UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

FAIXA PIANCÓ-ALTO BRÍGIDA: TERRENOS TECTONO-
ESTRATIGRÁFICOS SOB REGIMES METAMÓRFICOS E
DEFORMACIONAIS CONTRASTANTES

Sheila Maria Bretas Bittar

Orientador: Prof. Dr. Mario da Costa Campos Neto

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotecônica

SÃO PAULO
1998

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

FAIXA PIANCÓ-ALTO BRÍGIDA: TERRENOS TECTONO-
ESTRATIGRÁFICOS SOB REGIMES METAMÓRFICOS E
DEFORMACIONAIS CONTRASTANTES

SHEILA MARIA BRETAS BITTAR

Orientador: Prof. Dr. Mario da Costa Campos Neto

TESE DE DOUTORAMENTO

COMISSÃO JULGADORA

Nome

Assinatura

Presidente: Prof. Dr. Mario da Costa Campos Neto

Examinadores: Prof. Dr. Antenor Zanardo

Prof. Dr. Benjamim Bley de Brito Neves

Prof. Dr. Carlos José Archanjo

Prof^a Dr^a Ignez de Pinho Guimarães

SÃO PAULO
1999

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEDALUS - Acervo - IGC

30900004627

FAIXA PIANCÓ-ALTO BRÍGIDA: TERRENOS TECTONO-
ESTRATIGRÁFICOS SOB REGIMES METAMÓRFICOS E
DEFORMACIONAIS CONTRASTANTES

Sheila Maria Bretas Bittar

Orientador: Prof. Dr. Mario da Costa Campos Neto

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotecônica

SÃO PAULO
1998

**PARA
MARCOS, LUCAS E NINA**

FAIXA PIANCÓ-ALTO BRÍGIDA: TERRENOS TECTONO-ESTRATIGRÁFICOS SOB REGIMES METAMÓRFICOS E DEFORMACIONAIS CONTRASTANTES

SUMÁRIO

I. INTRODUÇÃO	1
I.1 Localização, Acessos e Aspectos Físicos	1
I.2 Objetivos	2
I.3 Métodos	4
I.4 Trabalhos Anteriores	5
II. COMPARTIMENTAÇÃO ESTRATIGRÁFICA	20
II.1 Complexo Serra Talhada	22
II.2 Xistos Sertânia	26
II.3 Complexo Riacho Gravatá	26
II.3.1 Amêndoa Serra da Pinheira	27
II.3.2 Amêndoa Macacos-Piaus	34
II.3.3 Amêndoa Mocambo	36
II.4 Complexo Cachoeirinha	40
II.4.1 Sequência Santana dos Garrotes	41
II.4.2 Sequência Piancó	42
II.5 Sequência Serra do Olho D'Água	44
II.5.1 Litofácies Conglomerático	46
II.5.2 Litofácies Arenoso e Pelítico-Arenoso	48
III. SUÍTES PLUTÔNICAS	49
III.1 Suítes Plutônicas Brazilianas	49
III.1.1 Granitos tipo Conceição	49
III.1.2 Granitos tipo Itaporanga	52
III.1.3 Granitos tipo Catingueira/Triunfo	55
III.1.4 Gabro tipo Taperoá	56
III.1.5 Granitos tipo S	56
III.2 Ortognaisses Cariris Velhos	57
IV. METAMORFISMO	58
IV.1 Microestruturas e Texturas	58
IV.2 Química Mineral	65
IV.2.1 Química Mineral dos Metassedimentos	65
IV.2.2 Química Mineral das Metabásicas	74
IV.3 Geotermometria e Geobarometria	83
IV.3.1 Revisão dos Geotermômetros e Geobarômetros Aplicados	83
IV.4 Considerações	94
V. GEOLOGIA ESTRUTURAL	98
V.1 Organização e Cronologia das Estruturas	98
V.2 Domínio Estrutural Serra da Pinheira	103

V.3 Domínio Estrutural Serra do Mocambo	105
V.4 Domínio Estrutural Macacos-Piaus	105
V.5 Domínio Estrutural Serra Talhada	108
V.6 Domínio Estrutural Santana dos Garrotes	109
V.7 Domínio Estrutural Piancó	111
V.8 Domínio Estrutural Serra do Olho D'Água	111
VI. CONCLUSÕES	113
VII. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	118
 ANEXOS	
Mapa Geológico Simplificado da Faixa Piancó-Alto Brígida na Área de Serra Talhada-Piancó-Itaporanga (anexo 1)	
Perfis Geológicos Estruturais da Área Serra Talhada-Piancó-Itaporanga (anexos 2, 3 e 4)	

ÍNDICE DAS FIGURAS

Fig. 1) Mapa de acessos à área do presente trabalho, com a localização da área estudada.	1
Fig. 2) Esboço geotectônico do Domínio Tectônico Rio Pajeú e adjacências.	4
Fig.3) Esboço geológico localizando os terrenos tectono-estratigráficos da Faixa Piancó-Alto Brígida.	22
Fig. 4) Coluna estratigráfica do Complexo Riacho Gravatá na Amêndoa Serra da Pinheira.	34
Fig. 5) Coluna estratigráfica do Complexo Riacho Gravatá na Amêndoa Serra do Mocambo.	39
Fig. 6) Coluna estratigráfica da Sequência Depositional Serra do Olho D'Água.	47
Fig. 7) Esboço geológico localizando as suítes plutônicas observadas na área.	51
Fig. 7) Esboço geológico localizando as suítes plutônicas observadas na área.	66
Fig. 9) Representação gráfica das biotitas analisadas no presente trabalho.	68
Fig. 10) Representação dos feldspatos analisados em metassedimentos no diagrama Albita-Ortoclásio-Anortita.	70
Fig. 11) Representação das granadas em metassedimentos da área do presente nos diagramas Almandina-Piropo-Espersartita e Almandina-Piropo-Grossulária.	72
Fig. 12) Classificação das micas brancas, segundo Deer et al (1978).	73
Fig. 13) Representação dos feldspatos das metabásicas do Complexo Riacho Gravatá no diagrama Albita-Ortoclásio-Anortita.	75
Fig 14) Classificação dos anfibólios dos Complexo Riacho Gravatá (Leake et al, 1997).	78
Fig 15) Anfibólios do Complexo Riacho Gravatá plotados nos gráfico $AlIV \times (Na+K)A$ (A) e $AlIV \times Ti$ (B) e $AlIV \times AlVI$ (C).	79
Fig. 16) Representação das granadas em metabásicas nos diagramas Almandina-Piropo-Espersartita e Almandina-Piropo-Grossulária.	82
Fig. 17) Gráfico T x P evidenciando o contraste metamórfico entre os distintos terrenos tectono-estratigráficos estudados.	96
Fig 18) Mapa simplificado mostrando os domínios estruturais, seus limites e as direção de transporte observadas nas foliações S2 e S3.	101
Fig. 19) Estereograma dos elementos estruturais associados a F2 e F3, do domínio antiformal Serra Talhada, obtidos no perfil homônimo	110
Fig. 20) Estereogramas dos elementos de F2 e F3, para o domínio Santana dos Garrotes nos perfis Macacos-Piaus (A) e Piancó-Tavares (B).	110

INDICE DE FOTOGRAFIAS

- Foto 1) Biotita-gnaiss bandado cinza mostrando níveis anfibolíticos (A) e migmatização. Observa-se em (B) o leucossoma cortando o bandamento do gnaiss. Ocorre ainda *schilliren* no mesossoma (C). 24
- Foto 2) Hornblenda-biotita-gnaiss bandado migmatizado. Placas de hornblenda e biotita mais desenvolvidas são observadas no contato entre leucossoma e o gnaiss. Granito (diatexit) ocorre paralelo A direção da transcorrência (S3). 25
- Foto 3) Xenólito (restito ?) da anfibolito em diatexit. 25
- Foto 4) Augen-gnaiss em núcleo de dobra da terceira fase de deformação (D3) que dobra o biotita-gnaiss bandado e desenvolve no augen-gnaiss uma foliação S3. 26
- Foto 5) Diatexit gerado a partir de intensa migmatização dos gnaisses bandados. 26
- Foto 6) Estrutura sedimentar do tipo *cut-and-fill* côncava para cima observada em quartzito laminado (A) sobreposto por quartzito médio com grânulo decrescência ascendente (B) do Complexo Riacho Gravatá na Amêndoa Serra do Mocambo. Observa-se veio de quartzo cortando as estruturas. 39
- Foto 7) Estratificação cruzada unidirecional desenvolvida em quartzito fino laminado do Complexo Riacho Gravatá na Amêndoa Serra do Mocambo. 39
- Foto 8) *Waves ripples* em quartzito fino laminado do Complexo Riacho Gravatá na Amêndoa Serra do Mocambo. 40
- Foto 9) Aspecto do metaconglomerado polimítico da Sequência Serra do Olho D'Água. Observa-se seixo anguloso, com cerca de 15 cm de comprimento, de metarritimito envolto em matriz metagrauváquica e contendo foliação metamórfica pretérita. 45
- Foto 10) Aspecto geral do metagonglomerado da Sequência Serra do Olho D'Água). Observar seixos angulosos de variadas litologias. 45
- Foto 11) Granito tipo Conceição, localizado a sul de Santana dos Garrotes. Observa-se enclaves básicos ligeiramente alongados e orientados segundo a foliação magmática, dada pela orientação preferencial de fenocristais de feldspatos e minerais máficos. 54
- Foto 12) Afloramento do granito Itaporanga, localizado a este da cidade homônima, mostrando cumulos de fenocristais de K-feldspato. 54
- Foto 13) Granito Itaporanga (mesmo afloramento da foto anterior) apresentando foliação magmática dada pela orientação preferencial de minerais máficos e de fenocristais de K-feldspatos, nos quais pode-se observar estrutura de entelhamento sugerindo movimentação sinistral. 55
- Foto 14) Batólito Tavares: observa-se fluxo magmático convectivo e cumulos de feldspatos (A). 55

Foto 15) Xenólito de ortognaisse Cariris Velhos, com textura milonítica, no granito tipo Itaporanga. Localização a norte da cidade de Tavares. 57

Foto 16) Granada-muscovita-clorita-biotita xisto quartzoso do Complexo Riacho Gravatá (Amêndoa Serra do Mocambo). Observa-se granada com Si ondulada, possivelmente um representando estágio precoce da crenulação D2, sem continuidade com S2 externa. 60

Foto 17) Granada-muscovita-biotita xisto do Complexo Riacho Gravatá (Amêndoa Serra da Pinheira). Observa-se granada (GR) com foliação interna (Si) disrupta da foliação externa (S2), definida como uma clivagem de crenulação transposta. Observar muscovita (M) e biotita (B) pós-S2. 61

Foto 18) Muscovita-biotita xisto quartzoso do Complexo Riacho Gravatá (Amêndoa Serra da Pinheira), com foliação S2 milonítica, com venulas de quartzo paralelas ao plano S, crenuladas por D3. (A - nicóis X; B - nicóis //) 62

Foto 19) Muscovita-biotita xisto do Complexo Riacho Gravatá (Amêndoa Serra da Pinheira) mostrando foliação S2 transposta por S3 milonítica. (nicóis X) 63

Foto 20) Granada-muscovita-biotita gnaiss do Complexo Riacho Gravatá (Amêndoa Macacos-Piaus). Observa-se porfiroclásto tardio de biotita apresentando *kinks bands*. (nicóis //) 63

Foto 21) Muscovita-biotita xisto fino cinza do Complexo Cachoeirinha (Sequência Santana dos Garrotes), onde pode-se observar granada com foliação Si e foliação externa S2 desviando-se ao redor desta, e desenvolvendo sombra de pressão, local. (nicóis //) 64

Foto 22) Granada-estaurolita-muscovita-biotita xisto do Complexo Cachoeirinha (Sequência Piancó). Observa-se estaurolita com foliação interna Si, interpretada como foliação S1, crenulada abertamente por S2; a foliação externa S2, representada por uma clivagem de crenulação, e charneiras relictas D2 locais. (nicóis //) 64

Foto 23) Corona de reação (textura quelítica) envolvendo granada (GR), anfibólio (A) e plagioclásio (P) em granada anfibolito do Complexo Serra da Pinheira, Amêndoa Serra da Pinheira-sul. (A - nicóis X, B - nicóis //) 77

Foto 24) Xisto cinza fino da Sequência Santana dos Garrotes, localizado a oeste de Lagoa do Arroz. Observa-se (A) dobras D4 com plano axial sub-horizontal, deformando o bandamento diferenciado S3, que crenula a foliação S2, observada em detalhe na fotografia (B) 103

Foto 25) Quartzito com mica verde da unidade C do Complexo Riacho (a norte de Manaíra) onde pode-se observar foliação S-C₂ sub-horizontal. 104

Foto 26) Tremolita-clorita xisto da unidade A do Complexo Riacho Gravatá (Amêndoa Serra da Pinheira, a norte de Manaíra), onde pode-se observar dobras em bainha na foliação S2 sub-horizontal. 104

Foto 27) Granada-muscovita-biotita xisto mostrando foliação milonítica S-C₃, onde se observa vênulas de quartzo orientadas paralelas a direção S, e o truncamento da foliação por zonas de cisalhamentos tardias. 106

Foto 28) Foliação S2 preservada em anfibolito bandado. No nível menos competente S2 está transposta para S3 (A). Nestes locais são comuns dobras em bainhas (B). 107

Foto 29) Dobra D3 com plano axial em leque. Observar charneiras reliquias D2 isoclinais. Metarritimito da unidade E do Complexo Riacho Gravatá (Amêndoa Macacos-Piaus), localizado na parte norte do perfil homônimo. 108

Foto 30) Muscovita-biotita gnaiss da Sequência Piancó, localizado no flanco sul da antiforme, onde observa-se zonas de cisalhamentos desenvolvidas no plano axial de dobras D3. Nestes locais são comuns dobras redobradas e dobras em bainha. 112

LISTA DE TABELAS

Tabela 1) Dados geocronológicos do embasamento na área do presente trabalho e proximidades.

Tabela 2) Dados geocronológicos das supracrustais da Faixa de Dobramentos Piancó-Alto Brígida, localizadas na área do presente trabalho.

Tabela 3) Dados geocronológicos dos granitóides da área do presente trabalho e adjacências, localizados a sul da ZC Serra do Caboclo.

Tabela 4) Dados geocronológicos dos granitóides da área do presente trabalho e adjacências, localizados a norte da ZC Serra do Caboclo.

Tabela 5) Dados geocronológicos dos ortognaisses Cariris Velhos na área do presente trabalho e adjacências.

Tabela 6) Paragêneses descritas na área estudada.

Tabela 7) Dados de química mineral das cloritas estudadas, calculadas com base em 14-oxigênios com todo $\text{Fe}=\text{Fe}^{2+}$.

Tabela 8) Análise química de biotitas realizadas no presente trabalho, calculadas com base em 11-oxigênios com todo $\text{Fe}=\text{Fe}^{2+}$.

Tabela 9) Dados da química mineral dos feldspatos das rochas metassedimentares, calculados com base em 8-oxigênios com $\text{Fe}=\text{Fe}^{2+}$.

Tabela 10) Análise química de granadas em metassedimentos dos Complexo Riacho Gravatá, Cachoeirinha e Sertânia, na área do presente trabalho, calculados para 12-oxigênios, com todo $\text{Fe}=\text{Fe}^{2+}$.

Tabela 11) Análise química das micas brancas em metassedimentos dos complexos Riacho Gravatá, Cachoeirinha e Xistos Sertânia, calculados com base em 11-oxigênios com $\text{Fe}=\text{Fe}^{2+}$.

Tabela 12) Dados de química mineral de feldspatos em anfibolitos e granada-anfibolitos do Complexo Riacho Gravatá, calculados com base em 8-oxigênios com $\text{Fe}=\text{Fe}^{2+}$.

Tabela 13) Análise química em metabásicas do Complexo Riacho Gravatá, calculados com base em 23-oxigênios, com $\text{Fe}=\text{Fe}^{3+}$ médio.

Tabela 14) Análise química de granadas em granada-anfibolitos do Complexo Riacho Gravatá, calculados para 12-oxigênios, com todo $\text{Fe}=\text{Fe}^{2+}$.

Tabela 15) Dados de geotermometria e geobarometria.

RESUMO

A Faixa Piancó Alto Brígida, localizada no Domínio Tectônico Rio Pajeú é constituída por distintos terrenos tectono-estratigráficos, desenvolvidos sob regimes metamórficos e deformacionais contrastantes, justapostos durante a Orogênese Brasileira (750 a 580 Ma).

Dentro deste contexto são definidas as seguintes sequências estratigráficas: Complexo Serra Talhada, ortognaisses e migmatitos paleoproterozóicos, remobilizados no Brasileiro; Complexo Riacho Gravatá, sequência metavulcânossedimentar, desenvolvida em regime extensional crustal no Mesoproterozóico, que mostra características de deposição plataformar e sopé de talude continental; Complexo Cachoeirinha, sequência metavulcânossedimentar neoproterozóica, com afinidade vulcânica de arco magmático; Sequência Serra do Olho D'Água, sequência sedimentar tipo molássa neoproterozóica superior; e Xistos Sertânia, sequência metavulcânossedimentar correlata ao Complexo Sertânia, de idade mesoproterozóica. Estas sequências possuem como traço comum de união, a foliação metamórfica principal gerada durante a segunda fase de deformação, originalmente sub-horizontal.

Seis suítes plutônicas distintas, sendo cinco delas Brasileiras (granitóides tipo Conceição, tipo Itaporanga, tipo Catingueira/Triunfo, tipo Taperoá e granitos tipo S) e uma da idade Cariris Velhos (ortognaisses Cariris Velhos) foram identificadas na área em apreço.

A estruturação da Faixa Piancó-Alto Brígida está associada a este sistema de cisalhamentos transcorrentes que definem diferentes domínios estruturais. Definiu-se uma foliação principal (S2), desenvolvida durante a segunda fase de deformação, associado a qual ocorreu o pico do metamorfismo. Localmente, a foliação S2 é milonítica, apresentando um arranjo do tipo S-C, desenvolvido em zonas de cisalhamentos sub-horizontais, que definem sistemas de cavalgamentos, com transporte para sudeste. Estas estruturas estão deformadas por uma terceira fase de deformação que dobra a foliação S2, transpondo-a localmente, e gera zonas de cisalhamentos sub-verticais de caráter transcorrente, que adquire expressão regional.

Dados de geotermometria e geobarometria indicam condições metamórficas contrastantes, apontando para distintos ambientes tectônicos, sugerindo distintos regimes deformacionais e um grande transporte lâminas crustais quando da extrusão e justaposição dos terrenos tectono-estratigráficos definidos.

O baixo gradiente térmico impresso nas rochas do Complexo Riacho Gravatá, na Amêndoa Macacos-Piaus, é compatível com o metamorfismo em zonas de subducção, por outro lado na Amêndoa (antiformal) Piancó e nos Xistos Sertânia, as condições metamórficas admitem paleogeotermas comprimidas e paleogradiente térmico abrupto, típicos de crosta adelgada, sob alto fluxo térmico, encontrado em bacias extensionais. Os registros comparáveis a ambientes de subducção, preservados na Amêndoa Macacos-Piaus devem estar ligadas a um processo de *underthrust*, dirigido para noroeste, de crosta continental relativamente fria, à profundidades de 30 km.

ABSTRACT

The Piancó-Alto Brígida Belts is located in the Rio Pajeú Tectonic Domain. It comprises various tectono-stratigraphic terranes, which were developed under contrasting metamorphic and deformational conditions, and put together during the Brasiliano Orogeny (750 to 580 Ma).

The following stratigraphic sequence has been defined: Serra Talhada Complex, comprising Paleoproterozoic orthogneisses and migmatites, reworked during the Brasiliano Orogeny; Riacho Gravatá Complex, comprising a metavolcano metasedimentary sequence, developed during a Mesoproterozoic crustal extensional regime, showing characteristics of both platform and continental slope sedimentation; Cachoeirinha Complex, comprising a Neoproterozoic metavolcano metasedimentary sequence with a magmatic arc affinity; Serra do Olho D'Água Sequence, comprising by a Late Neoproterozoic molasse; Sertânia Shists, comprising by a metavolcano metasedimentary sequence correleated to the Mesoproterozoic Setânia Complex. These sequences show the same main metamorphic foliation, originally sub-horizontal, which was generated during the second deformational phase.

Six plutonic suites have been identified in the study area: five of them show Brasiliano age (Itaporanga-type, Catingueira-type, Triunfo-type, Taperoá-type, S-type and Conceição type granitoids) and the other comprised by orthogneisses of Cariris Velhos age.

The Piancó-Alto Brígida Belt structural frame is related to a system of transcurrent shear zones which define differen structural domains. These shear zones overprint older structures related to the generation of the sub-horizontal foliation (S₂), during the second deformational phase. The peak of metamorphism occurred synchronously to the genesis of the S₂ foliation. Locally the S₂ foliation is milonitic, with S-C type arrangement, developed in the subhorizontal shear zones, which define thrust systems with transport to the southeast. These were also deformed during a third phase which folded the S₂ foliation, transposed it locally, generating local sub-vertical shear zones. These later structures gain a regional importance and a transcurrent character delimiting the above mencioned terranes.

Geothermometry and geobarometry suggest contrasting metamorphic conditions, pointing to different tectonic environments, and suggesting different deformational regimes and large transportation of crustal segments during the escape tectonic and juxtaposition of the various tectono-stratigraphic terranes.

The low thermal gradient printed in the Riacho Gravatá Complex rocks (Amêndoa Macacos-Piaús) shows values which are compatible with metamorphism above subduction zones. On the other hand, in the Amêndoa Piancó and the Sertânia Schists the metamorphic

conditions suggests the occurrence of compressed paleogeotherms and abrupt thermal gradients. These thermal regimes are typical of thin crusts under high thermal heat flow which allow, on a regional scale, the ascension of heat to higher crustal levels, commonly found in extensional basins. The record discussed above, which is preserved in the Macacos-Piaus, is typical of subduction related environmental, and suggest an underthrust process of cold continental crust to a deepness of 30 Km and towards the NW.

I. INTRODUÇÃO

I.1 LOCALIZAÇÃO, ACESSOS E ASPECTOS FISIOGRAFICOS

A área estudada localiza-se na Região Nordeste do Brasil, na divisa entre os estados de Pernambuco e Paraíba, entre os meridianos de $7^{\circ} 00'$ - $8^{\circ} 00'$ de longitude sul e $37^{\circ} 30'$ - $38^{\circ} 30'$ de latitude oeste. Estas coordenadas compreendem as folhas topográficas, da SUDENE/DRM, na escala de 1:100.000, Serra Talhada, SB-24-ZC-V, Itaporanga, SB-24-ZC-II, Piancó, SB-24-ZC-III, e Afogados da Ingazeira, SB-24-ZC-VI, as quais foram parcialmente mapeadas no presente trabalho. (Anexo 1)

O acesso a área pode ser feito a partir da Cidade de Recife, pela BR-232, atravessando o Estado de Pernambuco chegando-se às cidades de Serra Talhada e Afogados da Ingazeira, ou pela BR-230, através do Estado da Paraíba até a Cidade de Patos e daí pegando-se a BR-361 em direção as cidades de Piancó e Itaporanga. (Fig. 1)

Geomorfológicamente, esta área está inserida no Planalto da Borborema, constituindo a porção central do Polígono das Secas, sendo cortada pela Bacia Hidrográfica do Rio Pajeú e pela Bacia Hidrográfica do Rio Piancó.

Fig. 1) Mapa de acessos à área do presente trabalho, com a localização da área estudada.

I.2 OBJETIVOS

O presente trabalho tem como objetivo principal, fornecer subsídios para a elucidação da evolução geotectônica da Faixa de Dobramentos Piancó-Alto Brígida (Brito Neves, 1983), a qual, devido ao posicionamento geográfico e geotectônico, é de suma importância para o entendimento da evolução da Província Borborema.

Na tentativa de atingir este objetivo, utilizou-se o mapeamento geológico-estrutural de uma área pré-selecionada dentro da Faixa Piancó-Alto Brígida (Fig. 2). A este mapeamento foram associados: 1) estudos litoestratigráficos das sequências metavulcânicas e metassedimentares mapeadas, na tentativa de se estabelecer o "tipo" de bacia sedimentar onde tais sequências foram depositadas; 2) análise estrutural e cinemática, buscando caracterizar a orientação, geometria e superposição das estruturas observadas, além do sentido de transporte tectônico a elas relacionados; 3) estudos microtectônicos, para tentar correlacionar os fenômenos de deformação e metamorfismo, e organizar temporalmente as transformações observadas; e 4) estudos termobarométricos, visando quantificar as condições de temperatura e pressão do metamorfismo observado nas diversas unidades mapeadas, a partir das associações mineralógicas observadas em lâminas delgadas, e do uso de geotermômetros e geobarômetros compatíveis com as mesmas.

A compilação de datações geocronológicas e isotópicos existentes na literatura, associados aos dados acima citados, permitiu tentativamente a reconstituição paleogeográfica nos seus grandes traços e a caracterização dos eventos tectônicos geocronologicamente reconhecidos: Cariris Velhos e Brasiliano (Campos Neto et al, 1994a e 1994b; Brito Neves et al, 1995).

Fig. 2) Esboço geotectônico do Domínio Tectônico Rio Pajeú e adjacências, (Campos Neto et al, 1994a, modificado).

1.3 MÉTODOS

Além de pesquisas bibliográficas, visando a interação com a problemática existente na geologia da Província Borborema, e também de assuntos inerentes as metodologias aplicadas, o desenvolvimento da presente tese contou com o trabalho de fotointerpretação de fotografias aéreas, na escala de 1:40.000, do Serviços Aerofotogramétricos da Cruzeiro do Sul (1965), disponíveis no DEGEO-UFPE e na CRPM - PE. Os dados de fotointerpretação foram compilados para os mapas topográficos na escala de 1:100.000, da SUDENE/DRM, folhas Serra Talhada, Itaporanga, Piancó e Afogados da Ingazeira.

A partir de perfis litoestruturais detalhados, realizados no campo, associados à fotointerpretação, confeccionou-se o mapa geológico final na escala de 1:250.000, de parte das quatro folhas topográficas citadas. (Anexo 1)

Mapas geológicos preexistentes, como os das folhas Serra Talhada, Itaporanga, Piancó e São José do Belmonte (Silva Filho et al, 1985), o da Folha Afogados da Ingazeira (Veiga Junior et al, 1990), o mapa de Medeiros (1995), onde granitóides brasileiros da Faixa Piancó-Alto Brígida estão cartografados, o de Mariano (1989) onde se tem a cartografia do granito Itaporanga e adjacências, o mapa de Cunha (1996) com a cartografia dos granitos de Boa Ventura, Pedra Branca e Conceição, foram consultados e juntamente com comunicações verbais de Ignês do P. Guimarães e Vladimir C. de Medeiros, auxiliaram, principalmente, no que tange a cartografia de alguns corpos ígneos existentes na área da presente tese.

O mapeamento geológico-estrutural, as análises cinemáticas e os estudos microtectônicos, seguiram as técnicas de uso comum, amplamente referidas na literatura.

O estudo das condições de temperatura e pressão a que uma rocha esteve submetida envolve, além da petrografia e microtectônica, a análise química de minerais em para gênese. Estas análises foram realizadas no Laboratório de Microsonda e Microscopia Eletrônicas do Departamento de Mineralogia e Petrologia - IG/USP.

A quantificação da temperatura e da pressão contou com o uso dos geotermômetros, granada-biotita (Ferry & Spear, 1978; Lavr'enteva & Perchuck, 1981; Aranovich, 1983), granada-clorita (Perchuck (1991), granada-hornblenda (Graham & Powell, 1984; Perchuck, 1991) e hornblenda-plagioclásio (Blundy & Holland, 1990; Holland & Blundy, 1994; Spear, 1981), e dos geobarômetros, granada-biotita-plagioclásio-muscovita (Ghent & Stout, 1981), granada-plagioclásio-aluminossilicato-quartzo (Hodges & Spear, 1982), granada-hornblenda-plagioclásio-quartzo (Kohn & Spear, 1989 e 1990) e do geotermobarômetro plagioclásio-anfibiólio (Plyusnina, 1982), cujas consistência serão discutidas no capítulo IV.

I.4 TRABALHOS ANTERIORES

Dentre os trabalhos existentes na literatura, que remontam desde o final do século XIX, destacam-se aqueles referentes a geologia local e os cunho regional e/ou geotectônico, os quais julgamos serem importantes para a compreensão do exposto no presente trabalho.

Um dos mais antigos registros geológicos é o de Derby (1881), onde o autor descreve: "uma linha contínua de montanhas entre a qual e o rio" (São Francisco), "ficam numerosos serrotes destacados. Esta linha parece estabelecer-se para norte, em Pernambuco e Paraíba, e forma o sistema da Borborema" (posteriormente, designada Província Borborema).

Dombre (1893) cita, dentre outras litologias, a presença de gnaisses miloníticos e granulitos em Calumbi (leste de Serra Talhada) e um granito porfiróide na região de Flores.

Crandall (1910) que descreve ao norte da cidade de Serra Talhada um granito porfiróide.

Os trabalhos de Ebert (1955, 1957, 1964, 1969a e 1969b) calcado em dados litoestratigráficos, estruturais e metamórficos, por vezes associados a datações radiométricas merecem destaque. Dentre estes o de 1964, onde o autor descreve a existência de dois ciclos orogênicos principais: um Arqueano (1,1 Ga, correspondente a Orogênese Laurenciana), onde são frequentes magmatitos básicos a intermediários, raros metassedimentos quartzíticos e, extremamente raros os carbonatos; e o outro ciclo, Algonquiano (550 Ma, correspondente a Orogênese Assíntica), com metassedimentos formando extensas camadas passíveis de subdivisão estratigráfica, ausência de magmatismo básico inicial, raras intercalações ultramáficas, frequentes zonas de xistos micáceos e paragneisses, quartzitos comuns, e conglomerados nos horizontes inferiores.

Ebert (1964) descreve três compartimentos tectônicos, com base no estilo tectônico-estrutural gerado durante a orogênese de 550 Ma. O compartimento mais setentrional, abrangendo os estados do CE e RN, apresentando uma estrutura em dobras com planos axiais verticais e linhas estruturais de direção NE-SW a NNE-SSW. O compartimento meridional de mesma direção, porém com uma estrutura em escamas com vergência para NW e diminuição no grau metamórfico para NW, situando o ante-país situado a nordeste e a zona central da orogênese, a sudeste. O terceiro compartimento, designado de a zona transversal (abrangendo os estados de PB e PE), com direções ENE-WSW a E-W, cuja estruturação interna é caracterizada por deformação mais intensa, limitado a norte pelo Lineamento Paraíba (de movimento dextral, posteriormente designado Lineamento Patos) e a sul pelo Lineamento Pernambuco.

Ainda em 1964, Ebert conclui, com base na identidade entre a estruturação litológica e cronológica do Pré-Cambriano das Guianas e do Brasil, que estes devem estar relacionados a um único escudo, e observa que o Lineamento Pernambuco entra pelo Atlântico e segue para a África ("Linha de Camerum"), com correlação das direções estruturais em ambos os lados, respaldando a teoria de Wegner.

Barbosa (1970) define para a zona transversal de Ebert (1964) uma estratigrafia que, da base para o topo, apresenta: Grupo Uauá, arqueano (?), predominantemente, constituído por para-metamorfitos, localmente, migmatizado, representados por: biotita-gnaisses, biotita-xistos feldspáticos, metagrauvacas, muscovita-xistos, leptinitos, muscovita-gnaisses, muscovita-quartzitos, quartzitos puros, quartzito-itabiritos, anfibolitos (localmente com granadas), calcários sacaróides lenticulares (por vezes dolomítico), mármore e esteatitos, aos quais intercalam-se gnaisses porfiróides não metassomáticos); Grupo Salgueiro, constituído por biotita-xistos, xistos duas micas e quartzitos; e Grupo Cachoeirinha, designação provisória para xistos menos metamórficos que os do Grupo Salgueiro, dentro do qual constam mica-xistos finos, filitos, clorita-xistos, anfibolitos, itabiritos e quartzitos prateados e, localmente, metaconglomerados com seixos de quartzito fino maciço (São José do Belmonte). Barbosa (1970) descreve corpos granitóides intrusivos nos três grupos e observa que os contatos entre as rochas dos grupos Salgueiro e Cachoeirinha com as do Grupo Uauá são transicionais.

Sadowski (1972) descreve o maciço intrusivo da Serra da Baixa Verde, localizado próximo a Cidade de Triunfo, como um quartzito-augita sienito tardi-tectônico de idade Eo-Cambriana, resultante de diferenciação magmática.

Segundo Brito Neves (1975) a Região Nordeste do Brasil é o "produto da tectogênese ao final do Pré-Cambriano de uma região geossinclinal em mosaico, de preenchimento essencialmente terrígeno, entre as porções cratônicas do São Francisco (Congo), ao sul, e São Luís/Gurupi (Nordeste da África), ao norte". Dentro deste esquema cinco elementos geotectônicos são definidos: núcleos cratônicos (São Francisco, São Luís), lineamentos e falhas profundas (Pernambuco, Paraíba, Sobral Pedro II), maciços medianos (Pernambuco-Alagoas, Rio Piranhas, Tróia, Santa Quitéria, Granja), zonas geoanticlinas (Propriá, Teixeira, Nova Floresta) e as faixas ou sistemas de dobramentos (Sergipana, Riacho do Pontal, Pajeú-Paraíba, Piancó-Alto Brígida, Seridó, Jaguaribeaná, Médio Coreaú).

Brito Neves (1975), baseado em dados geocronológicos (K-Ar e Rb-Sr), sugere os seguintes eventos tectônicos: o Ciclo Guriense/Jequié (2.800 ± 200 Ma) responsável pela formação de núcleos antigos na área dos atuais craton do São Francisco e Maciço PE-AL; o Ciclo Transamazônico (2.000 ± 200 Ma), associado a principal etapa de cratonização do embasamento da região dobrada, ao rejuvenescimento isotópico, ao retrabalhamento de áreas

consolidadas no ciclo anterior e ao magmatismo granítico, básico e ultrabásico; o ciclo de 1.100 ± 150 Ma (comparado ao ciclos Uruaçuano e Guriense), responsável pela etapa termotectônica regional, salientada pelo rejuvenescimento isotópico nos maciços medianos (especialmente nas bordas) e na área do craton de São Luís, e pela instalação da região geossinclinal, ocasionando a intensa diferenciação tectônica da protoplateforma, acompanhada por modificações no gradiente térmico, e pelas primeiras manifestações magmáticas; e, por fim o Ciclo Brasileiro. Este último ciclo é subdividido por Brito Neves (1975) em: etapa principal, de 650 ± 30 Ma, quando ocorreu a finalização da deformação, metamorfismo e granitização sin-tectônica, e o rejuvenescimento tectônico e termal de grande parte das rochas do embasamento e dos maciços medianos; etapa de 540 ± 30 Ma, constituída por um evento tardio, com a instalação de inúmeros corpos graníticos e sieníticos circunscritos, remobilização de rochas preexistentes e movimentação ao longo dos lineamentos; e etapa de 510 - 460 Ma, onde ocorreu o posicionamento de intrusivas fissurais e veios hidrotermais, soerguimento e resfriamento gradativo da região dobrada, sedimentação molássica nas depressões tectônicas residuais com magmatismo associado, ativação dos lineamentos e incorporação da região dobrada à plataforma.

Na Faixa de Dobramentos Piancó-Alto Brígida, Brito Neves (1975) descreve no embasamento, o predomínio de migmatitos, gnaisses graníticos, gnaisses listrados e augengnaisses associados a intrusões graníticas, que podem ser confundidos com a sequência superior migmatizada. Sobre o embasamento, Brito Neves (1975) descreve a sequência superior, onde reconhece uma sequência terrígena basal e uma sequência mais superior, que mostram contatos gradacionais entre si. A sequência terrígena basal, designada de Grupo Salgueiro, mostra metamorfismo do fácies xisto verde ao anfibolito, localmente migmatizada. Constitui uma sequência psamítica média a fina (gnaiesses quartzo feldspáticos) com intercalações de pelitos (gnaiesses micáceos e xistos), sedimentos químico-clásticos (anfibolitos e escarnitos) e químicos (calcários e dolomitos), com pequenos corpos irregulares de ortoanfibolitos e metadioritos observados localmente. A sequência terrígena superior, designada de Grupo Cachoeirinha, apresenta na base lentes descontínuas de quartzitos, seguidos por sedimentos pelíticos a psamíticos finos, metamorfoseados no fácies xisto verde, localmente, chegando ao fácies anfibolito. São filitos e metasiltitos com horizontes quartzíticos subordinados, com ocorrências restritas de quartzo-itabiritos, calcários e conglomerados. Sobre a sequência superior (grupos Salgueiro e Cachoeirinha), em discordância, ocorre localmente uma sequência molássica, com siltitos, grauvas e brechas pelíticas.

Na Faixa de Dobramentos Pajeú-Paraíba, Brito Neves (1975) reconhece um embasamento onde predominam rochas gnáissicas de composição granítica a granodiorítica e

migmatitos com paleossoma biotítico e anfíbolítico, expostos ao longo dos grandes geoanticlinais e nas zonas marginais da faixa. Sobre o embasamento são descritas duas sequências: a sequência inferior sedimentar terrígena marinha imatura (psamítica a psamopelítica com níveis carbonáticos e níveis quartzíticos passando no topo a xistos) metamorfisada no fácies anfíbolito e localmente migmatizada; e a sequência superior, constituída por sedimentos clásticos de ambiente marinho mais profundo (representada por um fácies argiloso, níveis carbonáticos mais expressivos, e níveis quartzíticos na base), metamorfisada no fácies anfíbolito, chegando a anatexia e, localmente, no fácies xisto verde.

Separando as duas faixas acima descritas, Brito Neves (1975) define o Alto, Zona, Geoanticlinal ou Maciço do Teixeira, com uma extensão de cerca de 480 km e com largura entre 15 e 20 km que separa as Faixa de Dobramentos Piancó-Alto Brígida e Faixa de Dobramentos Pajeú-Paraíba. O Alto do Teixeira se estende, na direção NE, desde Barro da Silva (PE), até Teixeira (PB) e a partir daí, com direção E-W, projeta-se até a zona costeira. Na região oriental, o Alto Teixeira é mais largo (60 km) e se bifurca, apresentando características de um autêntico maciço mediano, com grabens preservando frações de cobertura tipo geossinclinal, ao mesmo tempo que funciona como um bloco rígido para o qual se divergem as vergências das faixas dobradas. As faixas separadas pelo Alto do Teixeira (faixas Piancó-Alto Brígida e Pajeú-Paraíba) tiveram evolução distintas em termos de sedimentação, tectogênese e grau de metamorfismo. A presença de quartzitos nos flancos do Alto do Teixeira é interpretada como reflexo da posição paleogeográfica elevada, nos estágios iniciais do seu assoreamento. Nos estágios principais de dobramento, o Alto de Teixeira teria se comportado em grande parte como antepaís. Brito Neves (1975), seguindo a classificação de Almeida (1967), reconhece corpos graníticos sin-cinemáticos (tipo Itaporanga, tipo Conceição) e tardi-tectônicos (tipo "baixa Verde e tipo Itapetim) e pós-tectônicos (diques sieníticos).

Brito Neves (1975) descreve núcleos mais antigos, principalmente, na porção oriental do Alto do Teixeira. São migmatitos, gnaisses graníticos e granitóides de idades transamazônicas (1.85 ± 70 Ga, e razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0.706 ± 0.002) ou mais antiga (2.5 ± 93 Ma, e mesma razão inicial) com rejuvenescimento parcial ou total durante o Brasiliano. Rochas básicas das bordas do Alto do Teixeira apresentaram idades convencionais da ordem de 1.15 Ga (e razão inicial de 0.703 ± 0.001). Esta idade, que segundo Brito Neves (1975), poderia representar a idade aproximada da formação destas rochas em função de razão inicial assumida e do bom alinhamento isocrônico, foi por ele interpretada como idade de rejuvenescimento, causada por potassificação e deformação, em parte em função de seu contexto geológico (núcleos reliquiais). Dados K/Ar destas amostras são interpretados da mesma forma: rejuvenescimento de rochas, provavelmente, transamazônicas (ou mais

antigas) parcial (1253 ± 64 Ma) ou total (764 ± 20 Ma) ao longo dos eventos inerentes aos diferentes processos metamórficos do Brasileiro, sem entretanto excluir totalmente a hipótese da formação destas rochas a 1150 Ma conforme a isócrona da referência.

Para a zona geoanticlinal de Camalau-Aroeira (afloramentos próximo a Coxixola, PB), Brito Neves (1975) obteve idades convencionais entre 710 e 900 Ma (razão inicial de 0.708 ± 0.001) e num diagrama isocrônico duvidoso, obteve uma isócrona de referência de 950 Ma (razão inicial de 0.704). No Maciço PE-AL a idade de isocrônica de referência dá 650 ± 30 Ma e é interpretada como reflexo do rejuvenescimento brasileiro.

Santos (1977), mapeando a Folha Arco Verde, identificou um conjunto de rochas constituída por migmatitos, gnaisses graníticos e granitóides do Pré-Cambriano Médio a Inferior, designados de Sequência Mulungu, e um outro conjunto de rochas, do Pré-Cambriano Superior, que foram subdivididas em: xistos do tipo Carolína e Complexo Alto Moxotó. Este último é constituído por gnaisses migmatíticos subdivididos, com base no protólito, nas sequências Dom Feliciano (protólito máfico-ultramáfico), Sertânia (pelítico) e São Caetano (protólito psamo-pelítico).

Gomes et al (1981) apresentam para a "Região de Dobramentos Nordeste" uma subdivisão em províncias geológicas de similar história evolutiva (as províncias: São Francisco, da Borborema, Sergipana, Riacho do Pontal, do Paraíba e Costeira). Neste trabalho, além de uma boa revisão bibliográfica cerca da estratigrafia do Pré-Cambriano do Nordeste, é definido o Complexo Monteiro, como uma sequência, essencialmente, constituída por gnaisses e migmatitos, de idade pré-cambriana inferior a média, correlacionável aos grupos Uauá e Caicó. Os referidos autores utilizam a subdivisão do Grupo Cachoeirinha proposta por França et al (1980), constituído por: sequência basal (micaxistos as vezes manganêsíferos, filitos, filitos grafitosos, quartzitos, rochas carbonáticas, metarritmitos e metavulcânicas intermediárias), sequência inferior (metaconglomerado, sotoposto por filitos, filitos grafitosos, xistos, lentes de quartzitos, metassiltitos e metavulcânicas básicas e ácidas, depositadas em ambiente redutor), sequência média (mica-xistos e filitos, com metassiltitos, lentes de quartzitos, metacalcários, itabiritos e de rochas ortoderivadas associadas) e sequência superior (predomínio de filitos e mica-xistos, com quartzitos, ardósias, metacarbonatos e metavulcânicas associadas, que mostram, localmente, contatos gradacionais com a sequência média). Dados Rb/Sr e K/Ar das rochas do Grupo Cachoeirinha fornecem idade de metamorfismo no Ciclo Brasileiro (580 Ma) e uma fase tardi-tectônica a 470 Ma (no Cambriano) obtida em rochas próximas a falhamentos e em rochas granitóides intrusivas nesta sequência. O Grupo Salgueiro é interpretado (Gomes et al, 1981) como correlato ao Grupo Cachoeirinha, sendo às vezes de difícil distinção. Estas conceituações são basicamente seguidas por Gava et al (1983).

Jardim de Sá & Hackspacher (1981) introduziram para a Província Borborema o conceito de evolução policíclica para algumas faixas de dobramento.

Brito Neves (1983) define na Província Borborema dois tipos fundamentais de terrenos Pré-Cambrianos sem quaisquer implicações geotectônicas: os terrenos gnáissico-migmatítico-granítico e os terrenos metassedimentares e metavulcanossedimentares ou cinturões metamórficos, e divide estes terrenos em cinco domínios geológicos distintos: (a) domínio externo (em número de dois) por ser proximal aos núcleos cratônicos e constituído por metassedimentos de baixo grau, ricos em níveis carbonáticos; (b) domínio central (subdividido em três subdomínios), onde predominam rochas epi e mesozonais, cortadas por granitóides; e (c) o domínio de posição intermediária entre os dois anteriores (em número de dois), onde predomina a exposição de terrenos gnáissico-migmatíticos e migmatítico-graníticos, tidos como rochas da infra-estrutura, que afloram como feições reliquias entre metamorfitos, e designados de "sistemas vestigiais". Os domínios central e externo são também designados "sistemas convencionais" ou faixas orogênicas. Os terrenos metassedimentares ou cinturões metamórficos são também designados de sistemas de dobramentos, os quais foram denominados sistemas: Pajeú-Paraíba, Riacho do Pontal, Piancó-Alto Brígida, Seridó, Jaguaribeano e Rio Jurú / Independência.

Sial et al (1983) dividem as rochas da Faixa de Dobramentos Piancó-Alto Brígida em duas unidades: a) Complexo Riacho Pequeno e b) Complexo Cachoeirinha-Salgueiro, esta última agrupando os grupos Cachoeirinha e Salgueiro.

Santos et al. (in Schobbenhaus, 1984) subdividem o Pré-Cambriano do Nordeste em domínios estruturais mais genéricos, sem conotação geotectônica, a saber os domínios: Médio Coreaú, Cearense, Transnordestino (com os subdomínios Seridó, Piancó-Alto Brígida e Riacho do Pontal), Extremo Nordeste e Sergipano, que em muito se assemelham aos domínios propostos por Brito Neves (1983).

Silva Filho et al (1985) subdividem, com base no padrão deformacional, conteúdo metalogenético e grau metamórfico, as rochas da Faixa de Dobramentos Piancó-Alto Brígida, em quatro unidades litológicas: o "Pré-Cambriano indiferenciado"; com milonitos e gnaisses miloníticos derivados de granitóides ou de migmatitos; o "grupo inferior", correlacionado ao Grupo Uauá (Proterozóico Inferior); o "Grupo Salgueiro" (Proterozóico Médio), com cinco subunidades, formado por uma sequência metavulcanossedimentar com vulcanismo bimodal; o Grupo Seridó (correlacionável ao Grupo Salgueiro do qual difere pelo grau metamórfico mais elevado), e o "Grupo Cachoeirinha", com três subunidades, constituído, predominantemente, por metassedimentos, que jazem discordantemente sobre o Grupo Salgueiro. No topo, disposto em discordância sobre todas estas unidades, é descrito como "grupo superior", um

conjunto de rochas imaturas tipo molássa. O metamorfismo diminui do grupo inferior, de grau médio a alto, localmente, de pressão alta (São José do Belmonte), até a sequência molássica, com grau fraco a incipiente. Nos grupos inferior e Salgueiro foram caracterizadas 3 fases de metamorfismo e 4 fases de deformação, não observadas no Grupo Cachoeirinha e na sequência molássica. Cortando tais sequências são descritas diversas rochas plutônicas, para as quais é proposto o seguinte esquema evolutivo: (a) intrusões básicas (plutons básicos, intermediários e ultrabásicos) as quais teriam sido a fonte de calor necessária para provocar fusão, resultando em um líquido híbrido, dentro do qual cristalizavam pequenas frações imissíveis de magma básico; (b) evolução do processo palingenético com diferenciação do magma granítico em várias frações dando origem a suíte alcalina que ocorre nesta área. Segundo os autores referidos, este modelo geodinâmico, poderia ter evoluído tanto a partir de junções destrutivas de placas como nas construtivas.

Marques e Souza (1985) utilizando 18 mostras de rochas metabásicas, concluem que 13 destas representavam basaltos toleíticos e, sugerem um ambiente tectônico do tipo rifte para a sequência metavulcanossedimentar do Domínio Estrutural Central. A análise de 35 amostras de rochas plutônicas da porção central do mesmo domínio, definem um ambiente tectônico distensivo, com geração de magmas a grandes profundidades. Os referidos autores sugerem ainda, que a sequência metavulcânica pode ser de idade arqueana devido seu caracter komateítico.

Ferreira (1986) estudando as rochas peralcalinas de provável idade brasileira que intrudem nos metassedimentos dos Grupos Cachoeirinha-Salgueiro, observa a existência de dois grupos: ultrapotássicas saturadas em sílica (alcali-feldspato-sienito) e ultrapotássicas supersaturadas em sílica (quartzo-alcali-feldspato-sienito a alcali-feldspato-granito com fluorita e cassiterita). O primeiro grupo forma batólitos e diques alinhados, adjacentes aos bordos SE e SW do "cinturão Cachoeirinha-Salgueiro", descrevendo um "cordão sienitóide" e enxame de diques intrusivos nos metassedimentos do Grupo Cachoeirinha. A maioria dos corpos do cordão sienitóide contém inclusões alcali-piroxeníticas e no bordo sudoeste, sienitos ocorrem intercalados com gabros, metamorfisados no fácies anfibolito. Corpos do segundo grupo ocorrem como batólitos, stocks e diques, que cortam metassedimentos do cinturão Cachoeirinha-Salgueiro. A partir de dados de isótopos $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, Ferreira (1986), sugere que o batólito Triunfo (grupo saturado) foi gerado pela diferenciação de magma basáltico derivado do manto, que se separou em dois magmas de composição contrastantes (sienítico e piroxenítico) por um processo de imiscibilidade de líquidos, e que as rochas do grupo supersaturado sofreram alteração posterior por água meteórica interagindo com feldspato. O intenso fracionamento inicial, de piroxênio, a partir de um magma máfico alcalino, enriquecimento em

elementos incompatíveis, gerado no manto superior, foi responsável pela geração dos sienitos do cordão sienitóide, estando o posicionamento destes corpos relacionados ao desenvolvimento inicial de um rifte no Proterozóico. Os plutons saturados receberam maior contribuição crustal em sua evolução e constituem um evento de atividade peralcalina mais recente, que o evento que formou as rochas peralcalinas do cordão sienitóide.

Jardim de Sá (1984, 1988 e 1994) e Jardim de Sá et al (1990 e 1992), com base no conceito de evolução policíclica X evolução monocíclica para as faixas de dobramentos, sugerem que as faixas de dobramentos adjacentes aos cratons e o magmatismo abundante na Província Borborema teriam sido gerados no Neoproterozóico, enquanto as faixas de dobramentos mais interiores teriam sua evolução iniciada no Ciclo Transamazônico com retrabalhamento no Ciclo Brasileiro, e propõem uma subdivisão para a província, retomando o termo "Zona Transversal" de Ebert (1964).

Beurlen (1988) estudando rochas metamáficas das regiões de Floresta e Bodocó (limite sul do Domínio Estrutural Central), determinou, através de química mineral, um evento metamórfico em regime de alta pressão (13 ± 2 kb e 580 ± 60 °C), na fácies eclogito.

Silva Filho (1989) sugerem uma tectônica de baixo ângulo associada a um processo de colisão e encurtamento crustal durante a intrusão da suíte ultrapotássica da área de Terra Nova, PE.

Guimarães et al (1989), com base no estudo petrogenético do complexo intrusivo Bom Jardim, admite natureza shoshonítica deste complexo e seu posicionamento associado a falhas de baixo ângulo, são evidências de magmatismo relacionado a colisão de blocos continentais.

Vários autores estudaram diversos corpos granitóides do Faixa Piancó-Alto Brígida e Sial (1986 e 1987) e Sial et al (1989 e 1990) apresentam uma síntese sobre os vários corpos granitóides do Sistema Piancó-Alto Brígida, propondo a seguinte classificação: granodioritos a tonalitos calcioalcalinos, "tipo Conceição", posicionados, principalmente dentro do Grupo Cachoeirinha (Emas, Ouricuri, Conceição, Diamante e Ipueiras); granitos porfiríticos K-calcioalcalinos, "tipo Itaporanga" (Itaporanga, Bodocó, Serra da Lagoinha, Brejinho, Prata e Sumé); sienitóides peralcalinos "tipo Catingueira / Triunfo" (Catingueira, Triunfo, Campo Grande, Urtiga, Bom Nome, Casé, Serra do Man, Serra da Penha e Passagem da Borborema); tonalitos e granodioritos leucocráticos com afinidades trondhjemiticas "tipo Serrita" (Serrita, Salgueiro e Teixeira); granitóides com afinidades shoshoníticas (parte do batólito de Terra Nova, porção central e leste do Teixeira, Serra do Arapuá, Serra Grande, Flores e Solidão).

Lima (1989) apresenta um quadro evolutivo tectono-metamórfico para as rochas proterozóicas de parte do segmento mediano do Domínio Estrutural Central, as quais

constituem os xistos do Grupo Cachoeirinha. Química de rocha total nestas litologias indicam um protólito pelítico a semi-pelítico, provavelmente, depositado em um ambiente de margem continental ativa. As condições P/T para estas rochas variam do fácies xisto verde ao anfíbolito, com pressões e temperaturas estimadas entre 2 - 4 kbars e 400° - 700°C, apontando para um gradiente metamórfico de 30° - 40°C/km. Análise destes parâmetros, segundo Lima (1989), apontam para uma evolução tectônica durante o Proterozóico, em ambiente de margem continental ativa, com consumo de crosta oceânica e posterior colisão continental. A associação mineral e feições estruturais das rochas do Grupo Cachoeirinha são explicadas através de uma evolução P/T, onde o pacote rochoso foi submetido a pressões moderadas, gerando um fábrica penetrativa proeminente (Sp) e cristalização e rotação de porfiroblastos de granada e estauroлита. Este evento teria ocorrido entre 1150 e 928 Ma. Uma vez atingida a pressão máxima, crescimento estático ocorre e temperatura máxima favorece as reações de desidratação, que teriam ocorrido entre 833 - 550 Ma, corroborado pela intensa atividade magmática no final do Proterozóico. Com a razão de erosão maior que o soterramento, todo pacote rochoso ascende e fábricas mais frágeis são formadas neste percurso.

Mariano (1989) estudando o Batólito Itaporanga de composição calcio-alcálica de alto potássio, intrusivo na região de contato entre os grupos Salgueiro e Cachoeirinha, interpreta seu posicionamento como um diápiro, segundo uma abertura *pull-apart* ao longo de uma falha direcional curva. Química de rocha total sugere que processos de mistura de magmas (magma quartzo monzonítico-granítico e magma K-diorítico) atuaram durante a evolução do batólito Itaporanga, apesar de processos de fracionamento e assimilação magmáticas também terem ocorrido. Foliação subcircular sugere posicionamento diapírico final e que o nível atual de exposição é a zona de raiz do diápiro, onde intensa interação entre magmas pode ocorrer. Idade isocrônica Rb-Sr de 620 ± 20 Ma (razão inicial de 0.7058), para o fácies porfíritico é apresentada por Mariano (1989), que a considera como a idade máxima de posicionamento. Idade Ar-Ar em hornblenda e biotita fornecem idade entre 580 e 540 Ma (respectivamente). A idade Ar-Ar em hornblenda é interpretada como idade mínima de posicionamento ou de resfriamento e a idade Ar-Ar em biotita é a idade de resfriamento. Logo, o Batólito Itaporanga mostra uma taxa de resfriamento de 5°C/Ma (taxa baixa) ou o registro de regime termal abaixo de 500°C e acima de 300°C, que poderia estar associado zonas de cisalhamentos (Falha dos Cochos). Relações de campo levaram Mariano (1989) a sugerir que granitóides dos tipos Conceição e Itaporanga sejam cogenéticos, sendo o tipo Conceição mais novo. Dados de química mineral sugerem que o Batólito Itaporanga começou a se cristalizar a uma profundidade de 18 - 15 km (pressão de 5 ± 1 kbar) e temperatura de 558°C (gradiente termal estimado de 30°C), tendo seu posicionamento ocorrido durante o evento tectono-termal

relacionado a Zona de Cisalhamento de Cochós que promoveu a mistura mecânica dos magmas.

Veiga Júnior et al (1990) descrevem na Folha Afogados da Ingazeira um complexo gnáissico-migmatítico, constituído por ortognaisses e gnaisses bandados, geralmente, migmatizados de composição granítica a granodiorítica, com leptinitos e ortoanfibolitos, tidos como as rochas mais antigas da região, além de outros três complexos, de provável idade proterozóica inferior, que congregam a Faixa de Dobramentos Pajeú-Paraíba. O Complexo São Caetano constituído por uma sequência terrígena psamo-pelítica, com gnaisses, xistos, leptinitos e quartzitos. O Complexo Irajá que constitui um complexo metavulcânico-metassedimentar com paragnaisses feldspáticos com intercalações de calcários e anfibolitos e rochas metavulcânicas de natureza toleítica oceânica, associadas a arco de ilhas, compreendendo ortoanfibolitos e metatufos básicos, além de metacherts e de rochas calciossilicáticas. O Complexo Sertânia formado por uma sequência psamo-pelítica, constituída por gnaisses com intercalações de metacalcários e de rochas calciossilicáticas. Além desses complexos são descritos os grupos Cachoeirinha e Salgueiro na Faixa de Dobramentos Piancó-Alto Brígida, e rochas plutônicas, estas agrupadas em três suítes graníticas de acordo com seu posicionamento: aquelas relacionadas à deformação tangencial (Proterozóico Médio), as associadas a deformação transcorrente (Proterozóico Superior) e o plutonismo sin a pós-transcorrência.

Brito Neves et al (1990) fornecem idades U-Pb em zircões de rochas metavulcânicas ácidas, da região de Macacos-Piaus (Pb) e Manaira-Poço do Cachorro (Pb), na Faixa de Dobramentos Piancó-Alto Brígida, de 1.1 Ga, interpretando esta como idade de erupção das rochas vulcânicas, enquanto as idades Rb/Sr nas mesmas rochas, de 950 Ma, são interpretadas como idade do metamorfismo regional.

Bittar et al (1992), em um trabalho de reconhecimento, questionam a existência dos grupos Salgueiro e Cachoeirinha conforme descritos na literatura

Vaucher et al (1992) interpretam a estruturação da Província da Borborema como resultado da orogenia Brasileira, a qual gerou uma complexa rede de zonas de cisalhamentos transcorrentes de escala continental, resultando em um sistema mecanicamente coerente ao longo de um único evento tectônico final, o Sistema de Zonas de Cisalhamento Borborema (SZCB), resultado de uma colisão oblíqua na margem noroeste. O sistema teria se desenvolvido numa crosta quente e altamente plástica. Sugerem, a partir de estudos de petrofábricas que a atividade principal do SZCB é contemporânea ao metamorfismo de baixa pressão-alta temperatura e fusão crustal, e que tanto as zonas de cisalhamentos de direção NE-SW como as de direção E-W possuem movimento dextral. Ramos de direção N a NE

mostram evidências de transpressão, enquanto zonas de cisalhamentos de direção E-W são preenchidas por magmas sintectônicos, sugerindo transtensão.

Figueiredo et al (1992) interpretam os sistemas de cisalhamentos dextrais Patos-Seridó e Campina Grande como controladores dos processos orogênicos (deformação, metamorfismo e magmatismo, durante o ciclo Brasileiro, a 700 - 450 Ma), que afetaram distintos níveis estruturais do embasamento gnaissico-migmatítico arqueano e transamazônico e da cobertura sedimentar proterozóica. Baseado em dados geotermobarométricos e datações, estes autores descrevem dois eventos tectono-metamórficos descontínuos no tempo e espaço. Um de idade mínima 544 ± 3 Ma caracterizado pelo funcionamento sincrônico dos sistemas cisalhante litosféricos Patos-Seridó e Campina Grande, que durante esta fase estavam dispostos *en relais* e não apresentam continuidade estrutural. A deformação dos diferentes fácies datados é sin-metamórfica e de alta temperatura (fácies anfibolito, com temperaturas entre 550° e 650°C). No segundo evento termo-tectônico, de idade mínima de 505 Ma, os sistemas cisalhantes Patos-Seridó e Campina Grande são reativados simultaneamente e a deformação dúctil intensa, ao longo de bandas métricas de cisalhamento, é associada a um metamorfismo dinâmico no fácies xisto verde/anfibolito, com temperaturas entre 400° - 500°C.

Accioly (1993), estudando as rochas metavulcânicas e metapelíticas a norte da Cidade de Serra Talhada, observou que estas foram metamorfoseadas em condições P/T do fácies xisto verde baixo (zona da clorita) até o fácies anfibolito (zona da granada), com temperatura máxima da ordem de 550° C, atingida durante a segunda fase de deformação (D2), e metamorfismo hidrotermal associado a cisalhamentos da terceira fase de deformação (D3). As rochas metavulcânicas foram subdivididas, com base na composição químico-mineralógica e posicionamento em relação a deformação principal (D2), nos grupos: (I) metariolitos e metariodacitos pré-D2; (II) microsienitos pós-D2; (III) metabasaltos, metandesitos e metatufos (actinolita xistos, clorita-epidoto-actinolita xistos) pré-D2; e (IV) metagabros. Para as rochas metavulcânicas básicas duas tendências geoquímicas são observadas: uma alcalina e a outra sub-alcalina toleítica, apresentando enriquecimento em K, Rb, Ba, e ETR leves, similares aos de toleítos continentais recentes de ambientes intra-placa, com os padrões de ETR sugerindo enriquecimento crustal, o que é corroborado pela análises das rochas metavulcânicas ácidas e dos metassedimentos. Um modelo envolvendo deposição da sequência em ambiente distensivo do tipo rifte continental, com possível formação de assoalho oceânico, fechamento da bacia durante as fases compressivas D1 e D2 e intrusão dos metabasitos sub-alcalinos dos grupo IV. Segue-se a fase transtensional com posicionamento de rochas sub-vulcânicas peralcalinas do grupo II.

Silva Filho (1993) propõe uma subdivisão estatigráfica para as rochas da Faixa de Dobramentos Piancó-Alto Brígida, iniciando com os Grupo Uauá, Grupo Bom Nome e Complexo Sertânia, de idade mesoproterozóica, constituído por supracrustais e ortoderivadas de médio a alto grau metamórfico, sobre as quais, em discordância, depositou-se as rochas do Grupo Salgueiro, no final do Proterozóico Médio, constituído por filitos, grauvacas e metavulcânicas ácidas, intermediárias e básicas, interpretadas como depósitos relacionados a bacia extensional associada a arco vulcânico ou rifte. No topo, ocorre o Grupo Cachoeirinha, correspondendo a depósitos plataformais do Proterozóico Superior, em discordância sobre o Grupo Salgueiro.

Campos Neto et al (1994a e 1994b) propõem a designação de Domínio Tectônico Rio Pajeú (DTRP) para uma região situada entre os lineamentos Patos e Floresta, constituída pela Faixa de Dobramentos Piancó-Alto Brígida (FDPAB), Faixa de Dobramentos Pajeú-Paraíba (FDPP) e pelo Alto do Teixeira, que separa as faixas de dobramento. Na FDPAB descrevem informalmente: o Complexo Metavulcanossedimentar Riacho Gravatá (metavulcânicas ácidas, metagrauvas e metarritimitos), Complexo Metavulcanossedimentar Poço dos Cachorros (predomínio de metabásicas), Complexo Meta-Turbidítico Serra do Olho D'Água (metaconglomerados polimíticos, metarritimitos, metapelitos e metagrauvas depositados sob regime de correntes de turbidez) e Nappe Piancó (metagrauvas e metapelitos). Na FDPP descrevem o Complexo Irajá-Sertânia (metaplutônicas e metavulcânicas calcio-alcalinas e metagrauvas vulcanoclásticas) e complexos metamórficos de alto grau (descritos por Beurlen, 1988; Beurlen et al, 1990, 1991 e 1992; Santos et al, 1993).

Campos Neto et al (1994a e 1994b) propõem para o DTRP a seguinte evolução: (1) regime de adelgaçamento crustal de uma massa paleoproterozóica (Alto Teixeira); (2) estágio rifte (1.1 Ga) representado pelo Complexo Metavulcanossedimentar Riacho Gravatá, com sedimentação e vulcanismo bimodal típicos; (3) Orogênese Cariris Velhos (1.0 Ga), com a inversão da tectônica distensiva para compressiva, com convergência de placas, deposição do Complexo Meta-Turbidítico Serra do Olho D'Água sobre o Complexo Metavulcanossedimentar Poço dos Cachorros, na FDPAB, e estabelecimento, na FDPP, de um arco magmático plutono-vulcânico calcio-alcalino (onde o vulcanismo grada para sequências vulcanoclásticas do Complexo Irajá-Sertânia) e pelos complexos metamórficos de alto grau relacionados à colisão; (4) Orogênese Transnordestina, sem registros de sedimentação no DTRP, representada por expressivo magmatismo plutônico a 620 Ma, com zoneamento químico que sugere uma origem relacionada a subducção, possivelmente para SE, com o arco magmático localizado na FDPAB. Granitos do tipo-S e tipo-I Caledonianos e uma granitogênese peralcalina associada a uma intensa deformação dúctil-rúptil associada a colisões oblíquas no Cambriano Inferior (545

Ma). A deformação desenvolvida durante o estágio colisional transnordestino seria caracterizada por cavalgamentos oblíquos para NE, em domínios transpressivos entre zonas de cisalhamento dextrais. A transição para o estágio pós-orogênico no Cambriano Superior, seria marcada por magmatismo peralcalino e ultrapotássico associados a regimes distensivos. Segundo Campos Neto et al (1994a e 1994b) o DTRP deve representar uma microplaca com margem ativa à sudeste e, provável margem passiva à noroeste, no final do Esteniano.

Santos (1995 e 1996) descreve a Província da Borborema como uma faixa móvel Mesoproterozóica desenvolvida na parte norte do Craton do São Francisco, a qual evoluiu através de um mecanismo de "colagem" de terrenos. O Terreno Alto Pajeú representaria um segmento relativamente jovem, de idade meso a neoproterozóica, enquanto os terrenos de Alto Moxotó e Pernambuco-Alagoas (em parte) possuiriam uma evolução mesoproterozóica, com remanescentes paleoproterozóicos.

Lima et al (1996) obtiveram idades Rb/Sr na ordem de 2700 ± 100 Ma, com razão inicial de 0.701 e de 1990 ± 10 Ma, com razão inicial de 0.720, em ortognaisses bandados do Complexo Floresta, além de um dado K/Ar em rocha total em anortosito também no Paleoproterozóico.

Medeiros (1995), a partir de dados de sensoriamento remoto, apresenta um mapa do Domínio Estrutural Central onde os grandes lineamentos e principais corpos graníticos brasileiros são cartografados, sugerindo que o padrão de encurvamento dos fotolineamentos e as formas dos corpos graníticos podem ser utilizados como marcadores cinemáticos. A partir destes dados, observa que os cisalhamentos transcorrentes NE-SW, geralmente, apresentam movimento sinistral e os de direção E-W, dextrais (zonas de cisalhamentos Patos e Coxixola), em concordância com modelo em dominó, proposto por de Jardim de Sá (1995). Medeiros (1995) ressalta ainda o alinhamento de rochas shoshoníticas/peralcalinas ao longo do Lineamento Pernambuco e em uma outra faixa orientada NE, correspondente a *sienitóide line* de Sial (1986), Ferreira et al (1986), Sial et al (1988) e Ferreira (1991). Os granitóides estudados por Medeiros (1995) caem no campo dos granitóides de arco vulcânico pós-colisional, com exceção do Itaporanga, que mostra assinatura geoquímica de granito intraplaca e das peralcalinas tipo Triunfo, que plotam tanto no campo de arco vulcânico como no campo sin-colisional. A maioria das amostras representam suítes calcio-alcálinas/alcálinas de colisão continental, poucas com assinatura geoquímica de arco oceânico-margem continental ativa.

Van Schmus et al (1994 e 1995) interpretam a Província Borborema como parte central do cinturão orogênico Pan-Africano-Brasiliiano, formada durante uma convergência neoproterozóica tardia e a colisão dos cratons São Luís-África Ocidental e São Francisco-Congo-Kansai. Subdividem a Província Borborema, com base em dados isotópicos Sm/Nd e

U/Pb, e em função de sua história pré-colisional em três domínios geotectônicos. O primeiro, localizado a norte do Lineamento Patos, corresponde aos maciços Rio Piranhas e Caldas Brandão e por supracrustais de idade neoproterozóica. O outro, a sul da província, engloba o Craton do São Francisco e, entre eles, o domínio estrutural central, de evolução mais complexa, que seria constituído por blocos do embasamento paleoproterozóico ou arqueano, alternado com faixas móveis mesoproterozóicas e neoproterozóicas.

Lima et al (1995), com base em dados geoquímicos, subdividem as rochas metavulcânicas da Faixa de Dobramentos Piancó-Alto Brígida (xistos verdes, anfíbolitos e gnaisses félsicos) em três grupos distintos de metabásicas e em um grupo de metafélsicas. As rochas metabásicas foram subdivididas em: grupo A, basaltos intra-placas; grupo B, basaltos de cadeias meso-oceânicas e/ou N-MORB; e grupo C, basaltos de arco vulcânico. As metafélsicas são alcalinas e subalcalinas, apresentando padrões *spidergrams* similares às rochas vulcânicas calcio-alcalinas de arco. Observam que os dados geoquímicos sugerem ambiente de *back-arc*, conforme proposto por Campos Neto et al (1994a e 1994b). Propõem uma evolução a partir de um registro extensional a 1,1 Ga, com intrusão de metabásicas do grupo A, que se associadas às metavulcânicas alcalinas do grupo D poderiam indicar um vulcanismo bi-modal do estágio rifte. As rochas do grupo B com características de MORB seriam consistentes com uma bacia extensional com contaminação crustal, e algumas destas (metagabro) poderiam representar remanescentes de crosta oceânica. As metabásicas do grupo C e algumas metavulcânicas félsicas do grupo D poderiam representar vulcanismo associado a convergência de placas, pode poderia ter ocorrido a 1,05 Ga.

Almeida (1995) estudando as rochas metamáficas toleíticas de Itatuba (Pb), localizadas na Faixa de Dobramentos Pajeú-Paraíba, provavelmente, originadas por fusão parcial de um manto enriquecido localizado abaixo de uma zona de subducção, identificou uma evolução litosférica complexa, com um estágio de evolução no fácies eclogito, um evento no fácies granulito e um último no fácies anfíbolito. A temperatura estimada varia de 726° a 1185°C e a pressão de 4,8 a 8,2 kbars, que representam condições de reequilíbrio parcial nos fácies anfíbolito e granulito, respectivamente.

Brito Neves et al (1995) formalizam a orogênese Cariris Velhos, observada a sul do Lineamento Patos, que compreende um ciclo de Wilson completo iniciado no Mesoproterozóico (abertura) e que se prolongou até o Neoproterozóico (colisão).

Fonseca (1996) descreve a sequência metavulcanossedimentar mesoproterozóica do Complexo Irajá, próximo ao município de Sertânia, como constituída por paragneisses com intercalações de anfíbolito e mármore (sequência sedimentar), ortoanfíbolitos, metatufos (componentes vulcânicos), diques e sills de metagabros e dioritos, e níveis de metachert. Dois

estágios metamórficos são observados: o mais antigo do fácies anfibolito alto, com temperatura da ordem de 720° C, e um segundo estágio retrógrado para o fácies xisto verde. Quimicamente os ortoanfibolitos são basaltos a basaltos andesíticos de baixo K, semelhantes aos basaltos toleítos de arcos de ilhas oceânicas, as metapiroclásticas são semelhantes aos traquitos de alto-K a traquiandesitos, enquanto as rochas metavulcanoclásticas e os metagabro/dioritos são semelhantes as rochas calcio-alcálica de arco de ilha. Os paragneisses são interpretados como gerados em ambientes de arco, com uma clara contribuição continental.

Sales (1997) estudando as rochas do complexo Irajá (metavulcanossedimentar) e Sertânia (metassedimentar) na área de Afogados da Ingazeira, observa que as análises químicas de rochas metassedimentares indicam uma composição litoarenítica e arcossiana para o primeiro e grauvaquica para o segundo, depositados em ambiente de arco vulcânico, sendo que o Complexo Irajá mostraria uma componente subordinada de margem continental ativa. Dados estruturais e de geotermometria e geobarometria indicam que os referidos complexos estiveram em níveis crustais diferentes (650° C e 6,5 kbar para o metamorfismo associado a principal fase de deformação, no Complexo Irajá e de 600° C e 3,7 kbar para o Complexo Sertânia. A justaposição destes níveis crustais distintos foi interpretada como associada a movimentação dextral, da Zona de Cisalhamento Afogados da Ingazeira, durante o Brasiliano.

Kozuch et al (1997a e 1997b), estudando rochas localizadas em uma faixa que passa a nordeste de Serra Talhada e a sul da cidade de Teixeira, concluem que a maioria das rochas tidas como embasamento gnáissico representam, juntamente com depósitos metavulcânicos, um mesmo ciclo magmático com idades similares no limite Mesoproterozóico/Neoproterozóico (cerca de 1,0 Ga). Dados de ϵNd sugerem derivação de um manto litosférico enriquecido ou, de uma mistura envolvendo manto empobrecido e crosta enriquecida. Os valores T_{DM} obtidos, segundo os referidos autores, seriam mais sugestivos para a segunda possibilidade. Nova atividade magmática teria ocorrido há cerca de 750 Ma (tufo de Iguaraci), admitindo assinaturas isotópicas para protólitos tipo Cariris Velhos.

II. COMPARTIMENTAÇÃO ESTRATIGRÁFICA

No presente trabalho foram definidos, a partir dos dados estratigráficos e geocronológicos cinco diferentes conjuntos estratigráficos (Fig. 3): Complexo Serra Talhada, Xistos Sertânia, Complexo Riacho Gravatá, Complexo Cachoeirinha e a Sequência Serra do Olho D'Água.

O Complexo Serra Talhada compreende ortognaisses e migmatitos que ocorrem no núcleo, em forma de amêndoa, de uma estrutura antiformal. Constitui-se predominantemente por rochas plutônicas paleoproterozóicas e mesoproterozóicas, intensamente deformadas e migmatizadas no Neoproterozóico. Ocorrem, juntamente com os Xistos Sertânia, no extremo sudoeste da área e no domínio do Alto Teixeira-Terra Nova (Brito Neves et al, 1995). O Complexo Riacho Gravatá, composto por rochas metavulcânicas e metassedimentares mesoproterozóicas ocorre no interior de três amêndoas orientadas nordeste, duas das quais encontram-se separadas pela extensão dextral da Zona de Cisalhamento Jurú e limitadas, a noroeste, pela zona de cisalhamento dúctil-rúptil e lateral dextral Serra do Caboclo. O noroeste da área (entre a Zona de Cisalhamento Boqueirão dos Cochos, a noroeste, que inflete a leste na direção do Lineamento Patos, e Zona de Cisalhamento Serra do Caboclo, a sudeste) é dominado pela faixa de ocorrência do Complexo Cachoeirinha que contém metariolitos e metadacitos neoproterozóicos. A Sequência Serra do Olho D'Água representa um sistema turbidítico que ocorre de forma descontínua no noroeste da Zona de Cisalhamento Serra do Caboclo.

Essas distintas unidades estratigráficas possuem, como traço comum de união, a foliação metamórfica principal, originalmente sub-horizontal. Essa foliação, nas rochas de maior cristalinidade, representa uma estrutura S2 devido ao registro contínuo da recristalização mineral organizada nos estádios cedo, sin e tardi-cinemáticos da deformação tangencial.

Fig.3) Esboço geológico localizando os terrenos tectono-estratigráficos da Faixa Piancó-Alto Brígida.

II.1 COMPLEXO SERRA TALHADA

Os ortognaisses do Complexo Serra Talhada são rochas acinzentadas (cinza médio e cinza escuro), com textura granoblástica a protomilonítica e granulação média (Foto 1). São biotita granito-tonalito gnaisses contendo bandas lenticulares e decimétricas, locais, de anfibolito (Foto 1A) e um fino bandamento (sub-centimétrico) contínuo e retilíneo a quartzo e plagioclásio de granulação média. Um hornblenda-biotita tonalito gnaiss de granulação média a grossa também ocorre. Corpos alongados, de pouca expressão lateral, de biotita granito-gnaiss cinza-rosado, com porfiroclastos róseos de feldspato potássico ocorrem tectonicamente paralelos aos ortognaisses. Os ortognaisses apresentam um bandamento estromático sin-cinemático, sub-centimétrico a decimétrico, lenticular e de contornos irregulares, boudinados ou em estruturas tipo *pintch-and-swell*, composto por um leucossoma quartzo-feldspático emoldurado por um melanossoma e enriquecido em biotitas grossas (Foto 2). Estas estruturas gradam e são invadidas por migmatitos diatexiticos cinza claros, por vezes oblíquos ao bandamento original dos ortognaisses (Foto 1B), guardando restitos de anfibolitos (Foto 3). Xenólitos do granito gnaiss cinza-rosado, porfiroclástico e grosso, com biotita e minerais opacos oxidados, também são frequentes (Foto 5).

Nos gnaisses bandados e migmatitos observa-se uma foliação principal do tipo S2, gerada durante o pico do metamorfismo regional, definida pela orientação preferencial de minerais máficos dispostos paralelamente ao bandamento gnáissico. Esta foliação pode estar transposta para uma foliação milonítica de alto ângulo de mergulho relacionada à terceira fase de deformação, penecontemporânea as zonas de cisalhamento transcorrentes.

Os ortognaisses e migmatitos são cortados por: a) hornblenda-biotita granodiorito cinza, de granulometria média a grossa e, foliação de fluxo magmático conferida pela orientação preferencial dos minerais máfico; b) diques de até 5 metros de largura de sienito fino, associado à intrusão do Batólito Triunfo; c) diques centimétricos a decimétricos de diorito fino e de biotita granito fino.

Biotita ortognaisses bandados foram datados pelo método Rb-Sr em rocha total em 2,1 Ga (razão inicial de 0,7026), enquanto que as rochas granito-gnáissicas porfiroclásticas sugerem, pelo mesmo método, valores isocrônicos em 1,0 Ga (Tabela 1- Brito Neves, inédito). Esses valores situam os ortognaisses constituintes deste complexo no Paleoproterozóico (ou mais antigos) e apontam idades mesoproterozóicas para o granito porfirítico.

A anatexia parcial sin-cinemática grada a intensa fusão e geração, sin a tardi-cinemática, de material diatexitico que engloba xenólitos dos granitos porfiroclásticos. Assim,

esse processo metamórfico e deformacional, de alto gradiente térmico e gerador de rochas, pode ser correlacionado aos processos neoproterozóicos que precederam as intrusões dioríticas e sieníticas.

Foto 1) Biotita-gnaiss bandado cinza mostrando níveis anfibolíticos (A) e migmatização. Observa-se em (B) o leucossoma cortando o bandamento do gnaiss. Ocorre ainda *schilliren* no mesossoma (C).

Foto 2) Hornblenda-biotita-gnaiss bandado migmatizado. Placas de hornblenda e biotita mais desenvolvidas são observadas no contato entre leucossoma e o gnaiss. Granito (diatexito) ocorre paralelo A direção da transcorrência (S3).

Foto 3) Xenólito (restito ?) da anfibolito em diatexito.

Foto 4) Augen-gnaiss em núcleo de dobra da terceira fase de deformação (D3) que dobra o biotita-gnaiss bandado e desenvolve no augen-gnaiss uma foliação S3.

Foto 5 - Diatexito gerado a partir de intensa migmatização dos gnaisses bandados.

II.2 XISTOS SERTÂNIA

A noroeste da cidade de Serra Talhada, aflora muscovita-biotita xisto cinza, feldspático e grosso, possivelmente oriundo de metagrauvacas. Veios centimétricos sub-concordantes de quartzo e quartzo-feldspáticos são comuns. Os xistos grauváquicos possuem porfiroblastos centimétricos de granada ricos em inclusões poiquiloblásticas de quartzo, biotita, allanita e de minerais opacos, que nas borda parece sobrecrecer a foliação principal. O plagioclásio no geral é zonado (oligoclásio-andesina) e a biotita sin-cinemática mostra pleocroísmo variando de amarronada a tonalidades marrom-avermelhadas. Apatita, zircão, turmalina e minerais opacos são os acessórios, frequentemente, observados.

Esses xistos afloram na borda sul do Alto Teixeira-Terra Nova e têm suas ocorrências limitadas na área do presente trabalho. Foram relacionados às metagrauvacas do Complexo Sertânia e tidos como contemporâneos ao vulcanismo do Mesoproterozóico Esteniano no sistema de dobramentos Pajeú-Paraíba (Santos, 1995; Brito Neves et al, 1995).

II.3 COMPLEXO RIACHO GRAVATÁ

O termo Complexo Riacho Gravatá é aqui empregado para designar um conjunto de rochas que ocorre numa faixa de direção NE-SW, limitada a Norte pela Zona de Cisalhamento Serra do Caboclo e a sul pelo Alto Teixeira-Terra Nova. Este complexo ocorre, na área estudada, geometricamente em três amêndoas, limitadas por zonas de cisalhamentos e constituídas por diferentes litofácies, de oeste para leste: Amêndoa Serra da Pinheira, Amêndoa Macacos Piaus e Amêndoa Serra do Mocambo.

O Complexo Riacho Gravatá compreende cinco unidades litodêmicas distintas: **unidade A**, constituída predominantemente por metavulcânicas básicas, às quais podem estar associadas metavulcânicas ultrabásicas, ácidas e intermediárias, metapelitos, metapsamitos, formações ferríferas bandadas (BIF), metacherts e metamargas; **unidade B**, constituída por rochas metavulcânicas e/ou metaplutônicas de composição ácida a intermediária; **unidade C**, constituída por metapsamitos e metavulcânicas ácidas, com metapelitos e metatufos subordinados; **unidade D**, constituída predominantemente por metapelitos e metapsamitos, muitas vezes em alternâncias rítmicas (metarritmitos), com metagrauvacas e metatufos; e a

unidade E ou unidade indivisa, assim designada pela ausência de litotipos predominantes. Estas unidades dispõem-se litoestratigraficamente nas diferentes amêndoas.

Datações pelo método U-Pb em zircões em rochas metavulcânicas ácidas (Tabela 2), interpretadas como resultantes de magmatismo distensivo intraplaca (Lima et al, 1996; Accioly, 1994), fornecem idades (intercepto superior) variando entre 930 a 1.100 Ma (Brito Neves et al, 1990; Brito Neves et al, 1995; Kozuck et al, 1997). Isócrona Rb-Sr em rocha total das metavulcânicas ácidas e xistos associados, fornecem idades de 948 ± 6 Ma (Brito Neves et al, 1995). Esta idade Rb-Sr é questionada pelos próprios autores devido a forte dispersão apresentada, mas aceita em função da diversidade dos litotipos utilizados e da coerência com os dados U-Pb em zircões. As idades U-Pb são interpretadas pelos referidos autores, como idade da intrusão associada a um rifte, enquanto os valores Rb-Sr foram relacionados a um metamorfismo. Segundo Brito Neves (1995), os dados Sm-Nd em rochas metavulcânicas do Complexo Riacho Gravatá, com idades modelos (T_{DM}) variando de 2,08 a 1,7 Ga e ϵ_{ND600} variando de -9,6 a -10,1 (Tabela 2), evidenciam um protólito crustal.

II.3.1 Amêndoa Serra da Pinheira

Esta amêndoa localiza-se na porção oeste da faixa de ocorrência do Complexo Riacho Gravatá, a noroeste da cidade de Manaíra. Neste contexto três perfis litoestruturais (anexos 2, 3 e 4) permitiram a reconstituição da estratigrafia local deste complexo.

No perfil Manaíra-Santana da Mangueira (Perfil A-A', anexo 2) o Complexo Riacho Gravatá encontra-se metamorfoisado no fácies xisto verde, zona da biotita, localmente com granada. As unidades litodêmicas **A, B, C, D e E** sucedem-se ao longo deste perfil, em contatos tectônicos entre si, através de lascas de cavalgamento para SE. Os cavalgamentos foram posteriormente truncados por zonas de cisalhamento de direção SW-NE, dificultando o entendimento do empilhamento estratigráfico.

Na **unidade A**, com predomínio de metavulcânicas básicas, são descritos xistos finos da aspecto homogêneo, cor esverdeada e xistosidade marcante, frequentemente manganésíferos, constituídos por clorita magnésiana, anfibólios da série tremolita-actinolita, biotita localmente cloritizada, quartzo e plagioclásio podendo conter ainda, minerais opacos muitas vezes associados à titanita (hipidiomórfica a idiomórfica, geralmente), epidoto, apatita, zircão e carbonatos (localmente), que guardam proporções diferentes entre si. O plagioclásio

de composição albita-oligoclásio ocorre via de regra zonado, em grãos euedrais a subeuedrais (relictos ígneo ?).

Um tipo especial de metabásica (com composição gabróide), descrito somente na **unidade A**, ocorre como diques paralelos a foliação principal (S2) e, no geral, apresenta uma deformação mais acentuada nas bordas. Trata-se de uma rocha subvulcânica, de aspecto homogêneo, granulometria média, constituída por augens de anfibólios (tremolita-actinolita), envolvidos por uma matriz composta, essencialmente de plagioclásio, parcialmente alterados. Microscopicamente o "metagabro" apresenta textura nematogranobástica, com cristais microblasto porfiríticos formados por agregados de actinolita e clorita e envoltos numa matriz de plagioclásio, interpretados por Accioly (1994) como pseudomórfos de piroxênio. Além do anfibólio e do plagioclásio ocorrem minerais opacos, titanita, epidoto e mica branca.

As metavulcânicas ultrabásicas ocorrem subordinadamente dentro da **unidade A**. São xistos finos com tremolita-actinolita podendo conter proporções variadas de talco, clorita, biotita e minerais opacos.

As metavulcânicas ácidas a intermediárias descritas na **unidade A** são xistos e gnaisses de textura, essencialmente, granoblástica e granulometria fina, com plagioclásio (albita-oligoclásio) e, localmente, K-feldspato (por vezes apresentando intercrescimentos micropertíticos), biotita, clorita, titânita, epidoto, zircão, muscovita e minerais opacos. Mostram um bandamento definido por bandas estreitas compostas, essencialmente, por feldspatos e quartzo recristalizados, alternados com bandas de filossilicatos paralelo a xistosidade principal. Também nestas rochas, Accioly (1994) descreve texturas ígneas preservadas, tais como embainhamento primário em feldspatos hipidióforicos a idiomórficos. São ainda descritos na **unidade A**, no perfil Manaíra-Santana da Mangueira, rochas metasedimentares: xistos finos com clorita, muscovita e biotita, filito grafitosos, quartzito fino e quartzito ferrífero bandado.

A **unidade B**, com metavulcânicas e/ou metaplutônicas ácidas, neste perfil é constituída, essencialmente, por gnaisses de granulometria fina a média, cor cinza, bandados centimetricamente, que podem conter porfiroclásticos de plagioclásio, K-feldspatos ou de quartzo (mais raros), envoltos numa matriz de plagioclásio, K-feldspato, quartzo e biotita. Clorita, muscovita e anfibólio da série tremolita-actinolita, também podem estar presentes. Apatita, zircão e minerais opacos são os minerais acessórios que ocorrem em proporções variadas. São anfibólio-biotita gnaisse médio bandado, muscovita-biotita gnaisse fino, magnetita-muscovita gnaisse fino, muscovita-biotita gnaisse fino bandado e granito de aspecto homogêneo, cor cinza, granulometria fina e foliado. A nível microscópico os gnaisses via de regra, apresentam textura granoblástica e blastoporfirítica com cristais de plagioclásio (albita-oligoclásio) e/ou K-feldspatos (por vezes micropertíticos) de tamanho variando entre 1 mm a

0,5 cm em média. O bandamento é conferido pela concentração preferencial de minerais félsicos, paralelos a xistosidade principal (S2).

A **unidade C** no perfil Manaíra-Santana da Mangueira é representada por metapsamitos e metavulcânicas ácidas intrusivas, aflorantes em áreas topograficamente elevadas, desenhando pequenos serrotes na topografia. Os metapsamitos são, predominantemente: quartzito fino laminado, com finas lâminas micáceas; quartzito cinza bandado, com bandas de espessuras centimétricas constituídas por muscovita, biotita e minerais opacos; quartzitos feldspáticos (metarenito lítico); quartzito microconglomerático com turmalina, biotita, muscovita e feldspatos (metarcóseo) e, quartzito com mica verde (fucksita). O quartzo nestas rochas ocorre por vezes como porfiroclastos milimétrico, ora arredondados (grânulos) ora alongados mostrando fortes indícios de deformação. A muscovita ocorre sempre em proporções secundárias ao quartzo, podendo estar dispersa na rocha, ou concentrada em níveis preferenciais, descrevendo um bandamento composicional paralelo à foliação principal. Subordinadamente, são descritas em algumas destas rochas, clorita, turmalina, granada milimétricas, biotita e mais raramente, grãos de feldspatos alterados de até 2 mm, interpretados como grânulos, além de minerais opacos, zircão e apatita. As metavulcânicas ácidas na **unidade C** são representadas por: "quartzitos feldspáticos" a duas micas, de aspecto homogêneo, com bandamento discreto conferido pela concentração de feldspatos; clorita-biotita gnaiss cinza esverdeado, granuloblastico fino, com níveis de poucos centímetros de cor rosada; gnaiss leucocráticos de granulometria fina e foliação marcante. Em algumas destas rochas observa-se, localmente, em lâmina delgada, texturas indicativas de protólito ígneo, tais como, embainhamento primário de K-feldspatos (meta-estável), zonação do tipo normal em plagioclásio e a presença de intercrescimento mimerquítico, além da presença de quartzo e plagioclásio, por vezes hipidiomórficos. São constituídas por plagioclásio (oligoclásio), K-feldspatos, quartzo, com alguma biotita, clorita, minerais opacos, epidoto, zircão e allanita. Associado subordinadamente aos metapsamitos e metavulcânicas ácidas intrusivas da **unidade C**, ocorrem ainda turmalinito bandado de granulação grossa, filito cinza laminado, localmente contendo granada, filitos grafitosos, e filitos carbonáticos.

A **unidade D**, constituída por metagrauvacas (vulcanoclásticas?), metapelitos intercalados à metapsamitos (metaritmicos), metapelitos carbonáticos e metatufos, tem como litotipos mais representativos no Perfil Manaíra-Santana da Mangueira, biotita-clorita xisto fino, muscovita-biotita xisto feldspático, filito negro grafitoso, filito cinza, quartzo-filito, sericita filito com porfiroclastos de feldspatos, muscovita-clorita-biotita xisto fino, filitos de cor ocre (máficos?) e granada-biotita xisto feldspático. Estas litologias ocorrem em intercalações decimétricas até quase métricas mostrando, localmente, um caráter transicional.

A **unidade E**, indivisa, que ocorre na porção mais a sul do perfil Manaíra-Santana da Mangueira, é constituída por filito ocre (metavulcânicas básicas), filito cinza algo grafitoso, quartzito micáceo fino de cor cinza, biotita-muscovita xisto fino de cor cinza claro e muscovita biotita xisto feldspático. Neste perfil, a unidade E é de difícil distinção da unidade D, em função do nível da exposição e do baixo grau metamórfico.

No Perfil Serra Talhada-Tabuleiro (Perfil B-B', anexo2) as rochas que compõem o Complexo Riacho Gravatá, na parte mais a sul, encontram-se metamorfasadas no fácies anfibolito zona da granada, localmente migmatizadas. Estas rochas foram enquadradas na **unidade E**, indivisa. São granada-muscovita-biotita xistos de granulometria média a grossa, granada anfibolito, anfibólio xisto, gnaiss médio a grosso bandado, localmente migmatizado; e muscovita-biotita xisto acinzentado intercalado com níveis, que variam de poucos milímetros a dezenas de centímetros, de quartzito micáceo, que constituem metarritmitos (raros e alterados nesta parte do perfil). Granada-muscovita-biotita xistos descritos nesta localidade, apresentam níveis, de poucos centímetros, de quartzo e quartzo-feldspatos subparalelos à xistosidade principal (S2, localmente, transposta para S3). Microscopicamente são constituídos por proporções variadas de quartzo; plagioclásio (albita-andesina) zonados e algo alterados para sericita e epidoto; biotita de cor marrom-avermelhada ora orientada paralela à foliação principal S2, ora como porfiroblastos oblíquos à esta; muscovita orientada paralela a foliação principal (em áreas onde não ocorre anatexia). A granada é milimétrica e anédrica, poiquiloblástica apresentando inclusões de quartzo, biotita, allanita, e minerais opacos, e um certo sobrecrecimento à foliação principal. Além desses minerais são descritos turmalina, apatita e zircão.

O gnaiss de granulometria média a grossa bandado é caracterizado por níveis, variando de alguns centímetros a quase um metro, máficos (biotita) e félsicos (quartzo-feldspáticos), localmente migmatizados, com concentrações de minerais máficos acompanhando os bordos dos níveis félsicos e remobilizados, os quais ora são discordantes ora subconcordante ao bandamento. Bandas anfibolíticas ocorrem localmente. Este gnaiss bandado estéril é interpretado como tendo origem metavulcânica.

Os anfibolitos, descritos neste perfil dentro da **unidade E**, são granoblásticos, de granulometria grossa a média e, geralmente possuem bandamento centimétrico. A nível microscópico, apresentam anfibólio, via de regra, com extinção ondulante, podendo ocorrer em grãos hipidiomórficos a idiomórficos, localmente como porfiroclastos. Estes estão orientados e definem a xistosidade principal; possuem pleocroísmo verde a verde-claro e podem conter inclusões de anfibólio com pleocroísmo variando de verde-escuro a verde-amarronzado. O plagioclásio (albita-andesina) apresenta-se, via de regra, zonado e orientado segundo a foliação.

Microclina hipidiomórfica é observada localmente. Granada pode estar presente ocorrendo parcialmente alterada para biotita e clorita, e por vezes poiquiloblástica com inclusões de quartzo, epidoto, zircão e, mais raramente, anfibólio. Também ocorrem quartzo e titanita (esta tende a ser arredondada em rochas com granada e, em rochas sem granada, variam de hipidiomórfica a idiomórfica), minerais opacos, zircão, apatita, epidoto. A biotita e/ou clorita ocorrem substituindo granada e anfibólios. O carbonato é um produto secundário. Estes minerais ocorrem em proporções variadas, definindo deste um anfibólio xisto até um granada-epidoto anfibolito.

À Norte da localidade de Santa Rita, ainda no Perfil Serra Talhada-Tabuleiro, ocorrem rochas da **unidade C** metamorfisadas no fácies anfibolito, zona da granada. Além de metarritmitos, constituídos por muscovita-biotita xisto acinzentado, localmente contendo granada milimétrica, intercalado a bancos milimétricos a centimétricos de quartzito micáceo, ocorrem gnaiss bandado, xisto feldspático a duas micas (metagrauvacas), granada-muscovita-biotita gnaiss e raros níveis anfibolíticos.

O xisto feldspático a duas micas e os gnaiss são microscopicamente constituídos por proporções variadas de: quartzo; plagioclásio, por vezes zonado (albita-oligoclásio); muscovita orientada paralela à xistosidade principal ou, como porfiroblastos, de até 5 mm, oblíquos a xistosidade e localmente com *kinks*; biotita (com as mesmas características) associada à muscovita, granada arredondada (parcialmente alterada para clorita e biotita) e em porfiroblastos, de até 1 cm, contendo inclusões orientadas (minerais opacos e quartzo) que definem uma foliação interna disrupta da foliação externa; sillimanita do tipo fribolita; turmalina zonada; e minerais opacos, os quais chegam a formar porfiroblastos poiquiloblásticos alongados, de até 3 mm, paralelos a xistosidade, com inclusões orientadas de quartzo, apatita anédrica, zircão com bordas arredondadas e epidoto.

Mais para o norte, ainda neste perfil, nas cercanias de Tabuleiro, o grau metamórfico parece diminuir ainda mais, atingindo o fácies xisto verde na zona da granada. Os xistos se tornam mais finos, intercalando-se com níveis de filito cinza grafitoso, de quartzito cinza e com gnaiss bandado de granulometria fina.

No perfil localizado a leste do lugarejo de Água Branca (Perfil C-C', anexo 3) as unidades, apesar de também apresentarem contatos tectônicos, parecem mais preservadas da deformação e permitem, a partir da integração com os dados dos demais perfis, reconstituir um empilhamento estratigráfico para o Complexo Riacho Gravatá na Amêndoa Serra da Pinheira (Fig. 4). Este é constituído na base, por um granada-muscovita-biotita xisto de granulometria média, intercalado com granada-biotita xisto feldspático médio, granada-muscovita-biotita gnaiss, biotita gnaiss bandado centimetricamente, granada-biotita

muscovita xisto cinza com níveis quartzosos e granada anfibolito, que passam ao topo para fáceis metamorfoseadas em condições de temperatura mais baixa, zona da biotita, com granada ocorrendo localmente. São xistos finos com muscovita, biotita e clorita em proporções variadas, filito cinza intercalado com quartzito micáceo fino e tremolita-actinolita xistos. Estas litologias congregam a **unidade E**, indivisa, cuja base é desconhecida, mas que apresenta uma espessura aparente de pelo menos 2.500 m. Sobre esta unidade ocorrem tremolita-actinolita xisto homogêneo, clorita-actinolita xisto, epidoto-clorita xisto, titanita-actinolita-xisto, talco xisto, biotita gnaiss fino, filito cinza intercalado milimetricamente com quartzito fino de cor cinza, níveis de formação ferrífera bandada e de metagabros que compõem a **unidade A**, de espessura aparente local de cerca de 1.500 m. Dentro da unidade A ocorre um nível descontínuo, de cerca de 400 m, com gnaisses variados que constituem a **unidade B**. Sobre a **unidade A** ocorre um pacote, de espessura aparente local de cerca de 500 m, constituído por muscovita-quartzito fino de cor cinza, quartzito com mica verde, quartzito branco intercalado milimetricamente com biotita-muscovita xisto cinza fino, quartzito microconglomerático, quartzito feldspático (metavulcânica ácida), biotita gnaiss cinza fino e homogêneo, biotita gnaiss bandado fino e níveis de turmalinito que conformam a **unidade C**. Jazendo sobre a **unidade C**, ocorre a **unidade D**, de espessura aparente de cerca de 400 m, descontínua, constituída por biotita-clorita xisto fino, muscovita-biotita xisto feldspático, filito negro grafitoso, filito cinza, quartzito-filto, sericita filito com porfiroclastos de feldspatos, muscovita-clorita biotita xisto fino, filitos de cor ocre, granada-biotita xisto feldspático, intercalados decimétrica à metricamente. Sobre esta unidade ocorre um nível descontínuo de espessura aparente máxima em torno de 250 m de gnaisses variados que constituem a **unidade B**. No topo do Complexo Riacho Gravatá na Amêndoa Serra da Pinheira, ocorre outro pacote da **unidade A** com espessura aparente mínima de 300 m e topo desconhecido.

Fig. 4) Coluna estratigráfica do Complexo Riacho Gravatá na Amêndoa Serra da Pinheira (base para o topo): unidade E (granada-muscovita-biotita xisto de granulometria média, granada-biotita xisto feldspático médio, granada-muscovita-biotita gnaisses, granada-biotita muscovita xisto cinza com níveis quartzosos e granada anfibolitos, que passa ao topo para rochas menos metamórficas: são xistos finos com muscovita, biotita e clorita e granada local, filito cinza intercalado com quartzito micáceo fino e tremolita-actinolita xistos); unidade B (tremolita-actinolita xisto, clorita-actinolita xisto, epidoto-clorita xisto, titanita-actinolita-xisto, talco xisto, tremolita-actinolita xisto homogêneo, clorita-biotita gnaisses fino, filito cinza intercalado com quartzito fino cinza, níveis de formação ferrífera bandada e metagabros); lente da unidade B (gnaisses variados) dentro da unidade A; unidade C (muscovita-quartzito fino cinza, quartzito com mica verde, quartzito branco intercalado milimetricamente com biotita-muscovita xisto cinza fino, quartzito microcolglometrático, quartzito feldspático, biotita gnaisses cinza fino homogêneo, biotita gnaisses bandado fino e níveis de turmalinito); unidade D (biotita-clorita xisto fino, muscovita-biotita xisto feldspático, filito negro grafitoso, filito cinza, quartzo-filito, sericita filito com porfiroclastos de feldspatos, muscovita-clorita-biotita xisto fino, filitos de cor ocre, granada-biotita xisto feldspático); nível descontínuo da unidade B (gnaisses variados); unidade A (metabásicas).

II.3.2 Amêndoa Macacos-Piaus

Localizada na porção central do Complexo Riacho Gravatá, a norte da localidade de Macacos, a Amêndoa Macacos-Piaus é bem reconhecida ao longo do perfil homônimo (Perfil D-D', anexo 3). A intensa deformação associada a terceira fase de deformação (F3) que transpõe a foliação principal regional S2 e acaba por degenerar em zonas de cisalhamento transcorrentes, não permitiu a reconstituição da estratigrafia do complexo nesta amêndoa. As litologias aflorantes ao longo do Riacho Gravatá, que empresta o nome ao complexo, foram agrupadas na **unidade E**, indivisa, que apresenta espessura aparente local de cerca de 5.000 m. São gnaisses finos a médios, bandados centimetricamente, gnaisses finos homogêneos de cor cinza, localmente, cortados concordantemente por veios quartzo-feldspáticos, biotita-muscovita xistos de granulometria média, granada-muscovita-biotita xistos de granulometria média, com vênulas de quartzo paralelas ao bandamento tectônico (S3) metarritmitos, constituídos pela alternância de níveis, centimétricos a decimétricos de quartzito micáceo, e mica xistos, localmente com granada, e anfibolitos com ou sem granada. Estas rochas ocorrem no fácies anfibolito de pressão alta.

Microscopicamente, os gnaisses são interpretados como tendo origem metavulcânica e/ou metaplutônica ácida, em função da dificuldade de se distinguir os protólitos devido ao grau de deformação/recristalização dos minerais. São gnaisses granoblásticos constituídos por: plagioclásio (oligoclásio) algo alterados; quartzo com extinção ondulante e subgrão; biotitas que ocorrem paralelas à xistosidade ou como porfiroblastos oblíquos (crescimento tardio); muscovita (rara) comumente intercrescida com a biotita; granada ocorre localmente por vezes poiquiloblástica com até 1 cm de diâmetro, apresentando inclusões de minerais opacos, quartzo e, mais raramente biotita, além de epidoto, apatita, allanita, zircão e minerais opacos; e clorita, que quando presente, substitui biotita e granada. Apresentam bandamento localizado é definido por concentrações de minerais micáceos, onde a biotita predomina, alternados com níveis quartzo-feldspáticos.

Nos xistos a duas micas, a muscovita e a biotita são volumetricamente proporcionais e definem a foliação principal, ou ocorrem como porfiroblastos (de até 1 cm). O quartzo, com fortes sinais de deformação e recuperação, é frequente e a granada, ocorre como porfiroblastos (de em média 1 cm de diâmetro), contendo inclusões orientadas definindo uma foliação interna (Si), e parcialmente substituída por biotita cloritizada e clorita. Algumas amostras apresentam porfiroclastos de plagioclásio algo alterados, sugerindo tratarem-se de metagrauvacas. Além destes minerais, podem ocorrer minerais opacos (orientados na foliação principal), apatita, turmalina, epidoto, allanita, titanita e zircão. A foliação principal S3, estável na

zona da clorita, é nesta amêndoa, de baixo ângulo e de terceira geração e transpõe generalizadamente a foliação metamórfica principal regional S2.

Os anfibolitos têm textura granonematoblástica equigranular, podendo em alguns casos, serem bandados centimetricamente, com o bandamento tectônico paralelo à xistosidade principal. São constituídos por hornblenda (pleocroísmo variando de verde claro a escuro e verde a verde-acastanhado), por vezes zonadas ou poiquilíticas, com inclusões de titanita, minerais opacos, zircão e quartzo. Os grãos de anfibólios estão orientados preferencialmente segundo a foliação principal, ocorrendo localmente, como grãos hipidiomórficos a idiomórficos. O plagioclásio (albita-oligoclásio) ocorre em grãos que variam de hipidiomórficos a xenomórficos, paralelos à foliação principal, via de regra zonados e, parcialmente, alterados para epidoto e sericita. Outras feições texturais dos plagioclásios observadas em algumas amostras são: intercrescimento simplectítico com anfibólio; presença de textura micropertítica; intercrescimento com quartzo (gráfico); e ainda, evidências de deformação/recuperação de grãos. A granada, quando presente, pode ser xenomórfica e, mais raramente hipidiomórfica a idiomórfica. Pode ser poiquilítica, com inclusões de quartzo e minerais opacos, e estar parcialmente substituída nas bordas e fraturas por clorita e/ou biotita cloritizada. O quartzo ocorre em proporções que variam de 5 a 20 %, por vezes, orientado paralelamente (neste caso, sendo comum o hábito tabular) à xistosidade principal e associado a feldspatos, definindo o bandamento composicional. Além destes minerais são descritos: minerais opacos, que chegam a ocorrer em porcentagens de até 5 %; biotita substituindo, parcialmente, o anfibólio e/ou a granada, via de regra cloritizada; titanita às vezes subédricas, geralmente em íntima associação com os minerais opacos; clorita, substituindo, parcialmente biotita e granada; epidoto (alguns grãos podem ser euédricos); zircão; allanita; apatita; rutílo; e carbonatos (secundários).

Dentro da unidade indivisa pôde-se individualizar um nível de rochas da **unidade A**, que no perfil apresenta espessura aparente mínima de 200 m. São metavulcânicas básicas (tremolita xisto) associadas a formações ferríferas bandadas e turmalinito, capeados por um nível de cerca de 50 m de espessura aparente de mármore branco a cinza, com níveis micáceos milimétricos. A **unidade A** fica mais espessa para sudoeste (próximo a localidade de Manaíra), onde atinge cerca de 500 m de espessura aparente. São anfibólio xistos a anfibolitos de granulometria fina a média, constituídos por plagioclásio (albita e ortoclásio) via de regra zonados, que tendem a se concentrar em níveis paralelos, descrevendo um bandamento composicional na foliação dominante. Os anfibólios, também orientados, são da série tremolita-actinolita. Pode-se observar mais de uma fase de cristalização: a mais antiga é formada por anfibólios arredondados com pleocroísmo verde-claro a verde-escuro e, a mais jovem, com

anfibólios de hábito tabular e pleocroísmo verde claro a incolor, orientados oblíquos à foliação principal. Além de anfibólio e plagioclásio são descritos nestas rochas minerais opacos, titanita, epidoto e carbonatos.

III.3.3 Amêndoa Serra do Mocambo

Dentro desta amêndoa que fica localizada na porção mais a leste do Complexo Riacho Gravatá na área estudada, as litologias descritas estão metamorfoseadas no fácies xisto verde, chegando a alcançar a zona da biotita. Os litotipos principais podem ser observados na parte sul do Perfil Piancó-Tavares (Perfil E-E', anexo 3), onde estruturas sedimentares encontram-se preservadas em níveis metapsamíticos.

A reconstituição estratigráfica (Fig. 5) possibilitou um empilhamento que inicia na base com a **unidade D**: clorita-muscovita-biotita xisto fino cinza-esverdeado, com níveis quartzosos milimétricos a centimétricos, intercalado com muscovita-sericita filito cinza claro homogêneo e com espessuras até métricas. Definem uma sequência metarritmica com espessura aparente de cerca de 300 m. Sotoposto, ocorre um pacote descontínuo, de no máximo 250 m, de tremolita-actinolita xisto fino com intercalações, de até poucos metros, de metacherts e de rochas calciossilicáticas bandadas (**unidade A**). Sobre este nível, ocorre um pacote (500 m de espessura aparente) caracterizado pela alternância, centimétrica a decimétrica, de níveis metapelíticos e metareníticos semelhantes aos da **unidade D**. Os níveis metareníticos parecem predominar em direção ao topo. São quartzito fino laminado de cor cinza a bege claro, quartzito micáceo fino de cor cinza e filito de cor cinza escuro, que mostram, localmente, contatos gradacionais.

Estruturas do tipo *cut-and-fill*, isoladas e grosseiramente equidimensionais, com dimensões entre 50 cm a 1 m, côncavas para cima e com superfícies amalgamadas e cobertas por lâminas argilosas pretas, são descritas neste pacote (Foto 6). Estas estruturas associam-se a níveis laminados plano-paralelos ou com laminações cruzadas de grande porte, aparentemente desenvolvidas por correntes unidirecionais (Foto 7) onde observa-se, lateralmente, estratos com laminações do tipo *waves ripples* (Foto 8). Apesar das pequenas dimensões, elas podem ser reconhecidas pela seção simétrica e pela presença de lâminas-x bi-direcionais, semelhantes a *hummocky cross stratification* (Duke et al, 1991).

Segundo Campos Neto et al (1994a e 1994b), algumas das estruturas sedimentares aqui observadas, definem os intervalos de uma sequência turbidítica completa (Bouma, 1962),

e apontam para uma plataforma, com relevo de fundo irregular e escalonado em direção ao talude continental, onde os depósitos, originados por correntes de turbidez, foram esculpidos pela ação de ondas de tempestades.

Sobre o nível descontínuo da unidade D, ocorre um outro pacote da **unidade A**, constituído por tremolita-actinolita xisto fino e calciossilitáticas manganesíferas bandadas, que apresenta espessura aparente média de 200 m. Este é sotoposto por uma sequência rítmica, **unidade D**, constituída por muscovita quartzito fino e muscovita-sericita-quartzito filito acinzentado (volumetricamente mais abundante), milonitizados e sem estruturas sedimentares preservadas, com cerca de 300 m de espessura aparente. Sobre este nível da unidade D e em contato tectônico, ocorre um pacote de cerca de 600 m de quartzito micáceo fino e quartzito médio de cor cinza, com imbricações de um biotita-muscovita granitóide milonítico, que é interpretado como da **unidade C**. Segue-se um novo pacote de metarritimitos de cerca de 250 m de espessura aparente, sobre o qual ocorre um outro nível da **unidade C**, constituído por quartzitos e por biotita-gnaiss homogêneo cinza de granulometria fina, possivelmente tratando-se de metavulcânica ácida. Metarritimitos semelhantes aos anteriores (com 1.200 m de espessura aparente) ocorrem no topo. Terminando a seção e em contato tectônico (falha de empurrão) ocorrem cerca de 800 m de granada-biotita-muscovita xisto, granada-biotita-muscovita gnaiss, biotita gnaiss bandado e anfibolitos.

Fig. 5) Coluna estratigráfica do Complexo Riacho Gravatá na Amêndoa Serra do Mocambo (base para o topo): unidade D (clorita-muscovita-biotita xisto fino cinza-esverdeado, com níveis quartzosos e níveis de muscovita-sericita filito cinza claro homogêneo); nível descontinuo da unidade A (tremolita-actinolita xisto fino, metacherts e calciossilicáticas bandadas); unidade D (metarritimitos: quartzito fino laminado, quartzito micáceo fino e filito de cor cinza escuro, com contatos gradacionais e com estruturas sedimentares preservadas); lente da unidade A (tremolita-actinolita xisto fino e calciossilicáticas manganêsíferas bandadas); unidade D (metarritimitos: muscovita quartzitos finos e muscovita-sericita-quartzo filito acinzentado); unidade C (quartzito micáceo fino e quartzito médio de cor cinza imbricados tectonicamente com um granitóide milonítico com biotita e muscovita); unidade D (metarritimitos); unidade C (quartzitos e biotita-gnaiss pouco bandado cinza de granulometria fina); unidade D (metarritimitos); unidade E (granada-biotita-muscovita xisto, granada-biotita-muscovita gnaiss, biotita gnaiss bandado e anfibolitos).

Foto 6) Estrutura sedimentar do tipo *cut-and-fill* côncava para cima observada em quartzito laminado (A) sobreposto por quartzito médio com grânulo decrescência ascendente (B) do Complexo Riacho Gravatá na Amêndoa Serra do Mocambo. Observa-se veio de quartzo cortando as estruturas.

Foto 7) Estratificação cruzada unidirecional desenvolvida em quartzito fino laminado do Complexo Riacho Gravatá na Amêndoa Serra do Mocambo.

Foto 8) *Waves ripples* em quartzito fino laminado do Complexo Riacho Gravatá na Amêndoa Serra do Mocambo.

II.4 COMPLEXO CACHOEIRINHA

Este termo é aqui empregado para congregar litologias que ocorrem entre os lineamentos Patos, Boqueirão dos Cochos e Serra do Caboclo. Podem ser bem identificados ao longo dos perfis geológicos-estruturais Manaíra-Santana da Mangueira, Piancó-Tavares, Itaporanga-Lagoa do Arroz, Piancó-Olho D'Água e Itaporanga-Mata Velha (anexos 2, 3 e 4).

O Complexo Cachoeirinha é constituído, predominantemente, por metapelitos que, localmente, gradam para níveis metapsamíticos impuros de espessuras métricas. Níveis, de até uma centena de metros, de metagrauvacas e/ou metarenito lítico e intercalações métricas de metavulcânicas básicas e metavulcânicas ácidas a intermediárias são descritos, localmente, dentro deste complexo.

Apesar de escassos, os dados geocronológicos situam esse complexo no

Neoproterozóico. Metavulcânicas ácidas a intermediárias apresentam T_{DM} variando entre 1,01 a 1,51 e ϵ_{Nd600} entre -3,4 e 1,83 e ϵ_{Nd1000} entre 0,02 e 2,57 (Kozuck et al, 1997; Kozuck, inédito), sugerindo fonte crustal tipo Cariris Velhos para estas rochas. Idades U-Pb em zircões (Kozuck et al, 1997) nas metavulcânicas ácidas a intermediárias fornecem idades (dacito próximo a Santana dos Garrotes e pórfiro riolito da área da Fazenda Mocambo) que variam de 814 a 750 Ma (intercepto inferior). O T_{DM} (Kozuck, inédito) das metagrauvaca (sillimanita-granada xisto a plagioclásio) de 1,28 Ga e em um xisto máfico de 1,31 Ga, este último com ϵ_{Nd600} de -1,35, são também condizentes com um protólito Mesoproterozóico (Tabela 2).

Levando-se em consideração o conteúdo litológico e o grau metamórfico, o Complexo Cachoeirinha pôde ser dividido em: Sequência Santana dos Garrotes, onde predominam metagrauvacas e metapelitos com intercalações de metapsamitos, metamorfisados no fácies xisto verde alto, e na Sequência Piancó, a norte, onde predominam metapelitos e metapsamitos do fácies metamórfico anfibolito às condições de anatexia.

II.4.1 Sequência Santana dos Garrotes

Esta sequência é limitada a sul pela zona de cisalhamento dextral Serra do Caboclo, de direção NE-SW e a norte, por uma frente de cavalgamento, de direção E-W, associada a terceira fase de deformação, que passa a sul da cidade de Itaporanga, e inflete para leste na direção NE-SW, passando aí a representar uma rampa lateral.

A Sequência Santana dos Garrotes é constituída biotita-muscovita xistos finos placosos de cor cinza, por vezes cinza-prateado, ora homogêneos, ora bandados, com bandas sub-centimétricas de filito grafitoso, e bandas quartzosas. Localmente, são observados grânulos porfiroclásticos esparsos de quartzo e, também, porfiroblastos (de até 2 mm) de biotita orientados. Subordinadamente, ocorrem intercalações com contatos gradacionais, entre níveis decimétricos de quartzo-biotita-muscovita xisto fino placoso e níveis de muscovita quartzito de granulação fina. Estas litologias são constituídas, essencialmente, por quartzo, biotita, muscovita e clorita, podendo conter turmalina, minerais opacos, allanita, epidoto e zircão, além de raras granadas, com até 2 mm de diâmetro.

Ocorrem espaçadamente, níveis com espessura de até 1 m, de metavulcânicas básicas (xistos finos homogêneos de cor verde) e diques, de até 2 m de espessura, paralelos a foliação principal (S2), de rochas subvulcânicas e/ou plutônicas deformadas. Estas últimas são constituídas por feldspatos euédricos, biotita, quartzo, muscovita (rara), minerais opacos,

epidoto e zircão. Este pacote rochoso possui espessura aparente média de pelo menos 3.500 m (base desconhecida).

Na área próximo a Zona de Cisalhamento Serra do Caboclo, a Sequência Santana dos Garrotes apresenta níveis metagrauváquicos e psamíticos intercalados com a níveis pelíticos. São xistos finos com biotita, muscovita e clorita, com grânulos de quartzo e feldspatos (algo alterados), quartzito fino impuro com biotita, feldspato alterado e mica branca, filito cinza e biotita-muscovita xisto fino cinza, que se intercalam por cerca de 2.500 m de espessura aparente.

A passagem para o grau médio, zona da granada em presença da biotita, é bem observada ao longo do Perfil Piancó-Tavares (porção mais a norte do perfil). Clorita-granada-muscovita-biotita xisto acinzentado a cinza esverdeado, de granulação fina a média, e contendo porfiroblastos orientados de biotita, intercala com biotita gnaiss granoblástico inequigranular médio e com porfiroclastos oclares de quartzo e granada. Veios centimétricos quartzo-feldspáticos e anfibolitos métricos, ocorrem localmente.

Os xistos de granulometria fina a média que predominam no norte da Sequência Santana dos Garrotes são constituídos por quartzo, muscovita e biotita de cor marrom-esverdeada (parcialmente cloritizada), podem conter localmente granada, clorita, turmalina, minerais opacos (por vezes tabulares), allanita, epidoto e zircão. Biotita, ocorre associada com muscovita e minerais opacos na foliação principal, e também como porfiroblastos tardios (até 2 mm), oblíquos a foliação principal e mostrando inclusões de minerais opacos. A granada, comumente oxidada e/ou cloritizada, ocorre em cristais hipidiomórficos apresentando inclusões de minerais opacos e quartzo, orientadas segundo uma foliação interna Si.

II.4.2 Sequência Piancó

A Sequência Piancó é limitada a norte-noroeste na zona de cisalhamento sinistral Boqueirão dos Cochos e a sul na Zona de Cisalhamento Emas, também sinistral. Estas zonas de cisalhamentos definem uma amêndoa NW-SE associada a terceira fase de deformação regional e gera uma estrutura antiformal de grande comprimento de onda e vergência sul, degenerada em falhas normais (associadas a distensão local) e em falhas de empurrão associadas no flanco inferior (Perfis E-E' e F-F', anexos 3 e 4, respectivamente).

Esta sequência é caracterizada pelo predomínio de metapelitos com intercalações de metapsamitos e metagrauvacas, além de níveis métricos de metavulcânicas básicas e ácidas. Possui espessura aparente mínima da ordem de 6 km, e apresenta zoneamento metamórfico

normal com zonas metamórficas mais profundas, do fácies anfibolito alto, com anatexia localizada no núcleo da antiforme e zonas metamórficas mais rasas, fácies epidoto-anfibolito a anfibolito, nos flancos.

No núcleo da antiforme predominam: granada-muscovita-biotita xisto feldspático, de granulometria grossa a média, com veios de quartzo e quartzo-feldspáticos concordantes a sub-concordantes com a xistosidade, que podem, localmente, conter sillimanita e/ou não apresentarem muscovita, andalusita e cordierita; granada-biotita xisto grosso e acinzentado, com muscovita subordinada e com porifiroblastos poiquiloblásticos de granadas (3 cm); Granada-sillimanita-biotita-plagioclásio gnaiss cinza e bandado, com bandamento espesso entre o centímetro e o metro, caracterizado pela alternância de níveis cinza-claro mais ricos em plagioclásio e níveis granolepidobásticos mais xistosos, ricos em alumino-silicatos. Também ocorrem intercalações métricas de granada anfibolito, de anfibolito centimetricamente bandado e de quartzito micáceo e localmente granadífero.

Microscopicamente, os metassedimentos são constituídos por plagioclásio (albita a andesina) zonado, localmente alterado, quartzo e biotita paralela a xistosidade ou oblíqua (porifiroblastos tardios). A muscovita, quando presente, ocorre sempre em porcentagens subordinadas à biotita e, por vezes, como porifiroblastos oblíquos à xistosidade. A granada, bastante comum nestas litologias, forma porifiroblastos arredondados por vezes poiquiloblásticos, com inclusões de minerais opacos e mais raramente quartzo que podem estar orientadas descrevendo uma foliação interna. Alteração para óxido de ferro e clorita ocorre localmente. Quando zonada, a granada é caracterizada por núcleo repleto de inclusões orientadas e bordos límpidos. A estauroлита, quando presente, ocorre como porifiroblastos hipidiomórficos, zonados, sin a tardi-foliação principal. A sillimanita, descrita em alguns locais, é do tipo fibrolita e ocorre associada a biotita e plagioclásio. Além destes minerais, são observados como acessórios allanita, apatita, zircão, minerais opacos (por vezes em grãos tabulares paralelos à xistosidade), turmalina (zonada) e epidoto.

A passagem para a isógrada da sillimanita, no grau forte e em presença de anatexia, é gradual. Sillimanita-granada-biotita xistos feldspático constitui o mesossoma de um migmatito estromático, cortado por filões e por bolsões de biotita-granito grosso a muito grosso, leuco e hololeucocrático. O leucossoma, de espessura sub-centimétrica a decimétrica, é interpretado como gerado por fusão "in situ", através de reações de quebra de muscovita (ausente no mesossoma desta zona metamórfica) em presença de quartzo e H₂O. Separa-se bruscamente do mesossoma através de um nível melanossomático enriquecido em biotita, tido como resíduo do processo de fusão parcial.

Manifestações magmáticas, comuns na porção central do antiforme, são

aparentemente associadas a anatexia, o que é definido pelas intrusões sub-concordantes a foliação principal S2 (transposta para S3, nas zonas de cisalhamento). São granitos do tipo-S, a duas micas e localmente contendo granada, que ocorrem com dimensões de poucos centímetros à centenas de metros. São granitos leucocráticos a hololeucocráticos, de cor cinza e granulação grossa, com estrutura homogênea, ou, localmente a *schillieren* de biotita. Venulações e filões de pegmatitos a muscovita e/ou biotita e, mais raramente, granada, ocorrem. Granitóides tipo-Conceição estão presentes nesta amêndoa.

Nos flancos da antiforme (fácies epidoto-anfibolito a anfibolito) afloram granada-biotita-muscovita xisto feldspático, granada-biotita-muscovita gnaiss médio, granada-muscovita-biotita xisto intercalado com níveis de biotita-muscovita quartzito, localmente com granada, raros níveis de anfibolito e tremolita-actinolita xisto.

II.4 SEQUÊNCIA SERRA DO OLHO D'ÁGUA

Esta sequência ocorre na porção central da área do presente trabalho, numa faixa estreita e descontínua. Está tectonicamente balizada a sul com o Complexo Riacho Gravatá (através da zona de cisalhamento dextral Serra do Caboclo) e a norte (por outra zona de cisalhamento dextral, de menor expressão geográfica) com o Complexo Cachoeirinha. Corresponde a um litofácies conglomerático polimítico (Fotos 9 e 10), de espessura aparente de cerca de 1.200 m e outro litofácies arenoso a areno-pelítico, de espessura aparente de 400 m, bem definidos no Perfil Manaíra Santana da Mangueira (Perfil A-A', anexo 2)

Esta sequência deposicional representa um depósito orogênico Neoproterozóico relacionado a fase colisional tardia. Esse posicionamento estratigráfico e tectônico, apesar da ausência de dados geocronológicos, baseia-se nas seguintes relações geológicas: a) presença de conglomerados com seixos metamórficos dos complexos Riacho Gravatá e Cachoeirinha; b) foliação metamórfica primária (S1), fortemente oblíqua à estratificação (S0) e correlacionável à foliação regional S3, de alto ângulo e, à lineação de estiramento mineral sub-horizontal L3.

Foto 9) Aspecto do metaconglomerado polimítico da Sequência Serra do Olho D'Água. Observa-se seixo angular, com cerca de 15 cm de comprimento, de metarritimito envolto em matriz metagrauváquica e contendo foliação metamórfica pretérita.

Foto 10) Aspecto geral do metagonglomerado da Sequência Serra do Olho D'Água). Observar seixos angulosos de variadas litologias.

II.4.1 Litofácies Conglomerático

O litofácies conglomerático corresponde a metaconglomerados polimíticos, mal selecionados e em camadas com espessura superiores a 1 m, normalmente definidas por uma difusa grânulo-decrescência ascendente. São constituídos por seixos que variam de 1 a 5 cm, chegando a alcançar 50 cm, geralmente arredondados, sub-esféricos a elipsoidais e também angulosos. São seixos de rochas quartzíticas e de veios de quartzo e, subordinadamente, de metavulcânicas ácidas (metariolito a metadacito com discreto bandamento paralelo a xistosidade, constituído por plagioclásio, K-feldspato, quartzo, muscovita, biotita cloritizada, titanita, apatita, zircão e minerais opacos), rochas graníticas (biotita granodiorito médio e granito médio a duas micas leucocrático), rochas metabásicas (tremolita-actinolita xisto fino), de metarritmitos (filito cinza laminada, com laminações descontínuas de metarenito fino, com bandamento paralelo a xistosidade), metachert, filito grafitoso, paragnaisses (biotita-muscovita gnaisse com turmalina) e, raramente mármore.

Campos Neto et al (1994a e b) reconhecem da base para o topo (Fig. 6) os seguintes níveis litoestratigráficos: (1) nível basal metaconglomerático, em camadas gradadas, com seixos variando de 5 a 1 cm, em uma matriz de composição metagrauváquica com grânulos, onde predominam seixos de quartzito fino e silicificado e, mais raramente, de granito fino a duas micas, hololeucocrático; (2) ardósia cinza laminada, com laminações descontínuas de metarenito fino e com intercalações subordinadas de metagrauvaca; (3) repetição, por 100 m, do metaconglomerado basal; (4) metaconglomerado, com matriz xistosa e de cor verde, constituída por sericita-clorita gradando para matriz metagrauváquica, com seixos variando de 50 a 2 cm. Os seixos são de quartzito fino, de cor, entrecortado por veios de quartzo, quartzito feldspático bandado, mármore branco de granulação média, quartzito fino com granulometria gradacional e cor cinza-esverdeada, ardósia cinza e quartzito microconglomerático; (5) passa ao topo para um metaconglomerado de matriz microconglomerática, com seixos arredondados e fragmentos angulosos, decimétricos, metarenito gradado de granulação média a muito fina, metarenito fino laminado (plano-paralelas ou convolutas) e ardósia acinzentada; (6) ardósia acinzentada, com poucos metros de espessura aparente.

O litofácies conglomerático, interpretado por Campos Neto et al (1994a e 1994b) como provável depósito por fluxo turbulento de alta densidade (espessuras métricas dos estratos gradados, com grânulo-decrescência ascendente e o volume de metaconglomerados) canalizados em regiões confinadas e de alto gradiente (*canyons* submarinos). O fluxo turbulento atinge assim, por *hidraulic jumping* (comportamento lenticular, contatos amalgamados e evidências de retrabalhamento), a planície submarina.

Fig. 6) Coluna estratigráfica da Sequência Depositional Serra do Olho D'Água, na área homônima (Campos Neto et al, 1994a e 1994b): **litofácies conglomerático polimítico basal:** (1) metaconglomerado, em camadas gradadas, com seixos variando de 5 a 1 cm, em uma matriz de metagrauvaca com grânulos; (2) ardósia cinza laminada, com laminações descontínuas de metarenito fino e com intercalações subordinadas de metagrauvaca; (3) metaconglomerado com seixos entre 30 e 50 cm sustentados por metagrauváquica; (4) metaconglomerado com seixos de até 50 cm em matriz metagrauváquica, que passa ao topo para um metaconglomerado com matriz microconglomerática; **litofácies arenoso a areno-pelítico:** (a) alternância de metarenitos com metassiltitos, e filito grafitoso; (b) predomínio de uma ardósia laminada, com níveis carbonosos, intercaladas, esparsamente, com bancos decimétricos de metarenito muito fino/metassiltito, que, em direção ao topo, passam a leitos de um metarenito lítico esverdeado; (c) bancos métricos, de estratos gradados, de metarenito lítico e feldspático, com subordinados níveis de metassiltitos maciços, e ardósias bandadas.

II.4.2 Litofácies Arenoso e Pelítico-Arenoso

Estes litofácies encontram-se preservados, por cerca de 400 metros, sendo caracterizado, principalmente, por intercalações de níveis quartzíticos com níveis pelíticos e mais raramente níveis grauváquicos, onde se observa a presença de estratificação plano-paralela que limita estratos com granulo-decrescência em direção ao topo e estratos com fina laminação plano-paralela.

Campos Neto et al (1994 a e 1994 b) descrevem um conjunto basal, de espessura aparente em torno de 150 m, formado pela alternância de metarenito fino, branco acinzentado, gradado em estratos de 30 a 40 cm, com um metarenito muito fino/metassiltito grosso, com laminação plano-paralela, e filito grafitoso cinza escuro, subordinado. Sobre o conjunto basal ocorre, predominantemente, ardósia siltico-sericítica, de cor esverdeada, milimetricamente bandada com níveis cinza escuros sericito-carbonosos e onde, espaçadamente, intercalam-se bancos decimétricos de metarenito muito fino/metassiltito, cinza esverdeado e maciço. Em direção ao topo, ocorrem leitos psamíticos de um metarenito lítico esverdeado. O conjunto superior dos litofácies arenoso e pelítico-arenoso têm espessura aparente da ordem de 100 m e é caracterizado pela presença de bancos métricos de estratos gradados de metarenito lítico e feldspático, de granulação média a fina, contendo grãos de quartzo policristalino e grãos alongados de material pelítico (com cerca de 20 cm espessura). Metassiltitos grossos esverdeados e maciços e, ardósias bandadas e laminadas ocorrem localmente.

III. SUÍTES PLUTÔNICAS

Na área do presente trabalho foram identificadas seis suítes plutônicas distintas, sendo cinco delas Brasilianas e uma de idade Cariris Velhos.

III.1 SUÍTES PLUTÔNICAS BRASILIANAS

Utilizando a classificação das rochas graníticas brasilianas proposta por Almeida et al (1967) para a Província da Borborema, os granitos mapeados na área objeto do presente estudo são: granitos do tipo Conceição, granitos do tipo Itaporanga, granitos do tipo Catingueira (Triunfo), e gabro Taperoá. Além destes, granitos do tipo S são descritos localmente. (Fig. 7)

III.1.1 Granitos Tipo Conceição

Granitos tipo Conceição são descritos, preferencialmente, a norte da Zona de Cisalhamento Serra do Caboclo (Fig. 7). Constituem corpos de composição granodiorítica a tonalítica, de cor cinza, inequigranulares e de granulometria média a grossa e, subordinadamente, porfíricos. São constituídos por quartzo, plagioclásio (localmente, como fenocristais zonados de até 3 cm de comprimento), microclina, biotita, epidoto (magmático), anfibólio e localmente, clinopiroxênio (Cunha, 1996). Enclaves básicos, decimétricos de composição anfibolítica, quartzo-diorítica e clinopiroxênio-diorítica e xenólitos das encaixantes, são comuns em alguns corpos (Foto 11). Sial (1993) interpreta alguns destes enclaves anfibolíticos como xenólitos da rocha fonte basáltica, e outros como autólitos de aglomerados cumuláticos.

Apesar de mineralogicamente tratarem-se de granitos tipo-I, esses granitóides possuem razões iniciais $^{86}\text{Sr} / ^{87}\text{Sr}$ elevadas (0,71263 a 0,71889), altos valores de δO^{18} (10,12 a 12,0 ‰ SMOW), são peraluminoso e encontram-se sob condições barométricas de cristalização superiores às das encaixantes. Essas relações sugerem (Sial, 1993) uma origem

Fig. 7) Esboço geológico localizando as suítes plutônicas observadas na área.

a partir da fusão parcial de basaltos intemperizados de fundo oceânico, recobertos por uma capa sedimentar. Conclusões semelhantes foram obtidas com base em estudos litogeoquímicos e de isotopia de oxigênio, por Medeiros (1995).

Granitos tipo Conceição na área estudada, afloram segundo três modos distintos: (1) como corpos irregulares com foliação sub-horizontal, dada pela orientação preferencial de minerais máficos e feldspatos, relacionados a pequenos empurrões tardios e associados a terceira fase de deformação (exemplo: o corpo de Santana da Mangueira); (2) como corpos alongados e descontínuos, controlados por zonas de cisalhamentos subverticais associadas a terceira fase de deformação, que imprimem na rocha uma foliação (exemplo: os plutons que ocorrem a sul da cidade de Itaporanga e os plutons localizados a norte da localidade de Santa Rita) e (3) corpos arredondados não deformados ou com deformação localizada, geralmente, posicionados próximos as bifurcações de zonas de cisalhamentos transcorrentes (exemplo: Olho D'Água, Emas e Pedra Branca), que aparentemente propiciaram abertura para o posicionamento passivo destes granitóides (zonas de transtração).

Dados U-Pb (Tabelas 3 e 4) em zircões (granito localizado à norte da Zona de Cisalhamento Serra do Caboclo) forneceram idades de 620 ± 10 Ma (Van Schmus, inédito). Dados ^{40}Ar - ^{39}Ar (Dallmeyer et al, 1987) em hornblendas encontram-se em torno de 618 ± 27 Ma e em biotitas há 603 ± 17 Ma (corpo a norte de Conceição). Esses dados sugerem uma taxa de resfriamento aproximada em torno de $23,5^\circ \text{C/Ma}$.

Dados Sm-Nd (Kozuck, inédito) nos granitóides Emas e Nova Olinda forneceram T_{DM} entre 1.23 e 1.41 Ga, com ϵ_{Nd600} ligeiramente negativo (-1.23 a -2.03), indicando como protólito uma fonte crustal de idade mesoproterozóica (Tabela 3 e 4). Para os granitos localizados a sul da Zona de Cisalhamento Boqueirão dos Cochos (entre as cidades de Serra Talhada e Santa Rita), os dados Sm-Nd encontram-se com T_{DM} entre 2.3 e 2.4 Ga e ϵ_{Nd600} extremamente negativos (-15.95 e -18.44), indicando um protólito crustal mais antigo, Paleoproterozóico (Tabelas 3 e 4).

III.1.2 Granitos Tipo Itaporanga

Na área do presente trabalho foram descritas três ocorrências de granodioritos porfiríticos com fenocristais de K-feldspatos com até 10 cm de comprimento, tidas na literatura como granitos do tipo Itaporanga (Almeida et al, 1965): o Batólito Itaporanga, Batólito Tavares e o Batólito Princesa Isabel (Fig. 7).

O Batólito Itaporanga, localizado na porção norte da área do presente trabalho, intrusivo no Complexo Cachoeirinha dentro Sequência Piancó, é limitado pelas zonas de cisalhamento sinistral Boqueirão dos Cochos, a noroeste, e por uma bifurcação desta, também sinistral, a sul. Tem composição granodiorítica a tonalítica, cor cinza médio e granulometria grossa. É constituído por quartzo, plagioclásio, K-feldspatos, biotita, hornblenda e clinopiroxênio (raro). Os feldspatos potássicos chegam a formar fenocristais de até 10 cm de comprimento, localmente, formando cumulos (Foto 12) e/ou mostrando orientação preferencial paralela aos minerais máficos (Foto 13). Esta foliação fraca pode ser observada na porção sul do Batólito Itaporanga, onde uma zona de cisalhamento sinistral bordeja o corpo. Nas proximidades da Zona de Cisalhamento Boqueirão dos Cochos, a deformação é mais intensa e atingiu até os estádios pós-cristalinos.

Mariano (1989) interpreta o Batólito Itaporanga como resultante de processos de mistura de magmas de composição quartzo monzonítica a monzogranítica e diorítica potássica. Estimou um paleogradiente térmico de 30°C para a área. Para esse autor, o nível atual de exposição corresponde a zona de raiz de um diápiro, posicionado em aberturas tipo *pull-apart* de falha transcorrente (Zona de Cisalhamento Boqueirão dos Cochos).

Sial et al (1981) consideram os granitos tipo-Conceição e tipo-Itaporanga, intrusões diacrônicas, ou em distintos níveis crustais, a partir de uma mesma fonte magmática.

Medeiros (1995), observa que os granitos tipo Itaporanga possuem composição calcioalcalino potássica e assinatura geoquímica compatível com granitos intraplacas, considerando-os como granitos tipo-I e provenientes de fonte mantélica ou de crosta inferior ($\delta O^{18} < 10 \text{ ‰}$ SMOW).

Os batólitos Tavares e Princesa Isabel, localizados a sudeste da área estudada, são intrusivos em ortognaisses e migmatitos do Alto Teixeira-Terra. São considerados como tipo-Itaporanga por apresentarem composição mineralógica e texturas semelhantes a este. Nestes últimos, sinais de deformação são menos comuns. No Batólito Tavares, estruturas de fluxo convectivo e cumulos de feldspatos são feições comuns (Foto 15).

Foto 11) Granito tipo Conceição, localizado a sul de Santana dos Garrotes. Observa-se enclaves básicos ligeiramente alongados e orientados segundo a foliação magmática, dada pela orientação preferencial de fenocristais de feldspatos e minerais máficos.

Foto 12) Afloramento do granito Itaporanga, localizado a este da cidade homônima, mostrando cumulos de fenocristais de K-feldspato.

Foto 13) Granito Itaporanga (mesmo afloramento da foto anterior) apresentando foliação magmática dada pela orientação preferencial de minerais máficos e de fenocristais de K-feldspatos, nos quais pode-se observar estrutura de entelhamento sugerindo movimentação sinistral.

Foto 14) Batólito Tavares: observa-se fluxo magmático convectivo e cumulos de feldspatos (A).

O Batólito Itaporanga fornece uma idade isocrônica Rb-Sr de 620 ± 20 Ma, com razão inicial de 0.7058 (McMurry et al, 1987). Idade modelo (Kozuck, inédito) Sm-Nd, T_{DM} de 1644 Ma, com $\epsilon_{Nd600} = -9.0$ (Tabelas 3 e 4), indica protólito com longa vida crustal. Datação Ar-Ar em minerais (Tabelas 3 e 4) fornecem idades no intervalo 540 (biotita) - 580 Ma (hornblenda) (Dallmeyer et al, 1987), indicando um longo período de resfriamento para as rochas deste batólito.

O Batólito Tavares, intrusivo a sul da Zona de Cisalhamento Serra do Caboclo, tem idade Rb-Sr de 650 Ma, com $R_0 = 0.720$ (Brito Neves, inédito) e o granito Princesa Isabel possui idade modelo de 1454 Ma, com $\epsilon_{Nd600} = -9.25$ (Tabelas 3 e 4).

Os dados isotópicos Sm-Nd sugerem que os protólitos dos granitos tipo-Itaporanga, localizados a norte da Zona de Cisalhamento Serra do Caboclo têm maior contribuição de crosta mais antiga que os localizados a sudeste. O oposto ocorrendo com os granitos tipo-Conceição.

III.1.3 Granito Tipo Catingueira/Triunfo

A sul da área do presente trabalho, na porção central, afloram rochas do batólito sienítico Triunfo e diques associados. Foram estudados por Ferreira (1986) e subdivididos em dois grupos: rochas ultrapotássicas saturadas em sílica (alcali-feldspato sienito) e ultrapotássicas supersaturadas em sílica (quartzo-alcali-feldspato sienito a alcali-feldspato granito com fluorita e cassiterita). O primeiro grupo de rochas forma batólitos e diques alinhados, ocorrentes na bordas SE e SW da Faixa Piancó-Alto-Brígida ("cordão sienitóide"). Rochas do segundo grupo formam batólitos, stocks e diques, com magnetita, aegirina, riebeckita-arfvedsonita e microclina, intrusivos nos complexos metavulcanossedimentares da referida faixa de dobramentos. O caráter ultrapotássico destas rochas peralcalinas foi demonstrado por Ferreira et al (1987), através de estudos da química mineral. Dados de isótopos de oxigênio (δO^{18} entre +6 e +8 ‰ SMOW) para o grupo saturado sugerem uma origem a partir da diferenciação de magma basáltico (gerado no manto superior nos estádios iniciais de um rifte Proterozóico). Nas rochas do grupo supersaturado os dados de oxigênio (δO^{18} entre +6 e +10 ‰ SMOW) sugerem alteração posterior por água meteórica a qual deve ter interagido com feldspato (Ferreira, 1986). Os plutons saturados receberam maior contribuição crustal em sua evolução e constituem uma atividade peralcalina mais recente.

Medeiros (1995) considera as rochas sienitóides peralcalinas tipo-Triunfo como granitos

do tipo-I provenientes de uma fonte mantélica enriquecida em LILE.

O sienito de Triunfo, na localidade de Baixa Verde tem idade K-Ar em feldspato de 570 Ma (Almeida et al, 1968), confirmada por Ferreira et al. (1997) pelo método Rb-Sr. Dados Sm-Nd neste sienito, em diques associados e no granito Catingueira fornecem T_{DM} entre 1.8 e 2.4 Ga com ϵ_{Nd600} entre -12.1 e -16.4 (Tabelas 3 e 4).

III.1.4 Gabro Tipo Taperoá

Na porção meridional da área do presente trabalho, na localidade de Alto Vermelho, aflora um gabro com cerca de 1,5 Km de espessura, de granulometria grossa, constituído por anfibólio, piroxênio, plagioclásio e quartzo. Apresenta nas bordas uma fraca foliação, dada pela orientação de feldspatos e anfibólios. É intrusivo nas rochas do Complexo Cachoeirinha e limitado por falhas rúpteis subverticais (Perfil F-F', anexo 4) e desenvolve uma auréola de contato, com cerca de 4 metros de largura.

Dados Sm-Nd fornecem T_{DM} de 1.5 Ga (possivelmente sem significado em face a elevadas razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} \gg 0.1$, nestas rochas) com ϵ_{Nd600} de -2.5 e ϵ_{Nd1000} de 0.81 (Tabela 3). Estes dados, sugerem o envolvimento de crosta tipo-Cariris Velhos, ou mesmo material juvenil Brasileiro no protólito desta rocha. Intrusão gabróide Brasileira (idade U-Pb de 600 Ma) foi identificada por Kozuch et al (1997) em Jabitacá, cortando rochas da Faixa Pajeú-Paraíba (Tabela 4).

III.1.5 Granito Tipo-S

Na localidade da Serra Comprida, a cerca de 20 Km a norte da cidade de Serra Talhada, ocorre um corpo granítico leucocrático, equigranular de granulação média a fina, constituído por feldspatos, quartzo, biotita, anfibólios, granada e minerais opacos. Apresenta um discreto bandamento magmático associado a orientação preferencial de minerais máficos e, contém vários xenólitos de anfibolito bandado e de anfibólio xisto.

III.2 Ortognaisses Cariris Velhos

Ocorrem bordejando o Alto do Teixeira-Terra Nova, e na área estudada no presente trabalho, afloram a norte de Serra Talhada e a noroeste de Tavares.(Fig. 7).

São granito-gnaisses cinza a cinza-rosado, de granulação média a grossa. No geral, mostram textura protomilonítica porfiroclástica (Foto 16). Estruturas migmatíticas ocorrem localmente. Possuem composição granítica, com quartzo, plagioclásio (porfiroclastos com cerca de 1 cm de comprimento, em média, K-feldspatos, biotita, muscovita e granada (locais) e minerais opacos.

Brito Neves et al (1995 e inéditos) têm sistematicamente datado estes ortognaisses, que segundo os referidos autores prolongam-se por cerca de 700 km, desde Afeição, no Piauí, até Soledade, na Paraíba. As idades U-Pb e idades convencionais e isocrônicas Rb-Sr obtidas variam entre 920 e 1040 (Tabela 5). Dados Sm-Nd para estas rochas fornecem T_{DM} entre 1.4 e 1.9 Ga, com ϵ_{Nd600} variando de -2.5 a -5.2 e ϵ_{Nd1000} de -1.1 a 1.7, sugerindo retrabalhamento de crosta mais antiga.

Foto 15) Xenólito de ortogneisse Cariris Velhos, com textura milonítica, no granito tipo Itaporanga. Localização a norte da cidade de Tavares.

IV. METAMORFISMO

O metamorfismo, na área do presente trabalho, atingiu as condições máximas de temperatura (T) e pressão (P) durante o desenvolvimento da foliação regional principal S2, associada a segunda fase de deformação (F2). A foliação S2 é uma foliação de baixo ângulo, correlacionáveis através das diversas amêndoas/domínios definidos no Capítulo 2, descrevendo um transporte para sudeste. As exceções encontram-se na amêndoa onde aflora a Sequência Serra do Olho D'Água, mais jovem, e na Amêndoa Macacos-Piaus (Complexo Riacho Gravatá) onde a foliação principal está controlada pela transpressão do sistema de cisalhamento transcorrente superimposto à S2.

Na Amêndoa Piancó (a norte), área de ocorrência do Complexo Cachoeirinha, e na porção sudoeste da Amêndoa Serra da Pinheira (a sul), onde afloram rochas do Complexo Riacho Gravatá, a presença de sillimanita e/ou ocorrência localizada de anatexia, denotam gradiente térmico mais elevado que no resto da área estudada.

Com o intuito de estudar as condições metamórficas ocorridas nas referidas amêndoas durante o metamorfismo principal, foram selecionadas amostras cujas paragêneses são utilizadas nos diversos termômetros e/ou barômetros descritos na literatura e discutidos na seção IV.3 deste capítulo.

IV.1 MICROESTRUTURAS E TEXTURAS

As rochas metassedimentares e metavulcânicas ácidas a intermediárias do Complexo Riacho Gravatá em suas três amêndoas (Serra da Pinheira, Macacos-Piaus e Serra do Mocambo) possuem, como feição principal, uma foliação tectônica proeminente, conferida pela orientação preferencial de micas (muscovita, biotita, e clorita), feldspatos, turmalina, *ribbons* quartzo e de minerais opacos tabulares. Nas rochas metabásicas a foliação principal é dada pela orientação preferencial de anfibólios, biotitas, cloritas, titanitas e de minerais opacos.

Microestruturas tais como: arcos poligonais, indicando a recristalização de charneiras pretéritas; inclusões orientadas retas ou onduladas, definindo uma foliação interna (Si) nas granadas, sem continuidade com a foliação externa (Se) (Fotos 16 e 17) e a presença de

charneiras reliqueares em áreas mais preservadas da deformação (Foto 17), são indicativas do caráter S2 da foliação principal. Isto é, uma foliação gerada pelo incremento da deformação e da recristalização metamórfica sobre um estágio precoce S1. A foliação S2 pode estar associada a um processo de cisalhamento dúctil, desenvolvendo estruturas sigmóides do tipo S-C (Lister & Snoke, 1984). Venulações de quartzo, por vezes sigmoidais e paralelas a direção-S, devem ter se formado durante o auge do metamorfismo por processo de dissolução/recristalização (Fotos 18a e 18b).

A foliação S2 encontra-se dobrada e crenulada por uma deformação posterior desenvolvida sob condições mais tênues de temperatura e de pressão (Fotos 18a e 18b). Extinção ondulante em muscovitas e biotitas, deformação das fibras desenvolvidas em zonas de sombra de pressão em granadas, deformação/recristalização de quartzo e, mais raramente de feldspatos e anfibólios, *boudinage* de anfibólios e turmalinas e, por fim, transposição da foliação S2, são as estruturas superimpostas mais frequentes. Essa nova foliação S3 é, via de regra, milonítica (Foto 19) e pode estar acompanhada da recristalização de biotita e/ou muscovita, oblíquas a perpendiculares a foliação S2, orientadas no plano axial de dobras e crenulações de terceira fase D3. Estas micas podem também estarem deformadas ulteriormente em *kink bands* de caráter mais rúptil e de expressão local (Foto 20). Os processos de alteração deutérica observados nas rochas do Complexo Riacho Gravatá são: substituição de granada e, mais raramente, anfibólios por biotita, cloritização das biotitas, serissitização de feldspatos e oxidação de minerais opacos.

Na Amêndoa Macacos-Piaus, a terceira fase de deformação é mais intensa e a transposição da foliação S2 pela foliação S3, mais generalizada. Neste domínio não foi possível resgatar o sentido de transporte na foliação S2, entretanto o sentido de transporte na foliação S3 é para nordeste, associado a intensa transpressão entre zonas de cisalhamento transcorrentes dextrais.

O Complexo Cachoeirinha apresenta como estrutura mais marcante uma foliação tectônica bem desenvolvida dada pela orientação preferencial de minerais planares e tabulares, relacionada a uma segunda fase de deformação, que transpõe, generalizadamente, uma foliação S1 préterita. Isto fica evidente pela existência de chaneiras reliqueares de microdobras e de crenulações aprisionadas dentro da foliação principal, pelas inclusões orientadas (Foto 21 e 22) em granadas (Sequência Santana dos Garrotes e Sequência Piancó), estaurolitas e cordieritas (Sequência Piancó), e pela existência de arcos poligonais em micas, indicando o dobramento de uma foliação préterita, posteriormente recristalizada como processo final de recuperação dos grãos deformados (Foto 22).

O crescimento e/ou recristalização de associações minerais metamórficos evidencia que o metamorfismo atingiu seu auge durante a segunda fase de deformação também nas rochas do Complexo Cachoeirinha. Deformação posterior, relacionada a terceira fase (F3), crenula a foliação S2, desenvolvendo dobras que, localmente, degeneram em empurrões tardios de pequena movimentação com sentido para sudeste, e clivagem de crenulação, paralela a qual, ocorrem localmente biotitas e muscovitas orientadas, associadas a um metamorfismo retrógrado. Deformação localizada posterior a F3 também é descrita neste complexo, através de *kink bands* nas micas e crenulações abertas a suaves que deformam a foliação S3.

Nos Xistos Sertânia, pouco estudado no presente trabalho, também foram identificadas as mesmas estruturas e texturas descritas acima, indicando que o auge do metamorfismo ocorreu durante a fase F2.

As associações minerais descritas no Complexo Riacho Gravatá, no Complexo Cachoeirinha e nos Xistos Sertânia, nas diferentes amêndoas ou domínios definidos, estão sumarizadas na Tabela 6. Dentre estas associações, algumas paragêneses minerais desenvolvidas durante o pico do metamorfismo, foram estudadas visando estabelecer as condições de temperatura e pressão em que foram formadas.

Foto 16) Granada-muscovita-clorita-biotita xisto quartzoso do Complexo Riacho Gravatá (Amêndoa Serra do Mocambo). Observa-se granada com Si ondulada, possivelmente um representando estágio precoce da crenulação D2, sem continuidade com S2 externa. (nicóis //)

Foto 17) Granada-biotita-muscovita xisto do Complexo Riacho Gravatá, Amêndoa Serra da Pinheira. Observa-se granada (Gr) com foliação interna (Si) disrupta da foliação externa (S2), definida como clivagem de crenulação transposta; biotita (B) e muscovita (M) pós-S2. (nicóis //)

A

B

0 0,2mm

Foto 18) Muscovita-biotita xisto quartzoso do Complexo Riacho Gravatá (Amêndoa Serra da Pinheira), com foliação S2 milonítica, com venulas de quartzo paralelas ao plano S, crenuladas por D3. (A - nicóis X; B - nicóis //)

0 0,07mm

Foto 19) Muscovita-biotita xisto do Complexo Riacho Gravatá (Amêndoa Serra da Pinheira) mostrando foliação S2 transposta por S3 milonítica. (nicóis X)

0 0,05mm

Foto 20) Granada-muscovita-biotia gnaiss do Complexo Riacho Gravatá (Amêndoa Macacos-Piaus). Observa-se porfiroclásto tardio de biotita apresentando *kinks bands*. (nicóis //)

Foto 21) Muscovita-biotita xisto fino cinza do Complexo Cachoeirinha (Sequência Santana dos Garrotes), onde pode-se observar granada com foliação Si e foliação externa S2 desviando-se ao redor desta, e desenvolvendo sombra de pressão, local. (nicóis //)

Foto 22) Granada-estaurolita-muscovita-biotita xisto do Complexo Cachoeirinha (Sequência Piancó). Observa-se estaurolita com foliação interna Si, interpretada como foliação S1, crenulada abertamente por S2; a foliação externa S2, representada por uma clivagem de crenulação, e charneiras relictas D2 locais. (nicóis //)

IV.2 QUÍMICA MINERAL

Análises químicas pontuais foram realizadas no Laboratório de Microsonda e Microscopia Eletrônicas do Departamento de Mineralogia e Petrologia - IG/USP, através de uma microsonda eletrônica do tipo JXA-8600 Superprobe (JEOL) com automação TRACON-NORAN, equipada com sistema detetor WDS, e operada sob condições de 20,05 a 20,2 nA de corrente e 15,0 KV de potencial de aceleração.

Os minerais analisados foram aqueles cujas paragéne se apresentam importância sob o ponto de vista do cálculo das temperaturas e pressões a que a rocha esteve submetida, em função dos diversos barômetros e termômetros existentes na literatura. A composição química dos minerais coexistentes em paragéne ou não, visa estabelecer comparações entre as características químicas das fases analisadas (biotita, clorita, muscovita, granada, feldspato e anfibólios) nas diversas unidades mapeadas no presente trabalho, além de sua utilização na interpretação das condições metamórficas.

O cálculo das fórmulas estruturais dos minerais analisados, seguem os parâmetros utilizados e referidos pelos diferentes autores dos termômetros e barômetros aplicados. Tais cálculos foram executados através do Programa "Planilha Excel", que também foi utilizado para o cálculo dos geotermômetros e geobarômetros aplicados.

Gráficos com classificação de anfibólios e aqueles que correlacionam composição e condições de T ou P foram confeccionados na Planilha Excel, enquanto os gráficos de classificação dos demais minerais analisados (biotitas, muscovitas, feldspatos e granadas) foram construídos no Programa Minpet 2.0, a partir dos cálculos das fórmulas estruturais obtidos na Planilha Excel.

IV.2.1 Química Mineral dos Metassedimentos

Nos metassedimentos dos complexos Riacho Gravatá e Cachoeirinha e nos Xistos Sertânia, foram feitas análises químicas pontuais em cloritas, biotitas, feldspatos, granadas e muscovitas, para fins de caracterização química e quantificação do metamorfismo. Os resultados obtidos são analisados a seguir.

A) Cloritas:

As cloritas nos metassedimentos da área do presente trabalho, são observadas em lâmina delgada, via de regra substituindo granadas e biotitas, possivelmente relacionadas a processos de alteração deutérica.

Na Tabela 7 são apresentadas as análises químicas de cloritas recalculadas para 14-oxigênios com todo ferro considerado como Fe^{2+} (segundo as especificações de Deer et al, 1978).

As cloritas analisadas nos dois complexos supracitados caem nos campos de classificação de cloritas frescas (Deer et al, 1975) da ripidolita, picnoclorita e diabanita (Fig. 8)

Fig. 8) Classificação das cloritas analisadas no presente trabalho segundo a nomenclatura de Deer et al (1978). Símbolos: vermelho - Complexo Riacho Gravatá; verde - Sequência Piancó (CC); azul - Sequência Santana dos Garrotes (CC).

B) Biotitas:

As biotitas analisadas nos metassedimentos dos complexos Riacho Gravatá e Cachoeirinha, neste trabalho, tiveram sua fórmula estrutural calculada para 11-oxigênios com todo ferro considerado como Fe^{2+} (Tabela 8)

Ocorrem, normalmente, orientadas segundo a foliação principal. Algumas amostras apresentam uma outra fase de (re)cristalização de biotitas, constituída por porfiroblastos orientados oblíqua ou perpendicularmente à foliação principal, possivelmente relacionadas a retrometamorfismo. Além destas fases, biotitas inclusas em granadas foram analisadas.

Observando-se os gráficos $\text{Fe}/\text{Fe}+\text{Mg} \times \text{Al}^{\text{IV}}$ e $\text{Fe}/\text{Fe}+\text{Mg} \times \text{Al}^{\text{VI}}$ (Fig. 9A e 9B) nota-se que nas rochas metassedimentares do Complexo Riacho Gravatá as razões $\text{Fe}/\text{Fe}+\text{Mg}$ atingem valores mais altos do que aquelas do Complexo Cachoeirinha, o que pode indicar fontes distintas para estes dois complexos. Além disto, observa-se uma tendência a homogeneização química entre as biotitas orientadas paralelas a foliação principal e aquelas oblíquas ou perpendiculares a mesma, indicando que houve equilíbrio constante durante o metamorfismo que as gerou. Entretanto, nota-se uma discreta diferença entre as biotitas que ocorrem como inclusões em granadas e as anteriormente descritas, principalmente no que se refere aos teores de Al^{VI} , mais elevados na amostra PI-16.3, localizada na Sequência Piancó, e mais baixo na amostra (ST-488), pertencente aos Xistos Sertânia. Guidotti et al (1984) relaciona o aumento nos teores de Al^{VI} e de Ti^{VI} ao aumento na temperatura de cristalização de micas em rochas metamórficas.

No gráfico $\text{Ti}^{\text{VI}} \times \text{Al}^{\text{VI}}$ (Fig. 9C) relação acima citada fica ainda mais evidente: todas as amostras nas quais biotita ocorre associada a sillimanita (PI-16.3 e ST-488), esta encontra-se no campo onde os teores de Al^{VI} e Ti^{VI} são mais elevados. Isto indica, comparando as biotitas inclusas em granadas com aquelas orientadas segundo a foliação principal, que na mostra PI-16.3 temperaturas mais elevadas ocorreram no início do metamorfismo, enquanto na amostra ST-488 temperaturas mais elevadas são tardias.

Fig. 9) Representação gráfica das biotitas analisadas no presente trabalho. Simbologia: vermelho - metassedimentos da Sequência Piancó (CC), verde - metassedimentos da Sequência Santana dos Garrotes (CC), azul - metassedimentos da Amêndoa Macacos-Piaus (CRG), amarelo - xistos do Sertânia, preto - metabásicas da Amêndoa Macacos-Piaus (CRG).; preenchido - paralelas a foliação principal; vazios - minerais orientados oblíqua e/ou perpendicularmente a foliação principal, com borda preta - inclusas em granadas.

Fig. 9) Continuação.

C) Feldspatos:

Os dados de química mineral dos feldspatos dos metassedimentos analisados no presente trabalho estão expressos na Tabela 9 e representados no diagrama albita-anortita-ortoclásio (Fig. 10).

No Complexo Cachoeirinha, os feldspatos analisados na Sequência Piancó são do tipo oligoclásio-andesina com composição variando de $Ab_{54-72}-An_{28-45}-Or_{0-1}$ (PI-4), $Ab_{75-79}-An_{21-26}-Or_{0-1}$ (PI-16.3), enquanto aqueles analisados na Sequência Santana dos Garrotes são oligoclásios e apresentam composição $Ab_{82-84}-An_{15-18}-Or_{0-1}$ (PI-23).

No Complexo Riacho Gravatá, Amêndoa Macacos-Piaus, os feldspatos analisados apresentam composição entre albita ($Ab_{96-98}-An_{2-4}$, amostra ST-200.2) e oligoclásio ($Ab_{74-87}-An_{13-26}-Or_{0-1}$, amostra ST-203.1). Na Amêndoa Serra da Pinheira, a cerca de 3 Km ao norte de Santa Rita (porção sudeste), os feldspatos são do tipo oligoclásio ($Ab_{81-82}-An_{15-19}-Or_{0-3}$).

Nos xistos Sertânia (amostra ST-488) foram analisados feldspatos inclusos na borda da granada, que apresentaram composição $Ab_{64-70}-An_{30-35}-Or_{0-1}$ e feldspatos orientados segundo a foliação principal, que mostram um ligeiro empobrecimento de Ca no centro ($Ab_{69-73}-An_{26-29}-Or_{1-2}$) em relação as bordas ($Ab_{71-75}-An_{24-28}-Or_{0-1}$).

Dentre os feldspatos analisados nos metassedimentos observa-se que aqueles localizados na Sequência Piancó e o dos Xistos Sertânia apresentam-se mais ricos no componente anortita que os demais. Isto é coerente com as condições de temperatura observadas através das associações minerais, uma vez que já que sillimanita é o alumínio silicato presente nestas rochas. Estas observações são coerentes com aquelas obtidas na interpretação do gráfico $Ti^{VI} \times Al^{VI}$ para as biotitas (Fig. 8C), que também sugerem temperaturas mais elevadas para estas rochas.

Fig. 10) Representação dos feldspatos analisados em metassedimentos no diagrama Albita-Ortoclásio-Anortita. Símbolos: cor vermelha - Sequência Piancó; verde - Sequência Santana dos Garrotes; azul - Complexo Riacho Gravatá, Amêndoa Macacos-Piaus; amarelo - Xistos Sertânia; cinza - Complexo Riacho Gravatá, Amêndoa Serra da Pinheira.

D) Granadas:

Granadas analisadas em nos metassedimentos da área do presente trabalho (Tabela 10), pertencem a série almandina-piropo-espersartita-grossulária (valores de Al^{VI} são aproximadamente iguais a 2 cátions por unidade de fórmula estrutural).

Os dados analíticos estão esquematicamente representados nos diagramas triangulares Almandina-Piropo-Espersartita e Almandina-Piropo-Grossulária (Fig. 11).

Observa-se que as granadas da Sequência Piancó (amostras PI-4 e PI-16.3), onde ocorre sillimanita e evidências de anatexia local, são relativamente mais ricas em Mg do que as granadas da Sequência Santana dos Garrotes (amostras ST-62, ST-27.1 e ST-26), e mostram um zoneamento composicional com o núcleo mais rico em Mg e a borda mais rica em Fe e Mn. As granadas da amostra PI-23, localizada na Sequência Santana dos Garrotes, apresentam composição intermediária entre os dois grupos anteriormente citados, indicando que a temperatura do metamorfismo aumenta para noroeste dentro deste domínio do Complexo Cachoeirinha.

Na Amêndoa Serra da Pinheira do Complexo Riacho Gravatá, a cerca de 3 Km ao norte da cidade de Santa Rita, as granadas analisadas apresentam composição $Al_{69-72}Sp_{1-2}Py_{5-6}Gr_{21-25}$. Já na Amêndoa Macacos-Piaus as granadas das amostras ST-200.1, ST-203.1 e ST-205.2 apresentam o núcleo ligeiramente enriquecido em Fe, enquanto na amostra ST-314 o centro é mais rico em Mn e Ca e empobrecido em Fe e Mg.

Nos xistos Sertânia (amostra ST-488) as granadas analisadas são mais ricas em Mg e, assim como as da Sequência Piancó, ocorrem associadas a sillimanita.

E) Micas-Branças:

Os dados analíticos das micas brancas, recalculados para 11-oxigênio com todo ferro considerado como Fe^{2+} , estão listados na Tabela 11 e plotam no campo da muscovita-fengita. (Fig. 12)

Micas brancas são descritas, normalmente em lâmina delgadas, orientadas segundo a foliação principal, por vezes em íntima associação com biotitas. Mais raramente, descreve-se porfiroblastos de muscovitas crescidos tardiamente a foliação principal e orientados oblíquos a perpendiculares a esta (PI-4, ST-541, ST-337, ST-337 e ST-314).

Fig. 11) Representação das granadas em metassedimentos da área do presente nos diagramas Almandina-Piropo-Espersartita e Almandina-Piropo-Grossulária. Símbolos: cor vermelha - Sequência Piancó; verde - Sequência Santana dos Garrotes; azul - Complexo Riacho Gravatá, Amêndoa Macacos-Piaús; amarelo - Xistos Sertânia; cinza - Complexo Riacho Gravatá, Amêndoa Serra da Pinheira.

IV.2.1 Química Mineral das Rochas Metabásicas

Feldspatos, anfibólios, granadas, biotitas e cloritas de algumas rochas metabásicas, representadas por anfibolitos e granada-anfibolitos, descritas no Complexo Riacho Gravatá, foram analisados pontualmente na microsonda eletrônica para fins de quantificação do metamorfismo a que estiveram submetidas. Estes resultados permitiram uma caracterização química destes minerais apresentada a seguir.

A) Feldspatos:

As análises químicas dos feldspatos analisados nas rochas metabásicas são apresentadas na Tabela 12 (recalculados para 8-oxigênios) e a composição química destes em termos das moléculas de albita-ortoclásio-anortita representadas na Figura 13.

Das metabásicas descritas na Amêndoa Serra da Pinheira, apenas três exemplares tiveram seus feldspatos analisados: as amostras ST-530 e ST-475, localizadas próximas ao Complexo Serra Talhada (ortognaisses e migmatitos), e a amostra ST-AC-35.2, localizada a cerca de 9 Km a norte da cidade de Manaíra.

Os feldspatos analisados na amostra ST-530, são plagioclásio de composição andesina ($An_{40-45}-Ab_{60-54}$), e microclina com composição $Or_{93}-Ab_7$.

Na amostra ST-475 o plagioclásio apresenta zonação inversa com a borda mais cálcica ($An_{30-40}-Ab_{60-70}$) que o núcleo ($An_{23}-Ab_{77}$), evidenciando um relativo aumento de temperatura, possivelmente relacionado a estrutura distensiva associada a terceira fase de deformação que promoveu a ascensão do Complexo Serra Talhada, mais quente.

Na amostra ST-35.2 o plagioclásio presente é albita ($An_{2-7}-Ab_{98-99}$) sugerindo temperaturas mais amenas ou pressões mais elevadas ao norte da cidade de Manaíra.

Na Amêndoa Macacos-Piaus um maior número de feldspatos foram analisados (de sul para norte, amostras: ST-305.E, ST-206.2, ST-312.E, ST-316.A, ST-6.A, ST-322, ST-338.B e ST-338.C). Os plagioclásios das rochas metabásicas analisados nesta amêndoa, independente da mineralogia, apresentam composição variando de albita a oligoclásio ($An_{29-2}-Ab_{71-98}$). Em algumas das amostras analisadas, constatou-se uma zonação inversa com a borda mais cálcica que o núcleo, o que pode indicar aumento de temperatura e/ou diminuição de pressão, e na amostra ST-6-A, além de plagioclásio, analisou-se ortoclásio com composição $Or_{98}-Ab_2$.

Na Amêndoa Serra do Mocambo, extremo sul, os feldspatos analisados (AF-53.F) mostram zonação inversa e composição variando de oligoclásio a andesina ($An_{34-30}-Ab_{66-70}$).

Fig. 13) Representação dos feldspatos das metabásicas do Complexo Riacho Gravatá no diagrama Albite-Ortoclásio-Anortita. Símbolos: azul - Amêndoa Macacos-Piaus; verde - Amêndoa Serra da Pinheira; vermelho - Amêndoa Serra do Mocambo.

B) Anfíbólios:

Os anfíbólios analisados nas metabásicas do Complexo Riacho Gravatá foram recalculados de diversas maneiras seguindo a metodologia do termômetro ou do barômetro utilizado para o estabelecimento das temperaturas e pressões a que estas rochas estiveram submetidas (vide seção IV.3, deste capítulo).

Entretanto para fins da classificação dos anfíbólios, utilizou-se o cálculo da fórmula estrutural recalculada para 23-oxigênios com o Fe^{3+} estimado como o valor médio, conforme proposto por Leake et al (1997), listados na Tabela 13. Segundo estes autores os anfíbólios analisados são cálcicos e monoclinicos com $(\text{Ca}+\text{Na})\text{B} \geq 1,00$, $1,5 < (\text{Na})\text{B} < 0,5$ e, geralmente, $(\text{Ca})\text{B} \geq 1,5$. Além disto todos os anfíbólios apresentam valores de $\text{Ti} < 0,5$.

Os anfíbólios de anfibolitos das amêndoas Macacos-Piaus e Serra da Pinheira (porção sul) projetados nos diagramas de classificação de Leake et al (1997) com $(\text{Na}+\text{K})\text{A} \geq 0,5$ (Fig. 14a) correspondem a Mg-hornblenda e tschermarquita, enquanto que aqueles dos granada anfibolitos (ST-312.E, ST-316.A e ST-338.B) possuem composição de Fe-tschermarquita, sugerindo que a perda de Mg esteja relacionada a cristalização da granada. Os anfibolitos da Amêndoa Serra da Pinheira (porção norte, região de Manaíra) possuem composições de actinolita. No diagrama de Leake et al (1997) para $(\text{Na}+\text{K})\text{A} < 0,5$ (Fig. 14b) a composição dos anfíbólios das metabásicas da Amêndoa Macacos-Piaus encontra-se no campo da Fe-pargasita ($\text{Al}^{\text{VI}} > \text{Fe}^{3+}$), enquanto que na Amêndoa Serra da Pinheira-sul, os anfíbólios estão no campo de Mg-hastingsita (alguns da amostra ST-475.A) e pargasita.

Apesar de terem sido feitas análises de bordo e centro em algumas minerais, estes não apresentaram maiores variações composicionais.

No gráfico $\text{Al}^{\text{IV}} \times \text{Al}^{\text{VI}}$ (Fig. 15) observa-se que os anfíbólios das rochas metabásicas da Amêndoa Macacos-Piaus alcançam valores de Al^{VI} mais elevados que os anfíbólios das amostras da Amêndoa Serra da Pinheira, sem no entanto apresentarem um padrão de zoneamento evidente entre a borda e o núcleo do grão. Segundo Sorensen (1989) e Hollister et al (1987) os valores de Al^{VI} estão diretamente relacionado com a pressão. Por outro lado as metabásicas do Complexo Riacho Gravatá, na Amêndoa Serra da Pinheira, alcançam teores de Al^{IV} mais elevados (sem zoneamento nos grão estudados), o que, segundo Blundy et al (1990), está diretamente relacionado a temperatura. Cabe ressaltar que os maiores valores de Al^{IV} foram obtidos para a amostra ST-475.A, em anfíbólios associados a textura quelifítica (Foto 23). Apesar de questionada por Blundy et al (1990), a relação do conteúdo de Al^{VI} com a pressão mostrou-se coerente com os cálculos barométricos (seção IV.4), assim como a relação do Al^{IV} com a temperatura.

A

B

0 0,3mm

Foto 23) Corona de reação (textura quelifítica) envolvendo granada (GR), anfibólio (A) e plagioclásio (P) em granada anfibolito do Complexo Serra da Pinheira, Amêndoa Serra da Pinheira-sul. (A - nicóis X, B - nicóis //)

Fig 14) Classificação dos anfibólios dos Complexo Riacho Gravatá segundo Leake et al (1997). Símbolos: azul - Amêndoa Macacos-Piaus; verde claro - Amêndoa Serra da Pinheira-sul; verde escuro - Amêndoa Serra da Pinheira, a norte da cidade de Manaíra.

Fig 15) Anfibólios do Complexo Riacho Gravatá plotados nos gráfico $AlIV \times (Na+K)A$ (A) e $AlIV \times Ti$ (B) e $AlIV \times AlVI(C)$. Simbologia a mesma da Fig. 14.

Fig. 15) Continuação.

C) Granadas:

Granadas analisadas em granada-anfibolitos do Complexo Riacho Gravatá nas três amêndoas (Tabela 14), pertencem a série almandina-piropo-espersartita-grossulária (valores de Al^V são aproximadamente iguais a 2 cátions por unidade de fórmula estrutural).

Os dados analíticos estão representados nos diagramas triangulares Almandina-Piropo-Espersartita e Almandina-Piropo-Grossulária (Fig. 16). Com base nestes dados, pode-se observar que de um modo geral as granadas analisadas em amostras próximas ao Complexo Serra Talhada (ST-475 e ST-332) são mais enriquecidas em moléculas de piropo do que aquelas localizadas na Amêndoa Macacos-Piaús, sugerindo condições metamórficas mais elevadas. Na amostra ST-475, localizada próxima ao Complexo Serra Talhada, observa-se um discreto zoneamento composicional, com o núcleo ligeiramente mais rico na fração molar de ferro (X_{Fe}) e manganês (X_{Mn}) e as bordas relativamente enriquecidas em X_{Mg} e X_{Ca} , sugerindo relativo aumento de temperatura quando do crescimento do grão.

Na Amêndoa Macacos-Piaus as granadas das metabásicas são relativamente mais ricas em almandina e espessartita que as granadas das metabásicas da Amêndoa Serra da Pinheira. Em algumas amostras observa-se um discreto zoneamento químico (ST-312.E e ST-338.B), onde o núcleo é ligeiramente mais enriquecido em Mn e bordas mais ricas em Fe e Mg, mantendo-se o Ca mais ou menos constante.

Na Amêndoa Serra do Mocambo, granada foi analisada em uma única amostra de granada-anfibolito (AF-53.F) e apresentou um nítido zoneamento químico com aumento do X_{Mn} as expensas das demais frações molares, do núcleo para a borda.

D) Cloritas e Biotitas:

As análises das cloritas de rochas metabásicas, recalculadas para 14-oxigênios com todo ferro considerado como Fe^{2+} , são apresentadas na Tabela 7. Estas caem nos campos da ripidolita, picnoclorita e diabanita (Fig. 8) no gráfico de classificação das cloritas frescas (Deer et al, 1978). As cloritas substituem granadas a partir de fraturas, substituem biotitas e, mais raramente, anfibólios, também em fraturas e clivagens e, possivelmente, relacionam-se a processos de alteração (ST-322, ST-312.E e ST-338.B).

As biotitas estão relacionadas a processos de retrometamorfismo e ocorrem associadas a anfibólios e, mais raramente, a granadas. Como via de regra estão cloritizadas (processo deutérico), somente na amostra ST-206.2, localizada na Amêndoa Macacos-Piaus, as análises de biotitas apresentaram uma estequiometria coerente (Tabela 8).

Fig. 16) Representação das granadas em metabásicas nos diagramas Almandina-Piropo-Espersartita e Almandina-Piropo-Grossulária. Símbolos: cor vermelha - Complexo Riacho Gravatá, Amêndoa Serra da Pinheira-sul; cinza - Complexo Riacho Gravatá, Amêndoa Serra do Mocambo; azul - Complexo Riacho Gravatá, Amêndoa Macacos-Piaus.

IV.3 GEOTERMOMETRIA E GEOBAROMETRIA

A caracterização das condições de temperatura e pressão do metamorfismo a que uma rocha esteve submetida é um aspecto de extrema importância no estudo da evolução tectônica de terrenos metamórficos.

A base para determinação das temperatura e pressão está na definição das assembléias minerais em equilíbrio, através de microestruturas e microtexturas observadas em lâmina delgada, permitindo organizar a (re)cristalização dos minerais em pré, sin e pós-cinemáticos a uma determinada fase de deformação (Zwart, 1962; Bell & Rubenach, 1983; Paschier et al, 1996, entre tantos outros). A partir daí, a composição química pontual das diferentes fases minerais em equilíbrio permite a aplicação de termômetros e barômetros compatíveis com as paragêneses definidas.

IV.3.1 REVISÃO DOS GEOTERMÔMETROS E GEOBARÔMETROS APLICADOS

A) Geotermômetros Granada-Anfibólio:

Graham & Powell (1984), propõem um termômetro empírico cuja a base é a troca catiônica do ferro e magnésio entre a granada e a hornblenda, segundo a fórmula Fe-pargasita + piropo + pargasita + almandina, interpretada como uma solução sólida ideal. O termômetro foi calibrado para rochas entre o fácies anfibolito a granulito em temperaturas inferiores a 850°C e pressões entre 8 - 10 kbars. Os autores tratam todo o ferro como Fe^{2+} , porque nas condições mencionadas a atividade do oxigênio é baixa, os cálculos para estimativas de Fe^{3+} , geral uma super-estimativa, acarretar numa super-estimativa da temperatura calculada, e porque a razão $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ é baixa em hornblendas coexistindo com granadas. As restrições para a aplicação deste termômetro são: não ocorrência de texturas de desequilíbrio entre a granada e o anfibólio, para minimizar os efeitos da não idealidade da solução sólida do Fe-Mg nos anfibólios, que pode ocasionar uma super-estimativa da temperatura; ausência de clinopiroxênio; fração molar do magnésio na granada (X_{Mg}) têm que ser menor que 0,1; o sódio na posição estrutural M4 (NaM4) do anfibólio deve ser maior que 0,09; o cálcio na posição M4 (CaM4) deve ser baixo; e a soma do sódio com o potássio na posição A ($\text{Na+K}A$) deve ser menor que 0,4 por unidade de fórmula (pfu).

A granada é recalculada para 12-oxigênios e o anfibólio para 23-oxigênios, ambos tendo todo ferro como Fe^{2+} , sendo o cálculo da temperatura feito através da equação:

$$T (K) = (2880 + 3280 X_{Ca}^{gr}) / \ln K_D + 2,426$$

$$\text{onde: } K_D = (X_{Fe} / X_{Mg})^{gr} / (X_{Fe} / X_{Mg})^{hb}$$

Perchuck (1991) reedita o termômetro empírico granada-anfibólio de Perchuck (1976), aplicável para estimativas de temperaturas em metabasitos do fácies granulito, eclogito, granada-anfibolito e xisto-azul. Segundo o autor, acima de 500° C o equilíbrio da reação: hornblenda-Mg + granada-Fe = granada-Mg + hornblenda-Fe, depende da fração molar do magnésio nos minerais, podendo a temperatura ser estimada pela equação:

$$T (K) = 3330 + (\ln K_D + 2,33)$$

$$\text{onde: } K_D = (X_{Mg} / 1 - X_{Mg})^{hb} \cdot (1 - X_{Mg} / X_{Mg})^{gr}$$

Abaixo de 500°C a correlação entre $\ln K_D$ e $1/T$ é válida, mas o coeficiente de correlação decresce. As restrições para a aplicação deste geotermômetro são, além da temperatura superior a 500°C, que o X_{Ca}^{gr} seja, igual a $0,212 \pm 0,05$, que o X_{Mn}^{gr} seja, aproximadamente, igual a 0,08, que a razão Fe/Mg no anfibólio, varie dentro dos limites da hornblenda, e que $X_{Mg}^{gr} / X_{Mg}^{hb} = 1$. O cálculo da fórmula estrutural para granada é com base em 12-oxigênios, para o anfibólio é com base anidra para 23-oxigênios, em ambos todo ferro é considerado como Fe^{2+} .

A diferença básica entre o termômetro do Perchuck (1991) e Graham & Powell (1984) está na restrição de que o $X_{Ca}^{gr} \cong 0,212$, imposta pelo primeiro autor, segundo o qual os componentes adicionais nos minerais coexistentes, influenciam nas temperaturas calculadas.

No presente trabalho, não foi possível, em função das restrições impostas, calcular temperaturas utilizando os termômetros acima citados em uma mesma rocha e assim tecer comparações entre eles. Entretanto, pôde-se calcular temperaturas para rochas metabásicas de uma mesma amêndoa (Amêndoa Macacos-Piaus, amostras ST-312.E e ST-316.A, vide Tabela 15) que forneceram temperaturas aproximadamente iguais (541°C e 536°C, respectivamente) sugerindo uma boa correspondência entre estes termômetros, quando aplicados dentro das especificações.

B) Geotermômetros Anfibólio-Plagioclásio:

Blundy & Holland (1990) propõem um termômetro semi-empírico levando em consideração o conteúdo de Al^{IV} do anfibólio coexistente com plagioclásio e quartzo, que pode ser aplicado a rochas metamórficas do fácies xisto verde ao granulito e em rochas ígneas de composição ácida a básica. Os autores utilizam dados experimentais e naturais que mostram

que as principais modificações observadas na estrutura dos anfibólios em função da temperatura referem-se ao preenchimento das posições do Na^A e do Al^{T1} e Si^{T1}.

Os termômetros foram calibrados para as reações: edenita + 4 quartzo = tremolita + albita e pargassita + 4 quartzo = hornblenda + albita, e para o cálculo utiliza-se a fórmula:

$$T \text{ (K)} = (0,677 P(\text{Kbars}) - 48,98 + Y) / (-0,0429 - 0,008314 \ln K)$$

$$\text{onde: } K = X_{\text{Na}}^{\text{plag}} \cdot (\text{Si}-4) / (8 - \text{Si})$$

$$Y = 0 \text{ (se } X_{\text{Na}}^{\text{plag}} > 0,5) \text{ e } Y = 8,06 + 25,5 \cdot (1 - X_{\text{Na}}^{\text{plag}})^2 \text{ (se } X_{\text{Na}}^{\text{plag}} < 0,5)$$

O termômetro é pouco preciso para análises onde o Fe³⁺ é recalculado, devendo-se neste caso utilizar a média entre os valores obtidos quando se assume que o total de cátions é 13-CNK para 23-oxigênios e os valores obtidos quando se assume que o total de cátions é 15-NK. As restrições para sua aplicação são: a temperatura entre 500° - 1000° C (com erros de $\pm 75^\circ$ C); o $X_{\text{Ca}}^{\text{plag}}$ deve ser menor que 0,92; o Si^{anf} pfu deve ser menor que 7,8; e o Ca pfu deve ser maior que 1,3. Este termômetro foi bastante criticado, pois para rochas com anfibólios de composição similares as utilizadas pelos autores, os resultados obtidos foram bons, mas para rochas com hornblenda aluminosa coexistindo com plagioclásio (especialmente em granada anfibolitos) foram observados erros superiores 400° C.

Holland & Blundy (1994) revêm o termômetro por eles proposto em 1990, e levando em consideração a não idealidade das interações dos anfibólios cálcicos no par anfibólio-plagioclásio, propõem o equilíbrio das reações: **(a)** edenita + 4 quartzo = tremolita + albita (aplicável para rochas saturadas em sílica) e **(b)** edenita + albita = richtcherita + anortita (para rochas saturadas e insaturadas em sílica). Examinam as interações dos elementos K-Na-Ca-Mg-Fe³⁺-Fe²⁺-Al-Si nas posições A, M4, M1, M3, M2 e T1 dos anfibólios, a partir de dados experimentais e naturais, onde a temperatura e a pressão são restritas. Os referidos autores ignoram o magnésio e o titânio, pois seus efeitos são insignificantes em anfibólios pobres nestes elementos, e a influência destes seria mais viável em temperaturas elevadas e/ou em anfibólios pobres em cálcio.

A composição dos anfibólios é bastante variável, incluindo o anfibólio tschermarquita de granada-anfibolitos, que apresentavam problemas no termômetro de Blundy & Holland (1990). O cálculo estrutural do anfibólio é feito com base anidra para 23-oxigênios, onde o Fe³⁺ é recalculado a partir dos métodos de Spear & Kimball (1984) e Robinson et al (1982), seguido de mais duas restrições: (Al^{VI}, Ti, Fe³⁺)M2 e o CaM4 devem ser inferiores a 2 pfu.

Para o termômetro **(a)** as restrições são: temperatura entre 400° e 900° C; no anfibólio o NaA deve ser maior que 0,02 pfu, o Al^{VI} deve ser menor que 1,8 pfu, o Si entre 6,0 e 7,7 pfu;

e no plagioclásio o X_{Na} deve ser menor que 0,9 pfu. O erro analítico, geralmente, fica em torno de 50° C e a fórmula utilizada para o cálculo da temperatura é:

$$T_{(a)} (K) = (-76,95 + 0,79 P + Y_{Ab} + 39,4 X_{Na}^{plag} + 22,4 X_K^A + (41,5 - 2,89 P) \cdot X_{Al}^{M2}) / (-0,065 - 0,0083144 \ln K)$$

$$\text{onde: } K = (27 \cdot X_{Si}^A \cdot X_{Si}^{T1} \cdot X_{Ab}^{plag}) / (256 \cdot X_{Na}^A \cdot X_{Al}^{T1})$$

$$Y_{Ab} = 0 \text{ (se } X_{Ab}^{plag} > 0,5) \text{ e } Y_{Ab} = 12 \cdot (1 - X_{Ab}^{plag})^2 - 3 \text{ (se } X_{Ab}^{plag} \leq 0,5)$$

Já para o termômetro (b) a temperatura deve ser entre 500° e 900° C e o NaA no anfibólio deve ser maior que 0,03 pfu, sendo que as demais restrições e os erros analíticos são os mesmos do termômetro (a). A fórmula utilizada para o cálculo da temperatura neste caso é:

$$T_{(b)} (K) = (78,44 + Y_{Ab-Na} - 33,6 X_{Na}^{plag} - (66,8 - 2,92 P) X_{Al}^{M2} + 78,5 X_{Al}^{T1} + 9,4 X_{Na}^{plag}) / (0,0721 - 0,0083144 \ln K)$$

$$\text{onde: } K = (27 \cdot X_{Na}^{M4} \cdot X_{Si}^{T1} \cdot X_{An}^{plag}) / (64 \cdot X_{Ca}^{M4} \cdot X_{Al}^{T1} \cdot X_{An}^{plag})$$

$$Y_{Ab-Na} = 3 \text{ (se } X_{Ab}^{plag} > 0,5) \text{ e } Y_{Ab-Na} = 12 \cdot (2 X_{Ab}^{plag} - 1) + 3 \text{ (se } X_{Ab}^{plag} \leq 0,5)$$

Spear (1981) propõe um termômetro empírico a partir da reação: albita + tremolita = edenita + 4 quartzo, onde o equilíbrio entre o plagioclásio, o anfibólio e o quartzo, estaria governado pela partição do sódio entre o plagioclásio e a posição estrutural A do anfibólio, que varia com o metamorfismo de modo que $X_{Na}^A / (X_{Si}^A \cdot X_{Ab})$ aumenta com a temperatura. A fórmula estrutural do anfibólio é calculada para 23-oxigênios, com Fe^{3+} calculado segundo os procedimentos descritos por Spear (1980).

A temperatura pode ser obtida a partir do gráfico $X_{Na}^A \times X_{Ab}$ (p. 362, Spear, 1981), ou através das equações:

$$(1) T (K) = (-7075 + 0,257 P) / (-6,86 + 1,987 \ln K_{id})$$

$$\text{onde: } K_{id} = X_{Na}^A / (X_{Si}^A \cdot X_{Ab}), \text{ válido quando } X_{Ab} = 0,75$$

$$(2) T (K) = (47000 - 0,24 P) / (44,27 - 3,974 \ln K)$$

$$\text{onde: } K = (X_{An} / X_{Ab}) (X_{Na}^{M4} / X_{Ca}^{M4}), \text{ quando } X_{Ab} \neq 0,75$$

Uma consideração importante apresentada por Spear (1981) é que anfibólios em anfibolitos com quartzo equilibrados a pressões altas possuem maior ocupação da posição A que aqueles cristalizados a baixas pressões e temperaturas equivalentes.

Para fins de testar a consistência entre os termômetros anfibólio-plagioclásio citados acima nas rochas estudadas no presente trabalho, fez-se o cálculo das temperaturas para pares minerais em equilíbrio passíveis de terem suas temperaturas calculadas pelos três

termômetros e arbitrou-se uma pressão de 5 Kbar. De modo geral observou-se que o termômetro de Blundy & Holland (1990) apresenta temperaturas superestimadas (em relação aos demais e incoerentes com as associações descritas) quando o Si é inferior a 7 pfu (amostras ST-S-6.A, ST-316.A e ST-338.C, localizadas na Amêndoa Macacos-Piaus; e amostras ST-S-6.A e ST-530, da Amêndoa Serra da Pinheira). (vide Tabela 15)

As diferenças encontradas nas temperaturas calculadas a partir dos termômetros de Spear (1981) e Holland & Blundy (1994) estão dentro do erro analítico destes termômetros, que é da ordem de 50° C.

C) Geotermômetro-Geobarômetro Plagioclásio-Hornblenda:

Plyusnina (1982) propõe um geotermômetro-geobarômetro com base em dados experimentais onde a reação: hornblenda + zoesita (epidoto) + H₂O + CO₂ = plagioclásio + clorita + carbonato de cálcio + quartzo, que foi estudada sob condições hidrotermais. A transição contínua da tremolita (actinolita) para anfibólios cálcicos, observada ao longo de uma curva de equilíbrio, permitiu ao autor demonstrar que a série dos anfibólios cálcicos se comporta como uma solução sólida completa. A dependência do alumínio em anfibólio-Ca coexistente com o plagioclásio, em função da temperatura e da pressão, foi determinada para temperaturas variando entre 450° e 500° C e pressões entre 2 e 8 kbars e usada para construir o geotermobarômetro experimental ora em evidência. Este pode ser aplicado em metabasitos e xistos máficos do fácies albita-epidoto-anfibolito e anfibolito, incluindo assembléias com zoisita ou epidoto, e é eficaz, para temperaturas baixas, pressões acima de 4 kbars e sistemas sem ferro.

O experimento demonstrou uma significativa variação do Al₂O₃ no anfibólio-Ca em função da temperatura e da pressão, e uma variação da razão Ca/Ca+Na no plagioclásio em função da temperatura. A partir destes dados o autor construiu o gráfico $X_{Na}^{plag} \times Al^{anf}$.

O erro padrão é de 1 kbar e de 15° C, e as restrições impostas para a aplicação deste geotermobarômetro são: presença de zoesita ou epidoto; o Ca pfu deve ser superior a 1,5 e o Na pfu inferior a 1,0 no anfibólio, ausência de clinopiroxênio; e ainda, que a hornblenda e o plagioclásio devem ser sin-genéticos.

O geotermobarômetro de Plyusnina mostrou-se, apesar de pouco preciso (é uma estimativa gráfica), uma boa correspondência, tanto para com as temperaturas, como para com as pressões obtidas utilizando-se outros termômetros e barômetros. Cabe resaltar entretanto, que nas análises de anfibólios onde Al pfu é inferior a 1,0 as pressões aferidas

foram subestimadas, quando comparadas àquelas obtidas por outros métodos e mostraram-se incompatíveis com as associações minerais descritas (Tabela 15).

D) Geobarômetros Granada-Anfibólio-Plagioclásio:

Kohn & Spear (1989) propõem quatro geobarômetros empíricos com base na associação granada + hornblenda + plagioclásio + quartzo, aplicáveis em granada-anfibolitos e hornblenda-granulitos, metamorfisados em temperaturas que variam de 520° a 800° C e pressões entre 3,5 a 14 kbar. No cálculo da fórmula estrutural dos anfibólios, utilizam o Fe^{3+} recalculado como mínimo.

O cálculo das atividades dos plagioclásios neste barômetro segue o modelo de atividades de Hodges & Royden (1984, in Kohn & Spear, 1989) e o cálculo das atividades da granada segue o modelo de Hodges & Spear (1982).

Para o cálculo das atividades dos anfibólios, Kohn & Spear (1989) propõem dois modelos distintos a partir da distribuição dos componentes químicos nos sítios de alocação da pargassita, Fe-pargassita, tremolita e Fe-tremolita. No modelo 1 assumem uma mistura independente em cada sítio de alocação do anfibólio. As desvantagens deste modelo são que a ocupação dos sítios variam com a quantidade de Fe^{3+} (geralmente, recalculado), as atividades calculadas para os membros minerais são suscetíveis a erros analíticos, e a partição Fe-Mg tem que ser conhecida. No modelo 2 os referidos autores assumem que um completo balanceamento dos sítios de locação dos cátions ocorre associado à variação da pargassita.

São quatro as fórmulas para os cálculos das pressões, aplicáveis, respectivamente, quando se utiliza o cálculo das atividades do anfibólio do modelo 1 e do modelo 2:

Modelo 1:

$$P_{\text{Mg}} (\text{bars}) = (120593 + T \cdot (10,3 + 8,314 \ln K_{\text{eq1}})) / 14,81$$

$$P_{\text{Fe}} (\text{bars}) = (117993 + T \cdot (-47,8 + 8,314 \ln K_{\text{eq2}})) / 11,29$$

Modelo 2:

$$P_{\text{Mg}} (\text{bars}) = (44724 + T \cdot (51,9 + 8,314 \ln K_{\text{eq1}})) / 9,19$$

$$P_{\text{Fe}} (\text{bars}) = (-4948 + T \cdot (81,8 + 8,314 \ln K_{\text{eq2}})) / 9,52$$

$$\text{onde: } K_{\text{eq1}} = (a_{\text{gr}}^2 a_{\text{py}} a_{\text{parg}}^3 a_{\text{qtz}}^{18}) / (a_{\text{An}}^6 a_{\text{Ab}}^3 a_{\text{tr}}^3)$$

$$K_{\text{eq2}} = (a_{\text{gr}}^2 a_{\text{alm}} a_{\text{Fe-parg}}^3 a_{\text{qtz}}^{18}) / (a_{\text{An}}^6 a_{\text{Ab}}^3 a_{\text{Fe-act}}^3)$$

Além da associação mineral e das temperatura e pressões e já mencionadas, outras restrições para a aplicação destes geobarômetros são: o X_{sp} na granada deve ser menor que

0,2; o X_{An} no plagioclásio deve ficar entre 0,15 e 0,6; e o anfibólio deve apresentar: $6,1 = Si \geq 6,6$; $0 = Ti \geq 0,275$; $1,7 = Fe \geq 2,8$; $1,5 = Ca \geq 1,9$; $0 = K \geq 0,4$; $2 = Al \geq 3,2$; $0,975 = Mg \geq 2,7$; $0 = Mn \geq 0,05$; $0,35 = Na \geq 0,6$; $2,1 = Ca+Na+K \geq 2,75$. A precisão do barômetro (função da temperatura e da análise química do mineral) varia de 200 a 600 bars, para cada 50° C, e a exatidão é de 5 kbars para cada 150°C.

Kohn & Spear (1990) revisam o barômetro proposto em 1989, propondo dois novos geobarômetros empíricos, com base nas equações: **(a)** 6 anortita + 3 tremolita = 2 grossularita + piropo + 3 tschermakita + 6 quartzo, e **(b)** 6 anortita + 3 Fe-tremolita = 2 grossularita + almandina + 3 Fe-tschermakita + 18 quartzo.

As equações de equilíbrio propostas neste barômetro são:

$$P_{Mg} \text{ (bras)} = (79507 + T(29,14 + 8,3144 \ln K_{eq1})) / 10,988$$

$$P_{Fe} \text{ (bras)} = (35327 + T(56,09 + 8,3144 \ln K_{eq2})) / 11,906$$

$$\text{onde } K_{eq1} = (a_{gr}^2 a_{py} a_{tsch}^3 a_{qtz}^6) / (a_{An}^6 a_{tr}^3)$$

$$K_{eq2} = (a_{gr}^2 a_{alm} a_{Fe-tsch}^3 a_{qtz}^6) / (a_{An}^6 a_{Fe-act}^3)$$

As atividades da granada e do plagioclásio são calculadas a partir dos mesmos modelos utilizados no trabalho de Kohn & Spear (1989), porém para o cálculo das atividades do anfibólio os autores apresentam as seguintes fórmulas:

$$a_{tsch} = 9,481481 (X_{Al}^{T1}) (X_{Si}^{T1})^3 \cdot (Mg/Mg+Fe)$$

$$a_{tr} = (X_{Si}^{T1})^4 \cdot (Mg/Mg+Fe)^2$$

$$a_{Fe-tsch} = 9,481481 (X_{Al}^{T1}) (X_{Si}^{T1})^3 \cdot (Fe/Mg+Fe)$$

$$a_{Fe-act} = (X_{Si}^{T1})^4 \cdot (Fe/Mg+Fe)^2$$

As aproximações utilizadas ignoram a não-idealidade dos anfibólios, as capacidades caloríficas e as mudanças de volume com a pressão e a temperatura, mesmo assim os coeficientes de correlação são elevados e o barômetro apresenta uma boa consistência, sendo pouco sensíveis às temperaturas estimadas e a erros analíticos quando aplicados dentro das especificações propostas pelos autores, que, resumidamente, são: rochas com a associação granada + hornblenda + plagioclásio + quartzo, ocorrentes sob pressões entre 2,5 e 13 kbars e temperaturas entre 500° C e 800° C; os anfibólios devem ser calculados para 23-oxigênio, com o Fe^{3+} recalculado como ferro mínimo e apresentar: teores de Al estar entre 1,9 e 3,75; Ti maior que 0,275; o Ca pfu ser maior que 1,5; o Na pfu entre 0,3 e 0,6; o K maior que 0,4; e o $Fe/Fe+Mg$ entre 0,4 e 0,6. A granada deve ser calculada para 12-oxigênios e ter o Fe^{3+} recalculado utilizando as relações estiquiométricas e as restrições do balanço de cargas, e X_{sp}

$\leq 0,2$. O plagioclásio, calculado para 8-oxigênios deve ter Ca pfu entre 0,15 e 0,7. Dentro destas especificações o erro analítico fica na ordem de 0,5 kbars, segundo Kohn & Spear (1990).

Comparando-se dados de pressão obtidos pelo barômetro Kohn & Spear (1989), a partir de suas quatro equações e aquelas obtidas Kohn & Spear (1990), utilizando-se as duas equações propostas, observa-se que as médias aritméticas das pressões obtidas para cada par metamórfico estudado são compatíveis entre si, estando as diferenças entre elas dentro do desvio padrão das mesmas (Tabela 15).

E) Geotermômetros Granada-Biotita:

O termômetro granada-biotita é bastante difundido na literatura. Perchuck (1967 e 1970, in Ferry & Spear, 1978) foi o primeiro a calibrar este termômetro empiricamente e Ferry & Spear (1978) foram os primeiros a estudá-lo experimentalmente.

Ferry & Spear (1978) propõem um termômetro experimental feito com base na troca catiônica entre o Fe-Mg na reação: almandina + flogopita = piropo + anita. Para que não sejam necessárias correções, em função da presença, principalmente, do alumínio na biotita e do cálcio e manganês na granada, algumas restrições são impostas para o uso deste termômetro, a saber: na granada o $(Ca + Mn) / (Ca + Mn + Mg + Fe) \leq 0,2$, na biotita o $(Al^{VI} + Ti) / (Al^{VI} + Ti + Fe + Mg) \leq 0,15$, e idealmente, o $Fe/(Fe + Mg)$ deve estar entre 0,8 e 1,0, em ambos os minerais. A fórmula mineral da biotita é calculada com base anidra em 11-oxigênios e da granada em 12-oxigênios, em ambas todo ferro é tratado como Fe^{2+} .

O termômetro é muito consistente para pressões em torno de 2 kbar e temperaturas entre 550°C e 800°C, apresentando erro analítico da ordem de 50°C. É muito utilizado em rochas metapelíticas típicas, sendo a temperatura calculada pela fórmula:

$$T (K) = (0,057 P + 12454) / (4,662 - 5,961 \ln K_D)$$

$$\text{onde: } K_D = (X_{py} \cdot X_{ann}) / (X_{ph} \cdot X_{alm})$$

Devido as restrições para o uso do termômetro de Ferry & Spear (1978), alguns dos pares granada-biotita selecionados no presente trabalho não puderam ser utilizados e por isso procurou-se aplicar outros termômetros granada-biotita, e verificar a consistência entre estes.

Lavrent'eva & Perchuck (1981) calibraram experimentalmente o termômetro granada-biotita, para temperaturas variando de 575° a 950° C e pressões de 6 kbar, assumindo uma precisão de 7° - 27° C. A fórmula estrutural da granada é feita com base em 12-oxigênios e da

biotita, com base anidra para 11-oxigênios, com todo ferro considerado como Fe^{2+} . A temperatura é obtida pela fórmula:

$$T \text{ (K)} = (3947,1 + 0,0126 P) / (\ln K_D + 2,868)$$

$$\text{onde: } K_D = (X_{\text{Mg}} / 1 - X_{\text{Mg}})^{\text{biot}} \cdot (1 - X_{\text{Mg}} / X_{\text{Mg}})^{\text{gr}}$$

Aranovich et al (1988) definem um termômetro empírico levando em consideração a não idealidade da solução sólida granada-biotita. O cálculo da temperatura é feito utilizando-se a fórmula:

$$T \text{ (K)} = (3873,1 + 2871 X_{\text{Ca}}^{\text{gr}} + 0,0124 P - 975 N_{\text{Al}}^{\text{biot}}) / (\ln K_D + 2,609 + 1,449 X_{\text{Ca}}^{\text{gr}} + 0,287 N_{\text{Al}}^{\text{biot}} + 0,503 X_{\text{F}}^{\text{biot}})$$

$$\text{onde: } K_D = (X_{\text{Mg}} / 1 - X_{\text{Mg}})^{\text{biot}} \cdot (1 - X_{\text{Mg}} / X_{\text{Mg}})^{\text{gr}}$$

Quando se compara as temperaturas obtidas pelos três termômetros granada-biotita cima citados observa-se que de modo geral as temperaturas calculadas pelo termômetro Ferry & Spear (1978) são intermediárias entre as obtidas pelo termômetro Aranovich et al (1988) e aquelas calculadas pelo método de Lavrent'eva & Perchuck (1981), que apresentam, respectivamente, valores inferiores e superiores às de Ferry & Spear (1978). As diferenças nas temperaturas calculadas pelos três métodos é da mesma ordem de grandeza do erro analítico de termômetro de Ferry & Spear (1978) considerado na literatura como o mais consistente pelo fato de ser experimental.

F) Geobarômetro Granada-Biotita-Muscovita-Plagioclásio:

Hoisch (1990) propõe a calibração empírica da pressão com base na associação granada-biotita-muscovita-plagioclásio-quartzo, através de seis barômetros calculados em associação com a calibração da temperatura. As equações envolvidas na calibração são:

- (1) $1/3 \text{ piropo} + 2/3 \text{ grossularita} + \text{eastonita} + 2 \text{ quartzo} = 2 \text{ anortita} + \text{flogopita}$
- (2) $1/3 \text{ almandina} + 2/3 \text{ grossularita} + \text{siderofilita} + 2 \text{ quartzo} = 2 \text{ anortita} + \text{annita}$
- (3) $1/3 \text{ piropo} + 2/3 \text{ grossularita} + \text{muscovita} + 2 \text{ quartzo} = 2 \text{ anortita} + \text{MgAl-celadonita}$
- (4) $1/3 \text{ flogopita} + 1/3 \text{ grossulária} + 2/3 \text{ muscovita} + 2 \text{ quartzo} = \text{anortita} + \text{MgAl-celadonita}$
- (5) $\text{piropo} + \text{grossulária} + \text{muscovita} = 3 \text{ anortita} + \text{annita}$
- (6) $\text{almandina} + \text{grossulária} + \text{muscovita} = 3 \text{ anortita} + \text{annita}$

As micas são normalizadas para 11-oxigênios anidros sendo todo ferro considerado como Fe^{2+} . As granadas são normalizadas para 12-oxigênios sendo o Fe^{3+} recalculado com base na restrição do balanço de cargas determinado para 8 cátions. O modelo de atividades

das granadas segue o de Hodges & Spear (1982). O plagioclásio é recalculado para 8-oxigênios e o cálculo de suas atividades segue o modelo de Newton et al (1980, in Hoisch, 1990).

Restrições ao uso deste barômetro, além da ocorrência da associação mineral, dizem respeito a composição das micas, que devem ter: $0,00851 \leq X_{Mg}^{musc} \leq 0,04330$; $0,319 \leq X_{Mg}^{biot} \leq 0,417$; $0,339 \leq X_{Fe}^{biot} \leq 0,443$; $0,0894 \leq X_{Al}^{biot} \leq 0,1700$; e, $0,024 \leq X_{Ti}^{biot} \leq 0,0732$.

As expressões geobarométricas calibradas são:

$$P \text{ (bars)} = (31830,6 + 79,0281 T - 8,3144 T \ln K_{R1} - 26968,7 (X_{Al}^{biot} - X_{Mg}^{biot}) + 32604,5 X_{Fe}^{biot} + 42855,4 X_{Ti}^{biot}) / 3,8145 - 2/3 \Delta V_{gr}$$

$$P \text{ (bars)} = (-46707,2 + 85,5824 T - 8,3144 T \ln K_{R2} - 30960,2 (X_{Al}^{biot} - X_{Fe}^{biot}) + 24289,6 X_{Mg}^{biot} + 37265,6 X_{Ti}^{biot}) / 3,8986 - 2/3 \Delta V_{gr}$$

$$P \text{ (bars)} = (-20681,4 + 69,8341 T - 8,3144 T \ln K_{R3} - 185443 \{(X_{Mg}^{musc} \cdot (X_{Mg}^{musc} - 2) / 4,1740 - 2/3 \Delta V_{gr}$$

$$P \text{ (bars)} = (-21664,0 + 33,7500 T - 8,3144 T \ln K_{R4} - 172479 \{(X_{Mg}^{musc} \cdot (X_{Mg}^{musc} - 2) / 2,19415 - 2/3 \Delta V_{gr}$$

$$P \text{ (bars)} = (3546,01 + 121,347 T - 8,3144 T \ln K_{R5}) / 6,37161 - \Delta V_{gr}$$

$$P \text{ (bars)} = (-55530,4 + 140,635 T - 8,3144 T \ln K_{R6}) / 6,59940 - \Delta V_{gr}$$

$$\text{onde: } K_{R1} = X_{flog} \cdot (a_{an})^2 / (a_{py})^{1/3} \cdot (a_{gr})^{2/3} X_{eas}$$

$$K_{R2} = X_{ann} \cdot (a_{an})^2 / (a_{alm})^{1/3} \cdot (a_{gr})^{2/3} X_{sid}$$

$$K_{R3} = X_{cel} \cdot (a_{an})^2 / (a_{py})^{1/3} \cdot (a_{gr})^{2/3} X_{musc}$$

$$K_{R4} = X_{cel} \cdot a_{an} / (X_{flog})^{1/3} \cdot (a_{gr})^{1/3} (X_{musc})^{2/3}$$

$$K_{R5} = X_{flog} \cdot (a_{an})^3 / a_{py} \cdot a_{gr} X_{musc}$$

$$K_{R6} = X_{ann} \cdot (a_{an})^3 / a_{alm} \cdot a_{gr} X_{musc}$$

G) Geobarômetro/Geotermômetro Granada-Biotita-Muscovita-Plagioclásio:

Ghent & Stout (1981) descrevem um termômetro empírico para rochas metassedimentares da zona da granada até a zona da sillimanita, envolvendo mudanças de coordenação do alumínio octaedral para tetraedral e Mg-Fe da coordenação oito para seis, dependentes da pressão, com base nas equações:

(a) piropo + grossularita + muscovita = 3 anortita + flogopita

(b) almandina + grossularita + muscovita = 3 anortita + annita

(b) almandina + flogopita = piropo + annita

Como as equações são calibradas a partir de dos geotermômetros granada-biotita e granada-biotita-plagioclásio-quartzo-Al₂SiO₅, acumula erros (para cada 50° C de erro gera-se 1 Kbar de erro para a pressão), o erro mínimo admitido é de 800 bars, apesar disso trata-se de um barômetro bom para monitorar a pressão de rochas ricas em alumínio.

A fórmula estrutural das micas é calculada com base em 11-oxigênios anidros, com todo o ferro considerado como Fe²⁺, onde (X_{AlVI} + X_{Ti}) nas biotitas pode variar entre 0,14 e 0,21 pfu. A granada é calculada para 12-oxigênios com todo ferro considerado como Fe²⁺, e deve ter (X_{Ca} + X_{Mn}) entre 0,21 e 0,23. O plagioclásio calculado para 8-oxigênios, deve ter X_{An} entre 0,2 e 0,8 pfu.

As equações aplicadas são:

$$P \text{ (bars)} = (-1,987 T \ln K_1 + 16,675 T + 8888,4) / 1,738$$

$$P \text{ (bars)} = (-4124,4 + 22,061 T - 1,987 T \ln K_2) / 1,802$$

$$\text{onde: } K_1 = (X_{an})^3 \cdot (X_{flog})^3 / [X_K^{musc} \cdot (X_{AlVI}^{musc})^2] \cdot (X_{py})^3 \cdot (X_{gr})^3$$

$$K_2 = (X_{an})^3 \cdot (X_{ann})^3 / [X_K^{musc} \cdot (X_{AlVI}^{musc})^2] \cdot (X_{Al})^3 \cdot (X_{gr})^3$$

H) Geobarômetro Granada-Plagioclásio-Quartzo-Al₂SiO₅:

Hodges & Spear (1982) observam que a não idealidade da mistura de piropo-grossularita é na partição entre os quatro componentes da granada, e que o coeficiente de atividade da anortita no plagioclásio é aproximadamente 2 no ponto tríplice. A partir de tais observações, os autores propõem a seguinte equação para o cálculo da pressão em rochas com sillimanita:

$$P \text{ (bars)} = [-11669,01 + (30,97 + 5,961 \ln K) T] / 1,29$$

$$\text{onde: } K = X_{Ca}^{gr} / X_{Ca}^{plag}$$

As restrições impostas em cada um dos três barômetros acima citados, aplicáveis para rochas metassedimentares, não possibilitou a comparação entre eles. Entretanto, observa-se que as pressões calculadas (Tabela 15), em torno de 4 Kbar, para rochas da Sequência Piancó (Complexo Cachoeirinha), através do barômetro de Hoish (1990), na amostra PI-4, e Hodges & Spear (1982), na amostra PI-16.2, mostraram-se coerentes com as associações minerais descritas, onde andalusita e/ou cordierita podem estar presentes. Por outro lado as pressões obtidas pelo barômetro de Ghent & Stout (1981), nas amostras ST-200.2 e ST-314, localizadas na Amêndoa Macacos-Piaus (Complexo Riacho Gravatá), são ligeiramente inferiores àquelas calculadas para rochas metabásicas da mesma área (quando se compara os valores médios para cada "par" metamórfico, sem no entanto consideramos os desvios padrões).

IV.4 CONSIDERAÇÕES

Os dados de temperatura e pressão calculados pelos termômetros e barômetros discutidos anteriormente estão listados na Tabela 15. Os valores expressos são as médias aritméticas dos valores obtidos através do uso de mais de um par metamórfico ou, em alguns casos pela obtenção dos resultados por mais de uma fórmula (como nos casos do termômetro de Holland & Blundy, 1994 e do barômetro de Kohn & Spear, 1990) com seus respectivos desvios padrões. A temperatura e/ou pressão obtida para os centros dos minerais são interpretadas como a temperatura e/ou pressão mínimas para o pico do metamorfismo enquanto aquelas obtidas para a borda são interpretadas como as condições T/P do final deste evento. Dados de retrometamorfismo foram obtidos em metapelitos através de cálculos de temperatura e/ou pressão envolvendo borda de granadas e porfiroblastos tardios de biotita, e em anfibolitos a partir de texturas de substituição.

No gráfico T x P (Fig. 17) estão plotadas os dados destacados em negrito na Tabela 15, selecionados por estarem em concordância com as paragêneses descritas em cada amostra e por terem sido calculados por termômetros e/ou barômetros mais utilizados na literatura. Alguns dos dados selecionados foram descartados do gráfico T/P por terem seus valores de bordo e centro praticamente iguais, em função dos desvios padrões ou do erro analítico admitido.

A análise dos dados da Sequência Piancó (Complexo Cachoeirinha) indica que as condições mínimas para o pico do metamorfismo ocorrido durante a segunda fase de deformação, calculada em metassedimentos (amostras PI-4 e PI-16.3), foi de cerca de 700° C e 4,5 kbar. Um retrometamorfismo, ocorrido durante a terceira fase de deformação, se deu há 430° C e pressão de 4 kbar. Estes dados sugerem uma trajetória T/P no sentido horário para estas rochas e fornecem um paleogradiante geotérmico, para o pico do metamorfismo, de cerca da 42° C/Km.

Para os metassedimentos da Sequência Santana dos Garrotes (Complexo Cachoeirinha) não foi possível calcular a pressão, mas para uma pressão arbitrada de 5 kbar, a temperatura calculada para o centro dos minerais foi de 540° C e para a borda em torno de 500° C (em amostras localizadas na porção mais a norte desta sequência). As amostras mais a sul forneceram valores de 480 °C.

Nas rochas do Complexo Riacho Gravatá, Amêndoa Macacos-Piaus, as temperaturas tanto para o centro quanto para a borda dos minerais, calibradas em metassedimentos (ST-

200.2, ST-203.1, ST-205 e ST-314) encontram-se entre 450° - 500° C e as pressões entre 7,5 - 8,0 kbar. As temperaturas para as recristalizações retrometamórficas estão estimadas a 480° C e 450° C, calculadas para pressão arbitrada de 8 kbar. Nos anfibolitos (ST-305.E, ST312.E, ST-206.2, ST-316.A, ST-6.A, ST-322.D, ST-338.C e ST-338.C) as temperaturas mínimas para o pico ficam entre 450° C e 660° C e as pressões entre 8,0 - 10,0 kbar. As temperaturas calculadas para a borda dos pares minerais nos anfibolitos são semelhantes (460° C e 650° C) apesar das pressões mais baixas (7,5 - 8,0 kbar). As fases minerais das texturas retrometamórficas, calculadas arbitrariamente para pressões de 8,0 kbar, encontram-se entre 450° C e 480° C. A análise em separado dos pares metamórficos utilizados nestas calibrações, sugerem um caminho T/P no sentido anti-horário e indicam um paleogradiante geotérmico médio de 16° C/Km.

Na Amêndoa Serra da Pinheira (Complexo Riacho Gravatá) para a amostra ST-530, localizada na porção sudeste, a temperatura mínima para o metamorfismo é de 560° C e a pressão de 4,0 - 5,0 kbar, enquanto que para a amostra ST-AC-35.2, a norte da cidade de Manaíra, a temperatura calculada para uma pressão arbitrada de 5,0 kbar é de 470° C (temperatura mínima para o pico do metamorfismo). As associações minerais retrometamórficas indicam uma temperatura de 470° C. O paleogradiante geotérmico para o pico do metamorfismo neste domínio é de cerca de 25° C/Km.

Para a amostra ST-475-A, localizada a leste do Complexo Serra Talhada, calculou-se uma temperatura de 610° C e uma pressão de 9,0 kbar, para o auge do metamorfismo. As fases minerais relacionadas à textura de substituição (quellítica) indicam uma temperatura de 570° C, para uma pressão arbitrada de 9,0 kbar. Tais condições metamórficas são compatíveis com um paleogradiante geotérmico de 17° C/Km, similar ao encontrado para as rochas do Complexo Riacho Gravatá, Amêndoa Macacos-Piaus.

Nos Xistos Sertânia a temperatura mínima para o pico do metamorfismo atingiu 660° C a uma pressão de 4,0 kbar. Essa temperatura tende a crescer para 670° C quando calculada nos pares biotita/borda de granada em equilíbrio, e atinge 700° C quando calculada a partir das associações com biotitas pós-foliação principal S2. Este aumento na temperatura, condizente com a microtextura observada, onde a granada sobrecresce a foliação principal, pode estar associado ao domeamento e ascensão do Complexo Serra Talhada e indica um posicionamento crustal distinto para estas rochas em relação às aquelas do Complexo Riacho Gravatá. O paleogradiante geotérmico estimado para o pico do metamorfismo nestes xistos é de 42° C/Km.

Fig. 17) Gráfico T x P evidenciando o contraste metamórfico entre os distintos terrenos tectono-estratigráficos estudados.

Condições metamórficas contrastantes foram evidenciadas neste estudo. Elas apontam para distintos ambientes tectônicos, sugerem distintos regimes deformacionais e um grande transporte lâminas crustais quando da extrusão e justaposição dos distintos terrenos tectono-estratigráficos.

O baixo gradiente térmico expresso pelas rochas do Complexo Riacho Gravatá na Amêndoa Macacos-Piaus aproxima-se de valores compatíveis com o metamorfismo em zonas de subducção (Spear, 1995). Por outro lado a amêndoa antiformal-Piancó e também os Xistos Sertânia estiveram submetidos a condições metamórficas que admitem paleogeotermas comprimidas e paleogradiente térmico abrupto, típicos de crostas adelgadas e sob alto fluxo térmico, o que permite, regionalmente, a ascensão da temperatura à níveis crustais mais altos. Tais gradientes térmicos foram modelados em bacias extensionais (McKenzie, 1978; Royden et al, 1980).

As registros comparáveis a ambientes de subducção, preservados na Amêndoa Macacos-Piaus devem estar ligadas a um processo de *underthrust*, de crosta continental relativamente fria, dirigido para noroeste à profundidades de 30 km. Este processo, destacado pela extrusão subsequente em sistema de cavalgamento para SE, poderia estar relacionado com o limite setentrional do terreno tectono-estratigráfico Pajeú-Paraíba sob extensão litosférica NW-SE.

A Amêndoa antiformal-Piancó parece ter se submetido a um regime deformacional extensional, W.NW-E.SE, controlado pela implantação precoce e de alta temperatura do sistema transcorrente Patos-Boqueirão dos Cochós, controlada por uma compressão próxima a NS.

V. GEOLOGIA ESTRUTURAL

A estruturação da Faixa Piancó-Alto Brígida está associada a um sistema de cisalhamento transcorrente que define diferentes domínios estruturais e afeta estruturas precoces responsáveis pela geração da foliação principal S2, desenvolvida durante o pico do metamorfismo. Este sistema de cisalhamento está inserido no Cinturão de Cisalhamento Patos-Floresta, de caráter dúctil-rúptil, responsável pela arquitetura final do Domínio Tectônico Rio Pajeú (Campos Neto et al, 1994a e b).

Na área do presente trabalho sete domínios estruturais, foram definidos e designados de: Piancó, Santana dos Garrotes, Serra Da Pinheira, Serra do Mocambo, Macacos-Piaus, Serra Talhada e Serra do Olho D'Água. Com exceção do domínio estrutural Serra do Olho D'Água, onde as estruturas foram correlacionadas a terceira fase de deformação, descreve-se para os demais domínios uma estruturação, ao menos na escala mesoscópica, relacionada a superposição de cinco fases de deformação.

V.1 ORGANIZAÇÃO E CRONOLOGIA DAS ESTRUTURAS

A primeira fase de deformação (F1) é representada, na área do presente trabalho, por uma foliação S1, visível apenas a nível de microestrutura. Em seções delgadas de rochas metassedimentares e metavulcânicas, observa-se que a foliação principal, mesoscopicamente descrita como clivagem diferenciada, corresponde a uma clivagem de crenulação transposta, definida pela presença local de charneiras reliquias. Estas charneiras de microdobras estão melhor preservadas nos níveis micáceos, onde as micas crenuladas, ou recrystalizadas em arcos poligonais, denotam a existência de uma foliação anterior S1 (Fotos 17 e 21). A foliação S1 também pode ser identificada como uma foliação interna (S_i) em porfiroblastos de granadas, estauroilitas e cordieritas, crescidas durante a segunda fase de deformação. Neste caso está definida por inclusões orientadas, principalmente de minerais opacos e de quartzo. (Fotos 16, 17, 21 e 22)

A segunda fase de deformação (F2) é representada pela foliação principal, geralmente desenvolvida a partir de uma clivagem de crenulação, que evolui à transposição generalizada

da foliação S1. Ela é definida pela orientação paralela de minerais planares e/ou tabulares e desenvolve um bandamento composicional tectônico (bandamento diferenciado). Durante esta fase ocorreu o máximo de recristalização metamórfica, evidenciada pelo crescimento de minerais índices do metamorfismo em metapelitos (granada, estaurolita, andalusita e cordierita). Em algumas amostras fica evidente o caráter contínuo da deformação no desenvolvimento das foliações S1 e S2. Seja através de inclusões orientadas (S_1) em porfiroblastos de granadas, retas no centro e passando continuamente a crenuladas nas bordas, seja pela crenulação e transposição de S1 externamente aos porfiroblastos. A foliação S2 desenvolveu-se preferencialmente como plano axial de dobras D2. As dobras D2 estão axialmente orientadas na direção NE-SW, são fechadas a isoclinais recumbentes e assimétricos. Localmente, a foliação S2, passa a um padrão anastomosado, definindo um arranjo do tipo S-C (Lister & Snoke, 1984). Esta foliação S-C₍₂₎ grada para zonas miloníticas mais intensas, sub-horizontais, onde associam-se a dobras em bainhas.

Quatro tipos de lineações associadas a F2 são descritas: lineação mineral (Lm_2), definida pela orientação preferencial de minerais, tais como micas, anfibólios e aluminossilicatos; lineação de estiramento (Le_2), desenvolvida através do estiramento, acompanhado ou não pela recristalização, de grãos de quartzo, feldspatos, agregados quartzo-feldspáticos, minerais opacos e, mais raramente, de anfibólios; lineação de intercessão (Li_2) entre o par assimétrico S-C; e lineação de crenulação (Lc_2), definida pelo ápice de charneiras de crenulações D2, paralela aos eixos-B de pequenas dobras. As duas primeiras lineações indicam a direção X de dilatação positiva do elipsóide de deformação finita, encontram-se na direção de transporte por cisalhamento e são paralelas ao alongamento das dobras em bainha. A terceira lineação (Li_2) define uma direção aproximadamente perpendicular ao transporte por cisalhamento. A última lineação (Lc_2) define a orientação geométrica do eixo-B das dobras-D2.

As lineações Lm_2 e Le_2 e as foliações S-C₍₂₎ definem os sistemas de cisalhamento dúctil sub-horizontal, que através dos critérios cinemáticos, amplamente difundidos na literatura, mostram transporte da placa superior para sudeste (Fig. 18 e anexos).

A terceira fase de deformação (F3) é representada por dobras delineadas pela foliação-S2 e observadas em todas as escalas e pela deformação principal ao longo das zonas de cisalhamento transcorrentes. As dobras D3 da foliação S2 são assimétricas e tendem a isoclinais quase recumbentes, vergentes seja para SE (sul da Amêndoa Piancó, perfis E-E' e F-F', anexos 3 e 4), seja para NW (Amêndoa Macacos-Piaus, perfil A-A'), quando desenvolvidas no interior de *pods* transpressivos das zonas transcorrentes. Correspondem também a dobras normais, abertas, com direção axial NE-SW e que localmente admitem uma foliação plano-axial em leque e de forte mergulho (50° a 80°). Esse dobramento D3 pode se

intensificar, passando a dobras fechadas e de intensa transposição, cuja foliação S3 plano-axial grada a uma foliação milonítica paralela as zonas de cisalhamento transcorrentes.

As lineações associadas a F3, observadas são: lineação-B de crenulação (Lc_3), a mais comum entre elas; lineação mineral (Lm_3), definida por porfiroblastos de biotita e/ou muscovita tardios; lineação de estiramento (Le_3) descrita nas áreas onde ocorrem zonas de cisalhamento F3 e lineação de interseção (Li_3), seja de S2 com S3, seja de S- $C_{(3)}$, nos locais onde ocorre a transposição generalizada de S2. As lineações minerais e as lineações de estiramento são predominantemente sub-horizontais e contidas na foliação S3 ou na foliação milonítica.

A nível microscópico são descritas crenulações que dobram assimetricamente a foliação principal S2, com o desenvolvimento local de uma foliação S3, paralela ao plano axial, segundo o qual pode ocorrer crescimento de minerais metamórficos, tais como biotita e muscovita, e/ou a rotação de minerais preexistentes. Nas áreas de maior concentração de deformação, ou seja, nas zonas de cisalhamento F3, a foliação S3 pode ocorrer como uma clivagem espaçada, desenvolvida por processos de dissolução por pressão. As zonas de cisalhamento transcorrentes sin a tardi-F3 podem formar faixas de espessuras variáveis, sub-verticais, de orientação NE-SW, com inflecções para E-W.

As estruturas associadas a terceira fase de deformação são condizentes com a manutenção de um campo compressivo geral orientado NW-SE, característico do cinturão de cisalhamento dúctil-rúptil Patos-Floresta.

A quarta fase de deformação (F4) é representada, na área do presente trabalho por dobras e crenulações abertas (D4), locais, com o plano axial sub-horizontal e o eixo na direção NE-SW. As dobras D4 deformam o plano axial de dobras D3 e crenulam, localmente, a foliação milonítica gerada durante o cisalhamento D3 (Foto 24). Podem estar associadas a um plano sub-horizontal de cisalhamento rúptil-dúctil.

A quinta fase de deformação (F5), também local, é ortogonal as demais fases descritas, e responsável por *kink bands* e por falhas e fraturas conjugadas. A nível macroscópico descreve-se uma grande falha normal F5, que passa a noroeste da cidade de Manaíra, responsável pelo soerguimento do bloco sudeste em relação ao nordeste (Fig. 18 e anexos).

Estas duas últimas fases de deformação desenvolvidas em níveis crustais mais superiores, foram interpretadas por Campos Neto et al (1994a e b) como estruturas pós-colisionais, da transição do regime compressivo para o regime distensivo e acompanhadas pelas numerosas intrusões de diques básicos (como o que ocorre a sul de Santana dos Garrotes) e de sienitos (comuns próximo ao batólito de Triunfo, sul da área do presente trabalho).

A seguir são descritas e caracterizadas as estruturas das fases F2 e F3 em cada um dos domínios estruturais definidos no presente trabalho.

Fig 18) Mapa simplificado mostrando os domínios estruturais, seus limites e as direção de transporte observadas nas foliações S2 e S3.

Foto 24) Xisto cinza fino da Sequência Santana dos Garrotes, localizado a oeste de Lagoa do Arroz. Observa-se (A) dobras D4 com plano axial sub-horizontal, deformando o bandamento diferenciado S3, que crenula a foliação S2, observada em detalhe na fotografia (B)

V.2 DOMÍNIO ESTRUTURAL SERRA DA PINHEIRA - Sistema de cavalgamentos sin S2 para SE truncados por zonas de cisalhamentos transcorrentes F3

As estruturas macroscópicas descritas neste domínio estrutural, limitado a norte pela zona de cisalhamento dextral, de direção NE-SW, Serra do Caboclo e a sul pela Zona de Cisalhamento Serrote Varginha, dextral e com direção NE-SW, podem ser bem identificadas nos perfis Manaíra-Santana da Mangueira, Serra Talhada-Tabuleiro e Luanda/Água Banca.

No Perfil Manaíra-Santana da Mangueira (perfil A-A', anexo 2) a estrutura mais notória associada a F2 é o sistema de cavalgamentos para SE. A foliação S2, via de regra apresenta, caimento suave a moderado para NW, tornando-se mais íngreme próximo a zonas de cisalhamento F3. Localmente, a foliação S2 possui uma textura protomilonítica e apresenta estruturas do tipo S-C (Foto 25) e lineações mineral e/ou de estiramento orientadas N-S e com caimentos no sentido de mergulho da S2. Lineações de interseção entre as foliações S-C miloníticas são sub-horizontais e apresentam, em geral, direção NE-SW. Dobras fechadas a isoclinais, com eixos na direção NE-SW são observadas localmente e admitem a foliação S2 como plano-axial. Dobras em bainha ocorrem dentro do plano S2 (Foto 26).

Dobras assimétricas normais D3 dobram a foliação S2. São dobras abertas a fechadas, com eixos sub-horizontais na direção NE-SW, planos-axiais sub-verticais e paralelos a uma clivagem em domínios (Foto 24B), que evolui a transposição da S2. Zonas de cisalhamento transcorrentes F3, associadas a Zona de Cisalhamento Serra do Caboclo, truncam as estruturas F2 neste perfil.

No Perfil Serra Talhada-Tabuleiro (perfil B-B', anexo 2) a foliação S2 tem, em geral caimento suave para NW, tornando-se mais íngremes e até sub-verticais, próximo a zonas de cisalhamento F3. As lineações mineral e de estiramento estão essencialmente ao longo do mergulho da S2. Dobras abertas D3 são observadas deformando as estruturas F2 e também são mais fechadas quanto mais próximas de zonas transcorrentes, e, chegando a transpor a S2. O mesmo ocorre ao longo do Perfil Água Branca (perfil C-C', anexo 3).

Foto 25) Quartzito com mica verde da unidade C do Complexo Riacho Gravatá (Amêndoa Serra da Pinheira, a norte de Manaíra) onde pode-se observar foliação S-C₂ sub-horizontal.

Foto 26) Tremolita-clorita xisto da unidade A do Complexo Riacho Gravatá (Amêndoa Serra da Pinheira, a norte de Manaíra), onde pode-se observar dobras em bainha na foliação S2 sub-horizontal.

V.3 DOMÍNIO ESTRUTURAL SERRA DO MOCAMBO - Sistema de cavalgamentos S2 para SE truncados por zonas de cisalhamentos transcorrentes F3

Este domínio é limitado a norte pela Zona de Cisalhamento Serra do Caboclo e a sul pela Zona de Cisalhamento Jurú, esta última, de movimento dextral e direção E-W, é responsável pela ruptura das estruturas descritas no domínio Serra da Pinheira (Perfil Manaíra-Santana da Mangueira).

As estruturas observadas neste domínio, podem ser visualizadas, na porção sul do Perfil Piancó-Tavares (perfil E-E', anexo 3).

A segunda fase de deformação é representada pela foliação principal S2 sub-horizontal e com mergulhos suaves para NW e SE. Localmente, estruturas tipo S-C₍₂₎ protomiloníticas são observadas e definem movimento para SE, ao longo das lineações de estiramento e/ou mineral. A foliação-S2 descreve dobras D3 assimétricas, em várias escalas, abertas a fechadas e com vergência para NW. Os planos-axiais S3 mergulham para sudeste (de 50° a 90°) e os eixos são sub-horizontais na direção NE-SW. Zonas de cisalhamento tardias, de movimentação oblíqua e com componente inverso para NW, associam-se com dobras D3 quase-recumbentes e com flancos inferiores rompidos.

As zonas de cisalhamento F3 admitem, neste domínio, aberturas do tipo *pull apart* permitindo a intrusão em *sheets* de granitos do tipo-S e de pegmatitos com quartzo, feldspatos, biotita e muscovitas, que normalmente possuem a foliação milonítica.

V.4 DOMÍNIO MACACOS-PIAUS: Sistema de cavalgamentos F3 para NW

Este domínio consiste em uma amêndoa compressiva associada a terceira fase de deformação regional. É limitado a norte pela Zona de Cisalhamento Jurú, a oeste por uma falha normal desenvolvida durante a fase F5 e responsável pelo soerguimento do bloco sudeste em relação ao bloco noroeste e, a sul, pelos ortognaisses do tipo Cariris Velhos, no domínio Alto do Teixeira-Terra Nova (Fig 18).

As estruturas descritas neste domínio podem ser observadas ao longo do Perfil Macacos-Piaus (perfil D-D', anexo 3). Domina uma foliação S3 do tipo S-C, protomilonítica e

indicando movimento para NW (Foto 27). Ela transpõem generalizadamente a foliação-S2, que se encontra preservada nas charneiras de dobras D3. Esta transposição pode estar relacionada a um processo de rotação da foliação S2 para a direção S da estrutura tipo S-C₃, nos locais onde se desenvolvem zonas de cisalhamento F3 (Fotos 28A e B). Pequenas dobras isoclinais D2 podem também estarem preservadas nestas charneiras D3 (Foto 29). Esta rotação pode ser melhor visualizada através do giro das lineações L2, inicialmente contidas nos planos S2 (vide estereogramas no perfil D-D', anexo 3). No entanto, uma intensa crenulação da S2, com transposição e geração de bandamento diferenciado S3 parece predominar. Esse processo associa-se a um dobramento D3, inclinado a recumbente, vergente para noroeste e com direção axial NE-SW. Os flancos inferiores destas dobras estão, no geral rompidos e paralelizados a uma S3 de textura milonítica. Dobras em bainhas e dobras D2 redobradas são frequentes (Fotos 28B e 29). Essas estruturas pós-S2 testemunham o incremento de *strain* associado ao domínio transpressivo local gerado pelo cavalgamento oblíquo para noroeste dos Xistos Sertânia e do domínio Alto Teixeira-Terra Nova.

Foto 27) Granada-muscovita-biotita xisto mostrando foliação milonítica S-C₃, onde se observa vênulas de quartzo orientadas paralelas a direção S, e o truncamento da foliação por zonas de cisalhamentos tardias

A

B

Foto 28) Foliação S2 preservada em anfibolito bandado. No nível menos competente (gnáissico) S2 está transposta para S3 (A). Nestes locais são comuns dobras em bainhas (B)

Foto 29) Dobra D3 com plano axial em leque. Observar charneiras reliquias D2 isoclinais. Metarritimito da unidade E do Complexo Riacho Gravatá (Amêndoa Macacos-Piaus), localizado na parte norte do perfil homônimo.

V.5 DOMÍNIO SERRA TALHADA - Núcleo antiformal D3 desenvolvido numa amêndoa distensiva

O domínio estrutural Serra Talhada consiste em uma amêndoa distensiva, desenvolvida dentro de um campo de esforços NW-SE, associada a segunda fase de deformação. É limitado a norte pela Zona de Cisalhamento Serrote Varginha e a sul pela Zona de Cisalhamento Serra Talhada, de direção NE-SW e movimentação dextal. As estruturas descritas neste domínio estrutural podem ser observadas na porção sul do Perfil Serra Talhada-Tabuleiro (perfil B-B', anexo 2).

A foliação principal neste domínio é uma foliação S2, definida pela orientação de minerais máficos dispostos paralelamente a um bandamento gnáissico, gerada durante o pico do metamorfismo (Foto 1). Está dobrada em um grande antiforme D3 aberto e com plano-axial

sub-vertical e eixo NE-SW (Fig. 19). Localmente, são descritas dobras fechadas a isoclinais, muitas vezes redobradas por D3 e interpretadas como de segunda fase de deformação.

A foliação-S2 pode apresentar estruturas tipo S-C com transporte da placa superior para E.SE, no núcleo da antiforme, e para NW, no flanco norte desta, que juntamente com a alto gradiente térmico descrito neste domínio, sugere um domeamento associado a uma distensão crustal sin-D2.

Zonas de cisalhamentos paralelas a sub-paralelas ao plano axial de dobras D3 são comuns e, localmente, serviram de condutos para as intrusões graníticas descritas neste domínio. Feições similares, em escala mesoscópica, são observadas em migmatitos e associadas a estruturas do tipo S-C₍₃₎, com fusão *in situ* (Foto 2).

V.6 DOMÍNIO SANTANA DO GARROTES - Núcleo antiformal D3

Este domínio estrutural é limitado a sul pela Zona de Cisalhamento Serra do Caboclo e a norte por falhas inversas orientadas E-W (rampa frontal ?) e com movimentação para SW. Estas falhas infletem, a leste, para a direção NE-SW e passam a uma zona de cisalhamento lateral sinistral, aqui designada Zona de Cisalhamento Emas (rampa lateral ?).

As estruturas macroscópicas identificadas neste domínio podem ser observadas ao longo dos perfis Piancó-Tavares (perfil E-E', anexo 3), Manaíra-Santana da Mangueira (perfil A-A', anexo 2), Piancó-Olho D'Água (perfil G-G', anexo 4) e Itaporanga-Lagoa do Arroz (perfil F-F', anexo 4).

A foliação principal S2 neste domínio estrutural é definida pela orientação de minerais planares e é paralela a um bandamento composicional. A S2 encontra-se afetada por um dobramento D3, observado em todas as escalas. São dobras abertas e suaves (raramente fechadas), normais, com plano axial sub-vertical e eixos na direção NE-SW. Uma foliação plano axial S3, do tipo clivagem de crenulação ocorre localmente. Esse domínio estrutura-se em um grande antiforme D3, limitado em seus flancos por zonas de cisalhamentos de mergulho moderado a alto e transporte para sul no flanco norte e transporte para norte no flanco sul (Fig. 18 e anexos 2, 3 e 4), coerentes com uma compressão NW-SE. (Fig. 20)

Fig. 19) Estereograma dos elementos estruturais associados a F2 e F3, do domínio antiformal Serra Talhada, obtidos no perfil homônimo (estruturas planares - Δ ; lineares - $\circ$; verde - F2; azul - F3; guirlanda definida pelos pólos de S2).

Fig. 20) Estereogramas dos elementos de F2 e F3, para o domínio Santana dos Garrotes nos perfis Macacos-Piaus (A) e Piancó-Tavares (B) Lc3 / E3 $\square$; $\star$ eixos D2; verde - F2; azul - F3).

V. 7 DOMÍNIO ESTRUTURAL PIANCÓ - Núcleo Antiformal D3 desenvolvido numa amêndoa distensiva

Este domínio estrutural é limitado a oeste pela Zona de Cisalhamento Boqueirão dos Cochos, que inflete a leste, para dentro do Lineamento Patos, e a leste e sul pela Zona de Cisalhamento Emas (rampas lateral e frontal). As estruturas descritas no domínio Piancó podem ser observadas na porção norte dos perfis Piancó-Tavares (perfil E-E', anexo 3) e Itaporanga-Lagoa do Arroz (perfil G-G', anexo 4) e Itaporanga-Mata Velha (perfil H-H', anexo 3).

A principal estrutura observada neste domínio é uma foliação S2, via de regra sub-horizontal, com lineações de estiramento e/ou mineral, geralmente, *down dip*. Esta foliação está dobrada numa grande antiformal aberta, associada a F3. Dobras parasíticas abertas a fechadas, apresentam planos axiais sub-verticais e eixos na direção E-W e NE-SW. No flanco sul deste grande antiformal, as dobras parasíticas ficam mais fechadas e reclinadas, e seus flancos inversos degeneram em zonas de cisalhamento de mergulho moderado a íngreme com movimento transversal associado a movimentos direcionais. Nestes locais são comuns dobras redobradas e dobras em bainha (Foto 30).

Localmente, S2 apresenta estruturas tipo S-C miloníticas, que definem transporte da placa superior para SE, no flanco sul da antiforme, e transporte para E, na zona de charneira. Esta cinemática, juntamente com o alto gradiente térmico observado na foliação S2, configura um domeamento associado a distensão sin-F2. Esta estrutura, assim como a descrita no domínio Serra Talhada, foi intensificada pela transpressão, controlada pelas zonas de cisalhamentos laterais associada a F3. Esta intensificação da deformação gera o antiforme D3, com vergência para Se e inversão do flanco inferior que degenera em rampas frontais da Zona de Cisalhamento Emas.

V.8 DOMÍNIO ESTRUTURAL SERRA DO OLHO D'ÁGUA - Estratificação S₀ dobrada por D3

O domínio Serra do Olho D'Água ocorre na porção meridional da área do presente trabalho. Está limitada a sul e a norte pela Zona de Cisalhamento Serra do Caboclo, como uma lente *pull apart*. Constitui um domínio estrutural distinto dos demais descritos anteriormente,

pois nele a primeira fase de deformação corresponde a dobras normais fechadas, orientadas na direção NE-SW (perfil A-A', anexo 2) e que dobras a estratificação sedimentar S_0 e admitem uma clivagem plano-axial. A estratificação é definida por estruturas sedimentares geopetálicas do tipo acamadamento gradacional. Caracteriza-se também pela ausência da foliação metamórfica regional, que nesta região atinge a zona da biotita. As dobras descritas como estruturas tectônicas de primeira geração, são correlacionáveis ao dobramento D3.

Foto 30) Muscovita-biotita gnaiss da Sequência Piancó, localizado no flanco sul da antiforme, onde observa-se zonas de cisalhamentos desenvolvidas no plano axial de dobras D3. Nestes locais são comuns dobras redobradas e dobras em bainha.

VI. CONCLUSÕES

A Faixa Piancó Alto Brígida, localizada no Domínio Tectônico Rio Pajeú é constituída por distintos terrenos tectono-estratigráficos (no sentido de Coney, 1989), desenvolvidos sob regimes metamórficos e deformacionais contrastantes, justapostos durante a orogênese brasileira (750 a 580 Ma).

Diferentes sequências estratigráficas foram identificadas: o Complexo Serra Talhada, o Complexo Riacho Gravatá, os Xistos Sertânia, o Complexo Cachoeirinha e a Sequência Serra do Olho D'Água.

O Complexo Serra Talhada, constituído por ortognaisses e migmatitos, representa uma unidade do Paleoproterozóico (ou mais antiga) que sofreu intrusões de ortognaisses tipo Cariris Velhos (Neoproterozóico-Toniano) e que foi metamorfoseada e submetida a processos de fusão parcial durante o Brasileiro (Neoproterozóico III). Granitóides intrusivos tipo Itaporanga (batólitos de Taváres e Princesa Isabel) e granitos peraluminosos mais jovens também estão presentes neste complexo, que ocorre dentro do domínio do terreno Alto Teixeira-Terra Nova.

O Complexo Riacho Gravatá constitui uma sequência metavulcanossedimentar da passagem Esteniano/Toniano (Meso-Neoproterozóico). As rochas metavulcânicas, com idades de cristalização no intervalo entre 1100 a 980 Ma e T_{DM} paleoproterozoico, possuem uma assinatura química sugestiva de um magmatismo intraplacas de regime extensional. Dentro deste complexo, foram individualizados três domínios tectono-estratigráficos, designados de amêndoas: Serra da Pinheira, Serra do Mocambo e Macacos-Piaus. Estruturas sedimentares preservadas (depósitos por correntes de turbidez na Amêndoa Serra do Mocambo) e presença de rochas carbonáticas (metamargas na Amêndoa Serra do Mocambo e mármore na Amêndoa Macacos-Piaus), sugerem depósitos em ambiente plataformar, passando, para SW para ambientes de águas mais profundas.

O Complexo Cachoeirinha, de origem metavulcanossedimentar, é constituído por duas sequências distintas: 1) Sequência Piancó, mais a norte, onde predominam metapelitos associados a metagrauvas e metavulcânicas ácidas e básicas, alcançando o fácies anfibolito alto até condições de anatexia; e a 2) Sequência Santana dos Garrotes, mais a sul, onde predominam metapelitos com intercalações de metapsamitos, de metagrauvas e de metarenitos líticos, associados a metavulcânicas ácidas e básicas, estas com assinatura geoquímica de vulcanismo de arco magmático em zonas de convergência de placas (Jaziel,

1998). Apesar da ausência de estruturas sedimentares preservadas, o zoneamento dos depósitos, que passam dos arenitos líticos e metagrauvacas na Sequência Santana dos Garrotes, para os metapelitos típicos na Sequência Piancó, sugere, para estes últimos, uma posição mais distal. As idades U-Pb em zircões destas metavulcânicas posicionam o Complexo Cachoeirinha no Neoproterozóico-Criogeniano, definindo-o como uma sequência deposicional do ciclo Brasileiro.

Os Xistos Sertânia afloram na borda sul do Alto Teixeira-Terra Nova. São metagrauvacas interpretadas como contemporâneas ao vulcanismo Mesoproterozóico-Esteniano da Faixa Pajeú-Paraíba (Santos, 1995; Brito Neves et al., 1995).

A Sequência Serra do Olho D'Água parece representar um depósito tipo-molassa, tardio à orogênese Brasileira, devido a presença de seixos de rochas dos complexos Riacho Gravatá e Cachoeirinha, alguns dos quais mostrando a foliação metamórfica principal bem desenvolvida; e devido a ausência de estruturas correlacionáveis a segunda fase de deformação regional (sua foliação metamórfica é primária e correlata à terceira fase de deformação regional).

A estruturação da Faixa Piancó-Alto Brígida está associada a um sistema de cisalhamento transcorrente que define diferentes domínios estruturais, designados: Piancó, Santana dos Garrotes, Serra do Olho D'Água, Serra da Pinheira, Serra do Mocambo e Macacos-Piaus. Esse sistema transcorrente superpõem-se a estruturas relacionadas ao metamorfismo principal materializado na foliação regional S2. A foliação S2 pode se desenvolver sob regime de cisalhamento dúctil, em uma estrutura do tipo S-C sub-horizontal e associada a um transporte para sudeste. Nos domínios Serra do Mocambo e Serra da Pinheira esse cisalhamento dúctil está associado a um sistema de cavalgamento; nos domínios Piancó e Serra Talhada o transporte sin-metamórfico define um regime extensional associado ao alto gradiente térmico observado.

A terceira fase de deformação F3 é representada pelo sistema de cisalhamento transcorrente, destacando-se: 1- a Zona de Cisalhamento Serra do Caboclo que, na área do presente trabalho, delimita o noroeste do Complexo Riacho Gravatá; 2- a Zona de Cisalhamento Jurú, de caráter mais tardio, truncando dobras D3 da Amêndoa Serra da Pinheira em sua continuidade para a Amêndoa Serra do Mocambo; 3- a Zona de Cisalhamento Boqueirão dos Cochós que se inflete de NE para a direção E-W e delimita, a norte, o Complexo Cachoeirinha. A esta terceira fase de deformação associam-se dobras em todas as escalas, que de normais e abertas, passam a inclinadas e fechadas nas imediações das zonas de cisalhamento. São dobras que desenvolvem uma foliação plano-axial, no geral como clivagem de crenulação e que grada a uma foliação milonítica sub-vertical. Localmente, em

regime transpressivo, um dobramento inclinado, assimétrico e quase isoclinal, vergente para NW, ou para SE, dobra a foliação S2.

Duas fase de deformação posteriores, desenvolvidas em níveis crustais superiores, associam-se a um regime distensivo, evidenciado pelas numerosas intrusões de diques básicos e de sienitos.

Dados de geotermometria e geobarometria obtido em rochas dos complexos Serra da Pinheira e Cachoeirinha e nos Xistos Sertânia indicam condições contrastantes para o auge metamórfico quando do desenvolvimento da foliação S2:

1) a Sequência Piancó (Complexo Cachoeirinha) possui condições metamórficas mínimas de cerca de 700°C e 4,5 Kbar, retrometamorfisada, na terceira fase deformação, a uma temperatura de 430°C e pressão de 4 Kbar, sugerindo um resfriamento quase isobárico. O paleogradiente geotérmico, para o pico do metamorfismo, encontrava-se a cerca da 42°C/Km;

2) considerando uma pressão arbitrada de 5 Kbar para os metassedimentos da Sequência Santana dos Garrotes (Complexo Cachoeirinha) admitem uma temperatura entre 540°C e 500°C, que passa, a sul, para valores de 480 °C;

3) nas rochas do Complexo Riacho Gravatá, Amêndoa Macacos-Piaus, as temperaturas para o centro e borda dos minerais, calibradas em metassedimentos, encontram-se entre 450°C e 500°C e as pressões entre 7,3 e 8,0 Kbar. As temperaturas para as recristalizações retrometamórficas estão estimadas no intervalo 480°C e 450°C, calculadas para pressão arbitrada de 8 Kbar. Nos anfibolitos, as temperaturas mínimas para o auge metamórfico ficam entre 450°C e 660°C e as pressões, entre 8,0 e 10,0 Kbar. Nas bordas as temperaturas são similares às do centro, porém as pressões são relativamente mais baixas (7,5 e 8,0 Kbar). Temperaturas para as fases minerais retrometamórficas, calculadas arbitrariamente para pressões de 8,0 Kbar, encontram-se entre 450°C e 480°C. Um paleogradiente geotérmico médio de 16°C/Km pode ser vislumbrado;

4) na Amêndoa Serra da Pinheira (Complexo Riacho Gravatá) a temperatura mínima para o metamorfismo varia de 560° a 470°C, a uma pressão de 4,0-5,0 Kbar. As associações minerais retrometamórficas indicam uma temperatura de 469°C. O paleo-gradiente geotérmico para o pico do metamorfismo é de cerca de 25°C/Km;

5) para a faixa de Complexo Riacho Gravatá que ocorre a leste do Complexo Serra Talhada, foram obtidas temperaturas da ordem de 612°C e pressões de 9,0 Kbar, para o pico do metamorfismo, e temperaturas de 571°C, para uma pressão de 8,9 Kbar para o retrometamorfismo, indicando condições metamórficas compatíveis com um paleogradiente

geotérmico de $17^{\circ}\text{C}/\text{Km}$, similar ao observado para o Complexo Riacho Gravatá na Amêndoa Macacos-Piaus;

6) nos Xistos Sertânia a temperatura mínima para o pico do metamorfismo atingiu 660°C a uma pressão de 4,0 Kbar, passando à borda a temperaturas mais elevadas (670°C), que nas fases associadas a paragêneses pós-S2, atinge 700°C . Este aumento na temperatura, condiz com a presença de granada sobrecrecendo a foliação S2, explicada pelo domeamento e ascensão do Complexo Serra Talhada (ortognáissico migmatítico), em um posicionamento crustal distinto do Complexo Riacho Gravatá. O paleo-gradiente geotérmico para o pico do metamorfismo nestes xisto é de $42^{\circ}\text{C}/\text{Km}$.

As condições metamórficas contrastantes, apontam para distintos ambientes tectônicos e sugerem distintos regimes deformacionais e um grande transporte de lâminas crustais durante a extrusão e justaposição dos distintos terrenos tectono-estratigráficos.

O baixo gradiente térmico expresso pelas rochas do Complexo Riacho Gravatá na Amêndoa Macacos-Piaus é compatível com metamorfismo em zonas de subducção (Spear, 1993). Por outro lado, na amêndoa (antiformal) Piancó e, nos Xistos Sertânia, as condições metamórficas admitem paleogeotermas comprimidas e paleogradiente térmico abrupto, típicos de crostas adelgadas e submetidas a alto fluxo térmico, o que permite, regionalmente, a ascensão da temperatura à níveis crustais mais altos (McKenzie, 1978; Royden et al, 1980), como em domínios extensionais. Os registros comparáveis a ambientes de subducção preservados na Amêndoa Macacos-Piaus devem estar relacionados a um processo de *underthrust*, de crosta continental relativamente fria, dirigido para noroeste à profundidades de 30 km.

Seis suítes plutônicas distintas, sendo cinco delas Brasileiras e uma da idade Cariris Velhos foram identificadas na região e descritas conforme a classificação das rochas graníticas Brasileiras proposta por Almeida et al (1967) para a Província da Borborema.

1) Os granitos do tipo Conceição cálcio-alcalinos, têm idades do Neoproterozóico III e de afinidades com arco magmático. Os plutons desta suíte localizados a norte da Zona de Cisalhamento Serra do Caboclo, possuem dados Sm-Nd que indicam como protólito uma fonte crustal de idade mesoproterozóica, enquanto aqueles que ocorrem a sul desta referida zona de cisalhamento, exibem T_{DM} que indicam como protólito uma fonte crustal paleoproterozóica.

Granitos porfíricos do tipo Itaporanga, de composição cálcio-alcalino potássica e assinatura química compatível com granitos intraplacas, tardi-colisionais (Neoproterozóico III-Cambriano), apresentam dados isotópicos Sm-Nd com características inversas às dos granitos tipo Conceição.

Estes dados apontam para um cenário pré-colisional onde no terreno Piancó-Alto Brígida, crosta mesoproterozóica com provável infraestrutura extremamente adelgada paleoproterozóica e cobertura neoproterozóica ocorrem e terreno AltoTeixeira-Terra Nova crosta mesoproterozóica com infraestrutura paleoproterozóica ocorrem. No cenário sin a pós-colisional a infraestrutura paleoproterozóica dos dois terrenos participa mais ativamente da geração de magmas.

3) Granitos do tipo Catingueira, representado pelo Batólito Triunfo, considerado como granito do tipo-I, tardi-orogênico originado a partir de protólito crustal de idade provável Paleoproterozóica, também é coerente com o especulado acima.

4) Gabros tipo Taperoá, representados na área da presente tese, pelo gabro do Alto Vermelho, tardi-orogênico, não apresentam dados Sm-Nd confiáveis, podendo ter tido protólito de idade Cariris Velhos ou mesmo material juvenil Brasileiro.

5) Granitos tipo S descritos localmente, são tardi-orogênicos.

6) Ortognaisses de idade Cariris Velhos com idades U-Pb entre 920 e 1040 Ma, são granitos do tipo S, cujos dados Sm-Nd sugerem protólito originado pela mistura entre crosta paleoproterozóica, ou mais antiga, e material juvenil Cariris Velhos.

VII REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ACCIOLY, A.C. DE A.** -1993- Caracterização Petrográfica, Metamórfica e Litogeoquímica das Rochas Meta-Vulcânicas e Metapelíticas da Região de Serra Talhada - PE. Dissertação de Mestrado, C.T.- DEGEO, UFPE, 172 p. (inédito).
- ALMEIDA, C. N. DE** -1995- Estudo das Rochas Metamáficas de Itatuba (PB) e das Ocorrências de Fe-Ti a elas Associadas; Tese de Mestrado, CT-UFPE, 129 p..
- ALMEIDA, F.F.M. DE; HASUI, Y. & BRITO NEVES, B.B. DE** -1976- The Upper Pré-cambrian of South America; Bol. Inst. Geoc. , USP, São Paulo, b. 7, p. 45-86.
- ALMEIDA, F.F.M. DE; LEONARDOS JR, O.H. & VALENÇA, J.G.** -1967- Granitic Rocks of North-East South América: in IUGS/UNESO Symposiun, Recife; Spec. Publ., 41 p..
- ARANOVICH, L.Y. & PODLESSKII, K.K.** -1983- The Cordierite-Granet-Sillimanite-Quartz Equilibrium: Experiments and Application. Saxena S.K. (ed.), Springer-Verlag, NY, Advances in Physical Geochemistry, Kinetics and Equilibrium in Mineral Reactions, 3, p.172-198.
- BARBOSA, O.** -1970- Geologia Econômica de Parte da Região do Médio São Francisco, Nordeste do Brasil; RJ, DNPM/DFPM, b. 140, 97 p..
- BELL, T.H. & HUBENACH, M.J.** -1983- Sequential Porphyroblast Growth and Crenulation Cleavage Development During Progressive Deformation. Tectonophysics, 92, p.171-194.
- BEURLIN, H.** -1988- Fazenda Esperança (Bodocó) e Riacho da Posse (Floresta): Duas Ocorrências Atípicas de Fe-Ti no Estado de Pernambuco; Tese Prof. Titular, C.T.-DEGEO-UFPE, Recife, 72 p..
- BEURLIN, H.; PESSOA, R.R.; ALMEIDA, C.N. DE & ALENCAR, S.G. DA S.** -1991- Itatuba (PB): Novas Ocorrências de Eclogitos Proterozóicos Associados a Minério de Fe-Ti na Província Borborema; in: XIV Simp. Geol. NE, Recife, Atas, SBG, p. 236-239.
- BEURLIN, H.; SILVA FILHO, A.F. da; GUIMARÃES, I.P. & BRITO, S.B.** -1992- Proterozoic C-Type Eclogites Hosting Unusual Ti-Fe±Cr±Cu Mineralization in Northeastern Brazil, Precam. Res., 58, p.195-214.
- BEURLIN, H. & VILLAROEL, H.S.** -1990- Petrografia de Duas Ocorrências de Prováveis Eclogitos em Bodocó e Floresta no Estado de Pernambuco, Brasil; Rev. Bras. Geoc., v. 20, n. 1-4, p. 111-121.
- BITTAR, S.M.B.; ACCIOLY, A.C.A. & LIMA, E.S. DE** -1992- Sequência Metavulcano-Sedimentar na Região de Serra Talhada - PE: Grupo Salgueiro ou Grupo Cachoeirinha?; In: 37 Cong. Bras. Geol. , São Paulo, SP, Bol Res. Exp., v: 1, p. 304-305.

- BLUNY, J.D. & HOLLAND, T.J.B.** -1990- Calcic Amphibole Equilibria and a New Amphibole-Plagioclase Geothermometer. *Contr. Min. Petr.*, 104, 208-224.
- BOUMA, A.H.** -1962- *Turbidites Sedimentology of Flysch Deposits*. Elsevier, Amsterdam, 168 p..
- BRITO NEVES, B.B. DE** -1975- Regionalização Geotectônica do Pré-Cambriano Nordeste; Tese de Doutorado, IG/USP, São Paulo, 190 p..
- BRITO NEVES, B.B. DE** -1983- O Mapa Geológico do Nordeste do Brasil, Escala 1/1.000.000; Tese de Livre Docência, IG/USP, 177 p.
- BRITO NEVES, B.B. DE; VAN SCHMUS, W.R. & BASEI, M.A. S.** -1990- Contribuição ao Estudo da Evolução Geocronológica do Sistema de Dobramentos Piancó-Alto Brígida; In: 36 Cong. Bras. Geol., Natal, RN, Anais, v.6, p.2697-2710.
- BRITO NEVES, B.B. DE; VAN SCHMUS, W.R.; SANTOS, E.J. DOS; CAMPOS NETO, M. DA C. & HOZUCH, M.** -1995- O Evento Cariris Velhos na Província Borborema: Integração de Dados, Implicações e Perspectivas. *Ver. Bras. Geoc.*, 25 (4), p.279-296.
- CAMPOS NETO, M. DA C.; BRITO NEVES, B.B. DE & BITTAR S.M.B.** -1994a- Evolução Tectônica do Nordeste Meridional: Sistema Piancó-Alto Brígida; *Rel. FAPESP Geociências* 92/20979-5, 60 p. (inédito).
- CAMPOS NETO, M. DA C.; BITTAR S.M.B. & BRITO NEVES, B.B. DE** -1994b- Domínio Tectônico Rio Pajeú - Província Borborema: Orogêneses Superpostas no Ciclo Brasileiro\Pan-Africano; In: 38 Cong. Bras. Geol., Balneário de Camboriú, SC, *Bol. Res. Expan.*, v. 1, p. 221-222.
- **CONEY, P.J.** -1989- Structural Aspects of Suspect Terranes and Accretionary Tectonics in Western North America. *Journ Struct. Geol.*, 11: 107-125
- CUNHA, M.A.L. da** -1996- Petrologia, Geoquímica e Profundidade de Posicionamento dos Stocks Graníticos-Tonalíticos de Boa Ventura, Conceição e Pedra Branca PB. Dissertação de Mestrado, UFPE, CT DEGOE, 154 p.
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A. & ZUSSMAN, J.** -1975- *Minerais Constituintes das Rochas - Uma Introdução*, Fundação Calouste Gulbenkian, Lisboa, 558 p.
- DERBY, O.A.** -1881- Contribuição para o Estudo do Vale do Rio São Francisco, *Arch. do Museu Nac.*, RJ, v. IV, p..
- DOMBRE, L.E.** -1893- Viagem do Engenheiro Dombre ao Interior da Província de Pernambuco em 1874 e 1875, Recife, .
- DUKE, W.L.; ARNOTT, R.W.C. & CHEEL, R.J.** -1991- Shelf Sandstones and Hummocky Cross Stratification: New Insights on a Stormy Debate. *Geology*, 19 (5/6), p.667-677.

EBERT, H. -1955b- Pesquisa na Parte Sudeste de Minas Gerais e no Polígono das Secas, Rel. An. do Dir., DGM, ano de 1954, p.79-89.

EBERT, H. -1957- A Subdivisão Estrutural e Estratigráfica da Parte Oriental do Escudo Brasileiro, Conf. proferida no XIX Cong. Bras. de Geol.

EBERT, H. -1964- Tectônica e Metamorfismo Regional do Escudo Brasileiro, SUDENE, Dep. Rec. Min., Div de Geol., Rel.(circulação interna), 49p.

EBERT, H. -1969- Structural Units of the Brazilian Pré-Cambrian Shield and its Probable Relations with the Guiana Shield, Verhandelingen, Kon. Ned. Geol. Mijnbouw. Gen., v.27, p. 147-150. (anexo 3)

EBERT, H. -1969- Geologia do Alto Seridó: Note Explicativa à Folha Currais Novos 1:250.00; DRM/DG, Série Geologia Regional, n. 11, 117p.

FERREIRA, V.P. -1986- Petrologia e Geoquímica das Rochas Peralcalinas do Cinturão de Dobramentos Cachoeirinha-Salgueiro, Nordeste do Brasil. Dissertação de Mestrado, Dep. Geol UFPE, Recife

FERREIRA, V.P.; SIAL, A.N.; LONG, L.E. & PIN, C. -1997- Isotopic Signatures of Mesoproterozoic to Cambrian Ultrapotassic Syenitic Magmas, Northeastern Brazil: Evidence for a Enched Mantle Source

FERREIRA, V.P. -1991- Petrology and Geochemistry of the Late Proterozoic Ultrapotassic Peralkaline Triunfo Batholith and Related Dikes, State of Pernambuco, Northeast Brazil, University of Georgia, PhD Dissert., 269 p..

FERREIRA, V.P. & SIAL, A.N. -1986- The Peralkalic Magmatism in the Precambrian Cachoeirinha-Salgueiro Foldbelt, Northeast Brazil: Geichemical aspects. Rev. Bras. Geol., 16; 73-85.

FERRY, J.M. & SPEAR, F.S. -1878- Experimental Calibration of the Partitioning of Fe and Mg between Biotite and Garnet. Contr. Min. Petrol., v. 66, p. 113-117.

FIGUEIREDO, L.L. DE; MONIE, P.; FERRAUD, G.; CABY, R.; CORSINI, M. ARTHAUD, M. & VAUCHEZ, A. -1992- Durée des Événements Tectono-Metamorphiques dans les Chaînes Proterozoïques: Premiers Resultats $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur le NE du Brésil. Réunion des Sciences de la Terre, 14, Toulouse, France: Societé Géologique de France, Résumé, p.63.

FONSECA, A. DA S. S. - 1996- Petrologia e Litogeoquímica das Rochas Metavulcânicas do Complexo Irajá a NW de Sertânia - PE. Dissertação de Mestrado, Centro de Tecnologia, DEGEO/UFPE, 105 p..

FUCK, A.R. -1991- Aprovada a Escala de Tempo para o P_ε, RBG,21 (2), p.182-183.

- GAVA, A.; NASCIMENTO, D.A.; VIDAL, J.L.B.; GHIGNONE, I; OLIVEIRA, E.P. SANTIAGO FILHO, A.L.; TEIXEIRA, W.** -1983- Geologia, Mapeamento Regional: Folhas SC-2425 Aracajú/Recife. Projeto RADAMBRASIL - MME, Vol. 30, p.27-252.
- GHENT, E & STOUT, M. Z.** -1981- Geothermometry and Geobarometry of Plagioclase-Biotite-Garnet-Muscovite Assemblages. *Contr. Min. Petr.*, 76, 92-97.
- GOMES, J.R. de C.; GATTO, C.M.P.P.; SOUZA, G.M.C.de; LUZ, D.S.da; PIRES, J.de L. & TEIXEIRA, W.** -1981- Folhas SB.24/25, Jaguaribe/Natal. Projeto RADAMBRASIL, MME, v. 23, 739 p..
- GRAHAM, C.M. & POWELL, R.** -1984- A Garnet-Hornblend Geothermometer: Calibration, Testing, and Application to the Pelone Schist, Southern California. *J.Met. Geol.*, 2, 12-31.
- GUIMARÃES, I. DE P.** -1989- The Petrological Evolution and Tectonic Association of the Bom Jardim Complex, Pernambuco State, NE Brazil; PhD Thesis, University of London, 424 p..
- HODGES, K.V. & SPEAR, F.S.** -1982- Geothermometry, Geobarometry and the Al_2SiO_5 Triple Point at Mt. Moosilauke, New Hampshire. *Am. Min.*, 67, 1118-1134.
- HOISCH, T.D.** -1990- Empirical Calibration of Six Geobarometers for the Mineral Assemblage Quartz+Muscovite+Biotite+Plagioclase+Garnet. *Contrib. Min. and Petrolog.*, 104, 225-234.
- HOLLAND, T. & BLUNDY, J.** -1994- Non-ideal Interactions in Calcic Amphiboles and their Bearing on Amphibole-Plagioclase Thermometry. *Contrib. Min. and Petrolog.*, 116, p.433-447.
- HOLLISTER, L.S.; GRISSOM, G.C.; PETERS, E.K.; STOUWELL, H.H. & SISSON V.B.** -1987- Confirmation of the Empirical Correlation of Al in Hornblende with Pressure of Solidification of Calc-Alkaline Plutons. *Am. Min.*, 72, p. 231-239
- JARDIM DE SÁ, E.F & HACKSPACHER, P.C.** -1980- Reconhecimento Estrutural na Borda Noroeste do Craton do São Francisco. *Anais 31º Cong. Bras. Geol.*, v.5, p. 2719-2731.
- JARDIM DE SÁ, E.F.** -1984- Evolução Proterozóica da Província da Borborema. *Atas XI Simp. Geol. NE*, p.297-316.
- JARDIM DE SÁ, E.F.** -1988-An Update of Pré-cambrian Geology of Northeast Brazil; Intern. Meet. Proterozoic Geol. Tectonics High-Grade Terrains, Ile-Ifé, Nigéria, UNESCO/IGCP, contr. vol.
- JARDIM DE SÁ, E.F.** -1994- A Faixa Seridó (Província Borborema, Nordeste do Brasil) e seu Significado Geodinâmico na Cadeia Brasileira/Pan-Africana. UNB, Tese de Doutorado, Brasília, 803 p. (inédito).
- JARDIM DE SÁ, E.F.; SÁ, J.M. & MACEDO, M.H.F.** -1990-Monocyclic and Polycyclic Supracrustal Belts in NE Brazil: Correlations with the Pan-African Belt in West Africa. In:

- Rocci, G. & Deschamps, M. Eds Etudes Recentes sur la Geologie de l'Africa, Nancy, CIFEG, Publ Ocas. 1990/22, p. 296-299.
- JARDIM DE SÁ, E.F.; MACEDO, M.H.F.; FUCK, R.A. & KAWASHITA, K.** -1992- Terrenos Proterozóicos na Província Borborema e a Margem do Norte do Cráton São Francisco; Rev. Bras. de Geoc., v. 22, n. 4, p. 472-480.
- JARDIM DE SÁ, E.F.; MEDIROS, V.C. & AMARO, V.E.** -1995- Os Cisalhamentos Brasileiros na Zona Transversal, NE do Brasil: uma Mega-Estrutura em Dominó; in: XVI Simp. Geol. do NE, Recife, SBG, Resumos, p.
- JAZIEL, M.D.** -1998- Ambiente Tectônico da Parte Oriental da Sequência Salgueiro-Cachoeirinha, Província Borborema. XL Cong. Bras. Geol., Belo Horizonte, Anais, SBG-MG, p. 15.
- KOHN, M.J. & SPEAR, F.S.** -1989- Empirical Calibration of Geothermometer for the Assemblage Garnet + Hornblende + Plagioclase + Quartz. Am. Min., v.74, p. 77-84.
- KOHN, M.J. & SPEAR, F.S.** -1990- Two New Geothermometer for Garnet Amphibolites, with Applications to Southeastern Vermont. Am. Min., v.75, p. 89-96.
- KOZUCH, M.; BITTAR, S.M.B.; VAN SCHMUS, W.R. & BRITO NEVES, B.B.** -1997a- Late Mesoproterozoic and Middle Neoproterozoic Magmatism in the Zona Transversal of the Borborema Province, Brazil., XVII Simp. Geol. NE, SBG, Núcleo NE, Fortaleza, CE, Bol. 15, Resumos Expandidos, p. 47-50.
- KOZUCH, M.; VAN SCHMUS, W.R. & BRITO NEVES, B.B.** -1997b- Ages and Isotope Geochemistry of Two Pre-Brasiliano Magmatic Events in the Borborema Province of NE Brazil. South-American Symposium on Isotope Geology. Brazil, p.157-160.
- LAVRENT'ÉVA, I.V. & PERCHUCK, L.I.** -1981- Phase Correspondence in the System Biotite-Garnet: Experimental Data. Doklady Akademi Nauk, SSSR, 260, p.731-734.
- LAEKE, B.E.; WOOLLEY, A.R.; ARPS, C.E.S.; BIRCH, W.D.; GILBERT, M.C.; GRICE, J.D.; HAWTHORNE, F.C.; KATO, A.; KISCH, H.J.; KRIVOVICHEV, V.G.; LINTHOUT, K.; LAIRD, J.; MANDARINO, J.A.; MARESCH, W.V.; NICKEL, E.H.; ROCK, N.M.S.; SCHUMACHER, J.C.; SMITH, D.C.; STEPHENSIN, N.C.N.; UNGARETTI, L.; WHITTAKER, E.J.W. & YOUZHI, G.** -1997- Nomenclature of Amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names, Am. Min., v. 82, p. 1019-1037.
- LEITE, P.R.B.; BERTRAND, J.M.; LIMA, E.S. DE & LETERRIER, J.** -1996- Dados Preliminares de Idades U-Pb em Zircão para Granitóides da Faixa Pajeú-Paraíba, NE Brasil. South-American Symposium on Isotope Geology, Brasil, p. 157-160.

- LIMA, E.S. DE** -1989- Evolução Tectôno-Metamórfica Durante o Proterozóico do Segmento Mediano do Domínio Estrutural Central, Nordeste Brasileiro. Tese Prof. Titular, C.T.-DEGEO-UFPE, 137p.
- LIMA, E.S. DE; BITTAR, S.M.B.; ACCIOLY, A.C.A.; VANNUCCI, R. & MAZZUCHELLI, M.** - 1995- Reconnaissance Geochemical and Tectonic Study of the Meta-Igneous Rocks of the Central Structural Domain, Northeastern Brazil; Intern. Geol. Review, v. 37, n 11, p.981-991.
- LISTER, G.S. & SNOKE, A.W.** -1984- S-C Mylonites. Journ. Struct. Geol., 6 (6), p. 617-638.
- MARIANO, G.** -1989- Magma Mixing Origin of a Potassic Calc-Alcaline Pluton: the Itaporanga Batholith, State of Paraíba, Northeastern Brazil, M.S. University of Georgia, 180p.
- McKENZIE, D.**, 1978. Some remarks on the development of sedimentary basins. Earth and Planetary Science Letters, **40**, 25-32.
- MARQUES, V.J. & SOUZA, E.C.de** -1985- Projeto Cachoeirinha: Relatório Final. v. 5, Apêndice, Estudo Petroquímico Preliminares sobre as Rochas do Projeto Cachoeirinha-Indicações Geológicas e Temas para Debate, MME, Convênio DNPM/CPRM, 11 p. (anexos)
- MEDEIROS, V.C. DE** -1995- Sensoriamento Remoto e Petrologia de Granitóides Brasileiros no Domínio da Zona Transversal, Nordeste do Brasil. Dissertação de Mestrado, Centro de Tecnologia, DEGEO/UFPE, 145p.
- PASCHIER, C.W.; TROUW, R.A.J.; ZWART, H.T. & VISSERS, R.L.M.** -1992- Porphyroblast Rotation.: *eppur si mouve?*. Jour. Meta. geol., 10, 283-294.
- PERCHUK, L.L.** -1991- Progress in Metamorphic and Magmatic Petrology . ed. Press Syndicate of the University of Cambridge, New York USA, 503 p.
- PLYUSNINA, L.P.** -1982- Geothermometry and Geobarometry of Plagioclase-Hornblend Bearing Assemblages. Contr. Min. Petr. 80, 140-146.
- ROBINSON, P.; SCHUMACHER, J.C. & SPEAR, E.S.** -1982- Formulation of Electron Probe Analyses. In: Verblen DR. Ribbr PH (eds) Amphiboles Petrology and Experimental Phase Relations. Min. Soc. Am, 9, p.6-9.
- ROYDEN, L.; SCLATER, J.G. & VON HERZEN, R.P.** -1980- Continental margin subsidence and heat flow: important parameters in formation of petroleum hydrocarbons. American Association of Petroleum Geologists, **64**, 173-187.
- ROLLINSON, H.** -1993- Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, interpretation. Ed. Longman Scientific & Technical, England, 350p..
- SADOWSKI, G.R.** -1972- Considerações Preliminares sobre a Geologia do Batólito da Baixa Verde-PE, Dissertação de Mestrado, Inst. Geoc. da Universidade de São Paulo, 33p.

- SANTOS, E.J. DOS** -1977- Síntese da Geologia Precambriana da Folha Arco Verde. Atas, 15 Simp. Geol. Nordeste, b. 13, p. 322-323.
- SANTOS, E.J. DOS** -1993- O Episódio Magmático de 1,1-0,9 Ga do Domínio Extremo Nordeste; in: VIII Simp.Geol. NE, Campina Grande, Atas, SBG, v. 6, p. 225-245.
- SANTOS E.J. DOS** -1995- O Complexo Granítico Lagoas das Pedras: Acresção e Colisão na Região de Floresta (Pernambuco), Província Borborema. Tese de Doutorado, IG-USP, 220p. (inédito).
- SANTOS, E.J. DOS**-1996- Ensaio Preliminar sobre Terrenos e Tecônica Acrescionária na Província Borborema. 39º Cong. Bras. Geol., Salvador, SBG, Anais, v.6, p.47-50.
- SANTOS, E. J. DOS; COUTINHO, M. G. DA N.; COSTA, M. P. DE A. & RAMALHO, R.** -1984- A Região de Dobramentos Nordeste e a Bacia do Parnaíba, Incluindo o Craton do São Luís e as Bacias Marginais. IN: Schobbenhaus, C.; Campos D.de A.; Derze, G.R. & Asmus, H.E. (1984) Geologia do Brasil: texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais, escala 1:2. 500.000; cap. 4, p. 131-195.
- SANTOS, E.J. DOS & BRITO NEVES, B.B. DE** -1993- Petrogenetic and Tectonic Setting of Lagoa das Pedras Magmatism, Floresta, State of Pernambuco, Northeast Brazil. Anais Acad. Bras. Ciênc., 65: 131-139.
- SIAL, A.N.** -1986- Granite-Types in Northeast Brazil: Current Knowledge. Rev. Bras. Geoc., v. 16, n. 1, p.54-72
- SIAL, A.N.** -1987- Granitic Rocks in Northeast Brazil; Int. Symp. Granites Assoc. Mineraliz., Ext. Abst., p.61-69.
- SIAL, A.N.** -1993- Contrasting Metaluminous Magmatic Epidote-Bearing Granodiorites and Tonalites in a Precambrian Foldbelt, NE Brazil. IX Semana de Geoquímica e II Cong. Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa, Porto, Memórias, n.3, p.169-172.
- SIAL, A.N.; BRITO NEVES, B.B. DE; BEURLIN, H.; MELO, P.G. DE & PESSÔA, R.R.** -1983- Projeto Extremo Oeste de Pernambuco: Quadriculas Salgueiro e Partes de Chorrocho e Parnamirim - PE; Relatório Final, Recife, CT - UFPE, 51 p..
- SIAL, A.N.; FERREIRA, V.P. & MARIANO, G.** -1990- Granitóides do Domínio Estrutural Central, NE do Brasil; in: XXXVI Cong. Bras. Geol., Natal, Roteiro de Excursão, SBG, 45 p. 87-92.
- SIAL, A.N. & FERREIRA, V.P.** -1991- Granitóides Calcio-Alcalinos com Epidoto ígneo nos Cinturões Seridó e Cachoeirinha-Salgueiro, Nordeste do Brasil: Aspectos Geoquímicos, Isótopos Estáveis, Temperaturas e Profundidades de Solidificação. Cong. Bras. Geoquím., p.300-303.

- SIAL, A.N. & FERREIRA, V.P.** -1988- Brazilian Age Peralkaline Plutonic Rocks of the Central Structural Domain, Northeast Brazil. *Rendiconti della Societa Italiana di Mineralogia e Petrologia*, 43 (2), p. 307-342.
- SIAL, A.N.; MARIANO, G. & FERREIRA, V.P.** -1989- Síntese da Geoquímica dos Elementos Terras Raras em Granitóides do Nordeste do Brasil, in: FORMOSO, M.L.L., NARDI, L.V.S. & HARTMANN, L.A. (1989) *Geoquímica dos Elementos Terras Raras no Brasil*; Rio de Janeiro, CPRM/DNPM, Soc. Bras. de Geoq., cap. 5, p.83-95.
- SILVA FILHO, A.F. DA** -1989- Shoshonitic and Ultrapotassic Intrusive Suites in the Pianco-Alto Brígida Belt, Pernambuco State, Brazil; Thesis PhD, University of London, 422 p..
- SILVA FILHO, A.F. DA; GUIMARÃES, I.P. & THOMPSON, R.N.** -1993- Shoshonitic and Ultrapotassic Proterozoic Intrusive Suites in the Cachoeirinha-Salgueiro Belt, NE Brazil: a Transitional from Collisional to Post-Collisional Magmatism. *Precamb. Res.*,
- SILVA FILHO, M.A. DE & CARDOSO, J.J.R** -1985- Projeto Cachoeirinha: Relatório Final. v. 1-5, MME, Convênio DNPM/CPRM (texto, anexos e apêndice).
- SPEAR, F.S.** -1981- Amphibole-Plagioclase Equilibria: an Empirical Model for the Relation $\text{Albite} + \text{Tremolite} = \text{Edenite} + 4 \text{ Quartz}$. *Contr. Min. Petr.*, v. 77, p. 355-364.
- SPEAR, F.S.** -1995- Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths. Mineralogical Society of America, Monograph Series, Second Edition, 799 pp.
- SORENSEN, S.S.** -1994- Petrology of Basement Rocks of the California Continental Borderland and Los Angeles Basin. PhD Dissertation, UCLA, 423 p.
- THOMPSON, A.B. & RIDLEY, J.R.** -1987- Pressure-Temperature-Time (P-T-t) Histories of Orogenic Belts. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A 321, p. 27-45.
- VAN SCHMUS, W.R.; BRITO NEVES, B.B. & HACKSPACHER, P.** -1994- Identification of Lithospheric Domains in NE, Brazil and Their Relevance to the Ancestry and Assembly of Western Gondwana. *Intern. Symp. Phys Chem. Upper Mantle*, Ext Abst, p. 79-81.
- VAN SCHMUS, W.R., BRITO NEVES, B.B. DE & HACKSPACHER, P. & BABINSK, M.** -1995- U-Pb and Sm-Nd Geochronologic Studies of Eastern Borborema Province, Northeastern Brazil: Initial Conclusions; *Jorn of South Am. Earth Scien*, v. 8, n: 3/4, p.267-288.
- VAUCHEZ, A.; AMARO, V.; ARCHANJO, C.; ARTHAUD, M.; BOUCHEZ, J.L.; CABY, R.; CORSINI, M.; EGYDIO-SILVA, M. JARDIM DE SÁ, E.F.; NEVES, S.P.; SÁ, J.M. & SIAL, A.N.** -1992- The Borborema Shear Zone System: a Tectonic Model, *Anais 37º Cong. Bras. Geol.*, SBG/SP, São Paulo, SP, B. Resumos Expandidos, v. 2, p. 371-372.
- VEIGA JUNIOR, J.P. & FERREIRA, C.A.** -1990- Afogados da Ingazeira, Folha SC.24-Z-C-VI. PLGB, Texto Expl. e Mapas, DNPM/CPRM, 121 p..

ZWART, H.J. -1962-On the Chronological Sucession of Folding and Metamorphism in the Central Pyrenees. Geol. Rdsch., 50, p. 203-218.

TABELAS

Litologia/Localização	Unidade	Rb/Sr Ga	R ₀	ε _{Nd} (1.0)	ε _{Nd} (2.1)	TDM (1.0) Ga
São José da Caiana ^{*1} (NW ZC Boqueirão dos Cochos)				-16.76	-1.18	2.40
biotita-gnaiss bandado Serra Talhada ^{*2}	CST	2.10 ⁱ				
ortognaisses migmatíticos ^{*3}	CF	2.70±0.10 ⁱ 1.99±0.01 ⁱ	0.701 0.720			
ortogneiss grosso bandado (N Quixaba)		2.60±0.13 ^c				2.6

^{*1} Kozuck, inédito; ^{*2} Brito Neves, inédito; ^{*3} Lima et al, 1986

CST - Complexo Serra Talhada; CF - Complexo Floresta; ⁱ - isócrona; ^c - convencional

TABELA 1 -

Dados geocronológicos do embasamento na área do presente trabalho e adjacências

Litologia/Localização	Unidade	U/Pb Ma	Rb/SrMa	R ₀	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	ε _{Nd} (0.6)	ε _{Nd} (0.75)	ε _{Nd} (1.0)	TDM(1.0)Ma
ST-Ac-78 (metagabro)* ⁰	CRG				0.1602 *	0.27		2.61	1516
ST-Ac-85 (metagabro) * ⁰	CRG				0.1592 *	0.79		2.72	1424
ST-Ac-86 (metagabro) * ⁰	CRG				0.1673 *	1.00		2.51	1531
ST-Ac-134 (metagabro) * ⁰	CRG				0.1576 *	2.02		4.04	1234
metagabro W Poço do Cachorro* ¹	CRG				*	1.61	2.41	3.76	1260
ST-E-206.4 (granada-anfibolito) * ⁰	CRG				0.1650 *	-3.59		-1.96	2239
ST-S-4 (mvi) * ⁰	CRG				0.1765 *	-5.63		-1.96	3294
ST-Ac-204.1 (mvp) * ⁰	CRG				0.1746 *	-3.28		-2.15	2605
metagrauvaca NW Manaíra* ¹	CRG					-3.92	-2.52	-0.19	1514
ST-S-5 (metassedimento) * ⁰	CRG				0.1231	-9.92		-6.14	2024
metaturbidito Barragem do Saco* ¹	CRG								
metasiltito						-8.49		-3.45	1831
metarenito						-6.11		-0.57	1559
ST-S-38.9 (metariolito) * ⁰	CRG				0.1318 *	-5.43		-1.26	1742
ST-Ac-192.2 (metandesito) * ⁰	CRG				0.1518 *	1.89		4.20	1193
tufo riolítico Piaus* ²	CRG	970			0.10312	-10.1		-5.0	1770
andesito Serra da Pinheira* ²	CRG	980			0.10082	-5.2		-1.7	1660
tufo riolítico Manaíra* ²	CRG	970			0.12732	-5.0		0.0	1560
tufo riolítico Fazenda Mocambo* ²	CRG	637±21			0.11007	-3.2			1340
metavulcânica sul São José do Bonfim* ¹	CRG	985* ⁴							
metariolito rosa Piaus* ¹	CRG	930						-4.06	1773
metariolito rosa porfirítico Piaus* ¹	CRG						3.69		2075
metariolito Piaus * ¹ * ⁴	CRG	1070±30	950±30	0.711					
metatufo NW Manaíra* ⁴	CRG	1126±16				-5.23		-1.67	1665
metavulcânica ácida NW Manaíra* ¹	CRG	1060				-4.96		-0.04	1561
andesito Serra da Pinheira* ¹	CRG	930							
riolito Serra da Pinheira* ¹	CRG					-6.35		-1.43	1494
feldsito Serra da Pinheira* ¹	CRG					-5.23		-1.67	1665
metavulcânica félsica NW Manaíra* ¹	CRG					-6.70	-5.03	-2.40	1596
metatufo félsico Carnaúba dos Pinheiros* ¹	CRG	1011±44						-3	1330
metadacito Carnaúba dos Pinheiros* ¹	CRG	975±19						-1	1300
sheet granítico ¹ Fazenda Mocambo* ¹	CRG	746				-3.23		-1.56	1339
sheet granítico ² Fazenda Mocambo* ¹	CRG	600 (1)** 750 (2) 1000 (3)							
sheet riolítico sul de Catingueira* ¹	CRG	± 750							
riolito porfirítico Baixa Grande* ²	IS	750			0.12803	-3.4			1510
sheet granítico Santana dos Garrotes* ¹	Cach					-2.48		2.57	1215
dacito Santana dos Garrotes* ¹	Cach	810				-1.4			1300
metadacito pórfiro SW José do Bonfim* ¹	Cach	814							
metadacito sul Santana dos Garrotes* ¹	Cach	788 (1)** 1305 (2)				-1.35		0.02	1305
metavulcânica ácida Nova Olinda * ¹	Cach					-7.0			1410
andesito Serra do Olho D'Água * ¹	Cach.					1.83		5.68	1009
metafélsica Santana da Mangueira* ¹	Cach					-33.9			2800
xisto verde Santana dos Garrotes* ¹	Cach					-2.11		3.39	1263
filito cinza Santana da Mangueira* ¹	Cach					-33.87			2.805
sill-gr-bt xisto leste Piancó* ¹	Cach								1280

*¹ Kozuck e/ou Van Schmus, inédito (dados U/Pb e Sm/Nd); *² Kozuck, 1997a e 1997b; *³ Brito Neves, inédito (dados Rb/Sr); *⁴ Brito Neves et al, 1990; *⁰ Kozuck et al, inédito;

* alto ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd; ** mais de uma população de zircões; CRG - Complexo Riacho Gravatá; Cach. - Complexo Cacoerinha; CIS - Complexo Irajá-Sertânia

TABELA 2 -

Dados geocronológicos das supracrustais da Faixa Piancó-Alto Brígida.

Litologia/Localização	Intrusivo	U/Pb Ma	Rb/Sr Ma	R ₀	Ar/Ar Ma	ε _{Nd} (0.6)	TDM (1.0) Ma
granito Emas ^{*1}	C. Cachoeirinha.					-1.99	1300
granito Itaporanga1 ^{*1} ^{*2}	C. Cachoeirinha.		551±70 ⁱ	0.707		-9.0	1644
granito Itaporanga2 ^{*3} ^{*4}	C. Cachoeirinha.		620±22 ⁱ	0.706	584±6 _{hb} 544±6 _{bt}		
granito Conceição1 ^{*1}	C. Cachoeirinha..	620±10					
granito Conceição2 ^{*3} ^{*4}	C. Cachoeirinha..		580 ⁱ		618±27 _{hb} 603±17 _{bt}		
granito Conceição3 ^{*1} ^{*2}	C. Cachoeirinha..				625 (K/Ar)	-1.23	1.23
granito Nova Olinda ^{*1}	C. Cachoeirinha..					-2.03	1412
sienito Catingueira ^{*1}	C. Cachoeirinha.					-15.65	2397 ?
gabro Alto Vermelho ^{*5}	C. Cachoeirinha..					-2.45	1473*

^{*1} Kozuck e/ou Van Schmus, inédito (dados U/Pb e Sm/Nd); ^{*2} Brito Neves, inédito (dados Rb/Sr e K/Ar); ^{*3} Dallemeyer, et al, 1987 (dados Ar/Ar); ^{*4} McMurtry et al, 1987 (dados Rb/Sr); ^{*5} Kozuck, 1997a e 1997b

* alto ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd; ⁱ - isócrona

TABELA 3 -

Dados geocronológicos dos granitóides da área do presente trabalho e adjacências, localizados a norte da Zona de Cisalhamento Serra do Caboclo.

Litologia/Localização	Intrusivo	U/Pb Ma	Rb/Sr Ma	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(0.6)$	TDM(1.0) Ma
granitóide Itapetim (Brejinho) ^{*1}	CIS				-3.52 -3.48	1401 1385
granodiorito milonítico S. José do Bonfim (sul de Patos) ^{*1}	CRG	681				
granitóide Princesa Isabel ^{*1}	ATTN				-9.25	1454
granitóide Tavares ^{*1} ^{*3}	ATTN		650 °			
granitóide Solidão (Fazenda Areias) ^{*2}	CIS	570		0.09611	-15.5	2140
granodiorito Serra Talhada/ Santa Rita ^{*1}	CRG				-18.44	2326
granodiorito N de Santa Rita ^{*1}	CRG				-15.95	2404
sieno-granito Teixeira/Taperoá ^{*1}	ATTN				-21.13	2036
granitóide Palmeiras ^{*2}	ATTN	570		0.10964	-14.25 -14.08	2167 2153
dique alcalino Princesa Isabel ^{*1}	ATTN				-12.11	1892
sienito Triunfo ^{*1} ^{*4}	ATTN		580		-16.35	2439
dique sienito NW Manaira ^{*1}	CRG				-17.8	2521
dique alcalino E de São José ^{*1}	ATTN				-12.11	1892
ST-Ac-202.4 (microsienito) ^{*0}	CRG			0.1200	-14.94	2404
ST-S-41.3 (dique felsico) ^{*0}	CRG			0.1241	-14.69	2467
gabro Jabitacá ^{*2}	CIS	600		*	-3.6	

^{*0} Kozuck et al, inédito; ^{*1} Kozuck e/ou Van Schmus, inédito (dados U/Pb e Sm/Nd); ^{*2} Kozuck, 1997a e 1997b; ^{*3} Brito Neves, inédito (dados Rb/Sr);

^{*4} Sial & Ferreira, 1990 (dados Rb-Sr)

* alto $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$; CRG - Complexo Riacho Gravatá; Cach. - Complexo Cacoéirinha; CIS - Complexo Irajá-Sertânia; ATTN - Alto Teixeira-Terra Nova

TABELA 4 -

Dados geocronológicos dos granitóides da área do presente trabalho e adjacências, localizados a sul da Zona de Cisalhamento Serra do Caboclo

Litologia/Localização	U/Pb Ma	Rb/Sr Ma	R ₀	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	ε _{Nd} (0.6)	ε _{Nd} (1.0)	ε _{Nd} (2.1)	TDM(1.0)Ma
gnaisse Serra Talhada* ¹	960	1007±188 ^c		0.1289	-3.5	1.7		1400
gnaisse Fazenda do Arroz * ¹	920			0.1348	-4.3	-0.3		1670
gnaisse Ambó* ¹	950			0.1382	-4.8	-1.1		1780
gnaisse Lagoa dos Guedes (Imaculada/Palmeiras)* ¹	960	970 ^{ci}		0.1208	-5.8	-1.0		1640
					4.98	-0.13	+9.64	1574
gnaisse Queimadas* ¹	940			0.1296	-2.5	1.0		1440
anfíbólio gnaisse (Afogados)* ¹	1000			0.0883	-4.8	-1.1		1780
gnaisse Serra Das Vassouras* ²	925±8				-4.9 -4.6			1920 1680
gnaisse Piedade do Ouro (Norte Brejinho) * ^{2,3}		1012±38 ⁱ			-5.30	-0.40		1594
augen-gnaisse Desterro * ³		970 ^c						
gnaisse Placas de Piedade (Sul Teixeira) * ³		945±31 ^c						
ortognaisse Fazenda Degredo (Brejinho) * ³		970 ^{ci}						
ortognaisse Agua Branca * ^{2,3}		963±14 ^{ci}			-3.65	-0.13		1707
ortognaisse Fazenda do Arroz * ^{2,3}	960	970 ^{ci}			-4.28	-0.30		1672
ortognaisse Imaculada * ^{2,3}		970 ^{ci}			-5.77 -5.81 -3.79	-0.94 -0.96 -0.08		1643 1644 1679
ortognaisse Lagoa do Vicente * ^{2,3}		970 ^{ci}			-3.8 -3.07	-0.1 0.71	8.34	1680 1590
ortognaisse Belém * ³		970 ^c						
augen-gnaisse Faz. Espuma (Agua Branca) * ³		993 ±30 ^c						
ortognaisse bandado Açúde dos Franciscos (Tavares/ Princesa Izabel) * ³		1063±45 ^c						
ortognaisse bandado Bom Jesus * ³		992±34 ^c						
ortognaisse São Joaquim (Sul de Tabira) * ²	970							
ortognaisse Santo Aleixo * ³		1004±34 ^c						
gnaisse tonalítico (Este de Tavares) * ^{2,3}	949±5	991±34 ^c			-2.47	0.98		1440
ortognaisse Vassouras* ⁴	960	937±14 ^{ic}	0.707		-4.9 - -4.6			1970-1680
granitóide Recanto* ⁴	999±50							
ortognaisse pórfiro tipo Recanto * ¹	1037±30							1610

*¹ Kozuck, 1997a e 1997b; *² Kozuck e/ou Van Schmus, inédito (dados U/Pb e Sm/Nd); *³ Brito Neves, inédito (dados Rb/Sr); Brito Neves, 1995
ⁱ - isócrona; ^c - idade convencional

TABELA 5 -

Dados Geocronológicos dos ortognaisses Cariris Velhos do Alto Teixeira-Terra Nova na área do presente trabalho e adjacências.

Complexo	Amêndoa	Metassedimentos	Metavulcânica ácida a intermediária	Metavulcânica básica (1) e ultrabásicas (2)
Riacho Gravatá	Serra da Pinheira Manaira-Santana da Mangueira	quartzo + mica branca + biotita ± granada ± plagioclásio ± clorita + minerais opacos	plagioclásio + k-feldspato + biotita ± muscovita ± anfibólio ± clorita + minerais opacos	(1)anfibólio + plagioclásio + quartzo + biotita + minerais opacos + titânita + epidoto ± clorita (2)anfibólio ± talco ± clorita ± biotita + minerais opacos
Riacho Gravatá	Serra da Pinheira Serra Talhada-Tabuleiro	a norte: quartzo ± plagioclásio + biotita + muscovita ± granada + turmalina + minerais opacos a sul: quartzo ± plagioclásio ± muscovita + biotita ± granada ± sillimanita + turnalina + minerais opacos	a norte: quartzo ± plagioclásio + biotita ± muscovita ± granada + minerais opacos a sul: quartzo ± plagioclásio ± muscovita + biotita ± granada + minerais opacos	a norte: anfibólio + plagioclásio ± granada + quartzo + titanita + minerais opacos + epidoto ± biotita a sul: anfibólio + plagioclásio ± granada + quartzo + titanita + minerais opacos + epidoto ± biotita
Riacho Gravatá	Macacos-Piaus	muscovita + biotita + quartzo ± granada ± plagioclásio + minerais opacos + turmalina	plagioclásio + quartzo + biotita + muscovita ± granada + minerais opacos	anfibólio + quartzo + plagioclásio ± granada + minerais opacos + epidoto
Riacho Gravatá	Serra do Mocambo Norte	clorita + mica branca + biotita + quartzo + turmalina + minerais opacos	feldspato + biotita ± muscovita, + quartzo ± granada + minerais opacos	anfibólio + feldspato + quartzo + epidoto + minerais opacos
Riacho Gravatá	Serra do Mocambo Sul	quartzo ± plagioclásio ± granada + biotita + muscovita + minerais opacos + turmalina	feldspato + biotita ± granada ± muscovita ± anfibólio + minerais opacos	anfibólio + feldspato + quartzto ± granada + epidoto + minerais opacos
Cachoeirinha	Santana do Garrotes	quartzo + biotita + muscovita + clorita ± plagioclásio ± granada + minerais opacos + turmalina	feldspatos + biotita + quartzo ± muscovita + minerais opacos	anfibólio + feldspato + quartzto + epidoto + minerais opacos
Cachoeirinha	Piancó	núcleo: plagioclásio + quartzo + biotita ± muscovita ± granada ± estaurolita ± sillimanita + minerais opacos ± turmalina flancos: plagioclásio + quartzo + biotita + muscovita ± granada ± clorita + minerais opacos ± turmalina	núcleo: plagioclásio + k-feldspato + quartzo + biotita ± muscovita + minerais opacos flancos: plagioclásio + quartzo + k-feldspato + quartzo + biotita ± muscovita + minerais opacos	núcleo: anfibólio + feldspato + quartzto ± granada+ epidoto + minerais opacos flancos: anfibólio + feldspato + quartzto + epidoto + minerais opacos
Xistos Sertânia		plagioclásio + quartzo + biotita ± muscovita ± granada ± sillimanita + minerais opacos ± turmalina		

TABELA 6 -

Paragêneses descritas na área estudada.

Amostra	Domínio	SiO2	TiO2	Al2O3	FeOt	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	T OX	SiIV	AlIV	AlVI	TiVI	FeVI	MnVI	MgVI	Ca	Na	K
PI.16.3	CC-SP	26,43	0,16	21,58	20,71	0,00	18,10	0,00	0,00	0,01	86,99	2,729	1,373	1,255	0,012	1,789	0,000	2,786	0,000	0,000	0,001
PI.16.3	CC-SP	26,75	0,06	21,96	22,38	0,07	17,28	0,00	0,00	0,02	88,52	2,734	1,354	1,293	0,005	1,913	0,006	2,632	0,000	0,000	0,003
ST.62	CC-SG	31,68	0,08	21,58	20,39	0,22	12,25	0,07	0,16	0,25	86,68	3,225	1,410	1,180	0,006	1,736	0,019	1,858	0,008	0,032	0,032
ST.62	CC-SG	31,45	0,06	20,13	21,43	0,23	13,32	0,10	0,02	0,59	87,33	3,212	1,576	0,848	0,005	1,831	0,020	2,028	0,011	0,004	0,077
ST.62	CC-SG	31,18	0,08	18,33	24,96	0,15	11,09	0,54	0,06	0,64	87,03	3,271	1,733	0,533	0,006	2,190	0,013	1,734	0,061	0,012	0,086
ST.62	CC-SG	29,81	0,00	20,31	22,60	0,25	13,23	0,11	0,01	0,40	86,72	3,097	1,512	0,975	0,000	1,964	0,022	2,049	0,012	0,002	0,053
ST.62	CC-SG	30,05	0,08	20,07	22,84	0,29	13,27	0,30	0,03	0,55	87,48	3,104	1,556	0,888	0,006	1,973	0,025	2,043	0,033	0,006	0,072
ST.203.1	CRG-MP	23,71	0,08	20,10	35,28	0,97	6,42	0,04	0,00	0,12	86,72	2,697	1,305	1,390	0,007	3,356	0,093	1,088	0,005	0,000	0,017
ST.203.1	CRG-MP	24,48	0,05	20,86	32,10	0,38	9,49	0,01	0,03	0,00	87,40	2,693	1,295	1,410	0,004	2,953	0,035	1,556	0,001	0,006	0,000
ST.312.E	CRG-MP	24,50	0,00	20,86	32,09	0,72	8,50	0,09	0,02	0,04	86,82	2,719	1,271	1,459	0,000	2,979	0,068	1,406	0,011	0,004	0,006
ST.312.E	CRG-MP	24,42	0,00	21,07	33,89	0,76	8,51	0,15	0,00	0,05	88,85	2,672	1,282	1,435	0,000	3,101	0,070	1,388	0,018	0,000	0,007
ST.312.E	CRG-MP	24,47	0,00	20,93	32,75	0,67	8,08	0,06	0,08	0,06	87,10	2,716	1,261	1,478	0,000	3,040	0,063	1,337	0,007	0,017	0,008
ST.322	CRG-MP	26,48	0,14	19,29	25,16	0,47	15,60	0,06	0,11	0,02	87,33	2,805	1,591	0,818	0,011	2,229	0,042	2,463	0,007	0,023	0,003
ST.322	CRG-MP	25,95	0,08	19,91	24,75	0,51	15,44	0,12	0,05	0,00	86,81	2,762	1,502	0,996	0,006	2,203	0,046	2,449	0,014	0,010	0,000
ST.322	CRG-MP	25,77	0,00	19,99	25,80	0,47	15,73	0,05	0,11	0,06	87,98	2,723	1,510	0,980	0,000	2,280	0,042	2,477	0,006	0,023	0,008
ST.338.B	CRG-MP	28,87	0,21	19,27	25,50	0,32	12,28	0,84	0,05	0,72	88,06	3,029	1,617	0,767	0,017	2,237	0,028	1,920	0,094	0,010	0,096
ST.338.B	CRG-MP	30,21	0,19	19,08	24,02	0,24	11,70	0,69	0,00	1,76	87,89	3,155	1,651	0,699	0,015	2,098	0,021	1,821	0,077	0,000	0,235
ST.338.B	CRG-MP	29,87	0,03	20,07	25,16	0,47	9,89	0,42	0,19	0,90	87,00	3,152	1,503	0,994	0,002	2,221	0,042	1,555	0,047	0,039	0,121
ST.338.B	CRG-MP	25,95	0,06	20,68	28,40	0,33	12,46	0,11	0,01	0,10	88,10	2,766	1,401	1,197	0,005	2,532	0,030	1,979	0,013	0,002	0,014
ST.338.B	CRG-MP	28,11	0,06	19,90	27,15	0,55	10,37	0,48	0,10	0,68	87,40	3,000	1,496	1,008	0,005	2,423	0,050	1,649	0,055	0,021	0,093

TABELA 7 -

Dados da química mineral das cloritas estudadas, calculadas com base em 14-oxigênios, com todo Fe=Fe²⁺

NOTAÇÕES COMUNS A TODAS AS TABELAS: c - borda do grão; c/b - entre centro e borda; c - centro; (' e '') - análise em outro grão; i - inclusão; t - textura de substituição; p - pós-xistossidade principal

Amostra	Domínio	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	Na2O	K2O	T OX	Si IV	Al IV	Al VI	Ti VI	Fe VI	Mn VI	Mg VI	NA	K
PI-4	CC-SP	47,05	0,01	37,02	0,92	0,01	0,61	0,87	9,64	96,13	3,097	0,903	1,950	0,000	0,050	0,001	0,059	0,111	0,810
PI-4	CC-SP	45,97	0,09	36,95	1,02	0,01	0,57	0,87	9,79	95,27	3,042	0,958	1,925	0,004	0,056	0,001	0,056	0,112	0,827
ST.26	CC-SG	50,01	0,22	32,89	2,68	0,00	2,01	0,34	8,89	97,04	3,241	0,759	1,753	0,011	0,145	0,000	0,194	0,043	0,735
ST.26	CC-SG	47,69	0,40	33,89	2,22	0,02	1,59	0,40	9,39	95,60	3,150	0,850	1,789	0,020	0,123	0,001	0,157	0,051	0,791
ST.27.1	CC-SG	49,29	1,10	35,53	1,76	0,00	1,07	0,76	4,46	93,97	3,195	0,805	1,910	0,054	0,095	0,000	0,103	0,096	0,369
ST.27.1	CC-SG	49,53	0,97	36,51	1,72	0,05	0,89	0,74	3,63	94,04	3,188	0,812	1,958	0,047	0,093	0,003	0,085	0,092	0,298
ST.27.1	CC-SG	47,55	0,08	36,44	1,72	0,06	0,89	0,70	6,94	94,38	3,121	0,879	1,941	0,004	0,094	0,003	0,087	0,089	0,581
ST.27.1	CC-SG	47,37	0,81	36,25	1,57	0,06	1,10	0,93	8,80	96,89	3,073	0,927	1,845	0,040	0,085	0,003	0,106	0,117	0,728
ST.27.1	CC-SG	47,08	0,04	36,08	1,68	0,00	1,03	0,85	8,38	95,14	3,099	0,901	1,898	0,002	0,092	0,000	0,101	0,108	0,704
ST.62	CC-SG	43,04	0,00	30,10	7,80	0,05	3,64	0,21	4,94	89,78	3,061	0,939	1,585	0,000	0,464	0,003	0,386	0,029	0,448
ST.200.2	CRG-MP	46,90	0,24	32,58	3,09	0,02	1,35	0,27	10,42	94,87	3,159	0,841	1,747	0,012	0,174	0,001	0,136	0,035	0,895
ST.203.1	CRG-MP	53,32	0,61	32,46	5,09	0,04	1,75	0,25	3,81	97,33	3,361	0,639	1,772	0,029	0,268	0,002	0,164	0,031	0,306
ST.203.1	CRG-MP	49,07	0,41	31,44	4,60	0,07	1,80	0,31	9,27	96,97	3,229	0,771	1,668	0,020	0,253	0,004	0,177	0,040	0,778
ST.203.1	CRG-MP	48,27	0,46	31,96	4,58	0,00	1,59	0,29	9,32	96,47	3,195	0,805	1,689	0,023	0,254	0,000	0,157	0,037	0,787
ST.203.1	CRG-MP	46,92	0,64	32,45	4,56	0,00	1,27	0,39	9,20	95,43	3,144	0,856	1,708	0,032	0,256	0,000	0,127	0,051	0,787
ST.203.1	CRG-MP	47,93	0,46	32,09	3,95	0,00	1,50	0,28	9,23	95,44	3,195	0,805	1,718	0,023	0,220	0,000	0,149	0,036	0,785
ST.203.1	CRG-MP	49,15	0,27	31,48	4,79	0,00	1,75	0,24	9,30	96,98	3,234	0,766	1,677	0,013	0,264	0,000	0,172	0,031	0,781
ST.205.2	CRG-MP	48,69	0,38	33,43	2,24	0,06	1,94	0,20	10,78	97,72	3,170	0,830	1,736	0,019	0,122	0,003	0,188	0,025	0,895
ST.205.2	CRG-MP	46,56	0,70	34,99	1,62	0,06	1,27	0,51	10,03	95,74	3,081	0,919	1,810	0,035	0,090	0,003	0,125	0,065	0,847
ST.205.2	CRG-MP	47,09	0,81	34,79	1,70	0,08	1,36	0,56	9,88	96,27	3,096	0,904	1,794	0,040	0,093	0,004	0,133	0,071	0,829
ST.205.2	CRG-MP	46,61	0,48	33,40	1,95	0,06	1,42	0,50	9,79	94,21	3,135	0,865	1,784	0,024	0,110	0,003	0,142	0,065	0,840
ST.314	CRG-MP	47,12	0,83	34,54	1,39	0,00	1,18	0,52	10,00	95,58	3,115	0,885	1,808	0,041	0,077	0,000	0,116	0,067	0,844
ST.314	CRG-MP	46,29	0,91	35,09	1,46	0,00	1,10	0,54	9,86	95,25	3,073	0,927	1,820	0,045	0,081	0,000	0,109	0,070	0,835
ST.337i	CRG-MP	47,64	0,34	32,74	2,81	0,00	1,35	0,19	9,37	94,44	3,191	0,809	1,777	0,017	0,157	0,000	0,135	0,025	0,801
ST.337i	CRG-MP	48,39	0,36	32,30	2,80	0,05	1,75	0,11	9,71	95,47	3,212	0,788	1,739	0,018	0,155	0,003	0,173	0,014	0,822
ST.337i	CRG-MP	49,43	0,36	31,90	3,58	0,00	1,90	0,20	8,99	96,36	3,245	0,755	1,714	0,018	0,197	0,000	0,186	0,025	0,753
ST-541	CRG-Spse	47,12	0,48	33,99	1,45	0,00	1,09	0,58	9,90	94,61	3,145	0,855	1,820	0,024	0,081	0,000	0,108	0,075	0,843
ST-541	CRG-Spse	47,95	0,50	33,90	1,78	0,00	1,41	0,75	9,91	96,20	3,154	0,846	1,783	0,025	0,098	0,000	0,138	0,096	0,832
ST-541	CRG-Spse	47,89	0,48	33,64	1,94	0,00	1,66	0,73	9,86	96,20	3,153	0,847	1,764	0,024	0,107	0,000	0,163	0,093	0,828

TABELA 11 -

Análise química das micas brancas em metassedimentos de complexos Riacho Gravatá e Cachoeirinha e Xistos Sertão calculados com base em 11-oxigênios, com todo Fe=Fe²⁺

Amostra	Domínio	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	Na2O	K2O	T OX	Si IV	Al IV	Al VI	Ti VI	Fe VI	Mn VI	Mg VI	Na	K
PI-4*	CC-SP	34,66	2,14	18,91	19,95	0,05	9,56	0,16	8,10	93,53	2,680	1,320	0,403	0,124	1,290	0,003	1,102	0,024	0,799
PI.16.3	CC-SP	36,65	2,68	19,30	17,32	0,00	11,06	0,23	6,85	94,09	2,742	1,258	0,444	0,151	1,084	0,000	1,233	0,033	0,654
PI.16.3	CC-SP	36,86	2,85	18,87	17,74	0,13	11,17	0,23	7,27	95,12	2,743	1,257	0,398	0,159	1,104	0,008	1,239	0,033	0,690
PI.16.3	CC-SP	37,52	2,55	19,60	17,41	0,08	10,71	0,12	6,85	94,84	2,777	1,223	0,488	0,142	1,078	0,005	1,181	0,017	0,647
PI.16.3	CC-SP	36,62	2,48	19,48	17,44	0,11	10,47	0,14	7,43	94,17	2,748	1,252	0,472	0,140	1,095	0,007	1,171	0,020	0,711
PI.16.3	CC-SP	37,00	1,96	19,45	17,80	0,08	10,84	0,13	6,94	94,20	2,769	1,231	0,484	0,110	1,114	0,005	1,209	0,019	0,663
PI.16.3	CC-SP	36,82	2,57	19,82	17,74	0,00	10,98	0,19	7,34	95,46	2,725	1,275	0,455	0,143	1,098	0,000	1,211	0,027	0,693
PI.16.3i	CC-SP	39,01	1,88	20,72	13,86	0,04	13,34	0,23	6,20	95,28	2,801	1,199	0,556	0,102	0,832	0,002	1,428	0,032	0,568
PI.16.3i	CC-SP	39,75	1,83	20,85	13,74	0,00	13,54	0,23	5,74	95,68	2,827	1,173	0,575	0,098	0,817	0,000	1,435	0,032	0,521
PI.16.3i	CC-SP	38,52	1,69	20,89	13,64	0,07	13,83	0,25	6,71	95,60	2,767	1,233	0,536	0,091	0,819	0,004	1,481	0,035	0,615
PI-23	CC-SG	36,36	1,69	18,95	16,56	0,10	12,65	0,09	8,79	95,19	2,716	1,284	0,385	0,095	1,035	0,006	1,408	0,013	0,838
PI-23	CC-SG	36,53	1,60	19,16	16,41	0,09	12,82	0,14	9,23	95,98	2,710	1,290	0,386	0,089	1,018	0,006	1,417	0,020	0,874
PI-23	CC-SG	36,47	1,62	19,41	16,67	0,01	12,90	0,13	9,22	96,43	2,695	1,305	0,385	0,090	1,030	0,001	1,420	0,019	0,869
PI-23	CC-SG	36,50	1,69	19,50	16,20	0,06	12,03	0,07	9,05	95,10	2,724	1,276	0,440	0,095	1,011	0,004	1,338	0,010	0,862
PI-23*	CC-SG	36,29	2,08	19,63	16,10	0,11	12,26	0,13	9,23	95,83	2,692	1,308	0,409	0,116	0,999	0,007	1,356	0,019	0,874
PI-23*	CC-SG	36,30	1,69	19,43	16,37	0,09	12,67	0,08	9,22	95,85	2,696	1,304	0,397	0,094	1,017	0,006	1,402	0,012	0,874
PI-23*	CC-SG	36,54	1,40	19,71	16,76	0,02	12,55	0,14	9,08	96,20	2,703	1,297	0,422	0,078	1,037	0,001	1,384	0,020	0,857
PI-23*	CC-SG	36,79	1,85	19,67	16,15	0,05	12,21	0,14	9,03	95,89	2,720	1,280	0,434	0,103	0,999	0,003	1,345	0,020	0,852
ST.26	CC-SG	35,70	1,73	16,31	24,68	0,20	8,47	0,00	6,45	93,54	2,797	1,203	0,304	0,102	1,617	0,013	0,989	0,000	0,645
ST.26	CC-SG	37,37	1,54	17,12	20,57	0,14	9,29	0,11	7,21	93,35	2,871	1,129	0,421	0,089	1,321	0,009	1,063	0,016	0,707
ST.26*	CC-SG	36,91	1,92	17,41	20,70	0,15	9,18	0,06	7,52	93,85	2,830	1,170	0,404	0,111	1,327	0,010	1,049	0,009	0,736
ST.26*	CC-SG	36,50	1,84	17,61	20,32	0,15	8,90	0,10	8,14	93,56	2,816	1,184	0,418	0,107	1,311	0,010	1,023	0,015	0,801
ST.E.200.2	CRG-MP	35,29	2,43	16,65	24,49	0,07	5,47	0,13	8,68	93,21	2,812	1,188	0,377	0,146	1,632	0,005	0,650	0,020	0,882
ST.E.200.2	CRG-MP	34,74	2,70	16,85	24,66	0,21	5,55	0,03	9,03	93,77	2,765	1,235	0,346	0,162	1,642	0,014	0,658	0,005	0,917
ST.E.200.2	CRG-MP	34,65	2,42	17,05	24,92	0,21	5,42	0,11	8,94	93,72	2,762	1,238	0,364	0,145	1,661	0,014	0,644	0,017	0,909
ST.E.200.2	CRG-MP	34,48	2,18	17,00	25,42	0,17	6,55	0,03	7,88	93,71	2,738	1,262	0,330	0,130	1,688	0,011	0,775	0,005	0,798
ST.203.1	CRG-MP	34,97	1,83	16,92	26,41	0,17	6,69	0,12	9,87	96,98	2,724	1,276	0,277	0,107	1,720	0,011	0,777	0,018	0,981
ST.203.1	CRG-MP	34,42	1,94	16,39	26,02	0,31	6,41	0,10	10,14	95,73	2,726	1,274	0,257	0,116	1,724	0,021	0,757	0,015	1,025
ST.203.1	CRG-MP	34,66	2,18	16,65	26,66	0,14	6,20	0,16	9,88	96,53	2,720	1,280	0,261	0,129	1,750	0,009	0,725	0,024	0,989
ST.203.1	CRG-MP	35,24	2,02	16,73	25,26	0,21	6,69	0,17	9,23	95,55	2,760	1,240	0,305	0,119	1,655	0,014	0,781	0,026	0,922
ST.203.1	CRG-MP	34,84	2,19	16,69	25,21	0,29	6,37	0,01	8,79	94,39	2,759	1,241	0,316	0,130	1,669	0,019	0,752	0,002	0,888
ST.203.1	CRG-MP	35,22	2,01	16,81	25,90	0,30	6,76	0,05	9,56	96,61	2,741	1,259	0,284	0,118	1,686	0,020	0,784	0,008	0,949
ST.203.1	CRG-MP	34,90	2,17	16,46	23,73	0,19	6,70	0,12	9,74	94,01	2,772	1,228	0,313	0,130	1,576	0,013	0,793	0,018	0,987
ST.203.1	CRG-MP	34,87	2,20	16,14	24,89	0,20	6,60	0,10	9,43	94,43	2,769	1,231	0,280	0,131	1,653	0,013	0,781	0,015	0,955
ST.203.1	CRG-MP	35,25	2,24	16,63	24,83	0,23	6,59	0,02	9,59	95,38	2,766	1,234	0,304	0,132	1,629	0,015	0,771	0,003	0,960
ST.203.1	CRG-MP	35,63	2,21	16,49	24,53	0,10	6,56	0,00	9,41	94,93	2,797	1,203	0,323	0,130	1,610	0,007	0,767	0,000	0,942
ST.205.2	CRG-MP	37,16	1,04	18,22	18,14	0,28	10,60	0,11	9,22	94,77	2,813	1,187	0,439	0,059	1,149	0,018	1,196	0,016	0,891
ST.205.2	CRG-MP	37,06	1,02	17,85	18,18	0,26	10,93	0,09	9,22	94,61	2,813	1,187	0,411	0,058	1,154	0,017	1,237	0,013	0,893
ST.205.2	CRG-MP	37,06	1,34	17,87	17,76	0,35	10,85	0,09	9,12	94,44	2,812	1,188	0,411	0,076	1,127	0,022	1,227	0,013	0,883
ST.205.2*	CRG-MP	36,24	1,48	17,67	18,54	0,28	10,86	0,04	9,13	94,24	2,773	1,227	0,367	0,085	1,187	0,018	1,239	0,006	0,891
ST.205.2*	CRG-MP	36,74	1,76	17,50	18,95	0,27	10,97	0,00	9,59	95,78	2,775	1,225	0,334	0,100	1,197	0,017	1,235	0,000	0,924
ST.205.2*	CRG-MP	36,87	1,59	17,88	18,26	0,27	11,16	0,10	8,92	95,05	2,784	1,216	0,376	0,090	1,153	0,017	1,256	0,015	0,859
ST.205.2*	CRG-MP	37,30	1,47	17,55	18,02	0,25	11,06	0,11	9,28	95,04	2,817	1,183	0,380	0,084	1,138	0,016	1,245	0,016	0,894
ST.314	CRG-MP	35,67	0,91	18,92	20,00	0,14	9,67	0,17	7,85	93,33	2,752	1,248	0,472	0,053	1,290	0,009	1,112	0,025	0,773
ST.314	CRG-MP	36,24	1,44	17,51	19,30	0,23	10,07	0,05	9,05	93,89	2,792	1,208	0,382	0,083	1,244	0,015	1,156	0,007	0,890
ST.314*	CRG-MP	36,41	1,42	17,12	18,91	0,35	10,20	0,10	9,42	93,93	2,808	1,192	0,364	0,082	1,220	0,023	1,172	0,015	0,927
ST-488	Sertânia	35,36	2,22	20,02	17,07	0,13	10,61	0,14	9,60	95,15	2,666	1,334	0,445	0,126	1,076	0,008	1,192	0,020	0,923
ST-488	Sertânia	35,39	2,21	19,95	18,14	0,12	10,15	0,06	9,46	95,48	2,669	1,331	0,442	0,125	1,144	0,008	1,141	0,009	0,910
ST-488	Sertânia	35,94	2,54	20,29	17,43	0,16	10,40	0,12	9,70	96,58	2,669	1,331	0,446	0,142	1,083	0,010	1,151	0,017	0,919
ST-488	Sertânia	35,27	2,15	20,13	17,69	0,11	10,49	0,11	9,27	95,22	2,659	1,341	0,448	0,122	1,115	0,007	1,179	0,016	0,892
ST-488*	Sertânia	35,43	2,30	19,51	18,47	0,17	10,49	0,09	9,51	95,97	2,666	1,334	0,396	0,130	1,162	0,011	1,176	0,013	0,913
ST-488i	Sertânia	33,95	1,21	19,43	20,02	0,13	11,26	0,08	8,47	94,55	2,608	1,392	0,368	0,070	1,286	0,008	1,289	0,012	0,830
ST.206.2	CRG-MP	37,99	1,21	17,91	17,72	0,25	11,98	0,04	7,02	94,12	2,845	1,155	0,427	0,068	1,110	0,016	1,337	0,006	0,671
ST.206.2	CRG-MP	37,66	1,42	18,05	17,87	0,16	11,68	0,06	7,13	94,03	2,828	1,172	0,426	0,080	1,122	0,010	1,307	0,009	0,683
ST.206.2	CRG-MP	38,53	1,23	17,98	18,07	0,22	12,61	0,12	6,63	95,39	2,842	1,158	0,405	0,068	1,115	0,014	1,386	0,017	0,624
ST.206.2	CRG-MP	38,72	1,20	18,48	17,95	0,24	12,47	0,09	6,59	95,74	2,839	1,161	0,437	0,066	1,101	0,015	1,363	0,013	0,616
ST.206.2	CRG-MP	38,44	1,15	18,17	18,61	0,22	12,38	0,14	6,85	95,96	2,829	1,171	0,406	0,064	1,146	0,014	1,358	0,020	0,643
ST.206.2	CRG-MP	38,43	1,18	18,20	18,23	0,15	12,33	0,02	7,07	95,61	2,835	1,165	0,418	0,065	1,125	0,009	1,356	0,003	0,665

TABELA 8 -

Análise química de biotitas realizadas no presente trabalho, calculadas com base em 11-oxigênios, com todo Fe=Fe²⁺

Amostra	Dominio	SiO2	Al2O3	FeO	CaO	Na2O	K2O	TOTAL	Si	Al	Fe	Ca	Na	K	T Cat	XCA	XNA	XK
PI-4	CC-SP	62,40	24,03	0,00	5,51	7,94	0,11	99,99	2,759	1,252	0,000	0,261	0,681	0,006	4,959	0,275	0,718	0,007
PI-4b	CC-SP	59,01	27,19	0,13	8,75	5,72	0,16	100,96	2,605	1,415	0,005	0,414	0,490	0,009	4,937	0,454	0,537	0,010
PI-4c/b	CC-SP	58,04	27,35	0,09	8,73	5,77	0,15	100,13	2,586	1,437	0,003	0,417	0,498	0,009	4,949	0,451	0,540	0,009
PI-4c/b	CC-SP	61,59	25,18	0,07	6,23	7,19	0,21	100,47	2,714	1,308	0,003	0,294	0,614	0,012	4,945	0,320	0,668	0,013
PI-4b	CC-SP	59,55	25,97	0,09	7,94	6,73	0,07	100,35	2,644	1,359	0,003	0,378	0,579	0,004	4,968	0,393	0,603	0,004
PI.16.3b	CC-SP	62,94	23,47	0,06	4,94	7,69	0,06	99,16	2,794	1,228	0,002	0,235	0,662	0,003	4,925	0,261	0,735	0,004
PI.16.3b	CC-SP	62,04	23,01	0,10	4,92	8,42	0,08	98,57	2,783	1,217	0,004	0,236	0,732	0,005	4,977	0,243	0,752	0,005
PI.16.3	CC-SP	64,23	23,43	0,03	4,47	8,51	0,11	100,78	2,807	1,207	0,001	0,209	0,721	0,006	4,953	0,223	0,770	0,007
PI.16.3c'	CC-SP	63,86	24,11	0,02	4,80	8,18	0,12	101,09	2,784	1,239	0,001	0,224	0,691	0,007	4,946	0,243	0,750	0,007
PI.16.3	CC-SP	65,38	23,63	0,03	3,92	8,25	0,06	101,27	2,830	1,206	0,001	0,182	0,692	0,003	4,915	0,207	0,789	0,004
PI-23	CC-SG	64,38	22,31	0,11	3,08	9,34	0,06	99,28	2,850	1,164	0,004	0,146	0,802	0,003	4,970	0,154	0,843	0,004
PI-23b	CC-SG	64,87	22,19	0,16	3,37	9,37	0,08	100,04	2,854	1,151	0,006	0,159	0,799	0,004	4,973	0,165	0,830	0,005
PI-23b	CC-SG	64,75	22,57	0,10	3,53	9,13	0,10	100,18	2,843	1,168	0,004	0,166	0,777	0,006	4,964	0,175	0,819	0,006
PI-23c	CC-SG	64,36	22,67	0,04	3,53	9,14	0,05	99,79	2,837	1,178	0,001	0,167	0,781	0,003	4,966	0,175	0,822	0,003
ST.200.2	CRG-MP	63,00	23,21		4,96	8,49	0,07	99,73	2,790	1,212	0,000	0,235	0,729	0,004	4,970	0,243	0,753	0,004
ST.200.2	CRG-MP	64,71	21,69	0,06	2,51	9,49	0,04	98,50	2,880	1,138	0,002	0,120	0,819	0,002	4,961	0,127	0,870	0,002
ST.200.2	CRG-MP	64,55	22,78	0,11	3,85	8,89	0,08	100,26	2,833	1,179	0,004	0,181	0,757	0,004	4,958	0,192	0,803	0,005
ST.200.2b	CRG-MP	63,58	23,28	0,07	4,70	8,53	0,06	100,22	2,799	1,208	0,003	0,222	0,728	0,003	4,963	0,233	0,764	0,004
ST.200.2c	CRG-MP	63,43	23,58		5,27	8,37	0,09	100,74	2,782	1,219	0,000	0,248	0,712	0,005	4,966	0,257	0,738	0,005
ST.203.1	CRG-MP	67,88	20,48	0,15	0,84	10,15	0,05	99,55	2,969	1,056	0,005	0,039	0,861	0,003	4,934	0,044	0,953	0,003
ST.203.1b	CRG-MP	68,61	20,19	0,09	0,46	10,60	0,03	99,98	2,986	1,036	0,003	0,021	0,895	0,002	4,944	0,023	0,975	0,002
ST.203.1c	CRG-MP	70,07	20,66	0,10	0,32	9,35	0,04	100,54	3,011	1,047	0,004	0,015	0,779	0,002	4,857	0,019	0,979	0,003
ST-541b	CRG-SPse	64,56	22,98	0,08	2,98	8,87	0,51	99,98	2,839	1,191	0,003	0,140	0,756	0,029	4,958	0,152	0,817	0,031
ST-541c	CRG-SPse	63,36	22,91	0,03	3,71	9,00	0,09	99,10	2,816	1,200	0,001	0,177	0,776	0,005	4,974	0,185	0,810	0,005
ST-488i'	Sertânia	60,88	25,14	0,31	6,77	6,89	0,15	100,14	2,698	1,314	0,011	0,321	0,592	0,008	4,945	0,349	0,642	0,009
ST-488i	Sertânia	60,90	24,29	0,48	5,95	7,71	0,10	99,43	2,721	1,279	0,018	0,285	0,668	0,006	4,976	0,297	0,697	0,006
ST-488b	Sertânia	63,57	23,63	0,15	4,75	8,03	0,09	100,22	2,795	1,225	0,006	0,224	0,684	0,005	4,938	0,245	0,749	0,006
ST-488b	Sertânia	62,30	24,49	0,10	5,54	7,59	0,12	100,14	2,748	1,274	0,004	0,262	0,649	0,007	4,943	0,285	0,707	0,007
ST-488c	Sertânia	62,14	24,69	0,09	5,55	7,27	0,25	99,99	2,744	1,285	0,003	0,263	0,622	0,014	4,932	0,292	0,692	0,016
ST-488c	Sertânia	63,15	23,54	0,08	5,14	7,83	0,12	99,86	2,789	1,225	0,003	0,243	0,670	0,007	4,937	0,264	0,728	0,007
ST-488	Sertânia	61,57	23,68	0,15	5,07	8,23	0,08	98,78	2,758	1,250	0,006	0,243	0,715	0,005	4,977	0,253	0,742	0,005

TABELA 9 -

Dados da química mineral dos feldspatos das rochas metassedimentares calculados com base em 8-oxigênios, com todo Fe=Fe²⁺

Amostra	Domínio	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	T OX	Si	Ti	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	XFE	XMN	XMG	XCA
PI-4	CC-SP	38,25	0,02	21,47	33,77	3,54	3,64	1,22	101,91	3,010	0,001	1,992	2,223	0,236	0,427	0,103	0,744	0,079	0,143	0,034
PI-4	CC-SP	38,00	0,00	21,72	33,63	4,06	3,62	1,21	102,24	2,987	0,000	2,013	2,211	0,270	0,424	0,102	0,735	0,090	0,141	0,034
PI-4	CC-SP	38,38	0,02	21,36	33,25	3,24	4,30	1,30	101,85	3,012	0,001	1,976	2,182	0,215	0,503	0,109	0,725	0,072	0,167	0,036
PI.16.3b	CC-SP	38,17	0,11	20,75	33,37	3,19	3,55	0,83	99,97	3,054	0,007	1,957	2,233	0,216	0,423	0,071	0,759	0,073	0,144	0,024
PI.16.3b/c	CC-SP	37,74	0,00	20,92	31,38	1,96	5,07	0,87	97,94	3,042	0,000	1,988	2,115	0,134	0,609	0,075	0,721	0,046	0,208	0,026
PI.16.3c	CC-SP	38,96	0,00	21,05	31,97	2,29	4,94	0,87	100,08	3,073	0,000	1,958	2,109	0,153	0,581	0,074	0,723	0,052	0,199	0,025
PI-23b/b	CC-SG	37,45	0,00	21,42	32,77	4,72	3,78	1,34	101,48	2,971	0,000	2,003	2,174	0,317	0,447	0,114	0,712	0,104	0,146	0,037
PI-23b/b	CC-SG	37,67	0,06	20,99	32,45	4,74	3,77	1,27	100,95	3,000	0,004	1,971	2,161	0,320	0,447	0,108	0,712	0,105	0,147	0,036
PI-23b	CC-SG	37,52	0,02	20,90	32,32	4,66	3,83	1,64	100,89	2,992	0,001	1,965	2,156	0,315	0,455	0,140	0,703	0,103	0,148	0,046
PI-23c	CC-SG	37,81	0,07	21,90	30,86	4,86	3,37	1,32	100,19	3,008	0,004	2,054	2,054	0,328	0,400	0,113	0,710	0,113	0,138	0,039
PI-23c	CC-SG	37,60	0,00	21,26	32,44	5,04	3,72	1,41	101,47	2,983	0,000	1,989	2,152	0,339	0,440	0,120	0,706	0,111	0,144	0,039
PI-23b	CC-SG	37,48	0,00	20,84	31,77	4,95	3,83	1,37	100,24	3,003	0,000	1,969	2,129	0,336	0,457	0,118	0,700	0,111	0,150	0,039
PI-23c	CC-SG	37,24	0,02	20,98	31,58	4,86	3,41	1,28	99,37	3,007	0,001	1,997	2,133	0,332	0,410	0,111	0,714	0,111	0,137	0,037
ST.S.26	CC-SG	38,10	0,00	20,80	28,29	4,92	0,99	8,32	101,42	3,024	0,000	1,946	1,878	0,331	0,117	0,708	0,619	0,109	0,039	0,233
ST.S.26	CC-SG	37,61	0,13	20,54	25,88	5,96	0,94	8,53	99,59	3,030	0,008	1,951	1,743	0,407	0,113	0,736	0,581	0,136	0,038	0,245
ST.S.26	CC-SG	37,93	0,14	20,70	27,02	5,15	1,00	8,24	100,18	3,035	0,008	1,953	1,808	0,349	0,119	0,707	0,606	0,117	0,040	0,237
ST.S.26	CC-SG	38,29	0,12	20,88	27,47	5,46	0,92	8,96	102,10	3,018	0,007	1,940	1,811	0,365	0,108	0,757	0,596	0,120	0,036	0,249
ST.AC.27.1	CC-SG	37,90	0,05	20,67	33,85	3,96	2,51	1,77	100,71	3,037	0,003	1,953	2,269	0,269	0,300	0,152	0,759	0,090	0,100	0,051
ST.AC.27.1	CC-SG	37,89	0,00	20,47	31,78	4,09	2,54	1,82	98,59	3,077	0,000	1,960	2,159	0,281	0,307	0,158	0,743	0,097	0,108	0,055
ST.AC.27.1	CC-SG	37,81	0,00	20,73	32,93	3,87	2,50	2,02	99,86	3,045	0,000	1,968	2,218	0,264	0,300	0,174	0,750	0,089	0,101	0,059
ST.AC.27.1	CC-SG	37,28	0,00	20,71	33,00	4,53	2,69	0,80	99,01	3,033	0,000	1,987	2,246	0,312	0,326	0,070	0,760	0,106	0,110	0,024
ST.62	CC-SG	37,96	0,00	20,65	23,35	7,79	0,97	8,94	99,66	3,045	0,000	1,953	1,567	0,529	0,116	0,768	0,526	0,178	0,039	0,258
ST.62	CC-SG	37,61	0,12	20,11	22,19	8,75	0,86	9,06	98,70	3,051	0,007	1,923	1,505	0,601	0,104	0,788	0,502	0,201	0,035	0,263
ST.62	CC-SG	42,14	0,16	19,44	22,19	8,06	0,84	8,69	101,52	3,266	0,009	1,776	1,438	0,529	0,097	0,722	0,516	0,190	0,035	0,259
ST.62	CC-SG	37,92	0,22	20,46	23,97	7,07	1,04	9,05	99,73	3,041	0,013	1,934	1,608	0,480	0,124	0,778	0,538	0,161	0,042	0,260
ST.E.200.2b	CRG-MP	37,29	0,32	20,02	31,69	2,27	0,75	6,97	99,31	3,034	0,020	1,920	2,157	0,156	0,091	0,608	0,716	0,052	0,030	0,202
ST.E.200.2b/c	CRG-MP	38,18	0,18	20,42	32,39	1,18	0,92	7,05	100,32	3,059	0,011	1,929	2,171	0,080	0,110	0,605	0,732	0,027	0,037	0,204
ST.E.200.2c	CRG-MP	38,00	0,12	20,22	32,08	0,65	0,93	6,92	98,92	3,079	0,007	1,931	2,174	0,045	0,112	0,601	0,742	0,015	0,038	0,205
ST.S.203.1	CRG-MP	37,42	0,11	20,16	29,71	5,28	0,67	8,26	101,61	2,997	0,007	1,904	1,990	0,358	0,080	0,709	0,634	0,114	0,025	0,226
ST.S.203.1c	CRG-MP	38,23	0,13	20,51	27,38	5,42	1,17	7,16	100,00	3,062	0,008	1,937	1,834	0,368	0,140	0,614	0,620	0,124	0,047	0,208
ST.S.203.1b	CRG-MP	38,00	0,08	20,10	28,24	6,03	0,50	8,12	101,07	3,043	0,005	1,898	1,891	0,409	0,060	0,697	0,619	0,134	0,020	0,228
ST.S.203.1b	CRG-MP	37,58	0,19	20,00	27,57	5,79	0,47	7,99	99,59	3,046	0,012	1,911	1,869	0,398	0,057	0,694	0,619	0,132	0,019	0,230
ST.S.203.1c	CRG-MP	37,71	0,05	20,51	28,72	5,45	0,61	7,88	100,93	3,022	0,003	1,938	1,925	0,370	0,073	0,677	0,632	0,122	0,024	0,222
ST.205.2c	CRG-MP	38,55	0,14	21,22	29,59	2,39	2,30	7,46	101,65	3,023	0,008	1,962	1,941	0,159	0,269	0,627	0,648	0,053	0,090	0,209
ST.205.2c/b	CRG-MP	38,32	0,02	20,31	28,70	3,43	1,65	8,30	100,73	3,048	0,001	1,905	1,909	0,231	0,196	0,707	0,627	0,076	0,064	0,232
ST.205.2b/c	CRG-MP	37,73	0,00	20,33	26,79	3,84	1,39	8,45	98,53	3,055	0,000	1,941	1,814	0,263	0,168	0,733	0,609	0,088	0,056	0,246
ST.205.2b	CRG-MP	37,95	0,42	20,37	26,16	4,24	1,29	8,89	99,32	3,047	0,025	1,928	1,756	0,288	0,154	0,765	0,593	0,097	0,052	0,258
ST.205.2b	CRG-MP	38,33	0,12	20,82	26,87	4,03	1,33	8,79	100,29	3,047	0,007	1,951	1,787	0,271	0,158	0,749	0,603	0,092	0,053	0,253
ST.205.2b	CRG-MP	37,64	0,05	20,23	27,12	3,88	1,41	8,67	99,00	3,042	0,003	1,927	1,833	0,266	0,170	0,751	0,607	0,088	0,056	0,249
ST.205.2b'	CRG-MP	37,58	0,02	20,08	26,41	3,79	1,34	8,65	97,87	3,062	0,001	1,929	1,800	0,262	0,163	0,755	0,604	0,088	0,055	0,253
ST.205.2b/c'	CRG-MP	38,04	0,12	20,59	26,55	3,93	1,31	8,79	99,33	3,052	0,007	1,947	1,781	0,267	0,157	0,756	0,602	0,090	0,053	0,255
ST.314b	CRG-MP	37,61	0,09	20,05	29,11	1,42	2,53	7,24	98,05	3,052	0,005	1,918	1,975	0,098	0,306	0,629	0,657	0,032	0,102	0,209
ST.314b/c	CRG-MP	37,44	0,00	20,27	26,94	4,01	1,35	8,17	98,18	3,048	0,000	1,945	1,834	0,276	0,164	0,713	0,614	0,093	0,055	0,239
ST.314c/b	CRG-MP	37,59	0,03	20,32	26,50	4,53	1,33	8,21	98,51	3,049	0,002	1,943	1,798	0,311	0,161	0,714	0,603	0,104	0,054	0,239
ST.314c	CRG-MP	38,01	0,13	20,60	26,29	5,11	1,27	8,03	99,44	3,052	0,008	1,950	1,765	0,348	0,152	0,691	0,597	0,118	0,051	0,234
ST.314b/c	CRG-MP	38,43	0,00	20,52	26,75	3,91	1,41	8,12	99,14	3,082	0,000	1,940	1,794	0,266	0,169	0,698	0,613	0,091	0,058	0,238
ST-541b	CRG-Spse	37,42	0,09	21,10	32,73	0,37	1,55	7,36	100,62	2,990	0,005	1,988	2,187	0,025	0,185	0,630	0,723	0,008	0,061	0,208
ST-541b	CRG-Spse	38,30	0,10	21,68	32,38	0,43	1,49	7,43	101,81	3,010	0,006	2,008	2,128	0,029	0,174	0,626	0,720	0,010	0,059	0,212
ST-541c	CRG-Spse	38,21	0,14	21,08	31,31	0,73	1,24	8,69	101,40	3,019	0,008	1,964	2,069	0,049	0,146	0,736	0,690	0,016	0,049	0,245
ST-541c	CRG-Spse	37,61	0,11	21,01	32,94	0,76	1,23	8,04	101,70	2,985	0,007	1,966	2,187	0,051	0,146	0,684	0,713	0,017	0,047	0,223
ST-541b	CRG-Spse	37,90	0,13	21,06	32,35	0,47	1,46	7,77	101,14	3,008	0,008	1,971	2,147	0,032	0,173	0,661	0,713	0,010	0,057	0,219
ST-488b	Sertânia	37,30	0,00	21,20	31,20	4,68	4,57	0,94	99,89	2,985	0,000	2,000	2,088	0,317	0,545	0,081	0,689	0,105	0,180	0,027
ST-488b/c	Sertânia	37,78	0,00	21,40	31,81	4,69	4,44	0,83	100,95	2,993	0,000	1,999	2,107	0,315	0,524	0,070	0,699	0,104	0,174	0,023
ST-488c	Sertânia	37,62	0,04	21,16	31,82	4,59	4,23	1,03	100,49	2,997	0,002	1,987	2,120	0,310	0,502	0,088	0,702	0,103	0,166	0,029
ST-488c	Sertânia	37,22	0,02	21,25	31,95	4,86	4,27	0,95	100,52	2,972	0,001	2,001	2,134	0,329	0,508	0,081	0,699	0,108	0,167	0,027
ST-488b	Sertânia	37,81	0,03	21,39	31,08	5,12	3,96	1,36	100,75	3,001	0,002	2,002	2,063	0,344	0,468	0,116	0,690	0,115	0,157	0,039

TABELA 10 -

Análise química de granadas em metassedimentos dos complexos Riacho Gravatá e Cachoeirinha e Xistos Sertânia, calculados para 12-oxigênios, com todo Fe=Fe²⁺

Amostra	Domínio	Litolog.	SiO2	Al2O3	FeO	CaO	Na2O	K2O	TOTAL	Si	Al	Fe	Ca	Na	K	T Cat	XCA	XNA	XK
ST.206.2	CRG-MP	anfibol.	68,54	21,65		2,04	8,59	0,09	100,91	2,949	1,098	0,000	0,094	0,717	0,005	4,863	0,115	0,879	0,006
ST.206.2	CRG-MP	anfibol.	63,89	23,65	0,07	5,45	8,41	0,07	101,54	2,782	1,214	0,003	0,254	0,710	0,004	4,968	0,263	0,733	0,004
ST.305.Eb	CRG-MP	anfibol.	70,32	20,41	0,08	0,53	10,19	0,06	101,59	3,004	1,028	0,003	0,024	0,844	0,003	4,906	0,028	0,968	0,004
ST.305.Ec/b	CRG-MP	anfibol.	70,63	19,56	0,07	0,17	9,83	0,05	100,31	3,044	0,994	0,003	0,008	0,821	0,003	4,872	0,009	0,987	0,003
ST.305.Ec	CRG-MP	anfibol.	70,42	20,38		0,50	10,11	0,07	101,48	3,008	1,026	0,000	0,023	0,837	0,004	4,899	0,026	0,969	0,004
ST.312.E	CRG-MP	gr-anfib.	64,17	23,23	0,09	4,39	8,95	0,08	100,91	2,806	1,198	0,003	0,206	0,759	0,004	4,976	0,212	0,783	0,005
ST.312.E	CRG-MP	gr-anfib.	63,43	23,61	0,03	5,06	8,79	0,08	101,00	2,778	1,219	0,001	0,237	0,747	0,004	4,987	0,240	0,755	0,005
ST.312.E	CRG-MP	gr-anfib.	63,06	23,82	0,09	5,19	8,56	0,09	100,81	2,768	1,233	0,003	0,244	0,729	0,005	4,982	0,250	0,745	0,005
ST.312.E	CRG-MP	gr-anfib.	62,73	24,23	0,10	5,80	7,91	0,06	100,83	2,753	1,253	0,004	0,273	0,673	0,003	4,959	0,287	0,709	0,004
ST.316.A	CRG-MP	gr-anfib.	66,90	21,81	0,08	2,67	9,30	0,01	100,77	2,904	1,116	0,003	0,124	0,783	0,001	4,930	0,137	0,863	0,001
ST.316.A	CRG-MP	gr-anfib.	68,83	20,74		1,04	9,84	0,00	100,45	2,977	1,057	0,000	0,048	0,825	0,000	4,907	0,055	0,945	0,000
ST.316.A	CRG-MP	gr-anfib.	69,12	20,68	0,09	0,98	10,29	0,08	101,24	2,974	1,049	0,003	0,045	0,858	0,004	4,933	0,050	0,945	0,005
ST.316.A	CRG-MP	gr-anfib.	63,46	24,17	0,24	5,19	8,30	0,07	101,43	2,766	1,242	0,009	0,242	0,702	0,004	4,965	0,256	0,740	0,004
ST.322	CRG-MP	anfibol.	69,35	20,25	0,29	0,50	10,63	0,06	101,08	2,989	1,029	0,010	0,023	0,888	0,003	4,943	0,025	0,971	0,004
ST.322b	CRG-MP	anfibol.	70,15	20,27	0,20	0,32	10,40	0,03	101,37	3,005	1,024	0,007	0,015	0,864	0,002	4,916	0,017	0,981	0,002
ST.322c	CRG-MP	anfibol.	69,46	20,54	0,23	0,57	10,15	0,06	101,01	2,989	1,042	0,008	0,026	0,847	0,003	4,915	0,030	0,966	0,004
ST.338.Bb	CRG-MP	gr-anfib.	65,19	22,88	0,06	4,11	8,88	0,09	101,21	2,835	1,173	0,002	0,192	0,749	0,005	4,955	0,203	0,792	0,005
ST.338.Bb/c	CRG-MP	gr-anfib.	67,01	22,00	0,01	2,97	9,45	0,02	101,46	2,893	1,120	0,000	0,137	0,791	0,001	4,943	0,148	0,851	0,001
ST.338.Bc	CRG-MP	gr-anfib.	68,87	20,86	0,12	1,29	9,78	0,08	101,00	2,968	1,060	0,004	0,060	0,817	0,004	4,913	0,068	0,927	0,005
ST.338.Cb	CRG-MP	anfibol.	65,37	22,60	0,22	3,53	9,03	0,05	100,80	2,851	1,162	0,008	0,165	0,763	0,003	4,952	0,177	0,820	0,003
ST.338.Cb/c	CRG-MP	anfibol.	62,16	23,37	0,10	5,10	8,62	0,10	99,45	2,769	1,227	0,004	0,243	0,744	0,006	4,993	0,245	0,749	0,006
ST.338.Cc	CRG-MP	anfibol.	67,88	20,74	0,13	1,27	9,60	0,05	99,67	2,963	1,067	0,005	0,059	0,813	0,003	4,911	0,068	0,929	0,003
ST.338.C	CRG-MP	anfibol.	65,49	22,61	0,40	3,39	8,84	0,15	100,88	2,854	1,161	0,015	0,158	0,747	0,008	4,943	0,173	0,818	0,009
ST-S-6.A	CRG-MP	anfibol.	69,13	19,76	0,15	0,14	9,34	1,94	100,46	3,009	1,014	0,005	0,007	0,788	0,108	4,932	0,007	0,873	0,119
ST-S-6.A	CRG-MP	anfibol.	65,02	18,61	0,19	0,02	0,25	16,06	100,15	2,996	1,011	0,007	0,001	0,022	0,944	4,982	0,001	0,023	0,976
ST-S-6.A	CRG-MP	anfibol.	65,88	18,73	0,27	0,00	0,22	16,42	101,52	2,998	1,005	0,010	0,000	0,019	0,953	4,986	0,000	0,020	0,980
ST-475.Ab	CRG-SPs	gr-anfib.	62,43	24,50	0,10	5,86	7,63	0,05	100,66	2,745	1,270	0,004	0,276	0,650	0,003	4,947	0,297	0,700	0,003
ST-475.Ab	CRG-SPs	gr-anfib.	59,89	26,38	0,13	7,92	6,64	0,07	101,03	2,640	1,371	0,005	0,374	0,567	0,004	4,961	0,396	0,600	0,004
ST-475.Ac	CRG-SPs	gr-anfib.	64,53	23,44	0,09	4,48	8,37	0,12	101,16	2,812	1,204	0,003	0,209	0,707	0,007	4,943	0,227	0,766	0,007
ST-475.Ab'	CRG-SPs	gr-anfib.	60,66	24,82	0,09	6,28	7,70	0,13	99,68	2,703	1,304	0,003	0,300	0,665	0,007	4,982	0,308	0,684	0,008
ST-475.Ab'	CRG-SPs	gr-anfib.	60,93	23,92	0,13	5,74	7,99	0,06	98,77	2,735	1,266	0,005	0,276	0,695	0,003	4,981	0,283	0,713	0,004
ST-475.At	CRG-SPs	gr-anfib.	62,34	24,72	0,00	6,01	7,43	0,09	100,70	2,739	1,280	0,000	0,283	0,633	0,005	4,940	0,307	0,687	0,005
ST-475.At	CRG-SPs	gr-anfib.	61,19	25,43	0,05	7,21	6,93	0,09	100,91	2,691	1,319	0,002	0,340	0,591	0,005	4,947	0,363	0,632	0,005
ST-475.At	CRG-SPs	gr-anfib.	61,43	25,25	0,07	6,67	7,31	0,09	100,98	2,702	1,309	0,003	0,314	0,623	0,005	4,957	0,333	0,661	0,005
ST-530	CRG-SPs	anfibol.	64,34	19,23	0,09	0,00	0,70	14,75	99,11	2,978	1,049	0,003	0,000	0,063	0,871	4,964	0,000	0,067	0,933
ST-530	CRG-SPs	anfibol.	59,09	26,22	0,04	8,56	6,59	0,13	100,63	2,623	1,372	0,001	0,407	0,567	0,007	4,978	0,415	0,578	0,007
ST-530b	CRG-SPs	anfibol.	58,96	26,73	0,10	8,84	5,86	0,13	100,62	2,613	1,397	0,004	0,420	0,504	0,007	4,944	0,451	0,541	0,008
ST-530b	CRG-SPs	anfibol.	58,88	25,97	0,08	7,91	6,58	0,13	99,55	2,636	1,371	0,003	0,379	0,571	0,007	4,968	0,396	0,596	0,008
ST-530c	CRG-SPs	anfibol.	58,90	26,38	0,06	8,39	6,29	0,11	100,13	2,623	1,385	0,002	0,400	0,543	0,006	4,959	0,422	0,572	0,007
ST-530c	CRG-SPs	anfibol.	58,60	26,30	0,01	8,42	6,16	0,10	99,59	2,622	1,387	0,000	0,404	0,534	0,006	4,954	0,428	0,566	0,006
ST-AC-35.2	CRG-SPn	anfibol.	70,16	20,15	0,07	0,28	10,56	0,08	101,30	3,008	1,018	0,003	0,013	0,878	0,004	4,924	0,014	0,981	0,005
ST-AC-35.2	CRG-SPn	anfibol.	67,68	20,25	0,74	0,63	10,06	0,04	99,40	2,971	1,048	0,027	0,030	0,856	0,002	4,934	0,033	0,964	0,003
ST-AC-35.2	CRG-SPn	anfibol.	68,63	20,82	0,16	1,26	9,98	0,05	100,90	2,963	1,060	0,006	0,058	0,836	0,003	4,926	0,065	0,932	0,003
AF-53.Fb	CRG-SM	gr-anfib.	61,50	25,25	0,07	6,53	7,14	0,04	100,68	2,708	1,311	0,003	0,308	0,610	0,002	4,942	0,335	0,663	0,002
AF-53.Fb	CRG-SM	gr-anfib.	62,45	24,26	0,14	5,67	7,50	0,09	100,21	2,755	1,262	0,005	0,268	0,642	0,005	4,937	0,293	0,701	0,006
AF-53.Fc	CRG-SM	gr-anfib.	62,88	24,53	0,02	6,08	7,46	0,10	101,17	2,749	1,264	0,001	0,285	0,632	0,006	4,937	0,309	0,685	0,006
AF-53.Fc	CRG-SM	gr-anfib.	63,03	24,15	0,00	5,51	7,85	0,11	100,75	2,765	1,249	0,000	0,259	0,668	0,006	4,947	0,278	0,716	0,007

TABELA 12 -

Dados da química mineral de feldspatos em anfibolitos e granada-anfibolitos do Complexo Riacho Gravatá, calculados com base em 8-oxigênios, com todo Fe=Fe²⁺

Amostra	Dominio	Litol.	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	T.Ox	Si IV	Al IV	Al VI	Ti VI	Fe3 VI	Cr VI	Mg VI	Fe2 VI	Mn VI	Fe2 B	Mn B	Ca B	Na B	Na A	K A
ST.305.Eb	CRG-MP	anfíb.	41,00	0,72	13,00	0,00	20,04	0,46	7,14	11,56	1,49	1,03	96,44	6,317	1,683	0,678	0,083	0,289	0,000	1,639	2,293	0,017	0,000	0,043	1,908	0,049	0,396	0,202
ST.305.E	CRG-MP	anfíb.	40,58	0,67	13,67	0,01	20,62	0,19	7,10	11,71	1,60	1,07	97,22	6,210	1,790	0,676	0,077	0,360	0,001	1,619	2,266	0,000	0,013	0,025	1,920	0,043	0,432	0,209
ST.206.2	CRG-MP	anfíb.	43,97	0,48	14,59	0,00	13,07	0,26	10,54	11,73	1,54	0,52	96,70	6,481	1,519	1,016	0,053	0,098	0,000	2,315	1,513	0,005	0,000	0,028	1,853	0,120	0,320	0,098
ST.206.2	CRG-MP	anfíb.	44,17	0,58	14,81	0,09	13,17	0,27	10,57	11,80	1,51	0,55	97,52	6,457	1,543	1,010	0,064	0,107	0,010	2,303	1,503	0,003	0,000	0,030	1,848	0,121	0,307	0,103
ST.206.2	CRG-MP	anfíb.	47,05	0,25	11,36	0,03	12,78	0,20	12,90	12,67	1,17	0,34	98,75	6,753	1,247	0,875	0,027	0,184	0,003	2,759	1,350	0,001	0,000	0,023	1,949	0,028	0,297	0,062
ST.312.Eb	CRG-MP	gr-anf.	41,81	0,65	14,30	0,01	19,85	0,31	6,36	11,42	1,49	0,57	96,77	6,378	1,622	0,949	0,075	0,152	0,001	1,446	2,377	0,000	0,003	0,040	1,867	0,090	0,350	0,111
ST.312.Ec	CRG-MP	gr-anf.	42,42	0,67	14,34	0,00	19,75	0,22	6,73	11,42	1,53	0,60	97,68	6,394	1,606	0,942	0,076	0,167	0,000	1,512	2,304	0,000	0,019	0,028	1,844	0,108	0,339	0,115
ST.312.Eb'	CRG-MP	gr-anf.	42,96	0,72	14,63	0,02	18,79	0,18	7,30	11,35	1,67	0,65	98,27	6,402	1,598	0,973	0,081	0,147	0,002	1,621	2,176	0,000	0,019	0,023	1,812	0,146	0,337	0,124
ST.312.Ec'	CRG-MP	gr-anf.	42,93	0,63	14,26	0,00	18,85	0,21	6,73	11,46	1,45	0,54	97,06	6,485	1,515	1,025	0,072	0,069	0,000	1,515	2,312	0,007	0,000	0,020	1,855	0,125	0,299	0,104
ST.312.Ec	CRG-MP	gr-anf.	42,44	0,34	15,02	0,00	19,37	0,30	6,85	11,48	1,45	0,46	97,71	6,366	1,634	1,023	0,038	0,213	0,000	1,531	2,195	0,000	0,023	0,038	1,845	0,094	0,328	0,088
ST.312.E	CRG-MP	gr-anf.	42,98	0,79	14,56	0,01	18,83	0,19	7,12	11,62	1,57	0,64	98,31	6,415	1,585	0,977	0,089	0,087	0,001	1,584	2,262	0,000	0,001	0,024	1,858	0,117	0,337	0,122
ST.312.E	CRG-MP	gr-anf.	43,02	0,57	14,48	0,00	18,80	0,29	7,00	11,79	1,42	0,53	97,90	6,445	1,555	1,003	0,064	0,079	0,000	1,563	2,277	0,014	0,000	0,023	1,893	0,085	0,328	0,101
ST.316.A	CRG-MP	gr-anf.	40,88	0,34	13,86	0,06	20,94	0,34	6,48	11,97	1,37	0,61	96,85	6,262	1,738	0,764	0,039	0,400	0,007	1,479	2,282	0,028	0,000	0,017	1,965	0,019	0,388	0,119
ST.316.Ab	CRG-MP	gr-anf.	41,70	0,36	16,17	0,07	19,67	0,24	5,71	11,75	1,42	0,51	97,60	6,296	1,704	1,174	0,041	0,079	0,008	1,285	2,405	0,008	0,000	0,023	1,901	0,077	0,339	0,098
ST.316.Ab/c	CRG-MP	gr-anf.	41,97	0,64	14,03	0,06	20,57	0,26	6,06	11,47	1,40	0,59	97,05	6,403	1,597	0,926	0,073	0,151	0,007	1,378	2,464	0,000	0,009	0,034	1,875	0,082	0,332	0,115
ST.316.Ac	CRG-MP	gr-anf.	42,44	0,40	14,53	0,06	19,55	0,31	6,17	11,45	1,38	0,55	96,84	6,450	1,550	1,053	0,046	0,099	0,007	1,397	2,385	0,012	0,000	0,028	1,865	0,107	0,299	0,107
ST-S-6.Ab	CRG-MP	anfíb.	45,02	0,40	12,20	0,15	17,76	0,21	9,56	11,19	1,34	0,46	98,29	6,619	1,381	0,734	0,044	0,348	0,017	2,095	1,782	0,000	0,074	0,026	1,763	0,137	0,245	0,086
ST-S-6.Ab	CRG-MP	anfíb.	43,34	0,56	12,95	0,10	17,30	0,26	10,24	11,66	1,57	0,46	98,44	6,364	1,636	0,606	0,062	0,538	0,012	2,241	1,542	0,000	0,045	0,032	1,835	0,088	0,359	0,086
ST-S-6.Ab	CRG-MP	anfíb.	43,42	0,47	13,16	0,06	17,98	0,25	9,56	11,93	1,35	0,44	98,62	6,382	1,618	0,662	0,052	0,507	0,007	2,094	1,678	0,000	0,025	0,031	1,879	0,065	0,320	0,083
ST-S-6.Ac	CRG-MP	anfíb.	44,09	0,41	12,22	0,06	18,86	0,25	9,73	11,82	1,32	0,40	99,16	6,450	1,550	0,557	0,045	0,604	0,007	2,121	1,666	0,000	0,038	0,031	1,853	0,079	0,296	0,075
ST-S-6.Ac	CRG-MP	anfíb.	43,78	0,43	12,95	0,09	17,40	0,24	10,04	11,56	1,36	0,47	98,32	6,425	1,575	0,666	0,047	0,523	0,010	2,196	1,558	0,000	0,055	0,030	1,818	0,097	0,290	0,088
ST-S-6.Ab'	CRG-MP	anfíb.	43,93	0,34	12,35	0,00	18,89	0,29	9,46	11,61	1,60	0,39	98,86	6,464	1,536	0,606	0,038	0,505	0,000	2,075	1,776	0,000	0,043	0,036	1,830	0,090	0,366	0,073
ST-S-6.Ab'	CRG-MP	anfíb.	44,92	0,30	12,71	0,11	17,52	0,29	10,24	11,60	1,47	0,32	99,48	6,508	1,492	0,679	0,033	0,476	0,013	2,211	1,590	0,000	0,058	0,036	1,801	0,106	0,307	0,059
ST-S-6.Ac'	CRG-MP	anfíb.	43,14	0,41	12,31	0,00	17,71	0,23	10,40	11,82	1,50	0,40	97,92	6,369	1,631	0,512	0,046	0,662	0,000	2,288	1,492	0,000	0,032	0,029	1,870	0,069	0,360	0,075
ST-S-6.Ac'	CRG-MP	anfíb.	43,36	0,45	12,57	0,01	17,14	0,26	10,38	11,69	1,56	0,41	97,83	6,400	1,600	0,588	0,050	0,548	0,001	2,283	1,529	0,000	0,038	0,033	1,849	0,080	0,366	0,077
ST-S-6.Ab''	CRG-MP	anfíb.	44,79	0,34	11,71	0,01	16,43	0,26	11,04	11,57	1,47	0,47	98,09	6,565	1,435	0,589	0,037	0,459	0,001	2,412	1,502	0,000	0,053	0,032	1,817	0,097	0,320	0,088
ST.322b	CRG-MP	anfíb.	43,89	0,84	12,47	0,26	16,39	0,28	9,27	11,51	1,83	0,43	97,17	6,559	1,441	0,756	0,094	0,106	0,031	2,065	1,942	0,005	0,000	0,030	1,843	0,127	0,403	0,082
ST.322c/b	CRG-MP	anfíb.	45,69	0,53	10,72	0,16	15,80	0,33	10,65	11,55	1,65	0,28	97,36	6,760	1,240	0,630	0,059	0,182	0,019	2,348	1,762	0,000	0,010	0,041	1,831	0,117	0,356	0,053
ST.322c	CRG-MP	anfíb.	49,12	0,21	6,94	0,26	14,21	0,39	12,79	11,67	1,12	0,14	96,85	7,209	0,791	0,409	0,023	0,185	0,030	2,797	1,555	0,000	0,004	0,048	1,835	0,112	0,206	0,026
ST.322b'	CRG-MP	anfíb.	46,17	0,47	10,03	0,28	16,10	0,37	10,77	11,43	1,62	0,26	97,50	6,822	1,178	0,569	0,052	0,216	0,033	2,372	1,758	0,000	0,015	0,046	1,810	0,129	0,335	0,049
ST.322c'	CRG-MP	anfíb.	48,77	0,23	6,79	0,07	14,96	0,33	12,58	12,20	1,15	0,23	97,31	7,179	0,821	0,357	0,025	0,118	0,008	2,760	1,724	0,008	0,000	0,033	1,924	0,042	0,286	0,043
ST.322c''	CRG-MP	anfíb.	46,92	0,53	8,36	0,02	16,01	0,39	12,05	12,36	1,33	0,20	98,17	6,878	1,122	0,323	0,058	0,327	0,002	2,633	1,636	0,021	0,000	0,027	1,941	0,031	0,347	0,037
ST.322	CRG-MP	anfíb.	46,93	0,40	9,85	0,28	16,09	0,37	11,28	11,68	1,45	0,26	98,59	6,843	1,157	0,536	0,044	0,250	0,032	2,451	1,687	0,000	0,026	0,046	1,825	0,104	0,306	0,048
ST.338.Bc'	CRG-MP	gr-anf.	43,64	0,56	13,19	0,01	19,37	0,31	7,38	11,75	1,53	0,56	98,30	6,530	1,470	0,857	0,063	0,107	0,001	1,646	2,317	0,009	0,000	0,030	1,884	0,086	0,358	0,107
ST.338.Bb	CRG-MP	gr-anf.	41,44	0,69	14,38	0,08	20,91	0,35	6,40	11,92	1,41	0,68	98,26	6,258	1,742	0,819	0,078	0,288	0,010	1,440	2,353	0,012	0,000	0,033	1,929	0,038	0,375	0,131
ST.338.Bb	CRG-MP	gr-anf.	42,28	0,67	14,48	0,05	20,54	0,26	6,68	12,25	1,41	0,67	99,29	6,309	1,691	0,856	0,075	0,187	0,006	1,486	2,376	0,014	0,000	0,019	1,959	0,022	0,386	0,128
ST.338.Bc	CRG-MP	gr-anf.	43,78	0,58	11,92	0,00	20,58	0,27	7,55	12,20	1,28	0,59	98,75	6,555	1,445	0,659	0,065	0,217	0,000	1,685	2,360	0,014	0,000	0,020	1,957	0,023	0,349	0,113
ST.338.Cb	CRG-MP	anfíb.	41,77	0,38	16,15	0,07	17,56	0,28	6,99	11,01	2,06	0,42	96,69	6,296	1,704	1,166	0,043	0,130	0,008	1,570	2,082	0,000	0,001	0,036	1,778	0,185	0,417	0,081
ST.338.Cc/b	CRG-MP	anfíb.	42,00	0,42	16,92	0,00	18,59	0,30	7,35	10,88	2,07	0,51	99,04	6,177	1,823	1,111	0,046	0,321	0,000	1,611	1,911	0,000	0,055	0,037	1,715	0,194	0,397	0,096
ST.338.Cc	CRG-MP	anfíb.	41,06	0,55	16,33	0,00	18,57	0,29	7,33	10,94	2,00	0,52	97,59	6,149	1,851	1,032	0,062	0,321	0,000	1,636	1,949	0,000	0,055	0,037	1,755	0,153	0,428	0,099
ST-AC-35.2	CRG-SPn	anfíb.	54,25	0,09	2,41	0,00	11,64	0,26	16,82	12,99	0,27	0,09	98,82	7,660	0,340	0,061	0,010	0,207	0,000	3,540	1,168	0,015	0,000	0,016	1,965	0,019	0,055	0,016
ST-AC-35.2	CRG-SPn	anfíb.	53,80	0,08	3,00	0,06	11,06	0,30	16,79	12,96	0,35	0,13	98,53	7,614	0,386	0,115	0,009	0,165	0,007	3,541	1,144	0,020	0,000	0,016	1,965	0,019	0,078	0,023
ST-AC-35.2	CRG-SPn	anfíb.	54,05	0,05	3,08	0,12	11,47	0,26</																				

Amostra	Domínio	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	T OX	Si	Ti	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	XFE	XMN	XMG	XCA
ST-475Ab	CRG-SPs	39,73	0,03	21,98	23,32	0,55	9,37	6,06	101,04	3,002	0,002	1,958	1,474	0,035	1,055	0,491	0,482	0,012	0,345	0,161
ST-475Ab/c	CRG-SPs	39,32	0,07	22,29	23,76	0,73	9,01	6,14	101,32	2,974	0,004	1,988	1,503	0,047	1,016	0,498	0,491	0,015	0,332	0,162
ST-475Ac	CRG-SPs	39,18	0,00	22,23	24,74	0,85	8,54	5,99	101,53	2,971	0,000	1,988	1,569	0,055	0,965	0,487	0,510	0,018	0,314	0,158
ST-475Ab	CRG-SPs	39,45	0,06	22,36	24,57	0,84	8,46	5,97	101,71	2,981	0,003	1,992	1,553	0,054	0,953	0,483	0,510	0,018	0,313	0,159
ST-475A	CRG-SPs	39,80	0,00	22,20	23,76	0,63	8,70	6,02	101,11	3,010	0,000	1,979	1,503	0,040	0,981	0,488	0,499	0,013	0,326	0,162
ST-532	CRG-SPs	38,16	0,12	21,84	28,10	1,39	4,46	6,98	101,05	2,975	0,007	2,007	1,832	0,092	0,518	0,583	0,606	0,030	0,171	0,193
Af-53.Fb	CRG-SM	37,70	0,09	21,25	28,29	3,72	1,81	7,98	100,84	2,993	0,005	1,989	1,878	0,250	0,214	0,679	0,622	0,083	0,071	0,225
Af-53.Fb/c	CRG-SM	37,59	0,12	21,20	27,56	4,01	1,43	8,19	100,10	3,003	0,007	1,997	1,841	0,271	0,170	0,701	0,617	0,091	0,057	0,235
Af-53.Fc/b	CRG-SM	37,25	0,14	20,78	26,53	5,82	1,28	8,48	100,28	2,989	0,008	1,965	1,780	0,396	0,153	0,729	0,582	0,129	0,050	0,238
Af-53.Fc	CRG-SM	37,37	0,00	21,26	25,69	7,79	1,04	7,68	100,83	2,986	0,000	2,002	1,717	0,527	0,124	0,657	0,567	0,174	0,041	0,217
Af-53.Fc/b	CRG-SM	37,96	0,07	21,18	26,97	3,81	1,74	8,84	100,57	3,010	0,004	1,980	1,789	0,256	0,206	0,751	0,596	0,085	0,069	0,250
Af-53.Fb	CRG-SM	48,93	0,00	17,70	22,49	3,23	1,36	7,47	101,18	3,653	0,000	1,558	1,404	0,204	0,151	0,598	0,596	0,087	0,064	0,253
ST.312.Eb	CRG-MP	38,30	0,24	20,92	28,89	1,61	1,35	9,80	101,11	3,024	0,014	1,947	1,908	0,108	0,159	0,829	0,635	0,036	0,053	0,276
ST.312.Eb	CRG-MP	38,50	0,13	20,88	28,16	2,74	0,90	10,23	101,54	3,034	0,008	1,940	1,856	0,183	0,106	0,864	0,617	0,061	0,035	0,287
ST.312.Ec/b	CRG-MP	38,17	0,14	21,11	28,09	3,48	0,71	9,98	101,68	3,012	0,008	1,964	1,854	0,233	0,083	0,844	0,615	0,077	0,028	0,280
ST.312.Ec	CRG-MP	38,27	0,20	20,73	23,45	7,99	0,41	10,52	101,57	3,026	0,012	1,932	1,551	0,535	0,048	0,891	0,513	0,177	0,016	0,295
ST.312.Ec	CRG-MP	38,46	0,24	21,21	25,11	5,77	0,60	10,66	102,05	3,017	0,014	1,961	1,647	0,383	0,070	0,896	0,550	0,128	0,023	0,299
ST.312.Eb'	CRG-MP	38,69	0,11	20,66	27,47	3,25	1,00	10,70	101,88	3,039	0,006	1,913	1,805	0,216	0,117	0,901	0,594	0,071	0,039	0,296
ST.312.Eb'	CRG-MP	38,39	0,09	20,79	24,87	5,42	0,66	10,80	101,02	3,038	0,005	1,940	1,646	0,363	0,078	0,916	0,548	0,121	0,026	0,305
ST.312.Ec'	CRG-MP	38,06	0,37	20,34	22,93	7,78	0,49	10,75	100,72	3,031	0,022	1,910	1,527	0,525	0,058	0,917	0,504	0,173	0,019	0,303
ST.312.Eb'	CRG-MP	38,16	0,17	20,49	26,03	2,94	1,04	10,44	99,27	3,057	0,010	1,935	1,744	0,199	0,124	0,896	0,588	0,067	0,042	0,302
ST.312.Eb/c'	CRG-MP	37,61	0,08	19,81	22,19	7,48	0,50	10,82	98,49	3,058	0,005	1,899	1,509	0,515	0,061	0,943	0,498	0,170	0,020	0,311
ST.316.A	CRG-MP	38,15	0,11	19,95	27,60	2,51	1,00	9,24	98,56	3,086	0,007	1,903	1,867	0,172	0,121	0,801	0,631	0,058	0,041	0,271
ST.316.A	CRG-MP	38,31	0,03	21,13	28,86	2,51	1,11	8,55	100,50	3,042	0,002	1,978	1,917	0,169	0,131	0,728	0,651	0,057	0,045	0,247
ST.316.A	CRG-MP	38,22	0,17	20,76	27,73	2,61	1,10	8,82	99,41	3,060	0,010	1,959	1,857	0,177	0,131	0,757	0,636	0,061	0,045	0,259
ST.316.A	CRG-MP	38,07	0,06	26,61	28,08	1,99	1,17	9,15	105,13	2,855	0,003	2,353	1,761	0,126	0,131	0,735	0,640	0,046	0,047	0,267
ST.338.Bb	CRG-MP	37,82	0,17	20,53	25,53	5,60	0,84	9,38	99,87	3,034	0,010	1,941	1,713	0,380	0,100	0,806	0,571	0,127	0,033	0,269
ST.338.Bb/c	CRG-MP	37,88	0,08	20,62	26,19	5,62	0,85	9,36	100,60	3,024	0,005	1,941	1,749	0,380	0,101	0,801	0,577	0,125	0,033	0,264
ST.338.Bc	CRG-MP	38,63	0,32	20,72	24,11	7,36	0,63	9,68	101,45	3,048	0,019	1,927	1,591	0,492	0,074	0,818	0,535	0,165	0,025	0,275

TABELA 14 -

Análise química de granadas em granada-anfibolitos do Complexo Riacho Gravatá, calculados com base em 12-oxigênios, com todo Fe=Fe²⁺

ST-338.B				
Geotermometro Holland 94	Geobarometro Kohn89	localização borda	T(C) 483	P(Kb) 7,6+1,0
Plyusnina	Plyusnina	borda	>500-<550	>8
		centro	>450-<500	8
Plyusnina	Kohn(89)	borda	550	7,8+1,1
Geotermometro	Geobarometro	localização	T(C)	P(Kb)
Geotermometro Holland 94	Geobarometro Kohn(90)	localização borda	T(C) 470	P(Kb) 8,4+0,4
Geotermometro Spear	Geobarometro	localização borda centro	T(C)(8Kbar) 508 513	P(Kb)
Geotermometro Plyusnina	Geobarometro Plyusnina	localização borda centro	T(C) >500-<550 >450-<500	P(Kb) <2(?) >>8
Geotermometro Blundy(90)	Geobarometro	localização borda	T(C)(8Kbar) 543	P(Kb)
Geotermometro Holland (94)	Geobarometro	localização borda centro	T(C)(8Kbar) 575+11 624+3	P(Kb)
ST-322.D				
Geotermometro Holland 94	Geobarometro	localização borda	T(C)(8kbar) 599+4	P(Kb)
Geotermometro Plyusnina	Geobarometro Plyusnina	localização borda(1) centro(1)	T(C) 450 >450-<500	P(Kb) >8 >4-<6
Geotermometro Blundy (90)	Geobarometro	localização borda centro	T(C)(8kbar) 612+22 550+30	P(Kb)
Geotermometro Holland (94)	Geobarometro Plyusnina	localização tipo2 b' tipo2 c' tipo1	T(C) 653+20 667+16 599	P(Kb) 9,0 9,0 6,0
Geotermometro Blundy(90)	Geobarometro Plyusnina	localização tipo2 c	T(C) 507+136	P(Kb) 8,0
Geotermometro Plyusnina	Geobarometro Plyusnina	localização tipo2 b' tipo2 c tipo1	T(C) 450 450 450	P(Kb) >8 8 6
ST-316.A				
Spear	Kohn(89)	borda centro	463 483	8,1+1,0 7,4+1,0
Geotermometro Perchuck	Geobarometro	localização borda	T(C) 528+1	P(Kb)
Geotermometro Plyusnina	Geobarometro Plyusnina	localização borda	T(C) 450-500	P(Kb) >>8
Geotermometro Holland (94)	Geobarometro Kohn(89)	localização borda	T(C) 377	P(Kb) 7,5+0,6
Geotermometro Lavrenteva	Geobarometro Ghent	localização borda	T(C) 595	P(Kb) 7,5+0,1
ST-206.2				
Geotermometro	Geobarometro	localização	T(C)(8Kbar)	P(Kb)
Geotermometro Plyusnina	Geobarometro Plyusnina	localização	T(C) >500	P(Kb) >8
Geotermometro Blundy(90)	Geobarometro	localização	T(C)(8Kbar) 641+20	P(Kb)
Holland (94)			584+37	
Geotermometro Aranovich	Geobarometro	localização xist pós-xist	T(C)(8kbar) 495+6 486	P(Kb)
Geotermometro	Geobarometro	localização pós-xist	T(C)(8kbar) 472+4	P(Kb)
ST-312.E				
Geotermometro	Geobarometro	localização centro	T(C) 452+11	P(Kb) 8,1+0,6
Graham		borda centro	536+25 551+26	
Plyusnina	Plyusnina	borda centro	500-550 500-550	>8 >8
Spear	Kohn(89)	borda centro	484+11 486+17	8,0+0,8 7,1+1,12
Geotermometro	Geobarometro	localização centro	T(C) 633+5	P(Kb) 7,8+1,9
Holland (94)	Kohn(90)	borda centro	633+5 637+12	9,4+0,9 8,8+1,3
ST-203.1				
Geotermometro Aranovich	Geobarometro	localização borda	T(C)(8kbar) 457+3	P(Kb)
		pós-xist.	455+3	
Geotermometro Lavrent'eva	Geobarometro	localização borda pós-xist.	T(C)(8kbar) 424+6 420+3	P(Kb)
ST-200.2				
Geotermometro	Geobarometro	localização centro	T(C) 492	P(Kb) 7,5+0,2
Aranovich	Ghent	borda centro	525 565+1	7,7+0,8 7,6+0,4
Geotermometro Lavrent'eva	Geobarometro Ghent	localização borda	T(C) 514+3	P(Kb) 7,6+0,7
ST-305.E				
Holland (94)		borda centro	642 620	
Geotermometro Plyusnina	Geobarometro Plyusnina	localização centro	T(C) 450	P(Kb) >>8

Complexo Riacho Gravatá - Macacos-Piaus

PI-4				
Geotermometro Ferry	Geobarometro Hoish	localização borda centro	T(C) 688+47 677+47	P(Kb) 3,7+0,3 4,7+0,2
Geotermometro Aranovich	Geobarometro Hoish	localização borda centro	T(C) 632+26 634+26	P(Kb) 3,1+0,2 4,0+0,2
Geotermometro Lavrenteva	Geobarometro Hoish	localização borda centro	T(C) 706+27 705+27	P(Kb) 3,9+0,3 4,9+0,2
PI-16.3				
Geotermometro Ferry	Geobarometro Hodges	localização bordapós centro	T(C) 430+10 711+10	P(Kb) 2,9 4,2
Geotermometro Aranovich	Geobarometro	localização centro borda	T(C)(4Kb) 656+5 569+6	P(Kb)
Geotermometro Lavrent'eva	Geobarometro	localização centro borda	T(C)(4Kb) 747+9 654+8	P(Kb)
PI-23				
Geotermometro Ferry	Geobarometro	localização borda centro pós-xist	T(C)(5kb) 537+7 528+5 517+2	P(Kb)
Geotermometro Aranovich	Geobarometro	localização borda centro pós-xist	T(C)(5kb) 554+2 541+5 548+2	P(Kb)
Geotermometro Lavrent'eva	Geobarometro	localização borda centro pós-xist	T(C)(5kb) 613+8 600+9 611+6	P(Kb)
ST-S-26				
Geotermometro Aranovich	Geobarometro	localização sin-xist pós-xist	T(C)(5kb) 483+26 465+4	P(Kb)
Geotermometro Lavrent'eva	Geobarometro	localização sin-xist pós-xist	T(C)(5kb) 460+14 456+6	P(Kb)

Complexo Cachoeirinha

ST-532				
Geotermometro Perchuck	Geobarometro	localização anf incluso gr	T(C) 733	P(Kb)
ST-530				
Geotermometro	Geobarometro	localização centro tipo1 anf incluso gr	T(C) 558 558	P(Kb) >4 >4
Geotermometro	Geobarometro	localização centro tipo1 anf incluso gr	T(C)(5kbar) 809+9 814+2	P(Kb)
ST-AC-35.2				
Geotermometro Blundy(90)	Geobarometro	localização tipo 1 b tipo 2(subst.)	T(C)(5kbar) 463+5 469+3	P(Kb)
Geotermometro	Geobarometro	localização tipo 1 c tipo 2(subst.)	T(C)(5kbar) >450 >450	P(Kb) <2 <2
ST-475.A				
Geotermometro	Geobarometro	localização centro text. subs	T(C) 532+37 571+24	P(Kb) 9,0 8,9+0,8
Geotermometro Graham	Geobarometro	localização borda	T(C) 805+27	P(Kb)
Geotermometro Perchuck	Geobarometro	localização borda centro	T(C) 653+2 697+22	P(Kb)
Geotermometro Blundy(90)	Geobarometro Kohn(89)	localização borda text. subs	T(C) 740+14 740+14	P(Kb) 8,3+1 9,9+1,1
Geotermometro Blundy(90)	Geobarometro Kohn(90)	localização borda centro text. subs	T(C) 726+14 713+4 726	P(Kb) 9,2+0,7 9,0 9,5+0,6
Holland (94)	Kohn(89)	borda centro text. subs	627+11 532+37 567+24	7,9+0,9 9,1+1,6 8,9+1,2
Geotermometro Plyusnina	Geobarometro Plyusnina	localização borda centro text. subs	T(C) >500 <550 >500 <550 >500 <550	P(Kb) >8 <8 <8
Spear(81)		borda text. subs	550 550	
Geotermometro Spear (81)	Geobarometro Blundy (90)	localização borda	T(C) 515+12	P(Kb) 8,2+0,9

Complexo Riacho Gravatá - Serra da Pinheira

ST-488				
Spear	Hodges	borda centro pós-xist.	678+32 664+19 703+29	4,1+1,0 3,5+0,3 4,4+1,1
Geotermometro Aranovich	Geobarometro	localização borda centro	T(C)(4Kbar) 622+17 615+9	P(Kb) 4,0 4,0
Geotermometro Lavrent'eva	Geobarometro	localização borda centro	T(C)(4Kbar) 704+20 698+9	P(Kb) 4,0 4,0

Xistos Sertânia

TABELA 15 - Dados de geotermometria e geobarometria

38°30'

38°00'

T2699
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS - USP
- BIBLIOTECA -

MAPA GEOLÓGICO SIMPLIFICADO DA FAIXA PIANCÓ-ALTO BRÍGIDA NA ÁREA DE SERRA TALHADA-PIANCÓ-ITAPORANGA

LEGENDA

GRANITÓIDES BRASILEANOS

SEQUÊNCIA SERRA DO OLHO D'ÁGUA

COMPLEXO CACHOEIRINHA

COMPLEXO RIACHO GRAVATÁ

XISTOS SERTÂNIA

GNAISSES CARIRIS VELHOS

COMPLEXO SERRA TALHADA

SIMBOLOGIA

SHEILA BITTAR -TESE DOUTORADO - IG/USP - 1998
ORIENTADOR: Prof. Dr.MARIO DA COSTA CAMPOS NETO

(ANEXO 1)

**PERFIS GEOLÓGICO-ESTRUTURAIS DA ÁREA
SERRA TALHADA - PIANCÔ - ITAPORANGA**

SHEILA BITTAR - TESE DE DOUTORADO - IG/USP - 1998
ORIENTADOR: Prof. Dr. MÁRIO DA COSTA CAMPOS NETO
(ANEXO 2)

PERFIS GEOLÓGICO-ESTRUTURAIS DA ÁREA SERRA TALHADA - PIANCÓ - ITAPORANGA

SHEILA BITTAR - TESE DE DOUTORADO - IG/USP - 1998
ORIENTADOR: Prof. Dr. MÁRIO DA COSTA CAMPOS NETO (ANEXO 3)

C - C': PERFIL GEOLÓGICO-ESTRUTURAL ÁREA DE ÁGUA BRANCA

1. Filitos ocre, sericita xisto fino, quartzito fino e gnaisses finos intercalados (unidade E - do CRG); 2. Quartzitos feldspáticos, quartzito microconglomerático, quartzito fino laminado e quartzito com mica verde (unidade C do CRG); 3. Filitos e metarritmitos (sequência D do CRG); 4. Metavulcânicas básicas com intercalações de BIF e turmalinitos (unidade A do CRG); 5. Granada-biotita-muscovita xisto médio, intercalado com biotita gnaiss banded níveis anfibolíticos, localmente com granadas (unidade E do CRG).

E - E': PERFIL GEOLÓGICO-ESTRUTURAL PIANCÓ- TAVARES

1. Migmatito estromático estéril; 2. Sillimanita-granada xistos feldspáticos migmatíticos (SP); 3. Granada-biotita xistos feldspáticos com estaurolita, cordierita e andaluzita, locais (SP); 4. Granito leucocrático a duas micas (tipo S); 5. Granada-biotita xistos (SP); 6. Migmatitos (SP); 7. Biotita granodiorítico porfirítico (granito tipo Conceição); 8. Granada-biotita-plagioclásio gnaisses (SP); 9. Filito cinza com granada (SSG); 10. Filito com grânulos de quartzo (SSG); 11. Quartzitos e filitos intercalados (unidade D do CRG); 12. Metachert e metamargas associadas a metavulcânicas básicas (unidade A do CRG); 13. Quartzitos e granitoides miloníticos imbricados; 14. Biotita gnaiss fino e homogêneo intercalado a metarritmitos (unidade C do CRG); 15. Unidade E do CRG; 16. gnaiss tipo Cariris Velhos; 17. Granada anfibolito (unidade A do CRG); 18. Granito Tavares com xenólitos de gnaiss tipo Cariris Velhos.

D - D': PERFIL GEOLÓGICO-ESTRUTURAL MACACOS - PIAUS

1. Ortognaisse granodiorítico com biotita e, localmente, muscovita (GCV); 2. Granada-biotita muscovita xisto feldspático associado a granada-biotita-muscovita gnaiss granoblástico e níveis de granada anfibolito (unidade E - indivisa do CRG); 3. Tremolita xisto, turmalinito, BIF, sobrepostos por calcário (unidade A do CRG); 4. Granada-biotita-muscovita xisto feldspático associado a biotita-muscovita gnaiss granoblástico e níveis de anfibolito (unidade E do CRG); 5. Filito cinza com intercalações de quartzito micáceo cinza (unidade D do CRG).

LEGENDA

- granito tipo Conceição
- granito tipo Itaporanga
- gabro tipo Taperoá
- granito tipo S
- metagruva
- metaconglomerado - SSOD
- Sequência Santana dos Garrotes
- Sequência Piancó - CC
- unidade A
- unidade B
- unidade C
- unidade D
- unidade E - CRG
- Xistos Seritânia
- gnaisse tipo Cariris Velhos
- Complexo Serra Talhada

SIMBOLOGIA

- Falha normal F5
- Movimento na foliação S2
- Movimento na foliação S3
- Falha transcorrente dextral
- Falha transcorrente sinistral

Obs: Símbolos dos estereogramas vide texto
Escala Vertical = Escala Horizontal