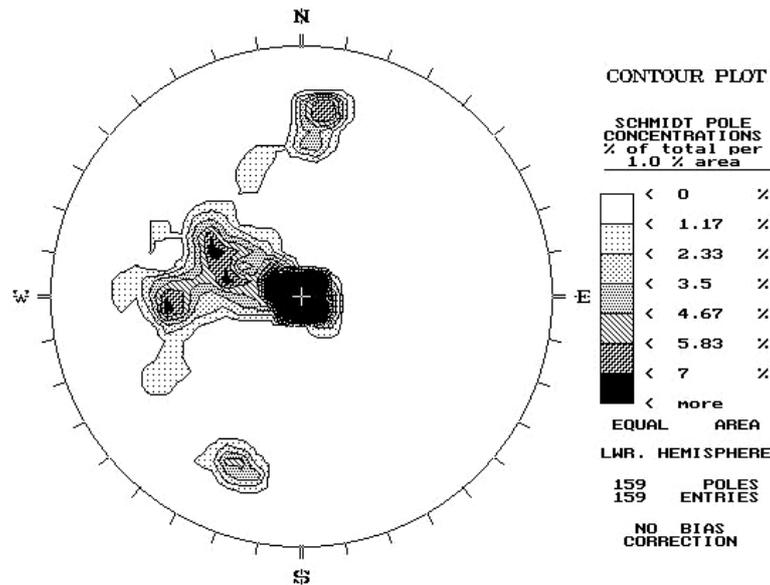


Fig. 4.5: Estereograma equiárea mostrando as direções preferenciais das lineações mineral e/ou de estiramento associadas à foliação S_2 , onde se deve notar a forte verticalidade delas. Os mergulhos mais suaves observados são possivelmente decorrentes da influência das falhas reversas que cavalgam o embasamento sobre as rochas do Grupo Araí na porção leste da área. Essa feição é observada em uma estreita faixa próxima a essas falhas, tendo sido consideradas somente as foliações pertencentes ao embasamento, as que apresentam uma pequena sub-horizontalidade são formadas em zonas de cisalhamento com uma pequena componente direcional discreta.

Para a análise destas lineações foram feitos estudos petrográficos, onde foram realizados cortes paralelos aos planos cinemáticos “ac”, “bc”, e “ab”. Após estes cortes procedeu-se à medição das dimensões dos grãos de quartzo, possibilitando desta forma a definição do tamanho médio dos mesmos, tendo sido analisados em média 50 grãos por amostra, num total de 5 amostras: uma amostra é situada na região sudoeste da área (nas proximidades de Cavalcante), duas se localizam a sudeste (nas proximidades de Teresina) e duas localizadas ao norte da área de estudo; análises em lineações que se apresentavam com caimentos próximos à verticalidade.

Através desta análise pode-se constatar que as lineações pertencentes à foliação S_2 são formadas pelo estiramento de grãos de quartzo, tendo sido possível a separação das lineações em três padrões distintos, o que ficou demonstrado ao longo de toda a área onde foram observadas diferentes dimensões associadas a diferentes posições da foliação. A figura 4.6 apresenta os diferentes tipos de morfologia da lineação pertencente à foliação S_2 , com dimensões as representadas em função dos seus valores proporcionais, onde a dimensão unitária é pertencente ao plano cinemático “bc” e as dimensões maiores de cada bloco são pertencentes aos planos “ac”.

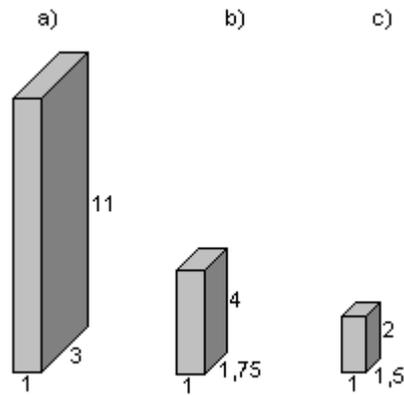


Fig. 4.6: Blocos esquemáticos indicando as dimensões proporcionais das lineações associadas à foliação S_2 . O bloco “a” foi realizado com amostras do ponto 210-4 e a rocha trata-se de um filonito; o bloco “b” é resultado das medições realizadas em amostras dos pontos 107, 119 e 210-1, ortognaisses com uma textura gnáissica; o bloco “c” é derivado de medições em amostras do ponto 131 que é constituído por quartzo-muscovita xisto-milonítico (Estes pontos podem ser identificados no mapa de pontos em anexo). A dimensão unitária é paralela ao plano cinemático “ bc ”, as dimensões maiores de cada bloco são paralelas ao plano “ ac ”.

Na tabela a seguir são apresentadas as dimensões médias medidas em milímetros dos blocos apresentados na figura 4.6.

Dimensões Blocos	comprimento	espessura	largura
A	3,2	0,27	0,80
B	1,68	0,40	0,73
C	4,8	2,44	3,68

A variação das dimensões relativas dos grãos minerais está associada ao tipo de rocha envolvida, bem como ao processo deformacional associado, como na amostra 210-4, onde a rocha analisada se trata de um filonito, o qual, provavelmente sofreu os efeitos de uma maior deformação e conseqüentemente as lineações apresentam uma morfologia mais estirada (bloco “a”), devida principalmente ao estiramento dos grãos de quartzo, bem como a precipitação de material novo nos grãos. As amostras pertencentes ao bloco “b” são constituídas por ortognaisses que se situam nas proximidades das falhas reversas observadas na porção leste da área, contudo, aparentemente a lineação destes, manteve o seu padrão original, sofrendo uma pequena influência dos planos de falha, o que pode ter contribuído para um pequeno aumento no estiramento dos grãos. As amostras do bloco “c” são constituídas por quartzo-muscovita xisto-miloníticos situando-se no extremo sudoeste da área, nas proximidades da zona de cisalhamento NE, que aparentemente possui uma movimentação direcional. Tal fato pode ter possibilitado um retrabalhamento dos grãos de quartzo, possibilitando que suas dimensões proporcionais se aproximassem uma das outras.

De maneira geral, não são observados indicadores cinemáticos associados a esta lineação que possam ser considerados conclusivos, uma vez que as feições encontradas tendem a seguir uma dada simetria, ou seja, os indicadores encontrados ora apresentam movimentação reversa, ora normal.

Conforme será discutido adiante, provavelmente a foliação S_2 foi reaproveitada durante o evento 3, que gerou nela mergulhos mais suaves, como normalmente observado na porção leste da área, próximos às falhas reversas, onde aparentemente a foliação S_2 tendeu a se paralelizar aos planos de falhas .



Foto 4.2: Foliação S_2 do evento 2, truncada por pequenas zonas de cisalhamento NE geradas durante o Evento 3 (direção da caneta). Notar a estruturação semelhante a estruturas do tipo “SC” de movimentação dextral. Tal estruturação foi erroneamente interpretada por Massucatto (1997) e Hippertt & Massucatto (1998) com sendo estruturas do tipo “SC”, pertencentes ao possível Sistema Transcorrente Cavalcante-Teresina (Fonseca & Dardenne, 1993a). Ponto 84. Fotografia em planta.

4.3.1.3 – Evento 3 – Foliações S_{B1}

Com base em relações de campo a primeira foliação a se formar durante as fases deformacionais do Evento 3 foi a foliação S_{B1} , de direção preferencial variando em torno da direção norte-sul (representada no mapa geológico em anexo pela cor rosa), sendo melhor visualizada nas rochas do Grupo Araí, principalmente nas suas porções leste e sudeste da área em questão. As relações de campo mostram estas foliações estarem em

muitos casos truncadas pelas foliações S_{B2} e S_{B3} o que indica estas estruturas terem sido as primeiras se formar durante o evento 3.

Em geral as foliações S_{B1} são contínuas, definidas principalmente pela orientação de micas brancas (muscovitas), e melhor desenvolvidas ou percebidas nos arenitos e conglomerados do Grupo Araí. Apresentam similaridade das direções com a foliação S_2 , tornando-se difícil a separação de ambas nas rochas do embasamento, onde aparentemente a foliação S_2 foi afetada por esta, entretanto, sem no entanto, apresentar diferenças marcantes em relação ao seu aspecto, tanto mineralógico, quanto petrográfico.

Outro fator que distingue as duas foliações é o de a foliação S_{B1} se apresentarem mais expressivamente nas rochas do Grupo Araí, contudo a principal diferença entre as duas foliações se deve às condições de metamorfismo associado à deformação responsável pela geração destas e ao grau de deformação associado. A geração da foliação S_2 , presente exclusivamente nas rochas do Complexo Granítico-gnáissico apresenta temperatura de metamorfismo que varia em torno de 450° 500° C, enquanto para a foliação S_{B1} a temperatura de metamorfismo responsável por sua geração possivelmente não deve ultrapassar 350° C (Foto 4.3). Essa suposição se faz em função dos indícios observados nas rochas do Grupo Araí, tais como: 1) a baixa recristalização dos grãos de quartzo; 2) presença de pequenos grãos de K-feldspato que não apresentam indícios de recristalização e ou alteração hidrotermal para mica branca, a qual é uma feição marcante nas rochas do embasamento afetadas pela foliação S_2 . o fato desta última transpor quase totalmente a S_{B1} , constitui-se em outro indício da diferença genética das foliações, apontando uma magnitude muito maior da deformação para o Evento 2 que para o Evento 3, o que torna incompatível a co-geneticidade das foliações S_2 e S_{B1} .

Pode-se observar através do estereograma eqüiárea dos pólos da foliação S_{B1} apresentado na figura 4.7, que esta foliação, medida principalmente nas rochas do Grupo Araí, três concentrações principais que possuem direções em torno de N05-15E/40-50NW e de N20-30E/85NW. O primeiro conjunto de concentrações preferenciais está associado principalmente ao conjunto de falhas reversas presentes na porção norte/nordeste da área, apresentando um menor mergulho, já o segundo conjunto está ligado à falha reversa de direção aproximada N20E situada ao norte da cidade de Teresina. Aparentemente a variação de mergulho pode estar influenciada pela reativação de estruturas preexistentes no embasamento, como a foliação S_2 . Em ambas as situações relações de contato bem marcadas indicam que as rochas do embasamento cavalgam sobre as rochas do Grupo Araí.

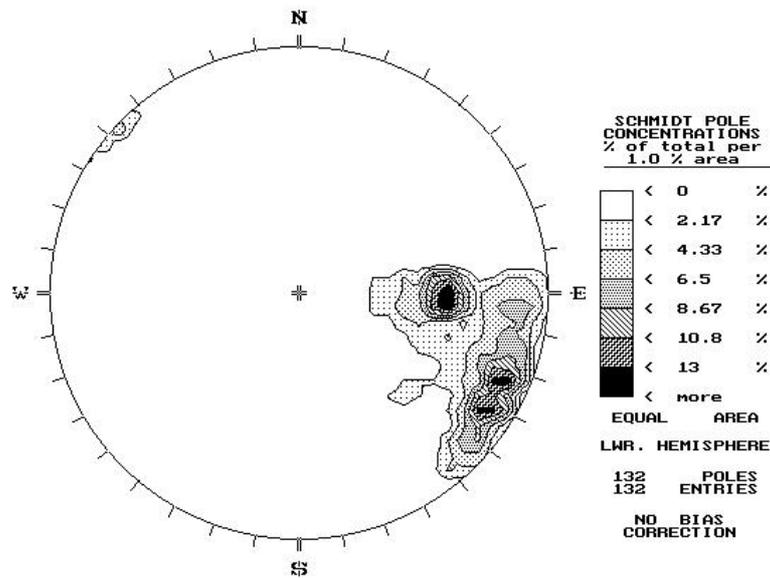


Fig. 4.7: Estereograma equiárea dos pólos da foliação S_{B1} representativa para toda a área em estudo, notar a dispersão das medidas, com concentração em três pólos distintos. A concentração de direção N05-15E/40-50NW está associada provavelmente à paralelização da foliação aos planos de falhas reversas observados na porção ao norte/nordeste da área (norte de Teresina), a outras concentrações com direções de N20-30E/85NW são representativas para o restante da área.

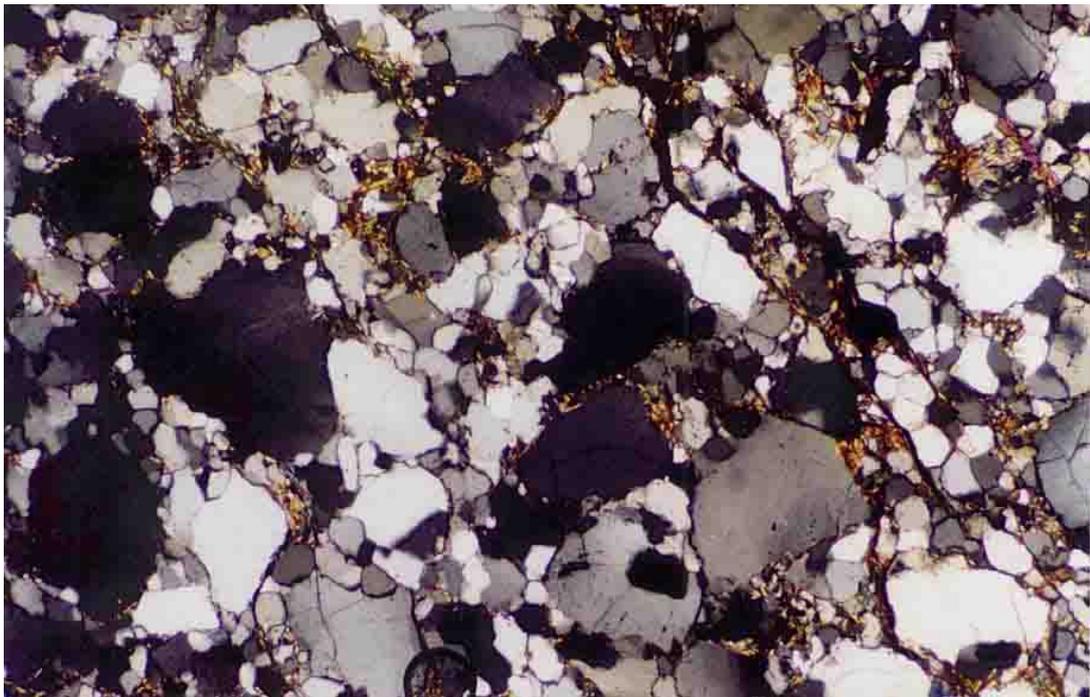


Foto 4.3: Foliação S_{B1} gerada durante o Evento 3. Fotomicrografia de um meta-arenito do Grupo Araí, onde se pode notar o espaçamento da foliação, afetando pouco a rocha. Contudo, as micas presentes na rocha aparentemente são geradas devido ao metamorfismo, que possivelmente alcançou temperaturas abaixo de 350° C. Luz transmitida e polarizadores cruzados, base da foto igual a 2,05 mm. Ponto 78. Corte perpendicular ao plano "ac".

Associada à foliação S_{B1} observa-se uma lineação mineral e/ou de estiramento, formada preferencialmente pela orientação de lamelas de mica branca (muscovita), sendo observados também, grãos de quartzo estirados. Estas lineações observadas em todas as rochas do Grupo Araí apresentam máximos que variam entre N60W/70 e N40W/85, como pode ser visto no estereograma eqüiárea da figura 4.8; associados a estas lineações são encontrados indicadores cinemáticos, que juntamente com as relações de contato indicam claramente o cavalgamento das rochas do embasamento sobre as rochas do Grupo Araí, no sentido de oeste para leste.

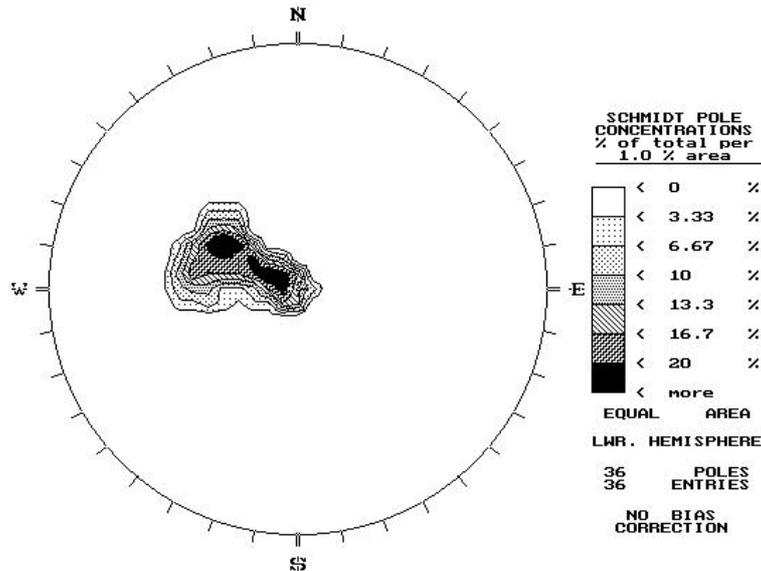


Fig. 4.8: Estereograma eqüiárea das direções de lineações minerais e/ou de estiramento associadas à foliação S_{B1} visualizadas nas rochas do Grupo Araí. Notar a variação dos caimentos.

Nas proximidades do ponto 200 (vide mapa de pontos) se observa um metaconglomerado, composto por seixos de meta-arenito, que apresenta a foliação S_{B1} bem desenvolvida, a qual apresenta uma direção de aproximadamente N30E/85NW, estando associada a esta foliação uma lineação de estiramento mineral com caimento vertical marcada principalmente pelo estiramento dos seixos. Neste local, os metaconglomerados são cortados por uma zona de cisalhamento aproximadamente paralela à foliação S_{B1} , que possui aproximadamente 30 metros de largura por aproximadamente 300 metros de comprimento, apresentando um mergulho íngreme, com uma lineação de estiramento marcada pela reorientação de micas, com um caimento tendendo a horizontal. Entretanto pode-se notar ainda o forte estiramento vertical dos seixos do metaconglomerado, onde são encontradas estruturas do tipo "SC", que indicam movimentação dextral. Associadas a esta zona de cisalhamento são observadas pequenas concentrações de fuchsite, ao longo do plano de cisalhamento.

Esta zona de cisalhamento que apresenta uma a diferença marcante entre os caimentos das lineações, indica que possivelmente a mesma representa uma falha

indicando um efeito tardio do Evento 3, resultante da acomodação dos esforços que foram empregados durante a deformação.

4.3.1.4 – Evento 3 – Foliações S_{B2}

A foliação S_{B2} (representada no mapa geológico em anexo pela cor preta) é melhor visualizada na porção sudoeste da área, nas proximidades da cidade de Cavalcante. Corta todo o pacote de rochas estudadas, fazendo parte de zonas de cisalhamento verticais, apresentando ainda uma leve movimentação de caráter direcional destal, aparentemente ligada a uma fuga de material rochoso devido a um encurtamento de direção leste-oeste. É predominantemente milonítica, sendo marcada preferencialmente pela formação e reorientação de micas brancas (muscovita).

Essas zonas de cisalhamento verticais, de direção predominantemente NE (vide figura 4.1), foram denominadas por Fonseca & Dardenne (1993b) como Sistema Transcorrente Cavalcante Teresina gerado possivelmente durante o ciclo Brasiliano, apresentando movimentação destal, definida em em raras microestruturas do tipo “SC” (Foto 4.4). Nota-se que estas zonas são relativamente de pouca expressão no embasamento, não se podendo conferir às mesmas uma importância tão significativa quanto à dada por Fonseca & Dardenne (1993b), Massucatto (1997) e Hippertt & Massucatto (1998), sendo a principal evidência para isto a ausência ou raridade de lineações de estiramento sub-horizontais nas rochas do embasamento, como descrito anteriormente, tais lineações são predominantemente subverticais.

A foliação S_{B2} apresenta direção preferencial que varia entre N35-50E/85SE-85NW, mostrando fortes dispersões em torno dos máximos, como se pode observar no estereograma eqüiárea dos pólos da foliação (figura 4.9). Estas dispersões são devidas a inflexões dentro das próprias zonas de cisalhamento, causadas preferencialmente por uma compressão de direção leste-oeste, contudo, mantendo, um “trend” preferencial de direção nordeste. O estereograma da figura 4.9 apresenta um grande numero de medidas devido a uma maior concentração de informações na região de Cavalcante, podendo estar inclusas, também, medidas da foliação S_2 , devido ao fato da mesma estar rotacionada, assumindo uma direção próxima à direção da foliação S_{B2} .

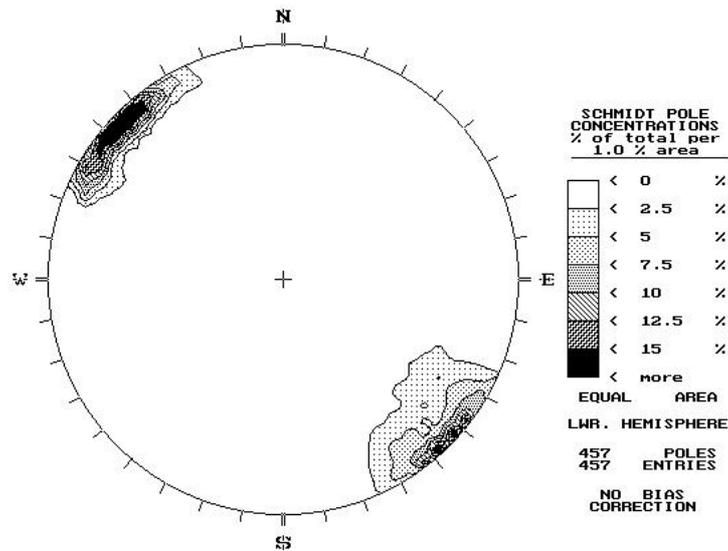


Fig. 4.9: Estereograma equiárea dos pólos da foliação S_{B2} , onde se pode observar a forte tendência à verticalidade e a direção preferencial nordeste. O grande número de medidas se deve a uma concentração maior de informações sobre a área onde esta foliação predomina, visando dirimir as dúvidas a respeito de sua geometria.

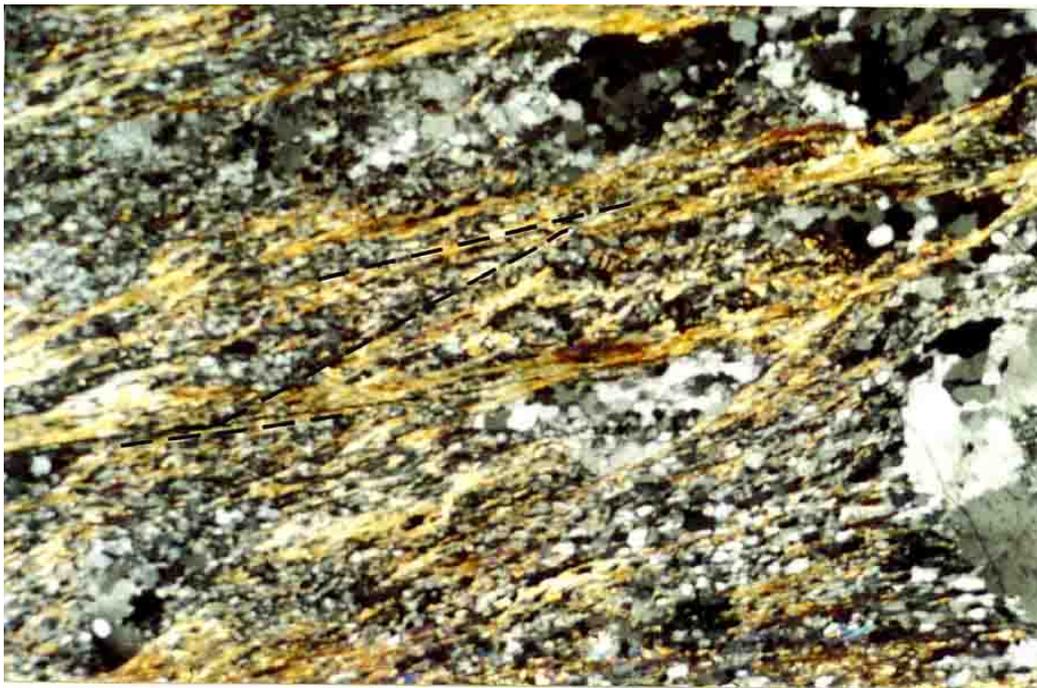


Foto 4.4: Estrutura do tipo "SC" gerada em zonas de cisalhamento nordeste, no embasamento, contemporâneas à foliação S_{B2} , indicando uma movimentação destal. Luz transmitida e polarizadores cruzados, base da foto igual a 2,73 mm. Ponto 17. Seção perpendicular à foliação, corte "ac".

A foliação S_{B2} pode ter se formado pela rotação dos planos de foliação S_1 e S_{B1} , os quais através de pequenos planos de escorregamentos dariam origem a micro zonas de cisalhamento, que passariam a assumir uma direção preferencial nordeste, sendo portanto a foliação S_{B2} uma foliação gerada a partir da inflexão foliação S_2 e S_{B1} . Tal

situação é bem observada na porção sudoeste da área de estudo, na região de Cavalcante, onde, pode-se observar bem esta inflexão de foliações e geração de planos de cisalhamento em arenitos do Grupo Araí. Aparentemente estas pequenas zonas de cisalhamento evoluem para a formação de conjuntos de zonas aos quais está associada a formação da foliação S_{B2} .

Associada à foliação S_{B2} ocorre uma lineação mineral e/ou de estiramento que é definida principalmente pelo estiramento e recristalização de grãos de quartzo e pela reorientação das lamelas de mica, ocorrendo segundo um “trend” de orientação preferencial de direção nordeste, pode-se observar, contudo, no estereograma eqüiárea da figura 4.10 uma grande variação do caimento desde sub-horizontal a vertical, sendo que aparentemente a lineação mineral que possui caimento vertical, tendo sido gerada $sin-S_2$ ou $sin-S_1$, e posteriormente rotacionada durante a rotação da foliação para a posição de S_{B2} . Aparentemente as únicas lineações tipicamente associadas ao evento gerador da foliação S_{B2} são as lineações que tendem à sub-horizontalidade. Essa variação de caimentos associada a esta lineação será amplamente discutida no capítulo de análise cinemática

Paralelamente à lineação que apresenta caimento sub-horizontal e perpendicularmente à foliação S_{B2} são encontrados indicadores cinemáticos como estruturas do tipo SC que indicam uma movimentação dextral para as zonas de cisalhamento.

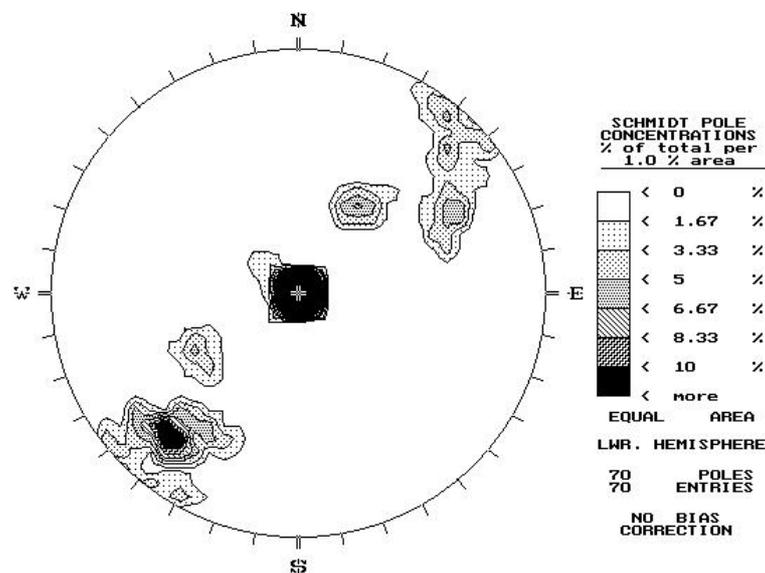


Fig. 4.10: Estereograma eqüiárea das lineações minerais e/ou de estiramento associados à foliação S_{B2} , onde se pode notar o “trend” de direção nordeste. Notar a forte variação de caimentos destas lineações.

Com a realização de estudos de microscopia pode-se observar as dimensões dos grãos de quartzo pertencentes à foliação S_{B2} com a maior dimensão sub-horizontal, ou seja, lineações que possuem um caimento “strike”, onde os resultados proporcionais são apresentados na figura 4.11. Essas dimensões foram medidas em amostras próximas ao

ponto 132 (vide mapa de pontos em anexo), tendo sido realizados três cortes perpendiculares entre si e paralelos aos planos cinemáticos. Foram analisados cerca de 50 grãos de quartzo por amostra, os quais evidenciaram as seguintes dimensões médias: comprimento 3,5 mm; espessura 0,21 mm; largura 0,30 mm. Tal resultado indica que os grãos de quartzo pré-existent, provavelmente gerados durante a formação da foliação S_2 , e que possuem sua dimensão maior tendendo à verticalidade, possivelmente foram retrabalhados durante a geração das zonas de cisalhamento de direção NE que deram origem às foliações S_{B2} , sendo que os grãos de quartzo observados nestas zonas podem ter sido formados pelo fraturamento dos grãos pré-existent, passando posteriormente por um estiramento, com a maior componente na direção sub-horizontal.

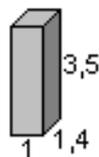


Fig. 4.11: Bloco esquemático representando as dimensões proporcionais das lineações minerais e/ou de estiramento em grãos de quartzo pertencentes à foliação S_{B2} . A dimensão unitária é paralela ao plano cinemático “**bc**” e a maior dimensão é paralela ao plano “**ac**”

4.3.1.5 – Evento 3 – Foliações S_{B3}

A foliação S_{B3} (representada em mapa pela cor vermelha) ocorre de forma subsidiária nas rochas do embasamento da região, principalmente na região nordeste - norte da área estudada, nas proximidades do rio Paranã. Apresentado um caráter de foliação milonítica, contínua, gerada provavelmente em consequência da reorientação de micas brancas, tendo sido gerada provavelmente em consequência de pequenas zonas de cisalhamento direcional que possuem um “trend” com uma direção preferencial NW (vide figura 4.1). Através de relações de campo de corte e superposição, foi possível constatar que a foliação S_{B3} é posterior à foliação S_{B2} , como pode se constatado no ponto 149 (vide mapa de pontos em anexo), apesar dessas relações na maioria das vezes se mostraram confusas, indicando aparentemente diferentes relações temporais. Tal situação se deve principalmente devido ao fato da foliação S_{B3} ocorrer com uma constância maior na porção norte da área e da dificuldade de se identificar com maior precisão a foliação S_{B2} no embasamento, e em pontos isolados.

Esta foliação apresenta concentrações preferenciais em torno de N20-35W/50-89NE, como se pode observar através do estereograma equiárea dos pólos da foliação apresentado na figura 4.12. Esta foliação está associada a zonas de cisalhamento direcionais que apresentam movimentação sinistral, indicada através de estruturas do tipo

“SC” e que seguem um “trend” com direção aproximada de N30°W. Estas zonas de cisalhamento estão situadas preferencialmente na porção nordeste da área.

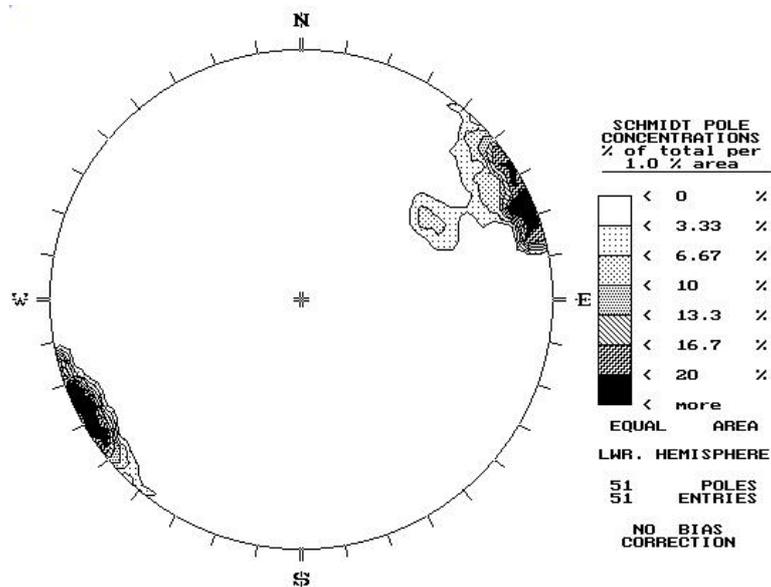


Fig. 4.12: Estereograma eqüiárea dos pólos da foliação S_{B3} mostrando as concentrações principais segundo um “trend” de direção noroeste.

No plano da foliação S_{B3} observa-se uma lineação mineral e/ou de estiramento composta predominantemente por “ribbons” de quartzo e pelo alinhamento de plaquetas de mica branca (muscovita), sendo que esta lineação apresenta concentrações preferenciais de direções em torno de 160SE/25 e 325NW/10, indicando claramente um “trend” preferencial de direção noroeste, como pode ser visto através do estereograma eqüiárea da figura 4.13.

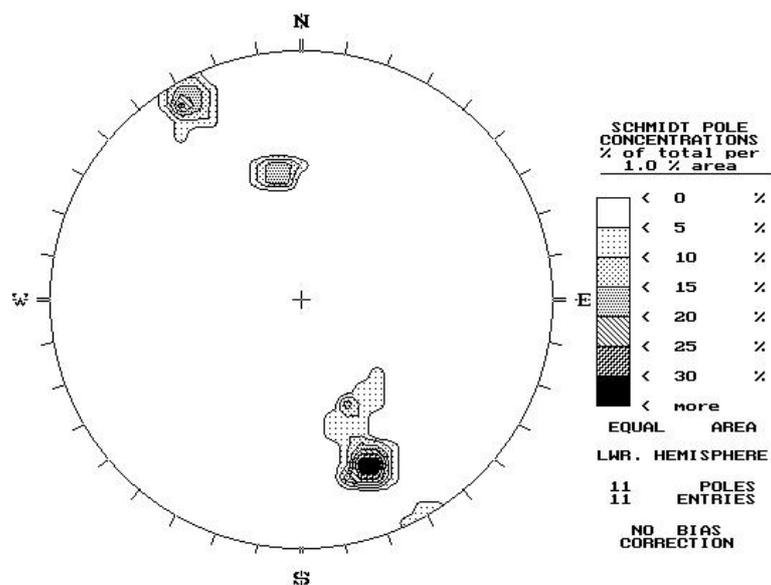


Fig. 4.13: Estereograma eqüiárea das lineações minerais e/ou de estiramento associadas à foliação S_{B3} .

Com o auxílio da microscopia foi possível determinar as dimensões destes “ribbons” de quartzo que definem a lineação mineral. A figura 4.14 apresenta um bloco esquemático com as suas devidas dimensões proporcionais. Estas medições foram realizadas em amostras coletadas nas proximidades do ponto 147 e apresentaram dimensões médias nas seguintes ordens: comprimento de 1,43 mm, espessura de 0,45 mm e largura de 0,6mm. Para a realização destas medidas foram realizados cortes perpendiculares nas amostras, sendo estes cortes paralelos aos planos cinemáticos onde a dimensão unitária é paralela ao plano “**bc**” e a maior dimensão é paralela ao plano “**ac**”, sendo ainda que estes “ribbons” responsáveis pela definição da lineação são compostos por quartzo e possuem preferencialmente a sua maior dimensão próxima à subhorizontalidade. Tais dimensões indicam que estes “ribbons” de quartzo foram levemente estirados segundo a direção preferencial de cisalhamento, e indicando também que estes grãos podem ser fruto do retrabalhamento da lineação gerada durante o Evento 2, responsável pela geração da foliação S_2 .

Em zonas de cisalhamento transcorrentes às quais está associada esta foliação é possível observar indicadores cinemáticos, como estruturas do tipo “SC”, que indicam uma movimentação sinistral como apresentada na fotografia 4.5.

A associação das zonas de cisalhamentos responsáveis pela geração das foliações S_{B2} e S_{B3} indica que estas zonas podem se tratar de um par conjugado de falhas, as quais teriam sido geradas dentro da mesma fase deformacional do Evento 3, como resposta a um encurtamento crustal na direção leste-oeste.

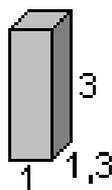


Fig 4.14: Bloco esquemático representando as dimensões proporcionais de grãos de quartzo que definem lineações de estiramento em pertencentes à foliação S_{B3} . A dimensão unitária é paralela ao plano cinemático “**bc**” e a maior dimensão é paralela ao plano “**ac**”.

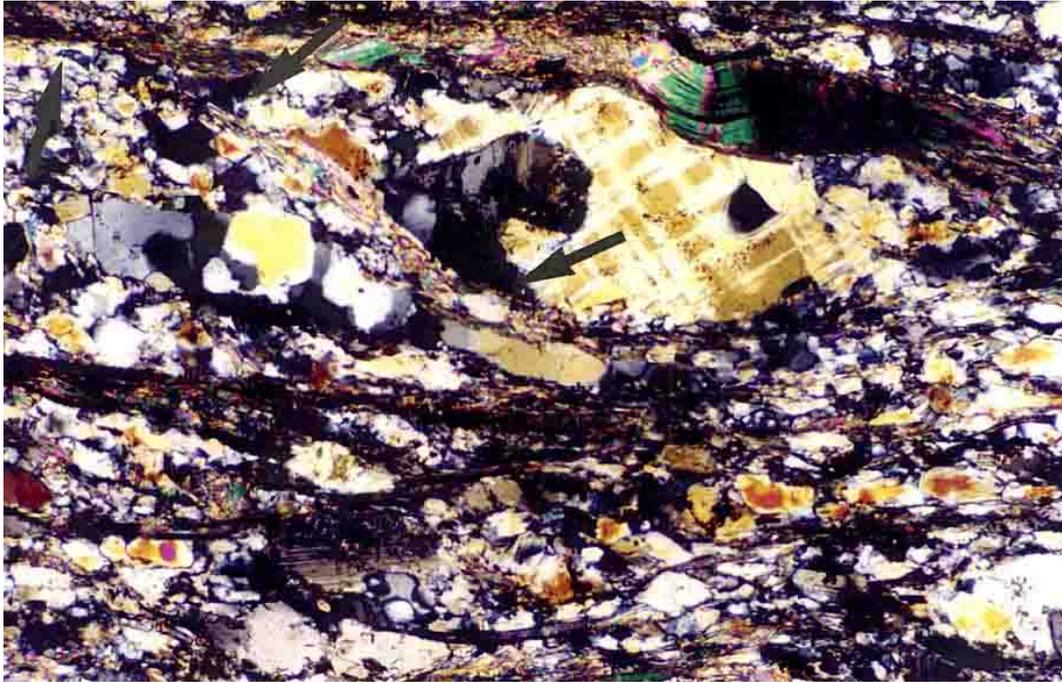


Foto 4.5: Foliação S_{B3} no embasamento, gerada durante o evento 3. Notar a estruturação do tipo “SC”, indicando uma movimentação sinistral (setas). Luz transmitida e polarizadores cruzados, base da foto igual a 4,1 mm. Ponto 114. Corte perpendicular à foliação, corte “ac”.

4.3.1.6 – Evento 3 – Acamamento sedimentar

As rochas do Grupo Araí presentes na área são compostas principalmente por arenitos, arenitos com intercalações pelíticas e conglomerados, bem como metavulcânicas. Essas rochas mantêm preservadas ainda que parcialmente as suas estruturas, sendo possível a observação do acamamento, que se encontra levemente ondulado, mas com uma tendência preferencial de caimento das suas camadas para oeste e sudoeste como pode ser visto no perfil geológico BB' (vide mapa geológico em anexo).

Através de um levantamento do acamamento sedimentar em toda a área, mas com uma concentração maior de informações na porção sul-sudeste pode ser observado no estereograma eqüiárea dos pólos do acamamento sedimentar apresentado na figura 4.15, que o mesmo apresenta uma ondulação, apresentando uma guirlanda média que fornece um eixo de dobra geral com direção 30/S25W o qual é condizente com os eixos de sinformas e antiformas levantados por Oliveira (2001) e para os eixos de dobramentos regionais levantados por Lacerda Filho et al. (1999).

Levantamento de semidetelhe na escala 1:25.000 realizado por Oliveira (2001) na porção sudeste da área em estudo, permite mapear parcialmente estes dobramentos, que geram sinformas e antiformas, cujos eixos possuem direção próxima a norte-nordeste com caimentos para sul, situação que é plenamente compatível com as

descrições da literatura para geologia regional. Estas estruturas estão representadas em mapa apresentado na figura 4.16.

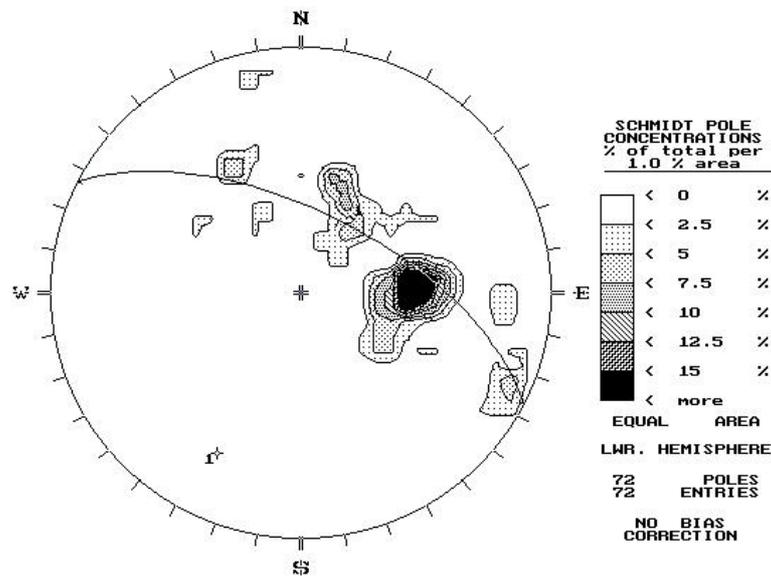


Fig. 4.15: Estereograma equiárea dos pólos do acamamento sedimentar nas rochas do Grupo Araí, onde há um pequeno aumento na concentração de dados, na porção sul-sudeste da área de estudo. Notar a grande dispersão das medidas. Comparar com o mapa da figura 4.16.

Esses dobramentos que possuem eixos de dobra com direção aproximada de 30/S25W estão em concordância com a direção da ondulação, a qual possui um caimento para oeste, como pode ser claramente observado principalmente na porção noroeste da área estudada. Deve-se notar que aparentemente a foliação S_{B1} no Grupo Araí, bem como os eixos de dobra variam em função das direções dos planos das falhas reversas observadas, sobretudo na porção da área ao norte da cidade de Teresina, entretanto essas variações permanecem sempre próximas ao eixo médio das dobras. Tais fatos corroboram a hipótese de um ciclo deformacional compressivo de direção aproximadamente leste-oeste de idade provavelmente brasileira, que atuou sobre as rochas da região.

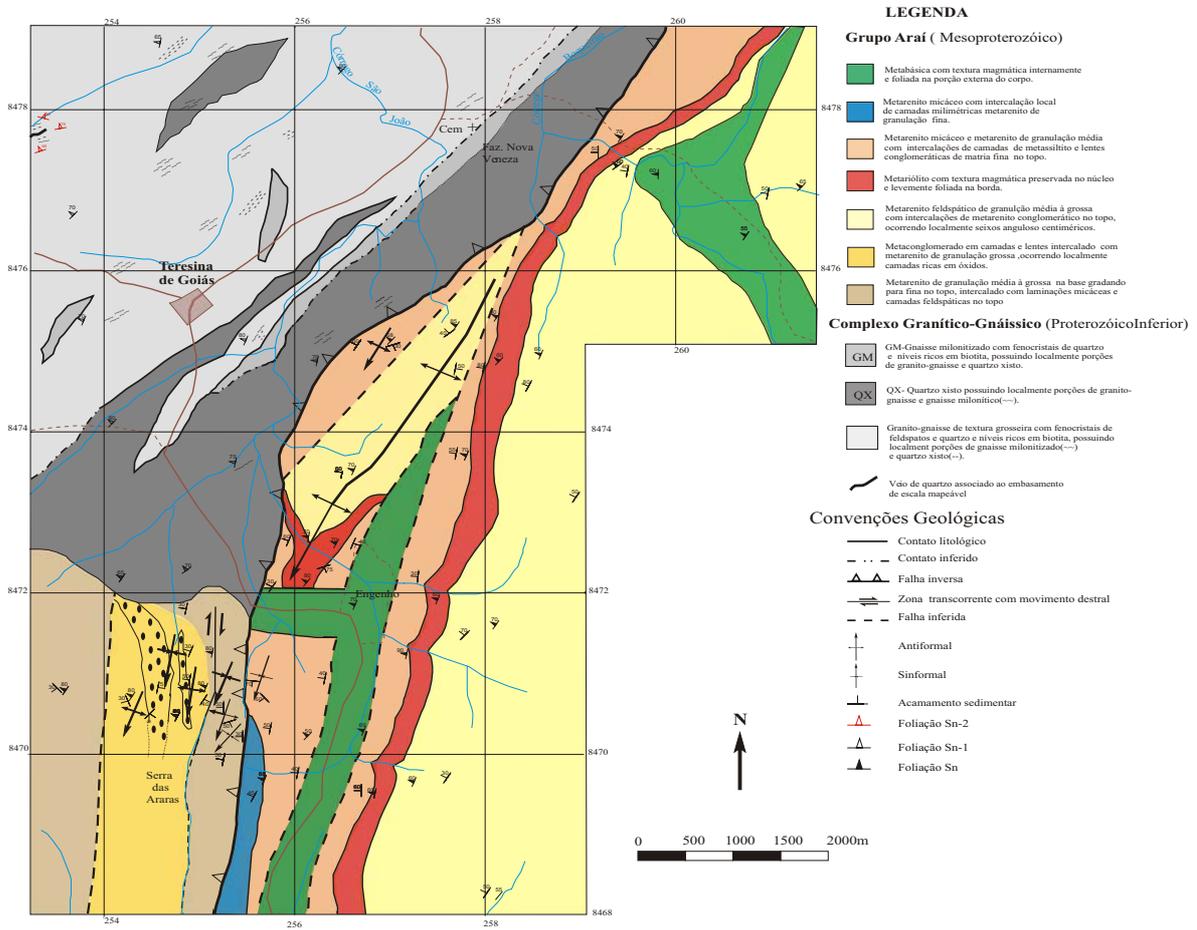


Fig. 4.16: Mapa geológico da região de Teresina (extraído de Oliveira, 2001). Notar as antiformas e siniformas presentes principalmente porção centro-sul da área. Mapeamento realizado em escala 1:25.000.

4.3.2– Veios

Na área em estudo são encontrados veios constituídos predominantemente por quartzo que ocorrem nas mais variadas dimensões e litologias, entretanto neste item serão abordados apenas os veios ocorrentes nas rochas do Complexo Granítico-grnáissico que possuam dimensões de escala centimétricas a métricas, visando assim determinar a sua geometria, possibilitando o possível correlacionamento dos seus aspectos estruturais com os mega veios de quartzo existentes na região, entre os quais está mega o veio que hospeda a mineralização aurífera de Cavalcante. Através deste estudo espera-se tornar possível a definição da geometria bem como da cinemática responsável pela geração dos veios de quartzo na região.

Devido a área em estudo ser uma área polideformada, com a atuação de três eventos deformacionais distintos, foi gerada uma grande quantidade de veios de quartzo, os quais possuem as mais variadas direções, podendo estes veios se tratarem de veios formados em fraturas de extensão incluindo “tension gashes”. Neste item não será realizada uma separação entre os veios com relação a aspectos temporais, devido ao fato de não terem sido encontradas relações clara que permitissem separar hierarquicamente os veios de quartzo. Deve-se ressaltar que apenas os mega veios localizados na região próxima à cidade de Cavalcante podem segundo estudos de geometria de fractais de Massucatto (1997) serem relacionados a um único evento como gerador dos mesmos.

Apesar da grande dispersão das direções dos veios, é possível notar quatro concentrações de direções preferenciais, com observado no estereograma eqüiárea da figura 4.17, sendo estes: 1) N70-90E/90, 2) N0-15E/90, 3) N50-60E/90 e 4) N45W/87NE, sendo que os dados plotados foram obtidos de toda a área em estudo, sem se levar em consideração as direções dos mega veios de quartzo. Uma outra constante que se observa nesta figura é a tendência da maioria dos veios à verticalidade, contudo pode-se observar em algumas posições, veios que possuam um mergulho menor, isto possivelmente se deve ao fato da sobreposição de eventos deformacionais que possibilitou a rotação de veios preexistentes, ou mesmo a formação de novos veios em posições distintas.

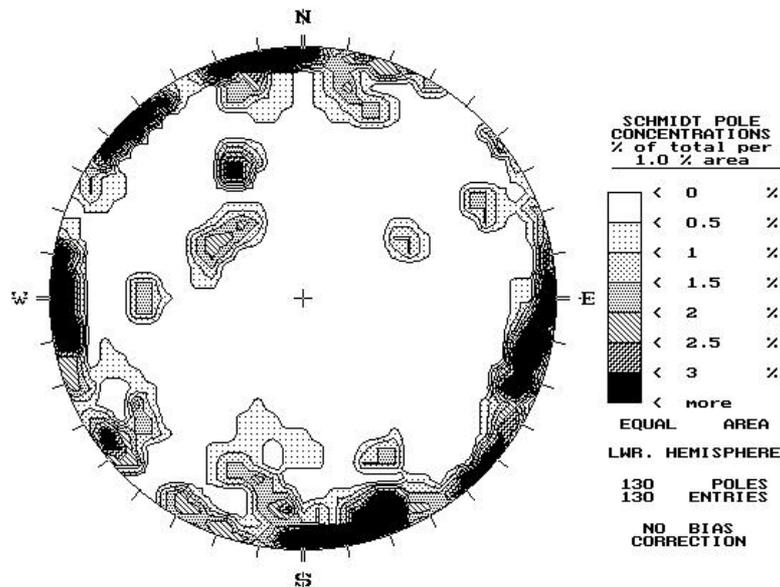


Fig. 4.17: Estereograma eqüiárea dos pólos dos veios da região estudada. Notar a grande dispersão das direções encontradas para a área, bem como a forte tendência à verticalidade.

Um veio de quartzo localizado nas proximidades do ponto 180 (vide mapa de pontos em anexo) foi mapeado em detalhe, como apresentado na figura 4.18 a seguir. Este veio de quartzo apresenta possíveis similaridades em sua geração com os mega veios de quartzo encontrados área de estudo. A escolha deste veio para um mapeamento de detalhe se deve em função do mesmo permitir a sua visualização integral em planta, bem como acompanhar os seus contatos com as rochas encaixantes e a transformação de elementos litológicos e estruturais.

O conjunto litológico estudado deste veio consiste em uma estreita faixa de quartzo-muscovita xisto-milonítico que acompanha veios de quartzo por uma extensão de aproximadamente 1.200 metros, sendo que esta estrutura possui em média 40 metros de espessura. Todo este conjunto está encaixado em ortognaisses do Complexo Granítico-gnáissico.

Com a realização de perfis geológicos de direção leste-oeste, os quais cortam transversalmente a estrutura do veio de quartzo, pode-se notar claramente a transição de rochas ortognáissicas para os quartzo-muscovita xisto-milonítico. Esta transição se dá preferencialmente pela destruição dos feldspatos e conseqüente transformação em mica branca (muscovita), possibilitando em tal reação a liberação de grande quantidade de sílica livre, a qual provavelmente se depositou na fratura, gerando o veio de quartzo. Esta reação da quebra dos feldspatos, com a sua conseqüente reação de geração de micas e liberação de sílica livre será detalhada no capítulo 5 desta tese.

A transição entre o ortognaisse para um quartzo-muscovita xisto-milonítico nesta região ocorre de maneira bastante rápida, sendo que nos afloramentos que circundam este veio é possível acompanhar a transição completa entre estes dois tipos de rochas.

Quanto à geração, pode-se dizer que ocorreu durante o evento deformacional 2, uma vez que as rochas ortognáissicas hospedeiras do veio contêm a foliação S_1 e devido ao fato também, que tanto os ortognaisses quanto o veio são cortados pela foliação S_2 . O posicionamento do veio de quartzo, com uma direção aproximadamente N30E, fazendo um ângulo de cerca de 60° com a possível direção de encurtamento EW responsável pelo Evento 2, indicando a geometria do conjunto que a formação do veio se deu paralelamente a uma zona de cisalhamento dúctil sin- S_2 , ou paralela ao plano "ac" da foliação S_2 . A formação desta zona de cisalhamento pode ter aproveitado as lineações de estiramento com caimentos verticais e possibilitados a geração de novas, que possuem caimento que tendem a horizontalidade (vide figura 4.17).

Do ponto de vista estrutural deve-se notar que a foliação S_1 aparece rotacionada junto à zona de maior desenvolvimento da foliação S_2 , mostrando uma leve inflexão que indica uma pequena movimentação sinistral, o que pode indicar uma pequena movimentação direcional, ocorrida no plano de abertura do veio. Tal fato é parcialmente corroborado pela grande variação dos caimentos das lineações de estiramento presentes nas rochas associadas ao veio de quartzo, que em alguns pontos tendem à sub-horizontalidade.

Aparentemente quase a totalidade dos veios e mega veios de quartzo da região foi gerada segundo processo deformacionais semelhantes ao observados neste veio, uma vez que a presença de quartzo-muscovita xisto-milonítico é relativamente comum, ocorrendo conjuntamente com o desenvolvimento de S_2 , sendo observado também a rotação das foliações nas proximidades dos veios, devendo-se ressaltar que ocorrem diferenças de orientações e funções cinemáticas na formação dos veios, dentro do mesmo evento deformacional.

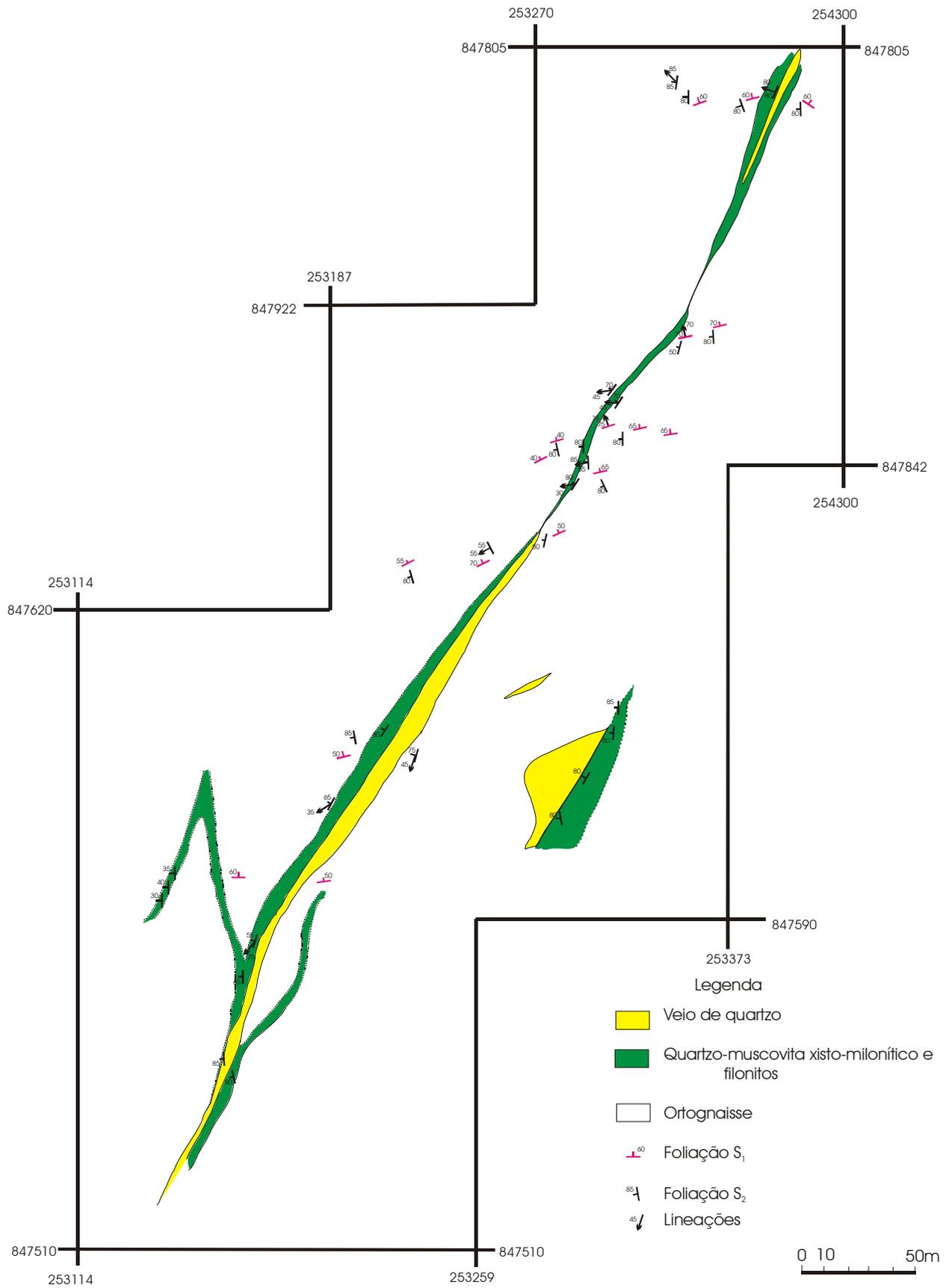


Fig. 4.18: Croqui esquemático de veio de quartzo em zona de cisalhamento próximo à cidade de Teresina. Notar a variação dos mergulhos das lineações de estiramento.

4.3.4 – Lineamentos estruturais

Através da interpretação de imagem de satélite LANDSAT TM, na banda 4, com uma escala de 1:250.000, foi possível identificar os traços estruturais (lineamentos) principais que ocorrem na área. Para a região próxima à cidade de Cavalcante foram utilizadas fotografias aéreas na escala 1:45.000, proporcionando um aumento na densidade de informações. Após a identificação destes traços, os mesmos foram plotados em mapa (vide mapa de lineamentos em anexo), sendo em seguida contados e medidos, e os resultados lançados em rosetas.

Os dados obtidos através da imagem de satélite e aqui considerados como lineamentos são referentes a expressões geomorfológicas causadas pelas foliações, falhas, e sistemas de fraturamento. Devido à dificuldade de separação entre os diferentes tipos de lineamentos na análise da imagem de satélite, todos os traços estruturais foram tratados conjuntamente.

Para a análise destes lineamentos foram confeccionadas duas rosetas, uma contendo os lineamentos do embasamento (Complexo Granítico-gnáissico, Formação Ticunzal e mega veios de quartzo) e outra contendo os lineamentos das rochas do Grupo Araí.

Através da interpretação dos resultados gerados pela roseta de direções, pode-se constatar que os lineamentos do embasamento da região estudada mostraram uma forte tendência de assumir direções que variam entre nordeste e leste/oeste, como pode ser visto na figura 4.19. Através desta figura pode-se notar uma pequena tendência destes lineamentos assumirem uma direção tendendo a norte/sul. Estes conjuntos de lineamentos podem ser explicados em função das estruturas anteriormente descritas neste capítulo, como será apresentado a seguir.

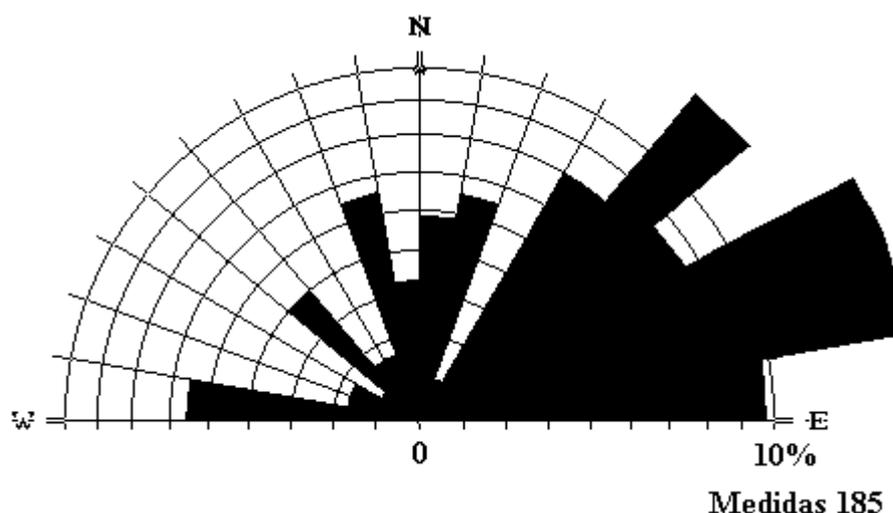


Fig. 4.19: Roseta contendo as direções preferenciais dos lineamentos do embasamento.

A forte tendência de traços na direção NE é decorrente da existência da zona de cisalhamento NE (vide figura 4.19), que produz grandes traços no embasamento da região da cidade Cavalcante, sendo ainda que esta feição foi ressaltada em função da maior densidade de informações obtida na região resultante do fato de terem sido utilizadas fotografias aéreas na escala 1:45.000.

A tendência de direção leste/oeste observada na figura 4.19 é decorrente provavelmente das impressões deixadas pela foliação S_1 sobre as rochas do embasamento, bem como parte das foliações rotacionadas, que assumem localmente direções próximas a leste/oeste. Os traços com direção norte/sul são devidos aos efeitos das foliações S_2 e S_{B1} , gerados durante os eventos 1 e 2.

A tendência dos lineamentos do Grupo Araí possuem preferencialmente a direção NNE se deve provavelmente à ação do Evento 3, responsável pela geração da foliação S_{B1} , bem como das falhas reversas, as quais possuem uma direção em trono de N20E.

Os dados obtidos para os lineamentos ocorrentes exclusivamente nas rochas do Grupo Araí são apresentados na figura 4.20, onde, pode-se observar uma tendência praticamente predominante na direção NNE.

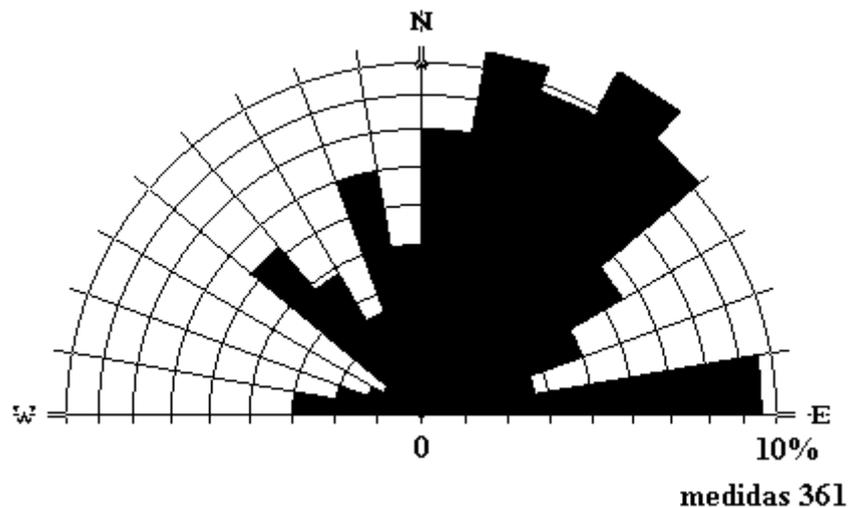


Fig. 4.20: Roseta contendo as direções preferenciais dos lineamentos existentes nas rochas do Grupo Araí

5 - ANÁLISE MICROESTRUTURAL

5.1 – Introdução

Neste capítulo, serão tratadas as principais microestruturas encontradas nos tectônitos da região, bem como os prováveis processos deformacionais que as geraram, tendo em vista que estes processos são também responsáveis, de forma direta ou indireta, pela geração das grandes estruturas, como por exemplo, os mega veios de quartzo. Nos capítulos posteriores será também discutida a interdependência entre as estruturas em suas variadas escalas.

As rochas da região de Cavalcante-Teresina, em função da heterogeneidade da deformação e dos diferentes eventos deformacionais que aturam nelas, apresentam uma grande variedade de microestruturas, geradas por processos deformacionais distintos. Contudo, a análise global das microestruturas, bem como das feições estruturais descritas no capítulo anterior, permitem o entendimento dos principais controles sobre os processos deformacionais que aturam na área.

Este capítulo será dividido em duas partes: a primeira tratará de forma descritiva as principais microestruturas encontradas na região; a segunda parte analisará os principais processos deformacionais responsáveis pela geração das microestruturas descritas.

5.2 - Descrição das feições microestruturais

- **Foliação**: todas as rochas do embasamento estudadas apresentam uma foliação de natureza predominantemente milonítica, definida em grande parte pela disposição planar das lamelas de mica branca, estando a sua geração quase sempre associada a processos de filonitização, onde a formação de mica branca se dá em paralelo com a destruição dos feldspatos (plagioclásio e K-feldspato). Porém uma distinção deve ser feita com relação à foliação S_1 que é basicamente uma foliação gnáissica marcada pela disposição lamelar de plaquetas de biotita. As foliações S_2 , S_{B2} e S_{B3} encontram-se plenamente desenvolvidas nas rochas do Complexo Granítico-gnáissico e nas rochas da Formação Ticunzal, sendo a foliação S_2 uma foliação contínua (Foto 5.1), tornando-se, entretanto, irregular, espaçada e anastomótica em função da heterogeneidade da deformação, em alguns pontos do Complexo Granítico-gnáissico (Foto 5.2). As rochas do Grupo Araí apresentam uma foliação (S_{B1}) definida principalmente pela orientação das lamelas de mica e acomodação dos grãos de quartzo, podendo também incluir a deformação dos grãos por dissolução, mostra-se uma foliação contínua, entretanto, menos marcada (Foto 5.3).



Foto 5.1: Foliação de caráter milonítico bem desenvolvida em filonitos. Notar relictos de quartzo recristalizados (setas). Luz transmitida e polarizadores cruzados, base da foto igual a 5,46 mm. Ponto 31.

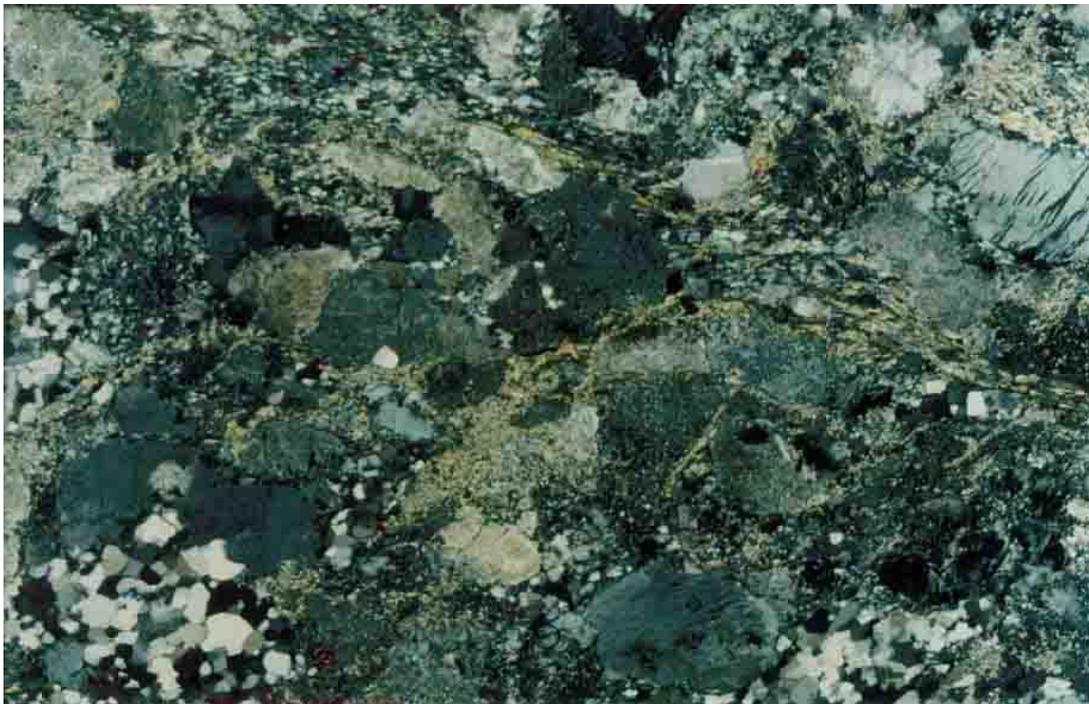


Foto 5.2: Foliação S₂ irregular anastomótica presente em domínios menos deformados dos ortognaisses. Notar a presença de feldspatos. Luz transmitida e polarizadores cruzados, base da foto igual a 5,46 mm. Ponto 20.

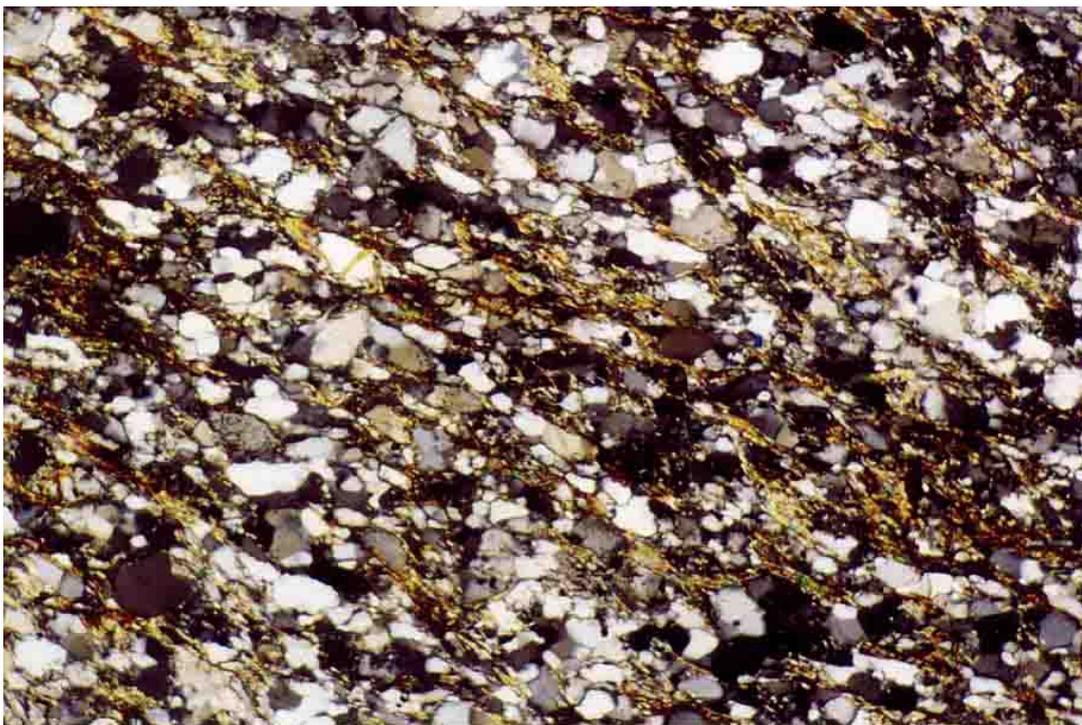


Foto 5.3: Foliação S_{B1} contínua em meta-arenito do Grupo Araí. Luz transmitida e polarizadores cruzados, base da foto igual a 2,05 mm. Ponto 121.

- **Estruturas do tipo “S-C”**: Localmente, nas rochas do Complexo Granítico-gnáissico são observadas estruturas tipicamente “SC”, associando-se principalmente a zonas de cisalhamento de direção nordeste (foliação S_{B2}) que cortam as rochas do embasamento e do Grupo Araí, e noroeste (foliação S_{B3}) que cortam essencialmente o embasamento, tornando-se indicadores cinemáticos confiáveis para a região. Ocorrem em micro e meso escala, não devendo ser confundidas com as estruturas “SC” em macro-escala, interpretadas por Massucatto (1997) e Hippertt & Massucatto (1998) em função da interferência das foliações S_1 e S_{B2} .

Estas estruturas do tipo “SC” são definidas por lamelas de filossilicatos estando normalmente associadas a zonas de mais alta taxa de deformação da região. Nas zonas mineralizadas do mega veio de quartzo da mina de Cavalcante, ocorre uma maior concentração de ouro nas proximidades das interseções entre foliações “S” e “C”, sendo este um importante controle microestrutural para a mineralização (Fotos 3.17 e 3.18).

Esses teconitos “S-C”, segundo Berthé *et al.* (1979), podem ser classificados em quatro estágios de deformação progressiva de acordo com o ângulo entre as foliações “S” e “C” (ângulo α). Estes ângulos podem variar de 45° a 0° com a progressão do “strain” finito, da seguinte maneira:

1º estágio (baixo “strain”): $\alpha = 45^\circ$

2º estágio (baixo/médio “strain”): $\alpha = 25^\circ$

3º estágio (médio/alto “strain”): $\alpha = 10^\circ$

4º estágio (alto “strain”): $\alpha = 0^\circ$ (as foliações “S” e “C” são subparalelas).

Medidas dos ângulos internos das estruturas “S-C” presentes nos tectonitos da área mostram valores de “ α ” que variam entre 15 e 25 graus, os quais correspondem aos estágios intermediários de evolução progressiva do “strain” finito proposto por Berthé *et al.* (1979), indicando um “strain” médio para as rochas destas zonas de cisalhamento.

“Ribbons” de quartzo: são comuns nas rochas do Complexo Granítico-gnáissico bem como nas rochas da Formação Ticunzal, estando predominantemente associados à foliação S_2 . Esses “ribbons” estão bastante estirados, dispostos no plano da foliação, e contribuem para a marcação da lineação nos litotipos onde ocorrem. Possuem dimensões médias da ordem de 3mm x 0,2mm x 0,2mm.

Através da utilização de placa de gipso, obteve-se de forma qualitativa a orientação preferencial dos eixos “c” de grãos de quartzo que constituem estas estruturas. A maioria destes eixos “c” se posiciona perpendicularmente à foliação, indicando fluxo plástico, via ativação de “slip” basal na direção cristalográfica $\langle a \rangle$ (Schimid & Casey 1986; Lister & Hobbs 1980) (Foto 5.4).

A geração destes “ribbons”, segundo Vernon (1983), se processa a baixas temperaturas (em torno de 450° C), estando em concordância com outras características metamórficas apresentadas pelas rochas do Complexo Granítico-gnáissico.

“Pull-apart” paralelo: Em todas as rochas tectonizadas do embasamento da área, principalmente em rochas do Complexo Granítico-gnáissico, é possível identificar estruturas do tipo “pull-apart” paralelo, sendo estas estruturas mais marcantes principalmente em planos paralelos ao plano “ac” da foliação S_2 , e geralmente observadas em grãos de quartzo e feldspatos. As paredes da fraturas, separadas nos “pull-aparts”, formam, na maioria das vezes ângulos oblíquos com a direção de cisalhamento (Foto 5.5), e se apresentam paralelizadas.

Segundo Hippertt (1993) “Pull-aparts” paralelos não podem ser considerados como indicadores cinemáticos seguros para sentido do cisalhamento. Entretanto, a presença destas estruturas rúpteis em grãos de quartzo das rochas do Complexo Granítico-gnáissico, que coexistem com uma matriz deformada e recristalizada plasticamente (Foto 5.5), indicam que as condições de deformação estiveram próximas da transição dúctil-rúptil para o quartzo, isto é, entre 250 e 300° C (FitzGerald & Stunitz 1993).

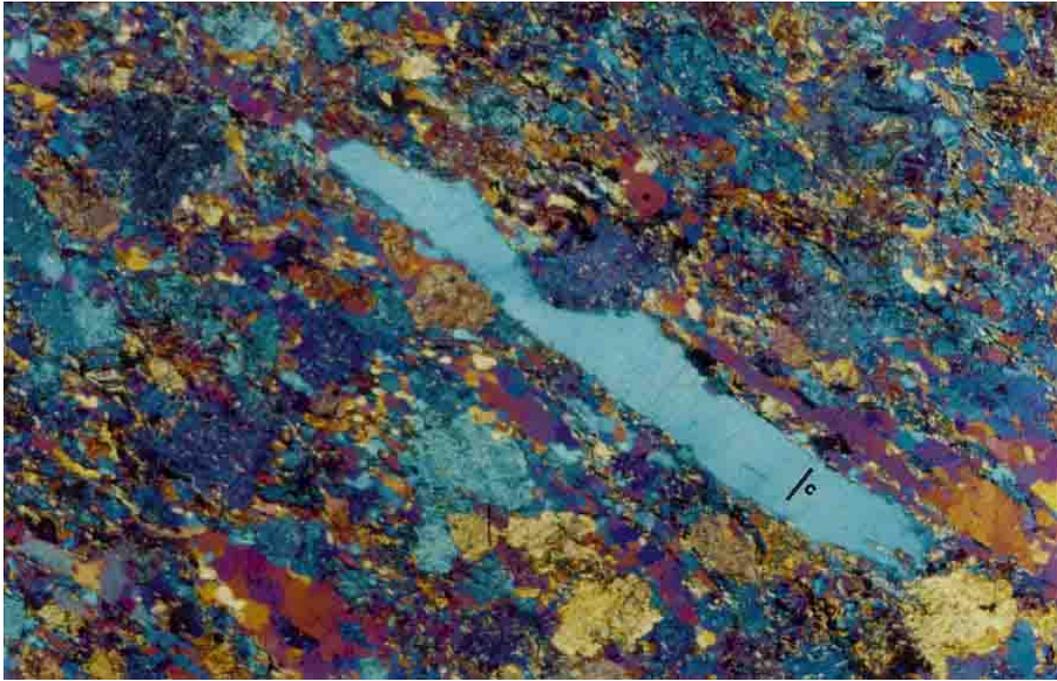


Foto 5.4: “Ribbon” de quartzo, observado com auxílio da placa de gipso. O raio rápido da placa de gipso está orientado paralelamente à foliação. A cor azul do quartzo indica estar o eixo “c” orientado em alto ângulo com a foliação, decorrente da deformação plástica via “slip” basal. Luz transmitida e polarizadores cruzados, base da foto igual a 5,46 mm. Ponto 33.



Foto 5.5: Fratura e “pull-apart” paralelo em quartzo (setas). Note como os grãos de quartzo também mostram evidências de deformação plástica (extinção ondulante) e processos de recuperação/recristalização (grãos poligonais). A coexistência destas microestruturas indica condições de deformação na transição dúctil/rúptil para o quartzo. Base da foto igual a 5,46 mm.

Fraturas: Fraturas são geralmente observados em grãos de K-feldspato e plagioclásio, e têm uma orientação preferencial correspondente aos planos cristalográficos (001) e (010), as quais são correspondentes às duas principais direções de clivagem dos feldspatos (Fotos 5.6 e 5.7). Estas fraturas ocorrem predominantemente nos ortognaisses e quartzo-sericita xistos-miloníticos, atuando neles de forma a permitir o acesso de fluidos e, conseqüentemente, favorecer as relações de amolecimento químico dos feldspatos, facilitando assim, às custas destes, a liberação de sílica para o sistema e formação de micas, e, também o “strain softening”.

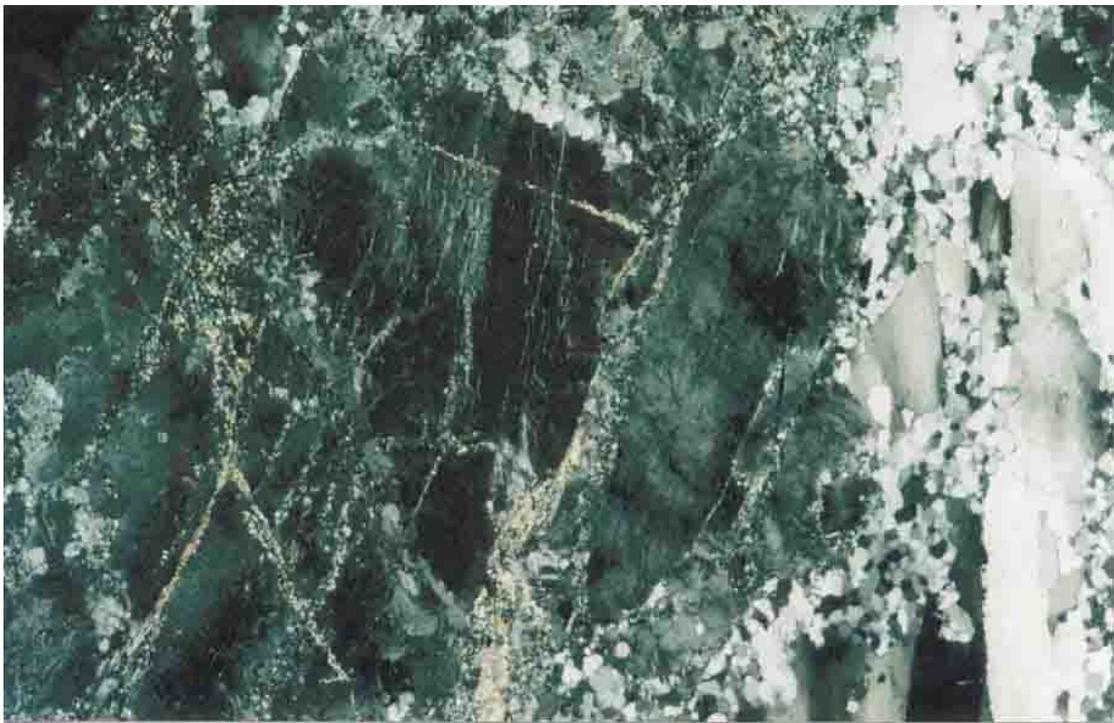


Foto 5.6: Fraturas em feldspatos. Notar enriquecimento em sericita decorrente de reações de amolecimento ao longo de algumas fraturas (setas). Luz transmitida e polarizadores cruzados, base da foto 5,46 mm. Ponto 20.

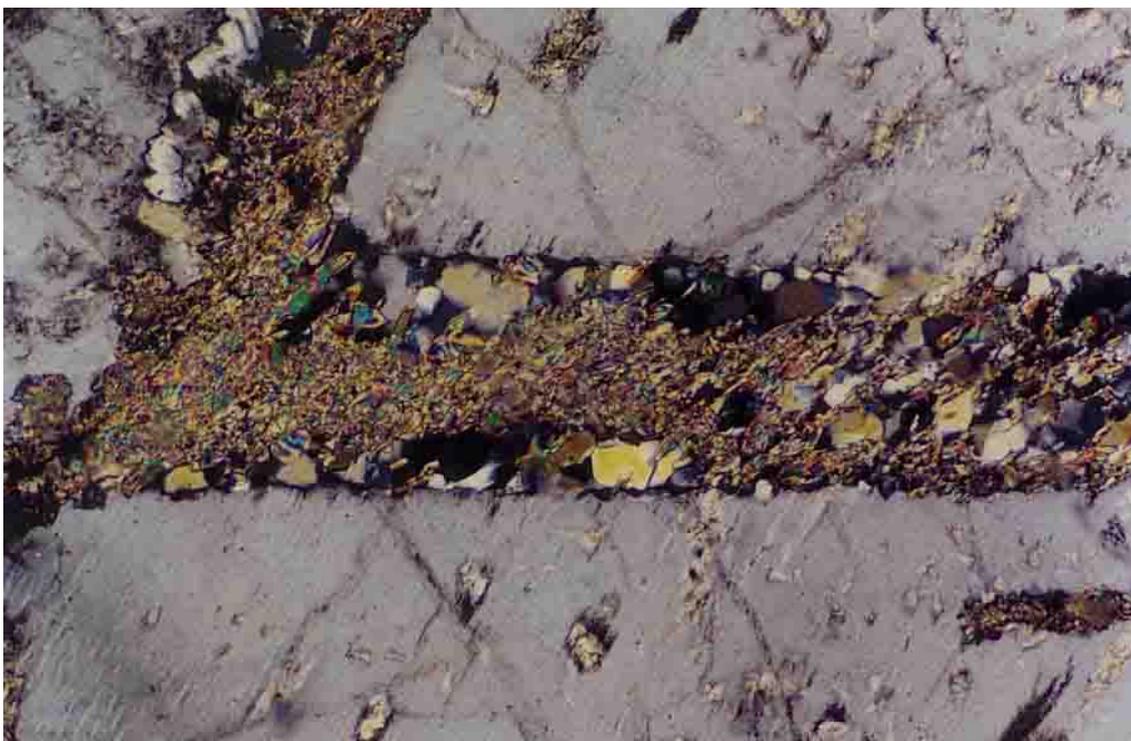


Foto 5.7: Detalhe de fratura em K-feldspato. Formação de micas branca às custas de reações de amolecimento do feldspato e conseqüente formação de quartzo em função das “sobras” da reação. Luz transmitida e polarizadores cruzados, base da foto igual a 2,05 mm. Ponto 58.

“Crack sealling”: Estas estruturas são microfraturas total ou parcialmente preenchida por material precipitado nas paredes de fratura e crescidos em direção à parede oposta são denominadas como estruturas do tipo “crack sealling” e “vein infilling” (ou “cavity infilling”), e preferencialmente encontradas no núcleo dos mega veios de quartzo.

Segundo Ramsay (1980), as estruturas de “crack sealling” são formadas por microfraturas preenchidas por materiais “fibrosos”, contemporaneamente à sua abertura, sendo que as fibras, geralmente, perpendiculares às paredes da microfratura, indicam a trajetória de abertura destes “gaps”. Já as estruturas de “vein infilling” (ou “cavity infilling”), apresentadas por Nicholson (1991), são microfraturas que após terem sido abertas foram preenchidas pela precipitação de material nas suas bordas, assumindo por vezes o aspecto de “microdrusas”. Estes dois processos refletem diferentes magnitudes de taxas de “strain”, ou seja, dependem da velocidade com a qual as microfraturas foram abertas e preenchidas. Nesta tese não será feita uma distinção entre estes dois processos, utilizando-se genericamente o termo “crack sealling” para todas as microestruturas originadas por preenchimento de microfraturas.

As microfraturas observadas principalmente em mega veios de quartzo não possuem aparentemente uma orientação preferencial. Massucatto (1997) as descreve como possuindo dimensões variadas, podendo-se encontrar desde aquelas quase totalmente abertas, com presença esporádica de cristais de quartzo euédrico, precipitado em suas

bordas (Foto 5.11) até aquelas totalmente seladas, geralmente bastante obliteradas pela deformação superimposta, onde só é possível notar um paralelismo dos eixos “c” perpendicularmente às paredes da fratura, refletindo a orientação dos grãos prismáticos originalmente precipitados (Foto 5.15).

“Core-and-mantle”: As microestruturas do tipo “core-and-mantle” (White 1976) são encontradas principalmente em mega veios de quartzo, e caracterizam-se pela coexistência de grãos originais reliquiares (porfiroclastos, porfiroblastos), geralmente afetados por deformação plástica, os quais são circundados por um “manto” de subgrãos e novos grãos recristalizados. Sendo a deformação ser progressiva, e caminhando da margem para o interior dos grãos, forma-se assim o “core”, ou o núcleo, preservado da deformação e o “mantle”, uma coroa de subgrãos e novos grãos recristalizadas (Foto 5.8). Tais microestruturas são muito comuns em grãos de quartzo da parte central dos mega veios de quartzo, e retratam estágios intermediários de deformação plástica e recristalização nestes materiais, contudo as microestruturas “core and mantle” são observáveis em todas as outras litologias, entretanto não foram encontradas nas rochas do Grupo Araí.



Foto 5.8: Microestrutura do tipo “core-and-mantle”, observada principalmente no núcleo dos mega veios de quartzo. Note os agregados de grãos recristalizados (“mantle”) que circundam os núcleos mais preservados (“core”). Luz transmitida e polarizadores cruzados, base da foto igual a 1,42 mm. Ponto 5.

5.3 - Processos microestruturais de deformação

Reações de amolecimento e fraturamento em feldspatos e suas implicações na filonitização das rochas

A facilidade para formação de fraturas em feldspatos favorece a percolação de fluidos, o que promove reações químicas durante deformação/metamorfismo (FitzGerald & Stunitz, 1993), facilitando, desta forma, as reações de amolecimento químico das rochas. Processos de sericitização em fraturas de feldspatos são facilmente observáveis nos tectonitos da área estudada, principalmente nas rochas do Complexo Granítico-gnáissico (Foto 5.9).

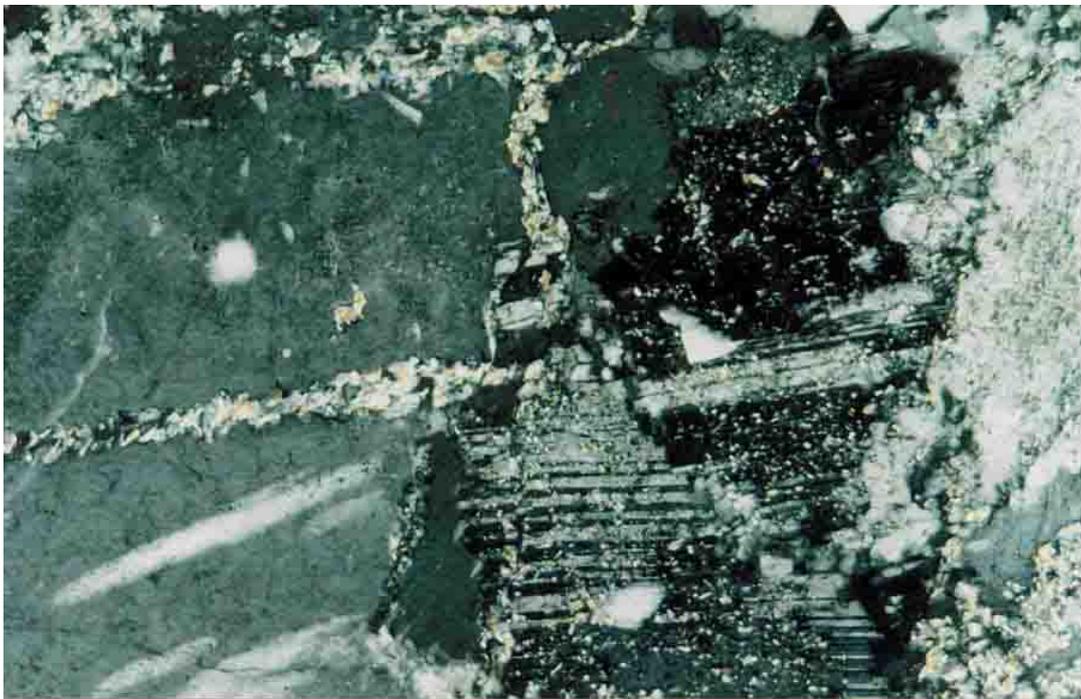
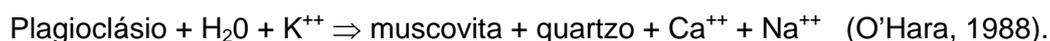


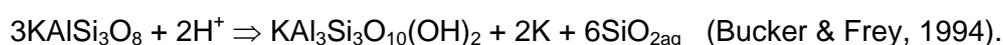
Foto 5.9: Reações nas fraturas de feldspatos, com formação de sericita, às custas de plagioclásio e K-feldspato. Esta reação é a principal causa da destruição dos feldspatos, com conseqüente filonitização e liberação de sílica. Luz transmitida e polarizadores cruzados, base da foto igual a 1,42 mm. Ponto 38.

As fraturas nos feldspatos ocorrem preferencialmente segundo os planos (001) e (010), onde reações químicas iniciadas ao longo destas fraturas possibilitam, por exemplo, a modificação das quantidades relativas de plagioclásio e muscovita entre os ortognaisses, quartzo-muscovita xisto-miloníticos e filonitos. Estas transformações dão-se segundo reações do tipo:



Reações como estas justificam as transformações químicas comumente observadas em zonas de cisalhamento de baixo grau metamórfico, fazendo com que os grãos de plagioclásio, se mostrem progressivamente cominuidos e sericitizados, até o seu completo desaparecimento.

O fraturamento tem também papel preponderante nas reações químicas que envolvem os feldspatos alcalinos, operando sua transformação em muscovita, segundo a reação:



Para que se processe, tal reação envolve uma grande quantidade de fluido aquoso para que a mesma se processe. Segundo Stunitz & FitzGerald (1993) e FitzGerald & Stunitz (1993), esses modos reativos de deformação dos feldspatos são típicos de regimes de deformação de baixo grau metamórfico, na presença de um fluido rico em água.

Segundo Massucatto (1997) esses processos de fraturamento e de reações de amolecimento são fundamentais para a filonitização, favorecendo o desenvolvimento de porosidade e o contínuo acesso de fluido nos domínios deformados. Essa porosidade pode ser separada em porosidade conectada e não-conectada. Segundo Hippertt (1994), a porosidade conectada ocorre principalmente entre lamelas de micas, sendo a principal responsável pela retirada de Ca^{++} , Na^{++} , e $\text{SiO}_{2\text{aq}}$ do sistema. Ainda, segundo este autor, a porosidade não conectada ocorre principalmente na superfície externa de grãos de quartzo. Esta porosidade se forma possivelmente pela dissolução do quartzo pelo fluido aquoso.

A contínua percolação e atividade química dos fluidos nos tectonitos do Complexo Granítico-gnáissico, bem com nas rochas da Formação Ticunzal permitiu a formação de extensas zonas de filonitos separadas por domínios de rochas menos afetados, principalmente nas rochas do Complexo Granítico-gnáissico. Essa alternância de litotipos deformacionais reflete um extremo particionamento da deformação ("strain partitioning"), onde a maior parte do "strain" foi provavelmente acomodada via perda de volume nos filonitos, como também documentado em outras zonas de cisalhamento de baixo grau com características similares (e.g. O'Hara 1988; Silverstone *et al.* 1991). Nas rochas da Formação Ticunzal este processo se apresenta formando zonas com uma maior quantidade de mica branca.

A transformação de uma rocha por um processo de filonitização pode ser plenamente visualizada em um perfil geológico na posição do ponto 210 (vide mapa de

pontos), localizado a sudeste da cidade de Teresina, onde se observa, através de um caminhamento de direção leste – oeste, a total transição das rochas. Neste ponto observa-se a presença de um ortognaisse porfirítico, com cristais de K-feldspato sub-euédricos a euédricos, sendo que a mesma é cortada pela foliação S_2 . Uma variação lateral (em um espaço de cerca de 20 metros) revela que esse ortognaisse começa a se transformar em uma rocha mais deformada, podendo-se notar a cominuição dos grãos de K-feldspato, bem como um aumento das reações que favorecem a formação de mica branca. Tal situação evolui para uma rocha (quartzo muscovita xisto-milonítico) com uma granulação fina, onde os poucos grãos de feldspato que restaram apresentam pequenas dimensões, sendo notório o incremento de mica branca.

As quantidades relativas de mica branca se alteram de cerca de 20 % no ortognaisse, passando para cerca de 60% no quartzo muscovita xisto-milonítico, o que confere à rocha um aspecto semelhante a rochas que foram submetidas a altas taxas de “strain”, entretanto não são encontradas microestruturas que indiquem este incremento no “strain”. Todo este conjunto de rochas foi afetado durante o Evento 2, sendo muito bem impressa a foliação S_2 .

Deformação plástica do quartzo

As microestruturas encontradas na região indicam que o quartzo foi deformado plasticamente em nas rochas do Complexo Granítico-gnáissico e Formação Ticunzal, sendo as principais: extinção ondulante, “ribbons”, estruturas “core-and-mantle”, lamelas de deformação (Foto 5.10) e presença generalizada de subgrãos e novos grãos. Os processos deformacionais envolvidos na geração destas microestruturas permitem inferir as condições metamórficas em que a deformação se processou.

Segundo Urai *et al.* (1986) estruturas do tipo “core-and-mantle” resultam da formação de subgrãos e novos grãos, refletindo a ativação de processos de recristalização progressiva. Com a continuidade da deformação, os novos grãos recristalizados se apresentam também com extinção ondulante, o que permite caracterizar a recristalização como cíclica ou dinâmica.

Apesar das rochas da área, em sua generalidade, não apresentarem um forte “fabric” cristalográfico, algumas estruturas consistentemente mostram certa orientação preferencial como, por exemplo, os “ribbons” de quartzo. Os “ribbons” de quartzo tendem a apresentar os eixos “c” perpendicularmente à foliação milonítica, especialmente nas foliações S_2 , SB_2 e SB_3 , o que tipicamente resulta de fluxo plástico por deformação intracristalina. Em contrapartida, uma grande quantidade de grãos de quartzo, geralmente

associado a domínios mais ricos em mica, apresentam seus eixos “c” paralelos à foliação e perpendiculares a lineação. Estas observações, feitas de forma qualitativa com o auxílio de placa de gipso, permitem inferir que a deformação plástica no quartzo se deu, principalmente através de “slip” basal $\langle a \rangle$ e “slip” prismático $\langle a \rangle$ (Schimid & Casey 1985).

Segundo Hippertt (1994), a alteração de basal $\langle a \rangle$ para prismático $\langle a \rangle$ é comum de tectonitos submetidos a filonitização, onde o “glide” prismático é favorecido pela presença de H₂O intergranular (Blacic 1975; Paterson 1989). O “glide” prismático, em muitos casos, é também citado como o sistema de deslizamento intracristalino operante em rochas graníticas cisalhadas sob condições de baixo-médio grau metamórfico (Berthé *et al.* 1979; Burg *et al.* 1984; Hippertt & Borba 1992). Nestas condições, a presença de lamelas de micas orientada ao longo da foliação pode favorecer a percolação de água e a conseqüente ativação do “slip” prismático $\langle a \rangle$.

Tais situações indicam que as condições metamórficas da deformação que atuou nas rochas do Complexo Granítico-gnáissico alcançaram temperaturas que se situam entre 450 e 500° C.

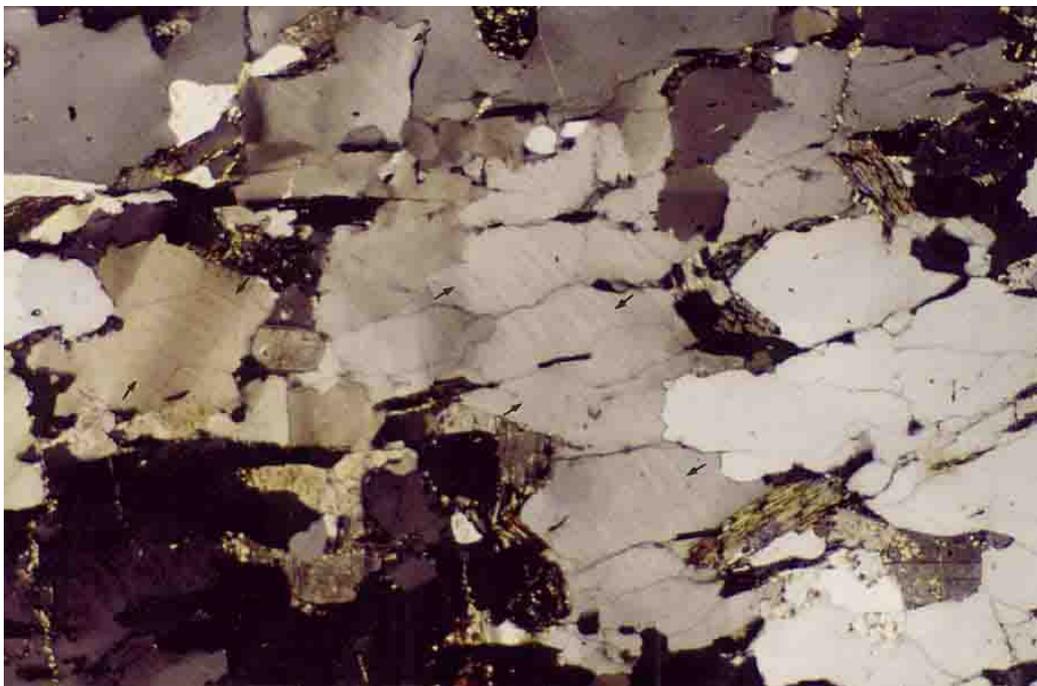


Foto 5.10: Lamelas de deformação em cristais de quartzo de ortogneisses (setas). Notar a superposição das lamelas com extinção ondulante. Luz transmitida e polarizadores cruzados, base da foto igual a 4,1 mm. Ponto 114.

Processos de “crack sealling”

A geração dos mega veios de quartzo ainda não foi totalmente elucidada. Segundo Massucatto (1997), originam-se possivelmente a partir de fraturas trativas, que foram preenchidas por sílica precipitada a partir de fluido aquoso, formando veios de quartzo de dimensões quilométricas. Durante a sua geração, a deformação atuou de forma contínua sobre esses, obliterando as feições originais do preenchimento das fraturas, o que resultou na formação de agregados poligonais de grãos de quartzo recristalizado, nos domínios mais deformados.

Massucatto (1997) descreve uma seqüência de estágios na evolução das microestruturas de “crack sealling”. Segundo este autor no núcleo do veio de quartzo que contém a mina de ouro de Cavalcante, é possível constatar a presença de microfraturas, que provavelmente se relacionam com o preenchimento final destes corpos silicosos. Estas microestruturas, formadas nos estágios finais de preenchimento, foram pouco afetadas pela deformação, tendo sido mais preservados da deformação que os materiais presentes nas margens. Massucatto (1997) indica que as microfraturas mostram evidências de “crack sealling”, indicando 5 estágios de formação e obliteração destas feições, desde a precipitação de cristais prismáticos de quartzo, o fechamento das microfraturas e a progressiva deformação do material. Feições similares às encontradas por este autor puderam ser visualizadas em mega veios localizados na porção norte de Teresina. A seguir se apresenta uma descrição sumaria dos 5 estágios de formação e deformação das microfraturas preenchidas por quartzo:

1 - Microfratura de direção N80E/subvertical, totalmente aberta, com precipitação de quartzo prismático, em cristais euédricos a subédricos, com eixos “c” dispostos sub-perpendicularmente às paredes da microfratura. O interior da microfratura está preenchido por material sericítico, finamente granuloso (Foto 5.11);

2 - No segundo estágio, tem-se o fechamento parcial da microfratura, permanecendo uma pequena parte aberta, contendo em seu interior material sericítico. Os cristais de quartzo se apresentam ainda prismáticos, subédricos e perpendiculares à parede da microfratura. Neste estágio, pode-se notar a deformação incipiente sobre os cristais de quartzo, o quais apresentam feições de recuperação e recristalização, com geração de subgrãos e novos grãos (Foto. 5.12);

3 - No terceiro estágio, pequenas quantidades de material sericítico ainda são observadas contornando os cristais de quartzo prismáticos subédricos, mostrando um fechamento quase total da microfratura. Os eixos “c” dos cristais de quartzo estão orientados, mantendo uma tendência de perpendicularidade com parede da microfratura. Os

contatos dos cristais de quartzo prismáticos tendem a ficar menos definidos, consequência do avançado processo de recristalização nas margens (formação de microestruturas “core-and-mantle”) (Foto 5.13);

4 – Neste estágio, a microfratura está totalmente selada. A “linha de sutura” da microfratura é definida pelo alinhamento de pequenos grãos poligonais de quartzo. Os cristais reliquiais de quartzo (porfiroclastos) são anédricos, ligeiramente alongados, ainda mostrando uma orientação preferencial de eixos “c”, que tende a ser perpendiculares à “linha de sutura”. O contato entre os cristais de quartzo mostra intensa recristalização. Nesta etapa ainda é possível se identificar o contorno original da parede da microfratura (Foto 5.14);

5 - Neste último estágio, torna-se praticamente impossível identificar as paredes originais da microfratura, em razão da intensa deformação. A rocha é constituída por um agregado de pequenos grãos poligonais de quartzo recristalizado. Contudo, é possível observar alguns porfiroclastos de quartzo com os eixos “c” paralelizados que representam os últimos remanescentes dos grãos que originalmente selaram a microfratura (Foto 5.15).

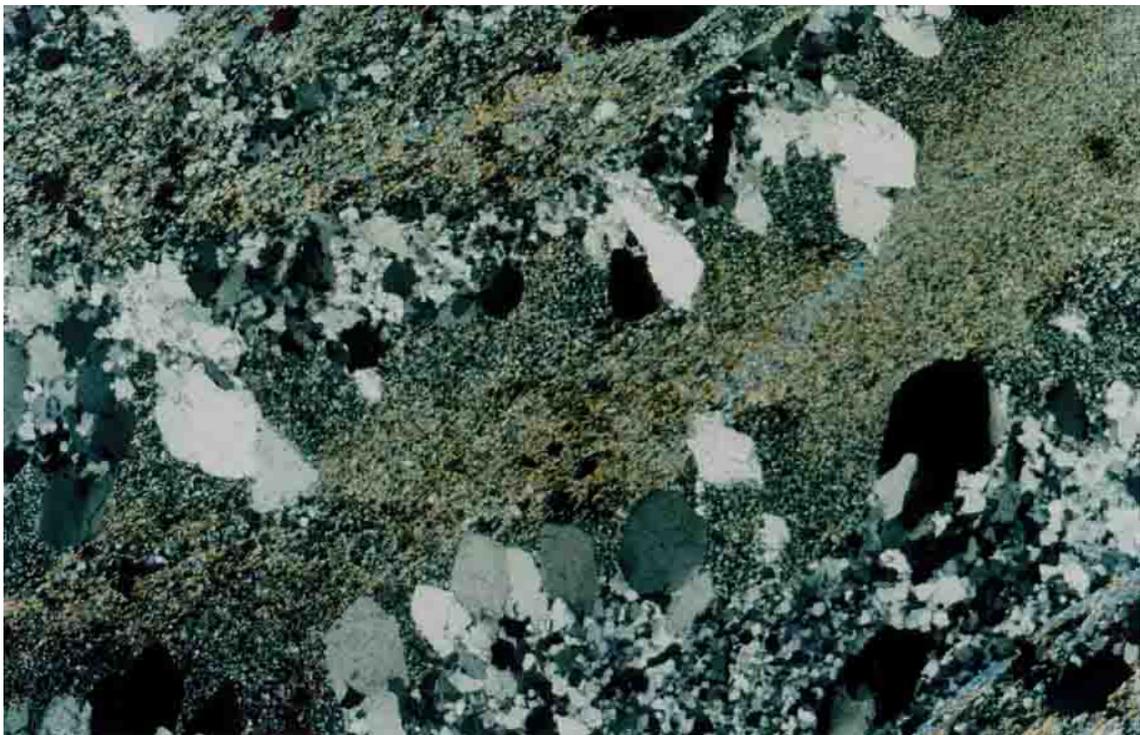


Foto 5.11: Microfratura aberta com cristais prismáticos de quartzo. Notar os eixos “c” perpendiculares à borda da microfratura. Luz transmitida e polarizadores cruzados, base da foto igual a 5,46 mm. Mina Buraco do Ouro, nível 730.



Foto 5.12: Microfratura praticamente selada contendo pouco material sericítico. Luz transmitida e polarizadores cruzados, base da foto igual a 5,46 mm. Mina Buraco do Ouro, nível 730.

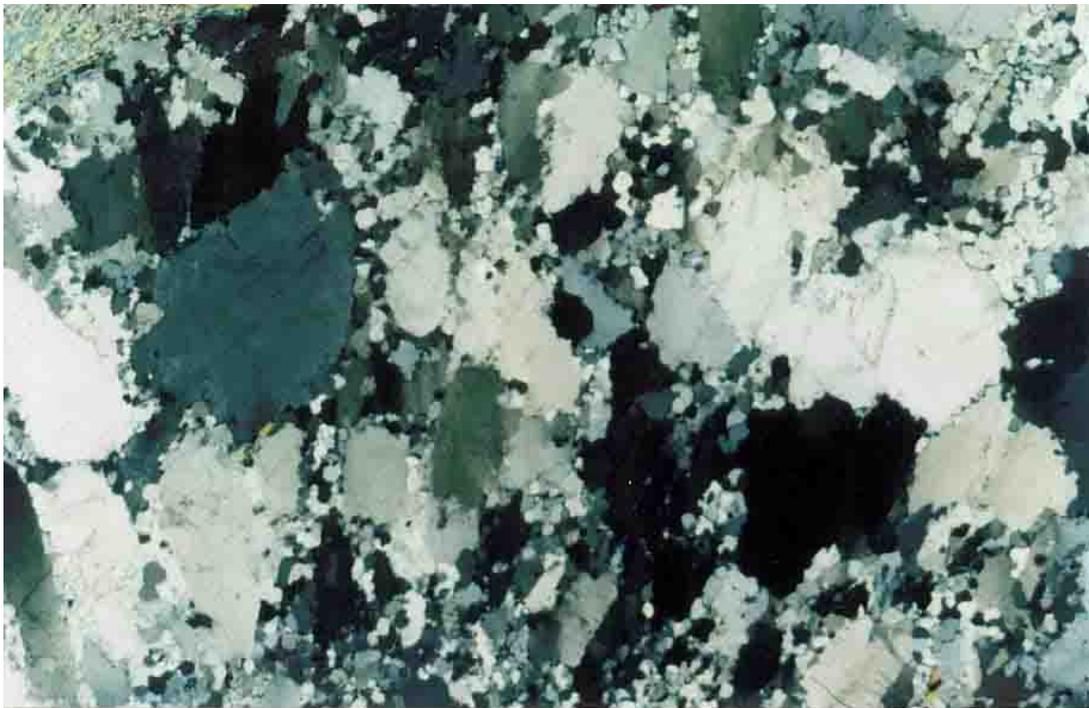


Foto 5.13: Microfratura quase totalmente fechada, com material sericítico contornando os cristais de quartzo. Luz transmitida e polarizadores cruzados, base da foto igual a 5,46 mm. Mina Buraco do Ouro, nível 730.



Foto 5.14: Microfratura totalmente selada, mostrando a “linha de sutura”. Luz transmitida e polarizadores cruzados, base da foto igual a 5,46 mm. Mina Buraco do Ouro, nível 730.

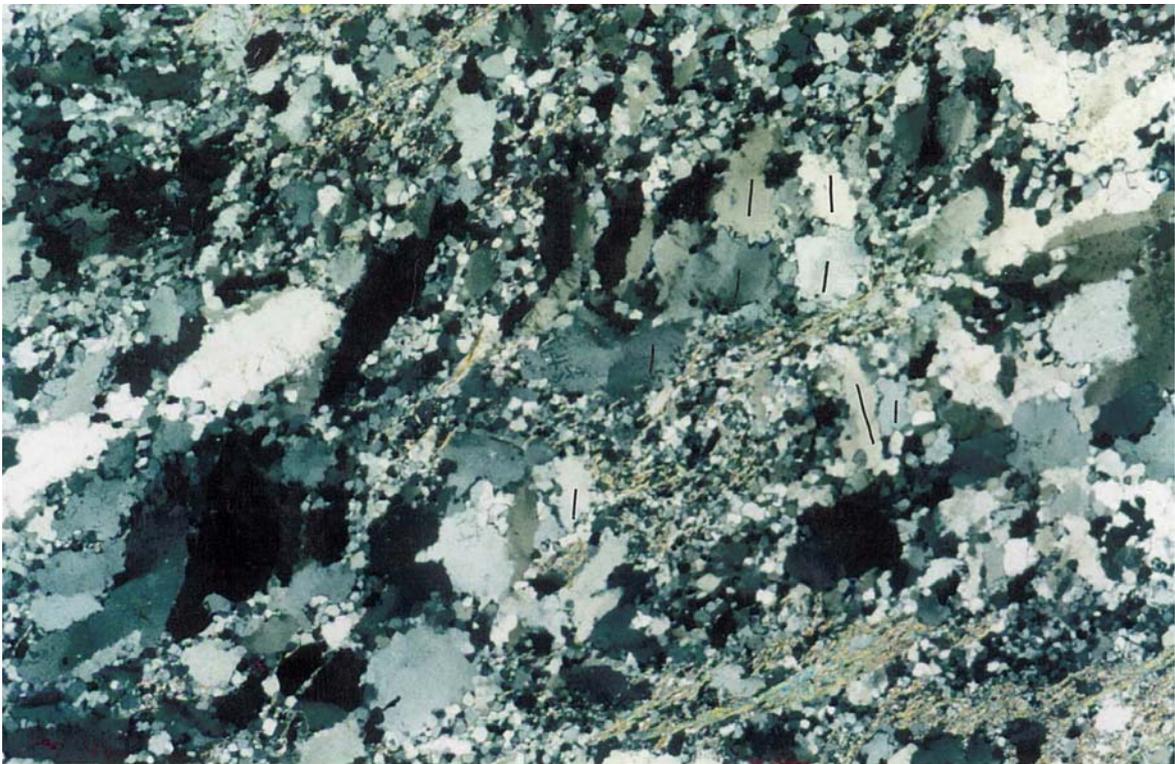


Foto 5.15: Microestruturas de “crack sealing” obliteradas por deformação/recristalização. Notar o paralelismo dos eixos “c” nos grãos reliquiares de quartzo. Luz transmitida e polarizadores cruzados, base da foto igual a 5,46 mm. Mina Buraco do Ouro, nível 730.

5.4 – Análise morfológica dos grãos de quartzo

A análise morfológica dos grãos de quartzo teve por finalidade verificar a interação dos fluidos existentes durante os diferentes ciclos deformacionais nas rochas do Complexo Granítico-gnáissico, Formação Ticunzal e Grupo Araí, com o objetivo de encontrar parâmetros que viessem a facilitar para a separação dos ciclos deformacionais que atuaram sobre estas rochas.

As amostras utilizadas durante a análise morfológica dos grãos de quartzo foram preparadas a partir de amostras orientadas coletadas em campo, buscando identificar os pontos da área onde os processos deformacionais atuaram de forma mais consistente, ou onde as estruturas reliquias estavam melhores preservadas (como no caso das foliações S_1 por exemplo). Foram confeccionadas a partir da fragmentação das amostras originais, obtendo-se pequenos fragmentos aproximadamente cúbicos com lados máximos de 8 mm, observados perpendicularmente ao plano cinemático "ac". O tamanho máximo das amostras foi determinado em função da altura máxima permitida para a utilização do microscópio eletrônico de varredura. A fragmentação das amostras objetivou preservar as superfícies dos grãos de quartzo, evitando assim, possíveis sulcos que porventura viessem a ser gerados durante o polimento das amostras.

Para esta análise foram preparadas 7 amostras do embasamento (5 do Complexo Granítico-gnáissico e 2 da Formação Ticunzal) e 4 amostras do Grupo Araí.

As análises das amostras foram realizadas utilizando-se o microscópio eletrônico de varredura Elettro Scan 1002020, do Departamento de Geologia Aplicada do Instituto de Geociências e Ciências Exatas da UNESP, campus de Rio Claro. Esse microscópio eletrônico oferece algumas vantagens para a realização das análises, trabalhando a baixo vácuo, sem a necessidade de metalização das amostras, possibilita um manuseio mais rápido das amostras e conseqüentemente a otimização do tempo gasto.

Análise morfológica

As amostras analisadas foram retiradas de lotes dos principais litotipos da área estudada (Complexo Granítico-gnáissico, Formação Ticunzal e Grupo Araí), buscando encontrar padrões que possibilitassem separar os diferentes processos deformacionais. Para isso utilizou-se marcas de corrosão na superfície dos grãos de quartzo, partindo-se do princípio que estes fluidos possuem a capacidade de corroer as

superfícies dos mesmos. Outra premissa adotada foi de que a composição dos fluidos deformacionais se modificou durante os diferentes ciclos tectônicos que atuaram sobre as rochas da área estudada. Para as rochas pertencentes ao Complexo Granítico-gnáissico da região de Cavalcante, durante o Evento 2, a alcalinidade do fluido deformacional determinada por Massucatto (1997), como sendo constituído por Na e Ca e podendo conter Na_2S , o qual possuiria um ph próximo à neutralidade; apresentaria mudanças composicionais durante os diferentes eventos, registrando, portanto, marcas distintas nos grãos de quartzo.

A análise das amostras revelou ser possível determinar uma gradação das formas e da quantidade de marcas de corrosão nos grãos de quartzo, partindo-se de superfícies de grãos mais corroídas geradas durante o Evento 1 até superfícies praticamente lisas, pertencentes ao Evento 3.

As rochas que preservam as foliações S_1 do Evento 1, mostram uma forte corrosão das superfícies dos grãos de quartzo indicando uma maior percolação dos fluidos deformacionais (Fotos 5.16 e 5.17), e o que pode indicar a presença de fluidos mais reativos, bem como a possibilidade o reaproveitamento dessas “cavidades” por fluidos deformacionais, que percolaram a rocha durante eventos deformacionais mais jovens.



Foto 5.16: Imagem de MEV mostrando cavidade aberta devido a retirada de grão de quartzo, expondo o contato tridimensional entre seis grãos de quartzo. Notar as cavidades (setas) geradas nas superfícies dos grãos devido a passagem dos fluidos deformacionais. Amostra do Complexo Granítico-gnáissico com foliação S_1 de direção EW/75S, ponto 119.

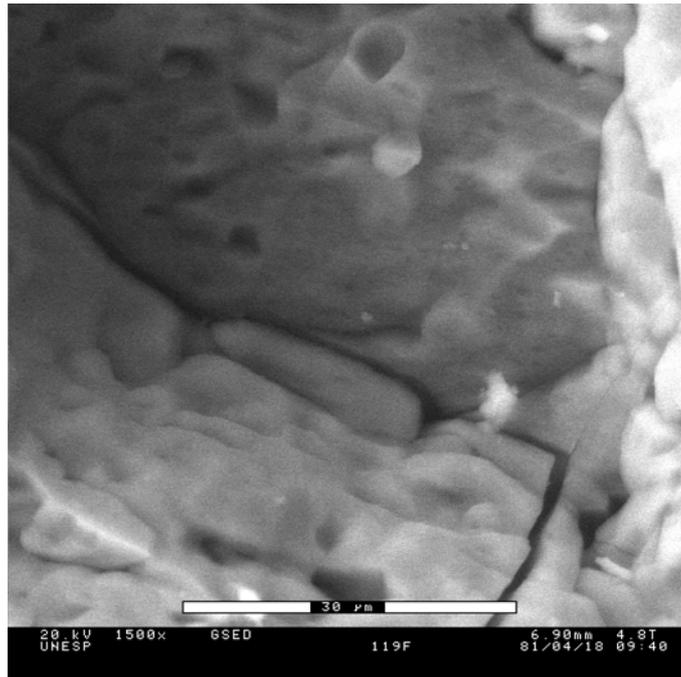


Foto 5.17: Detalhe da imagem anterior. Notar a rugosidade das superfícies dos grãos de quartzo, mostrando uma alta corrosão na superfície dos grãos, mascarando parcialmente a recrystalização dos grãos.

As rochas do Complexo Granítico-gnáissico que apresentam uma foliação S_2 , exibem uma quantidade menor de marcas de corrosão, sendo visíveis contatos retilíneos entres os grãos, produto da recrystalização processada durante o Evento 2, indicando que a conectividade entre as “porosidades” se dá principalmente através de plaquetas de mica o que facilita a passagem de fluidos deformacionais, e também uma mudança na composição do fluido deformacional que percolou através da rocha, evidenciando a atuação de um diferente ciclo deformacional.

Na foto 5.18, pode-se observar os contatos retilíneos e poligonalizados entre os grãos de quartzo, mostrando a alta recrystalização dos grãos. Esta feição indica a que a composição dos fluidos deformacionais não foi tão eficaz a ponto de permitir reações que possibilitassem a reação deste fluido com as superfícies, indicando que possivelmente o evento deformacional causou principalmente a deformação plástica dos quartzos. Desta forma o fluido alcalino determinado por Massucatto (1997), permitiu a solubilização do ouro, reagindo, porém, moderadamente com os grãos de quartzo.

Nas rochas da Formação Ticunzal, analisadas segundo a foliação S_{B1} , pertencente ao Evento 3, é registrada uma baixa quantidade de marcas de corrosão nas superfícies dos grãos de quartzo, com as superfícies limpas e os contatos retilíneos e poligonalizados indicando recrystalização dos grãos (Foto 5.19).

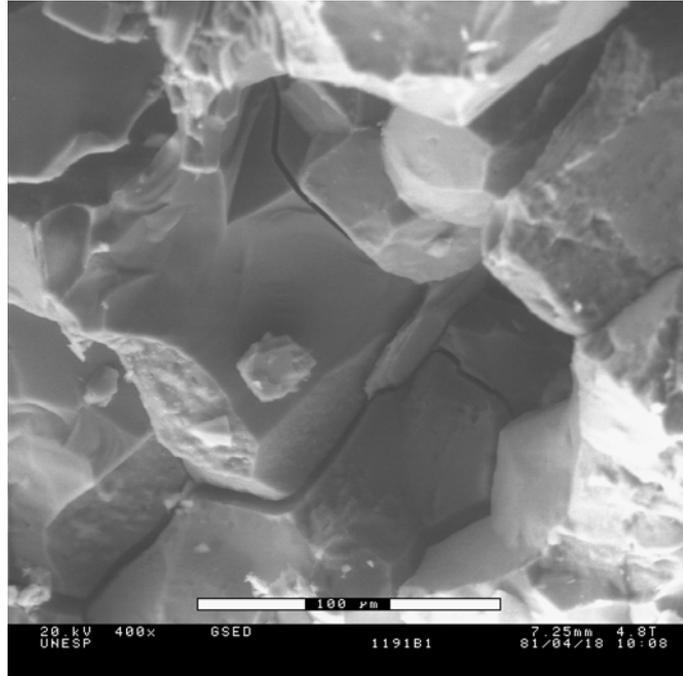


Foto 5.18: Imagem mostrando os grãos de quartzo com as superfícies lisas e contatos poligonalizados, indicando a recrystalização como principal fator de deformação. Amostra de ortogneisse com foliação S_2 de direção NS/80, ponto 119-1.

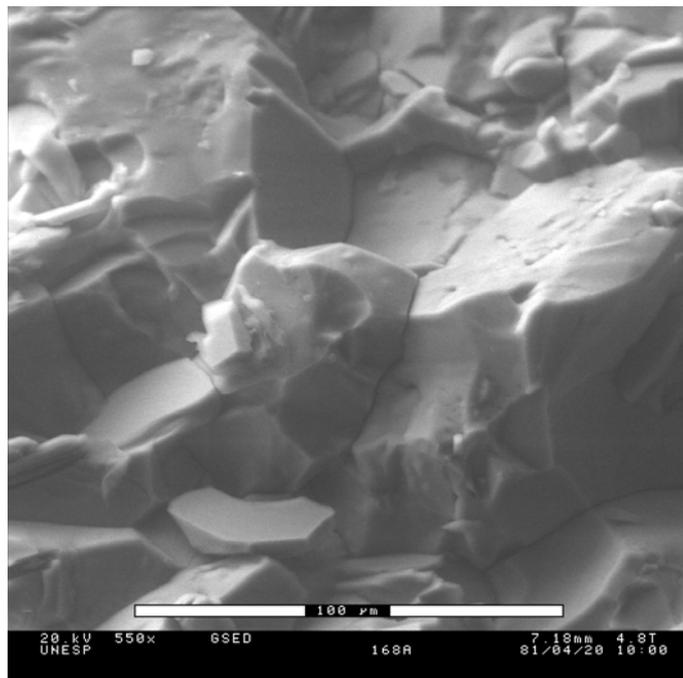


Foto 5.19: Imagem de amostra da Formação Ticunzal, deformada segundo a foliação S_{B2} , onde se podem notar as superfícies lisas, praticamente livres de corrosão dos grãos de quartzo. Notar, também, os contatos poligonalizados entre os grãos de quartzo. Ponto 168.

As rochas da Formação Ticunzal apesar de terem possivelmente sofrido os efeitos dos três eventos deformacionais aventados aqui, não apresentam as marcas nas superfícies dos grãos de quartzo que se esperariam encontrar em uma rocha que foi

polideformada e que sofreu a passagem de uma grande quantidade de fluidos deformacionais. A ausência dessas marcas se deve possivelmente ao fato dos litotipos principais da Formação Ticunzal possuírem uma grande quantidade filossilicatos como constituintes, que atuam como dutos principais entre as “porosidades” da rocha permitindo que os fluidos percolem através da rocha, diminuindo o tempo de contato entre estes e os grãos de quartzo.

Nas rochas do Grupo Araí pode-se notar a quase total ausência de marcas de corrosão nos grãos de quartzo, apresentando eles uma superfície lisa e mostram-se poligonalizados, devido a recristalização (Fotos 5.20 e 5.21). Tais feições são indicativas da quase total ausência de fluidos deformacionais com composições que permitissem a reação dos grãos de quartzo na sua superfície, imperando, possivelmente, uma deformação onde o principal agente da recristalização foi o metamorfismo.

Com base nas informações apresentadas neste item, pode-se supor que as rochas que sofreram os efeitos deformacionais causados pelo Evento 1 e foram parcialmente preservadas dos eventos posteriores, sofreram a passagem de uma maior quantidade de fluidos deformacionais reativos gerados durante este evento, causando uma maior corrosão dos grãos de quartzo. No caso das rochas afetadas exclusivamente pelo evento 3 (rochas do Grupo Araí), a quase ausência de fluidos deformacionais capazes de corroer os grãos de quartzo, indica que este evento deformacional, na região, se processou principalmente pelo aumento de temperatura, possibilitando no quartzo possivelmente uma recristalização estática. O evento 3 influenciou e mascarou parte das feições geradas durante os eventos anteriores, registrando, possivelmente uma maior recristalização dos grãos de quartzo (vide exemplo da foto 5.18, onde a recristalização se apresenta bastante acentuada).

Desta forma os dados de análise morfológica dos grãos de quartzo corroboram as informações obtidas em campo a respeito da separação dos eventos deformacionais atuantes na região estudada.

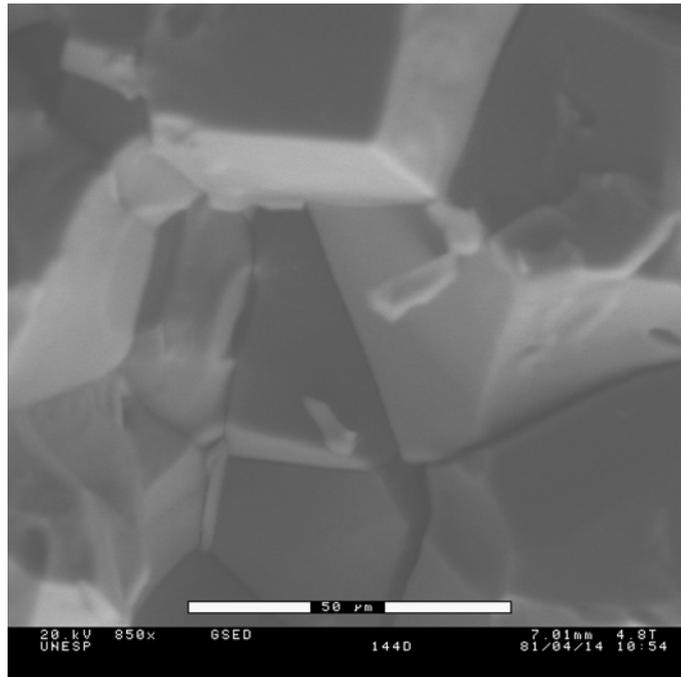


Foto 5.20: Imagem de quartzito do Grupo Araí. Notar as superfícies lisas dos grãos de quartzo e os contatos poligonalizados indicando recristalização. Ponto 144.

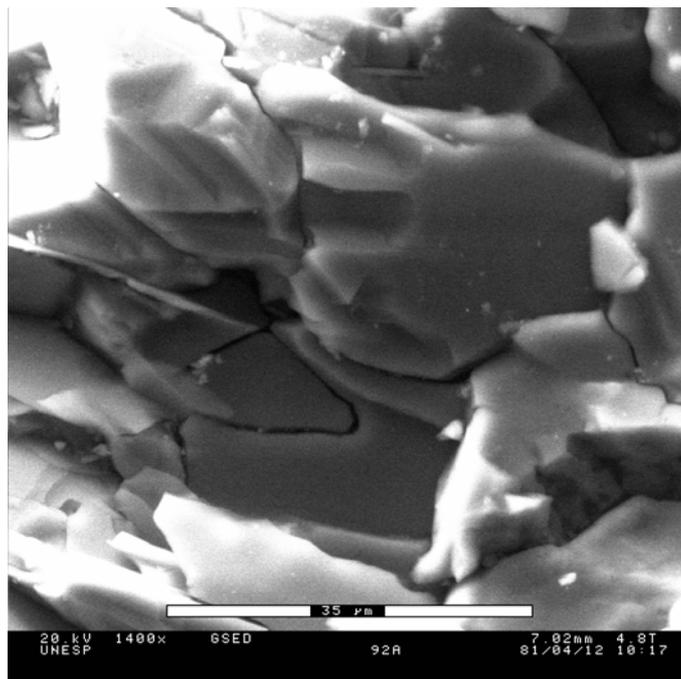


Foto 5.21: Imagem de quartzito do Grupo Araí, pertencente a uma zona de cisalhamento. Notar que a rocha, apesar de pertencer a uma zona de cisalhamento, apresenta os grãos de quartzo com as superfícies lisas, indicando uma baixa percolação de fluidos deformacionais. Ponto 92.

6 – GEOCRONOLOGIA

6.1 – Introdução

Com o intuito de dirimir as dúvidas com relação à questão temporal dos eventos geológicos que aturam sobre a área em estudo, optou-se pela realização de datações geocronológicas utilizando-se o método de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$.

A opção por este método de datação geocronológica se deve ao fato da datação poder ser realizada em micas formadas durante os diferentes eventos deformacionais, associadas às suas respectivas foliações. Outra vantagem é que este método apresenta uma temperatura de fechamento relativamente baixa, possibilitando assim a marcação temporal dos eventos deformacionais de baixo grau metamórfico com uma maior precisão.

O método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ se constitui em uma boa ferramenta para o estudo de processos geológicos como, por exemplo: cronologia de processos vulcânicos (McDougall 1981, Renne et al 1992, Renne 2000); taxa de resfriamento de rochas vulcânicas (Harrison 1981); termocronologia de terrenos (McDougall & Harrison 1999); termocronologia de zonas de cisalhamento (Goodwin & Renne 1991, Lee 1995, Dunlap 1997).

Para a realização das datações, foram escolhidas três amostras, tendo como objetivo determinar a seqüência de eventos onde pairavam as maiores dúvidas com relação ao seu posicionamento temporal na história geológica da região. Duas amostras escolhidas tinham como foliação principal, uma pertencente ao Evento 1, e outra, pertencente ao Evento 2. A terceira amostra foi retirada do veio mineralizado da mina Buraco do Ouro, e pode ser indicativa da idade de geração de todos os mega veios, conforme trabalhos de análise realizados por Massucatto (1997), na região de Cavalcante, através da geometria fractal.

As datações pelo método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ foram realizadas pelo CPGeo/USP, sendo as irradiações efetuadas pelo IPEN/CNEN (reator da USP), tendo sido todas as análises supervisionadas pelo Prof. Dr Paulo Marco Vasconcelos da University of Queensland (Austrália).

6.2 – O método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

O desenvolvimento do método de datação do $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ se deve a Wänke & König (1959), sendo estabelecido completamente por Merrihue & Turner em 1966. Após o estabelecimento do método, o mesmo vem sendo continuamente aprimorado até os dias de hoje.

Consiste basicamente na análise da razão de ^{39}Ar gerado a partir do decaimento radiogênico induzido por um feixe de nêutrons do ^{40}K , todavia, o argônio também pode ser produzido pelo decaimento espontâneo do ^{40}K , onde em um sistema fechado, pode, ao longo dos tempos, acumular uma quantidade significativa de ^{40}Ar .

Na natureza pode-se encontrar dois outros isótopos adicionais de Argônio: ^{36}Ar e ^{38}Ar , que são relativamente comuns na atmosfera, litosfera e hidrosfera. A atmosfera contém uma razão isotópica homogênea do argônio mantendo a seguinte relação: $^{40}\text{Ar}:^{38}\text{Ar}:^{36}\text{Ar} = 99.600:0.0632:0.3364$ (Nier, 1950).

No método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ o interesse principal da análise consiste em descobrir a quantidade de argônio na amostra ($^{40}\text{Ar}^*$) obtida pela diferença do argônio total pelo argônio não radiogênico: $^{40}\text{Ar}^* = ^{40}\text{Ar}_t - ^{40}\text{Ar}_i$, onde Ar_t é a quantidade de argônio total e Ar_i é a quantidade de argônio não radiogênico.

Aplicando um fluxo de nêutrons com uma intensidade J (ou parâmetro de fluxo de nêutrons – Renne 2000) sobre a amostra em estudo, pode-se gerar por decaimento induzido do ^{39}K uma quantidade de $^{39}\text{Ar}_K$. Desta forma é possível se construírem equações em que são levados em conta a razão $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, o tempo e a quantidade de energia necessária para a irradiação da amostra, como a equação a seguir:

$$J = (e^{\lambda t} - 1) / (^{40}\text{Ar}^* / ^{39}\text{Ar}_K) \text{ (Renne 2000)}$$

onde λ é a constante total do decaimento por ^{40}K .

Desta forma, conhecendo-se uma idade com boa precisão é possível determinar a intensidade de fluxo J a ser usada para amostras de idade não conhecida. Para a determinação do fluxo de nêutrons são utilizadas amostras standards que possuem idades realizadas com uma confiabilidade muito alta. As amostras standards mais usuais são: Alter Creek sanidini standard (1.186 +/- 0,0013 Ma) (Turrin et al. 1994); Fish Canyon Sanidini (28.02 +/- 0.09 Ma) (Renne et al. 1998); biotita standard GA – 1550 (McDougall & Harrison 1999) com idade standard proposta de 98.8 +/- 0.5 Ma (Renne et al 1998); hornblenda standard HB3gr (1079 +/- 1 Ma) (Roddick 1983).

Entretanto o método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ apresenta alguns complicadores devidos a irradiação, sendo as principais a interferência nucleogênica e o Recoil.

- Interferência nucleogênica: a irradiação da amostra por um fluxo de nêutrons produz muitas outras reações em adição à reação $^{39}\text{K}(n,p)^{39}\text{Ar}$, produzindo vários isótopos de Ar, K, Ca, que para efeitos de cálculos de idade deverão sofrer as devidas correções de interferência;
- ^{39}Ar Recoil: a reação $^{39}\text{K}(n,p)^{39}\text{Ar}$ gera átomos de $^{39}\text{Ar}_K$ produzindo o “Recoil” com um espectro de energias que depende do espectro de energias dos nêutrons do reator. O “Recoil” pode causar a redistribuição e/ou a perda de $^{39}\text{Ar}_K$, introduzindo complexidades artificiais no espectro de idades, sem necessariamente afetar a idade total do gás.

Em função do argônio se tratar de um gás nobre, este elemento não pode ficar ligado à estrutura cristalina dos minerais sendo facilmente mobilizado por difusão, recristalização e/ou alteração. Esta alta mobilidade faz com que o método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ possua temperaturas de fechamento dos minerais, relativamente baixas, como por exemplo, a muscovita, que a temperatura de fechamento pode variar entre 350 e 400° C (Robbins 1972, Wagner et al 1977), ou ainda mais baixas como a 325 °C como afirma Snee et al 1988.

6.3 – Metodologia

As amostras da área foram enviadas para análise no CPGeo/USP, para análise e datação pelo método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, por laser aquecimento, sendo que a irradiação das amostras ficou a cargo do IPEN/CNEN, sendo ela de fluxo de nêutrons padrão, no reator nuclear IEA R1.

Linha de extração: O método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ por laser aquecimento utilizado na USP utiliza um laser contínuo de íon de Ar coerente de 6W, com emissão de comprimento de onda de 480 - 400 nm. Esta metodologia possibilita várias formas de análise:

- Fusão total do mineral (Turner 1969, Reynolds & McKee 1978): o poder de saída do laser é de 3 – 6W com uma duração de 10 a 30 segundos e o mineral/rocha é aquecido a 1300 – 2000°C, liberando todo o argônio contido na amostra em um único passo (Vasconcelos et al 2001). Esta metodologia é aproximadamente equivalente ao método K-Ar;
- Aquecimento incremental (Turner 1969, Reynolds & McKee 1978): a intensidade de saída do laser é predeterminada, dependente da natureza do mineral/rocha e mantida por 30 – 60 segundos. O procedimento é repetido por várias vezes, onde várias frações de argônio são extraídas a altas temperaturas e analisadas no espectrômetro de massa (Vasconcelos et al 2001);

- Fusão total in situ (Sutter & Hartung 1984): ocorre a fusão rápida dos minerais da rocha. Por este método são datados vários minerais diferentes. Este método se assemelha com o método K-Ar, entretanto ocorre a introdução de muitos complicadores.

O CPGeo/USP utiliza a metodologia da extração do gás por aquecimento incremental. As amostras são dispostas em discos de cobre com 145 ou 221 “pits” (buracos) que possuem um diâmetro de 2,1 mm, onde serão aquecidas para a extração do gás. O laboratório do CPGeo possui uma automação completa da extração do gás de do sistema de purificação, processando-se, esta através da linha de extração de ultra alto vácuo.

As análises dos gases são realizadas no espectrômetro de massa Mass Analyser Products (UK) MAP – 215 – 50 de alta sensibilidade e resolução.

Irradiação: A razão $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ requer a criação de isótopos de argônio por bombardeamento da amostra por um fluxo de nêutrons em um reator nuclear.

A irradiação necessária para o método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ implica na medida indireta do K resultante da geração do isótopo nucleogênico ^{39}Ar da reação $^{39}\text{K}(n,p)^{39}\text{Ar}$ (Merrihue & Turne 1966) e o tempo da amostra é obtido através da relação:

$$t = (\lambda^{-1}) \ln[J(^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K) + 1] \text{ (Vasconcelos et al 2001)}$$

onde:

- λ é a constante de decaimento total para ^{40}K ($5,543 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$ – McDougall & Harrison 1999);
- λ_e é a constante de decaimento do ^{40}K para ^{40}Ar ($0,5808 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$ – McDougall & Harrison 1999);
- $^{40}\text{Ar}^*$ é a quantidade total do ^{40}Ar radiogênico (obtido subtraindo o ^{40}Ar atmosférico e o $^{40}\text{Ar}_K$ que é a quantidade total do ^{40}Ar medido na amostra, onde $^{40}\text{Ar}_K$ é a quantidade de ^{40}Ar gerado pela reação $^{40}\text{K}(n,p)^{40}\text{Ar}$;
- $^{39}\text{Ar}_K$ é a quantidade de ^{39}Ar nucleogênico gerado pela reação $^{39}\text{K}(n,p)^{39}\text{Ar}$ (obtido pela subtração do $^{39}\text{Ar}_{Ca}$ da quantidade total de ^{39}Ar medido em uma alíquota da amostra, onde $^{39}\text{Ar}_{Ca}$ é a quantia de ^{39}Ar gerado pela reação $^{42}\text{Ca}(n,\alpha)^{39}\text{Ar}$

O parâmetro de irradiação (J) é determinado pela irradiação com um fluxo padrão de uma amostra de idade bem conhecida. Medidas as quantidades de ^{40}K e ^{39}Ar produzidas na amostra padrão, estas promovem as informações necessárias para se calcular J:

$$J = (e^{\lambda t} - 1) / (^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K)$$

onde t é a idade da amostra padrão.

As amostras submetidas à análise foram irradiadas com um fluxo de nêutrons padrão no reator nuclear IPEN/CNEN IEA – R1, durante um período de 142 horas, com um fluxo (J) de aproximadamente $10^{13} \text{ ncm}^{-2}\text{s}^{-1}$.

A intensidade do fluxo é escolhida em função da expectativa de idade da amostra de idade não conhecida e conseqüente escolha do padrão de idade. O CPGeo utiliza a seguinte padronagem de idades:

- amostras jovens (< 4Ma) – Aletr Creek sanidini standard (1.186 +/- 0.013 Ma - Turrin et al 1994);
- amostras de 2 – 100 Ma – Fish Canyon sanidini (28.02 +/- 0.09 Ma – Renne 1999);
- amostras de 50 – 700 Ma – biotita satandard GA-1550 (idade padronizada de 98.8 +/- 0.5 Ma proposta por Renne et al 1998);
- amostras mais velhas que 700 Ma – hornblenda standard HB3gr (1.079 +/- 1 Ma – Roddick 1983)

Preparação da amostras: a preparação das amostras para a realização das análises pelo método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ deve estar dentro do padrão de tamanhos indicado pelo CEGeo/USP, devendo variar entre 0,2 e 2 mm, sendo que o tamanho máximo é limitado pelos “pits” nos disco de cobre que são utilizados no aquecimento a laser. Tamanhos maiores de 2 milímetros dificultam o aquecimento homogêneo com o feixe de laser, já os tamanhos menores que 0,2 milímetros não são recomendados devido à dificuldade de manipulação.

O tamanho dos grãos deve levar em conta também a idade esperada para os minerais uma vez que rochas mais novas retêm uma quantidade menor de $^{40}\text{Ar}^*$, requerendo grãos com tamanhos de 1 a 2 milímetros. Já rochas mais antigas retêm uma quantidade maior de $^{40}\text{Ar}^*$, podendo-se, então utilizar grãos de tamanhos que varia entre 0,2 e 1 milímetros.

6.4 – Dados geocronológicos existentes na região

Um levantamento dos dados geocronológicos na região de Cavalcante e Teresina, existentes na literatura, foi realizado para efeito de comparação com os obtidos pelo método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Através deste levantamento pode-se constatar uma pequena quantidade de dados na região em estudo, os quais serão brevemente descritos a seguir.

Hasui & Almeida (1970) realizaram a datação de uma biotita de um granitóide pertencente ao Complexo Granítico-gnáissico, localizado próximo à cidade de Cavalcante, entretanto sem precisar a localização exata da amostragem. Segundo estes autores a idade obtida pelo método K-Ar para a biotita foi de 498 +/- 15 Ma, sendo esta idade correlacionada a efeitos do ciclo Brasileiro na região. Estes autores afirmam ainda que a temperatura de fechamento do sistema se situa, para muscovita, entre 200 e 300°C e, para a biotita, entre 150 e 200°C.

Hasui et al (1980) realizaram datações por grande parte do Centro-Oeste Brasileiro, buscando um entendimento maior a região. Entre as diversas idades realizadas, destacam-se a seguir as idades realizadas em torno da região de Cavalcante-Teresina:

- datações realizadas na região de Paranã, através do método Rb-Sr, que forneceram idade de 2,1 Ga, tendo sido interpretada a idade de 2,0 Ga como a idade de migmatização das rochas daquela região;
- datações realizadas na região de Arraias-Paranã, que forneceram idade de 1,6 Ga, 1,33 Ga, 1,20 Ga e 930 Ma; que indicam rejuvenescimentos isotópicos parciais ou fases de esfriamento regional;
- na região de Nova Roma foram realizadas datações através do método Rb-Sr que forneceram idades de 1,55 Ga e 1,1 Ga, onde a “distribuição na isocrona é sugestiva de rejuvenescimento isotópico Uruaçuano” (Hasui et al 1980);
- nas rochas do Grupo Araí na região de Cavalcante, foi obtida uma idade de 1,22 Ga pelo método Rb-Sr, que segundo estes autores “provavelmente corresponde à época do metamorfismo”.

Pimentel et al (1991) realizaram uma série de datações U-Pb em riolitos da base do Araí e corpos graníticos da região, tendo obtido as seguintes idades: 1,771 +/- 2Ga para os riolitos do Grupo Araí; 1,769 +/- 2 Ga para o Granito Soledade; 1,767 +/- 10 Ga para o Granito Sucuri, sendo estes dois corpos denominados de *g1*; 1,574 Ga para o Granito Serra da Mesa (denominado *g2*), sendo este evento responsável pela mineralização dos granitos estaníferos da região. Estes autores afirmam ser a idade de 1,77 Ga como a idade inicial da sedimentação do Grupo Araí. Ainda segundo estes autores estas idades corroboram a afirmação de Marini & Botelho (1986) de ser o evento, ligado a essa idade, responsável pela intrusão dos granitos, constituindo-se em um magmatismo tipicamente

anorogênico (tipo A), formado segundo uma extensão crustal, em uma evolução intracontinental.

Sparrenberger & Tassinari (1999) realizaram datações nos pegmatitos mineralizados em cassiterita denominados Xupé e Riacho dos Cavalos na região de Monte Alegre de Goiás que intrudem rochas do Complexo Granítico-gnáissico e Formação Ticunzal. Segundo estes autores amostras de muscovita datadas pelo método K-Ar registram idades de 2,129 +/- 26 Ga e de 2,006 Ga. Utilizando-se do método U-Pb estes autores dataram amostras de cassiterita que forneceram idades de 2,023 Ga e 2,277 Ga. Estas idades são indicativas de que a mineralização ocorreu em duas fases distintas durante o ciclo Transamazônico. No granito Mangabeira estes autores utilizando-se do método K-Ar em muscovita e obtiveram idade de 567 +/- 14 Ma e 553 +/- 11 Ma, que registram os efeitos do ciclo Brasileiro.

6.5 - Análise das amostras datadas

Para a realização das análises pelo método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ foram escolhidas três amostras onde se buscava separar os eventos deformacionais. As amostras escolhidas foram:

AJM-01 – mega veio de quartzo que hospeda a mineralização aurífera de Cavalcante, com foliação S_2 ;

AJM-119A – granitóide milonitizado pertencente ao Complexo Granítico-gnáissico, com foliação S_1 , pertencente ao evento 1;

G-7 – granitóide milonitizado pertencente ao Complexo Granítico-gnáissico, com foliação S_2 , pertencente ao evento 2.

Após a seleção das amostras, foram retirados delas, com o auxílio de pinça e estilete, grãos de muscovita pertencentes à foliação predominante da rocha, sendo coletados, nas amostras AJM-119A e G-7, em uma quantidade de aproximadamente 50 grãos para cada amostra, com um tamanho superior a 1 milímetro de diâmetro. Foram então selecionados, com auxílio de lupa binocular, descartando-se os aglomerados de grãos e aqueles que possuísem inclusões, com o intuito de selecionar os mais límpidos, tendo sido coletados aproximadamente 20 grãos de cada amostra nesta etapa de trabalho. Na amostra AJM-01 foi coletado um único grão de muscovita, com aproximadamente 1 centímetro de diâmetro, límpido e praticamente desprovido de inclusões observáveis na lupa binocular.

Após a separação e coleta dos grãos, os mesmos foram enviados para o CPGeo/USP para a análise pelo método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ por laser aquecimento incremental, onde aleatoriamente foram analisados três grãos de cada amostra, sendo que no caso da amostra AJM-01 o grão foi cortado para se conseguir o tamanho apropriado para análise.

A seguir se fará uma breve descrição das amostras analisadas e a apresentação dos resultados obtidos.

Amostra AJM-01: amostra coletada no mega veio que hospeda a mineralização aurífera de Cavalcante, no nível 750 da mina Buraco do Ouro, pertencente ao núcleo na sua porção menos mineralizada, que, segundo Massucatto (1997) corresponde à porção mais juvenil do mega veio. Macroscopicamente é uma rocha composta essencialmente por quartzo leitoso de coloração esbranquiçada, com a presença de grandes cristais de muscovita (aproximadamente 1,5 centímetros de diâmetro), cortada por uma fina foliação contínua. Essa rocha é composta por aproximadamente 90% de quartzo e cerca de 10% de mica branca.

Em seção delgada é possível observar que os grãos de quartzo estão recristalizados, apresentando a formação de sub e novos grãos, sendo observada, também, a superposição de extinção ondulante. A presença de estruturas do tipo “core and mantle”, “crack sealing” e “cavity infilling” são bastante freqüentes em todo o mega veio. Aparentemente, os grãos de muscovita podem ser separados em duas gerações de micas distintas, uma composta por grãos finos, que estão dispersos pela matriz, e uma segunda geração que é composta por grãos maiores. Os grãos enviados para a análise pelo método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ pertencem a esta segunda geração de micas. Estes grãos se apresentam com uma leve extinção ondulante e estão levemente dobrados, com presença, invariavelmente, de pequenas porções inclusas compostas de grãos mais finos (Foto 6.1).

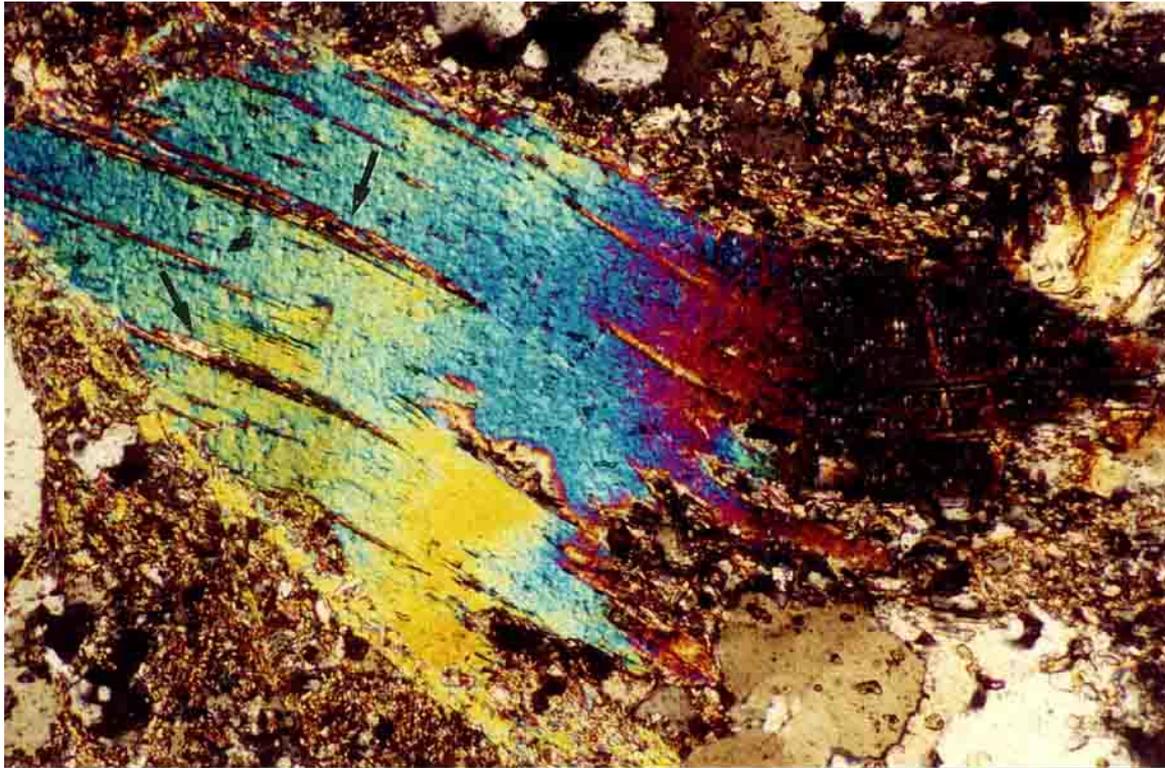


Foto 6.1: Fotomicrografia de muscovita pertencente ao mega veio de quartzo de Cavalcante, levemente dobrada, onde se podem evidenciar as duas gerações de micas (matriz e pórfiro). Notar a presença de porções mais finas no interior do grão (setas). Amostra AJM-01, nível 750. Seção delgada observada com nicóis cruzado, base da foto equivalente a 2,05 mm.

Resultados (AJM-01): nenhum dos três grãos analisados pelo CPGeo apresentou um platô bem definido (figura 6.1), não apresentando também idades integradas compatíveis. Os três grãos apresentam indícios de perda de argônio por reaquecimento, demonstrado pelo espectro em ascensão, apresentando também evidências de mistura de fase a altas temperaturas. A idade mínima indicada para estes grãos de muscovita é maior que 1,8 Ga, sendo que estes resultados são compatíveis com a presença da mais de uma geração na amostra. A idade de aproximadamente 500-600 Ma representa um reaquecimento destas micas provavelmente durante o ciclo Brasileiro. Pode-se observar nos espectros 943-1 e 943-2 evidências de Recoil nos “steps” de baixa temperatura, que sugerem que pelo menos uma das fases de muscovita é de granulação muito fina, tal evidência pode ser constatada através da foto 6.1, onde é visível a contaminação dos grandes grãos de muscovita por massas de granulação mais fina.

As diferenças de idade observadas nos espectros entre um grão e outro sugerem que cada grão analisado contém uma razão diferente para cada geração de muscovita (Vasconcelos 2001 – relatório interno USP). Entretanto esta amostra consiste de um único grão que foi fracionado para ser analisado, sugerindo então que as diferenças de idade apresentadas se devem, provavelmente, ao fato

do grão ter sofrido alterações nas suas borda, possibilitando assim uma perda de Ar* da amostra (Vasconcelos – comunicação pessoal). Devido ao processo de fracionamento, grãos oriundos da borda do grão podem ter participado da análise.

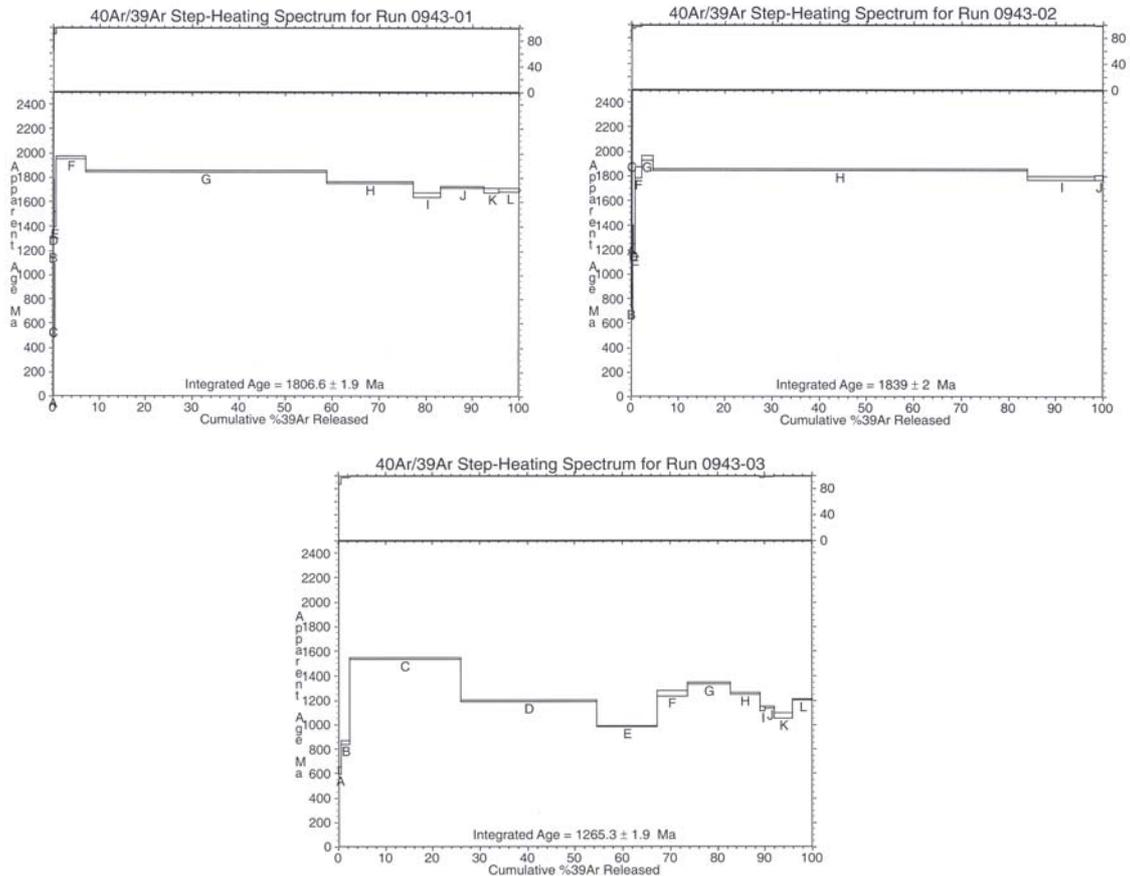


Figura 6.1: Idades aparentes $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dos grãos de muscovita da amostra AJM-01.

Amostra 119A: amostra de ortogneise milonitizado pertencente ao Complexo Granítico-gnáissico, coletada na porção nordeste da área em estudo, constituída basicamente por quartzo, K-feldspato, plagioclásio, mica branca e opacos. Os grãos de K-feldspato podem se apresentar na forma de fenocristais, sendo encontrados indícios de recristalização. Os grãos de plagioclásio se apresentam invariavelmente menores que os grãos de K-feldspato, estão mais sericitizados, sendo observados também indícios de recristalização nos plagioclásios. Os grãos de quartzo se apresentam recristalizados, mostrando “ribbons” e a formação de sub e novos grãos, com extinção ondulante sobreposta aos grãos. Os grãos de muscovita aparentemente se apresentam em duas gerações, sendo a geração mais antiga composta por micas mais finas, que definem predominantemente a foliação; e uma segunda geração de micas formada por grãos mais

grossos, com contornos invariavelmente arredondados e uma leve extinção ondulante (Foto 6.2), podendo ainda apresentar inclusões de quartzo e feldspatos.

Essa rocha é cortada pela foliação S_1 , formada no evento 1, possuindo na região uma direção preferencial em torno de N80E/90SE, levemente ondulada causada por uma compressão de direção predominantemente EW.



Foto 6.2: Fotomicrografia do granitóide milonitizado do ponto AJM 119A, onde pode ver um grão de muscovita com os contornos arredondados em função da sobreposição da deformação. Notar a inclusão de quartzo e K-feldspato na interior do grão (seta). Seção delgada vista sob nicóis cruzados, base da foto equivalente a 2,05 mm.

Resultados: da mesma forma que os grãos da amostra AJM-01, nenhum dos três grãos analisados forneceu um platô bem definido para as idades, não sendo também as idades integradas compatíveis. Nos três espectros (figura 6.2) pode-se observar que os mesmos se encontram em ascensão, o que evidência mistura de fase a altas temperaturas. A idade mínima sugerida para os grãos analisados é de 1,5 Ga, sendo que os resultados são compatíveis com presença de mais de uma geração de muscovita, sendo que a geração mais nova possui uma idade de aproximadamente 500 a 600 Ma. As variações observadas

nos espectros indicam diferentes alíquotas destas duas gerações de muscovita que estão liberando argônio a diferentes temperaturas.

As diferenças de idades entre um grão e outro sugerem que cada grão analisado contém uma razão diferente de cada geração de muscovita.

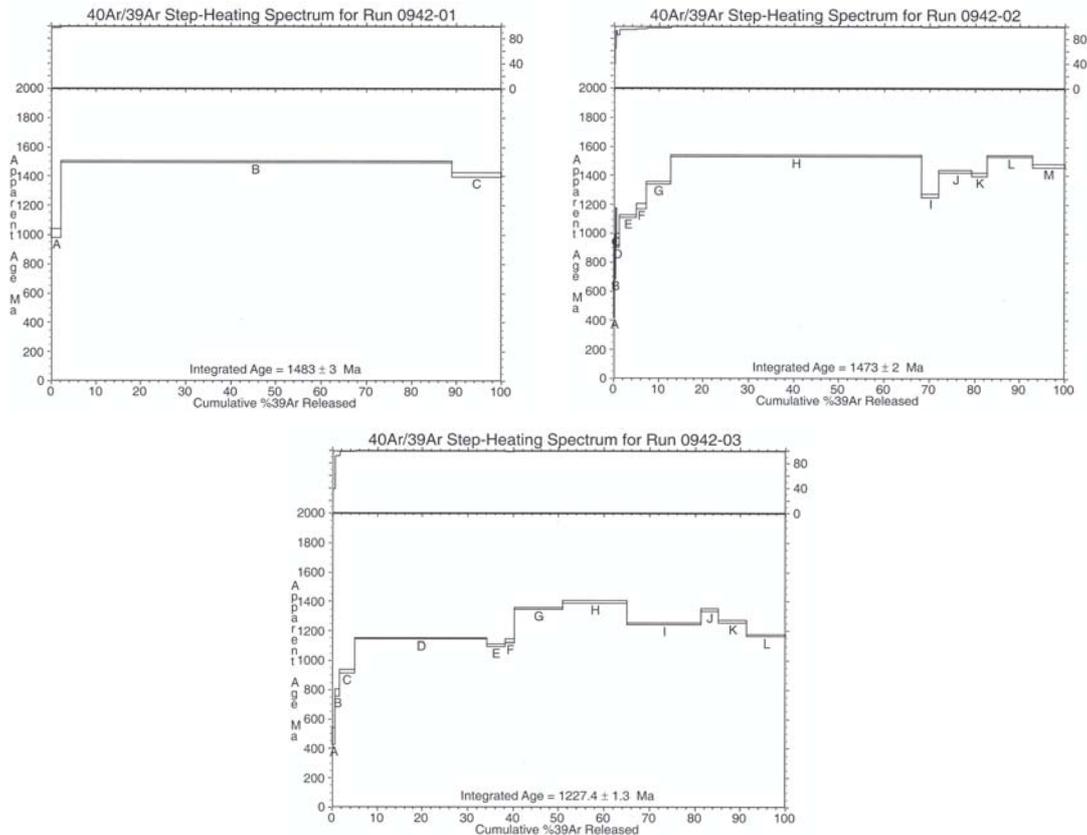


Fig. 6.2: Espectros das idades aparentes $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dos grãos analisados da amostra AJM 119A. Notar os espectros em ascensão.

Amostra G7: é um quartzo-muscovita milonito, de coloração cinza-esverdeada, composta predominantemente por quartzo, K-feldspato, plagioclásio, mica branca (muscovita), e opacos. O quartzo se apresenta com grãos recristalizadas, exibindo também a formação de sub e novos grãos, sendo visíveis “ribbons”. Os feldspatos invariavelmente se apresentam bastante cominuidos e sericitizados, mostrando avançados processos de “reaction softening”. As micas brancas, compostas por muscovita, formam-se, aparentemente, em duas gerações, sendo uma geração pretérita mais fina e uma geração mais nova, mais grossa, normalmente $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ encontrada em agregados (Foto 6.3). Esses grãos de muscovita também podem apresentar levemente dobrados (Foto 6.4), indicando reações nos seus contatos, o que gerou uma muscovita mais fina.

A rocha da qual foi coletada esta amostra é cortada por uma foliação com direção predominantemente N10E/87NW (foliação S_2), que foi gerada durante o Evento 2.

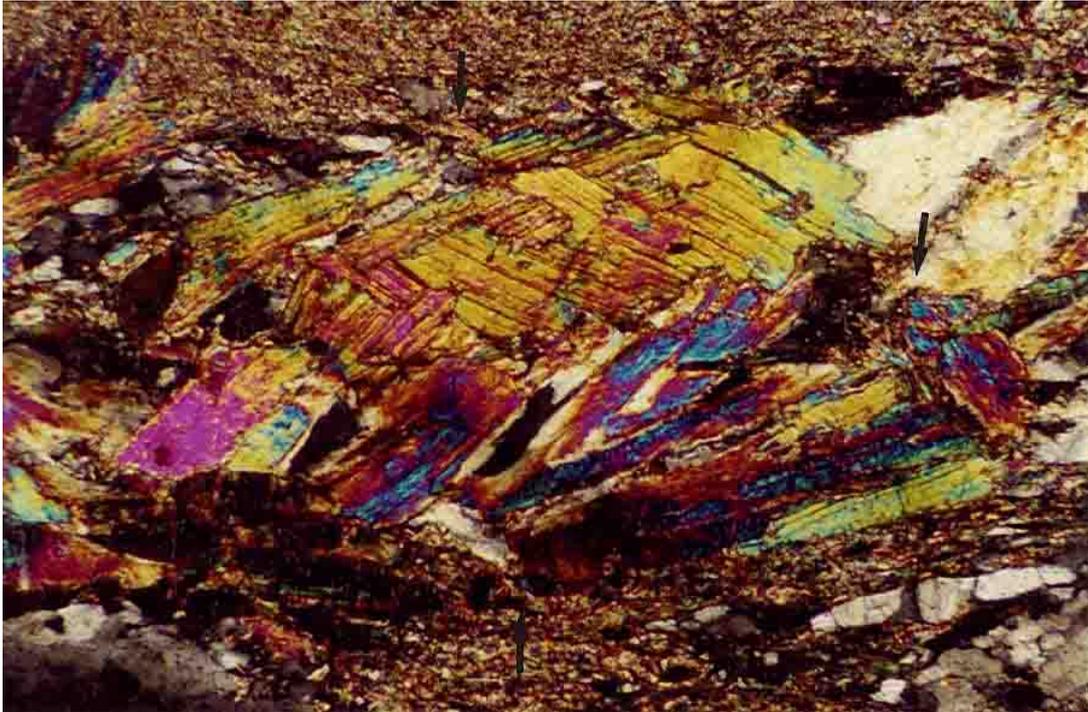


Foto 6.3: Agregado de muscovita do ponto G7, apresentando uma leve extinção ondulante. Notar as reações nos contatos dos grãos (setas). Seção delgada vista sob polarizadores cruzados, base da foto equivalente a 2,05 mm.

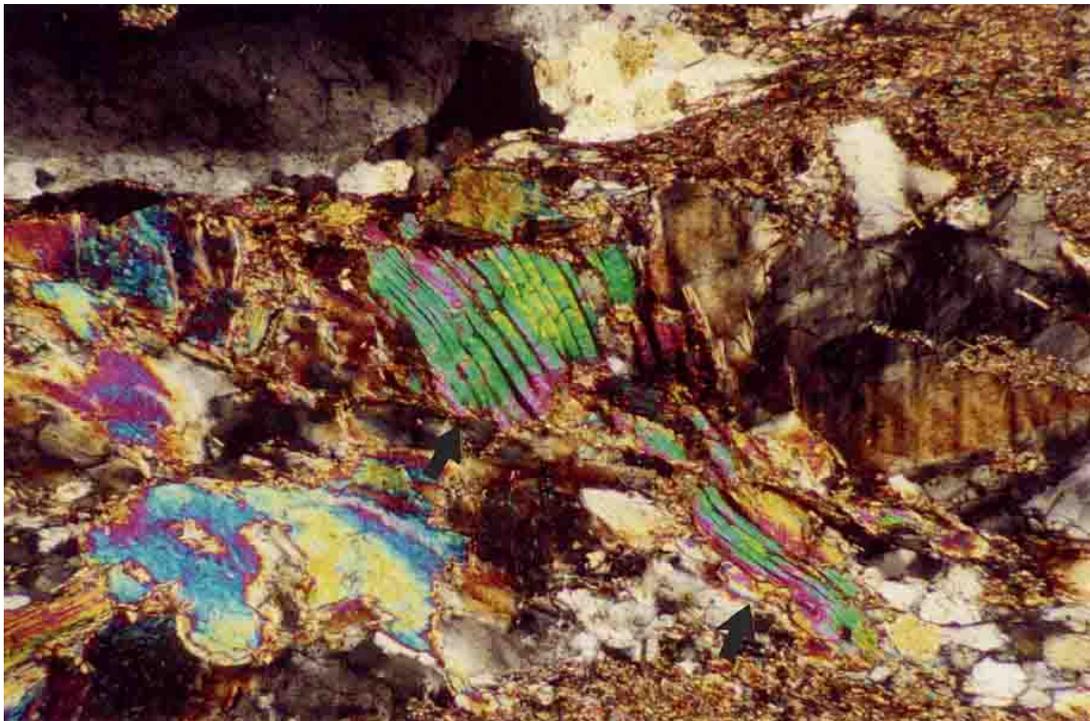


Foto 6.4: Grãos de muscovita do ponto G7 levemente dobrados (setas). Seção delgada vista sob polarizadores cruzados, base da foto equivalente a 2,05 mm.

Resultados: da mesma forma que os grãos analisados anteriormente, os três grãos da amostra G7, também não forneceram um platô bem definido (figura 6.3.), apesar do grão 945-03 apresentar um platô com idade de 1248,8 +/- 1,2 Ma. As idades integradas dos três grãos também não são compatíveis. Todos apresentam indícios de perda de argônio por reaquecimento, verificados pelos espectros em ascensão, evidenciando, também, a mistura de fases a altas temperaturas.

A idade mínima indicada para a amostra G7 é de 1,4 Ga, uma vez que os platôs indicam a presença de mais de uma geração de muscovita na amostra, com uma idade de aproximadamente 500 a 600 Ma; as variações de idades nos espectros indicam que diferentes alíquotas destas duas gerações de muscovita estão liberando seu argônio a diferentes temperaturas, apesar da última geração liberar o seu gás preferencialmente nos degrau de mais baixa temperatura.

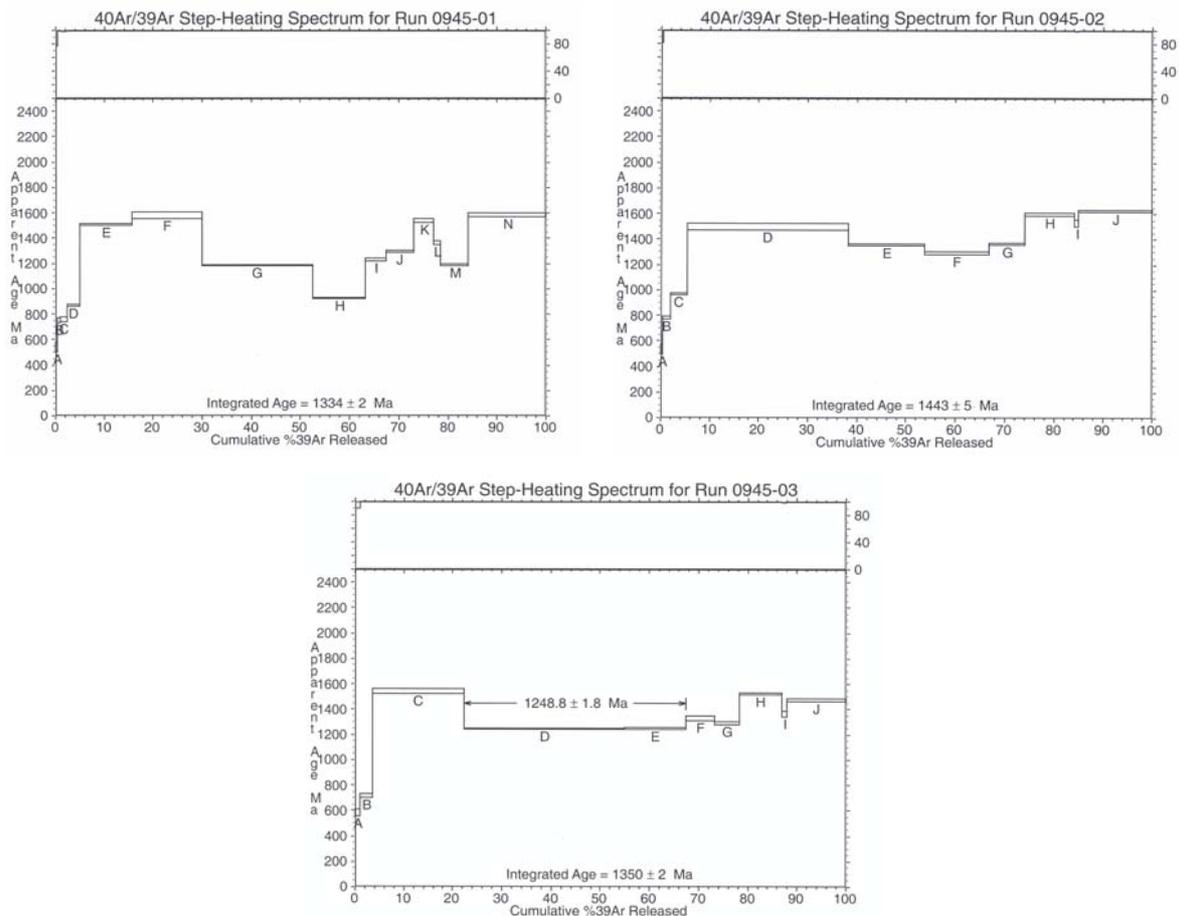


Fig 6.3: Espectros das idades aparentes $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dos grãos analisados da amostra G7. Notar o pequeno platô bem definido do grão 945-03

Tabela 1: dados analíticos das análises $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ por laser aquecimento incremental realizadas nas amostras AJM-01, AJM 119-A e G7

Run ID#	Sample	40/39	38/39	37/39	36/39	40*/39	% Rad	Age	±	J	Er J	Ar40	Ar40 Moles
0942-01A	AJM-119A	44,45	-0,00583	0,00000	0,00504	42,96	96,6	1009,84	15,48	0,017463	0,000009	0,14	2,59E-15
0942-01B	AJM-119A	74,49	0,01041	0,00000	0,00012	74,46	100,0	1502,81	3,10	0,017463	0,000009	9,09	1,74E-13
0942-01C	AJM-119A	68,03	0,01100	0,00000	0,00014	67,99	99,9	1412,04	8,48	0,017463	0,000009	1,07	2,04E-14
0942-02A	AJM-119A	67,86	0,07426	0,47033	0,14036	26,43	38,9	684,73	132,09	0,017463	0,000009	0,03	5,88E-16
0942-02B	AJM-119A	53,38	0,01608	0,18317	0,06580	33,96	63,6	839,99	77,50	0,017463	0,000009	0,04	7,16E-16
0942-02C	AJM-119A	50,63	-0,02082	0,00000	0,01180	47,14	93,1	1083,56	47,87	0,017463	0,000009	0,05	8,88E-16
0942-02D	AJM-119A	46,54	0,01488	0,00000	0,02299	39,74	85,4	950,93	23,61	0,017463	0,000009	0,10	1,87E-15
0942-02E	AJM-119A	52,49	0,01323	0,00000	0,01140	49,12	93,6	1117,40	5,10	0,017463	0,000009	0,67	1,27E-14
0942-02F	AJM-119A	55,99	0,00791	0,00000	0,00874	53,41	95,4	1188,70	9,51	0,017463	0,000009	0,38	7,31E-15
0942-02G	AJM-119A	65,56	0,01144	0,00000	0,00597	63,79	97,3	1350,51	4,99	0,017463	0,000009	1,19	2,26E-14
0942-02H	AJM-119A	77,20	0,01091	0,00012	0,00079	76,97	99,7	1536,95	3,49	0,017463	0,000009	14,23	2,72E-13
0942-02I	AJM-119A	58,42	0,01312	0,00000	0,00161	57,95	99,2	1261,22	6,78	0,017463	0,000009	0,72	1,38E-14
0942-02J	AJM-119A	69,16	0,01218	0,00000	-0,00023	69,23	100,1	1429,76	4,37	0,017463	0,000009	1,64	3,12E-14
0942-02K	AJM-119A	68,04	0,00823	0,00000	0,00060	67,86	99,7	1410,15	5,51	0,017463	0,000009	0,77	1,47E-14
0942-02L	AJM-119A	76,87	0,01116	0,00000	-0,00013	76,90	100,0	1536,04	3,10	0,017463	0,000009	2,56	4,89E-14
0942-02M	AJM-119A	72,00	0,01123	0,00000	0,00001	71,99	100,0	1468,78	4,98	0,017463	0,000009	1,74	3,32E-14
0942-03A	AJM-119A	45,37	0,02180	0,01629	0,09381	17,65	38,9	484,70	28,60	0,017463	0,000009	0,13	2,40E-15
0942-03B	AJM-119A	33,68	0,01468	0,00000	0,00915	30,97	92,0	780,04	12,12	0,017463	0,000009	0,16	3,11E-15
0942-03C	AJM-119A	39,17	0,01169	0,00000	0,00230	38,49	98,3	927,45	5,56	0,017463	0,000009	0,61	1,17E-14
0942-03D	AJM-119A	51,25	0,01151	0,00376	0,00035	51,15	99,8	1151,54	1,72	0,017463	0,000009	7,00	1,34E-13
0942-03E	AJM-119A	48,18	0,00837	0,00000	-0,00127	48,55	100,8	1107,79	4,35	0,017463	0,000009	0,89	1,69E-14
0942-03F	AJM-119A	50,79	0,01320	0,02100	0,00256	50,03	98,5	1132,85	6,89	0,017463	0,000009	0,48	9,13E-15
0942-03G	AJM-119A	64,09	0,01057	0,00015	0,00008	64,07	100,0	1354,62	3,78	0,017463	0,000009	3,23	6,15E-14
0942-03H	AJM-119A	67,41	0,00993	0,00266	0,00103	67,10	99,5	1399,15	5,03	0,017463	0,000009	4,40	8,38E-14
0942-03I	AJM-119A	57,29	0,01104	0,00072	0,00036	57,18	99,8	1249,16	2,53	0,017463	0,000009	4,35	8,31E-14
0942-03J	AJM-119A	63,94	0,01129	0,00000	0,00154	63,48	99,3	1345,90	4,44	0,017463	0,000009	1,17	2,24E-14
0942-03K	AJM-119A	57,96	0,01220	0,00000	-0,00046	58,10	100,2	1263,57	4,47	0,017463	0,000009	1,67	3,17E-14
0942-03L	AJM-119A	52,12	0,01052	0,00000	-0,00029	52,21	100,2	1169,02	3,45	0,017463	0,000009	2,11	4,02E-14
0943-01A	AJM-01	95,72	-0,46326	2,21116	0,10642	64,54	67,3	1361,63	1396,89	0,017463	0,000009	0,00	5,79E-17
0943-01B	AJM-01	184,30	-0,02173	0,65165	0,23507	114,93	62,3	1986,22	395,46	0,017463	0,000009	0,02	4,35E-16
0943-01C	AJM-01	80,29	-0,09532	0,41529	0,04513	67,01	83,4	1397,78	408,07	0,017463	0,000009	0,01	1,47E-16
0943-01D	AJM-01	77,94	0,03839	0,00000	-0,00354	78,99	101,3	1563,83	110,06	0,017463	0,000009	0,03	4,85E-16
0943-01E	AJM-01	78,39	0,01896	0,00000	0,02505	70,98	90,6	1454,60	29,59	0,017463	0,000009	0,13	2,52E-15
0943-01F	AJM-01	113,60	0,01185	0,00000	0,00247	112,87	99,4	1964,46	5,11	0,017463	0,000009	2,55	4,85E-14
0943-01G	AJM-01	102,60	0,01146	0,00000	0,00045	102,47	99,9	1850,65	2,82	0,017463	0,000009	18,61	3,56E-13
0943-01H	AJM-01	94,54	0,01154	0,00000	-0,00019	94,59	100,1	1759,46	4,10	0,017463	0,000009	6,13	1,17E-13
0943-01I	AJM-01	86,69	0,01039	0,00000	0,00057	86,52	99,8	1660,96	9,45	0,017463	0,000009	1,78	3,40E-14
0943-01J	AJM-01	92,13	0,01152	0,00000	0,00106	91,81	99,7	1726,14	3,95	0,017463	0,000009	2,96	5,64E-14

0943-01K	AJM-01	89,98	0,01119	0,00000	0,00165	89,49	99,5	1697,84	9,96	0,017463	0,000009	0,98	1,87E-14
0943-01L	AJM-01	89,64	0,00888	0,00000	-0,00099	89,94	100,3	1703,26	7,54	0,017463	0,000009	1,42	2,71E-14
0943-02A	AJM-01	54,45	-0,19158	0,37989	-0,12225	90,63	166,4	1711,75	230,95	0,017463	0,000009	0,01	1,20E-16
0943-02B	AJM-01	61,81	-0,00002	0,71064	0,05532	45,54	73,6	1055,60	167,06	0,017463	0,000009	0,02	2,90E-16
0943-02C	AJM-01	83,60	-0,21952	0,00000	-0,19980	142,65	170,6	2255,45	164,33	0,017463	0,000009	0,01	2,54E-16
0943-02D	AJM-01	59,33	-0,02162	0,04158	-0,00441	60,64	102,2	1302,90	49,30	0,017463	0,000009	0,05	9,79E-16
0943-02E	AJM-01	58,02	0,01832	0,00000	0,01127	54,69	94,3	1209,49	20,89	0,017463	0,000009	0,13	2,54E-15
0943-02F	AJM-01	102,63	0,01604	0,01389	0,00749	100,42	97,8	1827,38	23,11	0,017463	0,000009	0,65	1,24E-14
0943-02G	AJM-01	111,07	0,00596	0,00000	0,00024	111,00	99,9	1944,56	9,16	0,017463	0,000009	1,12	2,15E-14
0943-02H	AJM-01	102,69	0,01126	0,00005	0,00028	102,61	99,9	1852,23	2,15	0,017463	0,000009	35,82	6,84E-13
0943-02I	AJM-01	96,44	0,01164	0,00000	0,00024	96,37	99,9	1780,46	8,00	0,017463	0,000009	6,00	1,15E-13
0943-02J	AJM-01	98,89	0,01670	0,00000	0,00654	96,96	98,0	1787,31	10,86	0,017463	0,000009	0,83	1,58E-14
0943-03A	AJM-01	27,01	0,01832	0,02274	0,01154	23,60	87,4	622,68	15,38	0,017463	0,000009	0,10	1,82E-15
0943-03B	AJM-01	35,31	0,01365	0,00943	0,00262	34,53	97,8	851,38	7,82	0,017463	0,000009	0,41	7,94E-15
0943-03C	AJM-01	77,00	0,01128	0,00002	0,00006	76,98	100,0	1537,10	4,44	0,017463	0,000009	11,04	2,11E-13
0943-03D	AJM-01	53,93	0,01089	0,00012	0,00026	53,86	99,9	1196,00	3,80	0,017463	0,000009	9,33	1,78E-13
0943-03E	AJM-01	41,68	0,01167	0,00000	-0,00027	41,76	100,2	988,11	1,77	0,017463	0,000009	3,22	6,14E-14
0943-03F	AJM-01	57,86	0,01038	0,00000	0,00060	57,68	99,7	1257,03	10,87	0,017463	0,000009	2,32	4,42E-14
0943-03G	AJM-01	63,21	0,01071	0,00000	0,00061	63,03	99,7	1339,11	3,87	0,017463	0,000009	3,43	6,54E-14
0943-03H	AJM-01	57,97	0,01164	0,00000	0,00060	57,80	99,7	1258,85	4,26	0,017463	0,000009	2,26	4,33E-14
0943-03I	AJM-01	51,30	0,01181	0,00000	0,00434	50,02	97,5	1132,60	9,82	0,017463	0,000009	0,30	5,84E-15
0943-03J	AJM-01	51,72	0,01157	0,00000	0,00359	50,66	97,9	1143,29	5,51	0,017463	0,000009	0,63	1,21E-14
0943-03K	AJM-01	46,95	0,00952	0,00000	0,00099	46,66	99,4	1075,18	10,95	0,017463	0,000009	1,05	1,95E-14
0943-03L	AJM-01	54,60	0,01123	0,00000	-0,00002	54,60	100,0	1208,09	3,29	0,017463	0,000009	1,44	2,74E-14
0945-01A	AJM-G7	26,25	0,02270	0,00000	0,02070	20,13	76,7	543,37	19,49	0,017463	0,000009	0,07	1,32E-15
0945-01B	AJM-G7	28,02	0,00747	0,00000	-0,00510	29,53	105,4	750,24	10,04	0,017463	0,000009	0,15	2,93E-15
0945-01C	AJM-G7	30,37	0,01166	0,00000	0,00157	29,91	98,5	758,07	8,53	0,017463	0,000009	0,36	6,87E-15
0945-01D	AJM-G7	35,63	0,01057	0,00000	0,00025	35,55	99,8	871,27	4,08	0,017463	0,000009	0,76	1,44E-14
0945-01E	AJM-G7	75,08	0,01118	0,00000	0,00048	74,94	99,8	1509,41	2,67	0,017463	0,000009	6,62	1,27E-13
0945-01F	AJM-G7	80,41	0,01013	0,00000	0,00023	80,34	99,9	1581,69	12,67	0,017463	0,000009	9,50	1,76E-13
0945-01G	AJM-G7	53,07	0,01084	0,00000	0,00000	53,07	100,0	1183,14	2,04	0,017463	0,000009	9,90	1,89E-13
0945-01H	AJM-G7	38,39	0,01054	0,00000	0,00021	38,33	99,8	924,39	1,83	0,017463	0,000009	3,41	6,51E-14
0945-01I	AJM-G7	55,71	0,01063	0,00000	-0,00056	55,87	100,3	1228,48	5,41	0,017463	0,000009	1,95	3,73E-14
0945-01J	AJM-G7	59,90	0,00991	0,00000	-0,00110	60,23	100,5	1296,61	4,28	0,017463	0,000009	2,76	5,28E-14
0945-01K	AJM-G7	76,54	0,00725	0,00000	-0,00194	77,11	100,7	1538,80	8,30	0,017463	0,000009	2,53	4,81E-14
0945-01L	AJM-G7	63,91	0,00735	0,00000	-0,00270	64,70	101,2	1364,04	7,62	0,017463	0,000009	0,75	1,43E-14
0945-01M	AJM-G7	53,19	0,00981	0,00000	-0,00071	53,40	100,4	1188,62	3,54	0,017463	0,000009	2,48	4,72E-14
0945-01N	AJM-G7	80,58	0,01074	0,00000	0,00016	80,54	99,9	1584,22	8,69	0,017463	0,000009	10,64	2,03E-13
0945-02A	AJM-G7	24,32	0,02483	0,00205	0,01542	19,76	81,3	534,83	18,19	0,017463	0,000009	0,07	1,30E-15
0945-02B	AJM-G7	30,80	0,01021	0,00000	-0,00112	31,13	101,1	783,24	5,85	0,017463	0,000009	0,33	6,32E-15
0945-02C	AJM-G7	40,79	0,00972	0,00000	0,00010	40,76	99,9	969,81	3,79	0,017463	0,000009	0,87	1,66E-14
0945-02D	AJM-G7	73,98	0,01028	0,00000	0,00019	73,92	99,9	1495,46	13,32	0,017463	0,000009	15,59	2,99E-13

0945-02E	AJM-G7	64,58	0,01150	0,00000	0,00054	64,42	99,8	1359,88	3,74	0,017463	0,000009	6,43	1,24E-13
0945-02F	AJM-G7	59,95	0,01159	0,00000	0,00051	59,80	99,7	1289,97	5,97	0,017463	0,000009	5,03	9,70E-14
0945-02G	AJM-G7	65,09	0,01180	0,00000	0,00109	64,76	99,5	1364,89	3,23	0,017463	0,000009	3,02	5,75E-14
0945-02H	AJM-G7	81,60	0,01150	0,00000	0,00019	81,54	99,9	1597,36	7,04	0,017463	0,000009	5,28	1,01E-13
0945-02I	AJM-G7	77,78	0,02201	0,00000	0,00472	76,39	98,2	1529,08	14,72	0,017463	0,000009	0,44	8,42E-15
0945-02J	AJM-G7	83,61	0,01108	0,00000	0,00017	83,56	99,9	1623,37	2,37	0,017463	0,000009	8,12	1,55E-13
0945-03A	AJM-G7	24,19	0,00892	0,00000	0,00798	21,83	90,3	582,74	12,35	0,017463	0,000009	0,11	2,16E-15
0945-03B	AJM-G7	27,51	0,00827	0,00000	-0,00125	27,88	101,3	715,54	6,29	0,017463	0,000009	0,32	6,24E-15
0945-03C	AJM-G7	77,40	0,01032	0,00000	0,00021	77,34	99,9	1541,90	9,78	0,017463	0,000009	6,43	1,23E-13
0945-03D	AJM-G7	57,13	0,01114	0,00027	-0,00007	57,15	100,0	1248,72	2,01	0,017463	0,000009	8,34	1,59E-13
0945-03E	AJM-G7	56,91	0,01010	0,00000	-0,00090	57,18	100,5	1249,11	3,64	0,017463	0,000009	3,19	6,14E-14
0945-03F	AJM-G7	62,26	0,01095	0,00000	-0,00095	62,54	100,4	1331,80	9,71	0,017463	0,000009	1,59	3,08E-14
0945-03G	AJM-G7	59,68	0,00932	0,00000	-0,00106	60,00	100,5	1293,03	5,36	0,017463	0,000009	1,37	2,60E-14
0945-03H	AJM-G7	75,91	0,01083	0,00000	-0,00010	75,94	100,0	1523,05	4,43	0,017463	0,000009	2,91	5,56E-14
0945-03I	AJM-G7	65,28	0,01272	0,00000	0,00199	64,69	99,1	1363,89	9,84	0,017463	0,000009	0,33	6,31E-15
0945-03J	AJM-G7	72,66	0,01181	0,00000	0,00021	72,60	99,9	1477,22	5,93	0,017463	0,000009	3,91	7,45E-14

Discussão dos resultados: As idades fornecidas pelo método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ indicam que as rochas do Complexo Granítico-gnáissico foram deformadas provavelmente durante o ciclo Transamazônico (1,8 – 2,0 Ga), possivelmente em duas fases distintas, sendo todas as rochas afetadas, posteriormente, pelo ciclo Brasileiro (400 – 600 Ma).

Segundo Sparrenberger & Tassinari (1999) a idade K-Ar de muscovitas, nos pegmatitos dos garimpos Xupé e Riacho dos Cavalos, varia entre 2,129 e 2,006 Ga, indicando um embasamento já consolidado. Tal idade é compatível com as idades Rb-Sr de 2,1 Ga, na região de Paranã, realizadas por Hasui et al. (1980).

As idades obtidas neste trabalho indicam que o embasamento na região de Cavalcante-Teresina, foi deformado com idades mínimas de 1,5 Ga, para o evento 1, e de 1,4 Ga para o evento 2. É evidente que não pertencem a nenhum ciclo geológico conhecido, supondo-se que tenham sido afetadas pela abertura parcial do sistema, durante eventos tectônicos posteriores, provavelmente durante o Evento Transamazônico.

O evento da abertura do “rift” Araújo, ou a extensão crustal (Marini & Botelho 1986) com a intrusão de granitos a 1,77 Ga, podem ter aquecido parcialmente as rochas da região, causando a abertura parcial do sistema K-Ar das rochas estudadas. Da mesma forma, observa-se que todas as amostras analisadas registram a influência do ciclo Brasileiro na região, indicando idades que variam entre 500 – 600 Ma, compatíveis com a encontrada por Hasui & Almeida (1970) pelo método K-Ar, para as rochas do embasamento na região de Cavalcante. O evento Brasileiro pode ter fornecido calor suficiente às rochas da região a ponto de se ter aberto parcialmente o sistema K-Ar (temperaturas que devem ter

variado entre 250 e 350°C), perturbando as idades, fato observado nos espectros de idades apresentados anteriormente.

A idade mínima da formação do mega veio de quartzo, que hospeda a mineralização aurífera de Cavalcante, é de aproximadamente 1,8 Ga, fornecida por micas da foliação S_2 , gerada durante o Evento 2. Portanto, esse veio não foi formado durante o ciclo Brasileiro, como aventado por Massucatto (1997) e Hippertt & Massucatto (1998), como consequência da formação do Sistema Transcorrente Cavalcante-Teresina (Fonseca & Dardenne 1993) durante o ciclo Brasileiro. Assim, a formação dos veios de quartzo da região de Cavalcante, que segundo Massucatto (1997), são correlacionáveis através de geometria fractal, se deve principalmente à aplicação dos esforços responsáveis pela geração dos eventos 1 e 2. Tais situações para a geração dos veios serão melhor descritas durante os capítulos seguintes.

7 – Modelagem Tectônica

7.1 – Introdução

Durante os estudos realizados, pode-se notar, na porção leste da área em questão, a presença de um conjunto de foliações que acompanham, com um certo paralelismo, falhas reversas; falhas essas que colocam o embasamento cavalgando sobre o Araí. Há indícios de que, essas foliações se inflectem. Tais observações levaram a formulação de duas hipóteses: 1) seriam dois conjuntos de foliações distintas; 2) as falhas reversas da tectônica brasileira, que afetou o Araí, possibilitariam a curvatura de foliações pré-existentes (S_1), acompanhando a curvatura das frentes das falhas, ou seja, tais falhas teriam a força necessária para rotacionar, mesmos que localmente, as foliações pré-existentes do embasamento.

Para tentar dirimir estas dúvidas, optou-se pela realização de ensaios de modelagem tectônica em caixa de areia, com o intuito de simular várias possibilidades geológicas condizentes com o arcabouço estrutural da região e conseqüentemente buscar o melhor entendimento da geração destas foliações.

Optou-se pela caixa de areia, para os ensaios de modelagem tectônica, por se mostrar um método rápido e seguro de avaliação dos modelos, além de permitir um completo acompanhamento dos efeitos das diferentes situações em estudo.

7.2 – Métodos

Para a realização dos ensaios de modelagem tectônica, foi construída uma caixa de areia (figura 7.1), em madeira, com dimensões de trabalho de: 50 centímetros de comprimento, 40 centímetros de largura e 14 centímetros de altura, sendo que para a construção da caixa foi utilizado o fator de escala de 10^{-5} (McClay 1990; Storti, Salvini & McClay 1997), onde 1 centímetro no modelo corresponde a 1 quilometro de rochas na crosta superior. A base da caixa foi forrada com uma lâmina de madeira de superfície lisa da marca FORMICA[®], possibilitando, dessa forma um fácil deslocamento do corpo de prova, minimizando os efeitos de atrito.

As laterais paralelas ao eixo de compressão da caixa foram fechadas com placas de vidro com $\frac{1}{4}$ de polegada, permitindo visualizar as transformações ocorridas no interior do corpo de prova, bem como a geração das diferentes estruturas em três dimensões.

O mecanismo de compressão utilizado foi um parafuso de $\frac{5}{8}$ de polegada, com rosca sem fim, e 1,20 metro de comprimento, sendo acionado manualmente. Foi escolhido o mecanismo de compressão manual, em virtude dos custos e tempo que envolveriam a montagem de um mecanismo motorizado, tendo em vista também a quantidade de ensaios a serem realizados. Sendo o avanço manual, o fator de escala com relação ao tempo e taxas de "strain" não foi calculado durante os experimentos.

Optou-se pela areia peneirada, com a granulação variando entre 0,2 e 0,5 milímetros, como material analógico na realização dos ensaios. Considerando o critério de escala de Hubbert (1937 in: Saltzer 1992) a areia tem sido considerada um material com comportamento análogo às rochas em um ambiente rúptil (Hubbert 1951; Koopman *et al.* 1987). Segundo Krantz (1991), a areia seca exhibe um comportamento elasto-friccional, com a formação das geometrias, independentemente da taxa de deformação aplicada sobre o modelo. Na fração utilizada possui um coeficiente de fricção $\mu = 0,55$ (McClay 1990; Liu *et al.* 1992).

A areia utilizada foi previamente escolhida buscando um material composto basicamente por grãos de quartzo, com baixa quantidade de minerais filossilicáticos, com o intuito de evitar, ao máximo, deslocamentos indesejáveis dentro do corpo de prova, que viessem a formar estruturas possivelmente similares às de ambientes com uma ductibilidade maior do que aquela que se buscava estudar. Após o peneiramento, foi ela fracionada e devidamente colorida, utilizando-se um corante a base de anilina industrial dissolvida em álcool hidratado, de forma que a montagem de camadas na caixa de areia permitisse a perfeita visualização dos efeitos relativos à compressão a qual o modelo foi imposta. Tal metodologia de tingimento possibilitou que os grãos de quartzo fossem tingidos, diminuindo ao máximo uma superfície indesejável de corantes nos grãos e evitando, assim, que estes porventura se agregassem durante o ensaio, ou houvesse uma mudança muito grande do coeficiente de fricção.

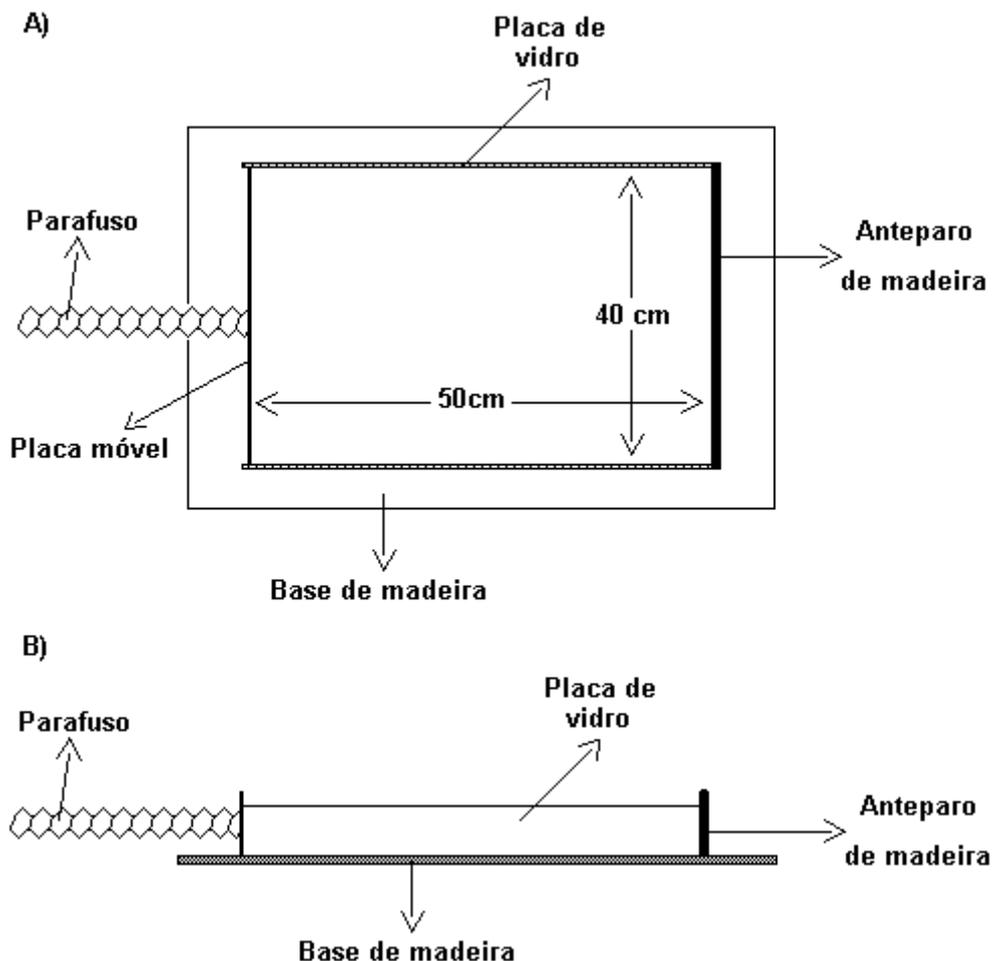


Fig. 7.1: Croqui esquemático da caixa de areia utilizada durante os ensaios de modelagem tectônica. A) Vista em planta; B) Corte longitudinal da caixa de areia.

Para a realização dos ensaios na caixa de areia optou-se por uma escala de 1:100.000, ou seja, um fator de escala linear de 10^{-5} , onde foram dispostas camadas de areia alternando-se as cores, sendo que estas camadas possuíam em média 0,4 centímetros até atingir uma espessura média de 6 centímetros. Essa montagem possibilitou, portanto, a simulação dos efeitos geológicos numa área de 40 por 50 quilômetros com aproximadamente 6 quilômetros de profundidade de crosta.

Preso à placa móvel (vide figura 7.1), foi colocado um modelo moldado em madeira, com o qual procurou-se simular as condições geológicas das falhas reversas da região ao norte da cidade de Teresina (porção leste da área de estudo). Em função mudança de direção do traço das falhas reversas, que são vistas ao norte de Teresina, foram construídos dois modelos distintos (figura 7.2), possuindo, basicamente um mergulho de 70° , ângulo este que se aproxima da média dos mergulhos das falhas reversas próximas ao contato do embasamento com o Araí (Figura 7.2 C).

Para o primeiro ensaio, utilizou-se um modelo retilíneo, com o intuito de verificar o funcionamento da caixa de areia, bem como a resposta das falhas em relação a uma frente de empurrão com mergulho (Figura 7.2 A); para o segundo, um modelo que possui uma inflexão com um ângulo de 20° , a qual teve por objetivo simular a inflexão das falhas inversas ao norte da cidade de Teresina (Figura 7.2 B, vide também mapa geológico em anexo).

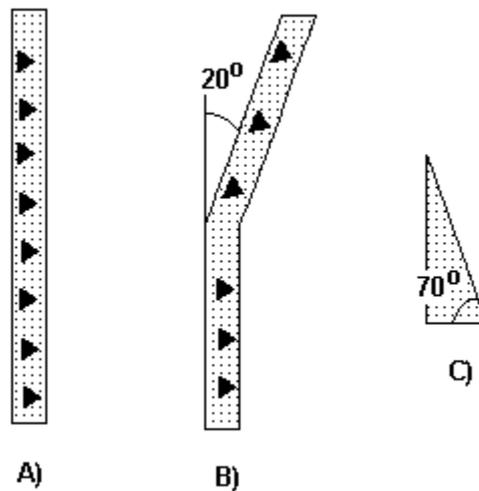


Fig. 7.2: A) Modelo retilíneo com mergulho de 70° ; B) Modelo com inflexão de 20° ; C) corte transversal dos modelos.

7.3 – Ensaios

7.3.1. – Frente retilínea

No ensaio em que foi utilizada a frente retilínea, após um encurtamento de 2% (equivalente a 1 centímetro), verificou-se a formação de uma falha reversa curva, que marca o seu traço a 17 centímetros de distância da frente de empurrão (Figura 7.3 – A), iniciando-se com um mergulho de 40° (Figura 7.3 – B). Com a progressão da compressão, esta situação permanece inalterada até se alcançar um encurtamento de 10%, onde pode se observar uma rotação no plano de falha, fazendo com que o ângulo do mergulho atinja 50° (Figura 7.3 – C). Após um encurtamento de 12%, ou equivalente a 6 centímetros no modelo, nota-se a formação de uma segunda falha inversa que possui um mergulho de 40° (Foto 7.1), repetindo-se a situação anterior, e finalizando-se, então, o experimento.

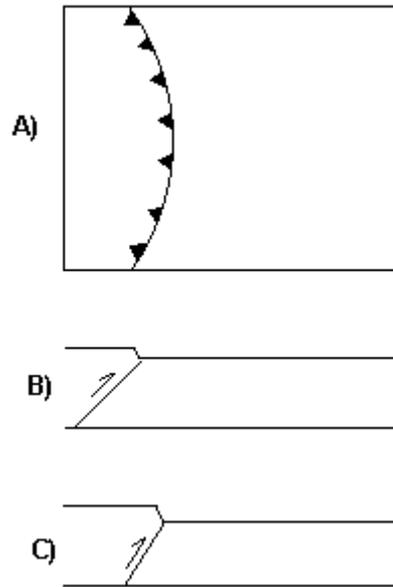


Fig 7.3: A) Vista em planta do experimento realizado com uma frente retilínea de empurrão. A primeira falha surge a aproximadamente 17 centímetros da frente. B) Plano de falha com mergulho de aproximadamente 40° gerado após uma compressão de 2%. C) Plano de falha com mergulho de aproximadamente 50° após uma compressão de 10%.

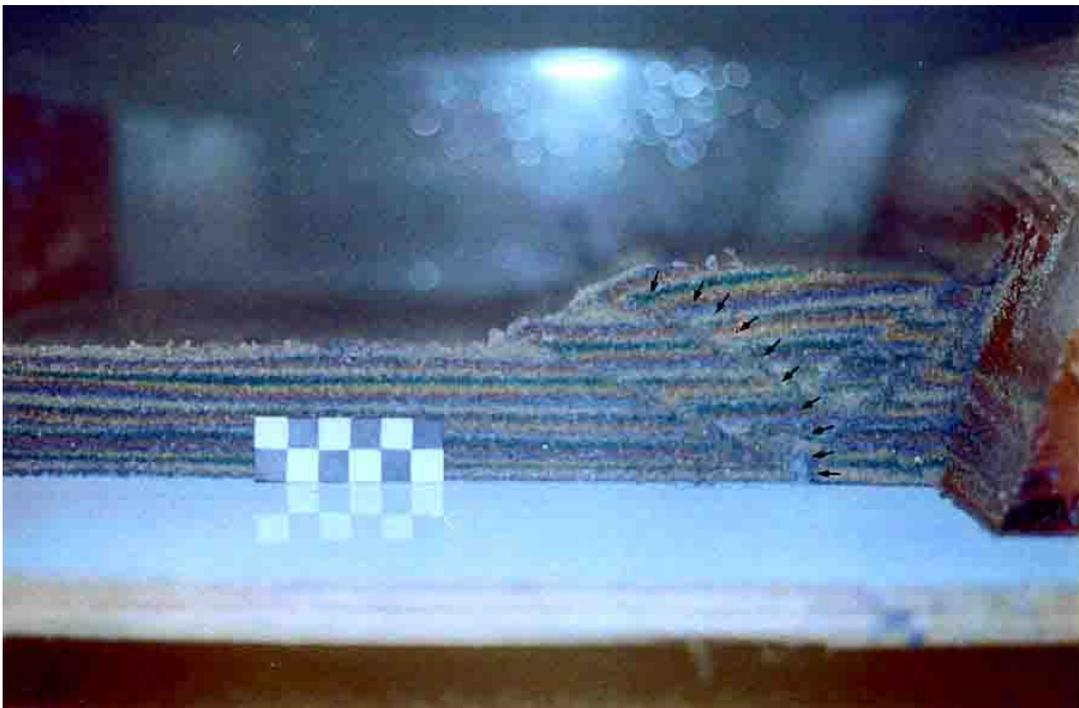


Foto 7.1: Corte longitudinal do experimento com frente de empurrão retilínea apresentando duas falhas após o término do experimento com 12% de encurtamento. Notar a verticalidade da “raiz” da falha 1. Escala graduada em centímetros.

A situação simulada neste experimento assemelha-se à condição de formação da foliação S_{B1} (vide figura 4.3), gerada no ciclo Brasileiro, a qual mostra uma variação no mergulho, à medida que se distancia das falhas reversas que colocam o embasamento sobre o Araí, indicando que a geração dessas falhas e da foliação S_{B1} possa ter ocorrida no mesmo período, sendo decorrentes do mesmo efeito compressional. Tal situação pode permitir que a foliação S_{B1} tenda a ter os seus planos paralelizados em relação ao plano de falha, com suavização dos mergulhos, como pode ser visto nas proximidades das falhas reversas ocorrentes na porção norte da área, e também sobre a foliação S1, contida em rochas do embasamento próximo a estas falhas.

Este experimento mostrou a possibilidade da rotação do plano de falha com o aumento da compressão, demonstrando que um maior encurtamento permite que os mergulhos desses planos de falha passem a ganhar um incremento significativo.

7.3.2 – Frente com inflexão de 20°

O segundo experimento foi montado com o modelo que apresenta uma inflexão de 20° (Figura 7.2 – B), com o objetivo de verificar a mudança de direção da falha reversa localizada ao norte da cidade de Teresina (vide mapa geológico em anexo).

Após um encurtamento de 2% (equivalente a 1 centímetro na caixa de areia) observa-se a formação de uma falha reversa que acompanha a curvatura do modelo. Esta falha surge a 12 centímetros do lado 1 e a 14 centímetros do lado 2 (vide figura 7.4), apresentando um mergulho de 50° (Figura 7.4). Durante a realização do experimento observa-se que o surgimento da falha se dá primeiramente do lado 2 indicado na figura 7.4, se propagando, posteriormente, para o restante do modelo.

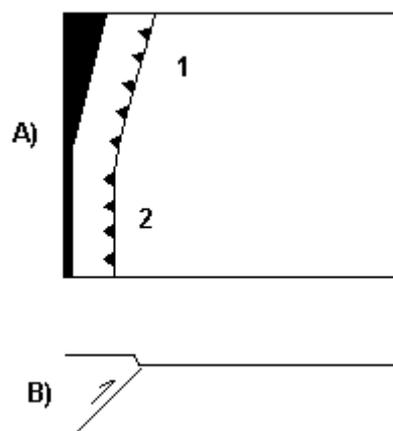


Figura 7.4: A) Vista em planta do experimento utilizando o modelo com inflexão de 20° , onde se observa a formação de uma falha inversa curva que acompanha a inflexão do modelo, após um encurtamento de 2%. Em preto a projeção do modelo de madeira. B) Corte longitudinal do experimento mostrando a falha formada pelo encurtamento, que apresenta um mergulho de 50° .

Este experimento segue sofrendo um encurtamento sem se perceberam alterações nas condições descritas anteriormente, até se alcançar 12% (equivalente a 6 centímetros na caixa de areia). Nesse ponto observa-se a formação de uma segunda falha reversa, a uma distância de 16 centímetros da frente de empurrão (Figura 7.5 e Foto 7.2). Essa falha ocupa cerca de 2/3 da extensão da caixa de areia, não chegando a se propagar por todo o modelo, e apresentando um mergulho de aproximadamente 50° (Foto 7.3).

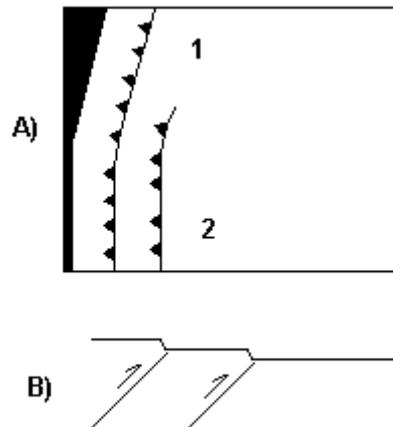


Figura 7.5: A) Vista em planta do experimento utilizando o modelo com inflexão da frente de empurrão após um encurtamento de 10%, onde se pode notar a formação de duas falhas inversas. Notar que a segunda falha (a mais distante da frente de empurrão) não chega a cortar plenamente o lado 1 da caixa de areia. Em preto a projeção do modelo de madeira. B) Corte longitudinal do experimento mostrando as duas falhas geradas. Tais falhas apresentam mergulhos de 50°.

Após este passo, prosseguiu-se com o encurtamento, até se alcançar 14% (equivalente a 7 centímetros na caixa de areia), onde se pode observar que a segunda falha, não apresenta uma continuidade em seu traço, permanecendo praticamente inalterada. Tal situação indica que a segunda falha possivelmente foi abortada.

Os resultados obtidos com este experimento se assemelham bastante com as condições geológicas observadas em campo e plotadas em mapa para região estudada, onde, pôde-se observar que a foliação S_1 no embasamento, acompanha o traço das falhas reversas a leste. Este experimento leva à conclusão de que uma falha reversa, capaz de cavalgar as rochas do embasamento sobre o Grupo Araí, possibilitaria a paralelização dos planos de foliação com os planos de falha; sendo estes planos curvos, haveria, conseqüentemente, a tendência de curvamento também da foliação. Entretanto, não há como avaliar-se de modo conclusivo a possibilidade de geração de foliação por esses planos de falha..

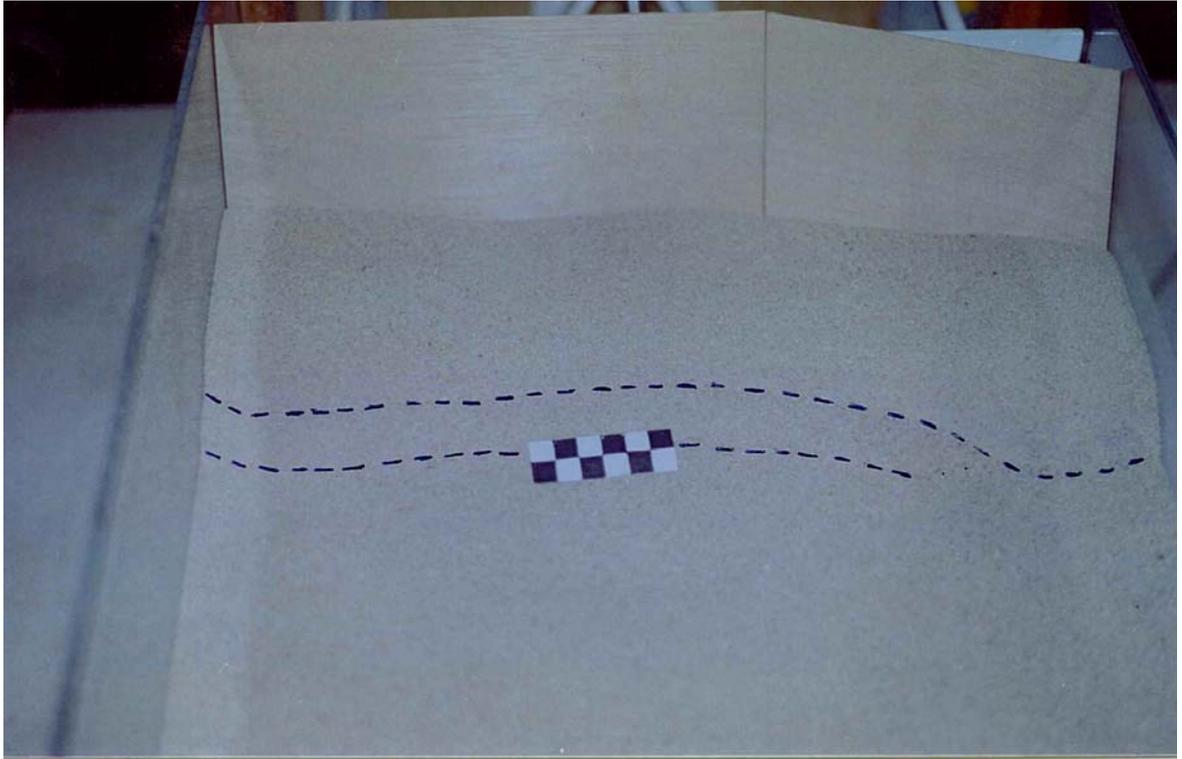


Foto 7.2: Vista em planta do experimento, com frente de empurrão com inflexão. Escala graduada em centímetros.



Foto 7.3: Corte longitudinal de experimento, utilizando uma frente de empurrão infletida. Escala graduada em centímetros.

8 – Evolução Geológica

8.1 – Introdução

A evolução geológica da área se processou de maneira complexa, envolvendo três eventos deformacionais distintos, os quais possibilitaram a formação de diversas estruturas em eventos também distintos. Para o entendimento da estruturação geológica da área, este capítulo será dividido em duas partes distintas: na primeira parte, serão tratados os aspectos a cerca da análise cinemática; na segunda parte, será abordada a evolução geológica, a qual objetivará a integração de todos os dados pertinentes à região estudada.

A análise cinemática visa o entendimento da geometria das estruturas e suas inter-relações em uma área de estudo. Neste tópico, o objetivo será buscar o entendimento, bem como o ordenamento temporal das estruturas observadas na área estudada, dentro de um modelo geológico que será apresentado em detalhes durante o mesmo. Essa tentativa de ordenamento se fará através do estudo e interpretação dos dados apresentados nos capítulos anteriores, e sua correlação com informações extraídas da bibliografia sobre a geologia regional.

Utilizando-se como base a análise cinemática, se fará a construção de uma hipótese a cerca da evolução geológica da área, na tentativa de indicar os principais eventos deformacionais que atuam na região estudada, bem como as principais estruturas geradas por estes eventos. Dentro desta hipótese de evolução geológica, será realizada, ainda, uma pequena abordagem com relação à análise dinâmica, no que se refere à direção de aplicação dos esforços, sem, no entanto, haver preocupação, com a sua magnitude, pelo fato de não terem sido levantados dados sobre a magnitude de deformação durante a realização dos estudos.

8.2 – Análise cinemática

A geometria e a correlação das estruturas com os eventos deformacionais atuantes na área estudada serão apresentadas a seguir, sendo que o modelo evolutivo sugerido deverá acompanhar hipótese preliminarmente apresentada no capítulo 4, onde são separados três possíveis eventos deformacionais, com as respectivas estruturas geradas, relativas a cada evento deformacional.

- Evento 1

O Evento 1, aparentemente derivado de um encurtamento crustal e que possuiu uma direção aproximada norte-sul, foi responsável pela geração de uma foliação (S_1) cuja direção preferencial oscila entre N70E/86SE e N80E/85NW. A essa foliação se encontra associada uma lineação mineral ou de estiramento que possui um mergulho vertical (Figura 6.1). Através de relações de corte, observadas em afloramentos, nota-se que a foliação S_1 é cortada por todas as outras existentes na área estudada, estando preservada somente em pontos restritos da área, o que indica que os eventos posteriores apresentaram uma grande heterogeneidade.

Pode-se posicionar a foliação S_1 como a mais antiga da região em estudo, e também determinar o Evento 1 com maior clareza, em razão de estar ela presente somente nas rochas do embasamento e em rochas do complexo Granítico-gnáissico, bem como ter sido seccionada por todas as demais foliações existentes na área

Esse evento deformacional ocorreu, em condições metamórficas com temperaturas que variaram em torno de 450 a 500° C, permitindo a recristalização generalizada de grãos de quartzo, indícios de recristalização de feldspatos, e um grande aporte de fluidos deformacionais/metamórficos bastante reativos, capazes de imprimir marcas de corrosão nos grãos de quartzo (vide capítulo 5).

Os dados obtidos através do método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ indicam uma idade aparente mínima para a geração da muscovitas correlatas à foliação S_1 de 1,5 Ga, obliterada aparentemente pela abertura parcial do sistema K-Ar, durante o ciclo Brasileiro. Tal fato permite inferir que a deformação, responsável pela geração do Evento 1, pode ter pertencido ao ciclo Transamazônico (2,2 – 2,0 Ga)

- Evento 2

O Evento 2 é decorrente de um encurtamento crustal que possui uma direção aproximadamente leste-oeste, sendo responsável pela geração da foliação S_2 , que apresenta uma direção preferencial em torno de N05-20E/85NW, e uma lineação de estiramento subvertical a vertical, preferencialmente. Em pontos restritos da área são encontradas lineações que possuem um caimento que tende à horizontalidade, e estão preferencialmente associadas a zonas cisalhamento. São encontrados alguns indicadores cinemáticos associados a estas lineações e, ainda que poucos expressivos, indicam uma movimentação dextral dos blocos, ou seja, indicam o cavalgamento do bloco oeste sobre o bloco leste. A foliação S_2 , bem como a lineação a ela associada são plenamente observáveis em rochas do Complexo Granítico-gnáissico e Formação Ticunzal.

Outra evidência da ocorrência deste evento, marcado por um encurtamento crustal de direção EW, se dá em função da observação do dobramento de veios de quartzo

gerados, possivelmente durante o Evento 1 (como relatado no capítulo 4), que possuem direção preferencial leste-oeste e dispostos paralelamente à foliação S_1 . Essas dobras dos veios de quartzo possuem eixos com caimento vertical, corroborando a existência de um encurtamento EW (Foto 4.1).

O Evento 2 sofreu condições de metamorfismo semelhantes ao Evento 1, apresentando também uma forte recristalização dos grãos de quartzo, indícios de recristalização de feldspatos e reações hidrotermais, as quais favorecem a geração de micas brancas às custas, principalmente, dos feldspatos, bem como derivadas das transformações de biotita em muscovita. Tais evidências, associadas ainda a princípios de recristalização observados em feldspatos, permitem inferir a temperatura de metamorfismo, que atuou neste evento, variando entre 450 e 500°C.

Com a realização de datação geocronológica pelo método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, em muscovitas que possuem geração correlata à foliação S_2 , foi possível determinar uma idade aparente mínima de 1,4 Ga, perturbada devido ao encaixe dos corpos graníticos da fase rift Araí ou, ainda, devido à influência do ciclo Brasileiro sobre as rochas da região. Tal fato possibilita inferir que o Evento 2 provavelmente ocorreu durante o ciclo Transamazônico.

Mega veios de quartzo

A cinemática responsável pela geração dos mega veios de quartzo, aparentemente, pode ser correlata tanto ao Evento 1, quanto ao Evento 2, uma vez que as direções aproximadas dos esforços causados por esses eventos, são compatíveis com as direções hipotéticas para a geração de veios, ou seja, mantém relações angulares que, segundo uma compressão, podem gerar fraturas paralelas a 45 graus da direção de compressão.

Através de uma datação geocronológica, realizada pelo método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, em muscovita retirada do núcleo do mega veio que hospeda a mineralização de ouro da mina Buraco do Ouro (Cavalcante), obteve-se, para a geração do veio, uma idade aparente mínima de 1,8 Ga, sendo que, sendo que, também esteja perturbada pelo aumento da temperatura ocorrido durante o evento Brasileiro. Pode-se estender a todos os mega veios da região de Cavalcante a idade desse veio, pois, segundo os trabalhos de Massucatto (1997) e Hippertt & Massucatto (1998), por apresentarem dimensões fractais semelhantes, podem ser considerados co-genéticos.

Segundo o modelo apresentado, um esforço tectônico compressivo de direção norte-sul seria capaz de gerar fraturas e, conseqüentemente, veios nas direções paralelas à compressão e a 45° da mesma, possuindo os planos um mergulho suvertical a vertical (Figura 6.1); tal situação hipotética é correlata aos esforços empreendidos durante o Evento 1. Todavia, nas áreas onde há o predomínio da foliação S_1 , ou seja, áreas

relativamente preservadas da ação dos demais eventos deformacionais, são observados poucos veios de quartzo com direções centimétricas. Desta forma, pode-se deduzir que o Evento 1, provavelmente, não foi capaz de gerar os mega veios de quartzo.

O Evento 2, formado devido a esforços compressivos de direção leste-oeste, possibilitaria, a geração de fraturas, que posteriormente são preenchidas por quartzo, segundo planos paralelos à compressão e em direções que fazem ângulos máximos de 45° com a direção de compressão, possuindo tais fraturas mergulhos subverticais a verticais. Segundo esta hipótese, haveria a possibilidade de geração de mega veios de quartzo com direções compatíveis àquelas observadas na região (vide mapa geológico em anexo). Tal afirmação é corroborada pelas relações de campo observadas, nas quais os mega veios de quartzo são secionados por foliações de direções norte-sul (S_2 e S_{B1}) e de direção nordeste (S_{B2}), ocorrendo esta última preferencialmente nos mega-veios situados nas porções centro-oeste e sudeste da área estudada.

A geração dos mega veios, durante o Evento 2, é bem visualizada no capítulo 4, onde pode-se acompanhar a transição dos ortognaisses até os quartzo-muscovita xistos-miloníticos, com a conseqüente geração do veio. Esta situação aparentemente é correlata a todos os mega veios da região, bem como a variação dos caimentos da lineações de estiramento ou minerais que ocorrem associadas aos mesmos.

- Evento 3

O Evento 3, provavelmente de idade Brasiliana, é caracterizado por um encurtamento crustal, que possui uma direção aproximada leste-oeste, e responsável pela geração das foliações S_{B1} (de direção aproximadamente norte-sul), S_{B2} (de direção aproximadamente nordeste) e S_{B3} (de direção aproximadamente noroeste). A geração das foliações S_{B2} e S_{B3} está intimamente associada à formação de zonas de cisalhamento (destrais e sinistrais, respectivamente), que são correlacionáveis a um par conjugado de falhas.

O Evento 3 tem início com a geração da foliação S_{B1} , que possui direções preferenciais variando entre N05-15E/45 65NW e N20-30E/85NW; associam-se a estas foliações, lineações de estiramento e/ou minerais, que apresentam caimentos subverticais a verticais. Em alguns planos perpendiculares à foliação, são vistos indicadores cinemáticos que indicam movimento reverso, mostrando que as rochas do embasamento cavalgaram por sobre as rochas do grupo Araí, nas quais a foliação S_{B1} é especialmente bem visualizada. Entretanto, nas rochas do embasamento, essa foliação, aparentemente, aproveita parcialmente os planos da foliação S_2 , não sendo encontrados marcadores confiáveis que permitam diferenciar estas duas foliações nas rochas do embasamento, devido ao baixo grau metamórfico desse evento.

O esforço compressional, gerado durante o Evento 3, possibilitou a geração de falhas reversas, com direções norte-sul e nordeste (vide mapa geológico em anexo), que colocam as rochas do embasamento sobre as rochas do Grupo Araí, como bem visualizado na região ao norte de Teresina. Aparentemente a ação destas falhas sobre as rochas do embasamento e sobre as rochas do Grupo Araí possibilitou que os planos das foliações S_2 e S_{B1} tendessem a se paralelizar ao plano de falha, o que é bem visualizado através dos mergulhos das foliações nas proximidades dos planos de falha.

Essa reorientação dos planos de foliação é demonstrada através dos ensaios de modelagem tectônica, apresentados no capítulo 7, onde a simulação geológica com uma frente curva de empurrão possibilita a geração de falhas reversas, também curvas, indicando ser possível o efeito de paralelização, bem como a inflexão dos planos de foliação.

A compressão leste-oeste, ocorrida durante esse evento, é responsável pela formação de antiformas e sinformas de âmbito regional, visualizadas preferencialmente nas rochas do Grupo Araí, como pode ser observado no levantamento de semidetalhe realizado por Oliveira (2001) apresentado na figura 4.12. Segundo Lacerda Filho *et. ali* (1999), essas antiformas e sinformas, em escala mais regional, demonstram uma grande amplitude de dobra, sendo pouco perceptíveis dentro da região estudada.

A estruturação apresentada para o Evento 3 é concordante com uma tectônica do tipo "thick skinned", com embasamento mediantemente a pouco envolvido.

Contemporaneamente à geração da foliação S_{B1} e a formação das falhas reversas na região, ocorre a geração de zonas de cisalhamento transcorrentes destrais, de direção nordeste, localizadas na porção sul-sudeste da área; sendo correlatas ao sistema denominado Sistema Transcorrente Cavalcante-Teresina, por Fonseca & Dardenne (1993b), de idade possivelmente brasileira, e zonas de cisalhamento transcorrentes sinistrais, de direção noroeste, localizadas na porção norte da área (região do rio Paranã), as quais cortam as rochas do embasamento e as supracrustais. As zonas de cisalhamento transcorrente de direção nordeste possuem comprimentos que variam entre 100 e 8000 metros, com larguras que podem chegar ao máximo de 300 metros; já as zonas transcorrentes de direção noroeste são discretas e possuem comprimentos que variam de decímetros a possivelmente algumas centenas de metros, e larguras que chegam ao máximo de 100 metros.

A foliação S_{B2} é gerada associada às zonas de cisalhamento nordeste, em decorrência da inflexão da foliação S_1 , que tende a tomar uma direção aproximadamente NE, ou da formação de uma foliação realmente nova, gerada devido ao cisalhamento. Associadas a esta foliação são observadas lineações de estiramento e/ou mineral, cujos caimentos tendem a verticalidade, mudando localmente a sua tendência para a

horizontalidade (vide estereograma da figura 4.8). A ocorrência dos caimentos verticais das lineações de estiramento impede uma caracterização plena destas falhas como sendo puramente transcorrentes, mas sim apresentando elas uma forte componente transpressional.

Esta situação é semelhante ao modelo proposto por Fossen & Tikoff (1998), onde a deformação é dividida em uma componente de cisalhamento simples vertical e uma componente coaxial, com eixo orientado perpendicularmente ao plano de cisalhamento; forma-se assim uma apófise de fluxo, cuja direção, vertical ou horizontal, vai depender da magnitude da componente coaxial. Nesse modelo, o estilo de deformação apresentado na área é semelhante aos tipos A e C, apresentados para a transpressão do modelo de Fossen & Tikoff (1998) (fig 8.1). Esta situação na seção que vai de sudoeste a nordeste de Cavalcante, por cerca de 6 quilômetros (vide mapa geológico e figura 4.1), sendo semelhante ao Sistema Transcorrente Cavalcante-Teresina (Fonseca & Dardene 1993b), onde se pode observar a variação nos caimentos das lineações variando de sub-horizontal, passando a vertical e voltando à sub-horizontalidade novamente.

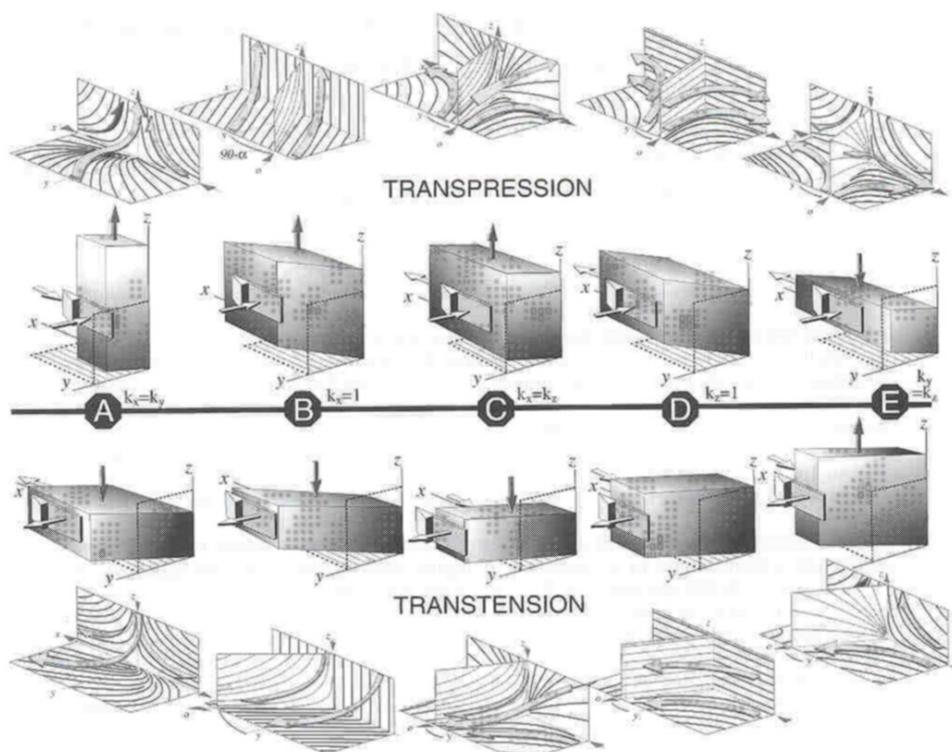


Fig. 8.1: Figura extraída de Fossen & Tikoff (1998), onde são apresentados os cinco diferentes tipos de transpressão e transtensão, propostos por estes autores. Dentro da área estudada as lineações minerais ou de estiramento, apresentam uma geometria que podem ser comparada às modelos transpressivos, apresentados nas figuras A e C.

Contemporaneamente à formação da foliação S_{B1} , houve a formação das zonas de cisalhamento transcorrentes sinistras de direção noroeste, presentes na região do

rio Paranã, que deram origem à formação da foliação S_{B2} , de direção preferencial N20-35W/50-89NE; associada a esta foliação, ocorre uma lineação com caimento claramente sub-horizontal, apresentando indicadores cinemáticos que mostram a movimentação sinistral. Essas zonas ocorrem de maneira discreta nas rochas do embasamento, na porção norte da área, não tendo sido observados os seus efeitos nas rochas do Grupo Araí.

As zonas de cisalhamento noroeste, conjuntamente com as zonas de cisalhamento nordeste, aparentemente, atuam como um par conjugado de falhas, que acomodam em grande parte as deformações, em resposta a uma compressão leste-oeste. Nestas, o aumento da magnitude de deformação, bem como o maior aporte de fluidos torna estas zonas capazes de gerar filonitos, tanto nas rochas do embasamento quanto nas supracrustais.

Aparentemente o Evento 3 gerou condições de metamorfismo inferiores àquelas observadas nos eventos anteriores, sendo que as temperaturas variaram entre 250 e 300°C, a quais foram determinadas em rochas do Grupo Araí, temperaturas essas determinadas em função do grau de recristalização de grãos de quartzo e pela formação de micas brancas (muscovita). Outro indício que corrobora estas temperaturas é o fato dos grãos de feldspatos, presentes em arenitos do Grupo Araí não apresentarem reações hidrotermais de formação de micas brancas, como pode ser observado comumente nas rochas do embasamento.

Outra condição, que permitiu a separação deste evento em relação eventos anteriores, são as diferenças morfológicas encontradas nas superfícies dos grãos de quartzo, através das análises no MEV (vide capítulo 5), onde se pode notar que os metaarenitos analisados apresentam-se livres de marcas de corrosão, indicando que a composição do fluido deformacional e/ou a temperatura foram substancialmente diferentes daquelas ocorridas durante os eventos 1 e 2.

Entretanto, as condições de metamorfismo variaram dentro da zona de cisalhamento, responsável pela geração da foliação S_{B2} , onde as temperaturas podem ter variado entre 350 e 450°C, como indicado pela alta recristalização dos grãos de quartzo. Tal incremento na temperatura, ocorre de maneira localizada dentro da faixa de maior deformação, devido provavelmente ao aumento na magnitude de deformação.

8.3 – Evolução geológica

A história geológica da área em estudo se inicia provavelmente com uma crosta gnáissica, consolidada em um período anterior a 2,2 Ga, que sofre a ação de uma

compressão, possibilitando a geração de uma foliação S_1 , e evidenciando assim um primeiro evento deformacional na área. Datações desse evento pelo método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, em muscovitas, indicam uma idade aparente mínima de 1,5 Ga, perturbadas entretanto por eventos posteriores, o que possibilita datá-lo com uma idade de 2.0 Ga.

Seguindo o Evento 1, tem início um encurtamento crustal com uma direção aproximadamente EW, o qual possibilita a geração de uma foliação (S_2), com uma direção próxima a NNE. As datações $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ indicaram uma idade aparente mínima de 1,4 Ga para as muscovitas geradas durante este evento. Ele possibilita, ainda, a geração de um conjunto de mega veios de quartzo, entre os quais situa-se a mina de ouro de Cavalcante, estando eles normalmente envoltos por quartzo-muscovita xisto-miloníticos, derivados de zonas de cisalhamento; os mega veios de quartzo apresentam, em diversas situações, uma variação do caimento das lineações, o que indica um efeito transpressivo sobre as rochas da região. O mega veio de quartzo de Cavalcante apresentou uma idade aparente mínima pelo método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 1,8 Ga. Essa idade obtida de uma muscovita do núcleo do veio, pode ser correlacionada pela geometria fractal (Massucatto 1997) a todo o conjunto de veios da região de Cavalcante.

Cessado este evento a região passa por um período onde cessam as atividades tectônicas, que serão retomadas em 1,77 Ga com a abertura do "rift" Araí (Pimentel et al. 1991), quando segundo Marini & Botelho (1986) ocorre uma fase de extensão crustal. A abertura da fase "rift" se dá com derrames de riolitos e posterior das seqüências de rochas supracrustais do Grupo Araí, iniciada por conglomerados, na base, seguidos por arenitos.

Esta fase de extensão crustal é responsável pelo alojamento de maciços graníticos anorogênicos (Marini & Botelho 1986, Pimentel et al 1991, Pimentel et al 1999), com idades que variam entre 1,771 e 1,769 Ga. Entretanto, essa extensão crustal não deixou estruturas visíveis no arcabouço estrutural da área, sendo a mesma determinada por estes autores em função do alojamento dos corpos graníticos.

Aparentemente, o aquecimento da crosta na região, em virtude dos derrames de rochas ácidas e intrusão de maciços graníticos, entre 1,77 e 1,76 Ga, possibilitou a abertura parcial do sistema K-Ar, obliterando, parcialmente as idades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, como visto no espectro de idades, apresentados no Capítulo 6. Tal efeito pode ser um dos poucos indícios da fase distensiva sobre as rochas do embasamento. Terminada essa fase, tem-se um período que vai até o ciclo Brasileiro sem atividade tectônicas na região.

Durante o ciclo Brasileiro, tem início o Evento 3, o qual é responsável pela geração da foliação S_{B1} , que possui uma direção em torno de NS, sendo que essa foliação bem marcada, nas rochas do Grupo Araí, tendo aparentemente aproveitado parcialmente os planos da foliação S_2 . Ocorre, em seguida, a formação de falhas reversas que colocam as rochas do embasamento sobre as do Grupo Araí, efeito bem observado na porção leste da área. Tal efeito aparentemente não ocorre na porção oeste, uma vez que são observados contatos normais entre o embasamento e Grupo Araí (vide capítulo 3).

Nessa fase são geradas ainda zonas de cisalhamento com direção nordeste (sul-sudeste da área) e noroeste (norte da área em estudo), sendo formadas as zonas NE, em decorrência da inflexão da foliação S_2 e S_{B1} , a qual possibilita o escorregamento entre os planos das foliações, permitindo a geração das mesmas.

Estas zonas de cisalhamento apresentam uma variação na direção dos caimentos da lineações, demonstrando que o denominado Sistema Transcorrente Cavalcante-Teresina (Fonseca & Dardenne 1993b) não se trata de um sistema puramente direcional, mas sim de um sistema cisalhante transpressivo, que possui uma componente direcional de movimentação dextral.

Concomitantemente à geração da foliação S_{B2} , tem início a geração de foliação S_{B3} , de direção preferencialmente noroeste, associada a zonas de cisalhamento direcionais pequeno porte, que mostram um sentido de cisalhamento sinistral.

A associação dessas zonas de cisalhamento, se apresenta na forma de um par conjugado de falhas, que atuou no sentido de acomodar a deformação a que foi submetida a área.

Esse evento se processou durante o ciclo Brasileiro, como demonstram datações realizadas por Hasui & Almeida (1970), pelo método K-Ar, as quais apresentam uma idade de 498 ± 15 Ma, tendo sido realizadas em biotitas. Tais datações corroboram as informações acerca de uma fase de aquecimento, apresentadas nos espectros das idades realizadas neste trabalho. A seguir é apresentado um modelo cinemático/evolutivo para a área (fig8.2).

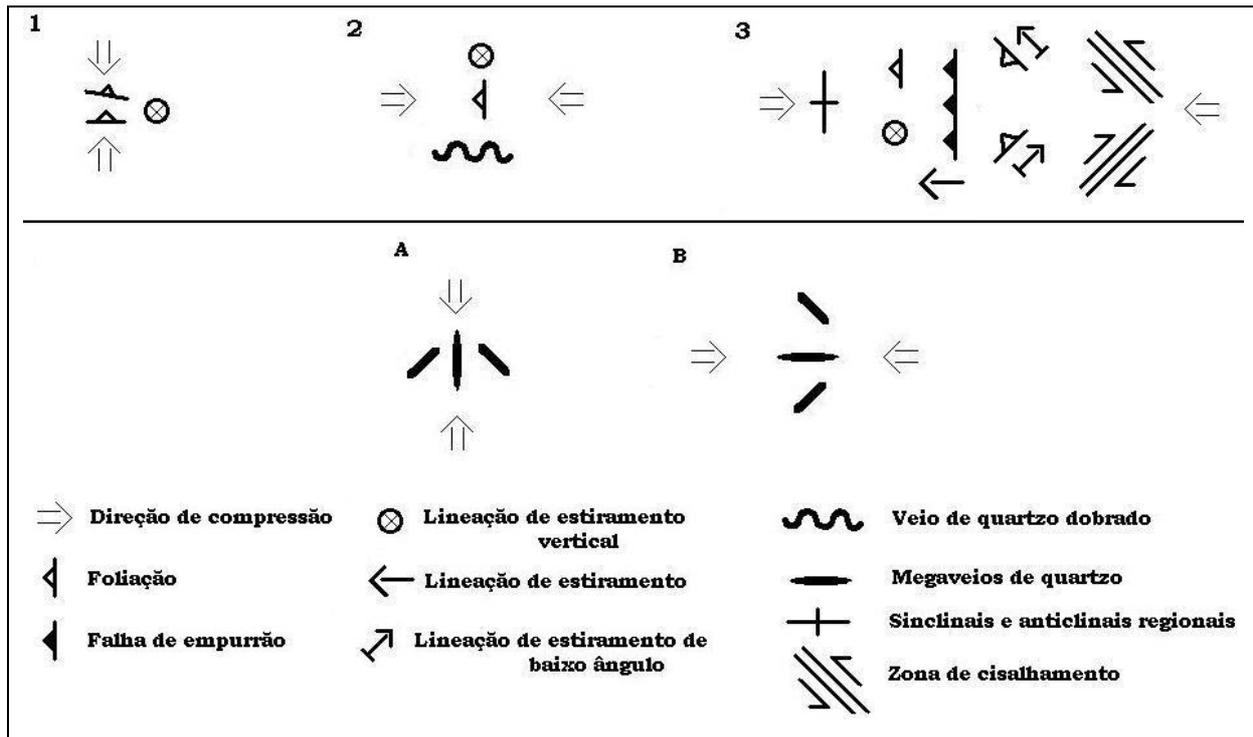


Figura 8.2: Modelo cinemático/evolutivo proposto para a área de estudo. 1) Evento 1, com uma direção de compressão norte-sul; 2) Evento 2, com direção de compressão leste oeste; 3) Evento 3, apresentando uma compressão leste-oeste. Modelos A e B representam os modelos hipotéticos apresentados no texto a cerca das principais possibilidades de geração dos mega veios de quartzo. Notar que as direções de foliação representadas graficamente são equivalentes às apresentadas no texto.

9 - Conclusões

Os estudos realizados na região de Cavalcante-Teresina, onde afloram rochas do Complexo Granítico-gnáissico, Formação Ticunzal, maciço graníticos e Grupo Araí, indicaram que as rochas da Faixa Brasília, na região, foram polideformadas, as quais sofreram os efeitos de três eventos deformacionais distintos, apresentando uma grande heterogeneidade da deformação.

A separação desses eventos foi possível através de relações de campo, as quais permitem adeterminar com precisão 5 foliações. A hierarquização destes eventos foi auxiliada pela realização de datações $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, feitas em muscovitas.

Associada ao Evento 1, foi determinada uma foliação denominada de S_1 , a qual possui uma direção próxima a EW; ao Evento 2 associa-se uma foliação S_2 , com direção aproximadamente NS. Essas foliações ocorrem predominantemente em rochas do embasamento, onde estudos petrográficos indicam que elas se formaram em condições metamórficas de fácies xisto verde a xisto verde alto. O Evento 3, é bem visualizado em rochas pertencentes ao Grupo Araí, gerando foliações assim denominadas: S_{B1} (de direção NS), S_{B2} (com direção NE) e S_{B3} (que possui direção NW). A foliação S_{B2} é correlata ao Sistema Transcorrente Cavalcante-Teresina (Fonseca & Dardenne, 1993b), associando-se a ela uma lineação de estiramento vertical, que localmente apresenta um caimento com baixo ângulo, possuindo uma movimentação direcional, com uma pequena componente compressional, cortando, essa, as rochas do embasamento e do Grupo Araí. A foliação S_{B3} , está associada a uma zona de cisalhamento direcional com uma movimentação sinistral. Estudos realizados indicam que estas foliações foram geradas durante o ciclo Brasileiro, onde as foliações S_{B2} e S_{B3} atuam como um par conjugado de falhas, que atenuam os efeitos da tectônica Brasileira.

Os estudos petrográficos, indicaram que as rochas do Grupo Araí, passaram por condições de metamorfismo próximas à fácies xisto verde baixo.

As datações pelo método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ permitiram posicionar temporalmente os eventos 1 e 2 e os mega veios de quartzo, as quais mostraram que o Evento 1 apresentou resultados com idades aparentes mínimas de 1,5 Ga, e o Evento 2 idades aparentes mínimas de 1,4 Ga. Estas idades foram obliteradas pela intrusão dos maciços graníticos Sucuri, Soledade e Caldas, a qual foi ocorreu durante a abertura do “rift” Araí, que se

processou próximo a 1,7 Ga. Outro fator de obliteração destas idades se deve ao evento tectônico ocorrido durante ciclo Brasileiro. Os mega veios de quartzo apresenta idades aparentes mínimas de 1,8 Ga, com datações realizadas em veio de quartzo que hospeda a mineralização de ouro de Cavalcante, as foram possivelmente obliteradas durante o ciclo Brasileiro. Estas idades podem ser expandidas a todos os mega veios da região, como demonstrado pelos estudos de geometria fractal, realizados por Massucatto (1997).

A formação dos mega veios de quartzo está relacionada ao Evento 2, o qual apresenta uma compressão leste-oeste, gerando fraturas que permitem a formação dos mega veios.

As rochas do embasamento passaram por condições metamórficas durante os Eventos 1 e 2, com temperaturas entre 450 e 500°C, determinadas através de deformação plástica de quartzo e recristalização em feldspatos, diferenciando das temperaturas determinadas para o Evento 3, em rochas do Grupo Araí, onde as temperaturas podem ter alcançado 250 a 300°C.

O Evento 3, segundo as datações de Hasui & Almeida (1970) apresentam uma idade de 498 +/- 15 Ma, realizada em biotitas pelo método K-Ar, o qual apresenta tectônica do tipo "thick skinned" com o embasamento mediamente a pouco envolvido.

Entre o Evento 2 e o Evento 3 ocorre uma fase de extensão crustal (Marini & Botelho 1986), com a abertura do "rift" Araí, com o início da deposição das rochas do grupo Araí, sendo marcado este início por diques de vulcânicas ácidas (riolitos) com idade de 1,77 Ga (Pimentel et al. 1991).

Essa fase de extensão crustal é ainda responsável pelo alojamento de maciços graníticos anorogênicos (Marini & Botelho 1986, Pimentel et al 1991, Pimentel et al 1999), não deixando esta, feições estruturais (por exemplo: falhas normais) observáveis nas rochas do embasamento da região.

O aquecimento da crosta na região em virtude da intrusão de diques de rochas ácidas, derrames de rochas básicas e intrusão de maciços graníticos entre 1,77 e 1,76 Ga, abre parcialmente o sistema K-Ar, obliterando as idades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, como visto nos espectros em ascensão, apresentados no Capítulo 6, o qual pode ser um dos poucos indícios da fase distensiva sobre as rochas do embasamento.

Após esta fase distensiva, a região passa por um período onde cessam as atividades tectônicas, havendo a deposição dos sedimentos do Grupo Araí, retomando as mesmas somente durante o ciclo Brasileiro, sob os efeitos do evento 3.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F. F.M de -1967 - *Origem e evolução da plataforma brasileira* - DNPM - Bol. 241, Rio de Janeiro, 36pp.
- ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y., BRITO NEVES, B. B.; FUCK, R. A. - 1977 - *Províncias Estruturais Brasileiras* - In Simp. Geol. NE, Campina Grande, Recife, SBG/NNE; pp.363 - 391.
- ALMEIDA, F. F. M. & HASUI, Y. – 1984 - *O Pré - Cambriano do Brasil*. S. Paulo: Edgar Blucher, 376 p.
- ALVARENGA, C.J.S.; BOTELHO, N. F.; DARDENNE, M. A.; CAMPOS, J. E. G.; MENESES, P. R.; MOURA, M. A. & MARTINS, F. A. L. – 2002 – *Eventos rifte e pós rifte do final do paleoproterozóico no embasamento da Faixa Brasília* – Anais XLI Cong. Bras. Geol., pp. 289- 290
- ALVES, R. L. & SANTOS, P. M. C. – 1995 – *Projeto Paranã* – Trabalho final de graduação/UNB, 90 p..
- ARAUJO, V. A.; ALVES, A. C. - 1979 - *Projeto Canabrava - Porto Real, Relatório Final* - Convênio DNPM - CPRM (inédito).
- BARBOSA, O. et al. – 1969 - *Geologia e Inventário dos Recursos Minerais do Projeto Brasília - Relatório*. Rio de Janeiro: PROSPEC/DNPM, 225 p.
- BEACH, A - 1975 - *The geometry of en-echelon veins arrays* - Tectonophysics 28, 245 - 263.
- BERTHÉ, D.; CHOUKRONE, P.; JEGOUZO, P. - 1979 - *Ortogneiss, mylonite and non-coaxial deformation of granites: the example of the South Armorican shear zone* - Journ. Struct. Geol. - vol. 1, pp. 31-42.
- BILAL, E. – 1991 – *Etude de deux massifs de la Province Granitique Stanifère de L'Etat de Goiás (Bresil) et des formations métassomatiques associées aux minerélisations en Sn et Be* – *Unpublished Dr. Thesis*. Saint-Etienne, Ecole de Mines de Saint-Etienne, 1
- BLACIC, J. D. - 1975 - *Plastic deformation mechanisms in quartz: the effect of water* - Tectonophysics - vol. 2, pp. 171 - 194.
- BOTELHO, N. F.; ALVARENGA, C. J. S.; MENEZES, P. R.; D'el-REY SILVA, L. J. H. – 1999 – *Suíte Auruminas: Uma suíte de granitos paleoproterozóicos, peraluminosos e sintectônicos na faixa Brasília*. – Anais VII Simp. Geol. Centro – Oeste. – Brasília, pp. 17.
- BOTELHO, N. F.; MOURA, M. A.; ALVARENGA, C. J. S.; DANTAS, E. L.; DARDENNE, M. A.; CAMPOS, J. E. G.; MENEZES, P. R. & BRITO, A. P – 2002 – *Granitogênese peraluminosa Transamazônica no embasamento da Faixa Brasília e seu significado tectônico* - Anais XLI Cong. Bras. Geol., pp.436.

- BOTELHO, N. F.; CUNHA, L. M.; SILVA, D. V. G. & BRITO, A. P. – 2002 – *Granitos peraluminos paleoproterozóicos mineralizados em ouro, urânio, estanho e tântalo, na região nordeste de Goiás* - Anais XLI Cong. Bras. Geol., pp. 436.
- BUCHER, K. & FREY, M. - 1994 - *Petrogenesis of metamorphic rocks - 6th Ed. - Complete Revision of Winkler's textbook* - Ed. Springer - Verlag - 318 pp..
- BURG, J. P.; BRUNEL, M.; GAPAIS, D.; CHEN, G. M. and LIU, G. H. - 1984 - *Deformation or leucogranites of the crystalline Main Central Sheet in Southern Tibet (China)* - Journ. Struct. Geol. - vol. 6, pp. 535 - 542.
- CADAMURO, A. L. M. & BORGES, E. C. – 1998 – *Projeto Cavalcante – Teresina de Goiás – Trabalho final de graduação/UnB*, 74 pp..
- CARVALHO, E. B. A. & PEREIRA, E. H. – 1998 – *Projeto Cavalcante – Teresina de Goiás – Trabalho final de graduação/UnB*, 74 pp..
- COX, S.; WALL, V.; ETHERIDGE, M. & POTTER, T. - 1991 - *Deformational and metamorphic processes in the formation of mesothermal vein-hosted gold deposits - examples from Lachlan Fold Belt in central Victoria, Australia* - Ore Geology Reviews - vol. 6, pp. 391 - 423.
- DARDENNE, M. A. – 2000 – *The Brasília Fold Belt* – in: Tectonic Evolution of South America. CORDANI, U. G.; MILANI, E. J.; THOMAZ FILHO, A. J.; CAMPOS, D. A. eds. Cong. Inter. Geol, Rio de Janeiro, pp 231-263.
- DAVIS, G. H. - 1984 - *Structural geology of rocks and regions* - edited by John Wiley & Sons - 491 pp.
- D'EL-REY SILVA, L. J. H. & SENNA FILHO, V. – 1998 – *Ouro em sericita-quartzo hidrotermalitos controlados por cisalhamentos conjugados brasileiros, na região de Cavalcante (GO), Brasil Central* – Rev. Bras. Geo., vol. 28(3), pp. 405 – 408.
- Den BROK, B.; ZAHID, M.; PASSCHIER, C. – 1998 – *Cataclastic solution creep of very brittle salt as a rock analogue* – Earth and Planetary Sci. Letters – pp. 83 – 95.
- DEWEY, J. F.; HOLDSWORTH, R. E.; STRACHAN, R. A.; - 1998 – *Transpression and transtension zones* – In : Holdsworth, R. E.; Strachan, R. A.; Dewey, J. F.; (eds.) – 1998. *Continental transpressional and transtensional tectonics*. Geol. Soc. London, Special Publications, vol. 135, pp 1 – 14.
- DUNLAP, W. J. – 1997 – *Neocrystallization or cooling? ⁴⁰Ar/³⁹Ar ages of white micas from low-grade mylonites*. - Chem. Geol. 143: 181 – 203.
- DURNEY, D. - 1981 - *Dilatancy and the angle of obliquity in en-echelon fractures*. - Journ. Geol. Soc. Aust. -vol. 4, pp. 38 43.
- DYER, R. C. - 1970 - *Grupo Araí: um Grupo de metamorfitos no centro leste de Goiás* - Rev. Esc. Minas, vol. 28(2) pp. 55 - 63.

- EBERT, H. D. & HASUI, Y. – 1998 – *Transpressional tectonics and strain partitioning during oblique collision between three plates in the Precambrian of southeast Brazil* - In : Holdsworth, R. E.; Strachan, R. A.; Dewey, J. F.; (eds.) – 1998. *Continental transpressional and transtensional tectonics*. Geol. Soc. London, Special Publications, vol. 135, pp 231 – 252.
- ENGELDER, T. - 1987 - *Joints and shear fractures in rocks*. In: *Fracture Mechanics of Rock* (edited by Atkinson, B. K.). Academic Press, London, pp. 27 - 65.
- FERREIRA FILHO, C. F., KAMO, S., KROGH, T. E., & NALDRETT, A. J. - 1992 - *U-Pb Geochronology of the Niquelândia mafic-ultramafic intrusion, Brazil* - GAC-MAC Meeting, abstract.
- FITZGERALD, J. D. & STÜNITZ, H. - 1993 - *Deformation of granitoids at low metamorphic grade I: Reactions and grain size reduction*. - *Tectonophysics* - vol. 221, pp. 269 - 297.
- FONSECA, M. A. & DARDENNE, M. A. – 1993a - *Compartimentação tectônica e estilos de deformação na zona externa de porção norte da Faixa Brasília* - in: IV Simp. Nac. Est. Tectônicos, Anais ..., pp. 192 - 194, Belo Horizonte.
- FONSECA, M. A. & DARDENNE, M. A., - 1993b - *Sistemas de Falhamentos Transcorrentes na Porção Norte da Faixa Brasília* - in: II Simp. sobre o CSF - Evolução Tectônica e metalogenética, SBG nuc. BA-SE/SGM, Salvador, Anais..., p. 280 - 282.
- FONSECA, M. A.; DARDENNE, M. A. & UHLEIN, A. – 1995 – *Faixa Brasília setor setentrional: Estilos estruturais e arcabouço tectônico* – *Rev. Bras. Geo.* 25 (4), pp. 267 – 278.
- FONSECA, M. A. - 1996 - *Estilos estruturais e o arcabouço tectônico do segmento setentrional da Faixa Brasília* - Universidade de Brasília - Tese de doutorado - Brasília - 172 pp.
- FOSSON, H. & TIKOFF, B. – 1998 – *Extended models of transpression and transtension, and application to tectonic settings*. – In : Holdsworth, R. E.; Strachan, R. A.; Dewey, J. F.; (eds.) – 1998. *Continental transpressional and transtensional tectonics*. Geol. Soc. London, Special Publications, vol. 135, pp 15 – 33.
- FOURNIER, R & POTTER, R. - 1982 - *An equation correlating the solubility of quartz in water from 25 to 900° C at pressures up to 10.000 bars*. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 46, pp. 1969 - 1973.
- FUCK, R. A. & MARINI, O. J. - 1981 - *O Grupo Araxá e suas unidades homotaxiais* - In: I Simp. Sobre o Cráton do São Francisco e suas Faixas Marginais - Salvador - Anais ..., pp. 118 - 130.
- FUCK, R. A.; JARDIM DE SÁ, E. F.; PIMENTEL, M. M.; DARDENNE, M. A.; SOARES, A. C. P. - 1992 - *As faixas de dobramentos marginais do cráton São Francisco: síntese dos*

- conhecimentos* - in: *O Cráton do São Francisco* - SBG, J. M. L. Dominguez & A. Misi ed. pp. 161 - 186.
- FUCK, R. A. - 1994 - *A faixa Brasília e a Compartimentação tectônica na Província Tocantins* - IV Simp. Geo. Centro Oeste, Brasília, Anais ..., p. 184 - 187.
- FUCK, R. A.; PIMENTEL, M. M.; D'el - REY SILVA, L. J. H - 1994 - *Compartimentação tectônica na porção oriental da Província Tocantins* - 38^o Cong. Bras. Geol., Anais ..., pp. 215 - 217.
- GOODWIN, L. P. & RENNE, P. R. - *Effects of progressive mylonitization on Ar retention in biotites from the Santa Rosa mylonite zone, California, and thermochronologic implications* - Contrib. Mineral. Petrol. 108: 283 - 297.
- HANCOCK, P. L. - 1972 - *The analyses of en-echelon veins* - Geol. Mag. - vol. 109, pp. 269 - 276.
- HANCOCK, P. L. - 1985 - *Brittle microtectonics: principles and practice* - Journal. Struct. Geol. - vol. 7, pp. 437 - 457.
- HARRISON, T. M. - 1981 - *Diffusion of ⁴⁰Ar in hornblende*. Contrib. Mineral. Petrol 78: 324 - 331.
- HASUI, Y. & ALMEIDA, F. F. M. - 1970 - *Geocronologia do centro-oeste brasileiro* - Bol. Soc. Bras. Geol. 19(1): 5 - 26.
- HASUI, Y.; TASSINARI, C. C. G.; TEIXEIRA, W.; ALMEIDA, F. F. A. & KAWASITA, K. - 1980 - *Datações Rb-Sr e K-Ar do centro-norte do Brasil e seu significado geológico-geotectônico* - Anais XXXI Cong. Bras. Geol. 5: 2659 - 2676.
- HIPPERTT, J. F. M. & BORBA, R. P. - 1992 - *Quartz c-axis fabric differences between porphyroclasts and recrystallized grains*. Discussion - Journ. Struct. Geol. - vol. 14, pp. 627 - 630.
- HIPPERTT, J. F. M. - 1993 - *"V" - pull apart microstructures: a new shear - sense indicator* - Journ. Struct. Geol., vol. 15(12), pp. 1393-1403.
- HIPPERTT, J. F. - 1994 - *Microstructures and c-axis fabrics indicative of quartz dissolution in seared quartzites and phyllonites* - Tectonophysics - vol. 229, pp. 141 - 163.
- HIPPERTT, J. - 1997 - *The fractal nature of S-C structures* - VI SNET - Anais do VI SNET - pp. 262 - 265.
- HIPPERTT, J. F. M. & MASSUCATTO, A. J. - 1998 - *Phyllonitization and development of kilometer - scale extension gashes in a continental-scale strike - slip shear zone, north - Goiás, Central Brazil* - Journ. Struct. Geol. - vol 20, pp 433 - 445.
- HUBBERT, M.K. - 1937 - *Theory of scale models as applied to the study of geologic structures* - Bull Geol. Soc. Am., 48: 1459-1520.
- HUBBERT, M.K. - 1951 - *Mechanical basis for certain familiar geologic structures* - Bull Geol. Soc. Am., 62: 355-372.

- JOHNSTON, J. D. - 1992 - *The fractal geometry of veins: potential for ore reserve calculations.* - In: *The Irish Minerals Industry 1980 - 1990 - A review of the Decade, Galway 1990* (edited by Earls, G. V., Browdown, A, O'Connor, P. & Pyne, J.). Irish Association for Economic Geology, Dublin, pp. 105 - 118.
- JOHNSTON, J. D. & McCAFFREY, K. - 1996 - *Fractal geometries of veins systems and the variation of scaling relationships with mechanism.* - Journ. Struct. Geol. - vol. 18, pp. 349 - 358.
- JONES, R. R.; & HOLDSWORTH, R. E. - *Oblique simple shear in transpression zones* - 1998 - In: Holdsworth, R. E.; Strachan, R. A.; Dewey, J. F.; (eds.) - 1998. *Continental transpressional and transtensional tectonics.* Geol. Soc. London, Special Publications, vol. 135, pp 35 - 40.
- JORDT-EVANGELISTA, H. & FONSECA, M. A. - 1995 - *Transformações texturais em rochas do embasamento e da cobertura (Grupo Araí) envolvidas no sistema transcorrente Cavalcante-Teresina (Faixa Brasília, setor setentrional)* - in: Simp. Geo. Centro-Oeste, Anais..., pp. 84 - 87.
- JORDT-EVANGELISTA, H. & FONSECA, M. A. - 1995 - *Texturas e microestruturas deformacionais em rochas do embasamento envolvidas em zonas de falhamentos transcorrentes: exemplo do sistema Cavalcante-Teresina, setor setentrional da Faixa Brasília.* - in 5º SNET, Anais ..., pp. 135 - 137.
- JOKO, C. T. & ANTUNES, J. A. - 1998 - *Projeto Cavalcante - Teresina de Goiás* - Trabalho final de graduação/UnB, 74 pp..
- KOOPMAN, A., SPEKSNIJDER, A. & HORSFIELD, W. T. - 1987 - *Sandbox models of inversion tectonics - Tectonophysics*
- LACERDA FOLHO. J. V.; REZENDE, A. & SILVA A. - 1999 - *Geologia e recursos minerais do Estado de Goiás e Distrito Federal - Texto explicativo dos mapas geológico e de recursos minerais do Estado de Goiás e Distrito Federal - Escala 1: 500.000 - CPRM - Serv. Geol. Bras., Sup. Reg. Goiânia, 176 pp.*
- LEE, J. - 1995 - *Rapid uplift and rotation of mylonitic rocks from beneath a detachment fault: Insights from potassium feldspar $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ thermochronology, northern Snake Range, Nevada* - Tectonics 14: 54 - 77.
- LEITE, A. S. & SOUZA, R. H. O. - 1998 - *Projeto Cavalcante - Teresina de Goiás* - Trabalho final de graduação/UnB, 97 pp..
- LIU, H.; MCCLAY, K. R. & POWELL, D. - 1992 - *Physical models of thrust wedges.* In thrust tectonics, ed. K. R. McClay. Chapman and Hall, London .. 71-81.
- 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* - Journ. Struct. Geol., vol. 2, pp. 355 - 370.

- LUSTOSA, G. P. & LIMA, A. B.. – 1995 – *Projeto Paranã* – Trabalho final de graduação/UnB, 68.
- McCLAY, K. R. – 1990 – *Deformation mechanics in analogue models of extensional fault systems*. In: *Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics*, ed. R. J. Knipe and E. H. Rutter – Geol Soc. London, Especial Publication, (54) pp. 445-453.
- McDOUGALL, I – 1981 – $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectra from KBS Tuff, Koobi Fora Formation – Nature (London) 294: 120-124.
- McDOUGALL, I. & HARRISON, T. M. – 1999 – *Geochronology and Thermochronology by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Method* – 2nd ed., Oxford, Oxford University Press 269 p.
- MANDELBROT, B. B. - 1985 - *Self - affine fractals and fractal dimension*. - Physica Scripta - vol. 32, pp. 257 - 260.
- MARCHETTO, C. M. L.; FIGUEIRDO, A. M. de - 1991 - *Platinum - group mineral associated with gold, Cavalcante, Goiás, Brazil* - In: Brazil Gold'91, ed. E. A. Ladeira, Balkema, Rotterdam - pp. 383.
- MARCHETTO, C. M. L.; LARSON, L. T.; FIGUEIREDO, A. M. de - 1993 - *Minerais do grupo da platina e ouro em rochas ácidas, Cavalcante, Brasil* - I Encontro Bras. de EGP, Anais do, pp. 47 - 51.
- MARINI, O. J.; LIBERAL, C. S.; REIS, L. T.; TRINDADE, C. A. H. & SOUZA, S. L. – 1978 – *Nova unidade litoestratigráfica do Pré-Cambriano do estado de Goiás*. – Bol. Esp. 1:126 – 127, XXX Cong. Bras. Geol., Recife.
- MARINI, O. J. & BOTELHO, N. F. – 1986 – *A província de granitos estaníferos de Goiás* – Rev. Bras. Geoc. 16: 119 – 131.
- MASSUCATTO, A. J. & HIPPERTT, J. F. M. - 1996 - , *Mineralização aurífera associada a estruturas S-C em “gashes” extensionais de escala quilométrica - O exemplo de Cavalcante, GO*. - In 39^o CBG - Anais ... v.1, pp. 343 - 346.
- MASSUCATTO, A. J. & HIPPERTT, J - 1997 - *Geração e obliteração de microestruturas de “crack sealing” em veios de quartzo de dimensões quilométricas (Cavalcante - Go)* - VI SNET, Anais do VI SNET, pp.: 193 - 195.
- MASSUCATTO, A., J. – 1997 – *Mineralização aurífera, filonitização e desenvolvimento de “gashes” extensionais em uma zona de cisalhamento transcorrente de baixo grau metamórfico (Cavalcante – Go)* – Dissertação de mestrado – Depto. Geol. Escola de Minas UFOP. 83 pp.
- MERRIHUE, C. & TURNER, G. – 1966 – *Potassium-argon dating by activation with fast neutrons* – J. Geophys. Res. 71: 2852 – 2857.
- MOHER, S. & HELPER, H. - 1988 - *Interpretation of poly - deformed terrenes* - in: MARSHAK, S & MITRA, G. - 1988 - *Basics methods of structural geology* - Prentice - Hall - pp. 361 - 364.

- NICHOLSON, R. - 1991 - *Veins morphology, host rock deformation and the origin of the fabrics of echelon minerals veins.* - Journ. Struct. Geol. - vol. 13, pp. 635 - 641.
- NIER, A. O. - 1950 - *A determination of the relative abundances of the isotopes of carbon, nitrogen, oxygen, argon and potassium* - Physical Reviews, 77: 789 - 793.
- NILSON, A. A., BOTELHO, N. F., & FERREIRA FILHO, C. F. - 1994 - *Rifteamento Crustal Meso-Proterozóico no Centro-Norte de Goiás* - in 38^o Cong. Bras. Geol., Camboriú, Bol Resumos, pp. 258 - 259.
- O'HARA, K. -1988 - *Fluid flow and volume loss during mylonitization: origin for phyllonite in overthrust setting, North Carolina, USA* - Tectonophysics, vol. 156, pp. 21-36.
- O'HARA, K. & BLACKBURN, W. - 1989 - *Volume-loss model for trace element enrichments in mylonites.* - Geology - vol. 17, pp. 524 - 527.
- OLIVEIRA, A. L. I - 2001 - *Mapeamento geológico da região de Teresina de Goiás (GO)* - Trabalho final de graduação/UNESP, 76 pp..
- PAES, G. C. & SANTOS, U. S. - 1998 - *Projeto Cavalcante - Teresina de Goiás* - Trabalho final de graduação/UnB, 74 pp..
- PASSCHIER, C. W. & TROW, R. A. J. - 1996 - *Microtectonics* - Edited by Springer-Verlag, Berlin, Germany, 289 pp..
- PATERSON, M. S. - 1989 - *The interaction of water with quartz and its influence in dislocation flow -on overview.* In: S. KARATO and M. TORIUMI (Editors); *Reology of solids and of the Earth.* Oxford Univ. Press, New York, NY, pp. 171 - 194.
- PEIXOTO, D. D. & RIBEIRO, R. J. C. - 1998 - *Projeto Cavalcante - Teresina de Goiás* - Trabalho final de graduação/UnB, 71 pp..
- PHILLIPS, E. R. - 1974 - *Mymerkite - one hundred years later* - Lithos, 7:181-194.
- PHILLIPS, G. N. - 1980 - *Water activity change across an amphibolite granulite facies transition, Broken Hill, Australia* - Contrib Mineral Petrol, 75:377-386.
- PIMENTEL, M. M., HEAMAN, L., FUCK, R. A., & MARINI, O. J. - 1991 - *U-Pb Zircon Geochronology of Precambrian tin-bearing continental - type acid in central Brazil* - Precambrian Research, vol. 52, pp. 321 - 335.
- PIMENTEL, M. M. & FUCK, R. A., - 1992 - *Neoproterozoic crustal accretion in Central Brazil* - Geology, vol. 20, pp. 375 - 379.
- PIMENTEL, M. M.; FUCK, R. A.; MACHADO, N.; FUCK, R. F.; RIBEIRO, R. K.; VIANA, M. G. - 1993 - *Dados geocronológicos U-Pb preliminares de região de Mara Rosa, Goiás: Implicações para a época de mineralização para Au e para a evolução tectônica neoproterozóica no Centro-Oeste* - 4^o Cong. Bras. Geol., Brasília, SBGq., Anais..., volume resumos, pp. 255 - 258.

- PIMENTEL, M. M.; FUCK, R. A. & BOTELHO, N. F. – 1999 – *Granites and the geodynamic history of the neoproterozoic Brasília belt, Central Brazil: a review* – Lithos, vol. 46, pp 463 – 483.
- PIMENTEL, M. M.; FUCK, R. A.; JOST, H.; FERREIRA FILHO, C. F.; ARAUJO, S. M. – 2000 – *The basement of the Brasília Fold Belt and the Goiás Magmatic Arc*. in: Tectonic Evolution of South America. CORDANI, U. G.; MILANI, E. J.; THOMAZ FILHO, A. J.; CAMPOS, D. A. eds. Cong. Inter. Geol, Rio de Janeiro, pp 195-229.
- RAMSAY, J. G - 1967 - *Folding and fracturing of rocks* - McGraw - Hill ed., New York, 568 pp.
- RAMSAY, J. G. - 1980 - *The crack-seal mechanism of rock deformation* - Nature - vol. 284 (13), pp. 135-139.
- RAMSAY, J. & HUBER, M. - 1987 - *The techniques of modern structural geology*. - vol. 2, Academic Press, London, 462 pp..
- RENNE, P. R.; ERNESTO, M.; PACCA, I. G.; COE, R. S.; GLEN, J. M.; PRÉVOT, M. & PERRIN, M. – 1992 – *The age of Paraná flood volcanism, rifting of Gondwanaland, and the Jurassic-Cretaceous boundary* – Science 258: 975-979
- RENNE, P. R., SWISHER, C. C., DEINO, A. L., KARNER, D. B. OWENS, T. L. & DePAOLO, D. J. – *Intercalibration of standards, absolute ages and uncertainties in $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating*. – Chem. Geol 145: 117 – 152.
- RENNE, P. R. – 2000 - *K-Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Dating*. In *Quaternary Geochronology: Methods and applications*, J. S. Noller, J. M. Sowers and W. M. Lettis (Eds.), American Geophysical Union, pp. 77 – 100.
- REYNOLDS, P. H. & MCKEE, G. K. – 1978 – *Age studies on slates: Applicability of the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ step-wise outgassing method* – Earth Planet. Sci. Lett. 40: 111 - 118
- RIBEIRO FILHO, J. C. & GUIMARÃES, M. F. – 1998 – *Projeto Cavalcante – Teresina de Goiás* – Trabalho final de graduação/UnB, 97 pp..
- ROBERTS, S.; SANDERSON, D. J., GUMIEL, P. - 1998 – *Fractal analysis of Sn-W mineralization from central Iberia: Insights into the role of fracture connectivity in the formation of an ore deposit*. – Econ. Geol. – vol 93, pp. 360 – 365.
- ROBBINS, C. S. – 1972 – *Radiogenic argon diffusion in muscovite under hydrothermal conditions* – Ms thesis, Brown Univ., Providence, RI, 88p.
- RODDICK, J. C. – 1983 – *High precision of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ standards* – Geochim. Cosmochim. Acta 47: 887 – 898.
- ROTHERY, E. - 1988 - *En-echelon vein array development in extension and shear*. - Journ. Struct. Geol. - vol. 10, pp. 63 - 71.
- RUFF, A. W. - 1991 - *Are platinum - group metals which occur in siliceous environments associated with mafic basic rocks intrusives?* - Skillings Mining Review, pp. 4 - 6.

- SABATIER S. F. & MELO, M. V. L. C. . – 1995 – *Projeto Paraná* – Trabalho final de graduação/UnB, 89p..
- SALTZER, S. D. – 1992 – *Boundary conditions in sandbox models of crustal extension: an analysis using distinct elements* – Tectonophysics, Vol. 215, pp. 349 – 362.
- SCHOBENHAUS FILHO, C. - 1993 - *O Proterozóico Médio no Brasil com ênfase à região Centro-leste: uma revisão* - Universidade de Freiburg, Tese de Doutorado, 166 p.
- SELVERSTONE, J.; MORTANI, G. & STANDE J., M. -1991- *Fluid channeling during ductile shearing: transformation of granodiorite into aluminous schist in the Taurem Window, Eastern Alps* - Journ. Metamorphic Geol, vol. 9, pp. 419 - 431.
- SCHIMID, S. M. & CASEY, M. - 1986 - *Complete fabric analysis of some commonly observed quartz c - axis patterns* - Am. Geophys. Un. Geophys. - Monogr. 36, 236 - 286.
- SHELLEY, D. – 1993 – *Igneous and metamorphic rocks under the microscope*. Chapman and Hall, London.
- SIBSON, R. H. - 1977 - *Fault rocks and fault mechanisms* - Journ. Geol. Soc. Lon. - Vol.. 133, pp. 191 - 213.
- SIBSON, R. - 1994 - *Crystal stress, faulting and fluid flow* - In: Geofluids: origin, migration and evolution of fluids in sedimentary basins (edited by PARNELL, J.) - Geological Society, Special Publication, nº 78, pp. 69-84.
- SILVA, C. M. & BATISTA, I. M. – 1995 – *Projeto Paraná* – Trabalho final de graduação/UnB 94p..
- SIMPSON, C. & SCHIMID, S. D. - 1983 - *An evaluation of criteria to determination of sense of movement in sheared rocks* - Bull. Geol. Soc. Am. - vol. 94, pp. 1281 - 1288.
- SNEE, L. W.; SUTTER, J. F. & KELLY, W. C. – 1988 – *Termochronology of economic mineral deposits: dating the stages of mineralization at Panasquiera, Portugal, by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$* – Econ. Geol. 83: 335 – 354.
- SOUZA, C. S. & KITAJIMA, L. F. W – 1995 – *Projeto Paraná* – Trabalho final de graduação/UnB, 130 p..
- SOUZA, M. T. & MELLO, G. A. – 1995 – *Projeto Paraná* – Trabalho final de graduação/UnB, 72p..
- SPARREBERG, I. & TASSINARI, C. C. G. – 1998 – *Idade da mineralização estanífera na Subprovíncia do Rio Paraná (GO) através de datações U-Pb em cassiterita* – Cong. Bras. Geol., 40. Belo Horizonte, SBG, Anais, p. 143.
- SPARREBERG, I. & TASSINARI, C. C. G. – 1999 – *Subprovíncia do Rio Paraná (GO): Um exemplo de aplicação dos métodos de datação U-Pb e Pb-Pb em cassiterita* – Rev. Bras. Geoc. 29(3): 405 – 414.
- STORTI, F.; SLAVINI, F. & MCCLAY K – 1997 – *Fault-related folding in sandbox analogue models of thrust wedges* – Jour. Struct.Geol – Vol. 19, pp. 583 - 602

- STÜNITZ, H. & FITZ GERALD, J. D. - 1993 - *Deformation of granitoids at low metamorphic grade II.: Granular flow in albit-rich mylonites* - Tectonophysics - vol. 221, pp. 299 - 324.
- SUITA, M. T. F., KAMO, S. L., KROGH, T. E., FYFE, W. S. AND HARTMANN, L. A. - 1994 - *U-Pb ages from the high-grade Barro Alto mafic ultramafic complex (Goiás, Central Brasil)*. Intern. Confer. on Geochron./ICOG - 8, abstract.
- SUTTER, J. F. & HARTUNG, J. B. - 1984 - Laser microprobe $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of mineral grains in situ - Scan. Elec. Micros. 4: 1525 - 1529.
- TAKAHASHI, M.; NAGAHAMA, H.; MASUDA, T.; FUJIMURA, A. - 1998 - *Fractal analysis of experimentally, dynamically recrystallized quartz grains and its possible application as a strain rate meter*. - Jour. Struct. Geol. - Vol. 20, pp. 269 - 275.
- TURNER, F. J. & WEISS, L. 3. - 1963 - *Structural geology of metamorphic tectonites* - Mcgraw-Hill ed - 545 p.
- TURNER, G. - 1969 - *Thermal histories of meteorites by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ method* - In Meteorite Reserch (ed. P. M. Millman), 407 -417. Reidel, Dordrecht
- TURRIN, B. D.; DONNELLY, N. J. M. & HEARN, B. C. Jr - 1994 - *$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages from the rhyolite of Alder Creek, California; age of the Cobb mountain normal-polarity subchron revisited*. - Geology 22: 251 - 254.
- TWISS, R. J. & MOORES, E. M. - 1992 - *Structural Geology* - Edited by W. H Freeman and Company - NY, 532 p.
- URAI, J. L.; MEANS, W. D.; LISTER, G. S. - 1986 - *Dynamic recrystallization of minerals*. - In: Mineral and rock deformation: laboratory studies - The Paterson Volume - Geophysical Monograph, n° 36, pp. 161-199
- VASCONCELOS, P. M.; ONOE, A. T.; KAWASHITA, K.; SOARES, A. J.; TEIXEIRA, W. - 2001 - *$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology at the Instituto de Geociências, USP: Instrumentation, analytical procedures, and calibration* - Anais Acad. Bras. Cien. (in press)
- VERNON, R. H. - 1983 - *Metamorphic processes reactions and microstructure development* - Ed. George Allen & Unwim, London, 2^a ed., 247 pp.
- VILELA, A. F. & OLIVEIRA, R. B. - 1998 - *Projeto Cavalcante - Teresina de Goiás - Trabalho final de graduação/UnB*, 74 pp..
- WAGNER, G. A.; REIMER, G. M. & JÄGER, E. - 1977 - *Cooling ages derived from apatite fission, mica Rb-Sr an K-Ar dating: the uplift and cooling history of central Alps* - Padova Univ. Inst. Miner. Mem. 30, 1 - 27.
- WEISSBER, B, C. - 1970 - *Solubility of gold in hydrotremal alkaline sulfide solutions* - Econ. Geol. - Vol.. 65, pp. 551 - 556.
- WHITE, S. H - 1976 - *The effect of strain on the microstructures, fabrics, and deformation mechanisms in quartzites*. - Philos. Trans. R. Soc. London Ser. A, vol. 283, pp. 69 - 86.

WALSH, J. & WATTERSON, J. - 1992 - *Populations of faults and fault displacements and their effects on estimatives of fault-related regional extension.* - Journ. Struct. Geol. - vol. 14, pp. 701,712.