UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**O COMPLEXO GRANÍTICO LAGOA DAS PEDRAS:
ACRESÇÃO E COLISÃO NA REGIÃO DE FLORESTA
(PERNAMBUCO), PROVÍNCIA BORBOREMA**

Edilton José dos Santos

Orientador: Prof. Dr. Benjamim Bley de Brito Neves

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

São Paulo
1995

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**O COMPLEXO GRANÍTICO LAGOA DAS PEDRAS:
ACRESÇÃO E COLISÃO NA REGIÃO DE FLORESTA
(PERNAMBUCO), PROVÍNCIA BORBOREMA**

Edilton José dos Santos

Orientador: Prof. Dr. Benjamim Bley de Brito Neves

TESE DE DOUTORAMENTO

COMISSÃO JULGADORA

	nome	ass.
Presidente :	<u>Benjamim Bley de Brito Neves</u>
Examinadores:	<u>Mário César H. de Figueiredo</u>
	<u>Valdecir de Assis Janasi</u>
	<u>Alcides Nóbrega Sial</u>
	<u>Rudolph A. Johannes Trouw</u>

São Paulo
1995

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEDALUS - Acervo - IGC

30900005624

**O COMPLEXO GRANÍTICO LAGOA DAS PEDRAS:
ACRESÇÃO E COLISÃO NA REGIÃO DE FLORESTA
(PERNAMBUCO), PROVÍNCIA BORBOREMA**

Edilton José dos Santos

Orientador: Prof. Dr. Benjamim Bley de Brito Neves

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

São Paulo
1995

O COMPLEXO GRANÍTICO LAGOA DAS PEDRAS: ACRESÇÃO E COLISÃO NA REGIÃO DE FLORESTA (PERNAMBUCO), PROVÍNCIA BORBOREMA

Edilton José dos Santos

Orientador: Prof. Dr. Benjamim Bley de Brito Neves

Palavras Chaves: Acresção e colisão crustais;
Granitos e ambientes tectônicos;
Terrenos tectonoestratigráficos

FICHA CATALOGRÁFICA

SANTOS, Edilton José dos

**O Complexo Granítico Lagoa das Pedras: acresção e colisão na região de Floresta
(Pernambuco), Província Borborema.**

**XV, 219p., 28cm (Instituto de Geociências, USP), Ph.D., Programa de Pós-Graduação em
Geologia, 1995**

Tese, Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências

1-Petrologia (Granitos) 2-Geotectônica 3-Geocronologia

I-Universidade de São Paulo

II-Título (Série)

PARA

*Auzier (1916-64), Elisabete, Maria Liège, Sandra
Valéria, Ana Karina, Carolina e Lauro César*

**O COMPLEXO GRANÍTICO LAGOA DAS PEDRAS: ACRESÇÃO E COLISÃO NA REGIÃO
DE FLORESTA (PERNAMBUCO), PROVÍNCIA BORBOREMA**

SUMÁRIO

RESUMO	1
ABSTRACT	3
APRESENTAÇÃO	5
1-CONSIDERAÇÕES INICIAIS	
1.1-LOCALIZAÇÃO DA ÁREA	8
1.2-OBJETIVOS	11
1.3-METODOLOGIA	13
2-O CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	
2.1-UMA INTRODUÇÃO SOBRE A PROVÍNCIA BORBOREMA	16
2.2-TRABALHOS ANTERIORES NA REGIÃO ESTUDADA	20
3-O ARCABOUÇO DA ÁREA DO COMPLEXO GRANÍTICO LAGOA DAS PEDRAS	
3.1-ARCABOUÇO DOS ARREDORES DO COMPLEXO GRANÍTICO LAGOA DAS PEDRAS	24
3.2-PADRÕES ESTRUTURAIS DOS TERRENOS ESTUDADOS	34
3.3-BREVE ENSAIO SOBRE A CINEMÁTICA DO MAGMATISMO	47
4-O BLOCO DE FLORESTA E O TERRENO ALTO MOXOTÓ	
4.1-BLOCO DE FLORESTA	62
4.2-SUÍTE TOLEÍTICA MALHADA VERMELHA	65
4.3-SEQUÊNCIA METAVULCANOSSEDIMENTAR LAGOA DAS CONTENDAS	74
4.4-METAGRANITÓIDES LEUCOGRANÍTICOS E TRONDHJEMÍTICOS	81
5-COMPLEXO GRANÍTICO LAGOA DAS PEDRAS 1: O MAGMATISMO PRECOCE	
5.1-SUÍTE TOLEÍTICA SERROTE DAS PEDRAS PRETAS	94
5.2-SEQUÊNCIA METAVULCANOSSEDIMENTAR POÇO DO SALGUEIRO	111
6-COMPLEXO GRANÍTICO LAGOA DAS PEDRAS 2: MIGMATITOS E METAGRANITÓIDES CONTRACIONAIS	118
7-COMPLEXO GRANÍTICO LAGOA DAS PEDRAS 3: MAGMATISMO GRANÍTICO TRANSTRACIONAL	
7.1-GRANODIORITO RIACHO DO ICÓ	131
7.2-GRANITO SÃO JOÃO	146
7.3-GRANITO SERRA DO ARAPUÁ	153
8-ESTUDO GEOCRONOLÓGICO DOS PULSOS MAGMÁTICOS	158
9-ACRESÇÃO E COLISÃO NO COMPLEXO GRANÍTICO LAGOA DAS PEDRAS	
9.1-A COLAGEM TECTÔNICA E O MAGMATISMO DE ACRESÇÃO	178

9.2-OS GRANITOS CRUSTAIS E A TECTÔNICA COLISIONAL NO LIMITE PAJEÚ/MOXOTÓ	189
9.3-A FRENTE GRANÍTICA HÍBRIDA E A COLISÃO NEOPROTEROZÓICA	195
10-PRINCIPAIS CONCLUSÕES	200
11-BIBLIOGRAFIA	202

ANEXOS

- 1) Relação de afloramentos com coordenadas UTM e indicação de seções delgadas e análises executadas
- 2) Mapa geológico do Complexo Magmático Lagoa das Pedras, Floresta (Pernambuco) (escala 1:50.000)
- 3) Complexo Magmático Lagoa das Pedras, mapa de pontos de afloramentos (escala 1:50.000)

ÍNDICE DAS ILUSTRAÇÕES

RELAÇÃO DE FOTOS

Foto 1-Afloramento ES-197, estrada Floresta-Belém do São Francisco, Barra de São Pedro. Terreno Pernambuco-Alagoas: ortognaisses tonalíticos e granodioríticos, com mobilizados migmatíticos do Complexo Belém do São Francisco.	30
Foto 2-Afloramento ES-197, mesma localização anterior. Terreno Pernambuco-Alagoas: detalhe dos fundidos anatóticos leucogranodioríticos e leucomonzograníticos típicos do Complexo Belém do São Francisco.	31
Foto 3-Afloramento ES-196, estrada Floresta-Belém do São Francisco, Barra de São Pedro. Terreno Pernambuco-Alagoas; faixa de biotita xistos feldspáticos de provável origem vulcanossedimentar do Complexo Cabrobó, preservada entre ortognaisses e migmatitos do Complexo Belém do São Francisco.	31
Foto 4-Afloramento ES-196, mesma localização anterior. Ortognaisses leucograníticos do Complexo Belém do São Francisco, exibindo uma foliação milonítica S_3/S_2 sub-horizontal, preservada na zona de influência do Lineamento Pernambuco.	32
Foto 5-Afloramento ES-292, estrada Floresta-Serra Talhada; terreno Alto Moxotó, supracrustais metapelíticas do Complexo Cabrobó, mostrando uma foliação S_1 dobrada, com desenvolvimento de uma foliação plano-axial S_2 , sendo transpostas por uma xistosidade dominante S_3 .	39
Foto 6-Afloramento ES-231, mesma localização anterior; ortognaisses graníticos hornblêndicos, com bandamento gnáissico (provável S_3) truncando antiga foliação (S_2) (paralela ao lapis) e incluindo dobras intrafoliais extremamente achatadas.	39
Foto 7-Afloramento ES-379, estrada Floresta-Carqueja, região de Riacho dos Pocinhos. Terreno Alto Moxotó; supracrustais metapelíticas do Complexo Cabrobó, mostrando uma provável dobra em bainha do episódio contracional D_2/D_3 .	40
Foto 8-Afloramento ES-128, envoltório do Complexo Lagoa das Pedras; metagranitóides Recanto exibindo uma foliação antiga (S_2 ?) e uma foliação milonítica (provável S_3) com dobras intrafoliais e sigmóides de feldspato, sugestivos de transporte para sul (lado esquerdo da foto) do episódio D_2/D_3 contracional.	40
Foto 9-Afloramento ES-93, região entre Poço do Salgueiro e Acari. Metavulcânica dacítica algo porfirítica da Sequência Poço do Salgueiro; A foliação S_2 (?) é cortada por filão aplítico, o qual é extremamente dobrado, num padrão relacionado com cisalhamento puro, exibindo uma expressiva taxa de encurtamento.	41

Foto 10-Afloramento ES-244, estrada Floresta-Carqueja, Riacho São Gonçalo. Terreno Alto Pajeú; supracrustais do Complexo Sertânia, exibindo uma estruturação em cunhas tectônicas, onde superfícies de deslocamento discretas truncam a foliação gnáissica dominante. Os números indicam as cunhas referidas nas fotos 11 e 12, cujos locais são indicados.	42
Foto 11-Afloramento ES-244, local 1 do corte, arranjo interno da cunha tectônica 2; supracrustais do Complexo Sertânia mostrando uma bem definida foliação S_3' , que contem sigmóides de feldspato indicativos de transporte para sul (para a direita da foto).	43
Foto 12-Afloramento ES-244, local 2 do corte da foto anterior. Supracrustais do Complexo Sertânia, com a foliação S_3 incluindo sigmóides pegmatíticos ou estruturas "en échelon" indicativas de uma dinâmica cisalhante simples e transporte segundo o mergulho da foliação, para sul.	43
Foto 13-Afloramento ES-378, estrada Floresta-Carqueja, região de Barra da Forquilha. Zona de cisalhamento Barra da Forquilha; milonito granítico com foliação $S_{2/3}$ sub-horizontal, postura característica da zona de máximo <i>strain</i> da superfície de empurrão (base da <i>nappe</i> granítica Serra de Jabitacá)	44
Foto 14-Afloramento ES-244, face oeste do corte. Supracrustais do Complexo Sertânia exibindo dobras D_4 com plano axial próximo da vertical, afetando prévia trama $F_{2/3}$ com foliação de baixo ângulo.	44
Foto 15-Afloramento ES-244, mesma face do corte da foto anterior; detalhe dos padrões de interferência coaxiais D_4/D_3 .	45
Foto 16-Afloramento ES-33, região de Tapuio. Plúton norte, alóctone externo; diatexito Riacho do Forno, com feições sugestivas de seções de bainha, na zona de rampas frontais imbricadas de Tapuio.	45
Foto 17-Afloramento ES-244, Riacho São Gonçalo. Lado oeste do corte; supracrustais do Complexo Sertânia, mostrando um detalhe do truncamento da foliação $S_{2/3}$ do episódio contracional pela foliação S_4 da tectônica extensional, que aproveita em parte os planos S do episódio anterior.	46
Foto 18-Afloramento ES-85, Granodiorito Riacho do Icó, plútons satélites, região da Lagoa da Caatinga; foliação de fluxo bem marcada pelo alinhamento dos cristais de feldspato.	55
Foto 19-Afloramento ES-30, estrada Floresta-Carnaubeira, região de Lagoa das Cobras/Tapuio; Granodiorito Riacho do Icó, borda norte do plúton principal; facies cisalhada do Granodiorito, exibindo os efeitos da falha transcorrente Lagoa das Cobras, de rejeito sinistral	56
Foto 20-Afloramento ES-85, estrada Floresta-Serra do Arapuá, região da Lagoa da Caatinga; Granodiorito Riacho do Icó deformado na terminação da zona de cisalhamento Três Umbuzeiros; dobras métricas de plano axial em pé afetando provavelmente o S_0	56

Foto 21-Afloramento ES-86, região da Lagoa da Caatinga; Granodiorito Riacho do Icó afetado pela tectônica extensional rúptil tardi-D ₄ ; clivagem espaçada preenchida por filões e filonetes de quartzo sub-horizontais	57
Foto 22-Afloramento ES-40, região do Riacho da Cachoeira Grande. Plúton norte, zona de concentração de xenólitos de forma poligonal e contatos bruscos no Granito São João. A distribuição caótica sugere um fraturamento prévio, provavelmente hidráulico, e dispersão dos fragmentos em líquido viscoso	57
Foto 23-Afloramento ES-349, norte de Malhada Vermelha (norte de Floresta); facies brechado do Granito São João, no <i>stock</i> de Exu, comprovando o caráter rúptil deste pulso do Complexo Lagoa das Pedras	58
Foto 24-Afloramento ES-117, margem do Riacho do Forno, região da Lagoa das Cabras, Granodiorito Riacho do Icó, margem oeste do plúton principal; dique do Granito São João cortando o Granodiorito Riacho do Icó	58
Foto 25-Afloramento ES-180, estrada Floresta-Carqueja, região do Riacho do Manoel Dão; Terreno Alto Moxotó, Complexo Floresta; ortognaisses tonalíticos e quartzodioríticos, com diques de metabasitos, exibindo uma pronunciada foliação milonítica S ₄ na zona de cisalhamento do Lineamento Pernambuco.	63
Foto 26-Afloramento ES-2, estrada Floresta-Carnaubeira, região de Lagoa do Defunto; metavulcânicas andesíticas e dacíticas do Complexo Cabrobó, Sequência Lagoa das Contendas, transformadas em anfibólio gnaisses bandados, exibindo a proeminente foliação S ₃	75
Foto 27-Afloramento ES-200, estrada Floresta-Serra Talhada, região de Riacho Seco; Complexo Cabrobó, Sequência Lagoa das Contendas exibindo uma intercalação metabasítica nas metavulcânicas félsicas	76
Figura 28-Afloramento ES-329, região de São Pedro; Sequência Lagoa das Contendas formada por metavulcânicas félsicas, provavelmente metatufos, transformados em gnaisses quartzofeldspáticos, que constituem uma componente litológica importante da Sequência Lagoa das Contendas	76
Foto 29-Afloramento ES-332, estrada Floresta-Carnaubeira, região de Lagoa das Contendas; bandamento composicional grosseiro (S ₂ paralelizado com S ₀) desenvolvido em "sills" de metagabros e metadiabásios da Sequência Lagoa das Contendas	77
Foto 30-Afloramento ES-235, estrada Floresta-Serra Talhada, região de Mãe d'Água; intrusão tabular de metagranitóide São Pedro cortando ortognaisses da Sequência Lagoa das Contendas. A intrusão e as encaixantes apresentam um suave dobramento associado ao evento transtraccional F ₄	86

Foto 31-Afloramento ES-372, região de Airi; metatrandhjemitos Riacho das Lajes exibindo uma foliação grosseira, estreitos e descontínuos níveis máficos e concentrações centimétricas de anfibólio e clinopiroxênio; nota-se vagamente a existência de uma foliação antiga S_1/S_2 transposta pela foliação dominante S_3	87
Foto 32-Afloramento ES-68, região de Tapuio. Faixa de metabásicas da Suíte Serrote das Pedras Pretas intercalada nas supracrustais e metagranitóides contracionais do plúton norte. Neste local, predominam metagabros grosseiros, com os cristais grosseiros de plagioclásio parcialmente alterados para epídoto	95
Foto 33-Afloramento ES-367, Serrote das Pedras Pretas. Teto afundado da intrusão principal do Granodiorito Riacho do Icó. Metaultramáfica alterada da Suíte Serrote das Pedras Pretas, com uma matriz silicática rica em anfibólio e um enriquecimento em ilmenita tanto na matriz, quanto na forma de veios	95
Foto 34-Mesmo afloramento da foto anterior. Minério de ferro-titânio silicoso associado às rochas metamáfico-ultramáficas da Suíte Serrote das Pedras Pretas	95
Foto 35-Afloramento ES-94, região de Poço do Salgueiro. Envoltório do plúton norte do Complexo Lagoa das Pedras; metavulcanoclásticas bandadas da Sequência Poço do Salgueiro, com um bandamento composicional S_2/S_3 verticalizado	113
Foto 36-Mesmo afloramento anterior; envoltório do Complexo magmático Lagoa das Pedras; metavulcanoclásticas da Sequência Poço do Salgueiro com um nível de lava preservado	113
Foto 37-Afloramento ES-320, sangradouro do açude de Recanto. Sequência metavulcanossedimentar Poço do Salgueiro exibindo uma alternância regular de níveis decimétricos máfico-félsico e vulcanoclástico (S_0), parcialmente recrystalizado pela deformação contracional (foliações S_2/S_3 sobrepostas). Em certos "sets" há feições sugestivas de gradação composicional	114
Foto 38-Mesmo afloramento da foto anterior, exibindo a mesma regularidade de alternância máfico-félsica e vulcanoclástica; alguns níveis de metabasitos, xistos e cherts são incluídos na sequência, neste local, além de pequenas intrusões de gabros.	114
Foto 39-Afloramento ES-239, estrada Floresta Serra Talhada, região de Barra da Forquilha; metagranitóide Recanto, facies cinza, com sua característica textura "augen" e uma matriz rica em biotita e muscovita +(granada, alguma sillimanita)	119
Foto 40-Afloramento ES-35, região de Tapuio. Complexo Lagoa das Pedras, metagranitóide Riacho do Forno, mostrando feições migmatíticas, com leucossomas formando dobras sem raiz, mesossomas com proporção variável de máficos e descontínuos filmes micáceos (melanossomas)	119

Foto 41-Afloramento ES-260, cabeceiras do Riacho dos Pocinhos. Complexo Lagoa das Pedras; migmatito estromático Riacho do Forno, com mesossoma xistoso e gnáissico com granada, muscovita e biotita; o protólito é uma facies de transição entre as Sequências São Caetano e Poço do Salgueiro	120
Fotos 42 e 43-Afloramento ES-17, Riacho da Posse. Complexo Lagoa das Pedras, intrusão principal; Granodiorito Riacho do Icó, com sua facies normal, grosseira, as vezes algo porfirítica, com <i>schlieren</i> biotíticos e xenólitos de metabasitos (Suíte Serrote das Pedras Pretas?); observe-se a reação do xenólito com o magma granodiorítico, que dá origem a uma franja biotítica no contato entre os dois	132
Foto 44-Afloramento ES-280, Riacho do Mulungu. Parte leste da intrusão principal; facies híbrida de coexistência entre magmas diorítico e félsico do Granodiorito Riacho do Icó, mostrando um grande autólito do primeiro no Granodiorito	133
Foto 45-Afloramento ES-39, linha de transmissão da CHESF, região do Riacho da Cachoeira Grande. Plúton norte, Granito São João com um raro autólito máfico falhado, confirmando o regime praticamente frágil de intrusão	148

RELAÇÃO DE FIGURAS

Figura 1-Mapa de localização da área de Floresta.	10
Figura 2-Sistemas de dobramentos, maciços e coberturas da Província Borborema, segundo o modelo de Brito Neves (1983), com indicação dos domínios geológicos.	18
Figura 3-Mapa geológico simplificado e domínios tectônicos da Província Borborema, segundo Santos <i>et al.</i> (1984).	19
Figura 4-Perfis geofísicos e arcabouço crustal da porção centro-sul da Província Borborema (segundo Oliveira & Santos, 1993)	25
Figura 5-Arcabouço tectonoestratigráfico de parte do domínio centrorienta da Província Borborema	26
Figura 6-Mapa geológico simplificado do Complexo Magmático Lagoa das Pedras, Floresta (Pernambuco)	33
Figura 7-Modelado estrutural do Complexo Magmático Lagoa das Pedras	48
Figura 8-Comportamento da superfície S_2/S_3 no terreno Alto Moxotó: (9a) Diagrama de contorno dos polos da foliação $S_3/2$; (9b) Diagrama de Flynn modificado	59
Figura 9-Padrão de distribuição da foliação S_2/S_3 do envoltório do Complexo Lagoa das Pedras: (a) Diagrama de contorno com intervalo de 5%; (b) Diagrama de Flynn modificado por van Everdingen & van Gool (1992)	59

Figura 10-(a) Padrão de distribuição das lineações minerais e de estiramento relacionadas com as zonas de cisalhamento Barra da Forquilha e Três Umbuzeiros; (b) e (c) comportamento das foliações S_0 e S_0/S_3 do Granodiorito Riacho do Icó, plúton principal: diagrama de contorno dos polos das foliações e diagrama de Flynn modificado	59
Figura 11-Bloco diagrama esquemático do Complexo Lagoa das Pedras, com ênfase para os granitos transtracionais	60
Figura 12-Seções geológicas no depósito de ilmenita do Serrote das Pedras Pretas	61
Figura 13-Aranhagrama normalizado para o manto primitivo e diagrama de terras raras normalizado para o condrito de uma amostra do Complexo Floresta	64
Figura 14-Características composicionais da Suíte Malhada Vermelha: a) diagrama QAP mesonormativo; diagrama álcalis total vs. sílica com nomenclatura das rochas vulcânicas; diagrama sílica vs. $\log (Zr/TiO_2)$	69
Figura 15-Diagramas álcalis total vs sílica (18a) e AFM (18b) da Suíte Malhada Vermelha, mostrando o caráter toleítico e uma concentração composicional nos termos máficos ricos em Fe. Limite dos campos segundo Irvine & Baragar (1971)	69
Figura 16-Aranhagrama normalizado para o manto primitivo e diagrama de terras raras normalizado para o condrito da Suíte Malhada Vermelha; os números no interior dos diagramas de terras raras indicam o teor em sílica das amostras	70
Figura 17-Mapa de localização das amostras com análise química, Complexo Floresta e Suíte Malhada Vermelha	73
Figura 18-Diagramas total de álcalis vs. sílica, sílica vs. $\log (Zr/TiO_2)$ e $\log (Zr/TiO_2)$ vs $\log (Nb/Y)$, mostrando as variações composicionais da Sequência Lagoa das Contendas; as poucas análises disponíveis indicam que essas rochas se situam na transição de andesitos para traquiandesitos e traquibasaltos	78
Figura 19-Aranhagrama normalizado para o manto primordial e diagrama de terras raras normalizado para o condrito de um metandesito (ES-332A) e um metatufo félsico (ES-002B) da Sequência Lagoa das Contendas	78
Figura 20-Diagramas discriminantes de ambientes tectônicos da Sequência Lagoa das Contendas. Diagramas (a) e (b), segundo Gill (1981); (c), (d) e (e), segundo Pearce & Cann (1973). Padrões comparativos: OFB-basaltos de fundo oceânico, LKT-toleítos com baixo K, IAB-basaltos de arco de ilha, WPB-basaltos intraplaca	79
Figura 21-Diagrama QAP mesonormativo dos metagranitóides São Pedro (quadrados) e dos metatrondhjemitos Riacho das Lajes (círculos). Os metagranitóides São Pedro se concentra nos campos 8 (monzonitos), 8*/9* (quartzo monzonitos/quartzo monzodioritos) e 3b (monzogranitos), enquanto que os metatrondhjemitos nos campo 5 (tonalitos), 10* (quartzo dioritos) e em grande parte no campo 9 (monzodioritos).	87

Figura 22-Classificação das rochas graníticas no diagrama albíta-anortita-ortoclásio (O'Connor, 1965), mostrando a distribuição dos metagranitóides São Pedro (quadrados) e dos metatrandhjemitos Riacho das Lajes (círculos)	88
Figura 23-Diagramas álcalis total vs. sílica (a) e alumina/total de álcalis vs alumina/CaO+total de álcalis (b) dos metagranitóides São Pedro (quadrados cheios) e dos metatrandhjemitos Riacho das Lajes (círculos cheios)	88
Figura 24-Aranhagramas normalizados para o manto primitivo e diagramas de terras raras normalizado para o condrito dos metagranitóides São Pedro (quadrados) e dos metatrandhjemitos Riacho das Lajes	89
Figura 25-Diagramas discriminantes de ambientes tectônicos dos metagranitóides São Pedro (quadrados cheios) e metatrandhjemitos Riacho das Lajes (círculos cheios); diagrama K_2O vs. sílica, onde os metatrandhjemitos caem no campo dos plagiogranitos; R1-R2, mostrando em ambos uma tendência para granitos tardiorogênicos, apesar do grande espalhamento	89
Figura 26-Diagramas Nb vs. Y e Rb vs Y+Nb de Pearce <i>et al.</i> (1984) mostrando a afinidade dos metagranitóides São Pedro e metatrandhjemitos Riacho das Lajes com os granitos de arco vulcânico	90
Figura 27-Metagranitóides São Pedro e metatrandhjemitos Riacho da Lajes: (a) diagrama Yb vs Al_2O_3 , mostrando que a afinidade dos metatrandhjemitos (representados por apenas uma amostra) com os plagiogranitos oceânicos e a correlação negativa alumina-sílica de ambos; (b) Al_2O_3 vs. sílica, mostrando a comparação com campos de rochas naturais e resultados experimentais; campos extraídos de Van der Laan & Wyllie (1992): 1-campo das rochas naturais (Winther & Newton, 1991); 2-tonalitos de arcos (Beard & Lofgren, 1989); 3-experimentos entre 8 e 32kbar, pouca ou nenhuma água adicionada (Rapp <i>et al.</i> , 1990).	90
Figura 28-Diagrama TiO_2 vs. sílica dos metagranitóides São Pedro e metatrandhjemitos Riacho das Lajes, mostrando os baixos teores deste óxido e uma distribuição próxima da isobárica de 8 kbar	91
Figura 29-Aranhagrama normalizado para o ORG dos metagranitóides São Pedro e metatrandhjemitos Riacho das Lajes, exibindo dois comportamentos diferentes. O metagranitóide apresenta uma alta razão entre os elemntos LIL e HFS, sendo rico em Ba e extremamente empobrecido em Yb (terras raras pesadas); o metatrandhjemito é menos fracionado, sendo enriquecido apenas em Th e exibe expressiva anomalia de Nb e discreta de Zr	91
Figura 30-Mapa de localização das amostras com análise química, Sequência Lagoa das Contendas, metagranitóides leucograníticos São Pedro e trondhjemiticos Riacho das Lajes	93

Figura 31-Comparação do "trend" da Suíte Serrote das Pedras Pretas (associação Tapuio) com o "trend" das rochas ígneas, a partir de diagramas concebidos por Beswick & Soucie (1978), mostrando o grau de alteração das amostras. A comparação com a curva padrão sugere pouca remobilização de sílica e alumina e certa alteração relativamente ao cálcio.	103
Figura 32-Diagramas de Beswick & Soucie (1978) aplicados à Suíte Serrote das Pedras Pretas, associação Tapuio, mostrando: (a) o comportamento das razões $\text{CaO}/\text{K}_2\text{O}$ em relação à $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$ e (b) de $\text{SiO}_2/\text{K}_2\text{O}$ em relação à Fm ($\text{FeO} + \text{MgO}$). Os "trends" padrões são de suítes magmáticas clássicas, compiladas pelos autores acima. Os diagramas sugerem enriquecimento de CaO e Fm durante o metamorfismo	103
Figura 33-"Trends" de razões de elementos maiores de rochas ígneas compilados de Beswick & Soucie (1978) comparados aos da Suíte Serrote das Pedras Pretas /associação Tapuio). Os diagramas confirmam modificações ocorridas no conteúdo de CaO e Fm já constatadas em diagramas anteriores	104
Figura 34-Diagrama da razão logarítmica $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ vs $\text{Fm}/\text{Na}_2\text{O}$ da Suíte Serrote das Pedras Pretas /associação Tapuio), comparada ao "trend" ígneo dos mesmos autores da figura anterior. Um previsível enriquecimento em Fm parece mais acentuado que do CaO	104
Figura 35-Diagrama TiO_2 vs. sílica da Suíte Serrote das Pedras Pretas, associação Tapuio, mostrando um contínuo decréscimo deste óxido ao longo do fracionamento	105
Figura 36-Diagramas Al_2O_3 vs. sílica e Fe_2O_3^* vs. sílica da Suíte Serrote das Pedras Pretas, associação Tapuio. Como no caso do titânio, observa-se um contínuo decréscimo de ambos com o aumento do teor de sílica na rocha	105
Figura 37-Diagramas MgO vs sílica e CaO vs sílica da Suíte Serrote das Pedras Pretas, associação Tapuio, mostrando uma tendência a crescimento do CaO e um espalhamento do MgO com o aumento da sílica	105
Figura 38-Diagrama álcalis vs sílica e K_2O vs sílica da Suíte Serrote das Pedras Pretas, mostrando o espectro composicional segundo a classificação das rochas vulcânicas não potássicas. As rochas se concentram nos campos dos basaltos e picritos com médio e baixo K	106
Figura 39-Diagramas TAS e AFM da Suíte Serrote das Pedras Pretas, associação Tapuio, mostrando o caráter toleítico da Suíte. Observe-se que as rochas mais pobres em sílica caem no campo alcalino e que há uma leve tendência a decréscimo da soma dos álcalis com o crescimento da sílica	106
Figura 40-Aranhagrama normalizado para o manto primordial e diagramas de terras raras normalizado para o condrito da Suíte Serrote das Pedras Pretas. As amostras do aranhagrama são da associação Serrote das Pedras Pretas, enquanto que os diagramas de TR contêm amostras das duas associações (ES-331A, ES-346A, RP-602 e RP-0001: Serrote das Pedras Pretas; ES-068A1 e ES-073: Tapuio)	107

Figura 41-Diagrama V vs Ti/1000 (Shervais, 1986) discriminante entre basaltos de assoalho oceânico (OFB) e basaltos de arco (ARC) da Suíte Serrote das Pedras Pretas, associação Tapuio	107
Figura 42-Diagramas discriminantes de ambiente tectônico segundo Mullen (1983) e Pearce (1975) da Suíte Serrote das Pedras Pretas, associação Tapuio. Os diagramas discriminam entre basaltos toleíticos de ilha oceânica (OIT), basaltos de cadeia mesoceânica (MORB), toleítos de arco de ilha (IAT), basaltos calcioalcalinos (CAB), basaltos de fundo oceânico (OFB) e toleítos de baixo potássio (LKT). Considerando-se que a associação Tapuio constitui o segmento não mineralizado em Fe-Ti da Suíte, os diagramas mostram que essa associação possui uma tendência de se concentrar no campo dos basaltos de cadeia mesoceânica (MORB)	108
Figura 43-Variação composicional da Sequência metavulcanoclástica Poço do Salgueiro mostrando a composição restrita traquítica/riolítica/riodacítica/dacítica da Sequência metavulcanoclástica Poço do Salgueiro: (a) segundo diagrama TAS de Le Bas <i>et al.</i> (1986) (convenções de acordo com a figura 14); (b) e (c) diagramas de Winchester & Floyd (1977)	115
Figura 44-Diagramas demonstrativos do caráter subalcalino a médio-alto K e peraluminoso da Sequência metavulcanoclástica Poço do Salgueiro	115
Figura 45-Aranhagrama normalizado para o manto primitivo e diagrama de terras raras normalizado para o condrito da Sequência Poço do Salgueiro, observando-se as expressivas anomalias negativas de Nb e Ti e discretas de Rb e Sr, sugestivas de uma forte componente crustal na formação do magma dacítico-riolítico	116
Figura 46-Mapa de localização das amostras com análise química, Suíte Serrote das Pedras Pretas e Sequência Poço do Salgueiro	117
Figura 47-(a) Diagrama QAP mesonormativo dos metagranitóides Recanto (quadrados) e dos migmatitos/metagranitóides Riacho do Forno (círculos), mostrando um espectro composicional restrito ao campo 3b-monzogranitos; (b) diagrama Q-P multicatiônico com distribuição de ambos metagranitóides nos campos 1 (granitos) e 2 (adamelitos). Campos do diagrama QAP, conforme a figura ; campos do diagrama Q-P: 1-granito; 2-adamelito, 3-granodiorito; 4-tonalito; 5-quartzo sienito; 6-quartzo monzonito; 7-quartzo monzondiorito; 8-quartzo diorito; 9-sienito; 10-monzonito; 11-monzogabro; 12-gabro (diorito)	125
Figura 48-Diagramas A-B multicatiônico e alumina/álcalis total vs. alumina/CaO+álcalis total dos migmatitos e metagranitóides Recanto e Riacho do Forno, mostrando o caráter essencialmente peraluminoso dessas rochas e a natureza leucogranítica dos tipos Riacho do Forno. Na figura a, os campos I, II e II, correspondem ao domínio peraluminoso, enquanto que IV, V e VI, ao metaluminoso. Os campos são caracterizados por: I-muscovita>biotita, II-biotita>muscovita; III-±biotita±...; IV-±biotita±hornblenda±piroxênio±olivina...; V-±clinopiroxênio±...; VI-±rochas ígneas de composição excepcional	125

Figura 59-Aranhagramas e diagrama de terras raras dos metagranitóides Recanto (quadrados) e dos migmatitos e metagranitóides Riacho do Forno (círculos): (a) aranhagrama normalizado para o manto primitivo; (b) diagrama de terras raras normalizado para o condrito; (c) aranhagrama normalizado para o ORG; padrões conforme definidos na metodologia	126
Figura 50-Diagramas Na_2O vs. K_2O e TiO_2 vs. Zr dos migmatitos e metagranitóides Recanto e Riacho do Forno, mostrando: 1) ambas suítes são ricas em K_2O ($\text{K}_2\text{O} > \text{Na}_2\text{O}$); não há colinearidade entre os álcalis; 3) os metagranitóides Recanto são mais ricos em TiO_2 (>0,2%) que os Riacho do Forno; 4) a colinearidade entre TiO_2 e Zr sugerem relacionamento com mesmo processo petrogenético	126
Figura 51-Diagramas Rb vs. sílica, Sr vs. sílica e Ba vs. sílica dos migmatitos e metagranitóides Recanto e Riacho do Forno. Os tipo Riacho do Forno são discretamente mais enriquecidos em Rb e ambos limitam-se à faixa entre 150 e 300ppm; o espectro do Sr é ainda mais estreito, limitando-se à faixa entre 100 e 200 ppm. Os metagranitóides Recanto são claramente mais enriquecido em Ba do que os Riacho do Forno	127
Figura 52-Diagramas discriminantes de ambientes tectônicos dos migmatitos e metagranitóides Recanto e Riacho do Forno. (a) diagrama R_1/R_2 de Batchelor & Bowden (1985); (b) e (c) diagramas Rb vs. Y+Nb e Nb vs. Y, de Pearce et al., 1984).	127
Figura 53-Diagrama P-T esquemático mostrando as principais reações envolvidas na anatexia (segundo Ashworth, 1985)	129
Figura 54-Mapa de localização das amostras com análise química, Migmatitos e metagranitóides Recanto e Riacho do Forno	130
Figura 55-Mapa de distribuição dos minerais do grupo do epídoto nas intrusões do Granodiorito Riacho do Icó	135
Figura 56-Diagrama QAP mesonormativo do Granodiorito Riacho do Icó, mostrando um "trend" característico de uma suíte calcioalcalina com médio a alto K. Convenções conforme a figura 14. A amostra ES-142 (assinalada no diagrama), de composição quartzo monzodiorítica, apresenta características composicionais diferentes das demais amostras	138
Figura 57-Diagramas de variação do Granodiorito Riacho do Icó: (a) Diagrama álcalis total vs sílica, (b) diagrama AFM, (c) diagrama K_2O vs sílica e (d) diagrama A/NK vs A/CNK. O conjunto de diagramas confirma a consanguinidade entre os dois e a natureza calcialcalina a alto K, meta à peraluminosa	139
Figura 58-Diagramas de Harker do Granodiorito Riacho do Icó. Convenções conforme a figura anterior. A amostra representada pelo círculo aberto é a ES-142	140
Figura 59-Diagrama multicatiônico $\text{R}_1\text{-R}_2$ com discriminância tectônica segundo Batchelor & Bowden (1985) aplicado ao Granodiorito Riacho do Icó (círculos). Amostra do Granito Serra do Arapuá lançada para comparação (quadrado)	141

Figura 60- Diagrama Y vs Zr e CaO vs. Y do Granodiorito Riacho do Icó, observando-se: a) uma correlação positiva entre esses Y e Zr e um decréscimo extremo do Y com a diminuição do Zr e sugere separação de hornblenda; b) o CaO cresce no início e decresce continuamente até o final, sugerindo consumo de plagioclásio e/ou apatita	141
Figura 61-Diagramas Rb vs. Zr e TiO_2 vs. Zr do Granodiorito Riacho do Icó, mostrando "trends" pouco definidos, que podem ter sido produzidos por consumo de hornblenda e biotita	142
Figura 62-Diagramas Sr vs Rb do Granodiorito Riacho do Icó mostrando uma correlação negativa entre esses elementos e um "trend" claramente definido pelo consumo do plagioclásio.	142
Figura 63-Aranhagrama normalizado para o manto primitivo e diagrama de terras raras normalizado para o condrito do Granodiorito Riacho do Icó. O padrão fortemente fracionado entre os elementos LIL e HFS e as anomalias negativas de Nb e Ti sugerem tratar-se de granitos de arcos magmáticos; a discreta anomalia negativa de Eu confirma a influência do plagioclásio no fracionamento da série	143
Figura 64-Aranhagrama normalizado para o ORG (Harris et al., 1986) do Granodiorito Riacho do Icó, confirmando o caráter fracionado entre os elementos LIL e HFS, com anomalias negativas de Nb e Zr. O padrão é similar aos de arcos magmáticos	144
Figura 65-Diagrama QAP mesonormativo do Granito São João, mostrando o espectro composicional restrito ao campo 3b-monzogranitos	148
Figura 66-Diagramas TAS e alumina/álcalis total vs. alumina/CaO+álcalis total do Granito São João. Observa também o espectro composicional limitado dessas rochas, que se concentram de forma localizada no campo subalcalino do diagrama TAS; no diagrama que define o índice de Shand, as amostras se concentram no campo peraluminoso, com uma única amostra situando-se no campo metaluminoso	149
Figura 67-Aranhagrama normalizado para o manto primitivo, diagrama de terras raras normalizado para o condrito e aranhagrama normalizado para o ORG de algumas amostras do granito São João. Os padrões exibidos são similares aos dos granitos de arcos vulcânicos	150
Figura 68-Diagramas discriminantes de ambientes tectônicos do Granito São João. De acordo com os padrões dos elementos maiores trata-se de granitos sincolisão, mas os padrões de elementos traços indicam que existe uma forte componente com assinatura geoquímica similar à de granitos de arcos magmáticos (campo VAG). A amostra ES-133 é a única que se posiciona no campo dos granitos sincolisão	151

Figura 69-Aranhagrama normalizado para o manto primitivo, diagrama de terras raras normalizado para o condrito e aranhagrama normalizado para o ORG do Granito Serra do Arapuá, observando-se um empobrecimento profundo dos elementos menos incompatíveis e uma expressiva anomalia negativa de Ta. Os padrões são típicos de plutônicas de arcos magmáticos maduros	155
Figura 70-Diagramas de discriminância tectônica aplicados a uma amostra do Granito Serra do Arapuá. Em ambos os casos, a assinatura geoquímica confirma tratar-se de um granito de arco vulcânico	155
Figura 71-Mapa de localização das amostras com análise química, Granodiorito Riacho do Icó, Granito São João e Granito Serra do Arapuá	157
Figura 72-Diagrama Isocrônico Rb/Sr do Complexo Belém do São Francisco (compilado de Lima <i>et al.</i> , 1985)	159
Figura 73-Diagrama concórdia U/Pb com regressão colinear de 2 frações de zircão de ortogneisses tonalíticos do Complexo Floresta (afloramento ES-325), definindo uma idade de intercepto superior de 2.115 ± 30 Ma.; o intercepto inferior de ca. 790 Ma. pode ter significado geológico, conforme se discute no texto	165
Figura 74-Diagrama concórdia mostrando regressão colinear de 3 frações de metatufos da suíte Lagoa das Contendas, que define um intercepto superior de 1012 ± 18 Ma.	165
Figura 75-Quatro frações de zircão dos metagranitóides São Pedro (cruzes) colocados contra uma regressão formada pelas amostras da suíte Lagoa das Contendas e dos metagranitóides Recanto (quadrados e círculos).	166
Figura 76-Diagramas concórdias U/Pb da sequência Poço do Salgueiro (quatro frações de zircão)(a) e do metagranitóide Recanto (quatro frações de zircão)(b).	177
Figura 77-Diagrama concórdia U/Pb do Granodiorito Riacho do Icó, mostrando um arranjo colinear de 3 frações de zircão com intercepto superior que define uma idade de 750 ± 20 Ma.	175
Figura 78-Diagrama concórdia U/Pb em zircão do Granito São João, mostrando o arranjo não linear de 4 frações de zircão. A distribuição apenas permite inferir um espectro de idade entre 620 ± 20 e 570 ± 10 Ma.	175
Figura 79-Diagrama concórdia U/Pb composto com amostras da suíte Lagoa das Contendas e metagranitóides Recanto (quadrados cheios), com 7 frações de zircão definindo uma linha de regressão de 1,0 Ga, e amostras da sequência Poço do Salgueiro (quadrados abertos) situados pouco abaixo dessa linha.	176
Figura 80-Mapa de localização das amostras com datação geocronológica	177
Figura 81-Diagrama discriminantes de ambientes tectônicos TiO_2 vs. Zr e Ti vs Zr das Suítes Serrote das Pedras Pretas e Mahada Vermelha utilizando-se as amostras analisadas nesta tese	179

Figura 82-Diagrama Rb/Sr dos metatrandhjemitos Riacho das Lajes, comparados a rochas de mesma afinidade em diversos ambientes tectônicos; campos segundo Coleman & Donato (1979)	187
Figura 83-(a) Diagrama Ab-An-Or dos metagranitóides São Pedro, metatrandhjemitos Riacho das Lajes, comparados com a Sequência Lagoa das Contendas; (b) e (c) diagramas discriminantes de ambiente tectônico dos metatrandhjemitos e da Sequência Lagoa das Contendas	187
Figura 84-Diagrama albita-anortita-ortoclásio dos metatrandhjemitos Riacho das Lajes comparados às metamáficas da Suíte Malhada Vermelha	188
Figura 85-Diagramas AFM e K_2O vs. sílica dos metatrandhjemitos Riacho das Lajes comparados com a Suíte Malhada Vermelha. (a) campos segundo Nicollet et al. (1979): 1-campo eclogítico segundo Wager & Brown (1968); 2-basaltos e gabros oceânicos conforme Mottana <i>et al.</i> (1968); 3-campo dos granitos; (b) campos segundo Coleman & Donato (1979): 1-granófiro continental; 2-trandhjemito continental; 3-plagiogranito oceânico; 4-basalto toleítico continental; 5-basaltos e gabros subalcalinos oceânicos; 6-gabro cumulático	188
Figura 86-Diagrama Q-P multicatiônico e aranhagrama normalizado para o manto primitivo dos migmatitos e metagranitóides Recanto e Riacho do Forno comparados com a Sequência Poço do Salgueiro	190
Figura 87-Diagrama de terras raras normalizado para o condrito dos migmatitos e metagranitóides contracionais comparados com a Sequência Poço do Salgueiro	190
Figura 88-Diagramas Rb vs. Zr, Y vs. Zr e CaO vs. Y do Granito São João comparado com o Grandodiorito Riacho do Icó, observando-se a falta de colinearidade entre as populações dos dois granitóides	192
Figura 89-Diagramas Q-P e A-B de Debon & Le Fort (1973) mostrando a similaridade composicional a nível de elementos maiores dos metagranitóides contracionais Recanto (quadrados cheios) e Riacho do Forno (círculos abertos) com o Granito São João (círculos cheios)	192
Figura 90-Aranhagrama normalizado para o manto primitivo, diagrama de terras raras normalizado para o condrito e aranhagrama normalizado para o ORG do Granito São João (triângulos cheios) comparado com os metagranitóides Recanto (quadrados cheios) e Riacho do Forno (círculos cheios)	193
Figura 91-Diagramas Rb vs Y+Nb e Nb vs Y mostrando a concentração do Granodiorito Riacho do Icó e dos Granitos São João e Serra do Arapuá no campo dos arcos vulcânicos (VAG)	198

Figura 92-Diagramas K ₂ O vs sílica e Ba vs Rb com amostras do Granodiorito Riacho do Icó, Granitos São João e Serra do Arapuá colocadas em campos definidos por granitos das faixas Piancó-Alto Brígida e Pajeú-Paraíba, conforme Mariano & Sial (1993). 1) Associação granítica calcialcalina a alto K; 2) granitóides shoshoníticos; 3) plúton shoshonítico de Terra Nova; 4) sienitóide shoshonítico do complexo de Bom Jardim; 5) granitóides peralcalinos	198
Figura 93-Tentativa de repartição petrogenética dos granitos neoproterozóicos da região centrorienta da Província Borborema	199
RELAÇÃO DE TABELAS	
Tabela 1-Valores de normalização utilizados no presente texto	15
Tabela 2-Propostas estratigráficas recentes nos terrenos adjacentes ao Complexo magmático Lagoa das Pedras	23
Tabela 3-Análise química do Complexo Floresta	64
Tabela 4-Análises químicas da Suíte Malhada Vermelha	71
Tabela 5-Análises químicas da Sequência Lagoa das Contendas	80
Tabela 6-Análises químicas dos metagranitóides São Pedro e metatrondhjemitos Riacho das Lajes	92
Tabela 7-Principais características metalogenéticas dos depósitos de Fe-Ti de Floresta (modificado de Veronese <i>et al.</i> , 1985)	98
Tabela 8-Análises químicas da Suíte Serrote das Pedras Pretas	109
Tabela 9-Análises químicas da Sequência Poço do Salgueiro	116
Tabela 10-Análises químicas dos migmatitos e metagranitóides Recanto e Riacho do Forno	128
Tabela 11-Análises químicas do Granodiorito Riacho do Icó	145
Tabela 12-Análises químicas do Granito São João	152
Tabela 13-Análises químicas do Granito Serra do Arapuá	156
Tabela 14-Dados isotópicos Sm/Nd dos terrenos Pernambuco-Alagoas e Alto Moxotó	163
Tabela 15-Dados isotópicos U/Pb dos zircões do terreno Alto Moxotó	164
Tabela 16-Dados isotópicos U/Pb de zircões das metavulcanoclásticas e metagranitóides contracionais	172
Tabela 17-Dados isotópicos Sm/Nd dos migmatitos e metagranitóides contracionais do Complexo Lagoa das Pedras	173
Tabela 18-Dados isotópicos U/Pb em zircões do Granodiorito Riacho do Icó/Complexo Lagoa das Pedras	173
Tabela 19-Dados isotópicos Sm/Nd dos granitos brasileiros do Complexo Lagoa das Pedras	173
Tabela 20-Mineralogia do restito produzido por fusão com ausência de vapor de vários tipos de rochas (reprozido de Rudnick, 1992)	184
Figura 21-Razões de elementos traços dos metagranitóides São Pedro e metatrondhjemitos Riacho das Lajes comparadas com diversos tipos de granitos	186

RESUMO

A Província Borborema evoluiu através de um mecanismo de colagem de terrenos, os quais se agregaram à margem norte do Cráton do São Francisco durante o Neoproterozóico. O Complexo Granítico Lagoa das Pedras constitui um batólito granítico composto, situado no limite entre terrenos Alto Moxotó e Alto Pajeú e sua evolução testemunha um longo período de acreção e colisão na Província, que iniciou-se no final do Mesoproterozóico e prosseguiu durante todo Neoproterozóico.

O terreno Alto Moxotó compreende uma faixa mesoproterozóica que inclui um prisma acrecionário, uma pilha metavulcanossedimentar e um bloco de embasamento granulítico paleoproterozóico. O segmento acrecionário engloba uma suíte bimodal formada por corpos tabulares de gabros, dioritos, anortositos em menor proporção e um conjunto de granitóides leucograníticos e trondhjemiticos, que aparecem atravessando tanto as rochas do embasamento, quanto a sequência supracrustal. A sequência supracrustal é composta por uma sucessão de metassedimentos clásticos e químico-clásticos intercalados com rochas metavulcânicas de natureza intermediária, que incluem uma suíte calcioalcalina com médio a alto K de arco magmático, formada por andesitos, andesitos basálticos, traquiandesitos, traquibasaltos, tufos e por pequenas intrusões de gabros e diabásios. Todo o conjunto está fortemente deformado e metamorfozado na facies anfibolito alto. Os padrões geoquímicos da suíte bimodal demonstram seu caráter pouco evoluído e um provável ambiente oceânico de formação. Evidências mineralógicas e geoquímicas sugerem que os trondhjemitos teriam se originado por fusão parcial dos toleítos, deixando um resíduo eclogítico, em um episódio de pressões moderadas (abaixo de 8kbar) e alta temperatura (acima de 900°C). Os dados isocrônicos U/Pb em zircões das vulcânicas e leucogranitos indicam que o episódio acrecionário e vulcânico ocorreu em torno de 1,0 Ga.

O Complexo Granítico Lagoa das Pedras foi formado pela intrusão sucessiva de pulsos graníticos relacionados com um evento contraccional seguido de outro transtraccional. O complexo contraccional compreende uma alternância de fatias de diatexitos e metagranitóides peraluminosos tipo S, rochas metamáfico-ultramáficas e supracrustais metavulcanossedimentares. As fatias metamáfico-ultramáficas são produtos metamórficos de rochas básico-ultrabásicas intrusivas e vulcânicas basálticas e picríticas toleíticas, provavelmente formada no mesmo episódio acrecionário do terreno Alto Moxotó. As supracrustais são predominantemente metassedimentos pelíticos, mas englobam uma componente vulcanossedimentar, formada principalmente por metagrauvacas e metavulcanoclásticas, de composição dacítica, dacito-andesítica e traquidacítica, com padrões geoquímicos similares aos de arcos magmáticos maduros. Os migmatitos e metagranitóides foram formados por recristalização e fusão parcial dos protólitos sedimentares e vulcanossedimentares, gerados por fusão incongruente de micas, com ausência de vapor, estimando-se pressões moderadas (5 a 6kbar) e temperaturas em torno de 700°C na formação dessas rochas. Uma concórdia U/Pb em zircões das metavulcanoclásticas comprovou que o vulcanismo é o mesmo do terreno Alto Moxotó. Uma idade similar foi obtida em zircões dos metagranitóides contraccionais, sugerindo tratar-se de cristais herdados.

O evento transtraccional originou dois pulsos principais, denominados de Granodiorito Riacho do Icó e Granito Serra do Arapuá, já fora dos limites do Complexo. O espectro composicional do Granodiorito Riacho do Icó, quartzomonzodiorito-granodiorito-monzogranito, e sua assinatura geoquímica confirmam tratar-se de uma série calcioalcalina com médio a alto K, híbrida de arco continental, evoluída através de mistura de magmas/assimilação, seguida de cristalização fracionada, com separação de hornblenda, plagioclásio e biotita. Os autólitos e xenólitos de rochas máficas e uma idade T_{DM} Sm/Nd de 1,28 Ga. são sugestivos de uma fonte ligada ao segmento acrescionário. Concórdia U/Pb em zircão definiu uma idade de colocação de 750 ± 20 Ma., comprovando tratar-se de um pulso distinto daquele existente na faixa Piancó-Alto Brígida (Cachoeirinha-Salgueiro). O Granito Serra do Arapuá é um leucogranito peraluminoso com granada, crustal colisional intrusivo ou híbrido com forte componente sedimentar. Os padrões geoquímicos e isotópicos Sm/Nd confirmam sua relação com os diatexitos e granitóides contracionais, sugerindo a evolução desses dois pulsos crustais através de um único ciclo. O Granito Serra do Arapuá representa um membro da série granítica peralcalina/shoshonítica implantada na transição entre o terreno Alto Pajeú e Piancó-Alto Brígida (Cachoeirinha-Salgueiro), correspondendo a uma série híbrida tardiorogênica brasileira.

A análise tectônica e geocronológica/isotópica (U/Pb e Sm/Nd) é compatível com uma evolução progressiva entre esses pulsos durante o Neoproterozóico. O episódio contraccional corresponderia a um evento de colisão oblíqua entre os terrenos Alto Moxotó e Alto Pajeú, sendo seguido imediatamente pelo episódio transtraccional, em torno de 750 Ma.; os pulsos tardi e pós-colisão, incluindo o Granito Serra do Arapuá, teriam se desenvolvido entre 620 e 570 (515?) Ma., concomitantemente ao plutonismo estabelecido na faixa Piancó-Alto Brígida (Cachoeirinha-Salgueiro).

ABSTRACT

The Borborema Province has evolved through a tectonic *collage* mechanism in which several terranes have been attached to the northern margin of the São Francisco craton. The Lagoa das Pedras Granitic Complex is a granitic composite batholith lying between the Alto Moxotó and Alto Pajeú terranes and it was produced by a long accretion-collision process, which started in the late Mesoproterozoic and has continued through the Neoproterozoic era.

The Alto Moxotó terrane constitutes a Mesoproterozoic belt that embraces an accretionary wedge, a volcanic and sedimentary supracrustal pile and a paleoproterozoic granulitic basement. The accretionary wedge is a bimodal suite including a series of gabbros, diorites, minor anorthosites, and associated leucogranites and trondhjemites sheets, that intrudes both the basement and the supracrustal rocks. The supracrustal sequence is composed by a succession of clastic and chemical-clastic sediments interlayered with intermediate metavolcanic rocks, which includes a calcalkaline medium to high-K suite of magmatic arc, formed by andesites, basaltic andesites, trachy-andesites, trachy-basalts, tuffs and small intrusions of gabbros and diabases. All the rocks are strongly deformed and metamorphosed in the high amphibolite facies. The geochemical patterns of the bimodal suite show a primitive character and suggest a probable original oceanic environment. Mineralogical and geochemical evidences supports the generation of the trondhjemites by partial melting of the tholeiites, leaving a eclogitic residua, in moderate pressure (below 8kbar) and high temperature (above 900°C) conditions. U-Pb concordia of zircons of the metavolcanics and leucogranites indicates an age around 1.0 Ga. for the accretion and volcanism event.

The Lagoa das Pedras Granitic Complex was formed by successive granitic pulses related to two tectonic episodes of contractional and transtensional character. A contractional anatectic complex includes slices of peraluminous diatexites and S-type metagranitoids stacked with metamafic-ultramafic rocks and a supracrustal sequence of clastic and volcanoclastic character. The metamafic-ultramafic slices are metamorphic products of tholeiitic basic and ultrabasic intrusives and basaltic and picritic volcanics, probably of the same accretionary magmatism of the Alto Moxotó terrane. The supracrustals are mainly pelitic metasediments but embraces a volcanosedimentary sequence, composed of metagreywackes and metavolcanoclastics corresponding compositionally to dacites, dacitic andesites and trachy-dacites with similar geochemical patterns to mature volcanic arcs. The migmatites and metagranitoids have been formed by recrystallization and partial melting of those supracrustal protoliths. The generation of these rocks happened by means of incongruent melting of micas with a vapor-absent phase, with estimated moderate pressure (5 to 6 kbar) and temperature of about 700° C. An U/Pb concordia of zircons of the volcanoclastic sequence yield an age similar to the volcanism of the Alto Moxotó terrane. The zircons of the contractional metagranitoids are also of this age being probably inherited crystals.

The transtensional granitic plutonism occurred in two main pulses that gave rise to the Riacho do Icó Granodiorite and São João Granite, as well as to Serra do Arapuaá Granite, the later lying out of the limits of the complex. Compositions of the Riacho do Icó Granodiorite range from quartz-monzodioritic

through granodioritic to monzogranitic and its geochemical signature of the magmatism confirms a hybrid, medium to high-K calcalkaline series (H_{ss} type). Magma mixing and assimilation followed by fractional crystallization with hornblende, plagioclase and biotite separation provides the compositional variation observed. A source related to accretionary rocks is suggested by mafic autoliths and xenoliths and a T_{DM} Sm/Nd model age of 1,28 Ga. An U/Pb zircon concordia of the Granodiorite defines an emplacement age of 750 ± 20 Ma., showing that it is a distinct pulse from that of Piancó-Alto Brígida (Cachoeirinha-Salgueiro) belt. The peraluminous garnet-bearing São João leucogranite is a crustal collisional intrusive or an hybrid with a strongly crustal component-type. Their geochemical and isotopic characteristics show that it must to be derived from the same crustal source that originates the crustal contractional melts. The Serra do Arapuá Granite is part of the peralkaline/shoshonitic series of the transition zone between Piancó-Alto Brígida belt and the Alto Pajeú terrane, corresponding to a Brasiliano hybrid late orogenic suite.

The isotopic/geochronologic (U/Pb and Sm/Nd) and tectonic assessment of the data so far gathered in this research point to a progressive evolution between two forementioned pulses during the Neoproterozoic. The contractional episode probably corresponds to an oblique collisional event between Alto Moxotó and Alto Pajeú terranes, immediately followed by the transtensional episode about 750 Ma. The late collisional pulse, which includes the Serra do Arapuá granite, would be developed between 620 and 570 (515?) Ma., together with the Piancó-Alto Brígida plutonism.

APRESENTAÇÃO

I regret that there is likely to be yet more to come - for in this matter, as in many others, the wisdom of Jesus the son of Sirach is true:

"When a man thinketh he hath finished, then he is but at the beginning; and when he ceaseth, then shall he be in perplexity." (Read, H. H., 1957, *Meditations on Granite*, Pt. II, *The Granite Controversy*, Proc. Geol. Assoc., Thomas Murby Co., p. 167)

O presente trabalho representa mais uma contribuição ao estudo da Província Borborema, uma faixa móvel meso-neoproterozóica desenvolvida na parte norte do cráton do São Francisco. Numa visão mais ampla, esta Província constitui apenas o segmento de uma faixa maior, situada entre os crátons Congo/Kasai-São Francisco e São Luís-Oeste África e sua evolução é ainda muito pouco compreendida, apesar da grande massa de dados recolhida nos últimos 35 anos.

Em grande parte, esta limitada compreensão se deve a vários aspectos, tais como:

- a visão segmentada dessa faixa, que tem continuidade nas faixas do centro-oeste brasileiro e no continente africano;

- uma visível característica estrutural de colagem de terrenos, detectada pela falta de zonalidade sedimentar, metamórfica e magmática a nível regional, resultando em freqüentes contrastes bruscos de nível crustal;

- falta de estudos de detalhe de áreas e temas chaves, incluindo o uso de técnicas laboratoriais até mesmo de rotina, de modo que tornam especulativas muitas tentativas de integração.

O estudo dos granitos é um tema da mais alta importância para o conhecimento da evolução crustal da Terra e na Província Borborema esse estudo é particularmente relevante, pois só os granitos neoproterozóicos são responsáveis certamente por mais de 15% do volume de rochas aflorantes nas partes sul e leste desta Província. De modo geral, o granito é, na verdade, o produto final de uma variedade de processos petrogenéticos, que evoluem, através de diversas fontes e mecanismos de fracionamento, para rochas de composição granítica ou de composição aproximada do granito. É por esta razão que muitos autores, ao longo do tempo, convencionaram definir as "séries graníticas", que englobam um conjunto de rochas ígneas mais ou menos ricas em quartzo e feldspato e que são relacionadas petrogeneticamente; ou denominar de granitóides o grupo de rochas de aparência granítica presentes em um determinado plúton; ou mesmo se referir a plagiogranitos, ao descrever rochas que ao longo de sua evolução nunca possuíram uma verdadeira composição granítica.

O complexo aqui estudado é um exemplo dessa variedade usualmente encontrada nas rochas graníticas. Ele envolve no seu interior ou em áreas adjacentes uma ampla gama de tipos litológicos, que convergem na geração de rochas graníticas de diversas afinidades, através de pulsos sucessivos. A preservação de testemunhos desses diversos pulsos no âmbito do Complexo Granítico Lagoa das Pedras

torna esta área singular dentro da Província Borborema. Nossa pretensão inicial era de estudar especificamente as rochas envolvidas com o chamado plúton principal do Complexo Granítico Lagoa das Pedras, mas o largo espectro de problemas presentes exigiram cada vez mais a abertura do leque de conhecimentos e a ampliação cada vez maior dos prazos originalmente previstos. Em vista disso, optou-se por uma parada para interpretação dos dados até aqui obtidos, deixando o detalhamento de alguns temas para serem subsequentemente pesquisados.

Durante as pesquisas contamos com o apoio de muitas pessoas e instituições. Assim, no Instituto de Geociências da USP foram obtidas 20 lâminas petrográficas (Setor de Laminação) e preparadas 35 amostras para análises químicas (Centro de Geocronologia/GEOCRON e Setor de Preparação de Amostras do Departamento de Mineralogia e Petrologia/DMP). Na Seção de Laboratório da CPRM/Superintendência Regional de Recife, conseguiu-se praticamente todo acervo de seções delgadas e no LAMIN a realização de 10 análises químicas completas e 57 de alguns elementos traços; além disso, a Superintendência forneceu um apoio fundamental às viagens de campo. Grande parte dos custos da pesquisa foram cobertos pela Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP), a qual financiou as viagens ao campo e toda parte analítica realizada em laboratórios particulares. As datações geocronológicas foram realizadas no CPGeo/USP e na Universidade do Kansas, dentro de um programa de cooperação científica de estudo geocronológico da Província Borborema, coordenado pelos professores B. B. Brito Neves e W. R. Van Schmus.

Nossas primeiras palavras de gratidão vão para o Prof. Dr. Benjamim Bley de Brito Neves, um misto de orientador e amigo, pela orientação segura, tanto do ponto de vista científico, quanto a nível de infraestrutura da pesquisa, para obtenção dos recursos e meios para sua realização. Recebemos dele também, durante a nossa estada em São Paulo, o melhor apoio do ponto de vista pessoal. Ao Prof. Dr. William R. Van Schmus, da Universidade de Kansas, pela execução da parte laboratorial isotópica U/Pb e Sm/Nd e pela orientação na interpretação geocronológica desses dados.

À CPRM, na figura de seus dirigentes, particularmente dos Drs. Walter Marques, João de Castro Mascarenhas e Marinho Alves da Silva Filho, pela permissão e compreensão em manter-nos praticamente afastados das atividades de rotina durante tanto tempo, sem ônus salariais.

À FAPESP (processo Geociências 92/4017-7) e ao CNPq, pela cobertura financeira indispensável à realização das pesquisas, sem a qual o trabalho não teria sido possível. Aos professores do DGG/IGUSP, em especial aos Drs. Mário da Costa Campos Neto, Ian McReath, Osvaldo Siga Jr., Koji Kawashita, Wilson Teixeira, Mário C. H. Figueiredo e Miguel Basei, com os quais tivemos oportunidade de debater alguns problemas da área. Aos companheiros da pós-graduação, mestrandos e doutorandos, com os quais convivemos e também partilhamos muitas discussões científicas, recebendo dos mesmos o melhor carinho, particularmente dos colegas Luís Rogério B. Leal, Ângela Beatriz, Pedro F. Teixeira Kaul, Paulo Barros e Augusto Pedreira. Uma homenagem póstuma especial ao colega Cigel, pela espontaneidade, coleguismo e espírito de dedicação científica.

Agradecemos aos relatores do Instituto de Geociências e da FAPESP pelas críticas e sugestões apresentadas, que muito contribuíram para a melhoria do conteúdo da presente tese. Aos colegas da CPRM, Roberto Gusmão de Oliveira, Carlos Alberto Lins, Helton Héleri F. Torres, Hermanilton Azevedo Gomes, Reinaldo Santana de Brito, Vladimir Cruz de Medeiros, pela colaboração e discussões técnicas. Aos colegas Marina Nóbrega, Dalvanize da Rocha Bezerril, José Ronaldo Rosa Barros e Ambrósio Dantas Ferreira, pelo eficiente trabalho de apoio, bem como aos demais companheiros das Superintendências de Recife e São Paulo, pelo incentivo e companheirismo; agradecimentos especiais a Francisco Batista de Moraes e Alan Dionísio de Barros (no apoio de desenho); Armando Arruda Câmara Filho e Eral Manoel Linden (no apoio cartográfico); Antonio Napoleão dos Santos (no setor de laminação) e Antonio Martins de Oliveira, Genival Inácio de Araújo e Adelson Alexandre Ferreira (no apoio de campo), pela dedicação e espírito de profissionalismo demonstrados. Ao professor Hartmut Beurlen, da UFPE, pela cessão do acervo de lâminas do Projeto Ferro Titanado de Floresta; ao colega Judson da Cunha e Silva e aos professores Drs. Adejardo F. da Silva Filho, Ignês P. Guimarães e Alcides N. Sial, pelas sugestões formuladas durante encontros e palestras.

Ao povo de Floresta e Carqueja, pelo apoio e hospitalidade permitindo o desenrolar sereno dos nossos trabalhos de campo, em meio a um clima nem sempre tranquilo, envolvendo questões políticas, familiares e tráfico de maconha, comuns a esta região do Nordeste. Nossos agradecimentos especiais ao vereador Obadias Belo e ao ex-prefeito Nego Novaes, pela orientação e contatos com proprietários de terra; professora Carla Ferraz, pela amizade e por uma bela visita à aldeia dos índios Araticuns na Serra do Arapuá; ao militar aposentado João Gomes de Lira, de Carqueja, pelas muitas histórias de sua aprofundada pesquisa sobre *Lampião* (grande parte reunida no livro *Memórias de um Soldado de Volante*, publicado pela Editora Massangana, Recife) e por uma exclusiva exibição da banda de pífanos de Carnalva em sua residência.

1-CONSIDERAÇÕES INICIAIS

1.1-LOCALIZAÇÃO DA ÁREA

A área de estudo possui uma superfície de aproximadamente 800 km² e situa-se no município de Floresta, Pernambuco, cuja sede dista cerca de 450 km de Recife, capital do Estado de Pernambuco (figura 1). A área localiza-se entre a sede do município e o distrito de Carqueja, mas inclui também uma pequena área no município de Airi, em virtude da ocorrência nesta localidade de uma associação petrogenética importante, como será visto adiante. A área global (v. mapa geológico anexo) pode ser circunscrita pelas seguintes coordenadas geográficas: 8°48'45" e 8°37'46" de latitude sul; e 38°40'52" e 38°22'56" de longitude oeste de Greenwich.

Do ponto de vista fisiográfico, esta área situa-se na região do sertão semi-árido nordestino, microrregião do Sertão do São Francisco Pernambucano ou mais especificamente Sertão do Pajeú, localizada na bacia do rio de mesmo nome, um dos mais importantes afluentes do Rio São Francisco, pela margem esquerda. A região em foco, localizada no curso médio deste rio, apresenta um relevo extremamente aplainado, modelado em terrenos de baixa permeabilidade, resultando numa paisagem monótona, dominada pela presença de lagoas. O relevo torna-se mais movimentado apenas na porção oeste da área, na região serrana limítrofe com os municípios de Carnaubeira e Mirandiba e com o distrito de Barra do Silva.

O clima semi-árido é bem expresso pelas constantes temperaturas elevadas, escassez de chuvas, dominância de litossolos com exposição abundante do substrato rochoso, vegetação hiperxerófila ("caatinga") e ausência de água superficial em cursos d'água e lagoas durante quase todo ano ou durante anos seguidos, em períodos mais prolongados de seca.

O acesso à área é feito diretamente através da rodovia federal BR-232 até Ibimirim e daí através da rodovia estadual PE-360, ambas asfaltadas; ou ainda através da BR-232 até Serra Talhada e desta cidade até Floresta, através da rodovia estadual PE-390, igualmente asfaltada. Dentro da área, o deslocamento pode ser realizado através de 3 estradas de terra municipais, ligando Floresta a Carnaubeira, região da Serra do Arapuá e Malhada Vermelha e Exu, respectivamente. Além disso, alguns trechos da área são percorridos por meio de estradas precárias ligando esses troncos principais e pela estrada acompanhando a linha da transmissão da CHESF, que permite o contato direto de Floresta com Serrinha e Tupanaci.

Os afloramentos são abundantes, as vezes aparecendo em exposições quase contínuas, sobretudo entre as rochas graníticas, em função do fraco relevo e pobreza de solo; entretanto, raramente são vistas exposições no plano vertical. Ao contrário das rochas graníticas, raramente encontram-se bons afloramentos das rochas metamórfico-ultramáficas, as quais sempre são recobertas por solos argilosos escuros. Os afloramentos no vale do Rio Pajeú são de difícil acesso, porque o rio é sempre bloqueado por cercas de propriedades particulares, muitas vezes em função de questões pessoais, frequentes nesta região

do sertão nordestino. Fora dessa área ribeirinha, esse problema é menos grave e a penetração torna-se mais fácil, inclusive porque a vegetação é rala e de porte baixo, apesar de espinhosa.

Floresta é uma cidade tradicional do sertão pernambucano, cuja fixação nos primórdios da ocupação das terras sertanejas se deu pelo fato de representar um dos pontos de parada para caravanas em demanda região oeste do Estado, ao sul do Piauí e noroeste da Bahia. De situação privilegiada para a pecuária e agricultura, seja nas margens da bacia do Rio Pajeú incluindo a planície Pajeú-Brígida, seja nos brejos serranos vizinhos (Serra do Arapuá, Serra Grande, Serra das Umburanas), a cidade floresceu, em grande parte, como decorrência do comércio dos produtos dessa atividade rural, oriunda de povoações e distritos circunvizinhos, como Carqueja (antiga Nazaré), Carnaubeira (atualmente município), Barra do Silva, etc; desses tempos de comércio ativo, Floresta ainda guarda um belo conjunto arquitetônico colonial no centro antigo da cidade.

Neste quadro geográfico, a mistura de povoações branca e indígena (hoje confinada ao núcleo de Araticuns, na Serra do Arapuá) dominantes, as dificuldades resultantes do fenômeno da seca e a estrutura agrária desequilibrada, fincada em latifúndios e no coronelismo do final do século passado, resultou em um período heróico de escaramuças bélicas, das quais destacou-se a figura do temível cangaceiro Virgulino Ferreira, o *Lampião*, que teve sua principal área de atuação na região de Carqueja e arredores. Desta tradição guerreira, parte da comunidade florestana herdou uma tendência agressiva que desembocou nos tempos modernos em disputas políticas e familiares, tornando esta região, incluída no chamado "polígono da maconha", numa das áreas mais violentas do Estado.

1.2-OBJETIVOS

Os granitos desta área fazem parte de um conjunto de intrusões graníticas caracterizadas pela presença de batólitos compostos ou complexos batolíticos, muitas vezes associados a maciços migmatíticos, que dominam na parte interna da faixa Pajeú-Paraíba, diferentemente dos alinhamentos graníticos encontrados na faixa Piancó-Alto Brígida, onde os plútons presentes apresentam uma afinidade petrogenética definida (p. ex. a *syenitoid line* de Sial, 1987). Esses batólitos compostos são importantes porque agregam intrusões de diversos episódios tectônicos, com diferentes idades, possibilitando, assim, analisar a evolução tectônica desses terrenos. Um *trend* desses batólitos de direção NE-SW ocorre numa faixa que vai de Floresta até a região de Afogados da Ingazeira e Sumé e inclui o complexo aqui estudado, por nós denominado de Complexo Granítico Lagoa das Pedras (figura 6).

O objetivo principal da presente investigação é o de caracterizar o magmatismo desse complexo em relação à evolução crustal da Província Borborema. Recentemente, tem-se demonstrado que a história da Província abrange uma sucessão de episódios tectônicos ocorridos entre o final do Mesoproterozóico e o início do Paleozóico (Brito Neves, 1991). De modo geral, a maioria das concepções geotectônicas pré-existentes, com base principalmente na visão estruturalista, faz alusão a uma evolução ensialica.

Entretanto, a análise do magmatismo e da sua assinatura geoquímica, enfoque principal da presente tese, tem conduzido a conclusões divergentes com relação à ambiência tectônica das diversas faixas e terrenos que formam a Província Borborema. Leterrier *et al.* (1988), por exemplo, observaram que o magmatismo granítico brasileiro da faixa Seridó possui características de um fenômeno distante de zonas de subducção, devendo estar relacionado com a invasão de magmas máficos na base da crosta, uma conclusão coerente com modelos desenvolvidos por Jardim de Sá (1984a; 1994) nesta faixa, que interpreta a deformação brasileira como um retrabalhamento transcorrente com extrusão lateral de blocos, similar ao estilo do platô tibetano/sul da China.

Na faixa Piancó-Alto Brígida, Sial & Ferreira (1990) fazem referência a granitos com afinidade trondhjêmica continental e a uma zona de granitos shoshoníticos e ultrapotássicos na faixa Piancó-Alto Brígida, associados a uma tectônica *pull-apart*, desenvolvida entre os Lineamentos Patos e Pernambuco; estes autores destacam a existência de uma fonte mantélica rasa, enriquecida em elementos litófilos de íon grande (LIL), produzida por um evento maior ou por sucessivos enriquecimentos desde o Proterozóico ou mesmo desde o Arqueano. Ferreira (1991), por seu turno, identificou uma fonte mantélica de 2,0 Ga para os sienitos e piroxenitos ultrapotássicos de Triunfo (PE), nesta mesma faixa, a qual teria sido incorporada à crosta durante um episódio de subducção transamazônico. Investigações preliminares realizadas em algumas suítes vulcânicas ou vulcanoplutônicas têm sugerido uma coerência com essas concepções. Por exemplo, Silva Filho & Amorim (1991), Accioly *et al.* (1993) e Campos Neto *et al.* (1994) descreveram suítes vulcânicas no subdomínio Piancó-Alto Brígida com características de um magmatismo de tipo *rift*.

Alguns dados petrogenéticos e padrões de terras raras e isotópicos dos granitos calcioalcalinos brasileiros, entretanto, são sugestivos de uma fonte anfibolítica (Sial, 1984a e b) ou basáltica de fundo oceânico alterada (Sial & Ferreira, 1994). Silva Filho *et al.* (1987), Silva Filho (1989) e Silva Filho &

Guimarães (1991), também descreveram uma associação plutônica formada pelos granitos de Salgueiro, Terra Nova e Serra do Livramento e pelo enxame de diques associado, de características calcioalcalinas, shoshoníticas e ultrapotássicas com uma nítida assinatura geoquímica relacionada com subducção; segundo estes autores, esta associação representaria o registro de um importante estágio de transição colisional/pós-colisional.

Na faixa Riacho do Pontal, Marimon (1990) e Moraes (1992) encontraram padrões geoquímicos similares aos de ofiolitos ou assoalho oceânico nas suítes metamáficas de Monte Orebe e Brejo Seco, o que é coerente com as conclusões de Beurlen (1988) sobre suítes metamáficas e metaultramáficas encontradas na interface Piancó-Alto Brígida com Pajeú-Paraíba e na própria faixa Pajeú-Paraíba. Os dados deste último autor parecem ser os mais convincentes sobre uma possível ambiência oceânica até agora encontrados na Província, pois há evidências geoquímicas, metalogenéticas e de evolução tectonometamórfica. O complexo de Bom Jardim, no limite da faixa Pajeú-Paraíba com o Maciço Pernambuco-Alagoas, também foi considerado por Guimarães (1989) e Guimarães & Silva Filho (1991) como uma atividade plutônica ligada à subducção; estes autores sugerem que este plúton teria se formado em um regime colisional continente-arco.

Na faixa Sergipana, os complexos vulcanoplutônicos Canindé do São Francisco (Paiva & Tarney, 1990) e Rio Coruripe (Mendonça & Amorim, 1988; Horbach & Marimon, 1988) têm sido considerados como manifestações magmáticas intraplaca, opinião que não é compartilhada por Bezerra *et al.* (1991), que encontraram evidências de um magmatismo calcioalcalino de arco magmático no complexo Canindé do São Francisco. Alguns granitos do domínio Sergipano são tipicamente calcioalcalinos (Giulliani & Santos, 1988), com sugestões de uma fonte granulítica ou quartzo-eclogítica de natureza mantélica, com forte contribuição crustal. Silva Filho *et al.* (1993) descrevem nesta faixa uma zonalidade granítica compatível com uma subducção da faixa sergipana sob o cráton do São Francisco, aparentemente confirmando antigas concepções geotectônicas defendidas por Santos & Silva Filho (1975), Brito Neves *et al.* (1977), Silva Filho *et al.* (1978), bem como recentes investigações realizadas por D'el Rey Silva (1994) nesta mesma faixa.

No contexto em estudo, portanto, dois aspectos são relevantes para a discussão acima. O primeiro é a existência de um magmatismo de grande longevidade temporal, o qual permite testemunhar um longo período da história magmatogênica da Província. O segundo é a preservação de uma suíte de rochas máfico-ultramáficas, cujas características petrológicas, metalogenéticas e litoquímicas parecem indicar a existência de um remanescente de crosta oceânica bem documentado da Província, de acordo com investigações anteriores realizadas por Beurlen (1988).

No detalhe, então, a presente pesquisa pretende caracterizar as suítes petrogenéticas presentes nesta área, suas características composicionais, formas de colocação, idades e ambiência tectônica, procurando situá-las numa visão geotectônica dentro da Província Borborema.

1.3-METODOLOGIA

A primeira etapa da investigação consistiu no mapeamento geológico da área ao norte de Floresta na escala 1:50.000. O mapeamento foi seletivo, visando preferencialmente a cartografia e a amostragem das rochas ígneas e metaígneas; além disso, a pesquisa praticamente restringiu-se ao estudo dos granitos, porque as rochas metamáficas-ultramáficas já haviam sido objeto de trabalhos de relativo detalhe por parte de Veronese *et al.* (1985) e Beurlen (1988), cujos dados foram incorporados e reinterpretados na presente investigação.

Neste trabalho, foram utilizadas fotografias aéreas escala 1:70.000 de 1965 (SACS/SUDENE) e as cartas topográficas escala 1:100.000 da SUDENE e DSG, folhas SC.24-X-A-I/Mirandiba, SC.24-X-A-II/Betânia, SC.24-X-A-IV/Floresta e SC.24-X-A-V/Airi. Foram compilados alguns dados do Projeto Ferro Titanado de Floresta (Lima *et al.*, 1985; Veronese *et al.*, 1985), particularmente as ocorrências minerais, incluindo os indícios, ocorrências e depósitos de Fe-Ti. Na base de afloramentos (anexo 3), estão locados os afloramentos estudados, as seções delgadas e análises químicas executadas na presente pesquisa.

Utilizou-se também neste trabalho mapas aerogeofísicos escala 1:50.000, referentes aos temas: aeromagnético, aerocintilométrico contagem total, canais de U, Th e K, e razões U/Th, U/K e Th/K, os quais visaram auxiliar a caracterização das unidades mapeadas. Esses mapas foram gerados através de reprocessamento de dados do Projeto "Aerogeofísica Cariris Velhos" (Barros *et al.*, 1979), o qual utilizou linhas de voo N-S com espaçamento de 2 km e medições de 120 em 120m, aplicando-se um *grid* de 250x250m para o atual reprocessamento.

As investigações a nível laboratorial consistiram no estudo de seções delgadas, execução de análises químicas completas, incluindo terras raras, e determinações geocronológicas. O acervo de análises químicas foi obtido através de análises realizadas nos laboratórios da GEOLAB (fluorescência de raios X e plasma ICP para terras raras), LAMIN (principalmente via úmida e absorção atômica para elementos maiores) e *Activation Laboratories* (Canadá) (fluorescência de raios X e ativação neutrônica INAA). Em função da utilização de fontes e laboratórios diversos, foi realizado um controle de dados analíticos, através de uma replicagem de amostras, embora não se tenha feito um controle entre os laboratórios.

No estudo geocronológico foram utilizados o método da concórdia U/Pb em zircão e idade modelo manto empobrecido (T_{DM}) Sm/Nd, fazendo-se a separação dos zircões e preparação dos pós no Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo/USP) e os ataques químicos e espectrometria de massa no *Isotope Geochemistry Laboratory, University of Kansas*. Os procedimentos metodológicos estão descritos no capítulo específico, "Geocronologia dos Pulsos Magmáticos" (capítulo 8).

Os dados geoquímicos obtidos se concentraram nos granitóides e em seqüências metavulcânicas descobertas durante a pesquisa, uma vez que a suíte metamáfica e metaultramáfica Serrote das Pedras Pretas havia sido objeto de pesquisas relativamente bem detalhadas anteriormente; os trabalhos de Veronese *et al.* (1985) e Beurlen (1988) sobre esta suíte incluem pouco mais de três centenas de análises

químicas completas, elementos menores e algumas de terras raras, tendo sido nosso objetivo inicial aproveitar este acervo, economizando recursos sempre tão escassos para o custeio das pesquisas. Ao longo do trabalho, entretanto, constatou-se que as análises dos primeiros autores foram direcionadas basicamente para o estudo metalogenético das mineralizações de Fe-Ti contidas nesta suíte, aparecendo três problemas quanto a sua utilização: 1) a amostragem foi imperfeita do ponto de vista petrológico, porque privilegiou o segmento mineralizado em Fe e Ti; 2) de modo geral, essas rochas são anormalmente ricas em Fe-Ti, prejudicando o uso de muitos diagramas geoquímicos, uma vez que eles foram concebidos para rochas com *background* normal para esses elementos; 3) o conjunto de elementos traços disponível é incompleto, tendo em vista uma análise petrogenética e uma eventual apreciação quanto à fonte e ambiência tectônica. O mesmo problema ocorreu com relação aos dados de Beurlen (1988), mas neste trabalho foram valiosíssimos os padrões normalizados de distribuição de terras raras.

Foi feita, então, uma filtragem desses dados, eliminando-se aquelas com:

- teores de sílica abaixo de 35%, haja vista que a maioria dos bancos de dados usados para a caracterização e discriminação das séries magmáticas utilizam essencialmente basaltos e andesitos;

- teores de alumina inferiores a 9%, porquanto os basaltos normais, usualmente, apresentam teores entre 10 e 25% de Al_2O_3 ; na seleção, foram admitidas análises com teores de até 35%, certamente correspondentes a gabros com granada ou anortositos;

- teores anômalos de Na_2O e K_2O , elementos de muita mobilidade e, portanto, suscetíveis de fácil transporte durante o metamorfismo;

- teores altos de H_2O ;

- soma total fora dos limites aceitáveis.

A partir disto, resultou um banco de dados de 68 análises. A maioria dos diagramas litoquímicos foi efetuado com auxílio do programa *NEWPET for DOS*, versão 1987/93, registrado por Daril Clarke, *Memorial University of Newfoundland, Department of Earth Sciences, Centre for Earth Resources Research, St. John's, NF, Canada*. Os valores de normalização de aranhogramas e diagramas de terras raras são apresentados na tabela 1. Os granitos foram normalizados para um granito teórico de crista oceânica (ORG), um padrão derivado de convecção mantélica sem enriquecimento, através da cristalização fracionada da associação mineralógica plagioclásio-olivina-clinopiroxênio-magnetita, sem influência de fusão crustal, assimilação ou processos voláteis (Pearce *et al.*, 1984, corrigido por Harris *et al.*, 1986), cujos valores de normalização são listados na mesma tabela.

TABELA 1
VALORES DE NORMALIZAÇÃO UTILIZADOS NO PRESENTE TEXTO

MANTO PRIMORDIAL (Wood, 1979)		CONDRITO (Sun, 1982)		ORG (<i>ocean ridge granite</i>) (Harris et al., 1986)*	
Cs	0,019	La	0,329	Sr	100
Rb	0,86	Ce	0,865	K ₂ O	0,4
Ba	7,56	Pr	0,13	Rb	4
Th	0,096	Nd	0,63	Ba	50
U	0,027	Sm	0,203	Th	0,8
K	252	Eu	0,077	Ta	0,7
Nb	0,62	Gd	0,276	Nb	10
La	0,71	Tb	0,0498	Ce	35
Ce	1,90	Dy	0,343	Zr	340
Sr	23	Ho	0,077	Hf	9
Nd	1,29	Er	0,225	Sm	9
P	90,4	Tm	0,0352	Y	70
Hf	0,35	Yb	0,22	Yb	8
Zr	11	Lu	0,0339		
Sm	0,385				
Ti	1526				
Tb	0,099				
Y	4,87				

(*) Todos os valores em ppm, exceto K₂O em %

2-CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

2.1-UMA INTRODUÇÃO SOBRE A PROVÍNCIA BORBOREMA

A Província Borborema foi definida por Almeida *et al.* (1977) como uma entidade geotectônica brasileira situada entre o cráton do São Francisco, ao sul, e o cráton do São Luís, ao norte. Os conhecimentos atuais indicam que na megaescala, a Província Borborema representa apenas um segmento de uma faixa orogênica Brasileira/Panafricana, que contorna ao norte o cráton Congo-Kasai/São Francisco, tendo continuidade com as faixas Rio Preto e Brasília, a sudoeste, e com as faixas nigerianas, Dahomeyano/Beniniano e Oubanguides a nordeste e leste, no continente africano (Brito Neves & Cordani, 1991; Jardim de Sá, 1994).

Seus principais traços estruturais foram esboçados por Brito Neves (1975), que definiu uma hierarquia tectônica constituída por sistemas ou faixas de dobramentos, maciços medianos e lineamentos, utilizada até hoje. Segundo estes autores, distingue-se (figura 2) as faixas de dobramento Sergipano, Riacho do Pontal, Pajeú-Paraíba, Piancó-Alto Brígida, Seridó, Jaguaribe e Médio Coreau, separadas pelos maciços Pernambuco-Alagoas, Rio Piranhas, Tróia e Granja, estes incluindo alguns núcleos de embasamento; e os lineamentos de Pernambuco, Patos, Senador Pompeu e Sobral-Pedro II, entre outros.

A partir da década de 80, os trabalhos de Jardim de Sá & Hackspacher (1981), Macedo *et al.* (1984) e Jardim de Sá (1984a e b) redefiniram o conceito da Província, introduzindo a noção de policlismo na sua evolução; segundo este modelo, a deposição e a deformação das supracrustais internas seriam de idade transamazônica/eburneana (Bertrand & Jardim de Sá, 1990), com retrabalhamento durante o Brasileiro; apenas as faixas adjacentes aos crátons (Médio Coreau e Vasa-Barris) e a granitogênese seriam geradas no Neoproterozóico. Num modelo alternativo, Caby (1984), Caby & Arthaud (1986) e Caby *et al.* (1991), com base em correlação com as faixas africanas, interpretaram as intrusivas transamazônicas como um magmatismo anorogênico, sendo a deformação e a granitogênese das faixas dobradas da Província de idade essencialmente brasileira.

Brito Neves (1983) e Santos & Brito Neves (1984), por seu turno, reconheceram a limitação do método Rb/Sr, o único disponível na região por esta época, para definir a idade desses terrenos; as faixas de dobramento internas e vestigiais foram consideradas com idade de deposição proterozóica indefinida, mas de deformação essencialmente brasileira. Na mesma época, esses autores introduziram a noção de domínios estruturais ou crustais, sendo definidos os domínios Médio Coreau, Cearense, Transnordestino ou Central, Extremo Nordeste e Sergipano (figuras 2 e 3).

Durante toda a década de 80, entretanto, continuaram em evidência as idéias da escola policíclica de Natal, que foi transplantada para toda a Província, influenciando a cartografia geológica desenvolvida nesta região (e.g., mapeamento sistemático do Programa de Levantamentos Geológicos Básicos, DNPM/CPRM, 1990-1992). No início dos anos 90, com o advento das datações U/Pb em zircão na região (Brito Neves, 1991; Brito Neves *et al.*, 1991), o modelo policíclico começou a ser contestado, pois esses

dados demonstraram serem mesoproterozóicos muitos terrenos antes interpretados como pertencentes ao paleoproterozóico, levando a uma revisão total das idéias então vigentes, a qual ainda continua em curso. Atualmente, novos dados U/Pb, Pb/Pb e Sm/Nd têm sido acrescentados (Van Schmus *et al.* 1993; Brito Neves *et al.*, 1993; Santos, 1993; Van Schmus *et al.*, 1994; Santos *et al.*, 1994), os quais têm demonstrado que, ao sul do Lineamento Patos, esta evolução é essencialmente meso-neoproterozóica, sendo os terrenos antigos remanescentes de uma antiga massa cratônica fragmentada ou terrenos exóticos trazidos por processos colisionais/transpressionais subsequentes.

Esses dados têm mostrado também a necessidade de uma revisão da nomenclatura dos domínios tectônicos já consagrados da Província, como tem sido sugerido em trabalhos recentes (e.g., Oliveira & Santos, 1993; Santos *et al.* (1993). Jardim de Sá (1994) e Campos Neto *et al.* (1994) sugeriram recentemente a individualização de um cinturão situado entre os lineamentos de Patos e Pernambuco, denominando-o de "domínio da zona transversal" ou "faixa Rio Pajeú", concepção, aliás, já defendida há alguns anos por Mello (1979) e Lima *et al.* (1985). De fato, tem-se verificado que a subdivisão tradicional proposta por Brito Neves (1975) e modificada pelo próprio Brito Neves (1983) e Santos *et al.* (1984) nem sempre encontra apoio lito e cronoestratigráfico, tratando-se, muitas vezes, de simples diferenciação crustal entre os domínios.

Todavia, restam ainda muitas dúvidas em função do número ainda restrito de dados, tornando especulativas atualmente muitas questões fundamentais (e.g., a idade da faixa Seridó, o significado dos "maciços" Pernambuco-Alagoas, Caldas Brandão/São José do Campestre e Rio Piranhas, o limite oeste da faixa Seridó, entre outras). Por esse motivo, adotou-se nesta tese uma subdivisão em terrenos (Jones *et al.*, 1983: *apud* Jones *et al.*, 1986), considerando-se a noção de colagem tectônica, que parece perfeitamente aplicável à Província Borborema.

FIGURA 2 - SISTEMAS DE DOBRAMENTOS, MACIÇOS E COBERTURAS DA PROVÍNCIA BORBOREMA, SEGUNDO O MODELO DE BRITO NEVES (1984), COM INDICAÇÃO DOS DOMÍNIOS GEOLÓGICOS.

FIGURA 3 - MAPA GEOLÓGICO SIMPLIFICADO E DOMÍNIOS TECTÔNICOS DA PROVÍNCIA BORBOREMA, SEGUNDO SANTOS ET AL. (1984).

2.2-TRABALHOS ANTERIORES NA REGIÃO ESTUDADA

De acordo com os trabalhos anteriores, a área em apreço situa-se no Domínio Extremo Nordeste, o qual inclui a faixa Pajeú-Paraíba e o Maciço Pernambuco-Alagoas de Brito Neves (1975) (figuras 2 e 3). Este Domínio corresponde à zona de separação entre o Domínio Sergipano, um orógeno marginal ao cráton do São Francisco, e o Domínio Transnordestino, um cinturão metamórfico interior da Província Borborema (Santos *et al.*, 1984). Vários autores já haviam chamado a atenção para a dominância, nesta área, de terrenos infracrustais, exposições frequentes do embasamento e de faixas metassedimentares vestigiais (e. g. Barbosa, 1970; Leal, 1970; Brito Neves, 1983; Santos & Brito Neves, 1984).

Por outro lado, com frequência, o Domínio Sergipano é considerado um sistema aparentemente isolado no âmbito da Província, correspondendo a uma zona de colisão entre o cráton do São Francisco e o maciço Pernambuco-Alagoas (Brito Neves *et al.*, 1979; Jardim de Sá *et al.*, 1981; D'el Rey Silva, 1994). Na realidade, aproximadamente 60% deste maciço é constituído por granitos neoproterozóicos, ainda que uma percentagem expressiva dele seja formado por rochas ortoderivadas; mesmo assim, o caráter de embasamento nem sempre é demonstrado.

As supracrustais da faixa Pajeú-Paraíba foram denominadas inicialmente de Grupo Uauá (Barbosa, 1970), Complexo Cabrobó (Leal, 1970) e Grupo Monteiro (Gomes *et al.*, 1981), em trabalhos a nível de reconhecimento. O arcabouço geral dessa área, porém, foi melhor definido por trabalhos de cartografia geológica mais detalhados, posteriores, os quais são revisados a seguir e resumidos na tabela 2. Na maioria dos casos as idades mencionadas são inferências formuladas a partir de modelos, com ou sem apoio de determinações geocronológicas Rb/Sr, razão pela qual as referências de idade são sempre colocadas entre aspas.

Santos (1971, 1977) individualizou um "Precambriano médio a inferior", formado por migmatitos, gnaisses graníticos e granitóides, e um "Precambriano superior", dividido em dois conjuntos: o Complexo do Alto Moxotó, envolvendo três seqüências gnáissicas, variadamente migmatizadas, com protólitos de natureza máfico-ultramáfica (Feliciano), pelítica (Sertânia) e pelitopsamítica (São Caetano); e os micaxistos de tipo Caroolina, com paragêneses de facies anfibolito alto, contendo intercalações de calcários, raro anfibolito e um quartzito basal descontínuo. A maioria dos granitos corta apenas o Complexo do Alto Moxotó, mas foram reconhecidos granitos cambordovicianos associados à "faixa cataclástica Poço da Cruz-Cruzeiro do Nordeste", uma ramificação do Lineamento Pernambuco.

A interface da faixa Pajeú-Paraíba com Piancó-Alto Brígida foi estudada por Brito Neves *et al.* (1984), em área situada a oeste da nossa. Estes autores individualizaram uma unidade A ou Complexo Cabrobó, ao sul do Lineamento Pernambuco, formado por xistos e gnaisses parcialmente migmatizados, com intercalações de anfibolitos e talcoxistos; uma unidade B ou Complexo Riacho Pequeno, formado por biotita gnaisses, com intercalações de quartzitos, calcários, rochas calciossilicáticas e anfibolitos; e uma unidade C ou Complexo Salgueiro-Cachoeirinha, que inclui gnaisses, xistos, filitos, metassiltitos, com intercalações de quartzitos, rochas calciossilicáticas, metavulcânicas basálticas e riolíticas. Estes autores obtiveram diagramas isocrônicos de referência Rb/Sr em gnaisses das unidades A e C, com idades

variando em torno de 0,96 Ga., que os autores consideraram como um evento de acreção e diferenciação continental.

Lima *et al.* (1985), com o apoio de várias datações Rb/Sr e de acordo com o modelo policíclico, reconheceram na área de Floresta um terreno arqueano e paleoproterozóico (transamazônico) retrabalhado no meso e neoproterozóico. Eles distinguiram as seguintes unidades: 1) Complexo Floresta, representado por rochas metaplutônicas de composição intermediária a básica; 2) faixas de supracrustais gnáissicas, parcialmente migmatizadas, referidas como Complexo Cabrobó, Grupo Monteiro e Grupo Salgueiro-Cachoeirinha; 5) suítes metamáficas e metaultramáficas intrusivas mineralizadas em Fe-Ti ou talco, chamadas respectivamente de Serrote das Pedras Pretas e Prece dos Rodrigues e 6) suíte intrusiva Riacho do Navio; 7) suítes graníticas "uruaquanas" e 8) suítes graníticas brasileiras. Segundo Gava & Lima (1988) o episódio "transamazônico" gerou um bandamento metamórfico dobrado em padrões isoclinais e recumbentes; o episódio "uruaquano" deu origem a dobras assimétricas, com traços axiais fortemente inclinados nas supracrustais e dobras abertas no embasamento; e duas fases finais "brasileiras" produziram dobras abertas, fechadas, dobras em *chevron*, com planos axiais mergulhando sistematicamente para o norte, além de clivagem de crenulação e *kink bands* tardias. Como será visto ao longo desta tese, as idades definidas por esses autores são inferências estabelecidas através do modelo policíclico pré-concebido.

Os trabalhos mais recentes na faixa Pajeú-Paraíba são de Wanderley (1990) e Veiga Jr. (1990), os quais descreveram uma infraestrutura gnáissico-migmatítica "arqueana" e uma seqüência supracrustal do "paleoproterozóico", representada pelos Complexos Sertânia, São Caetano e Irajaí. Esses autores descrevem um plutonismo granítico associado a uma tectônica tangencial "transamazônica" e outro ligado a uma tectônica transcorrente "brasileira". Os complexos então definidos são os mesmos de Santos (1977), exceção do Complexo Irajaí, que corresponde a uma seqüência vulcanossedimentar imatura com características de um ambiente de retroarco (Wanderley *et al.*, 1992). A evolução tectonometamórfica é similar àquela descrita por Gava & Lima (1988), observando-se uma deformação tangencial mais antiga, que gerou uma foliação/bandamento de transposição de baixo ângulo, sem grandes registros de dobramentos na macroescala e transporte no sentido WNW à NW; é marcada pela paragênese biotita+quartzo+muscovita+granada+sillimanita e, freqüentemente, por mobilizados granitóides à pegmatóides. A deformação "brasileira" corresponde a uma tectônica dúctil transcorrente, incluindo dobras e zonas de cisalhamento aproximadamente contemporâneos, com granitos intrusivos associados. Essas zonas foram geradas em regime de cisalhamento simples à transpressão, cedo à sintectonicamente à formação dos lineamentos Patos e Pernambuco, e nucleadas em antigas discontinuidades crustais ligadas ao tectonismo tangencial.

A subdivisão estratigráfica adotada na presente tese é apresentada na tabela 2, a qual mostra sua correlação com as propostas anteriores. A figura 5 mostra uma parte dessa região, na qual estão distribuídas as unidades litoestratigráficas acima referidas. A área em torno do Complexo Lagoa das Pedras engloba praticamente todas essas unidades descritas regionalmente, como pode ser bem observado

no mapa geológico anexo e no mapa simplificado da figura 6. Desta forma, a análise do magmatismo aí desenvolvido é fundamental, na tentativa de uma melhor compreensão geotectônica da Província. As características dos pulsos magmáticos e os domínios tectônicos desta área estão resumidas na legenda da figura 6, as quais serão abordadas com mais detalhe nos capítulos seguintes.

TABELA 2-PROPOSTAS ESTRATIGRÁFICAS RECENTES NOS TERRENOS ADJACENTES AO COMPLEXO MAGMÁTICO LAGOA DAS PEDRAS

SANTOS (1971, 1977)	BRITO NEVES <i>et al.</i> (1984)	LIMA <i>et al.</i> (1985)	VEIGA Jr. (1990); WANDERLEY(1990)	ESTA TESE
Granitóides de tipo Moderna		Granito Riacho das Lajes, Suíte intrusiva Barra do Silva Suíte intrusiva Sa. do Man	Granitos tardi à pós-transcorrência (γ_3 e γ_4)	Suíte granítica híbrida tardiorogênica
Micaxistos de tipo Caroolina Granitos filonianos, granitos tipos Itapecuru, Sítio dos Nunes, Quixaba e Buíque		Suítes intrusivas Sítio dos Nunes e Conceição das Crioulas	Granitos sintranscorrência (γ_3)	Suíte granítica crustal colisional intrusiva Suíte granítica híbrida de arco continental
		Suítes intrusivas Riacho do Icó e Riacho do Forno; granito Morro Vermelho	Granitos sintangenciais (γ_2)	Complexo Belém do São Francisco, migmatitos e metagranitóides contracionais Recanto e Riacho do Forno (Não aflorante)
(Não aflorante)	Unidade C (Grupo Cachoerinha-Salgueiro)	Grupo Salgueiro-Cachoerinha	Complexo Cachoerinha-Salgueiro	
Complexo do Alto Moxotó:	Unidade B (Complexo Riacho Pequeno)	Grupo Monteiro	Complexos Sertânia	Complexo Sertânia (Salgueiro?):
Seqüência tipo São Caetano	Unidade A (Grupo Cabrobó)	Suíte Riacho do Navio	Complexo São Caetano	Seqüência São Caetano
Seqüência tipo Sertânia		Suítes intrusivas Serrote das Pedras Pretas e Prece dos Rodrigues	Complexo Irajai	Seqüência Pço do Salgueiro (Irajai?)
Seqüência tipo Feliciano		Complexo Cabrobó		Suíte Serrote das Pedras Pretas Metagranitóides São Pedro; metatrondhjemitos Riacho das Lajes Complexo Cabrobó: 1) Seqüência Lagoa das Contendas; 2) Seqüência Serra do Sítio
Maciço de Muhungu		Complexo Floresta	Complexo gnáissico-migmatítico	Suíte Malhada Vermelha Complexo Floresta

3-O ARCABOUÇO DA ÁREA DO COMPLEXO GRANÍTICO LAGOA DAS PEDRAS

3.1-ARCABOUÇO DOS ARREDORES DO COMPLEXO GRANÍTICO LAGOA DAS PEDRAS

O Complexo Granítico Lagoa das Pedras faz parte de um conjunto de intrusões graníticas associadas a estruturas que se distribuem a norte e nordeste da cidade de Floresta, denominadas de sinforme Riacho do Icó, sinforme de Sobrado e zona de redobrimento de Tauapiranga por Lima *et al.*, 1985). Entretanto, trata-se de feições estruturais de evolução bem mais complicadas, que englobam suítes magmáticas de natureza e idades diversas, como será visto a seguir. Neste ítem, será definida a noção petrogenética e tectônica do complexo, destacando-se os seus principais componentes e seu contexto envolvente.

Uma avaliação do quadro geológico regional (Santos *et al.*, 1993; Santos & Brito Neves, 1993) demonstrou que este complexo situa-se no limite entre dois blocos crustais importantes da Província, dentro da faixa Pajeú-Paraíba, os quais têm sido chamados recentemente de subdomínios ou terrenos Alto Moxotó e Alto Pajeú (Oliveira & Santos, 1993; Santos *et al.*, 1993); esses dois terrenos são limitados por duas expressivas zonas de cisalhamento reconhecidas na presente investigação e que foram denominadas de Barra da Forquilha e Três Umbuzeiros, as quais aparentemente, controlam a colocação de uma *nappe* migmatito-granítica, denominada de Serra de Jabitacá (figura 5). Um terceiro bloco crustal importante é o terreno (maciço) Pernambuco-Alagoas, separado do terreno Alto Moxotó pelo Lineamento Pernambuco.

Os dados geofísicos confirmam a existência desses diversos segmentos crustais e sugerem que a evolução desta parte da Província fez-se por uma colagem de blocos, cujos limites são marcados por anomalias gravimétricas emparelhadas positiva-negativa (Oliveira & Santos, 1993) (figura 4). Esses autores descreveram um baixo gravimétrico regional que se estende desde a interface Sergipana-Pernambuco/Alagoas até o lineamento de Patos que, pelas suas características geofísicas, deve ter sido produzido na interface crosta-manto (profundidade máxima calculada de 83 Km) sendo, portanto, de grande importância geotectônica. Dentre as alternativas de interpretação, esses autores argumentam que tal anomalia pode ter sido produzida por um suave espessamento crustal "fóssil" resultante de uma atividade colisional proterozóica.

Oliveira & Santos (1993) chamaram a atenção ainda para a existência de um par gravimétrico positivo-negativo ao norte do terreno Pernambuco-Alagoas, observando que (figura 4):

1-As anomalias negativas ao norte do terreno Pernambuco-Alagoas correspondem a um conjunto de granitóides, aparentemente, associados a empurrões e *nappes*, estruturas que ocorrem, por exemplo, em Taquaritinga do Norte e Arcoverde (Santos *et al.*, 1984); supõe-se, então, que esta zona possa corresponder a uma faixa de espessamento crustal essencialmente granítico, produzindo uma crosta leve nesta parte da Província;

2-Já as anomalias positivas correlacionam-se com terrenos gnáissico-migmatíticos ricos em rochas máfico-ultramáficas, tais como os maciços Mulungu/Feliciano, Floresta e Cabaceiras; esse

SEPARAÇÃO ENTRE AS ANOMALIAS BOUGUER DE GRANDE E PEQUENO COMPRIMENTO DE ONDA

ARCABOUÇO CRUSTAL

Fig. 4 - PERFIS GEOFÍSICOS E ARCABOUÇO CRUSTAL DA PORÇÃO CENTRO SUL DA PROVÍNCIA BORBOREMA (segundo Oliveira e Santos, 1993).

FIGURA 5 - ARCABOUÇO TECTONOESTRATIGRÁFICO DE PARTE DO DOMÍNIO CENTRORIENTAL DA PROVÍNCIA BORBOREMA.

γ - Granitos neoproterozoicos; Sa - Grupo Salgueiro; Se - Complexo Sertânia; Cb - Complexo Cabrobó; Bf - Complexo Belém do São Francisco; FI - Complexo Floresta.

— Falhas e zonas de cisalhamentos principais - - - - - Antiformes e sinformes principais

alinhamento coincide também com um *trend* de eclogitos, total ou parcialmente anfibolitizados, de modo que poderia ser o registro fóssil de uma sutura colisional, propondo-se, então, a separação desta zona da faixa Pajeú-Paraíba, que foi denominada de subdomínio Alto Moxotó.

Santos (1993) e Santos & Brito Neves (1993), por sua vez, definiram um outro subdomínio ao norte do anterior, os quais denominaram de Alto Pajeú, separados por um limite crustal importante, que foi chamado de "linha mediana".

Verifica-se que os domínios assim definidos possuem algumas peculiaridades próprias do ponto de vista litoestratigráfico, estrutural, geocronológico e geofísico, cujo contraste indica tratar-se de terrenos tectonoestratigráficos amalgamados tectonicamente. Por isso, propõe-se aqui a utilização do termo "terreno", que tem sido amplamente utilizado em outras faixas orogênicas de organização complexa em outras partes do mundo. Assim distinguiu-se na área pesquisada os seguintes compartimentos: o Complexo Granítico Lagoa das Pedras, incluído no terreno Alto Pajeú, o bloco de Floresta, incluído no terreno Alto Moxotó, e o terreno (maciço) Pernambuco-Alagoas (figura 6). O terreno Pernambuco-Alagoas não foi estudado na presente investigação, sendo apenas referido de passagem, a partir de observações anteriores e de alguns dados coletados na presente investigação, visando apenas compor o arcabouço geotectônico. A seguir, serão descritos os aspectos gerais e as características litotectônicas principais destes terrenos.

O terreno Pernambuco-Alagoas constitui um segmento infracrustal situado ao sul do Lineamento Pernambuco, formado principalmente por rochas do Complexo Belém do São Francisco, aqui definido. Este Complexo é formado por ortognaisses e migmatitos, que incluem alguns remanescentes de rochas supracrustais do Complexo Cabrobó, muitas vezes não mapeáveis em escala regional, que ocupa uma grande extensão da área entre a faixa Sergipana e o lineamento Pernambuco (fotos 1, 2, 3 e 4). A ocorrência de uma foliação difusa ou milonítica de baixo ângulo e a associação com um enxame de pequenas intrusões ou fatias graníticas controladas por uma tectônica contracional, indicam uma contribuição de fundidos de natureza crustal alóctone (foto 4); além disso, a frequência de facies migmatíticas com estruturas *schlieren* e nebulíticas parecem sugerir também uma origem crustal autóctone em parte deste complexo. Determinações recentes de idades modelos dessas rochas sugerem um protólito relativamente jovem, do Proterozóico médio (Van Schmus *et al.*, 1993, 1994). Este tipo de associação petrotectônica parece ser o modelo responsável pelo *trend* de anomalias negativas da parte norte do terreno Pernambuco Alagoas referido por Oliveira & Santos (1993) e comentado anteriormente, embora o perfil gravimétrico Salgueiro-Belém do São Francisco (extraído de Brito Neves *et al.*, 1982) registre um alto gravimétrico nesta área.

O terreno Alto Moxotó engloba as supracrustais do Complexo Cabrobó, o Complexo Floresta, a suíte metamáfica-ultramáfica Malhada Vermelha, os metagranitóides São Pedro e os metatrondhjemitos Riacho das Lajes. O Complexo Cabrobó foi redefinido (Santos *et al.*, 1995), sendo mantida a denominação original dos autores anteriores, ainda que a cidade de Cabrobó esteja situada no terreno Pernambuco-Alagoas; esta correlação fica, portanto, sujeita a posterior confirmação, a partir de estudos de

maior detalhe que forem feitos na região tipo deste Complexo. Nesta redefinição, o Complexo Cabrobó passou a incluir duas seqüências: uma de natureza essencialmente sedimentar, a Seqüência Serra do Sítio; e outra vulcanossedimentar, a Seqüência Lagoa das Contendas (figuras 5 e 6). A seqüência Serra do Sítio compreende metassedimentos predominantemente psamíticos, pelitoaluminosos, às vezes carbonosos, que passam lateralmente para uma seqüência sedimentar de origem química (calcários, prováveis cherts), quartzofeldspática com exalitos ferríferos (detritica/ vulcânica félsica ou terrígena imatura de plataforma rasa?); a componente vulcânica, a Seqüência Lagoa das Contendas, é formada principalmente por metavulcânicas intermediárias, metandesitos e metandesitos basálticos, com quimismo comparável ao de arcos magmáticos. Este complexo varia, portanto, de uma associação quartzito-pelito-carbonato (QPC de Condie, 1989), de provável natureza marinha plataformar proximal (ou *rift* ?), para uma associação pelito-carbonato-exalito-vulcânica intermediária, sugerindo uma ambiência marinha distal, com vulcanismo de arco magmático, conforme características apresentadas mais adiante. Estas duas seqüências são parcialmente migmatizadas, sendo comuns tipos com estrutura estromática, às vezes desenvolvendo-se faixas de migmatitos com estruturas *schlieren* à nebulítica.

O Complexo Floresta nesta região ocorre em dois fragmentos antigos (embasamento) denominados de blocos de Floresta e Mulungu/Feliciano e englobam o Complexo Floresta de Lima *et al.* (1985) e o "maciço" de Mulungu+seqüência de tipo Feliciano, de Santos (1977). É formado por metaplutônicas anfibólicas ou anfibólio-biotíticas, de composição predominantemente quartzodiorítica e tonalítica, contendo intercalações (*sills* e diques deformados) de rochas metamáficas anfibolíticas. A presença de seqüências proximais (Seqüência Serra do Sítio) contornando esses dois blocos, parece sugerir que os blocos de Floresta e Mulungu/Feliciano representam o testemunho de uma antiga microplaca, hoje desmembrada em blocos menores pelos processos de "rifteamento" e orogênese posteriores.

A Suíte Malhada Vermelha é formada por uma série de "intrusões" tabulares de rochas metabasíticas-gabros, dioritos, anortositos, principalmente-, muitas vezes mineralizadas em Fe-Ti. Constituem intrusões tipo dique ou fatias tectônicas colocadas no bloco de Floresta ou, em menor escala, nas supracrustais do Complexo Cabrobó. As intrusivas graníticas deste terreno são constituídas por metagranitóides calcioalcalinos (São Pedro) e trondjemíticos (Riacho das Lajes), que ocorrem como corpos de forma tabular, sugerindo uma colocação controlada por uma tectônica de empurrão.

As supracrustais dominantes no terreno Alto Pajeú são as seqüências São Caetano e Poço do Salgueiro do Complexo Sertânia. A Seqüência São Caetano constitui um pacote espesso e monótono de metapelitos contendo intercalações de natureza química, alguns metapsamitos e raros metabasitos, incluindo, em grande parte, o Complexo Irajá metassedimentar de Veiga Jr. (1990) e Wanderley (1990). Esta unidade, descrita originalmente como uma seqüência ou complexo independente, foi englobada aqui no Complexo Sertânia, pois levantamentos recentes não chegaram a demonstrar diferenças composicionais significativas, de modo a amparar uma separação entre os Complexos Sertânia e São Caetano, como originalmente proposto. A seqüência Poço do Salgueiro (Santos, esta tese) parece ser uma

facies metavulcanossedimentar do Complexo Sertânia, existindo algumas similaridades com o Complexo Irajá (Wanderley *et al.*, 1992). Na área estudada, predominam metassedimentos de origem vulcanoclástica e grauvacas pelitovulcânicas, com intercalações de metapelitos, calcários, raros cherts e alguns metabasitos. O elevado grau de deformação e metamorfismo do Complexo Sertânia deu lugar a uma intensa recristalização e consequente destruição das feições primárias, observando-se, porém, em poucos afloramentos um bandamento composicional algo similar ao de metaturbiditos, com variação para metassedimentos grauváquicos, que é o tipo litológico dominante na sequência Poço do Salgueiro.

O Complexo Granítico Lagoa das Pedras, situado neste terreno, é formado por um conjunto de pulsos magmáticos superpostos, concentrados em uma área de aproximadamente 800 km². Distingue-se a Suíte metamáfica-ultramáfica Serrote das Pedras Pretas/associações Pedras Pretas e Tapuio, a Sequência vulcanoclástica Poço do Salgueiro, os migmatitos e metagranitóides contracionais Riacho do Forno e Recanto, o Granodiorito Riacho do Icó, o Granito São João e o Granito Serra do Arapuá (este fora dos limites do Complexo), cujas características gerais são referidas na legenda da figura 6.

A Suíte Serrote das Pedras Pretas é a mesma definida por Lima *et al.* (1985) e Veronese *et al.* (1985), que a consideraram exclusivamente intrusiva; todavia, a ocorrência de intercalações máficas nas supracrustais, alternando com metavulcânicas intermediárias, ácidas e metavulcanoclásticas da Sequência Poço do Salgueiro (p. ex. afloramento ES-320), sugere a existência de uma componente vulcanogênica. De toda forma, o segmento melhor estudado representa uma associação plutônica básica, com cumulos duníticos-piroxeníticos ricos em minério de Fe-Ti.

O metamorfismo dominante é da facies anfibolito alto, zona da sillimanita-feldspato potássico, sendo abundantes os tipos migmatíticos estromáticos, com leucossomas pegmatóides e granitóides e melanossomas ricos em biotita e sillimanita, principalmente fibrolita; o equilíbrio da paragênese implica em condições acima da segunda isógrada da sillimanita. Relictos de paragêneses de mais alta pressão foram preservadas nas metamáficas e metaultramáficas da Suíte Serrote das Pedras Pretas, conforme descreveu Beurlen (1988). Este autor interpretou as estruturas simplectíticas envolvendo clinopiroxênio(hornblenda)-plagioclásio-epídoto-granada como testemunhos de um estágio eclogítico, a semelhança do que foi caracterizado de forma direta em complexo máfico-ultramáfico em Bodocó, sugerindo uma história metamórfica em cinco estágios: um episódio inicial prógrado com metamorfismo do tipo alta pressão/ baixa temperatura (HP/LT), três estágios correspondentes à queda de pressão e aumento de temperatura, evoluindo, talvez, até as condições de facies granulito; e um estágio final, retrógrado, com queda de temperatura, que levou à facies anfibolito baixo e xisto verde; ou seja uma evolução segundo os ponteiros do relógio

Os metagranitóides Recanto e Riacho do Forno são produtos da migmatização regional, ocorrendo também como injeções "leito-por-leito", formando corpos tabulares de grande extensão e espessuras até quilométricas. As componentes mais recentes do Complexo Lagoa das Pedras são as intrusões neoproterozóicas chamadas de Granodiorito Riacho do Icó, Granito São João e Granito Serra do Arapuá, que ocorrem como intrusões de forma e dimensões variadas, penetrando as rochas anteriores.

Uma análise desta repartição mostra claramente que os terrenos Alto Moxotó e, em parte, Pernambuco-Alagoas, possuem uma evolução mesoproterozóica, com remanescentes paleoproterozóicos, enquanto que o terreno Alto Pajeú representa um segmento mais jovem, essencialmente meso e neoproterozóico. Como será visto a seguir, a deformação contraccional afetou substancialmente os dois terrenos, mas a tectônica transtraccional foi particularmente ativa no Alto Pajeú, afetando o Alto Moxotó de forma menos intensa, excessão do seu limite com o terreno Pernambuco-Alagoas, representado pelo Lineamento Pernambuco.

Foto 1-Afloramento ES-197, estrada Floresta-Belém do São Francisco, Barra de São Pedro. Terreno Pernambuco-Alagoas: ortognaisses tonalíticos e granodioríticos, com mobilizados migmatíticos do Complexo Belém do São Francisco. A foliação dominante é certamente um S_2 , pois trunca visivelmente foliações anteriores; a presença de mobilizados leucograníticos de contato difuso e incluindo restos não deslocados de ortognaisses demonstra a atuação de processos anatéticos de alta temperatura (fusão de tonalitos/granodioritos). Observa-se ainda uma discreta superfície oblíqua, onde desenvolvem-se novos mobilizados anatéticos e uma zona de extensão transversal preenchida por quartzo.

Foto 2-Afloramento ES-197, mesma localização anterior. Terreno Pernambuco-Alagoas: detalhe dos fundidos anatóticos leucogranodioríticos e leucomonzograníticos típicos do Complexo Belém do São Francisco.

Foto 3-Afloramento ES-196, estrada Floresta-Belém do São Francisco, Barra de São Pedro. Terreno Pernambuco-Alagoas; faixa de biotita xistos feldspáticos de provável origem vulcanossedimentar do Complexo Cabrobó, preservada entre ortognaisses e migmatitos do Complexo Belém do São Francisco.

Foto 4-Afloramento ES-196, mesma localização anterior. Ortognaisses leucograníticos do Complexo Belém do São Francisco, exibindo uma foliação milonítica S_3/S_2 sub-horizontal, preservada na zona de influência do Lineamento Pernambuco.

FIGURA 6-MAPA SIMPLIFICADO DO COMPLEXO GRANÍTICO LAGOA DAS PEDRAS, FLORESTA (PE)

COMPLEXO GRANÍTICO LAGOA DAS PEDRAS (TERRENO ALTO PAJEU)	TERRENO ALTO MOXOTÓ/BLOCO DE FLORES- TA/TERRENO PERNAMBUCO-ALAGOAS
GRANITOS TRANSTRACIONAIS	
γsa-GRANITO SERRA DO ARAPUÁ (SUÍTE GRANÍTICA HÍBRIDA TARDIOROGÊNICA): Aegirina-augita ou diopstídio granito leucocrático	
γsj-GRANITO SÃO JOÃO (SUÍTE GRANÍTICA CRUSTAL "COLISIONAL" INTRUSIVA): Granada-biotita sienogranito leucocrático	
γri-GRANODIORITO RIACHO DO ICÓ (SUÍTE GRANÍTICA HÍBRIDA DE ARCO CONTINENTAL): Hornblenda-biotita granodioritos, com pequenas variações para granitos, quartzo monzodioritos e quartzomonzonitos	
COMPLEXO GRANÍTICO CONTRACIONAL	
γrf-MIGMATITO E METAGRANITOÍDE RIACHO DO FORNO (TIPO "S"): Muscovita e biotita-muscovita migmatitos e granitoides; composição predominantemente monzogranítica, com granada	γrl-METATRONDHJEMITO RIACHO DAS LAJES: Ortognaisses de composição trondhjemitica e tonalítica, com albita dominante, microclina, clinopiroxênio, anfibólio (não representado)
γre-METAGRANITOÍDE RECANTO: Biotita ou biotita-muscovita granitoides, índice de cor variável, composição adamelítica à monzogranítica	γsp-METAGRANITOÍDE SÃO PEDRO: Leucogranitos e leucogranodioritos com ferro-hastingsita e/ou biotita, ocasional clinopiroxênio
	γbf-COMPLEXO BELÉM DO SÃO FRANCISCO (PARCIALMENTE CRUSTAL AUTÓCTONE): Ortognaisses leucograníticos de composição monzogranítica e granodiorítica com restos de ortognaisses tonalíticos, gnaisses bandados e supracrustais do Complexo Cabrobó (xistos, calcários, anfibolitos e metavulcânicos) e da suíte Malhada Vermelha (em branco)
μpp-SUÍTE SERROTE DAS PEDRAS PRETAS: Associações Pedras Pretas e Tapuio: Ortoanfibilotos, metagabros, metapiroxitos, crossititos com ou sem granada; série metamórfico-ultramáfica toleítica, cumulática mineralizada em Fe-Ti, com vulcanismo associado (?)	μmv-SUÍTE MALHADA VERMELHA: Associações Malhada Vermelha e Fortuna: Ortoanfibilotos, metagabros, metadioritos, metanortositos; série metamórfico-ultramáfica (-anortositica) intrusiva, cumulática mineralizada em Fe-Ti
SUPRACRUSTAIS METASSEDIMENTARES E METAVULCANOSSEDIMENTARES	
COMPLEXO SERTÂNIA: SSC-Sequência São Caetano- Metaclásticas aluminosas dominantes, com algumas intercalações de calcários, rochas calcissilicáticas, poucos quartzitos, metabasitos Sps-Sequência Poço do Salgueiro - Metavulcanoclásticas, formadas por tufos, grauvas vulcanogênicas, de composição predominantemente dacítica, ocasionalmente incluindo derrames e pequenas intrusões de gabros; intercalam-se com metapelitos, calcários e raros metacherts	COMPLEXO CABROBÓ: Clc-Sequência Lagoa das Contendas - Metavulcânicas e metavulcanoclásticas de composição intermediária à básica; intercalam-se com metassedimentos clásticos, químicos e algumas formações ferríferas Css-Sequência Serra do Sítio - Metapsamitos e metapelitos alternados, com algumas intercalações de metacarbonatos, raras calcissilicáticas
EMBASAMENTO GRANULÍTICO	
	γfl-COMPLEXO FLORESTA: Metatonalitos, metaquartzo-dioritos, metagranodioritos, parcialmente migmatizados

Zonas de cisalhamento contracional (ZCC) e transcorrente: ZCTU-ZC Três Umbuzeiros; ZCBF-ZC Barra da Forquilha; LPE-Lineamento Pernambuco.

3.2-PADRÕES ESTRUTURAIS DOS TERRENOS ESTUDADOS

A trama megascópica do Complexo Granítico Lagoa das Pedras e da área adjacente mostra claramente o contraste entre os terrenos aqui caracterizados (v. figura 6 e mapa geológico anexo): o terreno Pernambuco-Alagoas é uma região monótona litológica e estruturalmente; o terreno Alto Moxotó possui um padrão estrutural extremamente retilíneo, sendo litologicamente variado; já o terreno Alto Pajeú é o mais heterogêneo de todos, tanto litológica, quanto estruturalmente.

O padrão estrutural do terreno Alto Moxotó é essencialmente planar retilíneo ou suavemente ondulado, com uma foliação gnáissica dominante. A parte exposta do bloco de Floresta situa-se na zona de maior *strain* da zona de cisalhamento do Lineamento Pernambuco, resultando numa dominante foliação milonítica dúctil. Em alguns locais, entretanto, os ortognaisses tonalíticos exibem um bandamento gnáissico centi a decimétrico, onde bandas félsicas e intermediárias alternam com bandas máficas (foto 25). Em outros locais, o bandamento está ausente e domina uma foliação grosseira, marcada pela biotita e por leucossomas quartzofeldspáticos. Outras vezes, aparecem mobilizados félsicos complexamente dobrados, denunciando a existência de pelo menos duas foliações pré-miloníticas. Em raros afloramentos (p. ex. ES-182), consegue-se resgatar um bandamento composicional antigo, com alternância de bandas félsicas e máficas, diques de anfíbolitos mais ou menos deformados (provavelmente uma foliação S_2), dobrado por dois eventos; o mais antigo deu origem a dobras isoclinais apertadas, desenvolvendo-se uma foliação plano axial penetrativa associada (S_3); e o mais recente que deu lugar a minidobras abertas com uma fraca foliação de plano axial (S_4). Todo esse conjunto é transposto por uma foliação milonítica anastomosada dominante, de direção variável em torno de E-W, que caracteriza a trama básica do Lineamento Pernambuco. Alguns blocos rotacionados em meio a essa matriz milonítica exibem feições diagnósticas de um cisalhamento simples de cinemática sinistral, aparentemente sugerindo que a foliação milonítica dominante deve ser um S_5 . Na parte oeste do bloco de Floresta, o bandamento gnáissico dominante no terreno Alto Moxotó (S_3 das supracrustais) atravessa o contato embasamento-supracrustais, comprovando a precedência deste Complexo.

A foliação principal das supracrustais do terreno Alto Moxotó, o Complexo Cabrobó, é predominantemente um bandamento gnáissico ou uma foliação grosseira marcada pelas micas, que inclui remanescentes de uma prévia foliação metamórfica, as vezes dobrada, devendo ser, portanto, uma foliação S_3 (fotos 5, 6 e 7). Dobras isoclinais e recumbentes D_3 são observadas principalmente na região de São Pedro, onde ocorre uma grande sinforme de direção E-W e plano axial inclinado 45° para o norte, além de dobras métricas adjacentes; na região de Mãe d'Água, ocorre ainda uma braquissinforme apertada, bem marcada na superfície por uma camada de rocha calciossilicática. Essa fase de dobramento aparece claramente na megaescala afetando o Complexo Cabrobó, distinguindo-se o "trem" de dobras apertadas da Serra Vermelha, a oeste da nossa área e o par antiforme-sinforme da fazenda Pedra Vermelha a leste, todas com eixos mergulhando para leste (figura 5); dobras D_4 de direção NNE-SSW, abertas, de plano axial com forte mergulho e *plunge* para o norte ocorrem localmente, por exemplo, na região do Riacho do Navio, ao norte de Airi (figura 5).

Mas predominam superfícies de transposição que rompem as estruturas anteriores, deixando com frequência dobras intrafoliais (foto 6). A presença de mobilizados migmatíticos associados documenta o nível metamórfico elevado. O encurtamento é expressivo, com uma forte influência da componente de achatamento. A foliação S_3 , as vezes, é claramente milonítica, observando-se estruturas S-C sugestivas de transporte para o sul (p. ex., no afloramento ES-2); em outros locais, desenvolve-se dobras em bainha (foto 7), de modo que o padrão paralelo da foliação S_3 no terreno Alto Moxotó parece resultante de uma tectônica de escamas de empurrão. O padrão tabular e concordante das intrusivas graníticas tipo São Pedro e de outras variedades de ortognaisses com esta foliação dominante sugere um controle de colocação desses corpos graníticos por uma tectônica contracional, que desenvolveu este bandamento S_3 e facilitou a penetração desses corpos tabulares.

O tratamento de 45 dados da foliação S_3 deste terreno indicam um comportamento do tipo guirlanda, com tendência para *cluster*, com uma concentração máxima (uniformidade de 15,5 vezes) no plano $41^\circ/N12^\circ W$ (figura 8a). Os parâmetros obtidos pelo método do tensor, utilizando um diagrama de Flynn modificado (Woodcock, 1977; adaptado por Van Everdingen *et al.*, 1992), ($C=2$, $1>K>0,5$, figura 8b) confirmam esta dedução, mostrando uma posição no diagrama próxima do limite *cluster*-guirlanda; o que é previsível, em função da postura quase planar desta foliação ao longo de toda extensão do terreno na área estudada.

O terreno Alto Pajeú possui um modelado mais complexo, porque é afetado pelas zonas de cisalhamento Três Umbuzeiros e Barra da Forquilha e é penetrado por várias intrusões graníticas mais jovens, que não estão presentes no terreno Alto Moxotó. O envoltório do Complexo Granítico Lagoa das Pedras é formado por uma alternância de supracrustais do Complexo Sertânia, rochas metamáficoultramáficas da Suíte Serrote das Pedras Pretas e por corpos tabulares de migmatitos e metagranitóides Recanto e Riacho do Forno. A trama dominante principalmente nas supracrustais e nos metagranitóides é uma foliação gnáissica mais ou menos pronunciada, um bandamento composicional e, principalmente, uma foliação milonítica, que frequentemente truncam foliações mais antigas. Feições de cisalhamento puro são localmente observadas (foto 9), confirmando também uma forte componente de achatamento; mas o comum são estruturas tipo S-C, sigmóides e *augen* assimétricos de feldspato (fotos 11 e 12), que indicam um transporte generalizado para sul. Os metagranitóides Recanto na área tipo exibem uma foliação gnáissica com formação de *augen*, sendo transpostas por uma foliação gnáissica mais jovem (foto 8), com o desenvolvimento de dobras intrafoliais associadas à formação de mobilizados migmatíticos. Essas duas foliações devem corresponder às foliações S_2 e S_3 antes descritas, pois o transporte observado na deformação mais jovem é o mesmo da fase F_3 do terreno Alto Moxotó. Em outras áreas, essas foliações S_2 e S_3 são ainda perceptíveis, embora estejam comumente paralelizadas.

Na região de Barra da Forquilha, nas proximidades do limite entre os dois terrenos, essa foliação possui um fraco mergulho e está frequentemente horizontalizada (foto 13); ou seja, essa superfície milonítica representa o cavalgamento do terreno Alto Pajeú sobre o Alto Moxotó, podendo estar

truncando uma foliação S_1 só observada no terreno Alto Moxotó. Esta dedução carece, entretanto, de um diagnóstico mais detalhado do ponto de vista estrutural nesta área.

Essa foliação dominante controlou a colocação dos migmatitos e metagranitóides Riacho do Forno e Recanto, cujas fatias intrusivas formam uma superfície quase contínua em torno do Complexo Granítico Lagoa das Pedras; fatias de supracrustais e de metaígneas ocorrem tectonicamente intercaladas, destacando-se duas faixas extensas de rochas metamáfico-ultramáficas da Suíte Serrote das Pedras Pretas; isto é, o envoltório deste Complexo representa um complexo contraccional alóctone. Na borda oeste e norte do Complexo, as intrusivas sincontracionais ocorrem como um conjunto de intrusões tabulares paralelas, com extensões da ordem de dezenas de quilômetros, enquanto que na parte leste, essas intrusões são descontínuas, ocorrendo, muitas vezes, de forma lenticular, excessão da região de Recanto (fotos 4 e 5).

O complexo contraccional foi afetado intensamente pelas zonas de cisalhamento Três Umbuzeiros e Barra da Forquilha. A ZC Três Umbuzeiros faz parte do sistema de cisalhamento Afogados da Ingazeira que, a partir da região de Flores, divide-se em diversos feixes em direção ao sudoeste (figura 5). Os efeitos desta zona de cisalhamento são mais expressivos no terreno Alto Pajeú, aparentemente transferindo o seu movimento para a zona de cisalhamento Barra da Forquilha. Possui uma largura variável entre 2 e 6 km e um rejeito predominantemente sinistral, contrariamente ao movimento definido na área tipo da zona de cisalhamento Afogados da Ingazeira (Veiga Jr., 1990). A postura da foliação milonítica ao longo da ZC é sempre subvertical e mostra padrões típicos de transcorrência, tais como estruturas S-C, *boudins* assimétricos no plano horizontal, *pods* e blocos rotacionados em meio à zonas de alto fluxo plástico subverticais, etc. Contêm sempre uma lineação mineral ou agregados minerais, *mullions*, etc, sub-horizontais, característicos do rejeito direccional. A foliação S_3 é dobrada e transposta nas proximidades da zona de cisalhamento, produzindo-se dobras, que variam de recumbentes à ligeiramente assimétricas, com planos axiais inclinados para norte (v. seção geológica esquemática no mapa geológico anexo); essas dobras aparecem na meso e megaescala, destacando-se os "trens" de dobras da região de Cachoeira e de Poço do Salgueiro. Mobilizados leucograníticos e pegmatíticos são comuns ao longo da foliação milonítica, caracterizando o regime dúctil de sua formação. Alguns plútons graníticos, como o granito Juá, foram formados na zona de máximo *strain* desta ZC.

A zona de cisalhamento Barra da Forquilha exibe também padrões de uma transcorrência sinistral, porém mesmo uma análise superficial revela uma complexidade muito grande na evolução desta zona de cisalhamento. Por exemplo, a zona milonítica envolve, as vezes, foliações oblíquas e com posturas não coerentes com a cinemática principal da faixa. Esta zona de cisalhamento mostra continuidade com um feixe de cunho regional, que acompanha o limite inferior do maciço da Serra de Jabitacá e apresenta características de uma superfície de descolamento basal de uma *nappe*, segundo análise preliminar realizada recentemente nesta área (figura 5). Considerando-se as evidências de transporte sul do episódio contraccional D_2 desta área, pode-se atribuir a um movimento múltiplo ou oblíquo a complexidade verificada na zona de cisalhamento Barra da Forquilha. O encurtamento

relacionado com um transporte em direção ao sul produziria, ao mesmo tempo, frentes de empurrão de direção aproximadamente E-W com empilhamento tectônico e rampas laterais sinistrais de direção N-S e NE-SW.

Essas zonas de cisalhamento de direção NE-SW são geralmente consideradas como integrantes do sistema de cisalhamento Pernambuco-Patos ou zona Transversal, mas na área em foco, elas parecem ser afetadas pelo Lineamento Pernambuco, apesar da aparente continuidade entre as duas. Existe uma relação mais clara com uma série de transcorrências sinistrais escalonadas de direções NE-SW e N-S, que ocorrem nesta parte da Província Borborema, como, por exemplo, as falhas de Logradouro, Conceição, Samambaia (Santos, 1971). A própria terminação sul da zona de cisalhamento Três Umbuzeiros é caracterizada por um padrão escalonado (*en échelon*), com terminações em rampas frontais imbricadas, voltadas para sudoeste (figura 6).

Uma fase tardia F_5 desenvolveu superfícies miloníticas de baixo ângulo e uma foliação pouco penetrativa, que corta todas as estruturas anteriores. Essas superfícies miloníticas aparecem separando cunhas tectônicas, como, por exemplo, na região do Riacho São Gonçalo (afloramento ES-244, foto 10) ou como uma foliação milonítica sub-horizontal. Esta foliação S_5 é formada por orientação de micas secundárias, sobretudo sericita desenvolvida a partir da desestabilização da biotita e muscovita, não chegando a destruir as superfícies S anteriores; exibe uma lineação de estiramento L_5 de *rake* forte, frequentemente ortogonal à direção da foliação. Outras vezes, ocorrem faixas miloníticas mili a centimétricas, redes de filões de quartzo associadas a uma clivagem espaçada (foto 21), sugerindo sua formação tardia e em condições dúcteis-rúpteis. Raros critérios cinemáticos indicam tratar-se de um episódio extensional tardio relacionado à transcorrência sinistral da zona de cisalhamento Três Umbuzeiros.

O limite sul do terreno Alto Moxotó coincide com o Lineamento Pernambuco, uma zona de cisalhamento transcorrente de expressão continental, com 3 a 5 km de largura de influência na área estudada. O Lineamento apresenta um rejeito dextral bem definido, mas há indícios de uma cinemática sinistral anterior, o que permite especular-se mais uma vez sobre a precedência da zona transtensional Afogados da Ingazeira. O Lineamento Pernambuco é uma zona de cisalhamento dúctil, com milonitos contendo lineação de sillimanita sub-horizontal e blastomilonitos com muscovita, afetando supracrustais, embasamento, e metagranitóides crustais leucocráticos, os quais se intercalam como cunhas tectônicas no interior da ZC. Não foram encontradas evidências de descontinuidade do Lineamento nesta área, conforme recente sugestão levantada por Vauchez & Silva (1992), pois os milonitos dúcteis encontrados em xistos com sillimanita e em ortognaisses Floresta, com abundantes mobilizados leucograníticos e com biotita em equilíbrio, comprovam a continuidade dessa megaestrutura a leste de Floresta. Por outro lado, como será visto adiante, nossas investigações de cunho regional mostram que uma cordilheira de granitos brasileiros instalou-se ao longo deste Lineamento e da sua subsidiária ZC Poço da Cruz-Cruzeiro do Nordeste, comprovando, desta forma, a continuidade desta estrutura Brasileira.

Rampas frontais/dobras quilométricas são observadas principalmente na parte norte do complexo, constituindo um sistema imbricado cuja geometria é mostrada no mapa geológico anexo, apenas, de forma simplificada, pois um maior detalhamento foge ao escopo da presente pesquisa. De modo geral, aparecem superfícies miloníticas bastante recrystalizadas, com retrometamorfismo ao nível da facies anfibolito, geralmente aproveitadas para penetração de magmas graníticos anatóticos, tanto ao longo das rampas frontais, quanto laterais; dobras recumbentes e isoclinais apertadas são comuns, assim como intrafoliaais; dobras em bainha aparecem com frequência (foto 16). A associação com a anatexia produz, muitas vezes, "dobras xenolíticas" isoladas no interior da massa granítica, comuns em afloramentos da região de Tapuio e Recanto. O transporte deste episódio é de forma generalizada para oeste-sudoeste. Na terminação sudoeste da zona transcorrente Três Umbuzeiros, uma espécie de megabacia estrutural, gerada em regime dúctil, foi invadida amplamente pelo magma granítico, constituindo o principal corpo intrusivo do complexo, o plúton principal do Granodiorito Riacho do Icó, conforme demonstra-se a seguir.

O diagrama de contorno dos polos da foliação S_3 do envoltório contraccional dobrado do Complexo Granítico Lagoa das Pedras é mostrado na figura 9, observando-se a interferência da tectônica subsequente transtraccional e das intrusões graníticas a ela associados. O tratamento de 94 pontos ao longo de toda superfície demonstra que o valor máximo computado possui uma uniformidade de 10,6 vezes correspondente ao plano $41^\circ/012Az$. A distribuição desses dados no diagrama de Flynn modificado (van Everdingen *et al.*, 1992; Volmer, 1990) mostra um padrão de tipo guirlanda, com um K próximo a 0,2, dentro do campo $C=2$.

A figura 10 mostra um estereograma de contornos de 50 lineações L_3 das zonas de cisalhamento Três Umbuzeiros e Barra da Forquilha, observando-se uma concentração máxima nos quadrantes nordeste e sudoeste, embora com certo espalhamento; o valor máximo computado é 10,7 vezes uniforme em $0^\circ/048 Az$. Uma dispersão para os quadrantes leste e oeste são certamente provocados pela zona de cisalhamento Barra da Forquilha, mas provavelmente as lineações de maior *rake* medidas nos quadrantes noroeste e sudeste devem indicar ou lineações antigas rotacionadas, ou movimentos oblíquos ao longo dessas ZC's.

Foto 5-Afloramento ES-292, estrada Floresta-Serra Talhada; terreno Alto Moxotó, supracrustais metapelíticas do Complexo Cabrobó, mostrando uma foliação S_1 dobrada, com desenvolvimento de uma foliação plano-axial S_2 , sendo transpostas por uma xistosidade dominante S_3 .

Foto 6-Afloramento ES-231, mesma localização anterior; ortognaisses graníticos hornblêndicos, com bandamento gnáissico (provável S_3) truncando antiga foliação (S_2) (paralela ao lapis) e incluindo dobras intrafoliais extremamente achatadas.

Foto 7-Afloramento ES-379, estrada Floresta-Carqueja, região de Riacho dos Pocinhos. Terreno Alto Moxotó; supracrustais metapelíticas do Complexo Cabrobó, mostrando uma provável dobra em bainha do episódio contracional F_2/F_3 .

Foto 8-Afloramento ES-128, envoltório do Complexo Granítico Lagoa das Pedras; metagranitóides Recanto exibindo uma foliação antiga ($S_2?$) e uma foliação milonítica (provável S_3) com dobras intrafoliais e sigmóides de feldspato, sugestivos de transporte para sul (lado esquerdo da foto) do episódio F_2/F_3 contracional.

Foto 9-Afloramento ES-93, região entre Poço do Salgueiro e Acari. Metavulcânica dacítica algo porfirítica da Sequência Poço do Salgueiro; A foliação S_2 (?) é cortada por filão aplítico, o qual é extremamente dobrado, num padrão relacionado com cisalhamento puro, exibindo uma expressiva taxa de encurtamento.

Foto 10-Vista panorâmica do afloramento ES-244, Riacho São Gonçalo, corte no lado leste da estrada Floresta-Carqueja. Terreno Alto Pajeú; supracrustais do Complexo Sertânia, exibindo uma estruturação em cunhas tectônicas, onde superfícies de deslocamento espaçadas truncam a foliação gnáissica dominante. Os números indicam as cunhas referidas nas fotos 11 e 12, cujos locais são indicados.

Foto 11-Afloramento ES-244, local 1 do corte, arranjo interno da cunha tectônica 2; supracrustais do Complexo Sertânia mostrando uma bem definida foliação S_3 , que contém sigmóides de feldspato indicativos de transporte para sul (para a direita da foto).

Foto 12-Afloramento ES-244, local 2 do corte da foto anterior. Supracrustais do Complexo Sertânia, com a foliação S_3 incluindo sigmóides pegmatíticos ou estruturas "en échelon" indicativas de uma dinâmica cisalhante simples e transporte segundo o mergulho da foliação, para sul.

Foto 13-Afloramento ES-378, estrada Floresta-Carqueja, região de Barra da Forquilha. Zona de cisalhamento Barra da Forquilha; milonito granítico com foliação S_2/S_3 sub-horizontal, postura característica da zona de máximo "strain" da superfície de empurrão (base da "nappe" granítica Serra de Jabitacá)

Foto 14-Afloramento ES-244, face oeste do corte. Supracrustais do Complexo Sertânia exibindo dobras D_4 com plano axial próximo da vertical, afetando prévia trama F_2/F_3 com foliação de baixo ângulo.

Foto 15-Afloramento ES-244, mesma face do corte da foto anterior; detalhe dos padrões de interferência coaxiais F_3/F_4 .

Foto 16-Afloramento ES-33, região de Tapuio. Plúton norte, alóctone externo: diatexitó Riacho do Forno, com feições sugestivas de seções de bainha, na zona de rampas frontais imbricadas de Tapuio.

Foto 17-Afloramento ES-244, Riacho São Gonçalo. Lado oeste do corte; supracrustais do Complexo Sertânia, mostrando um detalhe do truncamento da foliação $S_{2/3}$ do episódio contracional pela foliação S_4 da tectônica extensional (tardi- F_4), que aproveita em parte os planos S antigos.

3.3-BREVE ENSAIO SOBRE A CINEMÁTICA DO MAGMATISMO

Pode-se reconhecer três episódios maiores de magmatismo na área do Complexo Granítico Lagoa das Pedras: um episódio pré-contracional; um episódio sincontracional ou sin-F₂/F₃; e um episódio sin a tarditranstracional ou sin a pós-F₄.

O episódio pré-contracional é representado pelas seqüências metavulcânicas e pelas suítes metamáfico-ultramáficas, presentes nos dois terrenos estudados. O magmatismo orogênico precoce no terreno Alto Moxotó é composto por: 1) um vulcanismo calcioalcalino, com características de arco magmático, da Seqüência Lagoa das Contendas; 2) e um magmatismo máfico-ultramáfico toleítico, da Suíte Malhada Vermelha, cujas características geoquímicas serão discutidas mais adiante. Esta Suíte ocorre como corpos tabulares, as vezes dobrados, cortando principalmente o Complexo Floresta; mas ocorre também cortando as supracrustais. Esse padrão sugere que esses corpos tenham se colocado na crosta seja como intrusões intraplaca, talvez na forma de diques, seja como fatias tectônicas ligadas à tectônica contracional. No primeiro caso, seriam intrusões relacionadas com o episódio de rifteamento mesoproterozóico, enquanto que no segundo como alóctones, durante os episódios orogênicos. No momento, não há elementos que permitam definir esta questão, porque não foram feitas investigações específicas a esse respeito. De toda forma, esses dois pulsos magmáticos fazem parte de um evento importante de acreção na área, ocorrido no final do Mesoproterozóico, conforme determinações geocronológicas apresentadas adiante.

No Complexo Lagoa das Pedras, esse episódio pré-orogênico está representado pela Seqüência Poço do Salgueiro e pela Suíte metamáfico-ultramáfica Serrote das Pedras Pretas. A primeira é uma seqüência vulcanoclástica com espectro composicional restrito, peraluminosa, com forte contribuição crustal. Já a Suíte Serrote das Pedras Pretas é uma suíte vulcanoplutônica toleítica, com parâmetros geoquímicos sugestivos de um MORB enriquecido. Beurlen (1988) e Beurlen & Lira (1988) consideraram a evolução metamórfica desta Suíte comparável àquela da região de Bodocó, onde rochas metamáfico-ultramáficas ocorrem na interface das supracrustais da faixa Piancó-Alto Brígida com seu embasamento. Segundo esses autores, essas rochas evoluíram através de dois episódios de metamorfismo progressivo, chegando até a facies eclogito, e três de retrometamorfismo. A calibração do episódio eclogítico foi feita com base na zonação de Na e Al na onfacita, para a qual Beurlen *et al.* (1991) e Beurlen & Villaroel (1992) obtiveram 480°C/11kb para os núcleos e 525°C/13kb para as bordas.

As fases pós-eclogíticas caracterizaram-se inicialmente por uma elevação de temperatura e declínio da pressão e, posteriormente, por uma regressão de ambas, em um gradiente médio, numa evolução que é similar à descrita em zonas de subducção, sugerindo que essas rochas seriam eclogitos do tipo C de Coleman & Peterman (1975; *apud* Beurlen, 1988). Esses autores supõem que essas rochas possam marcar limites colisionais, seja no embasamento, seja na cobertura. Os padrões geoquímicos dessas rochas são também parecidos com os de Bodocó, de forma que esses autores supõem que em Floresta tenha ocorrido uma evolução semelhante, apesar de não terem sido encontradas paragêneses preservadas relativas ao episódio eclogítico. Se esta comparação for válida, esse magmatismo

FIGURA 7 - MODELADO ESTRUTURAL DO COMPLEXO LAGOA DAS PEDRAS

COMPLEXO MAGMÁTICO LAGOA DAS PEDRAS:

(δ_{sa} - Granito Serra do Arapud), δ_{sj} - Granito São João, δ_{ri} - Granodiorito Riacho do Icó, δ_{rr} - Complexo Migmatito-granitoide Contracional, incluindo intercalações metaígneas e metassedimentares.

- Diques do Granito São João
- Foliação S_0 e S_4 // S_0 ; valor do mergulho indicado, vertical e horizontal
- Foliação S_4 e S_3 // S_2 ; valor do mergulho indicado, vertical e horizontal
- Foliação S_4/S_5 ; valor do mergulho indicado, vertical e horizontal
- Zona de cisalhamento contracional
- Zona de cisalhamento transcorrente / transtraccional

acrescionário representa o testemunho de um evento de subducção, cuja recolocação na crosta superior teria ocorrido por obucção ligada à tectônica contraccional.

Como visto anteriormente, apesar de não ter-se desenvolvido uma investigação detalhada, há amplas evidências de um regime de encurtamento e de espessamento crustal durante o evento contraccional. Assim, durante este episódio, formaram-se grandes volumes de granitos anatéticos, com protólitos diversos, os quais se concentraram principalmente no Complexo Granítico Lagoa das Pedras, embora tenham se formado também no terreno Alto Moxotó. Essas intrusões, cuja colocação é controlada pela tectônica contraccional (migmatitos e granitóides crustais), constituem corpos tabulares, com grandes extensão, da ordem de até dezenas de quilômetros e pequena espessura relativa, geralmente não ultrapassando centena de metros. As vezes são corpos "boudinados" ou lenticulares e, frequentemente, possuem intercalações das supracrustais. Esses corpos tabulares penetraram em superfícies plano axial das dobras recumbentes e as próprias superfícies de empurrão, de modo que o magma ao cristalizar guardou os sinais da deformação tangencial, conforme descrito anteriormente.

Os xenólitos possuem sempre uma forma tabular, concordante com a própria foliação da massa intrusiva; via de regra representam o próprio material fonte, pois os fundidos foram gerados e são transportados para locais não muito distantes da sua origem, através da dinâmica da deformação. O caso mais típico é o dos migmatitos e granitóides Riacho do Forno, com muscovita ou bimiáceos com granada, tipo S, que ocorrem na parte noroeste do complexo, na região de Tapuio; estes apresentam um padrão estrutural tipo migmatito de injeção na meso e megacala, mas exibem amplas gradações para o seu protólito, os micaxistos pelíticos ricos em muscovita, biotita e granada. A facies Recanto possui sempre xenólitos de seu protólito, as metavulcanoclásticas Poço do Salgueiro. Esses migmatitos apresentam, portanto, características dos leucossomas com baixa fração de fundido, conforme descrições de Wickan (1987) nos Pirineus e Brown (1994) no Maciço Armoricano.

Nesses casos é geralmente aceito que o próprio espessamento crustal gerado nesses ambientes sejam os responsáveis pela geração dos fundidos anatéticos (Le Fort, 1986; England & Thompson, 1986) ou até que haja uma deformação facilitada pela anatexia como acreditam Hollister & Crawford (1986), com a geração de fundidos ocorrendo geralmente algum tempo depois do espessamento. O problema do espaço tem sido também considerado por alguns autores, por exemplo Harrison *et al.* (1990), segundo os quais os migmatitos e granitos da faixa Ketilidiana ao sul da Groenlândia teriam se formado por uma tectônica extensional, num mecanismo de tipo tipo rampa e piso, com metamorfismo de facies anfibolito a granulito e pressões variando de 3,5 a 4kbar.

No terreno Alto Moxotó, os granitos controlados por esta tectônica são intrusões distantes de sua fonte ou mesmo fatias alóctones, porque as condições de formação dos fundidos leucograníticos de tendência trondhjemitica ou trondhjemitos, exigiriam temperaturas e pressões muito elevadas (Wyllie *et al.*, 1976; Rapp *et al.*, 1990; Rudnick, 1992; Van der Laan & Wyllie, 1994) e sua geração normalmente envolve protólitos máficos (v. tabela 20). Ou seja, embora ocorram alguns metagranitóides de fusão anatética, como os que afloram na estrada Floresta-Serra Talhada (afloramentos ES-233, 234 e 235),

parece que dominam neste terreno granitos de fonte profunda, que ascenderam como intrusões tabulares ou como fatias tectônicas.

O episódio transtraccional, porém, foi o responsável pela produção do mais volumoso pulso do complexo, o Granodiorito Riacho do Icó. Alguns pequenos corpos penetraram ao longo da zona de máximo *strain*, como é o caso do Granito Juá, mas os pulsos principais penetraram, preferencialmente, em campos extensionais como intrusões elípticas ou de forma irregular. O Granodiorito Riacho do Icó é afetado apenas pelo episódio transtraccional, possuindo numerosos xenólitos dos granitóides colocados no evento anterior. O plutonismo transtraccional inclui ainda o Granito São João e o Granito Serra do Arapué, como pode ser visto no mapa da figura 7 e no bloco diagrama da figura 11.

O plúton norte compreende uma massa principal e uma zona híbrida marginal, que abriga numerosas pequenas intrusões, tornando difícil a delimitação do próprio corpo. Nessa zona híbrida, o Granodiorito ocorre como intrusões subconcordantes com a foliação S_2/S_3 , sendo por isso chamada de zona híbrida de pequenas intrusões. O plúton central constitui um batólito de limites mais precisos, no qual, a zona híbrida aparece no interior do corpo, associada à uma grande massa xenolítica interna; seu contato leste mostra, porém, uma faixa híbrida, similar àquela do plúton norte; a característica mais importante desta intrusão principal é a ocorrência da massa xenolítica central, um teto desabado que inclui supracrustais do Complexo Sertânia, metagranitóides crustais anatóticos e metamáfico-ultramáficas toleíticas. Este plúton possui uma forma elíptica de direção este-oeste e um padrão concêntrico geral, definido pela foliação de fluxo e por uma foliação S_4 paralela a S_0 , desenvolvida durante sua intrusão; além disso, a própria zona desabada interna acompanha este comportamento (figura 7). Observa-se também que as diversas facies nele encontradas foram colocadas na forma de fatias que também acompanham esta estruturação. Na parte sudoeste do Complexo, ocorre ainda uma grande zona híbrida, formada por um conjunto de pequenas intrusões filonianas ou tabulares.

A foliação de fluxo é representada por um vago bandamento composicional (foto 18), enquanto que uma foliação tectônica S_4 , desenvolvida principalmente nas bordas norte e sul da intrusão, é caracterizada pelo estiramento do quartzo, por zonas de dissolução por pressão, por fluxo plástico (ao qual se vincula uma facies granítica de granulação fina) (foto 19) e pelo maior achatamento dos autólitos máficos; mobilizados leucocráticos, comuns nessa facies, parecem ter sido gerados também durante a formação desta foliação S_4 ; pequenas dobras D_4 com plano axial em torno da vertical são também observadas (foto 20). Nestas margens, esta foliação guarda as evidências da transcorrência sinistral (foto 19). Lineações de estiramento ocorrem no intervalo entre as direções NE-SW até WNW-ESE, possuindo alto *rake* e algumas indicações de transporte para o interior do plúton, o que sugere um regime extensional. Este regime é também sugerido pela ocorrência de enxames de diques concordantes e pela imensa massa de supracrustais preservada no interior do plúton; a seção esquemática do mapa geológico e a figura 12, extraída de Veronese *et al.* (1985), obtida através de furos de sonda, por outro lado, demonstram facilmente a natureza extensional da estrutura associada com a penetração do plúton.

Na margem sul do plúton principal, os metagranitóides crustais envolventes são afetados por uma foliação milonítica tardia de baixo grau, interpretada como de geração em condições dúcteis-frágeis, já referida no ítem anterior. Esta foliação, apesar de penetrativa, não oblitera inteiramente a trama anterior, aparecendo como uma débil superfície de recristalização de micas. Na região entre Cachoeira e Lagoa da Caatinga, as intrusões satélites colocaram-se ao longo dessas superfícies extensionais de baixo ângulo), mas o próprio Granodiorito é cortado por superfícies miloníticas centimétricas anastomosadas e por uma rede de filões de quartzo subparalelos, demonstrando o estágio tardio desta fase (foto 21).

As figuras 10b e 10c mostram a distribuição da foliação de fluxo S_0 e da foliação S_4/S_0 do plúton principal; o diagrama de contorno dos polos dessas foliações apresenta um padrão de tipo guirlanda, com um máximo de valores computados correspondente ao plano $16/0^\circ$ Az., que é cerca de 15,5 vezes uniforme; o diagrama de Flynn modificado, por outro lado, mostra que o padrão situa-se próximo do limite com padrão tipo *cluster*, com $K=1$, no campo $C=2$. Em ambos os casos, portanto, existe uma tendência geral de mergulho de uma superfície média para NNE, com uma inclinação mais suave no caso da estrutura do plúton; há, desta forma, uma pequena excentricidade entre as estruturas do Granodiorito e de seu envelope.

O conjunto de intrusões aqui interpretadas como sin e pós- F_4 ocorrem associadas às zonas de cisalhamento sinistrais Barra da Forquilha e Três Umbuzeiros, em um contexto, aparentemente, semelhante ao das clássicas intrusões do batólito *Donegal*, noroeste da Irlanda (Pitcher, 1953; Hutton, 1982; 1988a, 1988b; Holder, 1979; Vernon & Paterson, 1993). Esse batólito também está associado a uma zona de cisalhamento transcorrente sinistral no Caledonides da Irlanda, onde também estão presentes deslizamentos (*slides*) tectônicos antigos (*Knockateen slide*). As interpretações mais recentes demonstram que as várias intrusões que constituem esse batólito foram formadas através de uma ampla gama de mecanismos de colocação, apesar de serem mais ou menos simultâneas e, portanto, desenvolvidas no mesmo nível crustal (Hutton, 1988a). Por exemplo, o plúton *Main Donegal* teria se formado em uma zona flexionada na terminação desta zona de cisalhamento; os *stocks Thor* e *Fanad* por tração entre esta zona de cisalhamento e outra estrutura complementar; *Ardara* e *Toories*, através de uma compressão local na terminação da zona de cisalhamento; *Rosses* sob tração no arco externo da zona flexionada e o *Trawenagh Bay* como um corpo deslocado do *Main Donegal*, em um contexto igualmente tracional durante os estágios finais de deformação da zona de cisalhamento.

O plúton principal do Granodiorito Riacho do Icó é particularmente semelhante em forma e relação com a zona de cisalhamento adjacente ao plúton de *Ardara*, considerado por vários autores como um exemplo clássico de granito diapírico. O plúton de Juá seria um equivalente em menores proporções do *Main Donegal*, colocado na zona principal de *strain*. As intrusões relativas aos granitos São João e Serra do Arapuí seriam similares às intrusões satélites do batólito do *Donegal*.

Existem semelhanças também com outros complexos descritos em outras regiões do mundo, tais como a intrusão *Ash' Shab*, associado à zona de falhas *Qurr*, do sistema de cisalhamento *Ajjaj*, norte da

Arábia Saudita (Davies, 1982; Agar, 1986), onde são descritas intrusões diapíricas simultâneas e de mesmo nível de intrusões de tipo caldeira.

As observações anteriores indicam que o plúton principal está situado na terminação da zona de cisalhamento Três Umbuzeiros e a sua colocação foi simultânea ao menos em parte com a movimentação desta zona de cisalhamento. A foliação de fluxo S_0 pré-cristalização total está preservada em grande parte do plúton (foto 18), desenvolvendo-se, porém: uma foliação S_4 de alto ângulo nas margens norte e sul (v. foto 19, afloramento ES-30), associada a zonas de cisalhamento dúctil transcorrente de caráter sinistral. Observa-se ainda uma foliação S_4 paralelizada com S_0 de médio a baixo ângulo, que deforma os fenocristais de feldspato nas margens leste e oeste, cuja rotação indica transporte para o interior do plúton; além de uma foliação S_4 tardia, de regime dúctil-frágil, bem documentada nas margens leste e sudoeste do plúton, tanto no granodiorito, quanto nos metagranitóides encaixantes, onde a presença de uma clivagem espaçada preenchida por filões de quartzo sugere o caráter extensional (foto 21).

A forma elipsoidal deste plúton central, o caráter forçado com o desvio das foliações encaixantes, a sugestão de um ponto tríplice na parte noroeste da intrusão, a foliação marginal e os mergulhos dirigidos, em grande parte, para o interior do maciço sugerem a forma de uma meia pêra invertida, que é geralmente atribuída às intrusões diapíricas (Brun & Pons, 1980; Marre, 1982; Jardim de Sá, 1984). Além disso, se por uma lado, a presença da grande massa xenolítica central é um fato estranho para uma evolução diapírica, por outro lado, um mecanismo híbrido, com abatimento central do plúton por subsidência de caldeira no final da intrusão já tem sido postulado por alguns autores (cf. diápiro de *Cannibal Creek*, segundo Bateman, 1985).

À parte a discussão contra e a favor de diapirismo como mecanismo eficaz na colocação de granitos (Vernon & Paterson, 1993; Paterson & Fowler Jr., 1993a; Miller *et al.*, 1988; Brun *et al.*, 1990; Klemens & Mawer, 1992), no nosso caso, os seguintes aspectos são negativos para a admissão desse mecanismo na colocação do plúton principal: 1) ausência de uma zoneamento litológico regular da margem para o centro, pois neste tipo de intrusão, os pulsos são sistematicamente mais jovens neste sentido (v. o clássico exemplo do diápiro de *Chindamora*, descrito por Ramsay, 1989); 2) a falta de evidência de cisalhamento puro na deformação dos autólitos, pois o alongamento e a ocasional forma prolata sugere achatamento direcional e, portanto, cisalhamento simples; 3) a falta de regularidade na variação do grau de *strain*, facilmente observado na análise da forma dos autólitos, o qual, nas intrusões diapíricas é cada vez mais intenso em direção às margens; esse achatamento marginal ocorre apenas nas margens norte e sul da intrusão.

Um outro mecanismo esperado, em virtude da abundância de xenólitos seria aquele de natureza passiva, classicamente descrito como *stoping*. Tal mecanismo é totalmente improvável, porque: 1) o desvio das foliações das encaixantes não é compatível com um regime passivo de intrusão; 2) o mecanismo de *stoping* é típico de um regime frágil, e nenhuma feição sugestiva de tal regime foi observada, a não ser num *stock* do pulso subsequente, o Granito São João, na região de Exu; 3) a preservação de uma espécie de estratigrafia fantasma dos xenólitos, que pode ser observada em nosso

caso, é incompatível com uma regime de afundamento, geralmente caótico do teto, apesar do engenhoso modelo de *unroofing* concebido por Pitcher & Berger (1972) no Donegal, noroeste da Irlanda; 4) a concordância estrutural de granito e xenólitos, feição também não esperada no *stoping*, onde os xenólitos são geralmente de forma facetada e poligonal; 5) a ocorrência dos xenólitos restrita à parte central, que não encontra explicação numa intrusão passiva; 6) todos os itens apontados acima-caráter forçado, foliação marginal e mergulhos parcialmente dirigidos para o centro, existência de um suposto ponto tríptico são atípicos para intrusões permissivas.

O plúton principal apresenta uma forma elíptica com eixo maior na direção este-oeste, uma margem sul com fracos mergulhos até sub-horizontal e uma margem norte subvertical (v. seção geológica esquemática, anexo 2). Então, a forma do plúton é o de uma bacia com flanco norte íngreme e flanco sul suave. Esses fatos sugerem, então, que trata-se de feições similares às produzidas por uma tectônica *pull-apart* (Guineberteau *et al.*, 1987) ou tipo rampa e piso nas bacias sedimentares, conforme concepções de Hutton (1988) e Hutton *et al.* (1990). De acordo com os modelos deste último autor, o sistema de rampa frontal/zona de transferência lateral/rampa frontal é geométrica e cinematicamente similar aos sistemas de transferências de falhas nas bacias sedimentares. Nessas bacias, a extensão utilizando a geometria de rampa e piso cria espaço inicialmente na área de rampa e isto é imediatamente transferido para longe da falha, produzindo colapso da capa, estruturas *rollover* e bacias de capa; em ambiente metamórfico dúctil, o espaço não é transferido, mas ocupado pelo magma granítico. Este modelo explicaria também a zona abatida central do plúton, cuja repetição de níveis da Suíte Serrote das Pedras Pretas deve ser creditada a esta extensão. Ou seja, provavelmente, os 5 níveis expostos desta Suíte encontrados na zona central do plúton principal devem representar um mesmo nível, repetido por falhamento, talvez controlado por uma falha lítrica basal. Uma comparação da estrutura do plúton norte com este modelo sugere que esta subzona do Complexo Lagoa das Pedras deve ser também uma estrutura extensional, com eixo ENE-WSW, quase paralelo à direção da zona de cisalhamento Três Umbuzeiros.

Também é possível um mecanismo do tipo "ponte" tracional de superfícies "P" escalonadas, associada ou não a subducção, conforme modelo sugerido por Tikoff & Tessier (1992), aplicado aos granitos do batólito Serra Nevada; este modelo seria compatível com uma subducção/colisão oblíqua, uma hipótese sugerida para esta área, conforme modelo discutido mais adiante. Ou seja, aparentemente, um mecanismo de extensão associado a uma zona de cisalhamento transcorrente parece ser o modelo mais viável para a intrusão deste plúton. Paterson & Fowler Jr. (1993b) têm contestado esses modelos de colocação de plútons extensionais, quando aplicados a grandes complexos plutônicos, considerando que a sincronidade dos pulsos com os eventos estruturais, de baixa velocidade de geração, tenderia a produzir micropulsos sob forma de fatias, que facilmente cristalizaria. Eles sugerem, então, que tais mecanismos devem estar associados a outros, de modo a tornar mais eficiente o mecanismo de ascensão e criação de espaço. Neste caso, a existência de zonas de apófises e diques associadas às duas grandes intrusões sugere que um mecanismo de coalescência dessas pequenas intrusões poderia ser o mecanismo associado mais provável.

As intrusões graníticas mais jovens são os granitos de São João e Serra do Arapuá, os quais, de forma similar aos modelos encontrados no noroeste da Irlanda apresentam condições reológicas distintas da intrusão adjacente associada. O granito São João ocorre como um *stock* alongado na direção E-W na parte norte do batólito, o *stock* de São João; e como uma pequena intrusão ao norte de Exu, no interior do plúton principal, assim como na forma de diques isolados ou enxames de diques dispersos por toda área. Trata-se de corpos de contatos bruscos e facetados com as encaixantes, raramente produzindo um efeito térmico da ordem de 1 ou 2 metros, como observado no contato norte do *stock* de São João, no leito do Riacho Poço do Negro (afloramento ES-130).

Não há evidências de deformações em estado dúctil ou dúctil-frágil, mas de uma tectônica frágil, tais como rede de fraturas espaçadas, brechas, estreitas faixas miloníticas e um campo de xenólitos poligonais de gnaisses de origem desconhecida, encontradas na parte oeste do *stock* de São João (afloramento ES-40, foto 22). Além disso, nessa região ocorrem xenólitos de supracrustais da Sequência Poço do Salgueiro, conforme aparece no mapa geológico, anexo 1. O *stock* de Exu, constitui uma fatia encurvada que acompanha a estruturação geral da intrusão central do Granodiorito Riacho do Icó, indicando ainda uma relação com o *strain* dominante durante a intrusão do Granodiorito; entretanto, o contato é inteiramente brechado, comprovando claramente o caráter frágil da intrusão (foto 23).

Uma vaga foliação de fluxo foi observada em apenas um afloramento, na região de Jardim (afloramento ES-135), na parte central do *stock* de São João. Distingue-se duas variedades de diques a nível macroscópico, respectivamente os tipos róseos e os tipos cinzentos; em princípio, apenas os primeiros foram atribuídos a este magmatismo, mas o fato dessas rochas só cortarem o Granodiorito Riacho do Icó e a observação de um dique cinza cortando um róseo, na região de Exu, nos levaram a considerar ambos relacionados a este plutonismo (foto 24). Supõe-se que o pulso São João tenha ascendido por um mecanismo de propagação ou dilatação de fraturas, sendo os diques os principais condutos dessas pequenas intrusões. O fato desses diques cortarem, com frequência, o granodiorito comprova a geração tardia deste pulso. De acordo com Clemens & Mawer (1992) este é um meio eficiente de ascensão dos fundidos félsicos, observando-se, através de dados experimentais e de tratamentos numéricos, que um batólito granítico com 2.000 km^3 seria inflado por um sistema de diques de $1 \text{ km} \times 3 \text{ m}$ com 20 km de profundidade em menos de 900 anos. Considerando-se um plúton como o de São João, com aproximadamente 500 km^3 de volume, seriam necessários, então, apenas 225 anos para a sua formação através de tal mecanismo, tempo que, em termos geológicos, é praticamente instantâneo. Na parte oeste do *stock*, a intrusão certamente penetrou em condições algo diferentes, haja vista a ocorrência comum de xenólitos, que sugere queda do teto ou incorporação de blocos das encaixantes durante a intrusão (afloramento ES-40). Uma possível interpretação é a de hiperconcentração de fluídos na parte apical da intrusão e um consequente fraturamento hidráulico do teto.

O Granito Serra do Arapuá pertence a um conjunto de intrusões neoproterozóicas tardias de caráter peralcalino/shoshonítico, que se distribui no limite dos terrenos Alto Pajeú e Piancó-Alto Brígida. A colocação desses plútons parece também ter ocorrido em um regime extensional dúctil-frágil,

provavelmente associados ao sistema de falhas da Serra da Jibóia, na continuação sudoeste da zona de cisalhamento Afogados da Ingazeira (figura 5). Não foram feitas observações sobre este granito, que trata-se de uma intrusão excêntrica ao Complexo Lagoa das Pedras, sendo considerado apenas para completar o quadro geocronológico da área.

O Complexo Granítico Lagoa das Pedras é, portanto, um batólito composto formado por:

- 1) um complexo contraccional externo, que engloba fatias de supracrustais metassedimentares e metavulcanossedimentares, rochas metamáfico-ultramáficas, migmatitos e metagranitóides anatéticos, constituindo um complexo alóctone e intrusivo;

- 2) diversos pulsos graníticos centrais, associados a mecanismos extensionais, sin e tarditranstracionais.

Foto 18-Afloramento ES-85, Granodiorito Riacho do Icó, plútons satélites, região da Lagoa da Caatinga; foliação de fluxo bem marcada pelo alinhamento dos cristais de feldspato.

Foto 19-Afloramento ES-30, estrada Floresta-Carnaubeira, região de Lagoa das Cobras/Tapuio; Granodiorito Riacho do Icó, borda norte do plúton principal; facies cisalhada do Granodiorito, exibindo os efeitos da falha transcorrente Lagoa das Cobras, de rejeito sinistral.

Foto 20-Afloramento ES-85, estrada Floresta-Serra do Arapuá, região da Lagoa da Caatinga; Granodiorito Riacho do Icó deformado na terminação da zona de cisalhamento Três Umbuzeiros; dobras métricas de plano axial em pé afetando provavelmente o S_0 .

Foto 21-Afloramento ES-86, região da Lagoa da Caatinga; Granodiorito Riacho do Icó afetado pela tectônica extensional rúptil tardi-D₄; clivagem espaçada preenchida por filões e filonetes de quartzo sub-horizontais.

Foto 22-Afloramento ES-40, região do Riacho da Cachoeira Grande. Plúton norte, zona de concentração de xenólitos de forma poligonal e contatos bruscos no Granito São João. A distribuição caótica sugere um fraturamento prévio, provavelmente hidráulico, e dispersão dos fragmentos em líquido viscoso.

Foto 23-Afloramento ES-349, norte de Malhada Vermelha (norte de Floresta); facies brechada do Granito São João, no "stock" de Exu, comprovando o caráter rúptil deste pulso do Complexo Granítico Lagoa das Pedras.

Foto 24-Afloramento ES-117, margem do Riacho do Forno, região da Lagoa das Cabras, Granodiorito Riacho do Icó, margem oeste do plúton principal; dique do Granito São João cortando o Granodiorito Riacho do Icó.

Figura 8-Comportamento da superfície S_2/S_3 no terreno Alto Moxotó: (8a) Diagrama de contorno dos polos da foliação S_2/S_3 ; (8b) Diagrama de Flynn modificado

Figura 9-Padrão de distribuição da foliação S_2/S_3 do envoltório do Complexo Granítico Lagoa das Pedras: (a) Diagrama de contorno com intervalo de 5%; (b) Diagrama de Flynn modificado por van Everdingen et al. (1992).

Figura 10-(a) Padrão de distribuição das lineações minerais e de estiramento relacionadas com as zonas de cisalhamento Barra da Forquilha e Três Umbuzeiros; (b) e (c) comportamento das foliações S_0 e S_4/S_0 do Granodiorito Riacho do Icó, plúton principal: diagrama de contorno dos polos das foliações e diagrama de Flynn modificado.

FIGURA 11 - BLOCO DIAGRAMA ESQUEMÁTICO DO COMPLEXO LAGOA DAS PEDRAS, COM ÊNFASE PARA OS GRANITOS TRANSTRACIONAIS.

Zonas contracionais
 Zonas transcorrentes/transensionais

GRANITOS BRASILIANOS INDIVIDUALIZADOS COM ORNAMENTOS:

- Granito Serra do Arapua (1), Granito São João (2)
- Granodiorito Riacho do Ico: Pluton Norte (3), Pluton principal (4), Stocks satellites (5)

Obs.: Supracrustais e metagranitóides excluídos

SEÇÕES GEOLÓGICAS NO DEPÓSITO DE ILMENITA DO SERROTE DAS PEDRAS PRETAS

Figura 12

4-O BLOCO DE FLORESTA E O TERRENO ALTO MOXOTÓ

4.1-COMPLEXO FLORESTA

O Complexo Floresta aflora no bloco de Floresta, uma entidade alóctone no interior do Terreno Alto Moxotó, compreendendo um conjunto de metaplutônicas que aflora numa extensa área ao norte do Lineamento Pernambuco. As melhores exposições deste Complexo encontram-se no bloco Mulungu/Feliciano (Santos, 1977), enquanto que na área em foco ele restringe-se a uma faixa estreita inserida praticamente no âmbito desta zona de cisalhamento. Predominam metagranitóides mesocráticos e leucocráticos, de granulação média à grossa, geralmente maciços, levemente foliados ou com um bandamento gnáissico, acentuado na proximidade das faixas de maior *strain* do Lineamento. Contêm algumas intercalações, lentes, *boudins* e *pods* de metabasitos, os quais representam antigos *sills* e diques parcialmente transpostos pelas foliações S₃ e S₄ (foto 25). Trata-se de ortognaisses anfibólicos, anfibólio-biotíticos, de composição predominantemente quartzodiorítica e tonalítica, parcialmente migmatizados, e variando para gnaisses quartzomonzodioríticos e granodioríticos.

Possuem intercalações de sillimanita-granada-biotita xistos do Complexo Cabrobó, como pode ser observado na saída de Floresta, na estrada em demanda à Ibimirim (PE-360) (afloramento ES-176), e no leito do Rio Pajeú, próximo à Floresta. As relações das metaígneas com estas supracrustais não são muito claras, mas os contatos devem ser tectônicos nestes locais, razão pela qual essas fatias descritas são interpretadas como alóctones. Por outro lado, o contato do Complexo ao norte é extremamente difuso, muitas vezes ocorrendo granitóides tipo São Pedro, com intercalações de rochas máficas, como se verifica na estrada Floresta-Serra Talhada (PE-390). Esses metagranitóides São Pedro estão também presentes neste Complexo, sendo, as vezes, fortemente retrometamorfizados na zona de maior influência do Lineamento Pernambuco, como é o caso do metaleucogranito blastomilonítico com muscovita (afloramento ES-174), que aflora na entrada de Floresta, na estrada para Ibimirim (PE-390).

As facies tonalíticas e quartzo dioríticas normais são rochas mesocráticas, com 20 a 35% de minerais máficos, apresentando ao microscópio uma textura granoblástica, hetero à equigranular, algumas vezes com formação de porfiroclastos, que evolui para texturas *mortar* em zonas miloníticas. O plagioclásio é do tipo oligoclásio, ocorrendo em cristais maiores, de forma irregular, bordos suturados, maclados ou não, com início de recuperação e extinção ondulante; alguns cristais bem cristalizados sugere mais de uma geração. O quartzo é abundante, ocorrendo em cristais de granulometria variada, seja em cristais maiores, com extinção ondulante, ou formando uma matriz fina granular com o feldspato. Hornblenda (até 15%) e biotita marrom esverdeada, geralmente retrometamórfica a partir do anfibólio, complementam a mineralogia essencial, sendo a microclina

ausente ou presente em pequenas proporções (menos de 10%); apatita e opaco (magnetita dominante) são, as vezes, relativamente abundantes e constituem os principais acessórios; ocorrem ainda raríssima granada, além de clorita e calcita secundárias.

Foto 25-Afloramento ES-180, estrada Floresta-Carqueja, região do Riacho do Manoel Dão; Terreno Alto Moxotó, Complexo Floresta; ortognaisses tonalíticos e quartzodioríticos, com diques de metabasitos, exibindo uma pronunciada foliação milonítica $S_4/S_5(?)$ na zona de cisalhamento do Lineamento Pernambuco.

As paragêneses metamórficas presentes no Complexo Floresta são da facies anfibolito alto, mas os resquícios de clinopiroxênio nos anfibolitos, as intercalações de rochas leucocráticas que lembram leptinitos, além da ocorrência de paragêneses com o par orto-clinopiroxênio no bloco Mulungu/Feliciano (Santos, 1977) comprovam a existência de um prévio metamorfismo de facies granulito neste Complexo. As figuras 13a e 13b apresentam os padrões de elementos higromagmatófilos e terras raras de uma amostra de gnaiss tonalítico deste Complexo (v. tabela 3 e localização da amostra na figura 17). O aranhagrama normalizado para o manto primitivo exibe um padrão pouco fracionado, com um empobrecimento acentuado dos elementos menos incompatíveis. A relativa pobreza de Rb, K e Y deve estar relacionada com o metamorfismo granulítico, cujas razões K/Rb (805) e Rb/Sr (0,01) são comparáveis aos dos terrenos granulíticos clássicos. O diagrama de terras raras normalizado para o condrito mostra um padrão pouco fracionado entre as terras raras leves e pesadas, com ausência de anomalia de Eu; a ausência de

anomalia negativa de Eu é comum na maioria dos granulitos pós-arqueanos do mundo (Rudnick, 1992), mas ocorre também nos granulitos máficos Lewisianos e de Madras (Weaver & Tarney, 1983).

Figura 13-Aranhagrama normalizado para o manto primitivo (a) e diagrama de terras raras normalizado para o condrito (b) de uma amostra do Complexo Floresta

TABELA 3-ANÁLISE QUÍMICA DO COMPLEXO FLORESTA

Amostra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI
ES-325	57,10	0,65	18,00	8,42	0,10	3,60	6,20	3,80	0,97	0,29	0,44

Amostra	Rb	Sr	Nb	Zr	Y
ES-325	10	657	10	30	10

Amostra	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Ho	Er	Yb	Lu
ES-325	11,3	29,0	16,9	3,5	0,9	2,6	2,4	0,47	1,2	0,97	0,16

Obs.: Fonte: presente tese

4.2-SUÍTE TOLEÍTICA MALHADA VERMELHA

Esta unidade compreende um conjunto de rochas metamáficas distribuídas ao longo de 3 *trends* principais de "intrusões" encaixadas pelo Complexo Floresta, embora corpos menores ocorram encaixados nas supracrustais do Complexo Cabrobó. De acordo com os padrões aeromagnéticos o *trend* principal possui uma extensão de aproximadamente 67 km, mas as anomalias aeromagnéticas prosseguem para leste descontinuamente até a intrusão de Barro Vermelho, ao sul de Custódia (Santos, 1977), numa extensão total superior a 120 km. As "intrusões" individuais são corpos tabulares de dimensões variáveis, alguns atingindo até 12 km de extensão, como é o caso da intrusão do Aeroporto de Floresta. Aparentemente, a forma tabular é uma feição tectônica, em função da deformação milonítica encontrada nas encaixantes e pela forma não tabular do complexo de Barro Vermelho, localizado em área de mais baixo *strain*. Não se afasta, porém, a possibilidade de que se trate de um complexo de megadiques, porque o complexo Floresta representa um fragmento síalico antigo dentro da faixa.

Esta suíte equivale ao grupo II da suíte Serrote das Pedras Pretas de Veronese *et al.* (1985), os quais o consideraram como o grupo mais diferenciado da suíte enriquecida e/ou mineralizada em Fe-Ti da região de Floresta, devendo representar um membro essencialmente plutônico. São formados preferencialmente por quartzo dioritos, biotita tonalitos, anortositos gabróticos ou dioríticos, que englobam lentes de corpos máficos, mais restritamente ultramáficos, especialmente anfíbolitos com ou sem granada, metabasitos e hornblenditos; cita-se, também, granito-gnaisses e rochas parametamórficas. A mineralização associada ocorre na forma de fragmentos de minério maciço disperso irregularmente no interior das rochas máficas, sendo constituído principalmente por titano-magnetita. Foi feita uma revisão microscópica do acervo desses autores e estudadas novas seções delgadas desta suíte, conforme descrições a seguir.

Os anfíbolitos (metabasitos) são rochas formadas por plagioclásio e hornblenda, com quantidades subordinadas de quartzo, apatita, titanita, allanita, epídoto, rutilo e opacos; biotita e clorita podem estar presentes como produtos de alteração do anfibólio, assim como sericita, epídoto, carbonato e poeira de opacos, que substituem, parcialmente, os cristais de plagioclásio. Os metadioritos apresentam textura isotrópica, granulometria fina ou grossa e são variadamente orientados, passando a gnaisses dioríticos. Compõe-se principalmente por hornblenda, plagioclásio e diopsídio, aparecendo, subordinadamente, quartzo, granada, epídoto e opacos; os acessórios são apatita, titanita, rutilo e zircão.

Texturalmente apresentam um arranjo granonematoblástico, com relíquias granular hipidiomórfica e granular xenomórfica; mas aparecem também texturas lepidoblásticas e cataclásticas. Cristais de rutilo aparecem inclusos no anfibólio e na granada poiquiloblástica, esta também incluindo o quartzo; os bordos da granada apresentam simplectitas de plagioclásio e epídoto. O anfibólio resulta do clinopiroxênio primário, do tipo augita-diopsídio.

Os metagabros ou metagabro-anortositos são rochas de granulação variável de média a grossa, foliadas, onde ocorre um balanço variável entre os máficos e o plagioclásio. São constituídos essencialmente por plagioclásio, hornblenda e diopsídio, ocorrendo subordinadamente titanita, opacos, epídoto, clinozoizita, além de rutilo, apatita e zircão. Os metanortositos constituem facies localizados, muitas vezes observados na escala microscópica, por acumulação de cristais de plagioclásio. O plagioclásio é o mineral dominante, de padrão hipidiomórfico, as vezes exibindo um arranjo com os máficos que se assemelha a uma textura subofítica. Ocorre com ou sem uma zonação normal e, mais raramente, como cristais xenomórficos, nublados, que constitui uma segunda geração oriunda da desestabilização da granada. São comuns, também, simplectitas de plagioclásio-epídoto-clinopiroxênio, granada-plagioclásio-epídoto (associado à titanita) e granada-plagioclásio.

Rochas metabásicas de origem não definida são comuns, ocorrendo tipos com granada essencial e tipos sem ou com pouca granada; a mineralogia é a mesma dos metagabros ou metagabro-anortositos, com plagioclásio, diopsídio, hornblenda, quartzo, simplectitas de granada-plagioclásio e anfibólio-plagioclásio-opacos, resultantes da desestabilização do piroxênio e da granada, estas envolvendo os cristais de clinopiroxênio. Observa-se ainda a presença de rochas calciossilicáticas, possivelmente produtos metassomáticos de metabasitos e metanortositos, actinolitos e xistos actinolíticos.

Na ocorrência de Fe-Ti de Barragem, os metabasitos ocorrem intercalados em sillimanita gnaisses quartzosos, identificando-se granada e espinélio hornblenditos, metagabros, metaperidotitos e minério maciço. Segundo Beurlen (1988), os granada anfibolitos das ocorrências de Barragem e Aeroporto, podem ser compostos quase exclusivamente por granada e hornblenda, com ilmenita e biotita titanífera como acessórios principais; a granada mostra inclusões de rutilo e do mesmo anfibólio da matriz, aparecendo, também, simplectitas de clinopiroxênio-plagioclásio(-ilmenita). A transformação da granada e hornblenda para biotita pode transformar a rocha em biotita xistos.

Este autor chama a atenção para a ocorrência de um minério peculiar que ocorre nos anfibolitos holomelanocráticos destas ocorrências. Trata-se de um minério formado quase que exclusivamente por hemoilmenita foliada (exsoluções mútuas de ilmenita e hematita), ocorrendo tanto na forma maciça, quanto disseminada. Nos tipos maciços, observam-se esporádicos grãos de magnetita idiomórfica, blástica, sintectônica, envolvida por uma coroa de ilmenita, sem exsoluções de hematita, indicando que trata-se de um minério maciço porfirolepidoblástico.

Simplectitas tardi a pós-tectônicas de rutilo-magnetita cortam transversalmente as hemoilmenitas, sendo, provavelmente, uma substituição em metamorfismo de baixo grau, ao longo de fraturas ou *kink bands*. O autor supõe, então, a existência de 3 episódios metamórficos, a partir de uma hemoilmenita supostamente magmática: 1) um episódio marcado pela matriz lepidoblástica

dobrada com exsoluções mútuas de ilmenita e hematita; 2) um episódio subsequente, caracterizado pela associação magnetita porfiroblástica+ilmenita sem exsoluções e 3) uma última fase, representada pelas simplectitas de rutilo+magnetita.

Essa sequência encontra um paralelismo na evolução das paragêneses silicáticas. A presença de simplectitas de clinopiroxênio-plagioclásio e a sua substituição por um mosaico grosseiro de hornblenda e plagioclásio suportam a idéia de um metamorfismo eclogítico inicial e um retrometamorfismo num nível térmico mais elevado (hornblenda e/ou biotita substituindo os anfibólios calciossódicos); a presença de espinélio blástico envolvendo granada e hornblenda, em anfibolitos quase monominerálicos, sugerem uma nova fase de metamorfismo progressivo, agora de alta pressão e temperatura, talvez até granulítico. Finalmente, ocorre um retrometamorfismo, agora em nível térmico mais baixo, demonstrado por uma cloritização restrita às rochas ultramáficas ou a estreitas zonas de cisalhamento nas rochas máficas.

A tabela 4 mostra um conjunto de 42 análises deste Complexo, sendo 38 extraídas de Veronese *et al.* (1985) e 4 realizadas na presente pesquisa; a localização dessas amostras é apresentada na figura 17. As análises compiladas de trabalhos anteriores resultaram de uma filtragem realizada em um acervo maior, considerando-se os critérios discutidos na "Metodologia". Mesmo com esta seleção, observa-se ainda que o quimismo desta Suíte é bastante heterogêneo, o que pode ser decorrente de: 1) heterogeneidade original; 2) efeito de processos de acumulação de cristais; 3) efeito do metamorfismo. Apesar disso, a nível de elementos maiores não observa-se uma disparidade composicional entre as rochas analisadas anteriormente e aquelas analisadas na presente tese, razão pela qual foi realizado um tratamento litoquímico de cunho geral, visando uma caracterização geoquímica global da Suíte.

A composição dessas rochas, em termos do diagrama QAP mesonormativo (figura 14a) mostra um espectro bem maior que aquele observado no estudo petrográfico; assim, variam de dioritos (gabros), quartzo dioritos (quartzo gabros), tonalitos, monzodioritos (monzogabros), quartzo monzodioritos, quartzo monzonitos e até granodioritos e monzogranitos. Estas composições são também consideradas nos diagramas de rochas vulcânicas não potássicas, mostrados na figura 14b e no diagrama sílica vs $\log \text{Zr/TiO}_2$ (figura 14c), para efeito de comparação entre os diagramas que utilizam apenas elementos maiores e aqueles que utilizam também elementos traços. As conclusões são as mesmas, mostrando-se que as composições dessas rochas são similares a picritos e basaltos subalcalinos, andesitos e andesitos basálticos.

Trata-se de uma associação subalcalina, toleítica (figuras 15a e 15b), com uma concentração no campo das rochas básicas, mas com uma dispersão para tipos intermediários, certamente correspondentes aos metadioritos, metagabros e metanortositos. Esses diagramas mostram que não há uma dispersão muito grande das amostras nos diferentes diagramas, o que seria de se esperar no caso de uma suíte muito modificada metamorficamente. Sem dúvida, um

enriquecimento anômalo de Fe-Ti deve ser creditado a processos cumulativos, em função da natureza plutônica e da mineralização associada.

Um aranhagrama normalizado para o manto primitivo (Wood, 1979) e um diagrama de terras raras normalizado para o condrito desta Suíte, obtidos a partir de análises realizadas nesta pesquisa, são mostrados na figura 16. A amostra ES-374C foi coletada na ocorrência de Barragem, encaixada pelo Complexo Floresta, enquanto que as outras duas (ES-326A e 331B) são de corpos encaixados pelas supracrustais da Sequência Lagoa das Contendas. O padrão do aranhagrama da amostra ES-374C (Barragem) mostra: um enriquecimento acentuado do Sr e moderado dos elementos incompatíveis de alto potencial iônico (Ta, Nb, Zr, Ti) comparado com os de baixo potencial iônico (Rb, K e Th); e um empobrecimento profundo Y e de terras raras, especialmente Nd. Comparativamente aos valores mantélicos primitivos, houve efetivamente um empobrecimento expressivo de Th, Nd e Y. O diagrama de terras raras normalizado para o condrito de 3 amostras (figura 16b) mostra dois comportamentos distintos: a amostra ES-374C exibe níveis de terras raras quase condriticos, um leve fracionamento das terras raras leves em relação às pesadas (menos de 5 vezes) e uma tendência para uma anomalia positiva de Eu; é possível que este fato se deva a uma acumulação de plagioclásio, em função da anomalia de Sr observada no aranhagrama, e/ou uma fonte máfica, sem plagioclásio na fonte; as outras duas amostras apresentam um grande fracionamento entre as terras raras leves/pesadas, além de discreta anomalia negativa de Eu, aparentemente envolvendo uma fonte enriquecida neste mineral.

Isto confirma a heterogeneidade composicional desta Suíte, conforme comentários feitos acima. A aplicação de diagramas discriminantes da ambiência tectônica é, desta forma, desfavorável. Como será discutido adiante, em uma análise geoquímica comparada, a hipótese mais provável é a de uma associação petrogenética com a Suíte Serrote das Pedras Pretas e uma ambiência tectônica de colocação diferente dentro do mesmo orógeno. A influência de um substrato antigo por mecanismos de assimilação pode, eventualmente, responder pelas diferenças composicionais entre as duas Suítes.

Figura 14- Características composicionais da Suíte Malhada Vermelha: (a) diagrama QAPF mesonormativo: 1a-quartzolito; 1b-granitóides ricos em quartzo; 2-álcali-feldspato granito; 3a-sienogranito; 3b-monzogranito; 4-granodiorito; 5-tonalito; 6*-quartzo-álcali-feldspato sienito; 7*-quartzo sienito; 8*-quartzo monzonito; 9*-quartzo monzodiorito/monzogabro; 10*-quartzo diorito/gabro/anortosito; 6-álcali-feldspato sienito; 7-sienito; 8-monzonito; 9-monzodiorito/gabro; 10-diorito/gabro/anortosito; (b) diagrama álcalis total vs. sílica, com nomenclatura das rochas vulcânicas não potássicas segundo Le Bas et al. (1986) (F-foidito, Ph-fonolito, U1-tefrito e basalto, U2-tonotefrito, U3-tetrotfonolito, S1-traqui-basalto, S2-traquiandesito basáltico, S3-traquiandesito, 1-traquito traquidacito, Pc-picrito, B-andesito basáltico, O2-andesito, O3-dacito, R-riolito; (c) diagrama sílica vs. $\log (Zr/TiO_2)$, com campos das rochas vulcânicas, segundo Winchester & Floyd (1977)

Figura 15-Diagramas álcalis total vs. sílica e AFM da Suíte Malhada Vermelha, mostrando o caráter toleítico e uma concentração composicional nos termos máficos ricos em Fe. Limite dos campos segundo Irvine & Baragar (1971).

Figura 16-Aranhagrama normalizado para o manto primitivo e diagrama de terras raras normalizado para o condrito da Suíte Malhada Vermelha; os números no interior dos diagramas de terras raras indicam os teores de sílica das amostras.

TABELA 4-ANÁLISES QUÍMICAS DA SUÍTE MALHADA VERMELHA

Amostra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI
SG-13	45,37	0,77	24,28	2,56	5,46	0,05	4,29	13,64	1,30	0,17	0,15	1,00
SG-14	43,12	1,28	19,72	6,34	8,32	0,10	6,56	12,39	1,30	0,16	0,05	0,60
SG-1A	49,08	2,05	13,88	4,15	12,92	0,18	5,24	9,78	1,58	0,43	0,05	0,40
SG-20	45,95	1,05	20,01	4,68	8,51	0,11	5,61	11,29	1,30	0,26	0,18	0,40
SG-21	48,05	0,97	19,85	4,45	7,87	0,15	5,24	11,00	1,48	0,10	0,05	0,40
SG-25	48,98	1,70	19,19	3,23	10,30	0,13	4,03	8,93	1,97	0,52	0,05	0,15
SG-27	52,55	1,58	15,12	2,75	11,00	0,09	4,63	7,79	1,80	0,48	0,05	1,35
SG-28	51,51	2,03	14,79	5,54	10,43	0,13	4,19	8,19	1,62	0,38	0,05	0,40
SG-2A	48,11	2,35	14,33	4,95	13,55	0,19	4,04	9,21	2,03	0,60	0,05	0,50
SG-31	52,94	2,02	16,64	3,75	10,77	0,14	1,69	8,01	2,70	0,59	0,05	0,05
SG-32	55,42	1,90	12,84	1,50	12,73	0,14	4,16	8,20	1,93	0,56	0,05	0,25
SG-34	55,97	1,71	12,28	1,48	13,23	0,12	4,15	7,93	2,23	0,56	0,05	0,10
SG-35	53,74	1,80	12,39	5,62	9,90	0,10	4,00	8,43	2,01	0,60	0,05	0,70
SG-40	56,26	1,48	11,02	1,03	12,73	0,08	4,85	8,30	2,48	0,67	0,05	0,95
SG-41	55,69	1,71	10,06	1,66	13,48	0,08	5,12	8,67	2,17	0,56	0,05	0,05
SG-42	52,16	2,01	12,70	6,27	9,95	0,12	4,67	8,57	1,96	0,65	0,05	0,15
SG-5	45,30	1,17	20,61	4,68	5,76	0,18	3,77	15,78	1,20	0,15	0,05	5,30
VV-100	52,80	0,89	20,82	3,68	5,05	0,05	1,66	12,58	1,32	0,23	0,05	0,20
VV-101	55,17	0,72	20,00	4,00	5,05	0,09	1,14	9,35	2,40	0,85	0,05	0,35
VV-104	41,79	0,88	20,53	8,35	6,50	0,11	4,14	14,98	1,20	0,36	0,17	1,00
VV-105	46,01	1,49	19,20	5,75	7,73	0,06	3,05	14,07	1,64	0,27	0,05	0,05
VV-11	49,10	2,00	13,78	10,20	9,20	0,19	4,43	7,75	1,89	0,22	0,05	0,55
VV-12	40,05	1,02	24,47	6,30	7,12	0,16	4,35	14,32	1,08	0,14	0,05	0,55
VV-14	43,96	1,12	19,83	6,90	7,31	0,18	5,10	13,00	1,46	0,19	0,05	0,50
VV-74	51,25	2,13	11,75	4,82	13,62	0,16	4,75	7,51	1,62	0,43	0,05	1,25
VV-76	54,59	0,64	21,23	4,59	4,48	0,07	0,87	11,97	1,20	0,08	0,05	0,25
VV-77	53,21	0,55	23,23	4,55	3,75	0,04	0,05	12,91	0,74	0,05	0,05	0,25
VV-78	55,10	0,78	16,64	4,69	6,95	0,06	2,01	11,31	1,13	0,3	0,05	0,55
VV-80	56,07	0,68	17,83	5,68	4,16	0,35	0,33	12,53	1,96	0,04	0,05	0,05
VV-81B	49,59	1,79	15,20	5,86	9,92	0,11	3,38	9,27	1,66	0,42	0,05	2,10
VV-84	49,08	0,72	20,46	2,02	7,87	0,09	3,75	13,50	1,18	0,19	0,14	0,25
VV-91	48,37	0,59	19,59	1,69	8,66	0,09	5,57	13,31	1,06	0,11	0,05	0,50
VV-92	55,70	0,76	17,62	2,45	7,55	0,11	3,30	9,57	1,36	0,18	0,05	0,75
VV-94	52,82	0,42	20,51	0,65	4,67	0,05	5,14	14,09	0,84	0,08	0,05	0,40
VV-96	52,23	1,08	14,63	3,52	9,15	0,19	5,27	8,51	1,79	1,63	0,05	1,30
VV-97	52,26	1,73	13,73	4,88	11,26	0,10	4,32	8,87	1,19	0,45	0,05	0,70
VV99	53,89	1,89	13,74	3,83	11,76	0,15	3,54	8,83	1,40	0,45	0,05	0,45
VV-81A	52,23	1,74	11,49	5,49	12,16	0,12	5,28	9,16	1,66	0,37	0,05	0,10
ES-326A	40,90	0,31	15,10	3,90	5,70	0,39	4,70	23,60	0,68	0,06	0,09	4,70
ES-331B	63,90	0,36	9,40	3,10	3,00	0,14	3,60	14,00	0,68	0,19	0,10	1,70
ES-374A	43,47	0,48	28,79	7,40	na	0,08	2,83	15,58	1,23	0,05	0,00	0,60
ES-374C	44,04	0,66	19,73	13,39	na	0,17	7,98	11,83	1,27	0,05	0,01	0,60

T A B E L A 4 (continuação)

Amostra	Cr	V	Rb	Ba	Sr	Ta	Nb	Hf	Zr	Th	U	Y
SG-13	260	150	na	na	na	na	na	na	70	na	na	15
SG-14	65	500	na	na	na	na	na	na	10	na	na	10
SG-20	60	300	na	na	na	na	na	na	5	na	na	15
SG-21	80	200	na	na	na	na	na	na	70	na	na	20
SG-25	50	150	na	na	na	na	na	na	50	na	na	20
SG-27	na	300	na	na	na	na	na	na	70	na	na	30
SG-28	55	300	na	na	na	na	na	na	70	na	na	30
SG-31	35	300	na	na	na	na	na	na	70	na	na	50
SG-32	90	500	na	na	na	na	na	na	70	na	na	30
SG-34	65	300	na	na	na	na	na	na	70	na	na	30
SG-35	70	500	na	na	na	na	na	na	100	na	na	50
SG-40	65	200	na	na	na	na	na	na	70	na	na	30
SG-41	55	300	na	na	na	na	na	na	50	na	na	20
SG-42	70	300	na	na	na	na	na	na	70	na	na	30
VV-100	50	150	na	na	na	na	na	na	70	na	na	20
VV-101	40	150	na	na	na	na	na	na	5	na	na	10
VV-104	65	200	na	na	na	na	na	na	100	na	na	20
VV-105	160	200	na	na	na	na	na	na	150	na	na	50
VV-74	70	500	na	na	na	na	na	na	150	na	na	70
VV-76	70	500	na	na	na	na	na	na	20	na	na	15
VV-77	65	300	na	na	na	na	na	na	20	na	na	15
VV-78	55	300	na	na	na	na	na	na	70	na	na	15
VV-80	60	200	na	na	na	na	na	na	100	na	na	15
VV-81B	50	1000	na	na	na	na	na	na	70	na	na	20
VV-84	60	200	na	na	na	na	na	na	10	na	na	15
VV-91	150	200	na	na	na	na	na	na	5	na	na	10
VV-92	55	300	na	na	na	na	na	na	20	na	na	15
VV-94	185	100	na	na	na	na	na	na	5	na	na	15
VV-96	130	500	na	na	na	na	na	na	70	na	na	30
VV-97	50	700	na	na	na	na	na	na	150	na	na	50
VV99	65	300	na	na	na	na	na	na	70	na	na	30
VV-81A	65	1000	na	na	na	na	na	na	100	na	na	20
ES-326A	50	80	nd	nd	882	nd	5	nd	15	nd	nd	5
ES-331B	na	na	nd	nd	128	nd	10	nd	274	nd	nd	58
ES-374A	na	na	nd	57	869	nd	3	nd	24	nd	nd	1
ES-374C	na	na	1	17	492	nd	3	nd	22	0,1	0,1	1

Amostra	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Ho	Er	Yb	Lu
ES-326A	21,1	43,2	17,0	3,2	0,7	2,4	2,2	0,46	1,32	0,97	0,16
ES-331B	18,8	46,5	21,8	5,0	0,8	4,2	4,26	0,84	2,21	1,87	0,26
ES-374C	0,8	3,0	0,5	0,3	0,3	na	na	na	na	0,28	0,04

Obs.: Fontes: siglas SG e VV, Veronese *et al.* (1985); sigla ES, presente tese; na-não analisado; nd-não detectado.

FIGURA 17 - MAPA DE LOCALIZAÇÃO DAS AMOSTRAS COM ANÁLISE QUÍMICA

COMPLEXO FLORESTA E SUÍTE MALHADA VERMELHA

1- COMPLEXO BELÉM DO SÃO FRANCISCO; 2- COMPLEXO FLORESTA; 3-SUÍTE MALHADA VERMELHA; 4- COMPLEXO CABROBÓ/SEQUÊNCIA LAGOA DAS CONTENDAS; META-GRANITOÍDES SÃO PEDRO, METATRONDHJEMITOS RIACHO DAS LAJES (UNIDADE 4a NO ENCARTE); 5-SUÍTE SERROTE DAS PEDRAS PRETAS; 6-SEQUÊNCIA POÇO DO SAL-GUEIRO; 7-METAGRANITOÍDES CONTRACIONAIS (INCLUINDO FAIXAS DE SUPRACRUSTAIS); 8-GRANODIORITO RIACHO DO ICO (XENÓLITOS DE SUPRACRUSTAIS EXCLUÍDOS); 9-GRANITO SÃO JOÃO; 10-GRANITO SERRA DO ARAPUA.

Obs.: As amostras da Suíte Malhada Vermelha de Verenose *et al.* (1985) foram coletadas nas ocorrências de Fe-Ti que aparecem sem numeração.

4.3-SEQÜÊNCIA METAVULCANOSSEDIMENTAR LAGOA DAS CONTENDAS

Esta seqüência faz parte do Complexo Cabrobó e corresponde facies de natureza vulcanossedimentar, sendo constituída por metavulcânicas de composição intermediária e por metassedimentos pelíticos, químicos, com alguma formação ferrífera associada. Aflora ao norte de Floresta, na faixa envolvente do bloco de Floresta. Há algumas feições primárias preservadas, apesar da intensidade da deformação e recristalização metamórficas e da presença frequente de intrusões graníticas até na escala de afloramento. Por exemplo, na região de São Pedro, destaca-se um bandamento composicional primário mili centimétrico, denunciado por uma gradação composicional entre as bandas (foto 29), as vezes de natureza geopetal; são comuns também as intercalações metabásicas, as quais possuem texturas microporfíricas ainda preservadas, visíveis até a olho nu. Observa-se uma gradação entre os metapelitos e as metavulcânicas, sugerindo a existência de uma componente vulcanoclástica (fotos 26, 27 e 28). Ao sul do Lineamento Pernambuco, na estrada Floresta-Belém do São Francisco, ocorrem xistos feldspáticos de aparente origem vulcânica, que aparecem como restos de supracrustais no âmbito do Complexo Belém do São Francisco, supostamente correlacionáveis a esta unidade (foto 3).

Microscopicamente, apresentam texturas recristalizadas, xenomórficas heterogranulares, onde se destacam prismas curtos de plagioclásio, em meio a uma matriz granular fina, com plagioclásio, quartzo, uma proporção variada de microclina, anfibólio e, as vezes, biotita; titanita, apatita, opaco raro ou ausente (principalmente magnetita), zircão e rutilo (?) são os acessórios principais. Entre os metabasitos, pode-se observar ainda texturas ofíticas mais ou menos recristalizadas e deformadas. O plagioclásio é o feldspato dominante, chegando a atingir 95% nos termos félsicos, representando prováveis andesitos. Trata-se de um oligoclásio, frequentemente saussuritizado, algumas vezes apresentando zonação contínua normal com núcleos mais cálcicos. São comuns os efeitos tectônicos, tais como maclas encurvadas e defeitos cristalinos.

Microclina, geralmente, ocorre em pequena proporção, em pequenos cristais no seio da matriz, mas pode ser um constituinte importante (até 30%) nos termos migmatizados; comumente resulta da desestabilização do plagioclásio, aparecendo como intercrescimentos antipertíticos ou como cristais mistos. A hornblenda é uma variedade verde, as vezes marrom esverdeada, aparecendo em cristais bem formados isolados ou em agregados, muitas vezes associada com titanita e apatita; inclui plagioclásio, quartzo globular, apatita, titanita e magnetita. A biotita, retrometamórfica a partir do anfibólio, é uma variedade marrom avermelhada, podendo ser titanífera.

De acordo com a composição mineralógica, parecem corresponder dacitos e quartzo andesitos, com andesitos em menor proporção. Os dados químicos são limitados e restritos duas amostras dos termos máficos e uma rocha félsica, provavelmente um tufo (tabela 5), cuja procedência é indicada na figura 31; segundo esses dados (figura 18a) correspondem a

traquibasaltos, traquiandesitos, andesitos e andesitos basálticos, conforme a nomenclatura adotada pelo IUGS e Winchester & Floyd (1977) (figuras 18b e 18c).

O aranhagrama dos elementos incompatíveis normalizado para o manto primitivo mostra dois padrões distintos entre uma metamáfica e um metatufo félsico (figura 19), embora eles tenham em comum um enriquecimento progressivo dos elementos mais incompatíveis. Assim, enquanto os metandesitos mostram um enriquecimento contínuo desses elementos, sugerindo uma pequena razão entre os elementos LIL/HFS, o metatufu apresenta-se empobrecido nos cátions grandes de alta valência, particularmente Th, Ta, Hf, Zr e Ti, sugerindo uma alta razão elementos LIL/HFS. O padrão é algo semelhante ao de basaltos ou andesitos calcioalcalinos com alto K (Gill, 1981; Wilson & Davidson, 1984; Wilson, 1989; Thompson *et al.*, 1984). O diagrama de terras raras normalizado para o condrito é idêntico para ambas rochas, mostrando um moderado fracionamento entre as terras raras leves e pesadas e ausência de anomalia de Eu. Apesar do número restrito de amostras, alguns diagramas discriminantes de ambiente tectônico, classicamente utilizados na literatura (Gill, 1981; Pearce & Cann, 1973) sugerem um quimismo semelhante ao de basaltos e andesitos com médio a alto K de arcos magmáticos (figura 20).

Foto 26-Afloramento ES-2, estrada Floresta-Carnaubeira, região de Lagoa do Defunto; metavulcânicas andesíticas e dacíticas do Complexo Cabrobó, Sequência Lagoa das Contendas, transformadas em anfibólio gnaisses bandados, exibindo a proeminente foliação S₂/S₃ do terreno Alto Moxotó.

Foto 27-Afloramento ES-200, estrada Floresta-Serra Talhada, região de Riacho Seco; Complexo Cabrobó, Seqüência Lagoa das Contendas exibindo uma intercalação metabásítica nas metavulcânicas félsicas.

Figura 28-Afloramento ES-329, região de São Pedro; Seqüência Lagoa das Contendas formada por metavulcânicas félsicas, provavelmente metatufos, transformados em gnaisses quartzofeldspáticos, que constituem uma componente litológica importante da Seqüência Lagoa das Contendas.

Foto 29-Afloramento ES-332, estrada Floresta-Carnaubeira, região de Lagoa das Contendas; bandamento composicional grosseiro (S_2 paralelizado com S_0) desenvolvido em "sills" de metagabros e metadiabásios da Sequência Lagoa das Contendas.

Figura 18-Diagramas total de álcalis vs. sílica, sílica vs. $\log (\text{Zr}/\text{TiO}_2)$ e $\log (\text{Zr}/\text{TiO}_2)$ vs $\log (\text{Nb}/\text{Y})$, mostrando as variações composicionais da Sequência Lagoa das Contendas; as poucas análises disponíveis indicam que essas rochas se situam na transição de andesitos para traquiandesitos e traquibasaltos. Convenções do diagrama (a) conforme a figura 14.

Figura 19-Aranhagrama normalizado para o manto primordial e diagrama de terras raras normalizado para o condrito de um metandesito (ES-332A) e um metatufos fêlsico (ES-002B) da Sequência Lagoa das Contendas.

Figura 20-Diagramas discriminantes de ambientes tectônicos da Sequência Lagoa das Contendas. Diagramas (a) e (b), segundo Gill (1981); (c), (d) e (e), segundo Pearce & Cann (1973). Padrões comparativos: OFB-basaltos de fundo oceânico, LKT-toleítos com baixo K, IAB-basaltos de arco de ilha, WPB-basaltos intraplaca

TABELA 5-ANÁLISES QUÍMICAS DA SEQUÊNCIA LAGOA DAS CONTENDAS

Amostra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ ^l	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI
ES-002B	55,84	0,49	17,60	7,44	0,15	2,88	6,06	4,43	3,36	0,41	0,79
ES-002C	49,85	0,75	16,97	10,71	0,18	4,86	10,03	3,95	1,16	0,43	0,49
ES-332A	53,66	1,41	14,04	11,26	0,15	4,94	8,90	2,79	1,22	0,13	0,20

Amostra	Rb	Ba	Sr	Ga	Ta	Nb	Hf	Zr	Y	Th	U
ES-002B	68	1715	1337	23	0,30	10	1,60	73	17	1,6	0,8
ES-002C	18	706	1493	21	0,00	3	0,00	61	16	0,0	0,0
ES-332A	30	269	247	17	1,20	14	3,90	157	26	5,6	0,9

Amostra	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Yb	Lu
ES-002B	36,20	65,00	34,00	5,78	1,65	1,37	0,21
ES-332A	15,90	35,00	18,00	4,66	1,35	2,59	0,39

Obs.: Fonte das análises: presente tese.

4.4-METAGRANITÓIDES LEUCOGRANÍTICOS E TRONDHJEMÍTICOS

No terreno Alto Moxotó, ocorre uma suíte de granitos intrusivos tabulares, de colocação controlada pela tectônica contracional, com características composicionais diferentes dos típicos granitos crustais associados a empurrão. Trata-se de leucogranitos metaluminosos trondhjemiticos ou de tendência trondhjemitica, sem evidência de mecanismos de anatexia *in situ*. Distinguiu-se os metagranitoides São Pedro e os metatrondhjemitos Riacho das Lajes.

Os metagranitoides São Pedro são rochas leucocráticas, de granulometria média, grosseiramente foliadas, que constituem muitos corpos intrusivos cortando principalmente a sequência vulcanossedimentar Lagoa das Contendas e o Complexo Floresta; rochas similares são comumente encontradas cortando as rochas máfico-ultramáficas de ambos os terrenos, Alto Moxotó e Alto Pajeú. Facies mesocráticas são raras, mas ocorrem, por exemplo, na região de São Pedro, na estrada Floresta-Carnaubeira, e na região de Cachoeira. Apresentam uma textura granoblástica equi ou heterogranular, levemente ou quase não orientada, em função da pobreza de minerais máficos, com cristais de bordos suturados e lobados; nos termos miloníticos, apresentam textura porfiroclástica. Os minerais máficos constituem menos de 10% do volume da rocha, usualmente menos de 5%, tratando-se, portanto, de rochas leuco e hololeucocráticas; são facilmente confundíveis com aplitos ricos em plagioclásio, encaixados por todos os litótipos, distinguindo-se deles, porém, pela textura sacaróide desses últimos.

Mineralogicamente, são formados por plagioclásio, quartzo, microclina, hornblenda, biotita e ocasional clinopiroxênio, como minerais essenciais; titanita, apatita, allanita e magnetita são os acessórios comuns, ocorrendo ainda clinozoizita, zircão, granada e rutilo (?); clorita e calcita ocorrem como minerais de alteração. O plagioclásio é do tipo andesina-oligoclásio, sendo usualmente convertido em microclina, dando origem a antipertitas e cristais mistos plagioclásio-microclina; são comuns também intercrescimentos mirmequíticos. A microclina é frequentemente pertítica, ocorrendo em proporções variadas; na estrada Floresta-Serra Talhada, observou-se uma facies mesocrática rica em epídoto, na qual a microclina chega a atingir 40%; esta mineralogia, porém, pode ser resultante de um enriquecimento potássico e da descalcificação do plagioclásio durante o metamorfismo.

O anfibólio é uma hornblenda verde escura, podendo tratar-se de uma ferro-hastingsita. A biotita, em parte, resulta do retrometamorfismo do anfibólio, sendo de cor marrom esverdeada. A titanita é parcialmente transformada em um opaco, possivelmente ilmenita. O clinopiroxênio possui uma cor verde intensa, parecendo ser da série diopsídio-hedembergita, ocorrendo em cristais mal formados, com frequentes inclusões de opaco, e mostra evidências de sua transformação em anfibólio. Algumas facies são particularmente enriquecidas em opacos.

De acordo com as estimativas mineralógicas, os metagranitoides São Pedro são leucomonzodioritos e leucogranodioritos. Algumas amostras analisadas, porém, mostram variações

para monzogranitos e monzonitos (figura 21); de acordo com o diagrama Ab-An-Or de O'Connor (1965), essas mesmas rochas caem no limite dos campos dos granitos e trondhjemitos, com uma amostra se colocando no campo do adamelito (figura 22).

A facies mesocrática *augen* (afloramento ES-4) e a facies cinza de Cachoeira (afloramento ES-79) possuem até 20% de minerais máficos e algumas intercalações máficas chegam a até 40%. Os *augens* de microclina incluem restos de plagioclásio e possuem, muitas vezes, nas bordas cristais menores de plagioclásio com intercrescimento mirmequítico. O máfico dominante é um anfibólio de cor verde azulada, provavelmente uma barroisita; biotita retrometamórfica é de cor marrom esverdeada, sendo magnetita, as vezes, um acessório abundante; os acessórios são titanita, apatita e zircão. Nas facies máficas, adicionalmente ocorre clinopiroxênio, que pode atingir até 5% do volume da rocha; nesta facies distingue-se um bandamento composicional milimétrico máfico-félsico, mas há uma repartição também entre o clinopiroxênio e o anfibólio. A composição é predominantemente granodiorítica. Magnetita pode ocorrer, as vezes, em proporção elevada, como na facies *augen*, onde mobilizados leucocráticos contêm cristais de até 0,5cm.

Os metatrondhjemitos afloram nas imediações de Airi e na região do Riacho das Lajes, aproximadamente a 30 km a leste de Floresta. Ocorrem como corpos de dimensões quilométricas (v. mapa geológico, anexo 1), encaixados pelas supracrustais do Complexo Cabrobó. São rochas leucocráticas, de granulação grosseira, foliadas, as vezes apresentando um bandamento composicional marcado por faixas mais ou menos enriquecidas em minerais máficos; em alguns locais, aparecem lentes máficas intercaladas, ricas em anfibólio e clinopiroxênio (foto 31). Apresentam as mesmas foliações S_2/S_3 observadas nos leucogranitos São Pedro. Aparentemente existe um complexo intrusivo em toda a extensão da área definida por essas duas ocorrências, no qual os corpos intrusivos individuais devem possuir espessuras da ordem de alguns quilômetros e grande extensão lateral, acima da dezena de quilômetro.

Trata-se de rochas com uma textura granoblástica porfiroblástica, com grandes cristais de plagioclásio, em meio a uma matriz granular rica em quartzo, plagioclásio e minerais máficos. O plagioclásio é o feldspato dominante, sendo do tipo oligoclásio, em cristais comumente maclados segundo as leis da albita e albita-periclina; são comuns também cristais não maclados, frequentemente com intercrescimento antipertítico, que aparece também no núcleo de cristais zonados. Intercrescimentos mirmequíticos também são comuns; alguns cristais mostram extinção ondulante. O quartzo é o segundo mineral em abundância, ocorrendo de forma intersticial e na matriz granular; ocorre em cristais anedrais ou goticular, apresentando sempre extinção ondulante. A microclina é geralmente intersticial e aparece com todos os estágios de mistura com o plagioclásio, desde os intercrescimentos antipertíticos, até cristais mistos e cristais exclusivamente de microclina, comprovando sua formação a partir da desestabilização do plagioclásio. Geralmente

não ultrapassa os 5%, mas há fácies com enriquecimento migmatítico, em que a microclina atinge até 20%.

Os máficos dominantes são clinopiroxênio ou clinopiroxênio-anfibólio ou epídoto, os quais usualmente formam concentrações com titanita e magnetita. O clinopiroxênio é da série diopsídio-hedembergita, sendo parcialmente transformado em anfibólio; localmente ocorre uma variedade com macla polissintética, que pode tratar-se de *diallage*. O anfibólio possui um pleocroísmo verde intenso a verde escuro, devendo ser uma ferro-hastingsita. Na facies com epídoto, esse mineral ocorre em cristais pequenos bem formados, isolados ou em agregados, comumente associado ao opaco e titanita, sem evidências de sua formação por alteração do plagioclásio. Os acessórios são titanita, allanita, apatita, magnetita, além de rara biotita marrom esverdeada, granada e rutilo (?).

Os dados analíticos desses metagranitóides e metatrondhjemitos são apresentados na tabela 6 e a localização das amostras na figura 31. Os metagranitóides São Pedro e os metatrondhjemitos Riacho das Lajes apresentam um *trend* comum negativo no diagrama total de álcalis vs. sílica (figura 23a), variando de alcalino nos termos mais pobres em sílica para subalcalino nos termos mais ricos neste óxido; o comportamento em relação ao índice de Shand é idêntico, sendo ambas predominantemente rochas metaluminosas (figura 23b). Entretanto, a grande diferença entre essas rochas reside no teor muito baixo de K_2O dos metatrondhjemitos (inferior a 1%) (figura 25) e na relação Na_2O/K_2O elevada dessas rochas em relação aos metagranitóides. Essa diferença confirma-se na análise do comportamento dos elementos traços e terras raras.

O aranhograma normalizado para o manto primitivo dos metagranitóides (figura 24) mostra um padrão fortemente fracionado, com enriquecimento nos elementos LIL de baixa valência, comprados com os de alta valência, havendo uma forte depressão nos elementos menos incompatíveis, um padrão comparável ao de granitos de arco vulcânico. O diagrama de terras raras normalizado para o condrito (figura 24) mostra que há diferenças composicionais entre esses metagranitóides. Observa-se que uma amostra (ES-107) exibe um padrão empobrecido em terras raras e um pequeno fracionamento entre as terras raras leves e pesadas, enquanto a outra amostra (ES-5 e réplica) apresenta um padrão fortemente fracionado, sem anomalia de Eu e um empobrecimento profundo de terras raras pesadas, cujos valores normalizados chegam a ser inferiores ao do condrito. Este último padrão é parecido com o de fundidos tonalíticos resultantes de pequena fusão parcial de uma fonte toleítica, segundo experimentos de Arth & Hanson, (1975), aparentemente sugerindo uma cogeneticidade dessa rocha com os trondhjemitos. O padrão fortemente empobrecido em terras raras pesadas requer a presença de granada no resíduo de fusão parcial (resíduo eclogítico) ou a derivação de uma fonte moderadamente fracionada em terras raras, com um resíduo formado predominantemente por anfibólio (Van der Laan & Wyllie, 1992). O padrão fortemente empobrecido em terras raras leves sugere um material bastante primitivo ou a

presença de epidoto ou allanita no resíduo, os quais retêm fortemente esses elementos. O padrão normalizado para o ORG (Pearce *et al.*, 1984) (figura 29) mostra igualmente uma curva enriquecida em Ba e empobrecida em terras raras pesadas. Os padrões de elementos maiores, traços e terras raras dos metagranitóides mostram similaridades com algumas suítes granitóides pré-colisionais do Karakorum central, do norte do Paquistão, descritos por Crawford & Searle (1992). Segundo esses autores, essas unidades possuem uma fonte mantélica acima de uma cunha em subducção, com contaminação por um componente crustal com alto Sr radiogênico.

Os metatrandhjemitos, excetuando-se as variedades migmatíticas, possuem composição quartzo diorítica e tonalítica, existindo variedades muito ricas em Na₂O (tabela 4), que se posicionam no diagrama QAP mesonormativo (Streckeisen, 1976; Kosinowsky, 1982) parte no campo dos tonalitos e quartzo dioritos, similares aos dos granitos calcioalcalinos trondhjemiticos da Finlândia, parte no campo dos monzodioritos (figura 21), numa distribuição similar dos granitos anorogênicos continentais da Córsega (Lameyre & Bowden, 1982). O diagrama Ab-An-Or, porém, demonstra claramente o caráter trondhjemitico da associação, com apenas 2 amostras caindo no campo dos tonalitos (figura 22).

Considerando-se os critérios de Barker (1979), observa-se que eles diferenciam-se em relação aos trondhjemitos típicos pela:

- baixa concentração de sílica de várias amostras analisadas por Lima *et al.* (1985);
- razão FeO*/MgO muito alta, geralmente acima de 10;
- Na₂O muito alto, acima de 3,6; as amostras coletadas pelos autores acima situam-se entre 8 e 11%;
- caráter metaluminoso.

O comportamento da alumina (figura 27) é similar ao dos clássicos trondhjemitos mundiais (Barker, 1979) e apresenta um ramal dominante a alta alumina; duas amostras mais ricas em sílica, porém, caem no campo a baixa alumina, definindo um padrão verificado, por exemplo, nos Alpes. Apesar da maioria dos pontos se colocarem no campo a alta alumina, sugestivo de trondhjemitos continentais, o padrão da alumina é completamente diferente da clássica suíte gabro-trondhjemitica do sudoeste da Finlândia (Arth *et al.*, 1977). O teor de Yb para uma amostra com teor de sílica em torno de 70% situa-se no campo oceânico (figura 27).

O comportamento dos elementos traços de uma amostra com 71,78% de sílica pode ser bem visualizado no aranhograma normalizado para o manto primitivo da figura 24, no qual observa-se fortes anomalias negativas de elementos LIL de baixa valência (Rb, Ba e K), além de Nb, os outros elementos apresentando mais ou menos os mesmos níveis dos metagranitóides. O diagrama de terras raras raras normalizado para o condrito apresentado na mesma figura mostra um padrão muito fracionado das terras raras leves em relação às pesadas, com o valor normalizado do La chegando 300 vezes o do condrito. Não se observa também neste caso qualquer anomalia de

Eu; isto sugere pouco ou nenhum plagioclásio na fonte. Tanto os metagranitóides, quanto os metatrondhjemitos são enriquecidos em Ba e são severamente empobrecidos em terras raras pesadas, um comportamento que pode ser determinado pela presença da granada no resíduo. Neste caso, eclogito ou granulito máfico seriam as fontes previsíveis, segundo Cullers & Graf (1984).

Este é o padrão da maioria dos trondhjemitos, tonalitos e granodioritos; mas o comportamento dos trondhjemitos da Finlândia (Arth *et al.*, 1978; Cullers & Graf, 1984) revela um pequeno enriquecimento em terras raras leves, chegando até 10 vezes o valor do condrito; e apresenta uma anomalia positiva de Eu, fato não constatado em nosso caso. Dos padrões apresentados por Arth (1979), o que mais se assemelha aos nossos trondhjemitos é o dos dacitos do Novo México.

O diagrama normalizado para o ORG (figura 29) apresenta um padrão diferente daqueles analisados por Pearce *et al.* (1984), observando-se um acentuado empobrecimento das terras raras pesadas e um enriquecimento em Ce e, principalmente, em Th; os demais elementos mostram valores próximos do padrão ORG.

A presença de ferro-hastingsita entre os trondhjemitos e a tendência alcalina da maioria dessa suíte pode sugerir uma correlação com os ortognaisses alcalinos da Serrinha de Ouricuri, da faixa Piancó-Alto Brígida (M'Rabet *et al.*, 1993), cujo dobramento e *boudinage* sugerem também uma idade pré-brasileira. Segundo esses autores, esses granitóides contêm igualmente albita e microclina Or₈₉₋₉₆ e *boudins* ricos em anfibólio, estes incluindo oligoclásio An₉₋₁₅ sem Sr; ocorrem dois tipos de anfibólio, um variando de hastingsita subsilícica a edenita silícica, clinopiroxênio da série diopsídio-hedembergita passando a aegirina aegita sodicálcica e biotita da série flogopita-anita. Esses autores estimam um espectro de temperatura entre 910°C e 700°C, pressões em torno de 6,7–8 kbar, sugerindo 25 km de crosta, com fonte acima do limite crosta-manto, dentro da crosta inferior; a geração desses líquidos deixa cumulos máficos resultantes da cristalização de Ca-clinopiroxênio+Ca-anfibólio+oligoclásio.

Uma comparação entre os padrões naturais e experimentais foi feita por Van der Laan & Wyllie (1992), os quais mostraram que a maioria dos experimentos saturados em água produz fundidos com teores mais elevados de alumina. O diagrama alumina vs. sílica da figura 27 mostra que os metagranitóides e metatrondhjemitos São Pedro e Riacho das Lajes distribuem-se no campo dos tonalitos naturais, espalhando-se mais que os tonalitos de arco. Dos experimentos conhecidos, aquele cujos resultados mais se aproximam da distribuição das nossas rochas (incluindo os metaleucogranitos São Pedro) é o obtido por Rapp *et al.*, (1990), os quais desenvolveram reações de fusão parcial de protólitos anfibolíticos em temperaturas em torno de 1.000°C e pressões entre 8 e 32 kbar, com pouca ou nenhuma água presente. Uma estimativa da pressão de formação dos metatrondhjemitos Riacho das Lajes pode ser feita a partir de uma comparação com os experimentos desses autores, utilizando-se os teores de TiO₂ e SiO₂ (figura 28); de acordo com

esses dados a distribuição das nossas rochas situam-se próxima da curva de 8kbar, sendo, assim, compatível com os dados dos autores acima.

Os conhecidos diagramas discriminantes de ambiente tectônico, utilizando elementos maiores (Maniar & Piccoli, 1989; Batchelor & Bowden, 1985) (figura 25) e elementos traços (Pearce *et al.*, 1984) (figura 26), sugerem um ambiente de arco magmático para a formação tanto dos metagarnitóides São Pedro, quanto para os metatrandhjemitos Riacho das Lajes.

Foto 30-Afloramento ES-235, estrada Floresta-Serra Talhada, região de Mãe d'Água; intrusão tabular de metagranitóide São Pedro cortando ortognaisses da Sequência Lagoa das Contendas. A intrusão e as encaixantes apresentam um suave dobramento associado ao evento transtraccional F_4 .

Foto 31-Afloramento ES-372, região de Airi; metatrondhjemitos Riacho das Lajes exibindo uma foliação grosseira, estreitos e descontínuos níveis máficos e concentrações centimétricas de anfibólio e clinopiroxênio; nota-se vagamente a existência de uma foliação antiga S_1/S_2 transposta pela foliação dominante S_3 .

Figura 21-Diagrama QAP mesonormativo dos metagranitóides São Pedro (quadrados) e dos metatrondhjemitos Riacho das Lajes (círculos). Os metagranitóides São Pedro se concentram nos campos 8 (monzonitos), 8/9* (quartzo monzonitos/quartzo monzondioritos) e 3b (monzogranitos), enquanto que os metatrondhjemitos nos campo 5 (tonalitos), 10* (quartzo dioritos) e em grande parte no campo 9 (monzodioritos).*

Figura 22-Classificação das rochas graníticas no diagrama albíta-anortíta-ortoclásio (O'Connor, 1965), mostrando a distribuição dos metagranitóides São Pedro (quadrados) e dos metatrondhjemitos Riacho das Lajes (círculos).

Figura 23-Diagramas álcalis total vs. sílica e alumina/total de álcalis vs. alumina/CaO+total de álcalis dos metagranitóides São Pedro (quadrados cheios) e dos metatrondhjemitos Riacho das Lajes (círculos cheios).

Figura 24-Aranhagramas normalizados para o manto primitivo e diagramas de terras raras normalizado para o condrito dos metagranitóides São Pedro (quadrados) e dos metatrondhjemitos Riacho das Lajes.

Figura 25-Diagramas discriminantes de ambientes tectônicos dos metagranitóides São Pedro (quadrados cheios) e metatrondhjemitos Riacho das Lajes (círculos cheios); diagrama K_2O vs. sílica, onde os metatrondhjemitos caem no campo dos plagiogranitos; $R1-R2$, mostrando em ambos uma tendência para granitos tardiorogênicos, apesar do grande espalhamento.

Figura 26-Diagramas Nb vs. Y e Rb vs Y+Nb de Pearce et al. (1984) mostrando a afinidade dos metagranitóides São Pedro e metatrondhjemitos Riacho das Lajes com os granitos de arco vulcânico.

Figura 27-Metagranitóides São Pedro e metatrondhjemitos Riacho da Lajes: (a) diagrama Yb vs Al_2O_3 , mostrando a afinidade dos metatrondhjemitos (representados por apenas uma amostra) com os plagiogranitos oceânicos e a correlação negativa alumina-sílica de ambos; (b) Al_2O_3 vs. sílica, mostrando a comparação com campos de rochas naturais e resultados experimentais; campos extraídos de Van der Laan & Wyllie (1992): 1-campo das rochas naturais (Winther & Newton, 1991); 2-tonalitos de arcos (Beard & Lofgren, 1989); 3-experimentos entre 8 e 32kbar, pouca ou nenhuma água adicionada (Rapp et al., 1990).

Figura 28-Diagrama TiO_2 vs. sílica dos metagranitóides São Pedro e metatrondhjemitos Riacho das Lajes, mostrando os baixos teores deste óxido e uma distribuição próxima da isobárica de 8 kbar.

Figura 29-Aranhagrama normalizado para o ORG dos metagranitóides São Pedro e metatrondhjemitos Riacho das Lajes, exibindo dois comportamentos diferentes. O metagranitóide apresenta uma alta razão entre os elementos LIL e HFS, sendo rico em Ba e extremamente empobrecido em Yb (terras raras pesadas); o metatrondhjemito é menos fracionado, enriquecido apenas em Th e exibe expressiva anomalia de Nb e discreta de Zr.

TABELA 6-ANÁLISES QUÍMICAS DOS METAGRANITÓIDES SÃO PEDRO E DOS METATRONDHJEMITOS RIACHO DAS LAJES

	Amostra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ ^t	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	LOI
1	ES-005	69,60	0,22	16,50	1,00	0,01	0,15	0,88	6,10	4,00	0,06	0,35	0,41
2	ES-300	69,50	0,21	16,40	1,20	0,01	0,18	0,90	6,40	4,10	0,07	0,07	0,10
3	ES-153	70,10	0,24	15,50	1,30	0,03	0,29	1,30	5,60	4,30	0,07	0,25	0,25
4	ES-106	72,33	0,10	15,10	1,41	0,05	0,11	2,10	3,00	4,30	0,25	na	0,50
5	ES-107	63,60	0,31	17,00	3,81	0,09	1,00	2,80	6,20	4,80	0,20	na	0,48
6	ES-372A	71,78	0,35	14,24	4,01	0,04	0,16	4,24	3,95	0,25	0,05	na	0,40
7	ES-372B	75,59	0,45	11,98	3,61	0,04	0,33	3,25	3,59	0,31	0,04	na	0,30
8	ES-373A	65,61	0,19	19,19	1,96	0,02	0,55	2,92	7,81	0,81	0,02	na	0,40
9	08/655	66,82	0,37	18,05	2,33	0,01	0,10	2,20	9,20	0,90	0,10	-	-
10	08/662	64,74	0,65	16,55	4,77	0,02	0,10	2,60	9,40	0,74	0,10	-	-
11	08/670.2	61,99	0,51	18,19	4,70	0,02	0,10	3,08	10,48	0,84	0,10	-	-
12	08/671.3	61,25	0,34	20,18	2,60	0,04	0,10	3,69	10,92	1,10	0,10	-	-
13	26/288	63,96	0,32	17,22	4,98	0,01	0,10	2,34	9,80	0,95	0,00	-	-
14	26/295.1	62,35	0,46	18,10	3,44	0,05	0,10	6,60	8,00	0,40	0,00	-	-

	Amostra	Cr	Ni	V	Rb	Cs	Ba	Sr	Ga	Ta	Nb	Hf	Zr	Y	Th	U
1	ES-005	30	30	na	72	<5	5.150	3.510	na	<10	17	<8	190	5	14,0	na
2	ES-300	30	30	na	67	<5	4.990	3.430	na	<10	12	<8	170	5	10,0	na
3	ES-153	50	30	na	85	<5	4.740	3.140	na	<10	21	<8	230	6	11,0	na
4	ES-106	25	5	20	49	na	2.700	2.000	na	na	na	na	na	na	na	na
5	ES-107	25	5	40	66	na	3.650	2.000	na	na	16	na	na	na	na	na
6	ES-372A	na	na	na	5	na	126	690	13	2,9	6	na	136	17	23,3	4,5
7	ES-372B	na	na	na	7	na	315	582	8	na	9	na	186	19	na	na
8	ES-373A	na	na	na	9	na	130	376	24	na	4	na	117	1	na	na
9	08/655	na	na	na	5	na	70	300	na	na	na	na	200	na	na	na
10	08/662	na	na	na	5	na	30	300	na	na	na	na	200	na	na	na
11	08/670.2	na	na	na	5	na	30	300	na	na	na	na	<10	na	na	na
12	08/671.3	na	na	na	5	na	70	700	na	na	na	na	70	na	na	na
13	26/288	na	na	na	5	na	150	300	na	na	na	na	300	na	na	na
14	26/295.1	na	na	na	5	na	150	700	na	na	na	na	150	na	na	na

	Amostra	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Ho	Yb	Lu
1	ES-005	24,5	51,7	22,6	3,4	1,0	1,6	1	0,08	0,13	0,03
2	ES-300	20,1	44,2	20,6	3,3	0,9	1,5	1	0,09	0,13	0,04
4	ES-106	1,7	7,4	3,0	0,7	0,2	0,6	1	0,11	0,24	0,07
6	ES-372A	95,7	157,0	64,0	9,1	1,8	na	na	na	1,60	0,24

Obs.: Fontes das análises: amostras sem letras, Lima *et al.* (1985); sigla ES, presente investigação; na-não analisado; amostras de 1 a 5-metagranitóides São Pedro; amostras de 6 a 14-metatrondhjemitos Riacho das Lajes; amostra ES-300=réplica da amostra ES-005; Fe₂O₃^t valor recalculado a partir dos valores de FeO e Fe₂O₃ dosados.

FIGURA 30 - MAPA DE LOCALIZAÇÃO DAS AMOSTRAS COM ANÁLISE QUÍMICA
SEQUÊNCIA LAGOA DAS CONTENDAS, METAGRANITÓIDES LEUCOGRANÍTICOS SÃO
PEDRO E TRONDHJEMÍTICOS RIACHO DAS LAJES.

1- COMPLEXO BELÉM DO SÃO FRANCISCO; 2- COMPLEXO FLORESTA; 3-SUÍTE MALHA DA VERMELHA; 4- COMPLEXO CABROBÓ/SEQUÊNCIA LAGOA DAS CONTENDAS; META-GRANITÓIDES SÃO PEDRO, METATRONDHJEMÍTICOS RIACHO DAS LAJES (UNIDADE 4a NO ENCARTE); 5-SUÍTE SERROTE DAS PEDRAS PRETAS; 6- SEQUÊNCIA POÇO DO SAL-GUEIRO; 7- METAGRANITÓIDES CONTRACIONAIS (INCLUINDO FAIXAS DE SUPRACRUSTAIS); 8- GRANODIORITO RIACHO DO ICÓ (XENÓLITOS DE SUPRACRUSTAIS EXCLUÍDOS); 9- GRANITO SÃO JOÃO; 10- GRANITO SERRA DO ARAPUÁ.

5-COMPLEXO GRANÍTICO LAGOA DAS PEDRAS 1: O MAGMATISMO PRECOCE

5.1-SUÍTE TOLEÍTICA SERROTE DAS PEDRAS PRETAS

Esta unidade foi descrita por Lima *et al.* (1985) e Veronese *et al.* (1985), compreendendo uma associação metamáfica-ultramáfica intrusiva mineralizada em Fe-Ti, do Proterozóico inferior. Apesar das numerosas informações fornecidas por esses autores, os mesmos não apresentam evidências de campo ou microscópica que embasem a idade e a concepção de origem. Do ponto de vista das relações de campo, reconhece-se as seguintes formas de ocorrência:

1-Lentes ou camadas associadas s seqüências metavulcanossedimentares da intrusão norte, correspondentes ao tipo de mineralização ferro-titanada do grupo IV ou Tapuio-Arapuá (foto 32), de Veronese *et al.* (1985), podendo tratar-se de fatias tectônicas ou *sills*, incluindo derrames, embora não haja evidências texturais suficientes para amparar a última dedução; as únicas feições de aparência vulcânica preservadas são texturas porfiríticas e interdigitação com as vulcanoclásticas e grauvas da Seqüência Poço do Salgueiro.

2-Conjunto de corpos lentiformes intrusivos encaixado por supracrustais e metagranitóides Recanto, representando um complexo de fatias tectônicas ou *sills* máfico-ultramáficos, encontrados principalmente como grandes xenólitos no Granodiorito Riacho do Icó, da intrusão central (fatia/*sill* Serrote das Pedras Pretas) ou na periferia deste mesmo plúton (fatia/*sill* de Favela). Este tipo de ocorrência engloba os principais depósitos de Fe-Ti da área, quais sejam Serrote das Pedras Pretas (fotos 33 e 34), Riacho da Posse, Lagoa do Espinheiro, Lagoa do Angico e Favela.

As características gerais dessa Suíte são apresentadas na tabela 7, simplificada e modificada de Veronese *et al.* (1985). A Suíte Serrote das Pedras Pretas aqui descrita compreende as associações (grupos na nomenclatura daqueles autores) Tapuio-Arapuá e Serrote das Pedras Pretas, aqui tratados como facies da Suíte Serrote das Pedras Pretas. As associações Malhada Vermelha e Fortuna aqui discriminados por situarem-se em terrenos distintos, são também incluídas para comparação.

Na maioria dos exemplos, essas rochas são maciças ou apresentam um bandamento composicional S_2/S_3 bem definido, provavelmente uma estrutura sem qualquer relação com uma feição primária. Texturas de origem comprovadamente plutônica foram observadas por Beurlen (1988), nos testemunhos de sondagem do depósito de ilmenita de Riacho da Posse mencionado acima. Segundo esse autor, a rocha primária é um dunito com evidência de processos cumuláticos. Em algumas lâminas, cumulos de olivina com matriz intercúmulus de óxido de Fe-Ti e sulfetos são bem caracterizados por uma gradação tanto na granulometria dos cristais de olivina, quanto na razão matriz/cumulos, gradação não geopetal, observando-se variações e até simetria no padrão granulométrico. O acervo de lâminas estudado é formado pela coleção parcial da Minérios de Pernambuco/Projeto Ferro Titanado de Floresta e por amostras coletadas nesta investigação. Segundo Veronese *et al.* (1985), a associação Serrote das Pedras Pretas inclui o minério de ferro-titânio maciço, com conteúdo metálico em geral acima de 80%, e

as rochas hospedeiras, onde o mineral minério ocorre em menor percentagem ou está praticamente ausente.

Foto 32-Afloramento ES-68, região de Tapuio. Suíte Serrote das Pedras Pretas, metagabros grosseiros, com os cristais de plagioclásio parcialmente alterados para epídoto

Foto 33-Afloramento ES-367, Serrote das Pedras Pretas. Metaultramáfica alterada da Suíte Serrote das Pedras Pretas, com uma matriz silicática rica em anfibólio e um enriquecimento em ilmenita tanto na matriz, quanto na forma de veios.

Foto 34-Mesmo afloramento da foto anterior. Minério de ferro-titânio silicoso associado às rochas metamáfico-ultramáficas da Suíte Serrote das Pedras Pretas.

Litologicamente, eles distinguiram: 1) granada metabasitos, com simplectitas de granada-plagioclásio, hornblenda, quartzo, diopsídio e, como acessórios, ilmenita, rutilo, magnetita e titanita; 2) metabasitos normais, compostos por plagioclásio, hornblenda, actinolita, epidoto, quartzo, diopsídio, contendo também titanita, rutilo, apatita, ilmenita e, ocasionalmente, turmalina; 3) anfibólitos, diferenciados pela granulação média fina e textura nematoblástica, sendo formados por anfibólio, plagioclásio e quartzo, associados titanita, apatita, rutilo, ilmenita e, esporadicamente, granada; 4) piroxenitos, formados por uma matriz de diopsídio, no qual estão inclusos grandes cristais de granada com orlas de hornblenda e plagioclásio; 5) "rochas calcissilicáticas" (metabásicas alteradas?, rochas de borda de reação?), formadas por epidoto-zoizita, plagioclásio, anfibólio, diopsídio, feldspato potássico e quartzo. As rochas descritas como *fels* são formadas por uma massa essencialmente anfibólica-tremolita/actinolita, antofilita e cumingtonita-, além de opacos, clorita e talco; xistos com tremolita, actinolita, clorita, cumingtonita, opacos, tendo rutilo, apatita, quartzo, titanita, ilmenita e magnetita como acessórios; piroxenitos ricos em opacos e ultrabásicas silicificadas; nestas rochas, ilmenita, magnetita e hematita chegam a atingir até 60% do volume da rocha. O minério maciço compreende essencialmente ilmenita, numa proporção superior 70%, com magnetita e hematita subordinadas, além de goetita; a ilmenita ocorre com "exsoluções" de hematita e inclusões de pirrotita, calcopirita e pentlandita. A associação Tapuío-Arapuá apresenta uma composição semelhante, diferenciando-se pela pobreza de metálicos.

Na ocorrência de Riacho da Posse, Beurlen (1988) descreveu tremolita-clorita xistos gradando para tremolititos mineralizados, meta-olivina cumulatitos mineralizados, minério maciço, crossititos com

ou sem granada e metagabros subordinados. Os meta-olivina cumulatitos pouco foliados gradam para tremolititos também pouco foliados, com preservação da textura cumulática, e deste para tremolititos foliados ou clorita-tremolita xistos mineralizados, representando estágios metamórficos progressivos atuando sobre um dunito original. Essa sucessão começa com a forsterita cumulática, em grãos arredondados de 3 a 10 mm, muitas vezes ainda com gradação granulométrica transversal ao bandamento, numa matriz intercúmulos de óxidos de Fe-Ti e sulfetos. Aparece frequentemente com a típica pseudomorfose em malha, com iddingsita ou óxidos e clorita ou serpentina; as massas de clorita são quase sempre recortadas por cristais aciculares de anfibólio, frequentemente com zonação alternada entre cumingtonita e antofilita.

Destas porções pouco deformadas, passa-se para as mais deformadas, com o aparecimento de tremolita, que cresce blasticamente envolvendo as agulhas de cumingtonita-antofilita e de forma orientada, do mesmo modo que a clorita. A matriz de opacos é formada essencialmente por ilmenita, magnetita, pirrotita, pentlandita, calcopirita, cubanita e mackinavita; o predomínio absoluto da ilmenita sobre a magnetita é confirmado pelas análises químicas, que apresentam razões normativas ilmenita/(magnetita+hematita) variando de 0,5 a 7. A magnetita e ilmenita formam um mosaico poligonal equigranular de 2 a 5 mm, com os sulfetos intersticiais; observa-se lamelas de exsolução de ilmenita na magnetita, segundo a estrutura octaédrica, sugerindo cristalização coalescente a partir das exsoluções originais mais finas e segregação metamórfica.

Os anfibolititos granatíferos e crossititos são rochas formadas por anfibólio escuro, as vezes granada como constituinte principal, opacos, piroxênio e espinélio, que podem formar concentrações localizadas; são rochas desprovidas de plagioclásio e quartzo. A granada, com 10 a 15% de piropo normativo, pode atingir 70% do volume da rocha, aparecendo em grãos arredondados numa matriz de anfibólio. O anfibólio é da série barroisita-winchita, mas os dados de raios-X indicam tratar-se de uma crossita. Esses dois minerais são, frequentemente, transformados em uma biotita titanífera, normalmente orientada, de modo que a rocha evolui para um biotita xisto, que aparece intercalado no conjunto ultramáfico, preferencialmente próximo do contato com as ultramáficas mineralizadas. A granada apresenta inclusões de um anfibólio, que parece ser ferro-glaucófana, rutilo e de outros minerais não identificáveis. A granada é substituída pela crossita a partir das bordas e das fraturas. A existência de uma alternância centimétrica entre essas rochas e, raramente, contatos diretos, gradacionais, indica uma origem comum para os crossititos e as ultramáficas mineralizadas. É frequente a presença de rutilo como acessório, substituído periféricamente pela ilmenita. Ocasionalmente observou-se a presença ínfima de plagioclásio, claramente tardio. O autor supõe que se trata de um eclogito, pela total ausência de plagioclásio primário e pela natureza sódico-aluminosa da rocha, deduzido pela associação winchita-granada ou crossita-granada, pela crossita, pela frequência de rutilo incluso na granada ou não e pela semelhança desses crossititos com aqueles da região de Bodocó, onde essas rochas alternam com anfibolititos eclogíticos com restos de onfacita; os crossititos seriam níveis de composição intermediária,

mais propensos ao metamorfismo eclogítico do que o litótipo dominante, de caráter essencialmente ultramáfico.

TABELA 7
PRINCIPAIS CARACTERÍSTICAS METALOGENÉTICAS DOS DEPÓSITOS DE Fe-Ti DE
FLORESTA

(modificado de VERONESE *et al.*, 1985)

ASSOCIAÇÃO	PRINCIPAIS HOSPEDEIRAS	MINERALIZAÇÃO
Tapuio-Arapuá	Fatia tectônica/ <i>sill</i> (e derrame?) de grande expressão intercalado na pilha vulcanossedimentar; metamáficas incluindo metabasitos, clorita-actinolita xistos, hornblenditos e granada metabasitos	Baixo teor de metálicos, ausência de ocorrências expressivas de minério
Serrote das Pedras Pretas	Conjunto de fatias tectônicas/ <i>sills</i> máficos e ultramáficos encaixados entre metagranitóides e supracrustais aflorando no interior (corpo Serrote das Pedras Pretas) ou na borda (corpo Favela) do Granodiorito Riacho do Icó. Rochas metamáficas e metaultramáficas, especialmente metabasitos, granada metabasitos, tremolita-actinolita-antofilita-clorita xistos e fels	Ilmenita predominante, hematita e magnetita subordinadas, traços de rutilo; sulfetos inclusos na ilmenita. Constitui os principais depósitos de Fe-Ti da região
Malhada Vermelha	Fatias tectônicas/intrusões de basitos, especialmente anfibolitos, metaquartzo dioritos, metagabros/metanortositos, encaixados no Complexo Floresta	Predominância de titanomagnetita e hematita sobre a ilmenita, ausência de rutilo. Fragmentos rolados, sem mineralizações expressivas
Fortuna	Corpos de formas irregulares (fatias tectônicas/intrusões) inclusos entre os diatexitos do Complexo Belém do São Francisco. Inclui anfibolitos, biotita hornblenditos, metapiroxenitos, brechas ígneas, tremolita-actinolita <i>fels</i>	Predominância de rutilo e ilmenita, titanomagnetita subordinada, traços de sulfetos

No acervo estudado, observou-se uma variedade composicional similar aquela encontrada por Veronese *et al.* (1985), sugerindo a presença de facies eclogíticas ou não retrometamorfizadas para a facies anfibolito. Assim, distinguiu-se: 1) Metamáficas-ultramáficas com granada e/ou simplectitas de granada-anfibólio-epídoto-plagioclásio, clinopiroxênio(anfibólio)-plagioclásio e anfibólio-plagioclásio; ou ainda estruturas quelífticas ou *atolls* de anfibólio-plagioclásio em torno de ou em substituição total de cristais de granada; 2) Metamáficas-ultramáficas com clinopiroxênio e/ou anfibólio, incluindo tipos ferromagnesianos (clinopiroxênio, clinopiroxênio-anfibólio, anfibólio, anfibólio-epídoto), cálcicos (ricos em epídoto, anfibólio-apatita-titanita, clinopiroxênio-anfibólio-wollastonita) e plagioclásicos, incluindo anortositos; 3) Metaultramáficas anfibólicas ricas em opacos, provavelmente correspondentes aos olivina cumulos de Beurlen (1988); 4) Minério de Fe-Ti, com ganga sílico-magnésiana ou silicosa.

Nas paragêneses da primeira associação, não foi observada qualquer relíquia de olivina, de modo que o clinopiroxênio deve ter sido uma fase primária junto com a granada. O clinopiroxênio apresenta-se, as vezes, zonado, ao contrário da granada, que nunca mostra zonação visível; esta, geralmente, é poiquilítica, mostrando inclusões de rutilo, quartzo e, menos comumente, de epídoto, espinélio e anfibólio. É total ou parcialmente transformado em um anfibólio verde até verde azulado, enquanto que a granada apresenta, de hábito, coroas de actinolita-epídoto ou de quartzo-plagioclásio; o opaco presente é rutilo ou um óxido de Fe-Ti. As estruturas quelífticas e *atolls* observadas são variações das simplectitas, indicando, como interpretado anteriormente por Beurlen (1988), desestabilização de paragêneses formadas por onfacita e granada. As inclusões na granada comprovam a estabilidade de epídoto e anfibólio neste episódio eclogítico (Carswell, 1988); típicos remanescentes de rochas eclogíticas apresentam zonas ricas em granada, com clinopiroxênios poiquilíticos e cristais esqueléticos de epídoto e zonas formadas por clinopiroxênio e epídoto; as inclusões no clinopiroxênio são de epidoto, apatita e titanita.

A associação do clinopiroxênio com a granada, ambos praticamente reequilibrados com as novas condições metamórficas, parecem sugerir um segundo episódio metamórfico, com decréscimo da pressão, mas com temperatura ainda elevada, na facies anfibolito alto. O plagioclásio, que esteve ausente no episódio eclogítico, aparece amplamente desenvolvido nesta fase e alguns grandes cristais dele possuem inclusões de granada e clinopiroxênio. A desestabilização deste mineral e sua transformação em hornblenda, as vezes verde azulada, marca o estágio da facies anfibolito, o qual se caracteriza também por um processo de poligonização da rocha, afetando cristais de epídoto, plagioclásio, em parte granada e clinopiroxênio. Parece-nos que esta fase é acompanhada da formação do bandamento composicional comum nessas rochas.

A formação de um quartzo goticular é característico desta fase, o qual já afeta também os anfibólios neoformados. Este metamorfismo da facies anfibolito é caracterizado também pela geração de mobilizados quartzo-microclínicos, talvez relacionados com a migmatização regional, acompanhado da transformação do anfibólio na biotita magnésiana, aparentemente, em um episódio pós-bandamento composicional. Um último episódio metamórfico deu origem formação de clorita, epídoto secundário,

talco, serpentina e a outros produtos de alteração, relacionados eventos de cisalhamento dúctil e ascensão crustal.

As rochas da segunda associação não apresentam registros do episódio eclogítico, mas há, ocasionalmente, resquícios de intercrescimentos simplectíticos, de textura poligonizada e de quartzo goticular, sugerindo um paralelismo evolutivo. Nessas rochas, é particularmente interessante a existência de agregados de plagioclásio-anfibólio-epídoto, contornados por agregados de quartzo-plagioclásio, cuja origem ainda não pudemos precisar. Aparentemente, resulta de um mecanismo de desestabilização metamórfica e a paragênese é idêntica àquela das simplectitas; mas as formas são completamente diferentes. Neste grupo paragenético, distingue-se tipos ferromagnesianos, cálcicos e plagioclásicos, as quais podem ser similares aos tipos químicos dos eclogitos alpinos, referidos por Mottana *et al.* (1991); é possível, assim, que os tipos cálcicos sejam fácies rodingíticas. O terceiro grupo possui as mesmas características já descritas por Beurlen (1988) e resumidas anteriormente. O quarto grupo engloba o minério de Fe-Ti, que passou, inclusive, por um processo de enriquecimento de sílica hidrotermal e não será considerado na presente discussão.

Do ponto de vista geoquímico, as observações de Veronese *et al.* (1985) são muito limitadas, uma vez que os autores trataram todo conjunto de análises disponível, sem fazer uma filtragem, incluindo hospedeiras máficas, ultramáficas e anortosíticas, com valores anômalos ou não de Fe e Ti; além disso, eles não consideraram a possibilidade de modificações químicas surgidas durante o metamorfismo. Já o trabalho de Beurlen (1988) fornece importantes subsídios para a interpretação petrogenética deste complexo, apesar do mesmo tratar, em grande parte, rochas de quimismo especial, tais como cumulos e anortositos; mesmo as rochas não pertencentes a este tipo, apresentam um espectro de teores de sílica muito pequeno e, geralmente, abaixo de 39%, correspondentes, em geral, rochas ultramáficas, nem sempre consideradas nos principais diagramas litoquímicos discriminantes de séries petrogenéticas e de ambiência geotectônica; além dos mesmos considerarem rochas com teores de TiO_2 entre 8 e 25% e de FeOt sempre acima de 25%, que representam, certamente, minério de Fe-Ti. De toda forma, as principais conclusões deste autor são interessantes.

Procedemos uma reanálise geoquímica deste complexo, utilizando-se uma seleção de análises conforme descrito na metodologia. Para o tratamento litogeoquímico, foram usados apenas os dados da associação Tapuio-Arapuá (26 análises), que possui baixo conteúdo de metálicos e são menos suscetíveis de incluir rochas cumuláticas; foram usadas também algumas análises de terras raras de Beurlen (1988) e 3 análises completas realizadas durante a presente investigação. Esses dados são apresentados na tabela 7 e a localização das amostras na figura 46.

Os diagramas das figuras 31 a 34 mostram uma análise do grau de modificação química passível de ter ocorrido durante o metamorfismo, segundo os conceitos de Beswick & Soucie (1978), utilizando-se as amostras da suíte menos enriquecida em Fe-Ti, que corresponde ao tipo Tapuio. Os *trends* de comparação foram definidos pelos autores acima, utilizando-se suítes modernas não alteradas, oriundas de diversos ambientes geotectônicos. Os diagramas mostram que, apesar de algumas alterações nítidas, os

trends normais são mantidos, com desvios de um número muito reduzido de amostras. O diagrama $\log \text{SiO}_2/\text{K}_2\text{O}$ vs $\log \text{Al}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$ mostra que SiO_2 , Al_2O_3 e, possivelmente K_2O , de modo geral não sofreram mudanças substanciais, exceção apenas de uma amostra. Isto é mais ou menos esperado a partir das transformações mineralógicas observadas microscopicamente; observe-se que, mudanças significativas no K_2O deslocariam os pontos em direção ao vértice do diagrama, o que fatalmente afastaria os pontos do trend normal das rochas ígneas. Já o diagrama $\log \text{CaO}/\text{K}_2\text{O}$ vs $\log \text{SiO}_2/\text{K}_2\text{O}$ mostra que houve um enriquecimento em CaO , porquanto nem SiO_2 , nem K_2O devem ter-se modificado sensivelmente, conforme deduções anteriores; essa dedução é reforçada pelo diagrama que confronta CaO contra Al_2O_3 .

Os diagramas seguintes mostram também que houve um enriquecimento em $\text{FeO}+\text{MgO}$ e o maior desequilíbrio do *trend* do diagrama $\log \text{CaO}/\text{K}_2\text{O}$ vs $\log \text{Fm}/\text{K}_2\text{O}$ comprova este fato. Este fato deve ser resultante da existência de processos cumuláticos, comprovados através das investigações microscópicas ou de modificações relacionadas com o metamorfismo de alto grau que agiu sobre essas rochas, apesar da filtragem realizada no acervo de análises disponível. Os diagramas envolvendo Na_2O comprovam também esta alteração e mostram que um certo enriquecimento em Na_2O pode ter também ocorrido. Assim, as deduções estabelecidas a partir do tratamento dos elementos maiores devem considerar estas conclusões.

A tabela 8 e os diagramas de variação óxidos vs. sílica (figuras 35 a 37) mostram que trata-se de uma Suíte com as seguintes características:

- teores de SiO_2 variando de 35 a 52 %, com uma concentração maior em torno dos 45 %;
- rica em Fe (Fe_2O_3^* geralmente acima de 10 %) e Ti (teores de TiO_2 entre 1,5 e 3,5 %); este fato pode estar relacionado com processos cumuláticos, responsáveis pela mineralização ferro-titanada encontrada nessas rochas; observe-se, por exemplo que esses dois óxidos mostram um comportamento razoavelmente regular ao longo do fracionamento (figuras 35 e 36), havendo uma correlação negativa com a sílica (tanto Fe_2O_3^* , quanto TiO_2 caem para a metade do valor original ao longo dessa evolução);
- a alumina (figura 36) mostra um discreto crescimento com o crescimento da sílica, assim como CaO (com uma maior dispersão), provavelmente refletindo a cristalização do plagioclásio; amostras com teores de alumina acima de 20 % devem ser metabasitos com granada (eclogitos?);
- os óxidos de maior dispersão são CaO e MgO (figura 37), principalmente este último, que chega a variar de 3 a 14 % para rochas com teor de SiO_2 em torno de 45 %;
- são rochas muito pobres em K_2O (geralmente abaixo de 1 %) e teores moderados de Na_2O ; o teor de álcalis tende a um certo decréscimo com o aumento de sílica (figura 38).

Como observado anteriormente, é possível a existência de uma componente vulcânica e, por esta razão, consideramos os diagramas de classificação recomendados pela Comissão de Nomenclatura das Rochas Ígneas do IUGS (Le Maitre, 1989) para esse grupo. O diagrama TAS (figura 38) demonstra claramente que essas rochas apresentam o quimismo de basaltos e picritos. A figura 38b demonstra que trata-se de rochas com baixo a médio K. Trata-se de uma suíte subalcalina, com o segmento mais pobre

em sílica, i.e., ultramáfico, caindo no campo alcalino (figura 38a); pelas observações acima, é de se supor que tal tendência pode ter sido provocada pelo enriquecimento em Na_2O , o que explicaria o fato de todas amostras de Beurlen (1988) terem caído no campo alcalino. O diagrama ternário AFM (figura 39) demonstra que trata-se de uma série toleítica.

As encaixantes da mineralização de ilmenita de Riacho da Posse, analisadas por Beurlen (1988), foram lançadas em um aranhograma normalizado para o manto primitivo (figura 40), verificando-se duas tendências distintas: 1) as amostras RP-602 e -0001 são mais pobres nos elementos mais incompatíveis e são enriquecidas em Sr, de tal forma que produz-se uma anomalia deste elemento e um padrão quase simétrico da curva; 2) as amostras RP-637 e -696B, ao contrário, são mais enriquecidas nos elementos mais incompatíveis e são extremamente pobres em Sr; a amostra RP-637, particularmente, mostra-se mais enriquecida em todos os demais elementos em relação s demais amostras, mas possui níveis de Sr inferiores ao do manto primitivo. Isso indica que o Sr é o elemento mais importante nesse processo de fracionamento, sugerindo que o plagioclásio é o principal responsável por tais anomalias.

Os diagramas de terras raras dessas mesmas amostras e de quatro amostras analisadas na presente investigação confirmam esta tendência, observando-se que:

- as amostras RP-637, ES-331A (metagabro), -073 e -068A₁ (possíveis metabasaltos) são relativamente enriquecidas em terras raras pesadas e apresentam um moderado fracionamento entre as terras raras leves e pesadas;

- a amostra RP-696B mostra o mesmo patamar de terras raras pesadas dessas amostras, mas apresenta um acentuado empobrecimento em terras raras leves, de modo que o comportamento é similar ao de rochas ultramáficas ou máficas com características de um MORB normal (Saunders, 1984);

- comportamento inteiramente diferente apresentam as amostras RP-602 e -0001 e ES-346A (granada metabasito com simplectitas de granada e plagioclásio), as quais são empobrecidas em terras raras comparativamente s amostras anteriores; e exibem uma mais ou menos pronunciada anomalia positiva de Eu, confirmando tratarem-se de rochas ricas em plagioclásio e demonstrando mais uma vez a importância desse mineral no fracionamento desta Suíte;

- o enriquecimento das terras raras pesadas nas amostras pobres em plagioclásio (com anomalia negativa de Sr e sem ou com discreta anomalia negativa de Eu) pode sugerir também a influência de um mineral máfico concentrador dessas terras raras pesadas; os mais prováveis candidatos seriam primariamente piroxênio e/ou granada;

- a falta de evidências microscópicas de acumulação de plagioclásio nas amostras ES-068A₁ e ES-073 indica que este mecanismo sozinho não explica os padrões de elementos incompatíveis e terras raras acima descritos;

Foram testados alguns diagramas discriminantes de ambiência tectônica para esta Suíte, utilizando-se a associação Tapuio e as amostras da presente tese. Os diagramas de melhor definição (sem grande espalhamento) são apresentados a seguir. A figura 41 mostra o diagrama V vs. Ti/1000, proposto por Shervais (1986) para distinguir entre basaltos de arco e basaltos de fundo oceânico; tais elementos são

considerados como relativamente imóveis ao longo do fracionamento e mostram certa afinidade nos mecanismos de concentração dos depósitos de Fe-Ti. A tendência neste caso é para os basaltos de fundo oceânico. Os diagramas $\text{MnOx10-TiO}_2\text{-P}_2\text{O}_5$ e Ti vs. Cr (figura 42) sugerem o mesmo ambiente. No entanto, alguns diagramas, como aqueles sugeridos por Pearce & Cann (1973) e Pearce (1980) (v. figura 81, capítulo 8), aplicados para as análises realizadas na presente tese sugerem um ambiente oceânico, seja de assoalho oceânico, seja de arcos de ilha).

Figura 31-Comparação do "trend" da Suíte Serrote das Pedras Pretas (associação Tapuio) com o "trend" das rochas ígneas, a partir de diagramas concebidos por Beswick & Soucie (1978), mostrando o grau de alteração das amostras. A comparação com a curva padrão sugere pouca remobilização de sílica e alumina e certa alteração relativamente ao cálcio, Maiores detalhes vide texto.

Figura 32-Diagramas de Beswick & Soucie (1978) aplicados à Suíte Serrote das Pedras Pretas, associação Tapuio, mostrando: (a) o comportamento das razões $\text{CaO/K}_2\text{O}$ em relação à $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$ e (b) de $\text{SiO}_2/\text{K}_2\text{O}$ em relação à Fm ($\text{FeO} + \text{MgO}$). Os "trends" padrões são de suítes magmáticas clássicas, compiladas pelos autores acima. Os diagramas sugerem enriquecimento de CaO e Fm durante o metamorfismo.

Figura 33-"Trends" de razões de elementos maiores de rochas ígneas compilados de Beswick & Soucie (1978) comparados aos da Suíte Serrote das Pedras Pretas /associação Tapuio). Os diagramas confirmam modificações ocorridas no conteúdo de CaO e Fm já constatadas em diagramas anteriores.

Figura 34-Diagrama da razão logarítmica $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ vs. $\text{Fm}/\text{Na}_2\text{O}$ da Suíte Serrote das Pedras Pretas/associação Tapuio, comparada ao "trend" ígneo dos mesmos autores da figura anterior. Um previsível enriquecimento em Fm parece mais acentuado que do CaO.

Figura 35-Diagrama TiO_2 vs. sílica da Suíte Serrote das Pedras Pretas, associação Tapuió, mostrando um contínuo decréscimo deste óxido ao longo do fracionamento.

Figura 36-Diagramas Al_2O_3 vs. sílica e Fe_2O_3^* vs. sílica da Suíte Serrote das Pedras Pretas, associação Tapuió. Como no caso do titânio, observa-se um contínuo decréscimo de ambos com o aumento do teor de sílica na rocha.

Figura 37-Diagramas MgO vs sílica e CaO vs sílica da Suíte Serrote das Pedras Pretas, associação Tapuió, mostrando uma tendência a crescimento do CaO e um espalhamento do MgO com o aumento da sílica.

Figura 38-Diagrama álcalis vs sílica e K₂O vs sílica da Suíte Serrote das Pedras Pretas, mostrando o espectro composicional segundo a classificação das rochas vulcânicas não potássicas. As rochas se concentram nos campos dos basaltos e picritos com médio e baixo K.

Figura 39-Diagramas TAS e AFM da Suíte Serrote das Pedras Pretas, associação Tapuio, mostrando o caráter toleítico da Suíte. Observe-se que as rochas mais pobres em sílica caem no campo alcalino e que há uma leve tendência a decréscimo da soma dos álcalis com o crescimento da sílica.

Figura 40-Aranhagrama normalizado para o manto primitivo e diagramas de terras raras normalizado para o condrito da Suíte Serrote das Pedras Pretas. As amostras do aranhagrama são da associação Serrote das Pedras Pretas, enquanto que os diagramas de TR contêm amostras das duas associações (ES-331A, ES-346A, RP-602 e RP-0001: Serrote das Pedras Pretas; ES-068A1 e ES-073: Tapuí).

Figura 41-Diagrama V vs Ti/1000 (Shervais, 1986) discriminante entre basaltos de assoalho oceânico (OFB) e basaltos de arco (ARC) da Suíte Serrote das Pedras Pretas, associação Tapuí.

Figura 42-Diagramas discriminantes de ambiente tectônico segundo Mullen (1983) e Pearce (1975) da Suíte Serrote das Pedras Pretas, associação Tapuío. Os diagramas discriminam entre basaltos toleíticos de ilha oceânica (OIT), basaltos de cadeia mesoceânica (MORB), toleítos de arco de ilha (IAT), basaltos calcioalcalinos (CAB), basaltos de fundo oceânico (OFB) e toleítos de baixo potássio (LKT). Considerando-se que a associação Tapuío constitui o segmento não mineralizado em Fe-Ti da Suíte, os diagramas mostram que essa associação possui uma tendência de se concentrar no campo dos basaltos de cadeia mesoceânica (MORB).

TABELA 8-ANÁLISES QUÍMICAS DA SUÍTE SERROTE DAS PEDRAS PRETAS

Amostra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ *	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI
RP-637	37,20	1,30	12,00	27,61	0,20	10,80	5,40	0,95	2,50	0,01	na*
RP696B	34,60	1,80	16,70	35,41	0,55	4,10	5,70	0,53	0,90	0,01	na*
RP-602	44,20	0,79	28,10	5,08	0,06	1,40	16,20	2,20	0,10	0,05	na*
RP-0001	44,80	0,54	30,60	3,40	0,05	1,50	17,00	1,50	0,07	0,05	na*
VV-62	42,72	1,11	24,23	14,26	0,26	3,86	10,73	0,85	0,68	0,05	1,75
VV-65	49,68	2,36	16,36	18,78	0,07	11,46	1,11	1,16	0,18	0,05	0,45
VV-71	46,12	0,49	22,91	8,55	0,05	4,97	15,40	0,89	0,12	0,05	0,40
VV-73	45,68	0,56	13,56	17,84	0,27	13,61	7,79	0,87	0,08	0,05	0,60
EM-46	43,68	2,74	13,93	14,99	0,19	11,97	8,63	3,09	0,40	0,10	1,00
JM-47	44,22	3,09	14,35	17,91	0,21	5,94	11,76	2,44	0,64	0,10	0,80
JM-48	46,10	2,95	13,21	14,27	0,20	9,97	9,96	3,34	0,43	0,11	0,65
JM-49	47,19	2,58	13,60	12,38	0,20	8,35	12,27	3,01	0,56	0,05	0,80
JM-51	43,21	1,92	12,81	12,62	0,26	7,75	19,00	1,34	0,19	0,05	0,85
JM-54	51,64	2,04	15,71	11,57	0,21	6,27	8,98	2,34	0,32	0,10	1,15
JM-55	47,33	2,09	13,85	14,36	0,17	5,03	11,35	3,43	1,00	0,05	2,30
JM-57	46,52	1,96	12,30	16,94	0,18	6,16	12,77	2,03	0,43	0,05	1,70
JM-56B	44,15	1,86	13,90	15,04	0,13	3,43	18,62	2,32	0,10	0,18	0,60
JM-58	44,06	2,17	10,71	16,15	0,20	13,77	9,67	2,07	0,24	0,10	1,95
JM-74	45,20	2,39	12,30	15,60	0,19	11,37	9,59	2,48	0,37	0,05	1,00
JM-76A	50,84	1,50	13,12	11,55	0,14	7,18	13,54	1,63	0,33	0,10	0,95
JM-76B	46,52	1,50	12,71	13,96	0,14	8,35	14,40	1,63	0,33	0,10	0,95
SG-3A	46,64	2,14	13,94	13,50	0,20	6,16	15,49	1,96	0,16	0,17	0,55
SG-6A	40,20	3,24	14,95	19,47	0,23	6,90	12,42	1,84	0,71	0,10	0,95
SG-6B	44,25	2,77	14,15	15,34	0,15	10,47	9,30	2,96	0,48	0,10	1,05
SG-6C	40,24	3,03	14,29	19,81	0,25	8,28	10,18	2,20	1,38	0,19	0,80
SG-8	44,66	1,70	11,34	15,27	0,31	8,46	16,69	1,54	0,32	0,05	0,85
SG-9	46,04	2,28	14,26	17,38	0,17	6,17	10,28	2,87	0,80	0,05	0,55
VV-08	49,49	2,48	14,24	14,05	0,09	6,84	10,40	1,52	0,23	0,05	1,00
VV-18	48,65	1,74	15,62	13,93	0,17	6,80	10,57	1,92	0,62	0,05	0,55
VV-172	39,62	5,08	13,09	21,83	0,29	5,19	9,04	3,08	0,62	1,94	1,15
ES-O73A	46,10	2,10	12,30	13,69	0,13	6,20	15,50	1,60	0,97	0,08	1,10
ES-346A	35,30	7,90	19,80	22,45	0,15	3,40	11,20	1,10	0,07	0,21	0,10

TABELA 8-(Continuação)

Amostra	Cr	Ni	V	Rb	Ba	Sr	Nb	Zr	Y
RP-637	250	1400	380	120	550	14	na	300	40
RP696B	305	1040	450	33	120	12	na	74	44
RP-602	132	52	180	10	45	460	na	12	10
RP-0001	240	37	152	10	51	410	na	10	10
VV-62	45	75	20	na	na	na	na	50	50
VV-65	445	240	70	na	na	na	na	150	30
VV-71	140	45	300	na	na	na	na	5	5
VV-73	120	70	200	na	na	na	na	5	15
EM-46	255	145	150	na	na	na	na	50	20
JM-47	85	60	200	na	na	na	na	50	20
JM-48	180	95	300	na	na	na	na	100	30
JM-49	145	90	300	na	na	na	na	50	30
JM-51	105	70	200	na	na	na	na	50	20
JM-54	165	65	300	na	na	na	na	70	15
JM-55	240	105	150	na	na	na	na	30	10
JM-57	250	130	200	na	na	na	na	50	15
JM-56B	65	35	200	na	na	na	na	30	10
JM-58	515	320	100	na	na	na	na	20	5
JM-74	240	130	200	na	na	na	na	50	15
JM-76A	180	75	100	na	na	na	na	30	15
JM-76B	225	105	100	na	na	na	na	30	15
SG-3A	90	80	300	na	na	na	na	30	10
SG-6A	95	55	300	na	na	na	na	50	20
SG-6B	240	120	200	na	na	na	na	30	10
SG-6C	90	40	300	na	na	na	na	50	30
SG-8	395	255	100	na	na	na	na	50	15
SG-9	105	75	200	na	na	na	na	50	15
VV-08	115	110	150	na	na	na	na	70	20
VV-172	10	5	200	na	na	na	na	150	50
ES-346A	75	50	1120	5	na	215	<5	15	<5

Amostra	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Ho	Er	Yb	Lu
RP-637	45,70	95,90	39,20	7,40	1,10	6,50	4,90	0,94	2,50	1,90	0,27
RP-696B	0,82	1,60	1,50	1,40	0,65	3,70	5,60	0,99	2,90	1,90	0,25
RP-602	4,50	9,00	5,80	1,40	0,69	1,10	1,00	0,21	0,66	0,55	0,09
RP-0001	1,10	2,10	1,50	0,30	0,39	0,28	0,24	0,03	0,10	0,08	0,03
ES-346A	4,1	8,3	3,4	0,7	0,5	0,6	1	0,14	0	0,33	0,08
ES-068A1	14,8	37,6	23,1	5,5	1,6	5,2	6	1,14	3	2,69	0,36
ES-O73	20,2	42,0	22,9	5,2	1,3	4,6	4	0,85	2	1,71	0,24

Obs.: Fontes das análises: sigla RP, Beurlen (1988); siglas JM, SG e VV, Veronese *et al.* (1985); sigla ES, presente tese; na-não analisado

5.2-SEQUÊNCIA METAVULCANOSSEDIMENTAR POÇO DO SALGUEIRO

Esta sequência constitui a componente vulcanogênica do Complexo Sertânia, correspondendo a um conjunto de rochas metavulcânicas com dominância de metavulcanoclásticas, de composição intermediária félsica, com uma componente menor máfica, que aparece associada a uma sequência sedimentar clástica e químicoclástica. Entre as metavulcânicas, dominam bancos mais ou menos maciços (foto 36), com uma estratificação preservada na escala métrica, mas é frequente a presença de uma bandamento primário centimétrico, onde alternam-se níveis mais ou menos félsicos (fotos 37 e 38). Em apenas um afloramento, na localidade tipo, foram observadas brechas, onde fragmentos de uma rocha máfica, da ordem de 4-5cm, aparecem em uma matriz vulcânica félsica/intermediária; localmente, observam-se texturas microporfíricas.

Derrames são raros, aparecendo principalmente na região de Recanto, ao sul de Carqueja. Neste local, aparece uma alternância rítmica de granada-biotita xistos, metacherts, metamáficas e metafélsicas-intermediárias, em níveis desde alguns centímetros até a escala métrica, tudo cortado por uma pequena intrusão de gabro (fotos 37 e 38); nos bancos félsicos-intermediários observa-se algumas estratificações gradativas. Na região entre Acari e Poço do Salgueiro, ocorre uma sequência estratificada, com raríssimas bolas félsicas (pequenas bombas?) muito achatadas pela deformação, estratificação gradativa e possíveis estruturas convolutas.

No geral, predomina uma alternância de material vulcânico e sedimentar, frequentemente gradacional, confirmando o caráter vulcanoclástico da sequência. Esta gradação é muito acentuada na região de Tapuio, na parte oeste do plúton norte, onde ocorrem transições para as supracrustais da Sequência São Caetano.

Na parte sul desta intrusão, essas metavulcanoclásticas aparecem em contato estreito com as metamáfico-ultramáficas da Suíte Serrote das Pedras Pretas, sugerindo uma certa relação entre elas e a associação Tapuio desta Suíte, conforme já discutido anteriormente. Uma relação mais evidente ocorre com os metagranitóides Recanto, pois é comum a existência de xenólitos e a ocorrência de faixas dessas metavulcanoclásticas incluídos nestas rochas. É interessante mencionar ainda que a deformação/metamorfismo e a migmatização que afetam as supracrustais da Sequência São Caetano afetam também a Sequência Poço do Salgueiro e os próprios metagranitóides Recanto.

Ao microscópio, essas rochas geralmente apresentam uma textura lepidogranoblástica, com granulometria fina, uniforme, exceção de algumas concentrações de minerais claros lenticulares ou do desenvolvimento, em alguns casos, de uma bandamento composicional dominante. Essa foliação é transposta e microdobrada, de modo que já deve representar um S_2 , sendo crenulada por uma nova foliação marcada pela biotita recrystalizada. As bandas félsicas são formadas basicamente por quartzo, plagioclásio, microclina e esparsa muscovita grosseira, enquanto que as bandas máficas são formadas por biotita dominante, muscovita, quartzo e feldspato intersticiais e pelos acessórios titanita, calcita, clinozoizita-epidoto, apatita, zircão e raro opaco. A muscovita em alguns casos parece resultar da transformação da biotita; entretanto, os agregados de muscovita grosseira sugerem ter outra origem.

Em uma lâmina, foi encontrado um aglomerado de cristais de plagioclásio alterados e, aparentemente, transformados para muscovita, esta obedecendo os planos cristalográficos daquele. Na maioria dos casos, não há vestígios do plagioclásio, mas a forma sugestiva de um fenocristal ou de um fragmento clástico parece corroborar esta interpretação. A biotita é uma variedade de cor marrom chocolate, mas foi encontrada uma variedade marrom esverdeada em torno de um xenocristal de clinopiroxênio. Granada é um acessório raro e foi encontrado em grãos irregulares, formando uma coroa a distância, em torno desse único cristal de clinopiroxênio acima mencionado; de modo que ela pode ter a mesma origem xenocristalina. Composicionalmente, predominam quartzo (25-50%), plagioclásio (25-35%), biotita (5-15%), microclina (5-10%, pode chegar a 35%), muscovita (3-5%, até 10%) e acessórios.

A tabela 9 apresenta análises completas de 3 amostras dessas metavulcanoclásticas, cuja localização é indicada na figura 46. Observa-se que são equivalentes de dacitos, andesitos dacíticos e traquidacitos, com tendência para riolitos, segundo a classificação do IUGS (Le Maitre et al., 1989) (figura 43a) e Winchester & Floyd (1977) (figuras 43b e c). Trata-se de uma sequência subalcalina peraluminosa (figura 44), com teores de K_2O equivalentes aos de sequências calcioalcalinas com médio e alto K. O diagrama de terras raras normalizado para o condrito (figura 45) mostra um padrão enriquecido em terras raras, um moderado a alto fracionamento entre as terras raras leves e pesadas e uma discreta anomalia negativa de Eu, esta última sugerindo o efeito do feldspato: ou separação deste mineral ou retenção do mesmo na fonte. Este padrão é muito similar aos das séries calcioalcalinas com alto K (Gill, 1981; Wilson, 1989; Wilson & Davidson, 1984; Chengzao, 1987; Floyd *et al.*, 1992), típicos de muitos arcos magmáticos maduros, que se caracteriza por um forte enriquecimento das terras raras leves (no nosso caso $LaN/LuN=11,817$) e uma moderada anomalia negativa de Eu (no caso em foco $EuN/Eu^*=0,652$).

O aranhograma normalizado para o manto primitivo desta Sequência (figura 45) apresenta um forte fracionamento entre os elementos mais e menos incompatíveis, com enriquecimento dos cátions de baixa valência comparados aos de alta valência. São destacáveis as expressivas anomalias negativas de Nb e Ti e discretas anomalias negativas de Rb e Sr, que comprovam um forte envolvimento crustal na formação do magma dacítico-riolítico.

As relações de campo, o caráter peraluminoso e o espectro composicional restrito, com dominância de vulcanoclásticas e ausência quase total de vulcânicas andesíticas, sugerem que trata-se de uma sequência vulcânica com forte contribuição crustal. O aranhograma dos elementos incompatíveis e o diagrama de terras raras sugerem a influência de material crustal, provavelmente os metassedimentos do Complexo Sertânia; as anomalias de Nb, Sr, Ti e Eu são compatíveis com uma fonte rica em feldspato.

Foto 35-Afloramento ES-94, região de Poço do Salgueiro. Envoltório do plúton norte do Complexo Lagoa das Pedras; metavulcanoclásticas bandadas da Sequência Poço do Salgueiro, com um bandamento composicional S_2/S_3 .

Foto 36-Mesmo afloramento anterior; envoltório do Complexo magmático Lagoa das Pedras; metavulcanoclásticas da Sequência Poço do Salgueiro com um nível de lava preservado.

Foto 37-Afloramento ES-320, sangradouro do açude de Recanto. Seqüência metavulcanossedimentar Poço do Salgueiro exibindo uma alternância regular de níveis décimétricos máfico-félsica e vulcanoclástica (S_0), parcialmente recristalizado pela deformação contracional (foliações S_2/S_3 sobrepostas). Em certos "sets" há feições sugestivas de gradação composicional.

Foto 38-Mesmo afloramento da foto anterior, exibindo a mesma regularidade de alternância máfico-félsica e vulcanoclástica; alguns níveis de metabasitos, xistos e metacherts são incluídos na seqüência, neste local, além de pequena intrusão de gabro.

Figura 43-Variação composicional da Sequência metavulcanoclástica Poço do Salgueiro mostrando a composição restrita traquítica/riolítica/riodacítica/dacítica: (a) segundo diagrama TAS de Le Bas et al. (1986) (convenções de acordo com a figura 14); (b) e (c) diagramas de Winchester & Floyd (1977).

Figura 44-Diagramas demonstrativos do caráter subalcalino a médio-alto K e peraluminoso da Sequência metavulcanoclástica Poço do Salgueiro.

Figura 45-Aranhagrama normalizado para o manto primitivo e diagrama de terras raras normalizado para o condrito da Sequência Poço do Salgueiro, observando-se as expressivas anomalias negativas de Nb e Ti e discretas de Rb e Sr, sugestivas de uma forte componente crustal na formação do magma dacítico-riolítico.

TABELA 9-ANÁLISES QUÍMICAS DA SEQUÊNCIA POÇO DO SALGUEIRO

Amostra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ *	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	LOI
ES-090B	63,90	0,57	17,20	4,28	0,09	1,10	3,20	4,40	3,40	0,28	0,97	0,13
ES-131	69,60	0,59	13,70	4,92	0,08	1,70	2,00	3,20	3,10	0,12	0,69	0,12
ES-100A	66,30	0,52	15,10	5,31	0,06	2,30	3,40	3,50	2,40	0,19	0,00	0,78

Amostra	Cr	Ni	V	Rb	Cs	Ba	Sr	Ta	Nb	Hf	Zr	Y	Th
ES-090B	10	24	na	160	<5	1.750	780	<10	20	18	580	36	16
ES-131	37	32	na	110	<5	1.280	370	<10	15	8	220	37	14
ES-100A	50	30	80	82	na	760	432	na	<5	na	201	21	na

Amostra	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Ho	Er	Yb	Lu
ES-131	35,5	75,7	33,4	6,1	1,2	4,6	4,4	0,90	2,5	2,40	0,31
ES-100A	22,0	58,2	24,1	4,9	1,0	3,8	4,0	0,67	1,6	1,39	0,19
ES-255	30,6	65,2	29,0	5,4	1,0	4,0	3,8	0,77	2,1	2,11	0,26

Obs.: Fonte das análises: presente tese

FIGURA 46 - MAPA DE LOCALIZAÇÃO DAS AMOSTRAS COM ANÁLISE QUÍMICA

SUÍTE SERROTE DAS PEDRAS PRETAS E SEQUÊNCIA E POÇO DO SALGUEIRO

1- COMPLEXO BELÉM DO SÃO FRANCISCO; 2- COMPLEXO FLORESTA; 3-SUÍTE MALHA DA VERMELHA; 4- COMPLEXO CABROBÓ/SEQUÊNCIA LAGOA DAS CONTENDAS; META-GRANITÓIDES SÃO PEDRO, METATRONDHJEMITOS RIACHO DAS LAJES (UNIDADE 4a NO ENCARTE); 5-SUÍTE SERROTE DAS PEDRAS PRETAS; 6- SEQUÊNCIA POÇO DO SALGUEIRO; 7- METAGRANITÓIDES CONTRACIONAIS (INCLUINDO FAIXAS DE SUPRACRUSTAIS); 8-GRANODIORITO RIACHO DO ICÓ (XENÓLITOS DE SUPRACRUSTAIS EXCLUÍDOS); 9-GRANITO SÃO JOÃO; 10- GRANITO SERRA DO ARAPUÁ.

Obs.: As amostras Suíte Serrote das Pedras Pretas compiladas de Veronese et al. (1985) foram coletadas no plúton Norte e principalmente nas ocorrências de Fe-Ti assinaladas no mapa sem numeração.

6-COMPLEXO GRANÍTICO LAGOA DAS PEDRAS 2: MIGMATITOS E METAGRANITÓIDES CONTRACIONAIS

Essas rochas compreendem um conjunto de fatias e intrusões graníticas e migmatíticas tabulares, de dimensões desde centimétricas até quilométricas, cuja colocação foi controlada pelo evento F_2/F_3 , contraccional. Esse complexo ocorre envolvendo as intrusões tardias, aparentemente formando um alóctone que é atravessado por essas intrusões; de acordo com a natureza do protólito, distingue-se dois tipos básicos, aqui denominados de Recanto e Riacho do Forno.

Os metagranitóides Recanto aparecem como corpos tabulares, lentes e pequenos *stocks* (como é o caso do domo de Arapuá); mas sua ocorrência na parte leste e sudeste da intrusão principal possui ainda uma forma indefinida. A sua feição macroscópica característica é uma textura *augen* protomilonítica de recristalização sincontraccional (fotos 8 e 39). Existem duas facies básicas nesta associação: uma facies cinza bimicácea dominante, que ocorre como intrusões menores; e uma facies rósea biotítica, aflorante principalmente no domo de Arapuá; e uma facies leucocrática com *augen* esparsos, de transição para os metagranitóides Recanto, que domina na faixa sul do Complexo Granítico Lagoa das Pedras. A facies cinza é caracterizada por uma textura protomilonítica *augen*, onde grandes porfiroblastos de microclina são contornados por filmes de biotita e muscovita e estão dispersos em uma matriz microgranular formada por plagioclásio, microclina, quartzo e acessórios. As vezes, essa trama evolui para uma textura *mortar* onde, freqüentemente, os porfiroblastos estão manteados por pequenos cristais de mirmequita, produzindo uma pseudo-textura rapakivi; a mirmequita comumente associa-se a uma componente microgranular que, freqüentemente, permeia a rocha, parecendo sugerir um processo de recuperação de cristais maiores da trama primária.

A microclina comumente inclui cristais de plagioclásio mirmequíticos ou contendo gotículas de quartzo, parecendo, assim, de natureza tardia. Grande parte do quartzo é límpido e intersticial, sugerindo uma geração tardia; a extinção ondulante indica a atuação de um *stress* sin ou pós-(re)cristalização. A biotita é uma variedade marrom avermelhada, sugestiva de um tipo S reduzido (White, 1992). A muscovita é tardia e, as vezes, parece secundária, a partir da biotita. A composição atual compreende microclina (15-25%), quartzo (25-35%), plagioclásio (35-40%), biotita (10%), muscovita (5%) e acessórios (titanita, apatita, allanita e zircão, além de rara granada), correspondendo a granodioritos e monzogranitos.

A facies rósea e leucogranítica, biotítica, é algo similar, diferindo pela ausência da muscovita e menor proporção da matriz microgranular, assim como da microclina; entretanto, a mirmequita, as vezes, é uma componente importante. A matriz microgranular tende a formar uma rede anastomosada, espaçada; o plagioclásio é mais abundante e a textura porfiroblástica menos desenvolvida; muitas vezes, esses porfiroblastos são, na realidade, agregados de plagioclásio, quartzo, microclina e matriz microgranular. A composição aproximada é: plagioclásio (25 à 40%), quartzo (35 à 45%), microclina (5-40%), aparecendo ocasional muscovita, granada, apatita, titanita, epidoto e allanita.

Foto 39-Afloramento ES-239, estrada Floresta Serra Talhada, região de Barra da Forquilha; metagranitóide Recanto, facies cinza, com sua característica textura "augen" e uma matriz rica em biotita e muscovita +(granada, alguma sillimanita).

Foto 40-Afloramento ES-35, região de Tapuio. Complexo Lagoa das Pedras, metagranitóide Riacho do Forno, mostrando feições migmatíticas, com leucossomas formando dobras sem raiz, mesossomas com proporção variável de máficos e descontínuos filmes micáceos (melanossomas)

Foto 41-Afloramento ES-260, cabeceiras do Riacho dos Pocinhos. Complexo Granítico Lagoa das Pedras; migmatito estromático Riacho do Forno, com mesossoma xistoso e gnáissico com granada, muscovita e biotita; o protólito é uma facies de transição entre as Sequências São Caetano e Poço do Salgueiro.

Os migmatitos e metagranitóides Riacho do Forno englobam rochas leucocráticas predominantemente com muscovita, ou com muscovita e biotita e granada, distinguindo-se facies estromáticas e de injeção *lit-par-lit*, além de variedades *schlieren* e nebulíticas (fotos 16, 40 e 41). Eles ocorrem caracteristicamente na região de Tapuio, na parte oeste da intrusão norte, predominando nesta área migmatitos com 2 micas, em parte envolvendo um protólito metavulcanoclástico da Sequência Poço do Salgueiro. São abundantes também na parte oeste da intrusão principal e na zona híbrida das intrusões satélites; ocorrem ainda como grandes xenólitos no interior da intrusão principal. Na margem sul do complexo, predominam metagranitóides leucocráticos com megacristais de feldspato esparsos, sugerindo uma transição para os metagranitóides Recanto.

Constituem corpos tabulares migmatíticos e graníticos cujos contatos com as supracrustais variam de bruscos a gradacionais. É comum a existência de restos de xistos intercalados ou a preservação de restitos supermicáceos lenticulares (fotos 40 e 41). Entre os tipos migmatíticos predomina o tipo estromático, onde um mesossoma xistoso alterna com neossomas, onde são comumente preservados um par melanossoma-leucossoma. São, geralmente, granitos leuco à hololeucocráticos de granulação média à grosseira, passando a tipos quase porfiróides na parte sul do batólito.

Os exemplos mais espetaculares de migmatização *in situ* ocorrem na região de Tapuio e riacho dos Pocinhos, onde a migmatização atinge de forma expressiva um protólito vulcanoclástico do

Complexo Poço do Salgueiro; nesta área, ocorrem todos os estágios de transformação dessas rochas, desde aqueles onde todas as feições primárias estão preservadas (bandamento composicional, acamamento gradacional, etc) até estágios onde esse protólito só pode ser identificado pela coloração cinzenta do mesossoma, nos quais pode-se reconhecer, pelo menos, dois episódios de geração de leucossomas.

Microscopicamente, os metaleucogranitos com pórfiros esparsos da margem sul são sieno à alcali-feldspato granitos, mas reconhece-se uma heterogeneidade composicional mesmo a nível de lâmina, onde porções menos potássicas, aparentemente mais primitivas, são preservadas. A textura é granoblástica orientada, com orientação dada principalmente por menos de 5% de micas, entre as quais predomina a biotita marrom avermelhada. Microclina perítica atinge 65%, seguido do quartzo (25%), plagioclásio e mirmequita, com menos de 5%, além de micas+acessórios constituindo os 5% restantes; entre estes estão granada, apatita e titanita. O leucossoma gerado a partir das vulcanoclásticas é uma rocha gnáissica com textura grano à lepidogranoblástica, com finos cristais de biotita, alguns pequenos fenoblastos de feldspato e *ribbons* de quartzo.

Há feições sugestivas de protomilonitização, tais como porfiroclastos de feldspato, recuperação e cominuição de cristais de quartzo e feldspato, extinção ondulante do quartzo. As faixas leucossomáticas ainda visíveis mostram-se também deformadas, indicando uma deformação sin ou tardimigmatização; resquícios de uma fase pré-migmatização pode também ser constatada pela existência de uma foliação residual S_1 . Neste caso, a microclina é menos abundante, predominando uma rocha leucomonzogranítica; entre os máficos dominam muscovita e biotita, ocorrendo ainda granada, apatita, epidoto e titanita. A facies migmatítica Tapuio apresenta uma textura lepidogranoblástica protomilonítica, com porfiroclastos de microclina ou plagioclásio em meio a uma matriz predominantemente quartzofeldspática, incluindo ainda biotita marrom avermelhada, muscovita, granada, opaco, allanita. A composição varia de monzo à sienogranítica.

A tabela 10 apresenta alguns dados analíticos desses granitóides e a figura 54 indica o local de procedência das amostras analisadas. O diagrama QAP mesonormativo apresentado na figura 47a mostra o espectro composicional restrito dessas rochas, as quais concentram-se no campo dos monzogranitos (campo 3b); a nível desses componentes, observa-se a similaridade entre os dois tipos de migmatitos e metagranitóides; o diagrama Q-P multicatiónico de Debon & Le Fort (1983) expressa também este espectro composicional limitado, restrito aos campos do granito e do adamelito (figura 47b). Os diagramas da figura 48 demonstram que são rochas peraluminosas e que os metagranitóides Riacho do Forno são leucogranitos. Esse espectro composicional restrito é característico dos granitos crustais de Lameyre & Bowden (1982).

O aranhograma normalizado para o manto primitivo (figura 49a) mostra que, a nível dos elementos incompatíveis, não há diferenças entre esses dois tipos de metagranitóides. Eles exibem um forte fracionamento entre os elementos mais e menos incompatíveis e expressivas anomalias negativas de Ba, Nb, Sr e Ti, características dos granitos tipo S (Thompson *et al.*, 1984; Brown & D'Lemos, 1991). Esses granitos são conhecidos pelo alto enriquecimento em Rb e forte empobrecimento em Ba e Sr com

relação às suas fontes sedimentares potenciais; e pelo forte empobrecimento em elementos HFS (litófilos de alta valência) tais como Zr, Nb e terras raras, comportamento que tem sido atribuído à retenção de fases acessórias no restito durante a fusão (Harris & Inger, 1992).

O diagrama de terras raras raras normalizado para o condrito (figura 49b) confirma essa similaridade composicional e mostra um padrão fortemente fracionado entre as terras raras leves e pesadas e uma expressiva anomalia negativa de Eu, comprovando a sua fonte crustal e uma gênese a partir da fusão incongruente de muscovita ou biotita com ausência de vapor (Harris & Inger, 1992). Este padrão é também similar ao de um biotita granito do Complexo Cristalino Central do Alto Himalaias, embora esse padrão seja completamente diferente daquele dos leucogranitos desta mesma área (Searle & Fryer, 1986), os quais mostram um empobrecimento em terras raras em relação aos gnaisses encaixantes, possivelmente pelo grande envolvimento de voláteis na formação desses últimos, claramente demonstrado pela presença de minerais ricos em B, F e pelo profundo empobrecimento em Zr dessas rochas; segundo esses autores, os leucogranitos dessa região representam fundidos anatéticos gerados pelo calor residual e grande quantidade de voláteis atuando sobre o embasamento durante o mecanismo de espessamento crustal.

O aranhograma normalizado para o ORG da figura 49c mostra um um padrão típico de granitos sincolisão, com uma característica anomalia negativa de Ba e um empobrecimento profundo dos elementos menos incompatíveis, principalmente Y e Yb (Harris *et al.*, 1986).

Realizamos uma breve análise do comportamento de alguns elementos maiores e traços, visando compará-los com os migmatitos de *Saint Malo* e granitos Mancelianos da região nordeste do Maciço Armoricano, estudados por Brown & D'Lemos (1991) (figuras 50 e 51). Segundo esses autores, esses migmatitos e granitos fazem parte de um mesmo processo petrogenético, com base em evidências de campo, tratamento estatístico de dados químicos em rocha total (teste-*t*), padrões de elementos traços e dados isotópicos (idades modelos e ϵ de Nd e Sr). Os migmatitos de *Saint Malo* e os granitos mancelianos resultaram de um mesmo episódio anatético, que afetou uma seqüência sedimentar de retroarco durante a orogenia cadomiana (~540 Ma.); em comparação com os migmatitos, esses granitos seriam produtos distante dessa anatexia, mas sua geoquímica ainda preserva a assinatura característica da fonte.

Os diagramas da figura 50a mostra que: 1) ambos granitóides do Complexo Lagoa das Pedras são ricos em K_2O ($K_2O > Na_2O$) e que não há colinearidade entre os álcalis; eles distribuem-se no campo dos diatexitos e granitos anatéticos de *Saint Malo*, bem como dos granitos e leucogranitos mancelianos, sendo os nossos metagranitóides mais empobrecidos em Na_2O ; 2) os metagranitóides Recanto são mais ricos em TiO_2 (>0,2%) que os Riacho do Forno; da mesma forma que nos exemplos franceses, mostram uma correlação positiva entre TiO_2 e Zr, ambos decrescendo com o aumento da sílica (não mostrado); o gradiente da curva, entretanto, é diferente daquele dos granitos mancelianos, em função dos mais baixos teores de TiO_2 dos nossos metagranitóides. Esse comportamento indica que processos similares controlaram a distribuição desses elementos.

Os diagramas da figura 51 mostram que os migmatitos e metagranitóides Riacho do Forno são discretamente mais enriquecidos em Rb que os de tipo Recanto, ambos limitando-se à faixa entre 150 e

300ppm; o espectro do Sr é ainda mais estreito, restringindo-se à faixa entre 100 e 200 ppm. Os metagranitóides Recanto são claramente mais enriquecidos em Ba do que os Riacho do Forno. O diagrama Rb vs. sílica mostra um comportamento idêntico ao dos diatexitos de *Saint Malo*, constatando-se que o Rb varia pouco com o crescimento da sílica, diferentemente dos granitos mancelianos, que mostram um crescimento do Rb com o aumento da sílica. Os diagramas Sr vs. sílica e Ba vs. sílica exibem padrões similares aos dos migmatitos, diatexitos e granitos anatéticos de *Saint Malo*, sendo destacável o empobrecimento extremamente brusco do Ba com o crescimento da sílica. Ou seja, os nossos metagranitóides mostram um comportamento intermediário entre os migmatitos de *Saint Malo* e os granitos mancelianos, sugerindo que os fundidos desses granitóides podem estar impregnados de abundante material restítico.

A abundância de muscovita e/ou biotita em nossas rochas sugere que a fusão parcial das supracrustais São Caetano e Poço do Salgueiro, através de reações de fusão incongruente primeiramente da muscovita e subsequentemente da biotita, foi um mecanismo importante na geração dos fundidos anatéticos que deram origem aos migmatitos e metagranitóides Recanto e Riacho do Forno. Essas reações são usualmente conhecidas e envolvem diferentes produtos na presença ou ausência de uma fase flúida, sendo representadas pelos equilíbrios abaixo:

Sillimanita foi encontrada em algumas amostras da Sequência Poço do Salgueiro e é um mineral comum nos metapelitos do Complexo Sertânia (Santos, 1977). Observa-se que as reações na ausência de vapor favorecem a presença do feldspato potássico no restito, pois são geradas altas frações de fundido, que empobrecem o restito de feldspato, seja por consumo do plagioclásio da fonte, seja do feldspato potássico formado a partir da fusão incongruente das micas. Consequentemente, serão gerados fundidos com alta razão Rb/Sr e baixa Sr/Ba. Ao contrário, reações com ausência de vapor tendem a formar pequenas frações de fundido, de modo que resultarão restitos mais ou menos ricos em feldspato e fundidos com alta razão Rb/Sr e baixa Sr/Ba, os quais terão uma tendência a desenvolver anomalias negativas de Eu. Na natureza, as reações com presença e ausência de vapor fazem parte de uma reação contínua; as reações (1) e (3) ocorrerão somente quando um flúido hídrico estiver presente, mas a atividade da água tenderá a diminuir com o início da fusão, facilitando o desenvolvimento das reações (2) e (4).

O diagrama esquemático pressão-temperatura da figura 53, extraído de Asworth (1985) mostra de modo simplificado a maioria das reações envolvidas na anatexia. Esse diagrama mostra os campos dos previsíveis leucossomas, de acordo com as características pré-migmatíticas. Com excessão de algumas facies cinzentas dos metagranitóides Recanto, os dados de campo parecem indicar que os diatexitos e

granitóides estudados representam segregações de leucossomas dos metatexitos, os quais possuem bastante feldspato potássico, sendo, portanto, fundidos do campo 2 desse diagrama, envolvendo as reações (2) e (4) acima; isto é, da fusão incongruente de muscovita e/ou biotita com ausência de vapor. Essa conclusão está de acordo com a anomalia negativa de Eu presente no diagrama de terras raras e com as baixas razões Sr/Ba (Recanto: 0,1-0,3; Riacho do Forno: 0,5) e mais altas Rb/Sr (Recanto: 0,9-2,8; Riacho do Forno: 1,3-2,1) que as esperadas para reações com presença de uma fase flúida (Harris & Inger, 1992).

Em pressões da ordem de 5kbar, a reação (2) ocorre a 665°C (Clemens & Vielzeuf, 1987). Estudos experimentais em fontes naturais e sintéticas revelam temperaturas acima de 850°C para pressões da ordem de 10 kbar e diferentes frações de fusão para a reação (4), mas, diferentemente da reação anterior, ela é altamente sensível à proporção modal de feldspato e micas na fonte e à sua composição mineralógica. A tabela 20 contém também alguns resultados experimentais sobre a anatexia de vários protólitos sedimentares e ígneos, que permitem também inferir o nível térmico atingido por essas reações.

A raridade ou mesmo ausência de sillimanita entre os componentes dessas rochas não exclui, mas favorece a reação (4), que envolve consumo deste mineral. A reação (2) pode ocorrer, mas um abaixamento da pressão+aumento de temperatura propiciará o desencadeamento da reação (4) e o consequente consumo da sillimanita. De modo que as condições esperadas são para pressões entre 5 e 10 kbar e temperaturas acima de 850°C. Não se pode afastar a hipótese, entretanto, da formação de alguns desses mobilizados através duma reação do sistema haplogranito, a temperaturas mais baixas (Ashworth, 1985; Johannes, 1983), considerando que o protólito apresentasse características composicionais adequadas para a reação $Ab+Kf+Qz+H_2O \rightarrow$ líquido acima da curva do *solidus* granítico (figura 54).

De acordo com esses dados, sugere-se pressões moderadas (5 a 6 kbar) e temperaturas em torno de 700 °C para a formação desses fundidos. Em síntese, as relações de campo, os dados petrográficos, os padrões geoquímicos indicam que os migmatitos e metagranitóides Recanto e Riacho do Forno apresentam características mais ou menos similares aos dos granitos tipo S (Chappell & White, 1974; Pitcher, 1983; 1987; 1993; Castro *et al.*, 1992), com ilmenita ou S reduzido (Ishihara, 1977; White, 1992) ou granitos crustais (Didier *et al.*, 1982; Lameyre & Bowden, 1982), apesar de pequenas diferenças verificadas entre esses diversos tipos e modelos de concepção. Numa visão geodinâmica corresponderiam aos granitos colisionais do grupo II (Harris *et al.*, 1986; Vidal *et al.*, 1984) ou tipo C_{st} (crustais associados a *shear/thrust*) de Barbarin (1992). O diagrama R₁-R₂ de Batchelor & Bowden (1985) confirma a natureza sincolisional desses metagranitóides, mas os diagramas Rb vs Y+Nb e Nb vs. Y (Pearce *et al.*, 1984) sugerem que os metagranitóides Recanto possuem uma componente composicional intermediária entre os granitos de arco vulcânico e os granitos intraplaca; uma análise do diagrama mostra que tal comportamento decorre do baixo teor de Rb e mais alto de Y dos exemplos analisados por estes autores. Entretanto, considerando-se a afinidade do protólito vulcanossedimentar dos metagranitóides Recanto, as metavulcanoclásticas Poço do Salgueiro, com a das rochas vulcânicas de arcos magmáticos maduros, acredita-se que a natureza do material fonte seja a responsável por tal diferença.

Figura 47-(a) Diagrama QAP mesonormativo dos metagranitóides Recanto (quadrados) e dos migmatitos/metagranitóides Riacho do Forno (círculos), mostrando um espectro composicional restrito ao campo 3b-monzogranitos; (b) diagrama Q-P multicatiônico com distribuição de ambos metagranitóides nos campos 1 (granitos) e 2 (adamelitos). Campos do diagrama QAP, conforme a figura; campos do diagrama Q-P: 1-granito; 2-adamelito, 3-granodiorito; 4-tonalito; 5-quartzo sienito; 6-quartzo monzonito; 7-quartzo monzondiorito; 8-quartzo diorito; 9-sienito; 10-monzonito; 11-monzogabro; 12-gabro (diorito).

Figura 48-Diagramas A-B multicatiônico e alumina/álcalis total vs. alumina/CaO+álcalis total dos migmatitos e metagranitóides Recanto e Riacho do Forno, mostrando o caráter essencialmente peraluminoso dessas rochas e a natureza leucogranítica dos tipos Riacho do Forno. Na figura a, os campos I, II e III, correspondem ao domínio peraluminoso, enquanto que IV, V e VI, ao metaluminoso. Os campos são caracterizados por: I-muscovita>biotita, II-biotita>muscovita; III-±biotita±...; IV-±biotita±hornblenda±piroxênio±olivina...; V-±clinopiroxênio±...; VI-±rochas ígneas de composição excepcional.

Figura 49-Aranhagramas e diagrama de terras raras dos metagranitóides Recanto (quadrados) e dos migmatitos e metagranitóides Riacho do Forno (círculos): (a) aranhagrama normalizado para o manto primitivo; (b) diagrama de terras raras normalizado para o condrito; (c) aranhagrama normalizado para o ORG; padrões conforme definidos na metodologia.

Figura 50-Diagramas Na_2O vs. K_2O e TiO_2 vs. Zr dos migmatitos e metagranitóides Recanto e Riacho do Forno, mostrando: 1) ambas suítes são ricas em K_2O ($\text{K}_2\text{O} > \text{Na}_2\text{O}$); não há colinearidade entre os álcalis; 3) os metagranitóides Recanto são mais ricos em TiO_2 ($>0,2\%$) que os Riacho do Forno; 4) a colinearidade entre TiO_2 e Zr sugere relacionamento com mesmo processo petrogenético.

Figura 51-Diagramas Rb vs. sílica, Sr vs. sílica e Ba vs. sílica dos migmatitos e metagranitóides Recanto e Riacho do Forno. Os tipo Riacho do Forno são discretamente mais enriquecidos em Rb e ambos limitam-se à faixa entre 150 e 300ppm; o espectro do Sr é ainda mais estreito, limitando-se à faixa entre 100 e 200 ppm. Os metagranitóides Recanto são claramente mais enriquecidos em Ba do que os Riacho do Forno.

$R_1 \sim 6Ca + 2Mg + Al$

Figura 52-Diagramas discriminantes de ambientes tectônicos dos migmatitos e metagranitóides Recanto e Riacho do Forno. (a) diagrama R_1/R_2 de Batchelor & Bowden (1985); (b) e (c) diagramas Rb vs. Y+Nb e Nb vs. Y, de Pearce et al., 1984).

TABELA 10-ANÁLISES QUÍMICAS DOS METAGRANITÓIDES RECANTO E RIACHO DO FORNO

	Amostra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ *	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	LOI
1	ES-009	74,00	0,09	14,20	1,00	0,06	0,19	0,85	3,30	5,70	0,06	0,41	0,20
2	ES-035	72,90	0,20	14,60	1,40	0,03	0,38	1,50	3,60	4,30	0,07	0,41	0,18
3	ES-094A	63,00	0,94	16,90	8,39	0,09	2,30	0,34	1,30	4,70	0,08	1,81	0,13
4	ES-166	73,90	0,25	13,70	1,90	0,04	0,98	1,00	3,30	4,80	0,06	0,53	0,11
5	ES-072B	72,40	0,35	14,00	2,50	0,06	0,64	1,60	3,40	4,40	0,08	0,41	0,09
6	ES-046	77,20	0,38	11,40	2,60	0,04	0,61	1,20	2,40	3,40	0,10	0,53	0,18
7	ES-071	72,70	0,32	14,00	2,40	0,04	0,57	1,40	3,30	4,60	0,10	0,46	0,14
8	ES-141A	71,70	0,49	13,50	3,00	0,04	0,83	1,70	2,70	5,00	0,13	0,66	0,17

	Amostra	Cr	Ni	Rb	Cs	Ba	Sr	Ta	Nb	Hf	Zr	Y	Th
1	ES-009	10	24	290	<5	310	140	<10	8	<8	82	32	<10
2	ES-035	10	24	280	22	460	210	<10	15	<8	150	19	18
3	ES-094A	51	47	220	<5	660	79	<10	19	<8	220	43	<10
4	ES-166	10	24	220	<5	550	140	<10	16	<8	200	42	28
5	ES-072B	10	24	240	<5	460	120	<10	32	<8	200	75	20
6	ES-046	17	24	160	9	440	110	<10	14	<8	280	31	28
7	ES-071	10	24	270	<5	630	120	<10	25	<8	250	50	26
8	ES-141A	14	24	160	<5	990	170	<10	14	<8	260	33	18

	Amostra	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Ho	Er	Yb	Lu
1	ES-035	33,7	68,5	27,2	5,2	0,8	3,5	2,3	0,42	1	0,61	0,09
2	ES-227A	37,3	77,2	32,8	6,4	0,7	4,5	3,0	0,56	1,3	0,92	0,14
3	ES-251	47,7	111,9	50,8	9,3	1,5	6,9	4,2	0,79	1,8	1,31	0,22
4	ES-094A	46,4	100,7	43,9	8,4	1,4	5,8	3,5	0,64	1,4	1,19	0,18
5	ES-046	45,9	111,1	50,7	10,2	0,9	7,2	4,7	0,86	2,0	1,51	0,20
6	ES-071	43,7	94,8	40,2	7,7	0,9	5,9	5,7	1,13	3,0	2,56	0,33

Obs.: Fontes das análises: presente tese.

7-COMPLEXO GRANÍTICO LAGOA DAS PEDRAS 3: O MAGMATISMO GRANÍTICO TRANSTRACIONAL

7.1-GRANODIORITO RIACHO DO ICÓ

O Granodiorito Riacho do Icó é o pulso mais volumoso do episódio transtraccional, ocorrendo em um batólito central ou intrusão principal e em intrusões satélites menores ao norte e ao sul do batólito central.

A facies dominante do Granodiorito Riacho do Icó é uma rocha cinza clara, com anfibólio-biotita, equigranular, grosseira discretamente porfirítica, pouco ou não orientada, que contém frequentes autólitos máficos (fotos 42 e 43) ou xenólitos de rochas máficas hornblêndicas; um bandamento composicional centimétrico relacionado ao fluxo é comum (foto 18). Na intrusão central, entretanto, ocorrem duas outras facies, ainda que de ocorrência localizada. Uma delas ocorre apenas na extremidade estreita da intrusão, leste, sendo constituído por rochas tonalíticas (foto 44) e por um granito com megacristais de feldspato. A outra compreende um tipo equigranular fino médio, biotítico, que aparece disperso no seio da intrusão. Facies cisalhadas, protomiloníticas, comuns nas margens norte e sul, são também equigranulares ou de textura *augen* (foto 19). Pequenos dobramentos de plano axial subvertical ocorrem as vezes nestas zonas marginais, como por exemplo, na região de Cachoeira, nas intrusões satélites situadas a sudoeste do plúton principal (foto 20).

No interior da intrusão principal, são frequentes diques de granodiorito cinza, de granulação fina, que poderiam ser relacionados ao Granodiorito; no entanto, eles não foram encontrados cortando as encaixantes, de modo que foram interpretados como pertencentes ao pulso granítico São João. No entanto, nas margens sul e sudoeste da intrusão principal e leste e nordeste do plúton norte, são comuns apófises e diques do Granodiorito com sua facies textural normal, grosseira, com as mesmas características petrográficas dos plútons maiores; apesar dessa aparente semelhança, uma amostra desses diques (ES-142) foi analisada quimicamente e suas características composicionais destoam inteiramente das amostras dos plútons. Pegmatitos são raros no interior da intrusão, ocorrendo, as vezes, massas pegmatíticas precoces, digeridas por canibalismo. Não foram observados efeitos térmicos, tais como *hornfels* ou *chilled margins*, nem processos de alteração hidrotermal, a não ser nas proximidades do stock do Granito São João em Exu, na parte nordeste da intrusão central; neste local ocorrem brechas tectônicas, com fraturas preenchidas por epidoto e clorita.

Microscopicamente, desenvolvem uma textura xenomórfica granular algo porfirítica, onde, cristais automórficos maiores de microclina, as vezes, plagioclásio, aparecem dispersos numa matriz granular ou microgranular, formada por quartzo, feldspatos, anfibólio verde azulado, biotita marrom escuro marrom esverdeada, as vezes verde, e os acessórios apatita, titanita, allanita, clinozoizita, opaco e raro zircão. O plagioclásio, do tipo oligoclásio-andesina, apresenta, com frequência, zanação simples, normal, com núcleos mais cálcicos que as bordas. São comuns intercrescimentos mirmequíticos, as vezes,

em redor dos grandes cristais de microclina; também são comuns gotículas de quartzo inclusas no plagioclásio ou na microclina.

Fotos 42 e 43-Afloramento ES-17, Riacho da Posse. Complexo Granítico Lagoa das Pedras, intrusão principal; Granodiorito Riacho do Icó, com sua facies normal, grosseira, as vezes algo porfírica, com "schlieren" biotíticos e xenólitos de metabasitos (Suíte Serrote das Pedras Pretas?); observe-se a reação do xenólito com o magma granodiorítico, que dá origem a uma franja biotítica no contato entre os dois.

Foto 44-Afloramento ES-280, Riacho do Mulungu. Parte leste da intrusão principal; facies híbrida de coexistência entre magmas tonalítico e granodiorítico.

A microclina é, as vezes, pertítica e possui sempre inclusões remanescentes de plagioclásio. As características óticas do anfibólio sugerem que se trata de uma barroisita e, as vezes, ferro-hastingsita. A biotita é uma variedade marrom esverdeada e, as vezes, parece resultar da transformação do anfibólio; clinopiroxênio aparece raramente. O opaco é predominantemente magnetita, a deduzir-se da frequência de formas cúbicas. Titanita é o acessório mais comum, aparecendo vez por outra em concentrações elevadas e em cristais bem formados. Allanita é um acessório comum, aparecendo, frequentemente, em cristais bem formados, maclados e/ou zonados concêntricamente; as vezes, ocorre com uma coroa de clinozoizita, outras vezes em cristais parcial ou totalmente metamictos. A clinozoizita pode ocorrer também em cristais bem formados, aparentemente de derivação ígnea; em algumas espécimens, a clinozoizita aparece formando aglomerados similares aos encontrados nas metamáficas encaixantes.

Composicionalmente, o plagioclásio varia de 15 à 50%, a microclina de 10 à 40% e o quartzo de 15 à 50%, sendo de 10 à 15% a proporção de máficos e acessórios; esta composição é basicamente granodiorítica, mas uma amostra da intrusão norte apresentou uma composição quartzo-monzonítica. Neste plúton, ocorre uma facies de transição para o granito São João, formado por quartzo, microclina dominante entre os feldspatos, plagioclásio, biotita marrom esverdeada ou marrom avermelhada e granada, além de allanita, apatita, clorita e opaco. As facies tonalíticas são principalmente biotíticas, de granulação fina; a facies com megacristais possui uma matriz algo tonalítica, onde estão dispersos os megacristais de até 4cm de microclina. A composição, o tipo de biotita e os autólitos máficos presentes sugerem tratar-se de um tipo I oxidado (White, 1992) ou, mais apropriadamente, um tipo H_{SS} (Castro *et al.*, 1992), conforme discussão adiante.

A facies equigranular é frequentemente microporfírica, leuco ou hololeucocrática, com biotita como raro máfico dominante. Os micropórfiros são de plagioclásio ou microclina, assim como cristais mistos. O escasso anfibólio é o mesmo da facies normal, mas ocorre localmente um anfibólio verde pálido, que pode ser actinolita ou pargasita. Titanita e magnetita, ao lado da apatita, são os acessórios mais comuns; em uma facies microporfírica, a magnetita ocorre como poeira de opacos no núcleo de cristais de plagioclásio; outro tipo de opaco parece ocorrer também. Muscovita aparece esporadicamente, sendo raras as ocorrências de allanita e clinozoizita, bem como de zircão.

O granito Juá constitui um *stock* alongado, que faz parte de uma série de pequenas intrusões que se instalaram ao longo da zona de cisalhamento Três Umbuzeiros, a leste da intrusão principal. Macroscopicamente, são granitóides leucocráticos róseos, grosseiros, fortemente foliados e/ou lineados, com textura protomilonítica/milonítica ou L-tectonítica; frequentemente, o estiramento é tão intenso que paralelizou inteiramente as estruturas S-C. Microscopicamente, são rochas hololeucocráticas, com textura porfiroclástica, contendo uma matriz recristalizada formada principalmente por quartzo e microclina, com plagioclásio e máficos em menor proporção. Os porfiroclastos são predominantemente de oligoclásio e, menos comumente, de quartzo, com extinção ondulante ou em subgrãos, além de rara microclina.

Alguns desses porfiroclastos de plagioclásio, da mesma forma que na facies principal do Granodiorito, apresentam zonação normal, com núcleos mais cálcicos. *Ribbons* ou veios de quartzo concordantes com a foliação milonítica são comuns. O máfico presente é uma biotita marrom esverdeada, as vezes verde, que ocorre em pequenas palhetas dentro da matriz; ela é claramente secundária a partir de um anfibólio verde azulado, que aparece em pequenos cristais alterados. A titanita é o acessório mais comum, aparecendo em cristais bem formados; além disso, ocorrem ainda apatita e monazita (?).

É comum a presença de minerais do grupo do epídoto (epídoto-zoizita-clinozoizita e allanita) como acessório neste Granodiorito, muitas vezes com formas sugestivas de que se trata de um mineral primário. A importância do epídoto primário foi ressaltada por Zen & Hammarstrom (1984) e Zen (1985), os quais observaram que ele possui uma cristalização tardia, resultante da reação da hornblenda com o magma, reação que foi calibrada em laboratório a pressão total de 8 kbar. Esses autores concluíram que a presença deste mineral na forma primária implica na cristalização do plúton sob pressão litostática de, no mínimo, 6 kbar e, provavelmente, não menos que 8 kbar. Independente das discussões em torno das implicações petrogenéticas da ocorrência desses minerais (Tulloch, 1986), vários experimentos têm demonstrado sua formação magmática em condições de pressões elevadas, desconhecendo-se precisamente o seu limite de estabilidade de baixa pressão; a partir desses experimentos, entretanto, supõe-se que o epídoto deve ser estável a uma pressão mínima de 6 kbar (Van der Laan & Wyllie, 1992). A ocorrência de epídoto primário tem sido verificada com frequência nas faixas Piancó-Alto Brígida e Seridó (Sial, 1990, 1992; Sial & Ferreira, 1991), principalmente nos Granodioritos de tipo Conceição; este autor estimou pressões variadas, em torno de 6 kbar para alguns desses granitos, com base na concentração do Al na hornblenda e de acordo com o geobarômetro de Johnson & Rutherford (1989; *in* Sial, 1990), o que está coerente com as deduções dos autores acima. Dos tipos descritos por este autor,

FIGURA 55 - MAPA DE DISTRIBUIÇÃO DOS MINERAIS DO GRUPO DO EPI-
DOTO NAS INTRUSÕES DO GRANODIORITO RIACHO DO ICO'.

1- COMPLEXO BELÉM DO SÃO FRANCISCO; 2- COMPLEXO FLORESTA; 3-SUÍTE MALHA DA VERMELHA; 4-COMPLEXO CABROBÓ/SEQUÊNCIA LAGOA DAS CONTENTAS; META-GRANITÓIDES SÃO PEDRO, METATRONDHJEMITOS RIACHO DAS LAJES (UNIDADE 4a NO ENCARTE); 5-SUÍTE SERROTE DAS PEDRAS PRETAS; 6-SEQUÊNCIA POÇO DO SAL-GUEIRO; 7-METAGRANITÓIDES CONTRACIONAIS (INCLUINDO FAIXAS DE SUPRACRUSTAIS); 8-GRANODIORITO RIACHO DO ICO' (XENÓLITOS DE SUPRACRUSTAIS EXCLUÍDOS); 9-GRANITO SÃO JOÃO; 10-GRANITO SERRA DO ARAPUÁ.

foram reconhecidos no Granodiorito Riacho do Icó aqueles inclusos no plagioclásio (tipo I), como cristais euédricos com núcleo de allanita com zoneamento oscilatório (tipo II) e incluso na biotita (tipo III). A distribuição desses minerais nas diversas intrusões do Granodiorito é mostrada na figura 56, observando-se que as apófises e os corpos satélites ao sul, podem ou não conter epídoto primário. Já o plúton principal possui áreas com ou sem epídoto, enquanto que as poucas amostras coletadas no plúton norte sempre incluem este mineral.

A tabela 11 apresenta análises químicas de treze amostras do granodiorito, incluindo quatro de terras raras; a localização dessas amostras é indicada na figura 71. O Granodiorito constitui uma suíte com elevado teor de sílica (geralmente variando de 65 a 70 %), com uma única amostra com teor inferior a 60 %, a amostra ES-142 do plúton norte. Os teores de alumina são uniformes, entre 15 e 16 %, com maiores variações no plúton norte, onde uma amostra apresenta teor mais baixo que 15 % (ES-102) e outra com teor maior que 16 % (ES-142). Os teores de álcalis são relativamente altos, de modo geral com Na₂O ligeiramente mais alto que K₂O. As baixas concentrações de TiO₂, abaixo de 0,3 %, são coerentes com o de rochas derivadas de arco magmático (Green, 1980). Os teores de Cr (10 a 50ppm) e Ni (10 a 40ppm) são baixos, sugerindo uma componente crustal ou contaminação, sendo compatíveis com os de granitos tipo I (White, 1992). Todo o conjunto é enriquecido em elementos LIL (por exemplo, K, Rb, Ba e Th), comparativamente aos elementos HFS (por exemplo, Nb, Zr, Y). Apresentam altos teores de Ba geralmente mais de 1000ppm, chegando até a 3.900 ppm, o que é compatível com o caráter a alto K; Sr também apresenta altos níveis, geralmente acima de 700ppm, assim como Rb, com valores entre 120 e 170 ppm, enquanto que Nb é normalmente inferior a 15 ppm e até mesmo a 10 ppm. A resultante razão alta LIL/HFS é característica de rochas magmáticas formadas por processos de subducção (Saunders *et al.*, 1980).

O diagrama mesonormativo QAP (figura 56) mostra que elas se concentram, preferencialmente, no campo do granodiorito, com pequenas variações para tipos menos diferenciados, quartzo monzodioríticos, ou para tipos mais evoluídos, monzograníticos. Em termos desse diagrama, configura-se uma série calcioalcalina com médio a alto K (Lameyre & Bowden, 1982). Observa-se que são rochas predominantemente metaluminosas, com poucas amostras caindo no campo peraluminoso (figura 57d). Apesar do diagrama AFM (figura 57b) mostrar um estreito *trend* calcioalcalino, o diagrama TAS (figura 57a) indica que a amostra ES-142 possui uma assinatura alcalina, de acordo com o limite estabelecido por Irvine & Baragar (1971). Essa amostra apresenta um hiato composicional em termos de conteúdo de sílica com as demais amostras, sendo o termo mais máfico da suíte, correspondendo a amostra de composição quartzo monzodiorítica do diagrama QAP. O caráter alcalino desta rocha está claramente relacionado com um teor "anômalo" de K₂O dentro da série, considerando-se o seu mais baixo conteúdo de sílica, demonstrando a sua tendência shoshonítica, como mostrado no diagrama K₂O vs. sílica (figura 57c).

Os diagramas de Harker, mostrando o comportamento dos elementos maiores contra a sílica (figura 58), demonstram a existência de *trends* bem definidos dessa série granodiorítica, sugerindo uma relação cogenética das amostras, exceção da amostra ES-142. O comportamento geral, excluindo-se essa

amostra, mostra um forte empobrecimento de TiO_2 , Fe_2O_3 , FeO , CaO , MgO e P_2O_5 com o crescimento da sílica, que indicam um consumo contínuo dos minerais máficos e da apatita ao longo do fracionamento. A alumina mostra um discreto decréscimo com o aumento da sílica, sugerindo que não há separação de fases cristalinas com grandes contrastes de conteúdo desse óxido; isto é coerente com a separação de hornblenda, biotita e feldspato, nessa ordem. O teor de K_2O cresce continuamente numa proporção equivalente aos dos óxidos ligados aos minerais máficos, enquanto que Na_2O mantém-se mais ou menos constante, apresentando uma inflexão brusca nos termos mais ricos em sílica, sugerindo a cristalização de feldspato potássico e um crescimento tardio de plagioclásio sódico. O hiato composicional da amostra ES-142 não permite tecer-se considerações petrogenéticas a respeito dessa amostra. Entretanto, a caracterização de suítes shoshoníticas nesta parte da Província por diversos autores (Sial & Ferreira, 1988; Silva Filho, 1989; Guimarães, 1991) permite levantar-se a possibilidade de que tal rocha represente uma componente de características distintas da série granodiorítica Riacho do Icó, embora tal discriminação não tenha sido observada a nível de mapeamento. O *trend* retilíneo, associado s observações de campo, sugerem que o fracionamento dessa série granodiorítica originou-se, provavelmente, por um mecanismo de mistura de magmas ou assimilação, seguidos de cristalização fracionada; a amostra ES-142 pode representar tanto uma componente não híbrida preservada, quanto um pulso individual.

No diagrama R1-R2 (figura 59), alinham-se segundo um *trend* de mistura de magmas/cristalização fracionada, num estágio intermediário entre o de ascensão pós-colisão e tardiorogênico, concentrando-se num intervalo pouco fracionado. Observe-se que o Granito Serra do Arapuá (incluído no diagrama para comparação) coloca-se claramente fora desse *trend*. Batchelor & Bowden (1985) consideram a possibilidade de líquidos da série granítica serem produzidos diretamente de magmas basálticos a alta alumina, apesar do volume exposto ser geralmente limitado comparado com a quantidade de magma granítico normalmente encontrado; a sugestão é a mistura de magmas máficos e félsicos em regiões profundas da crosta, formando-se magmas de composição intermediária que se diferenciariam em seguida por cristalização fracionada envolvendo clinopiroxênio, plagioclásio e hornblenda.

O comportamento de alguns elementos traços é mostrado nas figuras 60, 61 e 62. Os vetores apresentados nas figuras foram compilados de Atherton & Sanderson (1985), que utilizaram Kd's de Pearce & Norry (1979). O diagrama Y vs Zr (figura 61) mostra uma correlação positiva entre esses elementos e um decréscimo muito forte do Y com a diminuição do Zr; observa-se que o *trend* do Granodiorito pode ter sido produzido por separação de hornblenda. O diagrama CaO vs Y (figura 60) mostra um crescimento do CaO nos estágios iniciais e um decréscimo contínuo e moderado nos estágios intermediários e finais do fracionamento, sugerindo consumo de plagioclásio e/ou apatita. O diagrama Rb vs Zr (figura 61) mostra uma tendência distribuição tipo *cluster*, com um pobre alinhamento que sugere a influência da hornblenda e da biotita na produção desse *trend*. A importância da hornblenda e da biotita no fracionamento é também demonstrada no *trend* observado no diagrama TiO_2 vs Zr (figura 61).

Já o diagrama Sr vs Zr (figura 62), ao contrário do diagrama da figura 60, demonstra claramente a influência do plagioclásio no mecanismo de fracionamento da série. Observa-se que, em todos os diagramas, exceção do CaO vs. Y, a amostra ES-142 destoa dos *trends* observados.

De acordo com esses dados, conclui-se que a variação composicional do Granodiorito Riacho do Icó deve ter resultado de um mecanismo de fracionamento envolvendo mistura de magmas e/ou assimilação associados cristalização fracionada com separação de hornblenda, plagioclásio e biotita.

Figura 56-Diagrama QAP mesonormativo do Granodiorito Riacho do Icó, mostrando um "trend" característico de uma suíte calcioalcalina com médio a alto K. Convenções conforme a figura 14. A amostra ES-142 (assinalada no diagrama), de composição quartzo monzodiorítica, apresenta características composicionais diferentes das demais amostras.

Figura 57-Diagramas de variação do Granodiorito Riacho do Icó: (a) Diagrama álcalis total vs sílica, (b) diagrama AFM, (c) diagrama K_2O vs sílica e (d) diagrama A/NK vs A/CNK . O conjunto de diagramas confirma a consanguinidade entre os dois e a natureza calcialcalina a alto K, meta peraluminosa.

Figura 58-Diagramas de Harker do Granodiorito Riacho do Icó. Convenções conforme a figura anterior. A amostra representada pelo círculo aberto é a ES-142. Para detalhes v. texto.

Figura 59-Diagrama multicatiônico R1-R2 com discriminância tectônica segundo Batchelor & Bowden (1985) aplicado ao Granodiorito Riacho do Icó (círculos). Amostra do Granito Serra do Arapuaá lançada para comparação (quadrado).

Figura 60- Diagrama Y vs Zr e CaO vs. Y do Granodiorito Riacho do Icó, observando-se: a) uma correlação positiva entre esses Y e Zr e um decréscimo extremo do Y com a diminuição do Zr e sugere separação de hornblenda; b) o CaO cresce no início e decresce continuamente até o final, sugerindo consumo de plagioclásio e/ou apatita.

Figura 61-Diagramas Rb vs. Zr e TiO_2 vs. Zr do Granodiorito Riacho do Icó, mostrando "trends" pouco definidos, que podem ter sido produzidos por consumo de hornblenda e biotita.

Figura 62-Diagramas Sr vs Rb do Granodiorito Riacho do Icó mostrando uma correlação negativa entre esses elementos e um "trend" claramente definido pelo consumo do plagioclásio.

A figura 63 mostra um aranhagrama normalizado para o manto primitivo do Granodiorito Riacho do Icó, observando-se um padrão muito fracionado entre elementos mais e menos incompatíveis e destacadas anomalias negativas de Nb e Ti, características de granitos de arcos continentais normais (Brown *et al.*, 1984). Observa-se também um enriquecimento dos elementos litófilos de grande raio iônico (LIL) e de baixa atividade iônica comparados aos de alta, uma tendência a formar uma anomalia

negativa de Sr e um profundo empobrecimento em Ti e Y. Os padrões de terras raras normalizados para o condrito (figura 63) são também muito fracionados, absolutamente paralelos e superpostos e com uma muito discreta anomalia negativa de Eu, que se verifica em todas as amostras, independente do teor de sílica. O diagrama normalizado para ORG (Harris *et al.*, 1986) (figura 64) mostra igualmente padrões superpostos, com um elevado fracionamento entre os elementos mais e menos incompatíveis, um enriquecimento expressivo dos íons grandes de baixa valência e um empobrecimento profundo de Yb e Y.

Esse padrão de ETR é muito similar ao de granitos calcioalcalinos de arcos magmáticos, ligados zonas de subducção e margens continentais antigas e modernas (e.g., Northern Great Basin, EUA, De Paolo & Farmer, 1984; superunidade Tiabaya, batólito costeiro do Peru, Atherton *et al.*, 1985; batólito Wathaman, faixa orogênica Trans-Hudson, Canadá (Meyer *et al.*, 1992); granitos calcioalcalinos com alto potássio ou com epídoto das faixas Seridó, Piancó-Alto Brígida e Riacho do Pontal, Sial (1990); (Mariano & Sial, 1990).

Moderada deformação e até não deformação torna esses granitos comparáveis aos granitos tardi e pós-orogênicos, mas de acordo com Rogers & Greenberg (1990) esses granitos possuem um padrão horizontalizado das terras raras pesadas e uma anomalia negativa de Eu, fato que não se verifica em nosso caso; é possível que o envolvimento de material restítico rico em apatita e zircão seja o responsável por este comportamento, como observa Condie (1991).

Figura 63-Aranhagrama normalizado para o manto primitivo e diagrama de terras raras normalizado para o condrito do Granodiorito Riacho do Icó. O padrão fortemente fracionado entre os elementos LIL e HFS e as anomalias negativas de Nb e Ti sugerem tratar-se de granitos de arcos magmáticos; a discreta anomalia negativa de Eu confirma a influência do plagioclásio no fracionamento da série.

Figura 64-Aranhagrama normalizado para o ORG (Harris et al., 1986) do Granodiorito Riacho do Icó, confirmando o caráter fracionado entre os elementos LIL e HFS, com anomalias negativas de Nb e Zr. O padrão é similar aos de arcos magmáticos.

TABELA 11-ANÁLISES QUÍMICAS DO GRANODIORITO RIACHO DO ICÓ

Amostra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ *	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	LOI
ES-013B	67,70	0,57	15,70	3,21	0,04	1,30	2,90	4,50	3,40	0,15	0,39	0,10
ES-019A	65,20	0,69	15,70	4,11	0,06	1,70	3,30	4,50	3,70	0,20	0,66	0,13
ES-057A	66,50	0,64	15,60	3,60	0,05	1,50	3,10	4,40	3,70	0,18	0,62	0,11
ES-155	67,20	0,60	15,10	3,59	0,05	1,50	3,00	4,30	3,60	0,16	0,48	0,11
ES-158	68,80	0,38	15,40	2,50	0,04	1,00	2,60	4,40	4,00	0,09	0,39	0,15
ES-172	69,50	0,39	15,20	2,54	0,02	0,73	2,30	4,50	4,00	0,11	0,33	0,15
ES-173	67,40	0,61	15,70	3,32	0,05	1,40	2,90	4,10	3,60	0,18	0,65	0,16
ES-029	67,60	0,53	15,70	3,03	0,04	1,00	2,60	4,50	4,10	0,14	0,51	0,13
ES-123	67,30	0,61	15,40	3,28	0,04	1,10	2,60	4,60	4,10	0,17	0,51	0,15
ES-104	69,40	0,36	15,40	2,90	0,06	0,67	1,70	3,60	4,90	0,13	0,52	0,12
ES-142	59,20	0,75	18,90	5,76	0,09	1,60	3,40	4,40	4,20	0,29	0,93	0,23
ES-102	70,80	0,29	14,60	2,63	0,05	0,58	1,40	3,00	5,40	0,15	0,52	0,17
ES-304A	65,40	0,73	15,10	4,50	0,05	1,80	3,60	4,30	3,60	0,28	0,16	0,64

Amostra	Cr	Ni	V	Rb	Cs	Ba	Sr	Ta	Nb	Hf	Zr	Y	Th
ES-013B	17	24	na	130	<5	1.450	850	<10	12	<8	250	18	11,0
ES-019A	24	24	na	130	<5	1.270	950	<10	16	<8	240	17	14,0
ES-057A	20	24	na	120	<5	1.280	930	<10	15	<8	220	15	12,0
ES-155	20	40	na	120	<5	1.030	840	<10	15	<8	220	18	12,0
ES-158	17	32	na	150	<5	1.010	690	<10	13	<8	170	12	<10,0
ES-172	10	24	na	160	<5	980	680	<10	10	<8	210	7	<10,0
ES-173	17	24	na	140	<5	1.400	690	<10	13	<8	220	16	12,0
ES-029	14	24	na	130	<5	1.330	850	<10	12	<8	200	9	11,0
ES-123	10	24	na	150	<5	1.090	710	<10	15	<8	230	13	12,0
ES-104	10	24	na	140	<5	3.750	810	<10	9	<8	270	21	28,0
ES-142	10	24	na	170	<5	3.900	1.360	<10	13	11	380	22	35,0
ES-102	10	24	na	160	<5	2.600	630	<10	19	<8	240	25	25,0
ES-304A	50	10	80	116	na	1.600	934	na	na	na	237	na	0,0

Amostra	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Ho	Er	Yb	Lu
ES-173	24,4	53,2	24,8	4,5	0,9	3,1	2	0,42	1	0,87	0,14
ES-029	31,4	68,9	31,8	5,5	1,1	3,2	2	0,34	1	0,50	0,08
ES-102	64,3	139,6	53,1	8,6	1,6	5,3	4	0,70	2	1,07	0,15
ES-304A	40,4	94,4	41,7	7,4	1,4	4,6	2,5	0,45	1	0,63	0,12

Obs.-Fontes das análises: presente tese; na-não analisado.

6.2-GRANITO SÃO JOÃO

O Granito São João constitui um pulso tarditranstração, colocado em zonas extensionais formadas em seguida de deformação principal da zona de cisalhamento Três Umbuzeiros. Distingue-se o *stock* de São João, uma intrusão satélite no interior do plúton principal e numerosos diques de microgranitos róseos e cinzentos. Como descrito anteriormente, o *stock* São João possui uma forma alongada, com uma extensão de 15 km e uma largura máxima de 3 km, sendo uma intrusão claramente controlada por fraturas. A intrusão satélite de Exu possui uma forma arqueada e corta o granodiorito Riacho do Icó. Além disso, ocorrem numerosos diques micrograníticos de coloração cinza e róseos, compreendendo vários pulsos (figura 7); são corpos geralmente de pequena espessura, geralmente não ultrapassando 1m. Em geral, são restritos ao âmbito do Complexo Lagoa das Pedras, cortando os migmatitos e metagranitóides Recanto e Riacho do Forno, assim como o Granodiorito Riacho do Icó. Foram observados principalmente na região de Cachoeira Grande, ao sul do *stock* São João, na parte leste e oeste do plúton principal.

Trata-se de rochas de composição homogênea, em toda extensão do plúton, isotrópica, de granulometria média, coloração rósea, sem orientação ou exibindo uma tênue foliação de fluxo. Microscopicamente, constituem rochas hololeucocráticas grosseiras, com textura hipidiomórfica granular cataclástica, formadas essencialmente por microclina em cristais bem desenvolvidos, plagioclásio em menor proporção, quartzo intersticial e biotita marrom chocolate esverdeada, em palhetas bem desenvolvidas e em pequena proporção. Granada é um acessório constante, aparecendo em cristais bem formados, associados ou não biotita; epídoto e allanita, em cristais bem formados, são também comuns, só não ocorrendo na parte leste do *stock* de São João. A allanita ocorre, muitas vezes, em cristais zonados; são observados alguns cristais de epídoto inclusos ou envolvidos pela biotita. Muscovita é também comum, aparecendo muitas vezes como produto secundário da biotita. Fibrolita foi apenas observada em uma lâmina. É comum ainda a presença de um mineral opaco de forma cúbica, supostamente pirita. Apatita é rara e não ocorre titanita, que é um mineral presente em todas as rochas do Complexo Lagoa das Pedras. A mineralogia desse granito sugere tratar-se de um tipo crustal colisional intrusivo ou híbrido com uma forte componente sedimentar, seja na concepção de mistura de magmas dos granitos caledonianos e hercinianos (híbrido com dominância de magma crustal sedimentar, H₅ da nomenclatura de Castro *et al.*, 1992), seja na visão de assimilação dos granitos cordilheiranos (I fortemente contaminado reduzido, I-SCR da nomenclatura de Ague & Brimhall, 1987, considerando-se, neste caso, a ausência de titanita).

A tabela 13 e os diagramas das figuras 65 a 68 ilustram os padrões composicionais do Granito São João, a partir de amostras coletadas no *stock* de São João (figura 71). Do ponto de vista dos elementos maiores a composição é uniforme. Por exemplo, o diagrama QAP mesonormativo mostra que são predominantemente monzogranitos de espectro muito restrito (figura 65). Os teores de sílica são limitados ao intervalo entre 72 e 75 % de sílica (tabela 13) e as rochas se concentram praticamente em um ponto do campo subalcalino do diagrama total de álcalis vs. sílica (figura 66). São rochas com K₂O > Na₂O, com uma amostra apresentando valor de K₂O próximo do Na₂O (ES-133); são

dominantemente peraluminosas, com uma única amostra caindo no campo metaluminoso (figura 66). Em termos de elementos maiores, a maior diferença entre essas amostras reside no teor de TiO_2 , onde a amostra ES-133 contém aproximadamente a metade do teor exibido pelas outras 3 amostras. Do ponto de vista dos elementos traços essa amostra destaca-se ainda mais, pois ela é muito mais enriquecida em Rb e muito mais empobrecida em Ba, Sr e Nb, que as demais; as razões Rb/Sr e Rb/Ba desta amostra são extremamente elevadas (5,0 e 1,75), quando confrontadas com as demais (0,33 e 0,1), sugerindo uma componente sedimentar muito forte na sua formação.

Não dispomos de análises de terras raras da amostra ES-133, de modo será feita uma breve análise de aranhagramas de elementos incompatíveis e diagramas de terras raras apenas das amostras ES-137 e ES-100B, do grupo mais empobrecido em Rb. O aranhagrama da figura 67 mostra um padrão muito fracionado entre os elementos LIL de baixa atividade iônica em relação aos de alta atividade (HFS), com um profundo empobrecimento de Ti e Y; são destacáveis as anomalias negativas de Nb e Ti. Nesse aspecto, este padrão é muito similar aos do Granodiorito Riacho do Icó, execução dos teores mais baixos de La e Ce e da mais expressiva anomalia negativa de Ti do Granito São João. O diagrama de terras raras normalizado para o condrito (figura 67) mostra um padrão moderadamente fracionado entre as terras raras leves e pesadas e ausência de anomalia de Eu; comparadas com as curvas do Granodiorito, observa-se apenas um empobrecimento maior das terras raras leves e ausência de anomalia negativa de Eu no caso do Granito São João. O empobrecimento em terras raras leves imprime curva um padrão mais plano, aproximando-a do padrão relativamente horizontalizado de alguns granitos himalaianos (Searle & Fryer, 1986)

O diagrama normalizado para o ORG (figura 67) confirma a alta razão entre os elementos LIL e HFS já observada no aranhagrama da figura anterior e exibe um padrão similar aos de granitos de arcos vulcânicos (Harris *et al.*, 1986). Os diagramas discriminantes de ambiência tectônica são contraditórios. O diagrama R1-R2 de Batchelor & Bowden (1985), que utiliza elementos maiores, sugere que trata-se de granitos sincolisão (figura 68); entretanto, os diagramas que utilizam elementos traços (figura 68) mostram que apenas a amostra ES-133 possui padrões de granitos sincolisão, poquanto a assinatura das demais amostras só é compatível com os de granitos de arcos vulcânicos.

Foto 45-Afloramento ES-39, linha de transmissão da CHESF, região do Riacho da Cachoeira Grande. Plúton norte, Granito São João com um raro autólito máfico, exibindo pequena falha e fratura preenchida por quartzo.

Figura 66-Diagrama QAP mesonormativo do Granito São João, mostrando o espectro composicional restrito ao campo 3b-monzogranitos.

Figura 66-Diagramas TAS e alumina/álcalis total vs. alumina/CaO+álcalis total do Granito São João. Observa também o espectro composicional limitado dessas rochas, que se concentram de forma localizada no campo subalcalino do diagrama TAS; no diagrama que define o índice de Shand, as amostras se concentram no campo peraluminoso, com uma única amostra situando-se no campo metaluminoso

Figura 67-Aranhagrama normalizado para o manto primitivo, diagrama de terras raras normalizado para o condrito e aranhagrama normalizado para o ORG de algumas amostras do granito São João. Os padrões exibidos são similares aos dos granitos de arcos vulcânicos.

Figura 68-Diagramas discriminantes de ambientes tectônicos do Granito São João. De acordo com os padrões dos elementos maiores trata-se de granitos sincolisão, mas os padrões de elementos traços indicam que existe uma forte componente com assinatura geoquímica similar de granitos de arcos magmáticos (campo VAG). A amostra ES-133 é a única que se posiciona no campo dos granitos sincolisão.

TABELA 12-ANÁLISES QUÍMICAS DO GRANITO SÃO JOÃO

Amostra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ *	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	LOI
ES-133	74,30	0,05	13,90	1,50	0,04	0,13	0,87	3,90	4,70	0,05	0,55	0,14
ES-136	74,70	0,10	13,80	1,50	0,06	0,21	0,92	3,10	4,90	0,05	0,31	0,13
ES-137	74,00	0,10	14,10	1,60	0,05	0,22	1,20	3,50	4,70	0,05	0,43	0,14
ES-100B	72,90	0,21	13,20	2,30	0,05	0,40	1,70	3,00	5,60	0,08	0,66	0,05

Amostra	Cr	Ni	Rb	Cs	Ba	Sr	Ta	Nb	Hf	Zr	Y	Th
ES-133	10	24	210	<5	600	260	<10	20	<8	82	18	14
ES-136	10	24	140	<5	1.420	450	<10	12	<8	140	26	19
ES-137	10	24	150	<5	1.360	460	<10	12	<8	140	17	17

Amostra	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Ho	Er	Yb
ES-137	24,5	57,8	22,8	3,9	1,0	2,3	1,7	0,37	1	1,09
ES-100B	20,9	53,8	22,1	4,1	1,0	2,4	1,5	0,27	1	0,54

Obs.: Fontes das análises: presente tese.

6.3-GRANITO SERRA DO ARAPUÁ

O granito Serra do Arapuá foi incluído por Lima *et al.* (1985) na Suíte Serra do Man, de idade cambro-ordoviciano, formada por sienitos alcalinos, biotita-hornblenda granitos, biotita granitos, aegirina-augita granitos, quartzo monzonitos, granodioritos, incluindo diques. Dentro deste conjunto heterogêneo, estes autores destacaram uma facies essencialmente sienítica.

De acordo com a descrição desses autores, o plúton da Serra do Arapuá é formado por rochas de composição quartzo monzonítica granítica com aegirina augita. Microscopicamente são rochas de granulação média, com textura variando de xenomórfica hipidiomórfica, constituídas por microclina, plagioclásio, quartzo e por quantidade subordinada de aegirina-augita, além de escasso anfibólio; os acessórios são titanita, apatita, zircão e hematita lamelar. Ocorre ainda uma variedade microporfirítica, com textura granoblástica cataclástica, composta basicamente por feldspato potássico perítico, em fenocristais, quartzo e plagioclásio, com aegirina-augita subordinada. Ferreira *et al.* (1993) descrevem plútons desta mesma associação como monzonitos, quartzo monzonitos e granitos leucocráticos com clinopiroxênio esverdeado, anfibólio e titanita, as vezes com apatita, magnetita, allanita, epidoto primário (?) e granada.

Uma amostra coletada na parte leste da intrusão e estudada na presente investigação mostrou características semelhantes às descritas por esses autores, tratando-se de um monzogranito leucocrático com diopsídio e magnetita, além de anfibólio, apatita e titanita; não foi observada aegirina-augita nesta amostra. Comparativamente ao Granito São João, observa-se a ausência de biotita e de minerais do grupo do epidoto, bem como a presença de diopsídio e titanita, ausentes neste último.

De acordo com Lima *et al.* (1985), a Suíte intrusiva Serra do Man é predominantemente alcalina, com menor proporção de tipos calcioalcalinos. Esses autores acreditam, então, numa relação petrogenética com a Suíte intrusiva Conceição das Crioulas, de quimismo essencialmente calcioalcalino, da qual a Suíte Serra do Man seria um membro mais evoluído, num processo de fracionamento não caracterizado. Ferreira *et al.* (1993) distinguiram dois grupos distintos: um grupo peralcalino potássico e um grupo shoshonítico. Segundo esses autores o granito da Serra do Arapuá pertence ao grupo shoshonítico, com o típico *trend* negativo do K₂O em relação sílica e índice agpático <1, apesar de ser peraluminoso, um padrão não usual entre as rochas desta associação.

A figura 69 mostra um aranhograma normalizado para o manto primordial da rocha descrita acima, observando-se um padrão bastante fracionado, onde verifica-se que é uma rocha enriquecida em Rb, Ba e Sr e empobrecida em U e Th, com acentuadas anomalias negativas de Nb e Ti. Esse padrão difere do granito São João pela anomalia negativa de Ti mais acentuada e pelo empobrecimento em U e Th. O padrão de terras raras normalizado para o condrito (figura 69) é similar ao do granito São João, isto é um padrão enriquecido, moderadamente fracionado e sem anomalia de Eu, embora Ferreira *et al.* (1993) mencionem uma suave anomalia negativa nas amostras por eles estudadas. Esses últimos autores descrevem *trends* negativos de Ba e Sr e positivo de Rb relativamente sílica; e uma correlação positiva

entre Ba e Sr, devido ao fracionamento de feldspato potássico. Dados de isótopos de oxigênio indicam que o grupo shoshonítico é de natureza crustal ou mantélico com contaminação crustal.

A única amostra analisada foi lançada em diagramas de discriminância tectônica definido por Harris *et al.* (1986), apresentados na figura 70. O diagrama Hf-Rb/10-Tax3 discrimina entre as intrusivas graníticas de arco vulcânico, intraplaca e de fundo oceânico; a amostra analisada cai no campo das intrusivas de arco vulcânico. O diagrama Hf-Rb/30-Tax3, que discrimina entre os granitos de arco vulcânico, os granitos colisionais dos grupos II e III e os granitos intraplaca, confirma a assinatura de granito de arco vulcânico. Esta conclusão sugere uma afinidade entre os três granitos transtracionais presentes no Complexo Lagoa das Pedras, confirmando então um ambiente de arco vulcânico nesta área.

A assinatura shoshonítica definida por Ferreira *et al.* (1993) indica que o granito da Serra do Arapuá faz parte da Suíte de granitos peralcalinos e shoshoníticos do terreno Alto Pajeú e do limite deste terreno com a faixa Piancó-Alto Brígida. Segundo diversos autores, essa Suíte possui uma fonte mantélica com alguma contribuição crustal, mas segundo Thompson *et al.* (1984), os magmas shoshoníticos envolveriam uma substancial participação de sedimentos reciclados a grandes profundidades através das zonas de subducção, ao contrário dos granitos de arco vulcânico, que possuem uma contribuição relativamente limitada de componentes crustais sedimentares. De toda forma, independente da fonte, parece claro da análise geoquímica global (v. adiante) que o terreno Alto Pajeú, além de envolver componentes híbridos colisionais, inclui também componentes de origem mantélica, relacionadas com uma zona de subducção neoproterozóica.

Figura 69-Aranhagrama normalizado para o manto primitivo, diagrama de terras raras normalizado para o condrito e aranhagrama normalizado para o ORG do Granito Serra do Arapuá, observando-se um empobrecimento profundo dos elementos menos incompatíveis e uma expressiva anomalia negativa de Ta. Os padrões são típicos de plutônicas de arcos magmáticos maduros.

Figura 70-Diagramas de discriminância tectônica aplicados a uma amostra do Granito Serra do Arapuá. Em ambos os casos, a assinatura geoquímica confirma tratar-se de um granito de arco vulcânico.

TABELA 13-ANÁLISE QUÍMICA DO GRANITO SERRA DO ARAPUÁ

Amostra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ *	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI
ES-386	71,26	0,07	15,39	1,42	0,04	0,11	0,90	4,65	5,30	0,02	0,30

Amostra	Rb	Ba	Sr	Ga	Ta	Nb	Hf	Zr	Y	Th	U
ES-386	152	1.630	665	21	0,50	9	4,20	141	14	7,8	2,2

Amostra	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Yb	Lu
ES-386	20,0	35,0	15,0	2,84	0,81	0,95	0,14

Obs.- Fonte da análise: esta tese.

FIGURA 71 - MAPA DE LOCALIZAÇÃO DAS AMOSTRAS COM ANÁLISE QUÍMICA

8-ESTUDO GEOCRONOLÓGICO DOS PULSOS MAGMÁTICOS

O presente estudo geocronológico incluiu datações U/Pb pelo método da concórdia em zircão e idades modelos manto empobrecido Sm/Nd (T_{DM}). No caso do método U/Pb, os zircões foram dissolvidos e U e Pb separados, utilizando-se procedimentos modificados segundo Krough (1973, 1982) e Parrish (1987). As constantes de decaimento usadas foram $0,155125 \times 10^{-9} \text{ ano}^{-1}$ para ^{238}U e $0,98485 \times 10^{-9} \text{ ano}^{-1}$ para ^{235}U .

Para as análises Sm/Nd, os pós de rocha foram dissolvidos e os elementos terras raras extraídos usando os métodos gerais de Patchet & Ruiz (1987). Os dados foram reduzidos usando uma constante de decaimento de $6,54 \times 10^{-12} \text{ ano}^{-1}$; os dados foram normalizados usando $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0,72190$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ para o padrão La Jolla $\text{Nd}=0,511860$ e uma razão atual $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ para o CHUR de 0,512638. Os valores de $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ foram calculados usando idades U-Pb onde disponível ou idades estimadas baseadas na geologia regional e resultados da presente investigação. Extrapolações para T_{DM} (De Paolo, 1981) podem ter grande incerteza devido a derivação de uma fonte enriquecida ou a um possível fracionamento durante a formação do magma, se os plútons são muito mais velhos que suas fontes, como é o caso dos granitos brasileiros que penetram e podem ser derivados de um embasamento paleoproterozóico. Por isso convencionou-se usar 600 Ma. como principal referência de tempo para as composições do Nd no passado. Em virtude da maioria das rochas félsicas terem razões Sm/Nd similares, este procedimento dá uma estimativa grosseira da antiguidade das fontes crustais para rochas vulcânicas, plutônicas, protólitos de gnaisses ou proveniência de sedimentos. Quando os dados estavam disponíveis, foram também calculadas $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ para as amostras pré-brasílicas. As amostras datadas na presente investigação são localizadas na figura 81.

Os dados apresentados anteriormente indicam diferenças de nível crustal e até mesmo evolutivas entre os terrenos Pernambuco-Alagoas, Alto Moxotó e Alto Pajeú, incluindo o Complexo Granítico Lagoa das Pedras. O estudo geocronológico a seguir confirma a existência dos limites entre esses terrenos, correspondentes ao Lineamento Pernambuco e à zona de cisalhamento Barra da Forquilha, e sugere linhas de interpretação geotectônica para a essa porção da Província Borborema.

O terreno Pernambuco-Alagoas não foi estudado na presente investigação, mas foram compilados alguns dados Rb/Sr antigos e obtidos alguns resultados isotópicos Sm/Nd, os quais permitiram traçar algumas considerações sobre o mesmo. Os ortognaisses e diatexitos leucocráticos do Complexo Belém do São Francisco, que compõem a principal componente litológica deste terreno na área investigada, foram bem datados por Lima *et al.* (1985), a partir de afloramentos localizados entre Floresta e Belém do São Francisco. Uma isócrona de referência Rb/Sr de 12 pontos forneceu uma idade de $1.090 \pm 38 \text{ Ma.}$ e uma razão inicial $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ de $0,70476 \pm 0,00069$ (figura 72), a qual apresenta um bom espalhamento de pontos e um erro extremamente pequeno, conferindo uma boa credibilidade à isócrona. Brito Neves *et al.* (1984) encontraram um resultado semelhante na região sul de Floresta, a oeste da área

FIGURA 72 — Diagrama isocrônico Rb/Sr do Complexo Belém do São Francisco (compilado de Lima *et al.*, 1985).

aqui investigada. Uma isócrona Rb/Sr de 9 pontos indicou uma idade de 960 ± 45 Ma. com uma razão inicial de $0,704 \pm 0,001$, com pontos deixados fora da isócrona que sugerem re-homogeneização isotópica incompleta de rochas mais antigas.

Uma idade Sm/Nd (T_{DM}) dessas rochas foi obtida na presente investigação (afloramento ES-365, v. figura 80), a qual apresentou um valor de 1,33 Ga. (tabela 14), compatível com as idades isocrônicas Rb/Sr acima e com a pequena residência crustal inferida a partir da baixa razão inicial Sr^{87}/Sr^{86} . É interessante observar que este valor não está muito distante de uma evento acrescionário definido mais adiante, entre 1,0 e 1,1 Ga., sugerindo que esta idade modelo tem uma influência muito forte desta componente acrescionária; ou seja, ou esta idade está refletindo um episódio de diferenciação manto-crosta ou representa uma idade mista com uma restrita ou quase nula contribuição da crosta transamazônica. Várias outras idades modelos Sm/Nd determinadas por Van Schmus *et al.* (1993, 1994), por seu turno, confirmam uma formação mesoproterozóica para grande parte deste terreno. Nossas observações iniciais sobre o Complexo Belém do São Francisco sugerem que este terreno constitui o produto de um plutonismo crustal colisional, em grande parte autóctone, como sugerem as facies migmatíticas e os remanescentes de supracrustais na região de Belém do São Francisco; em parte contracional, como testemunham as inúmeras intrusões graníticas tabulares (tipos Riacho do Forno e Morro Vermelho) encontradas na região de Ingazeira e Itacuruba, a sul e sudoeste de Floresta.

Este terreno então, compreende principalmente metatexitos e diatexitos desenvolvido na raiz de uma pilha colisional (?), os quais teriam sido ativados por zonas de cisalhamento, permitindo a ascensão de fundidos anatéticos que originaram os granitos contracionais e intrusivos, num modelo similar ao concebido por Brown & D'Lemos (1991) e Brown (1994) para os migmatitos e granitos crustais do Maciço Armoricano, noroeste da França. As idades modelos Sm/Nd obtidas, inclusive em granitos brasileiros - como é o caso do granito porfirítico do afloramento ES-365, que apresenta uma idade de 1,55 Ga. (tabela 14 e figura 80) confirmam a geração deste Complexo no mesoproterozóico, contrariando o conceito muito difundido de que o terreno (maciço) Pernambuco-Alagoas representaria um fragmento cratônico antigo, reativado no Brasileiro.

O terreno Alto Moxotó, como visto anteriormente, inclui um fragmento do embasamento, o Complexo Floresta, e uma faixa metavulcanossedimentar, o Complexo Cabrobó. O Complexo Floresta foi considerado por Lima *et al.* (1985) como arqueano, a partir de um diagrama isocrônico de referência Rb/Sr (3 pontos definindo uma idade de 2.700 ± 100 Ma.). Os dados obtidos na presente pesquisa não confirmam esse dado, conforme documentam as idades modelos Sm/Nd (T_{DM}) (tabela 14) e uma concórdia U/Pb em zircão, obtidos em um metatonalito do afloramento ES-325 (figura 80). Conforme mostra a figura 73, valores isotópicos U/Pb de duas frações de zircão (tabela 15) lançados em diagrama concórdia forneceram um intercepto superior de 2.115 ± 30 Ma (2σ), comprovando a sua idade paleoproterozóica; em virtude de ter-se utilizado apenas 2 frações e da existência de 2 morfologias diferentes entre os zircões, a incerteza pode ser maior. Entretanto, a idade modelo Sm/Nd (T_{DM}) desta

amostra indicou um valor de 2,38 Ga., confirmando tratar-se de material juvenil acrescido à crosta durante o Paleoproterozóico e não retrabalhamento de uma crosta antiga.

A presença de outros fragmentos antigos tem sido documentada em outros pontos do terreno Alto Moxotó e Alto Pajeú. Por exemplo, Medeiros *et al.* (1993) obtiveram idade semelhante na região de Barro (PE), em um complexo de *augen* gnaisses e ortognaisses alcalinos associados a gnaisses bandados e migmatíticos, que nos parecem representar um fragmento antigo similar ao do Complexo Floresta, alçado por uma tectônica de empurrões; a idade Pb-Pb em monozircão encontrada por esses autores nos *augen* gnaisses foi de 1.969 ± 9 Ma.

Um dado Rb/Sr de idade transamazônica foi também encontrado por Lima *et al.* (1985) em ortognaisses migmatíticos encaixados nas supracrustais do Complexo Cabrobó e descritos como "suíte intrusiva Riacho do Navio ou Barra do Juá", aflorante a nordeste de Airi, fora da área investigada; um diagrama isocrônico de 3 pontos forneceu uma idade de 1.990 ± 10 Ma., com uma razão inicial $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ de $0,7200 \pm 0,0006$, sem pontos próximos da origem. De acordo com a interpretação desses autores, este dado implicaria em uma idade mínima paleoproterozóica para o Complexo Cabrobó. No entanto, esta interpretação não foi confirmada pelos dados geocronológicos de diagramas concórdia U/Pb aqui obtidos para este Complexo, de modo que duas hipóteses são possíveis neste caso: 1) a idade isocrônica não tem significado geológico, seja pelo número restrito de pontos, seja pela não cogeneticidade das amostras; 2) trata-se de um alóctone do embasamento. Essa última hipótese é razoável, considerando-se a enérgica tectônica contracional atuante nesta área. Esse parece ser também o caso do fragmento antigo de Curral Velho (Wanderley, 1990), cujo diagrama isocrônico Rb/Sr (5 pontos com pequeno espalhamento e elevado MSWD) forneceu uma idade de $2.766,5 \pm 45,3$ Ma. com uma razão inicial $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ de $0,70236 \pm 0,00011$.

A idade da sedimentação e do vulcanismo do Complexo Cabrobó pôde ser determinada através de um diagrama concórdia U/Pb em zircão de um metatufos da Suíte Lagoa das Contendas do afloramento ES-332 (v. mapa de pontos de afloramentos). Três frações deste mineral apresentaram razões isotópicas (tabela 15) que colocadas no diagrama da figura 74 forneceram um arranjo colinear com um intercepto superior de 1.012 ± 18 Ma. (2σ). De acordo com os dados petroquímicos, portanto, esta seqüência documenta a existência de um arco magmático nesta área na transição do Meso para o Neoproterozóico. Embora não existam dados geocronológicos sobre a Suíte Malhada Vermelha, os dados sobre os metagranitóides São Pedro e metatrandhjemitos Riacho das Lajes mostram que eles podem constituir a componente félsica de uma suíte bimodal com a Suíte Malhada Vermelha, sugerindo que ela deve fazer parte de um mesmo evento acrescionário. Assim, quatro frações de zircão dos metagranitóides São Pedro não definiram um alinhamento retilíneo em um diagrama concórdia, observando-se que as frações menos magnéticas possuem idades Pb/Pb progressivamente mais velhas, provavelmente indicando que esta população está contaminada com zircões xenocrístaos herdados. As frações mais magnéticas, por seu turno, localizam-se próximas de uma regressão composta de referência formada pelos dados do metatufos

da Sequência Lagoa das Contendas, que encaixa esse granitóide, e do metagranitóide Recanto, pulso contracional do terreno Alto Pajeú (figura 75), de modo que os zircões deste granitóide devem ter se formado também próximo de 1,0 Ga.

Além disso, os metagranitóides São Pedro alinham-se grosseiramente em uma concórdia de 1,0 Ga. obtida por Brito Neves *et al.* (1993) com rochas de diversos segmentos das faixas Sergipana, Pajeú-Paraíba e Piancó-Alto Brígida e do "Maciço" Pernambuco-Alagoas, confirmando, portanto, a existência de um expressivo evento acrescionário em toda essa área nesta época.

O magmatismo precoce presente no Complexo Granítico Lagoa das Pedras foi datado através da Sequência metavulcanoclástica Poço do Salgueiro, da qual obteve-se uma concórdia U/Pb em zircão do afloramento ES-131. Quatro frações dessa amostra definiram um alinhamento com um certo espalhamento, cuja regressão através desses pontos forneceram um intercepto superior de 1.089 ± 143 Ma (2σ) (figura 76a). Apesar do grande erro, a idade pré-brasiliana fica perfeitamente configurada, comprovando tratar-se do mesmo vulcanismo da Sequência Lagoa das Contendas do terreno Alto Moxotó; o espalhamento observado no diagrama provavelmente decorreu do caráter vulcanoclástico da sequência, envolvendo mistura com material clástico e, conseqüentemente, com uma herança do material fonte desta componente sedimentar. Considerando-se uma possível ligação dessa sequência com a facies Tapuio da Suíte Poço do Salgueiro, acredita-se que esse pulso magmático representa também um episódio acrescionário da transição meso-neoproterozóica.

TABELA 14

DADOS ISOTÓPICOS Sm/Nd DOS TERRENOS PERNAMBUCO-ALAGOAS E ALTO MOXOTÓ

AFLORAMEN -TO	TIPO DE ROCHA	$^{147}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	εNd^1 (hoje)	εNd^2 (0,6Ga.)	Idade (Ga.)	εNd^2 (t)	$T_{(\text{DM})}^3$ (Ga.)
ES-325	Ortognaisse Complexo Floresta	0,1230	-19,6	-14,0	2,15	+0,8	2,38
ES-365	Diatexitó Complexo Belém do São Francisco	0,0906	-13,1	-4,9	1,0	+0,5	1,33
ES-365	Granito Neoproterozóico	0,1165	-11,4	-5,2	0,6	-5,2	1,55

Observações:

1-Baseado na relação $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0,512638$ (normalizado para $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0,72190$)2-Baseado no $^{147}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (CHUR)=0,1967 e $\lambda=6,54 \times 10^{-12} \text{anos}^{-1}$ para o decaimento do ^{147}Sm

3-Idade modelo manto empobrecido (DePaolo, 1981)

TABELA 15-DADOS ISOTÓPICOS U/Pb DOS ZIRCÕES DO TERRENO ALTO MOXOTÓ

TABELA 15-DADOS ISOTÓPICOS U/Pb DOS ZIRCONOS ALTO MOXOTÓ										
	Concentrações ²			Observ. ³	Razões Atômicas ⁴			Idades (Ma) ⁵		
Fração ¹	Peso (mg)	U (ppm)	Pb (ppm)	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb
ES-325 (Complexo Floresta)										
NM(-2)"meta"	0,028	134	46	2102	0,32454	5,6077	0,12532	1812	1917	2033
M(-2)"orig."	0,030	126	40	2933	0,29624	4,9771	0,12185	1673	1815	1984
Regressão: I.S.=2.115±30 Ma; P=1,00 (2 pontos)										
ES-332 (Sequência Lagoa das Contendas)										
NM(0)	0,088	221	41	655	0,15764	1,5627	0,07189	944	956	983
M(0)	0,064	231	42	597	0,15486	1,5293	0,07162	928	942	975
M(1)	0,078	345	59	929	0,14562	1,4197	0,07071	876	897	949
Regressão: I.S.=1.012±18 Ma, I.I.=472±91 Ma; P=0,91										
ES-5 (Metagranitóide São Pedro)										
M(0)E	0,146	1012	118	568	0,10670	1,1253	0,07647	654	766	1107
NM(0)Eu	0,115	609	69	627	0,10510	1,0369	0,07155	644	722	973
M(2)Eu	0,114	1068	108	470	0,09115	0,8569	0,06818	562	629	874
M(4)Eu	0,052	1392	88	213	0,07338	0,6499	0,06422	457	508	749

Regressão não realizada: contem xenocristais mais antigos

Observ: 1-NM = não magnético; M = magnético; número entre parênteses indica a declividade usada no separador de Franz a 1,5 amp de força; Eu = grãos euedrais separados manualmente; (n) = número de grãos; "meta" = grãos com morfologia metamórfica; "origin" = grãos com morfologia ígnea original; 2-Concentrações de U e Pb totais corrigidas por fórmula analítica; 3-Não corrigido por fórmula ou Pb não radiogênico; 4-Pb radiogênico corrigido por fórmula e Pb inicial; U corrigido por fórmula

5-Idades em Ma. utilizando constantes de decaimento recomendadas por Steiger & Jäger (1977)

Figura 73-Diagrama concórdia U/Pb com regressão colinear de 2 frações de zircão de ortognaisse tonalítico do Complexo Floresta (afloramento ES-325), definindo uma idade de intercepto superior de 2.115 ± 30 Ma.; o intercepto inferior de ca.790 Ma. pode ter significado geológico, conforme se discute no texto.

Figura 74-Diagrama concórdia U/Pb mostrando regressão colinear de 3 frações de zircão de um metatufu da Sequência Lagoa das Contendas (afloramento ES-332), que define um intercepto superior de 1.012 ± 18 Ma.

Figura 75-Quatro frações de zircão dos metagranitóides São Pedro (afloramento ES-5)(cruzes) colocados contra uma regressão formada pelas amostras da Sequência Lagoa das Contendas (afloramento ES-332) e dos metagranitóides Recanto (afloramento ES-46)(quadrados e círculos respectivamente). As frações mais magnéticas do metagranitóide situam-se próximas da regressão, sugerindo que esses metagranitóides se formaram também por essa época.

O complexo migmatito-granítico contraccional foi analisado cronologicamente através de determinações U/Pb e Sm/Nd, os quais indicam uma época mais ou menos simultânea do vulcanismo Poço do Salgueiro. Assim, foi analisada uma amostra do metagranitóide Recanto do afloramento ES-46, do qual obteve-se quatro frações de zircões (tabela 16), que se dispõem em um diagrama concórdia, forneceram num padrão colinear, que fornece uma idade de intercepto superior de 1.037 ± 30 Ma (2σ) (figura 76b); o dado é consistente com duas idades modelos Sm/Nd (T_{DM}) obtidas nesta suíte de granitóides como se observa na tabela 17. A idade modelo da mesma amostra ES-46 é de 1,61 Ga., enquanto que a de um metagranitóide Riacho do Forno é de 1,42 Ga. Observa-se, assim, que o protólito desses metagranitóides anatéticos colisionais são supracrustais de idade mesoproterozóica; essas idades são interpretadas como idades mistas, incluindo uma contribuição paleo e neoproterozóica (Arndt & Goldstein, 1987).

Alguns dados isocrônicos Rb/Sr anteriormente obtidos sugerem idades coincidentes ou relativamente próximas da idade de formação desta rocha. Por exemplo, um diagrama isocrônico construído com apenas 3 pontos por Lima *et al.* (1985), apesar de relativamente precário, acusou uma idade de 890 ± 43 Ma., com uma "razão inicial" $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ de $0,718 \pm 0,00385$. Essa idade é comparável àquelas encontradas por Brito Neves *et al.* (1984) para os "gnaisses Vassouras e migmatitos do Complexo Cachoeirinha-Salgueiro", cujo diagrama isocrônico Rb/Sr indicou valores variando entre 1.010 ± 20 Ma ($N=5$ pontos e $\text{MSWD}=0,8$) e 960 ± 52 (para $N=7$ pontos e $\text{MSWD}=7,7$); ou seja, comprovando um quadro em que o sistema Rb/Sr, embora com evidente re-homogeneização isotópica, está praticamente cronometrando a época de formação da rocha (Faure, 1986).

Os pulsos graníticos transtracionais também foram caracterizados geocronologicamente através dos métodos U/Pb em zircão e idade modelo Sm/Nd. Os dados referentes ao Granodiorito Riacho do Icó, afloramento ES-14, estão apresentados nas tabelas 18 e 19, os quais foram lançados em um diagrama concórdia U/Pb. Três frações de zircão mostraram um arranjo colinear que intercepta superiormente a concórdia no ponto equivalente a $T=750 \pm 20$ Ma. (2σ) (figura 77), interpretado como a idade de colocação do plúton. As tabelas 18 e 19 mostram os dados U/Pb e Sm/Nd obtidos sobre o granito São João (afloramento ES-133). Os dados U/Pb são ainda inconsistentes, porque 4 frações de zircões dispõem-se concentradas no diagrama concórdia (figura 78), o que aliás, é uma característica composicional deste granito. Considerando-se as possibilidades extremas de trajetória da discórdia, com uma idade $\text{Pb}^{206}/\text{U}^{238}$ de 570 ± 10 Ma. e uma idade Pb/Pb (intercepto superior com linha discórdia traçada a partir da origem) de 620 ± 20 Ma., a única dedução possível é que ele deve ter-se colocado entre ca. 570 e 620 Ma. (figura 78), o que está perfeitamente de acordo com os dados geocronológicos até hoje disponíveis sobre os granitos brasileiros desta área.

As idades modelos Sm/Nd (T_{DM}) desses dois pulsos apresentaram valores de 1,28 e 1,76 Ga. (tabela 19), respectivamente, as quais são compatíveis com a idade de colocação desses plútons. Esses dados Sm/Nd podem refletir um episódio de diferenciação crosta-manto por essa época, mas considerando-se o caráter híbrido do Granodiorito Riacho do Icó e, crustal do Granito São João, acredita-se que tais idades representem idades mistas, refletindo uma contribuição/contaminação crustal transamazônica de material juvenil (?) brasileiro. A idade modelo do Granodiorito Riacho do Icó é muito próxima daquela inferida para o segmento acrescionário, seja do terreno Alto Pajeú, seja do terreno Alto Moxotó. Considerando-se a ocorrência de vários xenólitos de rochas máficas nesse Granodiorito (foto 42), pode-se supor que esta idade esteja refletindo a idade do provável material fonte; isto é, a idade deste segmento acrescionário, sugerindo então que esta idade representa, um episódio de diferenciação crosta-manto. Já a idade modelo do Granito São João, considerando-se o seu caráter crustal colisional (ou híbrido com forte componente sedimentar), a sua idade não reflete qualquer evento de formação de crosta; provavelmente ela resulta de uma mistura de componentes crustais, do embasamento transamazônico e das supracrustais mesoproterozóicas. Neste caso, é interessante observar que sua idade modelo não está muito distante daquela dos migmatitos e metagranitóides contracionais, Recanto e Riacho do Forno, de

1,68 e 1,42 Ga., respectivamente, sugerindo que possa haver uma relação petrogenética entre esses granitóides, que representariam uma verdadeira série granítica crustal.

O Complexo Lagoa das Pedras, portanto, começou a se formar no final do mesoproterozóico, sendo o vulcanismo e o plutonismo precoces de um período entre 1,0 e 1,1 Ga. Como migmatitos e metagranitóides evoluíram a partir dos protólitos metassedimentares e metavulcanossedimentares e estão associados a um episódio contraccional, supõe-se que essas rochas tenham se formado posteriormente; desta forma, ou os métodos geocronológicos não estão sendo suficientes para aferir uma pequena defasagem de tempo existente entre eles, ou eles estão fornecendo a idade do protólito.

A formação deste complexo culminou com intrusões graníticas cujas idades de formação situaram-se entre 750 e 570 Ma. Aqui, um outro aspecto merece ser comentado. Como a penetração desses granitos é controlada pela zona de cisalhamento Afogados da Ingazeira/Três Umbuzeiros, conclui-se que: 1) ou esta zona não faz parte do sistema transversal Pernambuco-Patos, datada em 600-550 Ma., podendo tão somente ter sido reativada por esse sistema; 2) ou o sistema transcorrente da Província começou a se individualizar há 750 Ma. atrás.

Em síntese, observa-se que os três terrenos, apesar de apresentarem diferenças litológicas e de nível crustal importantes, possuem um episódio acrescionário e de vulcanismo em comum. O Complexo Belém do São Francisco, que constitui o principal componente do terreno Pernambuco-Alagoas, considerando-se as poucas informações disponíveis e as recentes determinações de $T_{(DM)}$ Sm/Nd (Van Schmus *et al.*, 1993, 1994) parece tratar-se de um complexo anatético mesoproterozóico de grandes proporções, sem indício de uma evolução paleoproterozóica. Isso certamente indica uma pequena residência crustal e explica a baixa razão Sr^{87}/Sr^{86} encontrada nas isócronas Rb/Sr disponíveis neste terreno; a preservação do sistema isotópico Rb/Sr deve implicar em uma pequena influência de eventos termotectônicos posteriores capazes de alterar substancialmente o sistema isotópico original (magmático?, metamórfico?).

Os únicos dados de ϵNd desse Complexo, de +0,5 para o tempo de formação e de -4,9 para 600 Ma., sugerem também uma pequena influência crustal na formação desses fundidos. Alguns poucos granitos brasileiros ocorrem associados a sistemas de cisalhamento relacionados com o Lineamento Pernambuco; mesmo nesses casos, a idade modelo Sm/Nd indicada (1,55 Ga.) e o ϵNd de -5.2 parecem sugestivos de uma restrita contaminação crustal ou uma geração a partir de uma crosta recente.

O terreno Alto Moxotó inclui um fragmento antigo paleoproterozóico e acha-se envolvido por supracrustais mesoproterozóicas, como indicaram diagramas concórdias U/Pb em zircão. A existência desse substrato paleoproterozóico e uma reduzida atuação da migmatização em relação ao terreno Pernambuco-Alagoas indicam diferenças importantes de evolução e nível crustal entre esses dois terrenos. Um magmatismo toleítico e um vulcanismo calcioalcalino comprovam um episódio expressivo de acreção magmática há *ca.* 1,0 Ga. e uma afinidade das rochas vulcânicas com a de um ambiente de arco magmático. Não há dados Sm/Nd neste terreno, mas a existência de xenocristais de zircão aparentemente mais antigos em uma intrusiva granítica desta idade suporta a hipótese de uma contribuição ou

contaminação crustal pelo embasamento paleoproterozóico; um dado isocrônico Rb/Sr, passível de posterior confirmação, por outro lado, sugere a existência de ascensão de blocos antigos durante a atuação do episódio contraccional neste terreno. A ausência de dados isocrônicos Rb/Sr nas metavulcânicas e metagraníticas mesoproterozóicas, contudo, impede aferir-se a influência de eventos neoproterozóicos sobre essas rochas. Na realidade, não há registro de intrusões neoproterozóicas neste terreno, embora não se possa afastar a possibilidade de que fundidos anatéticos pouco expressivos possam estar associados aos cisalhamentos transcorrentes neoproterozóicos que afetam este terreno.

O terreno Alto Pajeú, bem documentado pelo Complexo Lagoa das Pedras, mostra o quadro evolutivo mais complexo da área. Não há registro de um embasamento paleoproterozóico, sendo o Complexo de idade meso e neoproterozóica. O magmatismo acrescionário precoce deve ser correlato ao encontrado nos outros terrenos, mais apresenta características distintas, possivelmente com vulcanismo associado. O vulcanismo intermediário e félsico é representado principalmente por vulcanoclásticas, enquanto que os migmatitos e metagranitóides presentes são tipicamente crustais associados ao evento contraccional, aparentemente fazendo parte de uma imensa *nappe* migmatito-granítica, a *nappe* da Serra de Jabitacá.

As idades de formação dessas vulcânicas e graníticas varia de 1,1 a 1,0 Ga., representando, portanto o mesmo episódio encontrado nos terrenos anteriores; entretanto, aparece neste terreno um bem desenvolvido magmatismo granítico neoproterozóico, o qual está ausente ou praticamente ausente nos anteriores. Este magmatismo faz parte do conjunto de intrusões neoproterozóicas do domínio Transnordestino, aparecendo a Complexo Lagoa das Pedras como parte de uma verdadeira frente granítica neoproterozóica instalada a partir daquele domínio. O desenvolvimento expressivo desse plutonismo granítico recente, entretanto, não foi suficiente para produzir uma re-homogeneização isotópica completa Rb/Sr nas rochas mais antigas.

Foi construída uma concórdia combinada das metavulcânicas Lagoa das Contendas e metagranitóides Recanto, sendo lançados também os dados das metavulcanoclásticas Poço do Salgueiro (figura 79). Observa-se que os dois primeiros definem uma discórdia de 7 pontos com um intercepto superior de 1,0 Ga., enquanto que os dados da última seqüência situam-se próximo deste alinhamento. Este dado coincide com várias determinações geocronológicas recentes encontradas abaixo do Lineamento de Patos. Brito Neves *et al.* (1990) interpretaram a idade de 1,2 Ga., determinada através do intercepto superior de concórdia U/Pb em zircão, de metavulcânicas bimodais da faixa Piancó-Alto Brígida como idade de formação dessas rochas num estágio *rift*. A idade isocrônica Rb/Sr de *ca.* 960 Ma. da mesma seqüência foi interpretada como de um evento tectono-metamórfico. Este evento orogenético teria se desenvolvido entre 1,1 e 0,9 Ga. (Santos, 1993), chamado de Cariris Velhos por Campos Neto *et al.* (1994), em um episódio que tem equivalentes relativamente bem datados no continente africano (Gass, 1981; Cahen *et al.*, 1984; Porada, 1987; Tassinari *et al.*, 1989) e na faixa Sunsas-Aguapeí (Litherland & Bloomfield, 1981; Litherland *et al.*, 1985; Brito Neves, 1992; Dalziel *et al.*, 1994), para citar as faixas mais próximas.

Um episódio acrescionário pré-brasiliano/panafricano tem sido descrito em várias partes do Brasil e da África. Por exemplo, um episódio importante, relacionado à formação de arcos magmáticos, tem sido descrito recentemente na parte sul do maciço central goiano, aparentemente associado à evolução da faixa de Brasília (Pimentel & Fuck, 1991; 1992), com um bem controlado acervo geocronológico que indica a formação desses arcos por volta de 900 Ma., algo comparável ao episódio Cariris Velhos. Da mesma forma, no escudo arábico-nubiano descreve-se uma distinta quebra estrutural, composicional e metamórfica há 1.000 Ma., com orogênese (?) há 960 Ma., de acordo com Gass (1981); segundo este autor, o escudo teria se formado durante o período de 1.200 e 500 Ma. por progressiva cratonização de numerosos arcos de ilha intraoceânicos, com deformação e obducção de ofiolitos durante as fases de colisão de arcos; ele registra ainda três episódios de formação de ofiolitos neste escudo, há 1.000, 800 e 600 Ma. Shakleton (1986) registrou igualmente uma sucessão de leves colisões resultantes de acreções sucessivas de arcos de ilhas nesta área. Kröner (1993), Kröner *et al.* (1992) e Kröner *et al.* (1993) confirmam esta longa evolução, descrevendo uma acreção lateral de microcontinentes e arcos desenvolvida no Panafricano *sensu lato*, entre 950 e 450 Ma., utilizando datações U/Pb através da técnica de evaporação de zircões.

Outras faixas panafricanas foram também alvo de um lento, embora expressivo, processo de acreção durante este período entre 1.000/900 e 500 Ma, como ocorreu na faixa de Gourma e Iforas a oeste do cráton do oeste africano, conforme demonstrado por Caby *et al.* (1981). Nesta faixa, assim como nos Alto Moxotó e Alto Pajeú, ocorre um nítido alinhamento de anomalias gravimétricas positivas, que caracteriza a zona de sutura. Daly (1986) descreve também uma conjunção de reativação de embasamento, magmatismo granítico e assimetria geral de ascensão através das faixas Irumide e Moçambique, que resultam de uma tectônica colisional associada a acreção durante um simples período orogênico que culminou há 1.100 Ma.

Considerando-se as isócronas Rb/Sr de *ca.* 1,0 Ga. obtidas no Complexo Belém do São Francisco (terreno Pernambuco-Alagoas) e outras isócronas Rb/Sr de metagranitóides do terreno Alto Pajeú (Scheid, 1992; Brito Neves, dado inédito), a inferência lógica é de que o episódio acrescionário/colisional teria ocorrido também há 1,0 Ga. Ora, esta dedução implica em vulcanismo e colisão simultâneos ou praticamente simultâneos, sugerindo a existência de um "ciclo" extremamente rápido, o que parece pouco provável. A presença de cristais de zircão xenocristalinos na Sequência vulcanoclástica Poço do Salgueiro, nos metagranitóides São Pedro e a derivação crustal colisional dos metagranitóides Recanto parecem apontar para uma outra alternativa: a de que o sistema U/Pb esteja aferindo idades de zircões herdados e, consequentemente, superestimando a idade do evento contraccional. Ou seja, é possível que essas idades sejam resultantes de contaminação dos fundidos graníticos contraccionais por cristais de zircão previamente formados durante o episódio vulcanogênico de 1,0 Ga.

Watson & Harrison (1984) mostraram que alguns acessórios de rochas graníticas crustais permanecem frequentemente no restito. Apatita, por exemplo, é sempre uma fase residual, enquanto que zircão pode ser também uma fase xenocristalina, em função da temperatura e composição do fundido.

Dados mais recentes têm mostrado que a solubilidade de monazita e zircão em fundidos graníticos é altamente variável, sendo controlada pelo tamanho do cristal, temperatura e conteúdo de alumina e voláteis no fundido. Segundo Harris & Inger (1992), no caso do granito Manaslu, nos Himalaias, o conteúdo de Zr (~50ppm) está próximo da saturação para um fundido peraluminoso e a morfologia do zircão sugere uma origem ígnea. Mas idades precambrianas têm sido encontradas em zircões de alguns granitos himalaianos, demonstrando a presença de cristais herdados. Por exemplo, no leucogranito do Everest, tem-se verificado que tanto a monazita, quanto o zircão apresentam expressivas populações de zircões herdados, estimando-se em um mínimo de 10% para a monazita e 20 a 50% para o zircão.

Os teores de Zr dos metagranitóides Recanto variam de 200 a 280 ppm, enquanto que no Riacho do Forno este valores situam-se entre 82 e 150 ppm, valores que estão muito acima do nível de saturação em fundidos crustais peraluminosos, sendo possível, então que parte dos zircões presentes nessas rochas sejam realmente herdados. Esta conclusão, aliás, estaria de acordo com as considerações petrogenéticas anteriores, de que a anatexia contraccional deve ter envolvido fusão incongruente de micas com ausência de vapor e pequena fração de fusão parcial. Restaria, apenas, considerar as determinações Rb/Sr que, em princípio, tenderiam a cronometrar o episódio contraccional, em função das condições de temperatura e pressão elevadas do *solidus* granítico. O comportamento do sistema Rb/Sr nem sempre é facilmente compreendido e, sob certas circunstâncias, ele pode até cronometrar a época de formação das rochas. Por exemplo, no escudo Arábico-Nubiano, as idades U/Pb e Pb/Pb em zircão, utilizando o método da concórdia e de monozircão, têm se situado 900 e 550 Ma. em área onde determinações Rb/Sr anteriores tinham apontado valores da ordem de *ca.* 1.200 Ma. (Kroner *et al.*, 1992). Na zona de arcos magmáticos brasileiros do oeste de Goiás, datações Rb/Sr e U/Pb em zircões de seqüências metavulcanossedimentares e gnaisses documentam um mesmo episódio de acreção, em torno de 900 Ma., apesar da atuação de um episódio tectono-magmático subsequente, brasileiro (Pimentel & Fuck, 1991).

A conclusão é de que não há dados suficientes para aferir-se o evento contraccional, que é, certamente, mais jovem que 1,0 Ga., idade da sedimentação e do vulcanismo dessa região.

TABELA 16-DADOS ISOTÓPICOS U/Pb DE ZIRCÕES DAS METAVULCANOCLÁSTICAS E METAGRANITÓIDES CONTRACIONAIS

		Concentrações ²		Observ. ³	Razões Atômicas ⁴			Idades (Ma) ⁵		
Amostra Fração ¹	Peso (mg)	U (ppm)	Pb (ppm)	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb
ES-131 (Sequência Poço do Salgueiro)										
<i>M(-1)Eu</i>	0,443	267	45	8403	0,15308	1,5504	0,07346	918	951	1027
<i>M(0)Eu</i>	0,575	400	65	8475	0,14763	1,4656	0,07200	888	916	986
<i>M(1)Eu</i>	0,106	663	99	4545	0,13922	1,3694	0,07200	840	876	967
<i>M(2)Eu</i>	0,094	476	70	2591	0,13676	1,3506	0,07162	826	868	975
Regressão: IS=1.089±143 Ma, II.=460±210 Ma; p<0,01										
ES-46 (Metagranitóide Recanto)										
<i>NM(0)Bulk</i>	0,444	364	53	12.195	0,14898	1,4793	0,07202	895	922	986
<i>M(0)</i>	0,572	518	73	11.363	0,14482	1,4232	0,07127	872	899	965
<i>M(1)</i>	0,654	473	65	3623	0,13912	1,3606	0,07093	840	872	956
<i>M(2)EU(9)</i>	0,014	737	91	2315	0,12849	1,2360	0,06970	779	817	920

Regressão: IS= 1.037±30 Ma, II= Observ.: Convenções, conforme a tabela 17

TABELA 17-DADOS ISOTÓPICOS Sm/Nd DOS MIGMATITOS/METAGRANITÓIDES CONTRACIONAIS

AMOSTRA	TIPO DE ROCHA	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Sm}$	ϵNd^1 (hoje)	ϵNd^2 (0,6Ga.)	Idade (Ga.)	ϵNd^2 (t)	$T(\text{DM})^3$
ES-34	Migmatito Rcho do Forno	0,1234	-8,6	-3,0	1,0	+0,8	1,42
ES-46	Metagranitóide Recanto	0,1327	-8,9	-3,9	1,03	-0,7	1,61

OBSERVAÇÕES: conforme a tabela 14

TABELA 18-DADOS ISOTÓPICOS U/Pb DE ZIRCÕES DO GRANODIORITO RIACHO DO ICÓ

		Concentrações ²		Observ. ³	Razões Atômicas ⁴			Idades (Ma) ⁵		
AMOSTRA/ Fração ¹	Peso (mg)	U (ppm)	Pb (ppm)	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb
ES-14 (granodiorito Riacho do Icó)										
NM(0)										
M(0)	1361	520	53	486	0,09355	0,8161	0,06327	577	606	717
M(2)	1545	666	63	476	0,08588	0,7472	0,06311	531	567	712
	0,347	776	72	202	0,07237	0,6205	0,06218	450	490	490

Regressão: IS = 750 ± 20 Ma. I.I. = 121 ± 37 Ma; P. = 0,06; observações: Convenções conforme tabela 15

TABELA 19-DADOS ISOTÓPICOS Sm/Nd DOS GRANITOS BRASILIANOS DO TERRENO ALTO PAJEÚ

AMOSTRA	TIPO DE ROCHA	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	ϵNd^1 (hoje)	ϵNd^2 (0,6Ga)	Idade (Ga)	ϵNd^2 (t)	$T(\text{DM})^3$
ES-133	Granito São João	0,1431	-8,0	-3,9	0,60	-3,9	1,76
ES-14	Granodiorito Rcho do Icó	0,1058	-9,7	-2,7	0,75	-1,0	1,28

Observações: conforme tabela 16

(a)

(b)

Figura 76-Diagramas concórdias U/Pb em zircão do Complexo Lagoa das Pedras: a) Sequência Poço do Salgueiro, afloramento ES-131; quatro frações de zircão com alinhamento pobre, definindo uma idade de intercepto superior de 1.089 ± 143 Ma.; (b) Metagranitóide Recanto, afloramento ES-46; quatro frações de zircão, mostrando um arranjo colinear que define uma idade de intercepto superior de 1.037 ± 30 Ma.

Figura 78-Diagrama concórdia U/Pb do Granodiorito Riacho do Icó, mostrando um arranjo colinear de 3 frações de zircão com intercepto superior que define uma idade de 750 ± 20 Ma.

Figura 79 - Diagrama concórdia U/Pb em zircão do granito São João, mostrando o arranjo não linear de 4 frações de zircão. A distribuição apenas permite inferir um espectro de idade entre 620 ± 20 e 570 ± 10 Ma.

Figura 80-Diagrama concórdia U/Pb composto com amostras da suite Lagoa das Contendas (quadrados cheios) e metagranitóides Recanto (círculos cheios), com 7 frações de zircão definindo uma linha de regressão de 1,0 Ga, e amostras da seqüência Poço do Salgueiro (quadrados abertos) situados pouco abaixo dessa linha

FIGURA 80 - MAPA DE LOCALIZAÇÃO DAS AMOSTRAS COM DATAÇÃO GEOCRONOLÓGICA

1- COMPLEXO BELÉM DO SÃO FRANCISCO; 2- COMPLEXO FLORESTA; 3-SUÍTE MALHA DA VERMELHA; 4-COMPLEXO CABROBÓ/SEQUÊNCIA LAGOA DAS CONTENDAS; META-GRANITOÍDES SÃO PEDRO; METATRONDHJEMITOS RIACHO DAS LAJES (UNIDADE 4a NO ENCARTE); 5-SUÍTE SERROTE DAS PEDRAS PRETAS; 6-SEQUÊNCIA POÇO DO SAL-GUEIRO; 7-METAGRANITOÍDES CONTRACIONAIS (INCLUINDO FAIXAS DE SUPRACRUSTAIS); 8-GRANODIORITO RIACHO DO IÇO (XENÓLITOS DE SUPRACRUSTAIS EXCLUÍDOS); 9-GRANITO SÃO JOÃO; 10-GRANITO SERRA DO ARAPUÁ.

9-ACRESÇÃO E COLISÃO NO COMPLEXO GRANÍTICO LAGOA DAS PEDRAS

9.1-A COLAGEM TECTÔNICA E O MAGMATISMO DE ACRESÇÃO

Os contrastes tectonoestratigráficos da região circunvizinha ao Complexo Lagoa das Pedras parecem típicos de amalgamação por acreção sucessiva ou colisão de terrenos (Coney *et al.*, 1980; Jones *et al.*, 1986), um padrão descrito na Cordilheira americana e que tem sido observado em muitas outras faixas orogênicas de diversas idades, em outras partes do mundo (e.g., Lewry & Sibbald, 1980; Lewry *et al.*, 1987; Patterson *et al.*, 1988; Barr 1990; Brown & D'Lemos, 1990; Quesada, 1991; 1992). No âmbito regional, os padrões estruturais, litoestratigráficos, tectônicos, geofísicos e geocronológicos demonstram os contrastes entre os terrenos Pernambuco-Alagoas, Alto Moxotó e Alto Pajeú, conforme ampla discussão anterior. Por outro lado, a presença de blocos e fatias do embasamento, a existência de uma série de fatias graníticas imbricadas entre as supracrustais, bem como de rochas metamáfico-ultramáficas com registro de um padrão bórico anômalo sugerem a atuação de uma ativa tectônica colisional com espessamento crustal no limite dos terrenos em redor do Complexo Lagoa das Pedras.

As suítes metamáfico-ultramáficas são particularmente importantes na separação desses terrenos. Elas foram interpretadas em investigações anteriores como membros de uma única Suíte, denominada de Serrote das Pedras Pretas, hipótese que parece aceitável. Entretanto, como as duas Suítes aqui discriminadas, Malhada Vermelha e Serrote das Pedras Pretas, possuem forma de ocorrência diferente e algumas dissemelhanças composicionais, preferiu-se manter uma separação entre as elas, até que investigações mais detalhadas possam discutir melhor as suas relações petrogenéticas e tectônicas. A discussão a seguir destaca os pontos mais importantes dessas duas Suítes, com vistas à caracterização geotectônica dos terrenos nela envolvidos.

Os dados geoquímicos da facies Tapuio da suíte aqui descrita como Serrote das Pedras Pretas, apesar das limitações apontadas em capítulo anterior, sugerem padrões de um MORB enriquecido, mas diagramas tais como TiO_2 vs Zr (Pearce, 1980) e Ti vs Zr de Pearce & Cann (1973) das amostras estudadas na presente tese, sem quaisquer evidências de acumulação de cristais, parecem apontar para toleitos de baixo K (figura 81), que constitui uma componente comum em arcos magmáticos primitivos. Nessas rochas, de quimismo aparentemente normal, observa-se que o teor de TiO_2 é efetivamente baixo, porquanto teores mais elevados deste óxido tenderiam a posicionar os pontos nos diagramas, seja no campo dos basaltos intraplaca (figura 81a), seja no campo dos basaltos de fundo oceânico (campo D do diagrama da figura 81b).

Uma conclusão semelhante foi também encontrada por Beurlen *et al.* (1992) e Almeida *et al.* (1993) ao estudarem as rochas metamáficas da região de Itatuba (PB), um provável correlativo do magmatismo máfico-ultramáfico de Floresta.

Figura 81-Diagrama discriminantes de ambientes tectônicos TiO_2 vs. Zr e Ti vs Zr das Suítes Serrote das Pedras Pretas e Mahada Vermelha utilizando-se as amostras analisadas nesta tese.

A similaridade da Suíte Serrote das Pedras Pretas *sensu lato* com a Suíte da Fazenda Esperança, Bodocó (PE) foi relatada por Beurlen (1988), o qual encontrou os mesmos padrões geoquímicos e de evolução metamórfica nessas duas suítes. Investigações de química mineral de piroxênios e granadas da Fazenda Esperança realizadas por Beurlen & Villaroel (1991) e Beurlen *et al.* (1992), por sua vez, demonstraram a existência de paragéneses metamórficas reliquias de facies eclogito, ainda não demonstrada na Suíte Serrote das Pedras Pretas; contudo, a abundância de texturas symplectíticas sugestivas de desestabilização de paragéneses eclogíticas, conforme descrito amplamente nesta tese, parece indicar que esta Suíte também teria sido metamorfizada até um pico de pressão semelhante àquele observado em Bodocó. A possibilidade de que se trata de uma suíte ofiolítica em ambiente oceânico, seja ORB, seja membro primitivo de arco ou ainda de uma bacia de retroarco (Shervais, 1986), parece a mais adequada, de acordo com os padrões geoquímicos e com a ocorrência provável de eclogitos.

Adicionalmente, devemos considerar as relações de campo e levar em conta alguns aspectos de ordem regional. Assim, a Suíte Malhada Vermelha é formada principalmente por rochas máficas, predominantemente gabrodioríticas e anortosíticas ricas em titanomagnetita, enquanto que a suíte Serrote das Pedras Pretas é máfico-ultramáfica rica em ilmenita. Isto pode representar ambientes de distintas condições de formação e/ou metamorfismo, oxidantes e de alta fugacidade no primeiro caso, e redutoras e de baixa fugacidade no segundo. Além disso, a facies Tapuio desta última pode representar ou incluir uma componente vulcanogênica, associando-se à vulcanoclásticas e grauvacas vulcânicas da suíte Poço do Salgueiro.

Os corpos "intrusivos" maiores dessas duas Suítes estão encaixados seja pelas intrusões graníticas contracionais, no caso da Suíte Serrote das Pedras Pretas, seja pelo embasamento paleoproterozóico, no caso da Suíte Malhada Vermelha. Em ambos os casos, eles estão situados nas proximidades dos limites entre os três terrenos da área; isto é, a Suíte Serrote das Pedras Pretas, no limite

entre os terrenos Alto Moxotó e Alto Pajeú, e a Suíte Malhada Vermelha, no limite do terreno Alto Moxotó com o terreno Pernambuco Alagoas. Então, independente de representarem suítes distintas, ambas teriam sido colocadas nesta área em limites crustais importantes, prováveis suturas internas do orógeno, fazendo parte, portanto, de um complexo colisional, representando alóctones alojados neste nível crustal juntamente com o complexo granítico anatótico contraccional. A associação da Suíte Malhada Vermelha com o Complexo Floresta e da Suíte Serrote das Pedras Pretas com a pilha espessada da sutura de colisão entre os terrenos Alto Moxotó e Alto Pajeú, por outro lado, revelam níveis crustais distintos de colocação, apesar de ambos estarem hoje lado a lado.

No caso da Suíte Malhada Vermelha, as relações de ordem regional mostram contextos similares com dois outros complexos, igualmente mineralizados em Fe-Ti: o complexo gabro-anortosítico de Barro Vermelho (Santos, 1977), colocado no bloco Mulungu/Feliciano, que está em contato com uma sequência metavulcanossedimentar similar à Lagoa das Contendas (?), na região de Custódia (Santos *et al.*, 1995); e com o complexo gabro-diorítico-anortosítico de Passira (Silva Filho *et al.*, 1979; Farina *et al.*, 1981), encaixado num bloco paleoproterozóico, também no limite com uma sequência metavulcanossedimentar (Barbosa, 1990), embora neste caso, separado das ocorrências de Floresta e Custódia por uma expressiva zona de cisalhamento transcorrente regional, o sistema do Congo. Se esta correlação for válida, a Suíte Malhada Vermelha possui uma vertente gabro-anortosítica, intrusiva no embasamento ou na interface embasamento-cobertura e constitui um *trend* distinto daquele da Suíte Serrote das Pedras Pretas. Deve-se ressaltar a presença de blocos de um embasamento granulítico no contexto do terreno Alto Moxotó, o Complexo Floresta, sugerindo a ascensão de blocos crustais de nível profundo neste terreno.

A situação geotectônica seria comparável ao de muitas ocorrências de rochas máficas e ultramáficas, mineralizadas ou não em ferro-titânio, que ocorrem em terrenos de diversas idades pelo mundo. Este é o caso da área de Gairloch, noroeste da Escócia, onde coexistem geograficamente duas suítes máficas paleoproterozóicas do Complexo Lewisian: os anfibolitos inseridos nas supracrustais do Grupo Loch Maree e os diques Scourie, que cortam o embasamento da sequência (Jonhson *et al.*, 1987). Esta Suíte poderia também ser comparável a uma intrusão estratificada do tipo *sill* do Rio Jacaré, mineralizada em Fe-Ti e V, e situada num limite colisional transamazônico do cráton do São Francisco (Brito, 1984).

Considerando-se as ocorrências mesoproterozóicas, cita-se, por exemplo, o complexo ígneo *Rincón del Tigre*, lacólito colocado em um ambiente do tipo *rift* da faixa Sunsas-Aguapeí (1.100 Ma.) na Bolívia (Annels *et al.*, 1986). Ou ainda o caso dos clássicos complexos gabro-anortosíticos encontrados, por exemplo, na Província Grenville, mineralizados ou não em Fe-Ti, com idades variando de 1,5 a 1,0 Ga., os quais ocorrem no interior da Província cortando supracrustais e embasamento de diversas idades (Anderson & Burke, 1983; Easton, 1986; Gower & Ryan, 1986; Windley, 1989; Hoffman, 1989). Deve-se ressaltar, entretanto que, das amostras analisadas, menos de 10% têm composições anortosíticas; além disso, as mineralizações de Fe-Ti não estão associadas aos anortositos, como é o dominante nesta Província. A abundância de gabros e rochas intermediárias (quartzo diorito, tonalito, monzodiorito e

quartzomonzodiorito) deixam em aberto outras possibilidades. Esse tipo de rocha é muito comum entre as plutônicas dos complexos ofiolíticos ou dos complexos calcioalcalinos de arcos magmáticos. Por exemplo, observa-se certa semelhança de nossa Suíte com o Complexo Ougda-Tassendjanet do segmento Hoggar-Iforas do cinturão panafricano Transaariano, o qual é formado por trondhjemitos, tonalitos, quartzo gabros e granada metagabros, estes últimos sendo interpretados como um estágio precoce do Complexo, na facies granulito, de acordo com Caby *et al.* (1981); esses autores descrevem também toleitos oceânicos passando para associações com afinidade calcioalcalina de 800 Ma. nesta região. As suítes ofiolíticas panafricanas do escudo Arábico-Nubiano contêm igualmente uma componente intrusiva importante, onde são abundantes gabros, tonalitos e trondhjemitos/plagiogranitos, datados entre 900 e 700 Ma. (Pallister *et al.*, 1988).

Com relação à Suíte Serrote das Pedras Pretas, duas alternativas de origem são possíveis: tanto um resto de crosta oceânica "subductada" e recolocada subsequentemente na crosta superior pela tectônica colisional; quanto um remanescente oceânico em um sistema de arcos primitivos deformado em uma sutura colisional. É interessante, neste caso considerar que este limite coincide com uma frente granítica brasileira, amplamente dominante nos terrenos Alto Pajeú e Piancó-Alto Brígida, e ausente no Alto Moxotó. Assim, não se afasta a possibilidade de que essas duas suítes representem pulsos até de idades distintas dentro da evolução do orógeno, fato bastante comum na evolução de diversas faixas orogênicas melhor conhecidas em outras partes do mundo.

O magmatismo de maior expressão no terreno Alto Moxotó é o da Suíte Lagoa das Contendas e dos metagranitóides contracionais metaluminosos. Os padrões da suíte metavulcânica, apesar dos poucos dados disponíveis, são de uma série calcioalcalina de médio a alto K, com uma assinatura geoquímica de arco magmático. A existência de metagranitóides calcioalcalinos e trondhjemíticos metaluminosos confinados a este terreno pode indicar que essas rochas representem a componente intrusiva de um sistema acrescionário, que teria sido deformada e fragmentada por processos colisionais subsequentes. Ou seja, a colocação seria de origem tectônica e não resultante de anatexia crustal ligada à colisão, representando, portanto, mais um segmento acrescionado tectonicamente.

Neste item, vamos explorar mais uma possível conexão petrogenética das vulcânicas com os granitóides, com base em alguns dados geoquímicos. Como visto anteriormente, distingue-se entre os granitóides os tipos potássicos, correspondentes aos metagranitóides São Pedro, e os tipos sódicos, representados pelos metatrondhjemitos Riacho das Lajes. No diagrama Ab-An-Or de O'Connor (1965) já apresentado anteriormente (figura 84), incluímos os dados da Suíte Lagoa das Contendas para comparação, observando-se claramente o caráter trondhjemítico da unidade Riacho das Lajes, que contrasta nitidamente com a da Sequência Lagoa das Contendas e dos metagranitóides São Pedro. Vimos também que os teores de K_2O abaixo de 1% dos metatrondhjemitos Riacho das Lajes representam uma característica comum entre os plagiogranitos oceânicos (Coleman & Donato, 1979; Maniar & Piccoli, 1989); o teor de alumina para trondhjemitos com 70% de sílica (Barker, 1979) e a relação Al_2O_3/Yb (apesar de restrita a uma única amostra) são também compatíveis com esta possibilidade.

Essa distinção ocorre também a nível de elementos menores, onde os metagranitóides São Pedro apresentam uma maior razão entre elementos LIL/HFS, distinguindo-se os trondhjemitos pelo empobrecimento extremo de Rb, Ba, K, além de Nb e enriquecimento em La e terras raras pesadas em relação aos metagranitóides; e estes pelas acentuadas anomalias positivas de Ba e Sr. Apesar dessas diferenças, observa-se que em ambos os granitóides as médias das razões K/Rb, Rb/Sr e Rb/Ba (tabela 21), ainda que sem significado estatístico devido ao número reduzido das amostras, mostram valores que só se aproximam da média dos granitos tipo M, segundo Whalen *et al.* (1987), diferenciando-se destes, apenas pelo baixo teor em Rb. Esses baixos teores de Rb e as razões Rb/Sr e K/Ba dos metatrondhjemitos, entretanto, são comparáveis aquelas encontradas entre os plagiogranitos (Ishizaka & Yanagi, 1977; Coleman & Donato, 1979); de acordo com esses autores, plagiogranitos contêm menos que 5 ppm de Rb, teores de K₂O abaixo de 1% e razões Rb/Sr inferiores a 0,015 (figura 82).

O extremo empobrecimento em Rb e K desses metatrondhjemitos é também comparável ao de rochas que perderam esses elementos através de lixiviação por metamorfismo granulítico, com alta atividade de CO₂ (Nicollet *et al.*, 1979), mas tal grau metamórfico só foi encontrado entre as rochas do embasamento, conforme comentários anteriores. Além disso, dois outros aspectos são inteiramente incompatíveis com os encontrados em terrenos granulíticos: 1) um enriquecimento em U e Th; 2) os padrões de terras raras dos nossos metatrondhjemitos são completamente diferentes daqueles dos tonalitos e trondhjemitos granulíticos lewisianos, os quais mostram um profundo empobrecimento em terras raras pesadas, um forte fracionamento terras raras leves/pesadas e uma expressiva anomalia positiva de Eu (Tarney & Saunders, 1979; Weaver & Tarney, 1983).

Com relação aos metagranitóides, conforme já comentado anteriormente, apesar do aparente controle das intrusões pela tectônica contracional, esses granitóides do terreno Alto Moxotó não devem ter se formado por anatexia de rochas supracrustais associada ao episódio contracional. Os aranhogramas normalizados para o ORG tanto dos metagranitóides São Pedro, quanto dos metatrondhjemitos Riacho das Lajes (figura 29) só são comparáveis ao dos granitos de arco vulcânico oceânico, do tipo da Jamaica (Pearce *et al.*, 1984). Nos diagramas Hf vs. Rb/10 vs. Ta x 3 e Hf vs. Rb/30 vs. Ta x 3 (Harris *et al.*, 1986) os metatrondhjemitos (comparados com 2 amostras da Suíte Lagoa das Contendas) se colocam no campo dos granitos intraplaca (figura 82). Entretanto, considerando-se a dificuldade de determinação analítica de elementos tais como Ta e Hf e as suítes padrões utilizadas na configuração desses diagramas, a partir destes gráficos pode-se apenas deduzir que:

- 1) de acordo com o primeiro diagrama, conclui-se que os metatrondhjemitos são rochas muito pobres em Rb, podendo ser tanto intrusivas de fundo oceânico, quanto intraplaca continental (dependendo da razão Ta/Hf);

- 2) o segundo diagrama compara apenas granitos intraplaca com os de arco vulcânico e alguns tipos colisionais, concluindo-se apenas que os metatrondhjemitos não pertencem aos dois últimos grupamentos.

A ocorrência de trondhjemitos é de suma importância, por causa das condições peculiares de formação dessas rochas. Barker (1979) sintetizou a geração das suítes tonalíticas-trondhjemíticas nos seguintes ambientes: 1) em terrenos de gnaisses cinzentos arqueanos como um tipo majoritário, muitas vezes em associação com rochas basálticas e, em alguns casos, com rochas komatiíticas, formando uma suíte bi ou trimodal; 2) na periferia de *greenstone belts* arqueanos, usualmente acompanhados por plútons de granodiorito e granito; 3) ao longo de margens continentais proteró/paleozóicas (provavelmente associadas subducção e zonas de expansão retroarco) e meso/cenozóicas (certamente relacionadas subducção); 4) duas outras associações diferentes desses tipos comuns, correspondentes a regiões subvulcânicas de arcos de ilhas e a plagiogranitos das suítes ofiolíticas.

A maioria das ocorrências de tonalitos, dacitos e trondhjemitos em todo mundo são de suítes bimodais, geralmente difíceis de serem interpretadas através de um modelo de diferenciação por cristalização fracionada; em raros casos, como em Uusikalpunkki-Kalanti, sudoeste da Finlândia, essas suítes são composicionalmente completas e, somente nestes casos, descritos como séries calcialcalinas trondhjemíticas, o mecanismo acima pode ser invocado (Arth *et al.*, 1977). Trondhjemitos de dupla origem, as vezes, ocorrem conjuntamente, como descrito por Malpas (1979) em Newfoundland, Canadá. Nesta área, trondhjemitos dos Complexos *Little Port* e *Bay of Islands* apresentam distintas formas de ocorrência e assinatura geoquímica, sendo os primeiros resultantes de fusão parcial de anfibolitos, enquanto que os últimos são comparáveis aos plagiogranitos oceânicos, representando os membros finais de uma suíte diferenciada gabro-diorito-granodiorito-trondhjemito.

Como já havia sido observado no capítulo 4, os metatrondhjemitos possuem teores de TiO_2 muito baixos, sugerindo pressões em torno ou abaixo de 8kb (Rapp *et al.*, 1991). Segundo Barker (1979), trondhjemitos, dacitos a alta alumina e seus equivalentes extrusivos podem ser produzidos: 1) por diferenciação de magma basáltico hidratado, com cumulos ricos em hornblenda e hornblenda-biotita dioritos; 2) por fusão parcial de quartzo eclogitos ou anfibolito (hornblenda-plagioclásio $\pm$ quartzo $\pm$ granada); o resíduo da fusão parcial, neste caso, seria formado pela seguinte associação: piroxênio-granada ou clinopiroxênio $\pm$ hornblenda $\pm$ ortopiroxênio $\pm$ granada (líquido rico em alumina) $\pm$ plagioclásio (líquido pobre em alumina).

Diversos autores têm demonstrado, inclusive experimentalmente, que a fusão de toleítos produz líquidos tonalíticos, com resíduo de quartzo-eclogito (Arth & Hanson, 1975; Johnston & Wyllie, 1981; Rapp *et al.*, 1991; Rudnick, 1992), cuja composição varia com a fração de fundido. As condições de fusão parcial para geração desses líquidos trondhjemíticos pode ser inferida a partir de investigações experimentais, conforme salientado anteriormente, e conforme demonstra a tabela 20, reproduzida de Rudnick (1992), indicando-se temperaturas da ordem de 950 a 1000°C com mais de 35% de fração de fundido, para a desestabilização da hornblenda e formação de líquidos tonalíticos.

TABELA 20-MINERALOGIA DO RESTITO PRODUZIDO POR FUSÃO COM AUSÊNCIA DE VAPOR DE VÁRIOS TIPOS DE ROCHAS (Reproduzido de Rudnick, 1992)

COMPOSIÇÃO PROTÓLITO	Anfibolito	Tonalito	Granodiorito	Grauvaca	Pelito
REFERÊNCIA	1, 2	3	4	4, 5	6
MINERALOGIA	Hb+Opx+ Cpx+Pl+Ilm (1) Pl+Cpx+ Opx+Mt (2)	Cpx+Pl+Mt	Cpx+Opx+ Pl±Q	Pl+Gt+Opx+Q	Gt+Q+Pl+ Sill
REAÇÃO DE FUSÃO	Desestabilização de hornblenda	Desestabiliz. hornblenda	Desestabiliz. hornblenda	Desestabiliz. biotita	Desestabiliz. biotita
TEMPERATURA DA REAÇÃO	950-1.000°C	925-975°C	825-850°C	825-850°C	850-875°C
FRAÇÃO DE FUNDIDO	≥35%	≥35%	≥40%	≥35%	≥40%
COMPOSIÇÃO DO FUNDIDO	Tonalito	Granodiorito	Granito	Granito	Granito

Obs. Minerais listados por ordem de abundância: Hb-Hornblenda; Opx-Ortopiroxênio; Cpx-Clinopiroxênio; Pl-Plagioclásio;

Q-Quartzo; Ilm-Ilmenita; Mt-Magnetita; Gt-Granada. Referências citadas em Rudnick (1992): (1) Beard & Lofgren (1989); (2)

Rushmer (1991); (3) (1991); (3) Rutter & Wyllie (1988); (4) Conrad *et al.* (1988); (5) Vielzeuf *et al.* (1990); (6) Vielzeuf &

Holloway (1988).

A presença de rochas provavelmente eclogíticas ou ricas em clinopiroxênio-granada na Suíte Malhada Vermelha torna muito razoável considerar-se uma origem desses trondhjemitos por fusão parcial dessas rochas máficas toleíticas, porque, como vimos, o mecanismo de cristalização fracionada, em princípio, tenderia a produzir cumulos ricos em hornblenda. Então, a hipótese mais provável é de que toleitos, trondhjemitos e eclogitos estariam relacionados geneticamente, formando uma suíte bimodal Malhada Vermelha-Riacho das Lajes (-São Pedro?), com padrões de distribuição geoquímica como os ilustrados na figura 86.

A ocorrência de zircões de 1,0 Ga. e mais antigos nos metagranitóides São Pedro e esse caráter bimodal permitem uma comparação com os granitos anorogênicos mesoproterozóicos encontrados em diversas partes do mundo, inclusive no cráton amazônico. Por exemplo, uma expressiva atividade magmática anorogênica caracteriza grande parte do período entre 1.030 e 1770 Ma., numa faixa que atravessa o sudoeste do Estados Unidos e Labrador a nordeste, estendendo-se pelo sul da Groenlândia e escudo báltico (Anderson, 1983). Esse magmatismo, entretanto, caracteriza-se pela associação de rochas gabróicas e anortosíticas, uma distinta série mangerítica de composição intermediária primária e granitos de afinidade rapakivi, características que não são encontradas na suíte bimodal aqui estudada. A comparação mais provável, considerando-se o ambiente sugerido pela Sequência Lagoa das Contendas, é com o de suítes relacionadas com subducção, acreditando-se na formação dos leucogranitos e

trondhjemitos durante o mecanismo de expulsão e descompressão da crosta oceânica "subductada", que seria compatível com as pressões moderadas inferidas para a formação dessas rochas.

Os padrões geoquímicos da Sequência Lagoa das Contendas, assim como dos metagranitóides São Pedro, como foi visto anteriormente, são muito comparáveis aos de arcos magmáticos modernos, incluindo os aranhagramas normalizados para o manto primordial, com suas características anomalias negativas de Nb e Ti. Alguns autores têm ressaltado o fato de que anomalias negativas de Nb e Ti não são exclusivas do magmatismo de arco, pois estudos experimentais sobre a solubilidade do rutilo têm mostrado que magmas crustais típicos são muito pobres nesses elementos e muito ricos em Th e terras raras leves. Segundo Pin & Marini (1993), a adição de componentes crustais, assim como a assimilação de fundidos crustais nos quais zircão e rutilo permaneceram quase insolúveis poderiam explicar as anomalias negativas de Nb, Ti e Zr em aranhagramas, produzindo padrões calcioalcalinos.

Aparentemente, essas observações não provam a ausência da subducção, servindo mais para demonstrar a existência de outros mecanismos capazes de produzir padrões similares aos de associações geradas nestes ambientes. Por tudo que foi descrito acima, as suítes magmáticas do terreno Moxotó parecem mais coerentes com o de ambientes de arcos magmáticos e não intracontinentais tipo *rift*. Além disso, o padrão de terras raras das lavas calcioalcalinas aqui descritas não são coerentes com aqueles deste último ambiente, os quais, geralmente apresentam expressiva anomalia negativa de Eu (Wilson, 1989).

Em síntese, o magmatismo presente no terreno Alto Moxotó parece comprovar a existência de um evento importante de acreção crustal há *ca.*1,0 Ga. nesta área, envolvendo um segmento acrecionário primitivo e uma suíte mais evoluída relacionada com um arco magmático. Convém lembrar que a sequência metassedimentar associada com a Suíte Lagoa das Contendas é formada por supracrustais de natureza principalmente pelítica, carbonática, calciossilicática, com alguns BIF's, uma associação sugestiva de um ambiente deposicional distal, talvez pelágico, que é encontrado, por exemplo, em associação com ofiolitos na sutura Yanbu, escudo Arábico-Nubiano, cujos terrenos foram amalgamados entre 900 e 650 Ma. (Pallister *et al.*, 1988; Kröner *et al.*, 1992).

TABELA 21-RAZÕES DE ELEMENTOS TRAÇOS DOS METAGRANITÓIDES SÃO PEDRO E METATRONDHJEMITOS

RIACHO DAS LAJES COMPARADAS COM DIVERSOS TIPOS DE GRANITOS

AMOSTRA/ GRANITO TIPO	RAZÃO K/Rb	RAZÃO Rb/Sr	RAZÃO Rb/Ba
<i>Tipo I (991)¹</i>	93	0,61	0,28
<i>Tipo S (578)¹</i>	76	1,81	0,46
<i>Tipo I félsico (421)¹</i>	88	1,36	0,38
<i>Tipo S félsico(205)¹</i>	68	3,42	0,71
<i>Tipo A (148)¹</i>	114	3,52	0,48
<i>Tipo M (17)¹</i>	299	0,06	0,07
<i>Plagiogranito²:</i>			
<i>Oman (2)</i>	125	0,05	0,07
<i>Chipre (4)</i>	454	0,02	0,05
<i>Oregon (1)</i>	761	0,02	-
<i>Uusikalpanki-</i>			
<i>Kalanti(1)</i>	112	0,17	0,31
<i>Tihama Asir (1)</i>	122	0,59	0,20
<i>Trondhjemitó³</i>			
<i>Little Port (10)</i>	248	0,09	0,2
<i>Bay of Islands</i>	374	0,01	0,03
<i>(5)</i>			
Média meta- trondhjemitó(3)	510	0,01	0,04
Média meta- granitóide(3)	463	0,02	0,01

Obs.-Números entre parênteses correspondem à quantidade de amostras; números sobrescritos referem-se às fontes: (1) Whalen *et al.* (1987); (2) Coleman & Donato (1979); (3) Malpas (1979)

Figura 82-Diagrama Rb/Sr dos metatrondhjemitos Riacho das Lajes, comparados a rochas de mesma afinidade em diversos ambientes tectônicos; campos segundo Coleman & Donato (1979)

Figura 83-(a) Diagrama Ab-An-Or dos metagranitóides São Pedro, metatrondhjemitos Riacho das Lajes, comparados com a Sequência Lagoa das Contendas; (b) e (c) diagramas discriminantes de ambiente tectônico dos metatrondhjemitos e da Sequência Lagoa das Contendas.

Figura 84-Diagrama albíta-anortita-ortoclásio dos metatrondhjemitos Riacho das Lajes comparados com as metamáficas da Suíte Malhada Vermelha.

Figura 85-Diagramas AFM e K_2O vs. sílica dos metatrondhjemitos Riacho das Lajes comparados com a Suíte Malhada Vermelha. (a) campos segundo Nicollet et al. (1979): 1-campo eclogítico segundo Wager & Brown (1968); 2-basaltos e gabros oceânicos conforme Mottana et al. (1968); 3-campo dos granitos; (b) campos segundo Coleman & Donato (1979): 1-granófiro continental; 2-trondhjemito continental; 3-plagiogranito oceânico; 4-basalto toleítico continental; 5-basaltos e gabros subalcalinos oceânicos; 6-gabro cumulático.

9.2-OS GRANITOS CRUSTAIS E A TECTÔNICA COLISIONAL NO LIMITE PAJEÚ/MOXOTÓ

As rochas intrusivas contracionais do terreno Alto Pajeú, metagranitóides Recanto e Riacho do Forno, são efetivamente produtos de fusão parcial das seqüências supracrustais desse terreno, as seqüências São Caetano e Poço do Salgueiro e, como tal, diferem bastante das graníticas do terreno Alto Moxotó. As características da seqüência Poço do Salgueiro e dos metagranitóides Recanto e Riacho do Forno já foram descritas individualmente nos capítulos anteriores, de modo que aqui serão abordados apenas as possibilidades de evolução petrogenética dentro do quadro geotectônico. Foi demonstrado que a principal característica desse conjunto é seu caráter peraluminoso e a relação dos metagranitóides com uma anatexia sincontracional. Assim como os metagranitóides, as metavulcanoclásticas Poço do Salgueiro também mostram um espectro composicional restrito, correspondendo à dacitos, riolitos e riolitos. A similaridade composicional dos metagranitóides Recanto com essas metavulcanoclásticas é evidente, conforme mostram as figuras 86 e 87.

O diagrama Q-P de Debon & Le Fort (1983) (figura 86) mostra um espectro composicional limitado a granodiorito-adamelito-granito, onde as supracrustais representam a componente mais pobre em feldspato potássico (situando-se no campo granodiorítico ou limite granodiorito/adamelito). O aranhograma normalizado para o manto primitivo (figura 86) indica um padrão quase idêntico dessas rochas, com um discreto enriquecimento na maioria dos elementos incompatíveis dos metagranitóides em relação às metavulcanoclásticas, exceção de Ba, Sr e Ti, que são empobrecidos. O diagrama de terras raras normalizado para o condrito (figura 87) mostra também uma superposição das curvas, com um maior empobrecimento em terras raras no caso dos metagranitóides Riacho do Forno. Esses dados geoquímicos confirmam o pequeno grau de fusão parcial envolvido nessas rochas, principalmente no caso dos metagranitóides Recanto, onde não se verifica qualquer mudança de conteúdo em relação às metavulcanoclásticas. Estes dados podem sugerir, inclusive, que a formação dos metagranitóides Recanto teria ocorrido em um sistema relativamente fechado, com recristalização metamórfica predominando sobre outros mecanismos de migmatização (Ashworth, 1985; Johannes, 1983; Olsen, 1983, 1985).

O íntimo relacionamento com as supracrustais, os processos de migmatização envolvidos e o alojamento como fatias concordantes com a foliação S_2/S_3 contracional comprovam o mecanismo de formação e a relação com o evento tectônico associado. Trata-se, portanto, de granitos tipo *S* ou crustais colisionais associados à cisalhamento/empurrão (himalaianos) (Hollister & Crawford, 1986; Barbarin, 1990) e parecem fazer parte de uma megaestrutura regional, uma provável *nappe* migmatítica e granítica, aflorante a nordeste da área, correspondendo ao que foi denominado por Santos (1977) e Wanderley *et al.* (1992) de "maciço da Serra de Jabitacá". Esta "*nappe*" é composta por metatexitos e diatexitos e por batólitos graníticos da suíte granítica Sítio dos Nunes, estes últimos com características de granitos crustais (colisionais) intrusivos, os quais são comuns penetrando as supracrustais; ou seja, tudo sugere que tais plútons intrusivos representem fundidos gerados na base da "*nappe*" por anatexia crustal, sendo segregados e transportados para níveis superiores da crosta, através de um mecanismo similares aos descritos por Wickan nos Pirineus (1987) e Brown (1994) no maciço armoricano, embora seja claro em

nosso caso um lapso de tempo entre os pulsos. A conexão entre esses dois ambientes deve ocorrer na região de Betânia, onde migmatitos e metagranitóides similares aos descritos nesta tese coexistem com granitos da suíte Sítio dos Nunes (figura 5).

Figura 86-Diagrama Q-P multicatiônico e aranhagrama normalizado para o manto primitivo dos migmatitos e metagranitóides Recanto e Riacho do Forno comparados com a Sequência Poço do Salgueiro.

Figura 87-Diagrama de terras raras normalizado para o condrito dos migmatitos e metagranitóides contracionais comparados com a Sequência Poço do Salgueiro.

No Complexo Lagoa das Pedras, distingue-se também duas suítes crustais em coexistência: os migmatitos e metagranitóides Recanto e Riacho do Forno e o granito São João. Os primeiros são indiscutivelmente de natureza crustal anatética, como demonstrado anteriormente. Verificou-se que a assinatura geoquímica do Granito São João é bastante heterogênea e mesmo as amostras mais

empobrecidas em Rb (i.e., sem considerar a amostra ES-133, de forte influência crustal), apresentam um comportamento muito irregular e distinto, por exemplo do Granodiorito Riacho do Icó, como mostra a figura 88. Observa-se que eles são mais enriquecidos em Y, do que se esperaria para um mecanismo de fracionamento envolvendo o Granodiorito; os diagramas Y vs. Zr e CaO vs. Y, por exemplo, demonstram claramente que eles se posicionam fora dos *trends* de fracionamento do Granodiorito, como anteriormente definidos. Apesar do número limitado de amostras, não há qualquer esboço de alinhamento das amostras analisadas do Granito São João e o diagrama Rb vs. Zr (figura 88) demonstra claramente sua heterogeneidade composicional.

O Granito São João foi incluído por Lima *et al.* (1985) na Suíte Serra do Man, uma correlação aparentemente aceitável, em função da cronologia dos pulsos graníticos desta área. Entretanto, as diferenças mineralógicas e composicionais entre eles são evidentes, acreditando-se numa melhor correlação com os granitos tipo Sítio dos Nunes, descritos por Santos (1977) e Santos & Vasconcelos (1976), e redefinidos por Lima *et al.* (1985) dentro da Suíte Sítio dos Nunes. O Granito São João, aparentemente, é idêntico aos granitos da Serra do Zuza e de Fátima dessa Suíte (Santos & Vasconcelos, 1976), localizados nas proximidades da zona de cisalhamento Afogados da Ingazeira, identidade que se acentua, inclusive, pela similaridade do regime dúctil-frágil de colocação desses plútons.

Esses padrões associados a: (a) altos teores de sílica e espectro composicional restrito; (b) praticamente ausência de autólitos máficos microgranulares; (c) existência de numerosos xenólitos de supracrustais na parte oeste da intrusão, tornam provável uma origem crustal (tipo S ou crustal colisional intrusivo; Barbarin, 1990) ou híbrida com forte contribuição crustal (tipo Hs, Castro *et al.*, 1992) para este granito, devendo, assim, representar um plúton da Suíte granítica Sítio dos Nunes. Os diagramas das figuras 89 e 90 mostram uma comparação entre o Granito São João e os metagranitóides Recanto e Riacho do Forno, observando-se a extrema semelhança composicional entre eles, sobretudo a nível de elementos maiores (figura 89); segundo esses diagramas, são todos biotita e biotita-muscovita granitos e leucogranitos predominantemente peraluminosos. Os aranhogramas normalizados para o manto primitivo e ORG (figura 91) mostram padrões praticamente superpostos, com exceção da ausência das anomalias negativas de Ba e Sr e de teores discretamente mais baixos de Ti no Granito São João. O diagrama de terras raras normalizado para o condrito mostra um leve empobrecimento das terras raras e ausência de anomalia negativa de Eu no Granito São João, em relação aos metagranitóides. Em qualquer caso, essas diferenças podem ser creditadas a uma maior incorporação de feldspato (potássico e plagioclásio) na "pasta" (fundido+cristais suspensos) correspondente ao Granito São João; isto é, uma maior fração de fusão parcial no caso do Granito.

A similaridade entre esses dois pulsos crustais fica comprovada, quando se comparam seus parâmetros isotópicos Sm/Nd, conforme apresentado na tabela 22. Observa-se que a idade modelo Sm/Nd do metagranitóide Recanto é muito próxima daquela do Granito São João; e que, se se considerar a evolução do ϵ Nd dos dois metagranitóides, verifica-se que, há 600 Ma., este parâmetro possui o mesmo valor daquele do Granito São João colocado na crosta por esta época. Ou seja, o tipo intrusivo tardicolidão

A hipótese mais provável, então, é que o Granito São João (a Suíte Sítio dos Nunes) e os metagranitóides contracionais Recanto e Riacho do Forno façam parte de uma suíte crustal colisional, sendo o Granito São João o tipo intrusivo (tipo C_{ci} de Barbarin, 1990), semelhante s Suítes Cooma, Dalgety e granitos tipo S do batólito Kosciusko da faixa paleozóica Lachlan, sudeste da Austrália (White & Chappell, 1977; Chappell, 1984) ou aos granitos hercínianos do Maciço Central Francês (Didier *et al.*, 1977; Vidal *et al.*, 1984); enquanto que os migmatitos e metagranitóides Recanto e Riacho do Forno representam os tipos crustais colisionais associados a empurrão (tipo C_{st} deste mesmo autor) ou de colisão continente-continente/himalaiano de Pitcher, 1983; 1991) e Middlemost (1985).

Figura 88-Diagramas Rb vs. Zr, Y vs. Zr e CaO vs. Y do Granito São João comparado com o Grandodiorito Riacho do Icó, observando-se a falta de colinearidade entre as populações dos dois granitóides.

Figura 89-Diagramas Q-P e A-B de Debon & Le Fort (1973) mostrando a similaridade composicional a nível de elementos maiores dos metagranitóides contracionais Recanto (quadrados cheios) e Riacho do Forno (círculos abertos) com o Granito São João (círculos cheios).

Figura 90-Aranhagrama normalizado para o manto primitivo, diagrama de terras raras normalizado para o condrito e aranhagrama normalizado para o ORG do Granito São João (triângulos cheios) comparado com os metagranitóides Recanto (quadrados cheios) e Riacho do Forno (círculos cheios).

Esse modelo está coerente com a interpretação geocronológica e tectônica exposta no capítulo 8, no qual a evolução do Complexo Magmático Lagoa das Pedras teria ocorrido em um único ciclo orogênico, sendo esses dois pulsos relacionados ao mesmo episódio colisional. Os zircões presentes no metagranitóide Recanto são, portanto, herdados do episódio vulcanogênico Poço do Salgueiro, não se justificando a hipótese de um evento orogênico por esta época. Van Schmus *et al.* (1993; 1994) e Brito Neves *et al.* (1993) consideraram as idades em torno de 1,0 Ga. como o início do Ciclo Brasileiro, correspondendo fase de rifteamento ou fragmentação do supercontinente Rodínia, de acordo com reconstituições pré-gondwânicas (e. g., Porada, 1989; Dalziel *et al.*, 1994). As conclusões encontradas na presente investigação são, então, compatíveis com esta hipótese e acrescentam a existência de um importante evento acrescionário e a formação de arcos magmáticos nesta época.

O episódio colisional, então, deve ter ocorrido em alguma época entre 1,0 Ga., idade do vulcanismo, e 0,75 Ga., idade do evento transtraccional cronometrado pelo Granodiorito Riacho do Icó. Considerando-se essa ligação petrogenética entre os granitos crustais contraccionais e transtraccionais, é de se supor, então, que esta idade está mais próxima dos 750 Ma. Como comentado anteriormente, é provável, inclusive que zonas de cisalhamento de direção NE-SW e N-S, cronometradas agora pelo Granodiorito Riacho do Icó, representem deslizamentos laterais de uma colisão oblíqua ocorrida entre os

terrenos Alto Pajeú e Alto Moxotó, porque a maioria das datações geocronológicas dos granitos neoproterozóicos da Província Borborema situam-se no intervalo de 630-570 Ma., intervalo coincidente com as idades Ar-Ar obtidas nos milonitos do Lineamento Patos (Figueiredo, 1992). Ou seja, as zonas de cisalhamento Barra da Forquilha e Três Umbuzeiros devem fazer parte do sistema subsidiário de uma colisão oblíqua, relacionado a um episódio de deslizamento e "extrusão" laterais de blocos, um modelo comum em regimes colisionais, devendo ser, portanto, um sistema anterior ao sistema Patos-Pernambuco.

TABELA 22-COMPARAÇÃO DOS PADRÕES ISOTÓPICOS Sm/Nd DO GRANITO SÃO JOÃO COM OS METAGRANITÓIDES CONTRACIONAIS

GRANITOS	T_{DM} (Ga.)	ϵNd (1,0 Ga.)	ϵNd (0,6 Ga.)
São João	1,76		-3,9
Recanto	1,61	-0,7	-3,9
Riacho do Forno	1,42	+0,8	-3,0

9.3-A FRENTE GRANÍTICA HÍBRIDA E A COLISÃO NEOPROTEROZÓICA

O pulso magmático final da tectogênese brasileira é o mais importante do ciclo, pois deu origem a centenas de intrusões graníticas, formadas por pulsos sucessivos no intervalo entre 750 e 550 Ma. A Província Borborema nos terrenos Piancó-Alto Brígida e Alto Pajeú, portanto, constitui uma faixa orogênica "fértil", gerada aparentemente sobre uma crosta nova, de acordo com modelos sugeridos por Brown (1994).

O Complexo magmático Lagoa das Pedras representa um dos batólitos compostos desta faixa orogênica, que marca a sutura colisional entre os terrenos Alto Pajeú e Alto Moxotó, como vem sendo demonstrado ao longo desta tese (figuras 5 e 93), comprovando, assim, a importância do limite entre os terrenos Alto Pajeú e Alto Moxotó aqui estabelecido. O Granodiorito Riacho do Icó compreende um granito híbrido, com seu quimismo calcioalcalino com alto K, predominantemente metaluminoso e com um espectro composicional relativamente amplo, desenvolvido por mistura de magmas/assimilação seguido de cristalização fracionada com separação de hornblenda, plagioclásio e biotita. Os padrões de elementos traços e terras raras indicam uma certa participação de material crustal, devendo corresponder aos granitos híbridos, tipo H_{SS} de Castro *et al.* (1992); as similaridades com granitos de arcos magmáticos maduros (figura 92) indicam que trata-se dos granitos híbridos de arco continental de Barbarin (1990). O Granito São João, conforme discussão anterior, representa um tipo de origem crustal ou com uma pequena contribuição mantélica; seria um equivalente dos tipos S ou H_S de Castro *et al.* (1992). O Granito Serra do Arapué representa provavelmente um tipo híbrido tardiorogênico de afinidades com granitos de arco magmático e faz parte da suíte de granitos e sienitos peralcalinos e shoshoníticos tardiorogênicos, que se desenvolveu na interface do terreno Alto Pajeú com a faixa Piancó-Alto Brígida. No âmbito desta frente de colisão, há, portanto, uma incidência de pulsos de idade e natureza distintas, aparentemente confirmando os modelos desenvolvidos por Bonin (1985) e Liégeois *et al.* (1987) em algumas faixas paleozóicas e panafricanas.

A figura 92 mostra uma comparação dos granitos tardios do Complexo Lagoa das Pedras com aqueles de outros cinturões adjacentes, incluindo os granitóides calcioalcalinos a alto K, shoshoníticos, peralcalinos e sienitóides shoshoníticos, conforme análise de Mariano & Sial (1993). Observa-se que o espectro composicional dos granitos do Complexo aqui estudado é similar aos tipos calcioalcalinos com alto potássio, aflorantes principalmente na faixa Piancó-Alto Brígida; as indicações de evolução petrogenética e a ocorrência de epídoto primário confirmam essa similaridade. No entanto, os dados geocronológicos obtidos nesta tese demonstram que trata-se de pulsos distintos dentro da orogênese brasileira.

A figura 93 mostra a distribuição esquemática dos granitos neoproterozóicos desses diversos terrenos, na qual procura-se estabelecer uma repartição petrogenética dessa área e situar o Complexo Lagoa das Pedras dentro do quadro de evolução geotectônica. Observa-se que na faixa ou terreno Piancó-Alto Brígida predominam amplamente os tipos calcioalcalinos, seja ricos em potássio (tipo Itaporanga),

seja os com epidoto primário (tipo Conceição) (Sial, 1984a e b; 1987; 1990; Sial & Ferreira, 1988; Sial *et al.*, 1988). Esses autores descreveram ainda granitos de tendência trondhjêmica, granitos e sienitos peralcalinos e shoshoníticos, estes últimos já na interface com o terreno Alto Pajeú, aqui definido. Trata-se de granitos epizonais, que cortam as supracrustais metaturbidíticas e metavulcanossedimentares dos Grupos Cachoeirinha e Salgueiro e dos Complexos Riacho Gravatá e Poço dos Cachorros (Campos Neto *et al.*, 1994). Numa análise comparativa e geotectônica, acredita-se que este plutonismo corresponda aos tipos híbridos de arco continental tipo H_{ca} , na classificação de Barbarin (1990).

A parte nordeste do terreno Alto Pajeú é dominada principalmente por granitos e sienitos peralcalinos, shoshoníticos e ultrapotássicos, que forma uma cordilheira granítica imponente numa aparente extensão do magmatismo presente na faixa Piancó-Alto Brígida. Trata-se de uma suíte de granitos de fonte mantélica enriquecida, com maior ou menor envolvimento crustal. Seguindo a mesma linha de raciocínio, supõe-se que esta suíte de granitos corresponda aos tipos híbridos tardiorogênicos (H_{la}) do mesmo autor acima. Alguns autores têm relacionado a repartição aí verificada como um fenômeno produzido por uma subducção neoproterozóica (Silva Filho, 1989; Campos Neto *et al.*, 1994; Sial & Ferreira, 1994), apesar de hipóteses sem envolvimento de crosta oceânica (Sial & Ferreira, 1990). Deve ser ressaltado, entretanto que os granitos da chamada Suíte Conceição das Crioulas, que aflora neste mesmo terreno, segundo descrições de Lima *et al.* (1985), apresentam características muito similares aos tipos calcioalcalinos ricos em K, tipo Itaporanga, comparação que já havia sido feita por Santos (1971, 1977) com granitos encontrados na área agora descrita como *nappe* da Serra de Jabitacá; isto reforça a idéia de que se trata do mesmo episódio de geração de granitos, embora não necessariamente de mesma idade.

Na parte sudeste deste terreno, voltam a dominar os granitos de filiação calcioalcalina, como o Riacho do Icó, de idade mais antiga, que ocorrem como batólitos múltiplos em associação com granitos de natureza crustal de diversas idades. Correspondem provavelmente a granitos híbridos de arco continental (H_{ca}) e colisionais crustais, incluindo os tipos associados a cisalhamento/empurrão (C_{st}) e intrusivos (C_{ci}). A ocorrência desses batólitos compostos está associada a sutura colisional/*nappe* Serra de Jabitacá e testemunha um crescente envolvimento crustal na formação dos fundidos graníticos em direção ao limite com o terreno Alto Moxotó. No entanto, estão presentes nesta zona de sutura os remanescentes do magmatismo acrescionário, que dominam no terreno Alto Moxotó, associados inclusive a ascensão de blocos do embasamento paleoproterozóico. Por seu turno, este terreno não inclui intrusões tardi e pós-colisão, comprovando o caráter sutural desta zona (a "linha mediana" de Santos & Brito Neves, 1993), a não ser ao sul do bloco Mulungu/Feliciano, associadas a sistema de cisalhamento do Congo (os granitóides de tipo Moderna, de Santos & Vasconcelos, 1973).

O intervalo de tempo de formação dos granitos do terreno Alto Pajeú e dessa zona de colisão foi maior que o da faixa Piancó-Alto Brígida, que se restringe a faixa entre 630 e 570 Ma. Dentro da cordilheira granítica que se desenvolve ao sul dessa faixa, já instalada nos terrenos gnáissicos do terreno Alto Pajeú, o espectro de idade do magmatismo granítico é bem mais amplo. O início do magmatismo

tardi e pós-colisional está documentado pelo Granodiorito Riacho do Icó, datado nesta tese em ca.750 Ma. A faixa de idade sugerida pelos zircões do Granito São João, entre 620-570 Ma., corresponde ao período principal desse magmatismo pós-colisão. A suíte peralcalina/shoshonítica parece ter-se formado no final deste episódio, como documenta recente dado geocronológico do sienito de Triunfo, situado na interface Alto Pajeú-Piancó/Alto Brígida, cuja idade isocrônica Rb/Sr indica uma idade de ca.572 Ma. com uma razão inicial Sr_{87}/Sr_{86} de 0,7098 (Ferreira, 1991).

No entanto, Lima *et al.* (1985) obtiveram um diagrama isocrônico Rb/Sr com uma idade de 513 ± 14 Ma. e razão inicial Sr_{87}/Sr_{86} de 0,71096 para a Suíte Serra do Man (granitos e sienitos peralcalinos e shoshoníticos), a qual coincide com a idade do enxame de diques ultrapotássicos de Terra Nova, descritos por Silva Filho *et al.* (1992), com idade isocrônica Rb/Sr de $514,8 \pm 20,3$ Ma e uma razão inicial Sr_{87}/Sr_{86} de 0,710615. Esta faixa de idade, apesar de incomum entre os granitos brasileiros da Província Borborema, foi também obtida nos granitos D. Inês e Monte das Gameleiras (McMurry *et al.*, 1987; 1992), parecendo, assim, ter certa consistência. Por outro lado, o dique semianelar de Pitombeira (figura 5), pertencente chamada Suíte Barra do Silva, corta o Lineamento Pernambuco, comprovando a existência de um pulso extremamente jovem neste terreno.

Considerando-se, então a datação mais antiga (ca.750 Ma.) e a mais jovem (ca.515 Ma.), conclui-se que o plutonismo presente neste terreno espalhou-se por um intervalo superior a 200 Ma., que é um intervalo previsível para um ciclo geotectônico completo. Ou seja, considerando-se uma evolução em um único ciclo, a idade do episódio colisional não deve ser muito superior a 750 Ma, indicando que o Granodiorito Riacho do Icó, na realidade representa um pulso tardicolisão calcioalcalino similar ao grupo III de Harris *et al.* (1986). A presença de um prisma acrescionário e a existência de ambientes compatíveis com arcos magmáticos sugerem a ocorrência de fenômenos de subducção, não suficientemente configurada, provavelmente em função do mecanismo de colagem, confirmando hipóteses defendidas por alguns autores anteriormente (Silva Filho, 1989; Beurlen *et al.*, 1991).

No domínio dos terrenos Alto Moxotó e Alto Pajeú, portanto configura-se através do Complexo Lagoa das Pedras, uma história completa de acreção e colisão que desenvolveu-se entre 1,0 e 0,51 Ga. A colisão neoproterozóica teria iniciado-se um pouco antes de 750 Ma., prosseguindo com eventos transtracionais e, provavelmente, expulsão lateral de blocos, e produção de granitos até cerca de 515 Ma.

Figura 91-Diagramas Rb vs Y+Nb e Nb vs Y mostrando a concentração do Granodiorito Riacho do Icó e dos Granitos São João e Serra do Arapuá no campo dos arcos vulcânicos (VAG).

Figura 92-Diagramas K2O vs sílica e Ba vs Rb com amostras do Granodiorito Riacho do Icó, Granitos São João e Serra do Arapuá colocadas em campos definidos por granitos das faixas Piancó-Alto Brígida e Pajeú-Paraíba, conforme Mariano & Sial (1993). 1) Associação granítica calcialcalina a alto K; 2) granitóides shoshoníticos; 3) plúton shoshonítico de Terra Nova; 4) sienitóide shoshonítico do complexo de Bom Jardim; 5) granitóides peralcalinos

FIGURA 93 - TENTATIVA DE REPARTIÇÃO PETROGENÉTICA DOS GRANITOS NEOPROTEROZOÍCOS DA REGIÃO CENTRORIENTAL DA PROVÍNCIA BORBOREMA.

I - Zona de granitos híbridos de arco continental, série calcálcica com ou sem epidoto primário.

II - Zona de granitos híbridos tardiorogênicos, série peralcalina / shoshonítica; IIa - Serra do Arapuçá.

III - Zona de batólitos compostos, granitos híbridos e crustais colisionais, série calcálcica e peraluminosa; IIIa - Complexo Lagoa das Pedras.

IV - Zona dos grandes batólitos do terreno Pernambuco-Alagoas: IVa - Arcoverde, IVb - Caruaru, IVc - Rio Formoso.

TERRENOS / FAIXAS: TRP - Rio Piranhas; FSE - Seridó; TJC - São José do Campestre; FPB - Piancó - Alto Brígida (Cachoeirinha - Salgueiro); TAP - Alto Pajeú; TAM - Alto Moxotó; TPA - Pernambuco - Alagoas; TCM - Canindé - Marrancó; FSG - Sergipana; CSF - Cráton do São Francisco.

10-PRINCIPAIS CONCLUSÕES

A análise do Complexo Magmático Lagoa das Pedras e da área circunvizinha demonstra que a evolução da Província Borborema ocorreu através de um mecanismo de colagem de terrenos. Os terrenos Pernambuco-Alagoas, Alto Moxotó e Alto Pajeú, identificados nesta porção da Província, apresentam contrastes tectonoestratigráficos expressivos e modos de evolução distintos.

O Complexo Magmático Lagoa das Pedras faz parte de uma cordilheira de batólitos compostos, que marca o limite colisional entre os terrenos Alto Pajeú e Alto Moxotó. Através de sua evolução, deduz-se que:

1-Essa região evoluiu por processos de acreção e colisão de blocos e arcos magmáticos ocorridos entre o final do Mesoproterozóico e durante o Neoproterozóico.

2-O terreno Alto Moxotó representa uma faixa acrescionária e metavulcanossedimentar mesoproterozóica, que inclui um embasamento granulítico paleoproterozóico; o segmento acrescionário corresponde a uma suíte bimodal toleítica-trondhjémítica, com mineralizações de Fe-Ti associada aos membros máfico-ultramáficos. O vulcanismo, datado em 1.012 ± 12 Ma, possui características similares ao de arcos magmáticos, enquanto que metagranitóides leucograníticos e trondhjémíticos intrusivos apresentam características de tipos primitivos, talvez gerados em um ambiente oceânico.

3-O terreno Alto Pajeú, ao contrário, é dominado por seqüências metaclásticas, menos comumente metavulcanoclásticas, e por intrusivas graníticas de origem e idade diversas. O Complexo magmático Lagoa das Pedras, situado no limite entre esses dois terrenos, reflete bem a evolução do magmatismo granítico deste terreno, distinguindo-se um complexo migmatito-granítico contraccional e intrusivas graníticas transtraccionais.

4-O complexo migmatito-granítico contraccional compreende um conjunto de fatias onde se alternam tectonicamente diatexitos e metagranitóides crustais tipo S, um segmento acrescionário metamáfico-ultramáfico e supracrustais metavulcanossedimentares; o vulcanismo possui a mesma idade daquele do terreno Alto Moxotó, i. e., entre 1,0 e 1,1 Ga.

5-Os migmatitos e metagranitóides formaram-se por anatexia de protólitos clásticos e vulcanoclásticos, através da fusão incongruente das micas, com ausência de vapor, cuja colocação na crosta está vinculada formação da *nappe* migmatito-granítica Serra de Jabitacá, desenvolvida por colisão oblíqua entre os terrenos Alto Pajeú e Alto Moxotó. Correspondem a granitos crustais colisionais associados a cisalhamento/empurrão.

6-O magmatismo granítico transtraccional compreende pulsos de fonte e origem diversas, gerados por vários mecanismos de colocação, numa fase tardicolisão a pós-colisão; distingue-se pulsos vinculados zona de colisão, de fonte híbrida com padrões de arcos continentais e crustais colisionais intrusivos; e pulsos híbridos tardiorogênicos, peralcalinos/shoshoníticos, situados fora do domínio colisional. Os dados isotópicos Sm/Nd (idade modelo e ϵ Nd) sugerem um relacionamento dos granitos

híbridos e crustais tardicolisionais com fontes mantélicas e crustais acrescidas/anexadas crosta durante o episódio contraccional.

7-Uma análise do quadro tectônico e geocronológico/isotópico sugere uma evolução progressiva do magmatismo granítico em um único ciclo, durante o Neoproterozóico. O evento colisional não foi cronometrado satisfatoriamente, porque uma concórdia U/Pb em zircões indicou a mesma idade do vulcanismo, sugerindo tratar-se de zircões herdados. Mas, certamente, a colocação/intrusão das fatias contraccionais deve ter ocorrido um pouco antes da idade de colocação do principal pulso transtraccional, tardicolisão, aferida através de concórdia U/Pb em zircão em 750 ± 20 Ma.

8-Essa idade revela um plutonismo de idade distinta do magmatismo conhecido na faixa Piancó-Alto Brígida (Cachoeirinha-Salgueiro), cujas idades, de acordo com os dados disponíveis atualmente, situam-se no intervalo entre 630 e 570 Ma., embora com características petrológicas similares. Esse intervalo coincide com aquele inferido para os pulsos terminais do Complexo Lagoa das Pedras e plútons adjacentes, havendo indícios, entretanto, de que o plutonismo granítico da área ora investigada prosseguiu até 515 Ma.

11-BIBLIOGRAFIA

- ACCIOLY, A. C. A.; LIMA, E. S. & BITTAR, S. M. B. (1993)-Geoquímica de elementos terras raras de rochas meta-vulcânicas e meta-pelíticas da sequência meta-vulcano-sedimentar de Serra Talhada-PE. *Simp. Geol. Nord.*, 15, bol. 13, 175-177.
- AGAR, R. D. (1986)-Structural geology of felsic plutonic rocks in the Arabian Shield: styles, modes and levels of emplacement. *J. African Earth Sci.*, 4:105-121
- AGUE, J. J. & BRIMHALL, G. H. (1987)-Granites of the batholith of California: products of local assimilation and regional-scale crustal contamination. *Geology*, 15:63-66.
- ALMEIDA, C. N.; GUIMARÃES, I. P.; BEURLIN, H. & SAMPAIO, A. S. (1993)-Litoquímica de elementos traços e terras raras em anfibolitos relacionados a ocorrências de Fe-Ti em Itatuba, Estado da Paraíba, Brasil. *Simp. Geol. Nordeste*, 15, Bol. 13, pp. 172-174
- ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B. B.; FUCK, H. A. (1977)-Províncias estruturais brasileiras. *Atas Simp. Geol. Nordeste*, 8:363-391.
- ANDERSON, J. L. (1983)-Proterozoic anorogenic granite plutonism in North America. *Geol. Soc. America, Mem.* 161, pp.133-154.
- ANDERSON, S. L. & BURKE, K. (1983)-A Wilson cycle approach to some Proterozoic problems in eastern North America. *Geol. Soc. America, Mem.* 161, pp.75-93.
- ANNELS, R. N.; FLETCHER, C. J. N.; STYLES, M. T.; APPLETON, J. D.; BURTON, C. C. J.; EVANS, R. B. & HARDING, R. R. (1986)-Mineral potential of the Rincón del Tigre Igneous complex: a major upper Proterozoic layered intrusion in the shield of eastern Bolivia. *In: GALLAGHER, M. J.; IXER, R. A.; NEWRY, C. A. & PRICHARD, H. M. (Eds.)-Metallogeny of basic and ultrabasic rocks. Inst. Mining Metall.*, pp.487-498.
- ARNDT, N. T. & GOLDSTEIN, S. L. (1987)-Use and abuse of crust-formation ages. *Geology*, 15:893-895.
- ARTH, J.G. (1979)-Some trace elements in trondhjemites-their implications to magma genesis and paleotectonic setting. *In: BARKER, F. (Ed.)-Trondhjemites, dacites, and related rocks. Elsevier*, pp. 123-132.
- _____ & HANSON, G. N. (1975)-Geochemistry and origin of the Early Precambrian crust of Minnesota. *Geoch. Cosm. Acta*, 39:325-362.
- _____; BARKER, F. PETERMAN, Z. E.; FRIEDMAN, I. (1978)-Geochemistry of the gabbro-diorite-tonalite-trondhjemite of the southwest Finland and its implications for the origin of tonalitic and trondhjemitic magmas. *J. Petrol.*, 19(2):289-316.
- ASWORTH, J. R. (1985)-Introduction. *In: ASWORTH, J. R. (Ed.)-Migmatites, Blackie*, pp.1-35.

- ATHERTON, M. P. & SANDERSON, L. M. (1985)-The chemical variation and evolution of the superunits of the segmented Coastal Batholith. *In*: PITCHER, W. S.; ATHERTON, M. P.; COBBING, E. J.; BECKINSALE, R. D. (Eds.), Blackie/John Wiley & Sons, pp.208-227.
- BAAR, A. A. (1990)-Granitoid rocks and terrane characterization: an example from the northern Appalachian Orogen. *Geol. Jour.*, 25:295-304.
- BARBARIN, B. (1992)-Granitoids: main petrogenetic classifications in relation to origin and tectonic setting. *Geol. Jour.*, 25:227-238.
- BARBOSA, A. G. (1990)-Limoeiro, folha SB.25-Y-C-V, Estado de Pernambuco, carta geológica; carta metalogenético-previsional, escala 1:100,000; DNPM/CPRM, Prog. Levant. Geol. Bás. Brasil, 101p.
- BARBOSA, O. (1970)-Geologia econômica de parte da região do médio São Francisco. DNPM/DGM, Bol. 140, 97p.
- BARKER, F. (1979)-Trondhjemite: definition, environment and hypothesis of origin. *In*: BARKER, F. (Ed.)-Trondhjemites, dacites, and related rocks. Elsevier, pp. 1-12.
- BARROS, F. A. R.; VALE, P. A. B. R.; LEITE, E. A. (1978)-Projeto integração geológico-geofísica Cariris Velhos, Relatório Final, DNPM/CPRM, 2 vol., 107p. (inédito)
- BATCHELOR, R. A. & BOWDEN, P. (1985)-Petrogenetic interpretation of granitoid rocks using multicationic parameters. *Chem. Geol.*, 48:43-59.
- BATEMAN, R. (1989)-Aureole deformation by flattening around a diapir during in situ ballooning: the Cannibal Creek granite. *Jour. Geol.*, 93:293-310.
- BERTRAND, J. M. & JARDIM DE SÁ, E. F. (1990)- Where are the Eburnian-Transamazonian collisional belts?. *Can. J. Earth Sci.*, 27:1382-1393.
- BEURLIN, H. (1988)-Fazenda Esperança (Bodocó) e Riacho da Posse (Floresta): duas ocorrências atípicas de Fe-Ti no Estado de Pernambuco. Tese Professor Titular, UFPE, 72p. (inédito).
- _____ & LIRA, R. J. B. (1988)-Bodocó and Floresta: two atypical Fe-Ti occurrences in Northeast Brazil. *Anais Cong. Latinoamer. Geol.*, 1:185-189.
- _____ & VILLARROEL, H. S. (1990)-Petrografia de duas ocorrências de provável eclogito em Bodocó e Floresta no estado de Pernambuco, Brasil. *Rev. Bras. Geoc.*, 20(1-4): 11-121.
- _____; DA SILVA FILHO, A. F.; GUIMARÃES, I. P. & SAMPAIO, A. S. (1991)-Evolução metamórfica dos eclogitos da ocorrência de Fe-Ti da fazenda Esperança, Bodocó, Brasil. *Anais Cong. Bras. Geol.*, 36, vol. 4, pp.2025-2039.
- BESWICK, A. E. & SOUCIE, G. (1978)-A correction procedure for metasomatism in an Archean Greenstone belt. *Precamb. Res.*, 6:235-248.
- BEZERRA, F. H. R.; NILSON, A. A.; BLAIS, S. & JARDIM de SÁ, E. F.. (1991)-Petroquímica dos elementos maiores e traços do complexo gabbroico Canindé e sequência metavulcanossedimentar encaixante (SE-AL). *Cong. Bras. Geoq.*, 3, Bol. Res., vol. 1, pp. 181-184.

- BONIN, B. (1985)-From orogenic to anorogenic magmatism: a petrological model for the transition calc-alkaline-alkaline complexes. *Rev. Bras. Geoc.*, 17:366-371.
- BRITO, R. (1984)-Geologia do sill estratificado do Rio Jacaré-Maracás, Bahia. *Cong. Bras. Geol.*, 33, Anais, pp.4316-4330.
- BRITO NEVES, B. B. (1975)-Regionalização geotectônica do Precambriano nordestino. Tese doutoramento, USP/Inst. Geoc., 198p. (inédito).
- _____. (1983)-O mapa geológico do Nordeste Oriental do Brasil, escala 1:1.000.000. USP/Inst. Geoc., Tese Livre Doc., 177p. (inédito).
- _____. (1991)-Evolução monocíclica x policíclica de faixas móveis. Discussão prefacial. *Anais Cong. Bras. Geol.*, 36, vol. 6, pp. 2497-2519.
- _____. (1992)-O Proterozóico Médio no Brasil: ensaio do conhecimento e seus problemas. *Rev. Bras. Geoc.*, 22:449-461.
- _____.; SIAL, A. N. & ALBUQUERQUE, J. P. T. (1977)-Vergência centrífuga residual no sistema de dobramentos Sergipano. *Rev. Bras. Geoc.*, 7:102-114.
- _____.; SIAL, A. N.; RAND, H. M. & MANSO, V. V. (1982)-The Pernambuco-Alagoas Massif, Northeast Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, 12:240-250.
- _____.; PESSOA, D. A. R.; PESSOA, R. J.; KAWASHITA, K. & CÔRTEZ, P. L. (1984)-Estudo geocronológico das rochas do embasamento da quadrícula de Salgueiro-PE. *Anais Cong. Bras. Geol.*, 33: 2473-2490.
- _____.; VAN SCHMUS, W. R. & BASEI, M. A. S. (1991)-Contribuição ao estudo da evolução geocronológica do sistema de dobramentos Piancó-Alto Brígida. *Cong. Bras. Geol.*, 36, Anais, 6:2697-2710.
- _____. & CORDANI, U. (1991)-Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. *Precamb. Res.*, 53:23-40.
- _____.; VAN SCHMUS, W. R.; BABINSKI, M. & SABIN, T. (1993)-O evento de magmatismo de 1,0 Ga. nas faixas móveis ao norte do cráton do São Francisco. *Simp. Cráton São Francisco*, 2, anais, pp.243-245.
- _____.; VAN SCHMUS, W. R.; BABINSKI, M.; SANTOS, E. J. & SILVA, J. M. R. (1994)-Geological evidence for the break-up of Rodinia supercontinent in the Borborema Province, Northeast Brazil. *Intern. Gondwana Symp.*, 9th, pp. 70-71.
- BROWN, G. C. (1982)-Calc-alkaline intrusive rocks: their diversity, evolution and relation to volcanic arcs. *In: THORPE, R. S. (Ed.) Orogenic andesites and related rocks*, Wiley & Sons, pp.437-461.
- _____.; THORPE, R. S. & WEBB, P. C. (1984)-The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources. *J. Geol. Soc. London*, 141:413-426.
- BROWN, M. (1994)-The generation, segregation, ascent and emplacement of granite magma: the migmatite-to-crustally-derived granite connection in thickened orogens. *Earth-Sci. Reviews*, 36:83-130.

- _____ & D'LEMOIS, (1991)-The Cadomian granites of Mancellia, north-east Armorican Massif of France: relationship to the St. Malo migmatite belt, petrogenesis and tectonic setting. *Precamb. Res.*, 51:393-427.
- BRUN, J. P. & PONS, J. (1980)-Strain patterns of pluton emplacement in a crust undergoing non-coaxial deformation, Sierra Morena, Southern Spain. *J. Struct. Geol.*, 3:219-229.
- _____; GAPAIS, D.; COGNÉ, J. P.; LEDRU, P. & VIGNERESSE, J. L. (1990)-The Flamanville granite (Northeast France): an unequivocal example of a syntectonically expanding pluton. *Geol. Jour.*, 25:271-286.
- CABY, R. (1984)-Rapport de fin de mission dans N.E. Bresil. rapport interne, 19p. (inédito)
- _____; BERTRAND, J. M. & BLACK, R. (1981)-Pan-African ocean closure and continental collision in th Hoggar-Iforas segment, Central Sahara. *In*: Kröner, A. (Ed.), *Precambrian plate tectonics*, Elsevier, 407-434.
- _____ & ARTHAUD, M. (1986)-Major Precambrian nappes of the Brazilian belt, Ceara, northeast Brazil. *Geology*, 14:871-874.
- _____; SIAL, A. N.; ARTHAUD, M. & VAUCHEZ, A. (1991)-Crustal evolution and the Brasiliano orogeny in Northeast Brazil. *In*: DALLMEYER, R. D. & LECORCHÉ, P. (Eds.)-*The West African orogens and Circum-Atlantic correlatives*. Springer-Verlag, pp. 373-397.
- CAHEN, L.; SNELLING, N. J.; DELHAL, J.; VAIL, J. R.; BOHNOMME, M. & LEDENT, D. (1984)-*The geochronology and evolution of Africa*. Clarendon Press, 512p.
- CAMPOS NETO, M. C.; BRITO NEVES, B.B. & BITTAR, S. M. B. (1994)-Domínio tectônico Rio Pajeú: orogêneses superpostas no ciclo Brasiliano/Panafricano. Relatório científico, FAPESP, Geociências 92/2079-5, s. p. (inédito).
- CARSWELL, D. A. (1988)-Eclogites and the eclogite facies: definition and classification. *In*: CARSWELL, D. A. (Ed.)- *Eclogites and eclogite facies rocks*, Elsevier, pp.1-13.
- CASTRO, A. (1987)-On granitoid emplacement and related structures. *Geolog. Rundsch.*, 76/1:101-124.
- _____; MORENO-VENTAS, I. & DE LA ROSA, J. D. (1991)-H-type (hybrid) granitoids: a proposed revision of the granite classification and nomenclature. *Earth-Sci. Rev.*, 31:237-253.
- CHAPPELL, B. H. (1984)-Source rocks of I- and S-type granites in the Lachlan fold belt, southeastern Australi. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A310:693-707.
- _____ & WHITE, A. J. R. (1974)-Two contrasting granite types. *Pacific Geol.*, 8:173-174.
- CHENGZAO, J. (1987)-Geochemistry and tectonics of the Xionger Group in the Eastern Qinling Mountains of China-a mid proterozoic volcanic arc related to plate subduction. *In*: PHARAOH, T. C.; BECKINSALE, R. D. & RICKARD, D. (Eds.)-*Geochemistry and mineralizations of proterozoic volcanic suites*. *Geol. Soc Sp. Publ.*, 33:437-448.
- CLEMENS, J. D. & VIELZEUF, D. (1987)-Constraints on melting and magma production in the crust. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 86:286-306.

- _____ & MAWER, C. K. (1992)-Granite magma transport by fracture propagation. *Tectonophysics*, 204:339-360.
- COLEMAN, R. G. & DONATO, M. M.-Oceanic plagiogranite revisited. In: BARKER, F. (Ed.)- *Trondhjemites, dacites, and related rocks*. Elsevier, pp. 149-168.
- CONDIE, K. C. (1989)-Plate tectonics & crustal evolution. Pergamon Press, 3rd. ed., 476p.
- _____ (1991)-Precambrian granulites and anorogenic granites: are they related? *Precamb. Res.*, 51:161-172.
- CONEY, P. J.; JONES, D. L. & MONGER, J. W. H. (1980)-Cordilleran suspect terranes, *Nature*, 288:329-333.
- CORSINI, M.; VAUCHEZ, A.; ARCHANJO, C. & JARDIM DE SÁ, E. F. (1990)-Strain transfer at continental scale from a transcurrent shear zone to a transpressional fold belt: the Patos-Seridó system, Northeastern Brazil, 11p. (inédito).
- CRAWFORD, M. B. & SEARLE, M. P. (1992)-Field relationships and geochemistry of the pre-collisional (India-Asia) granitoid magmatism in the central Karakoram, northern Pakistan. *Tectonophysics*, 206:171-192.
- CULLERS, R. L. & GRAF, J. L. (1984a)-Rare Earth elements in igneous rocks of the continental crust: predominantly basic and ultrabasic rocks. In: HENDERSON, P. (Ed.)-*Rare earth element geochemistry*, Elsevier, pp.237-274.
- _____ (1984b)-Rare earth elements in igneous rocks of the continental crust: intermediate and silicic rocks-ore petrogenesis. In: HENDERSON, P. (Ed.)-*Rare earth element geochemistry*, Elsevier, 275-316.
- DAVIES, F. B. (1982)-Pan-african granite intrusion in response to tectonic volume changes in a ductile shear zone from Northern Saudi Arabia. *Jour. Geol.*, 90:467-483.
- DALZIEL, I. W. D.; DALLA SALDA, L. H. & GAHAGAN, L. M. (1994)-Paleozoic Laurentia-Gondwana interaction and the origin of the Appalachian-Andean mountain system. *Geol. Soc. America Bull.*, 106:243-252.
- DEBON, F. & LE FORT, P. (1983)-A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations, *Trans. Royal Soc. Edinburgh: Earth Sci.*, 73:135-149.
- DE LA ROCHE, H.; LETERRIER, J.; GRANDCLAUDE, P. & MARCHAL, M. (1982)-A classification of volcanic and plutonic rocks using R_1 - R_2 diagram and major elements analyses-its relationship with current nomenclature. *Chem. Geol.*, 29:183-210.
- DE PAOLO, D. J. (1981)-A neodymium and strontium isotopic study of the Mesozoic calc-alkaline granitoid batholiths of the Sierra Nevada and Peninsular Ranges, California. *J. Geophys. Res.*, 86(B11):10470-10488.
- _____ & FARMER, G. L. (1984)-Isotopic data bearing on the origin of Mesozoic and Tertiary granitic rocks in the western United States. *Phil Trans. R. Soc. Lond.*, A310:743-753.

- D'EL REY SILVA, L. J. (1994)-The neoproterozoic Sergipano fold belt, NE Brazil-current tectonic analysis. *Cong. Bras. Geol.*, 38, Bol. Resum. Expand., v.1, pp.254-255.
- DIDIER, J.; DUTHOU, J. L. & LAMEYRE, J. (1982)-Mantle and crustal granites: genetic classification of orogenic granites and the nature of their enclaves. *Jour. Volcan. Geotherm. Res.*, 14:125-132.
- EASTON, R. M. (1986)-Geochronology of the Grenville Province. *In: MOORE, J. M.; DAVIDSON, A. & BAER, A. J. (Eds.)-The Grenville Province. Geol. Assoc. Canada, Sp. Paper*, 31:127-173.
- EIDE, E. A.; WANG, X.; MARUYAMA, S.; LIOU, J. G. & ZHOU, G. (1989)-Mineral paragenesis of eclogite blocks from a serpentinite melange belt, northern Hubei, China. *EOS, Am. Geophys. Union*, 70:1379.
- ENGLAND, P. C. & THOMPSON, A. (1986)-Some thermal and tectonic models for crustal melting in continental collision zones. *In: COWARD, M. P. & RIES, A. C. (Eds.)-Collision Tectonics. Geol. Soc. Sp. Publ.*, 19:83-94.
- FARINA, M.; SANTOS, E. J. & ZANINI, L. F. P. (1981)-Os anortositos de Passira, Pernambuco. *Simp. Geol. Nord.*, 10, atas, pp.402-416.
- FAURE, G. (1986)-Principles of isotope geology. 2nd. ed., John Wiley & Sons, 589p.
- 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., 269p. (inédito).
- _____ & SIAL, A. N. (1986)-The peralkalic magmatism in the Precambrian Cachoeirinha-Salgueiro foldbelt, Northeast Brazil: geochemical aspects. *Rev. Bras. Geoc.* 16(1):73-85.
- _____ & SIAL, A. N. (1991)- Evidência geoquímica para um metassomatismo crítico precambriano no manto abaixo do Nordeste do Brasil. *Cong. Bras. Geol.*, 2, Extend. Abstr., 298-299.
- _____ ; SIAL, A. N.; VALGUEIRO, C. T. O. & SÁ, L. T. L. (1993)-Magmatismo shoshonítico a peralcalino: um exemplo do Nordeste do Brasil. *Simp. Geol. Nordeste*, 15, Bol. 13, pp.95-95.
- FIGUEIREDO, L. L. (1992)-Étude pétrostructurale et géochronologique $^{40}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ de systemes décrochants ductiles: l'exemple de la Province Borborema (NE Brésil). *Mem. DEA, Université Nice-Sophia Antipolis*, 23p. (inédito)
- FIGUEIREDO, M. C. H. & CAMPOS NETO, M. C. (1993)-Geochemistry of the Rio Doce magmatic arc, southeastern Brazil. *In: SIAL, A. N. & FERREIRA, V. P. (Eds.)-Proceed. worksh. granitic magm. assoc. miner., An. Acad. bras. Ci.*, 65(supl. 1):-81.
- FLOYD, P. A.; KELLING, G.; GÖKÇEN, S. L. & GÖKÇEN, N. (1992)-Arc-related origin of volcanoclastic sequences in the Misis complex, Southern Turkey. *Jour. Geol.*, 100:221-230.
- GASS, I. G. (1981)-Pan-African (Upper Proterozoic) plate tectonics of the Arabian-Nubian shield. *In: KRÖNER, A. (Ed.), Precambrian plate tectonics, Elsevier*, 387-405.
- GAVA, A. & LIMA, M. I. C. (1986)-Evolução geológica policíclica na região de Floresta-PE. *Cong. Bras. Geolog.*, 34, Anais, vol. 2, pp. 793-809.

- GIBB, R. A.; THOMAS, M. D.; LAPOINTE, P. L. & MUKHOPADHYAY, M. (1982)-Geophysics of proposed sutures in Canada. *Precamb. Res.*, 19:385-411.
- GILL, J. B. (1981)-Orogenic andesites. Springer-Verlag, 358p.
- GIULLIANI, G. & SANTOS, R. A. (1988)-Geoquímica de alguns granitóides da faixa de dobramentos Sergipana. *Anais Cong. Bras. Geol.*, 35, vol. 3, pp.1037-1052.
- GOMES, J. R. C.; GATTO, C. M. P. P.; SOUZA, G. M. C.; LUZ, D. S.; PIRES, J. L. & TEIXEIRA, W. (1980)-Geologia. *In: Brasil/MME, Projeto Radambrasil, Folha SB.24/25, Jaguaribe/Natal, Levant. Rec. Naturais*, 23.
- GOWER, C. F. & RYAN, B. (1986)-Proterozoic evolution of the Grenville Province and adjacent Makkovic Province in eastern-central Labrador. *In: The Grenville Province, Geol. Assoc. Canada Sp. Pap.*, 31:281-296.
- GUIMARÃES, I. P. (1989)-The petrological evolution and tectonic associations of the Bom Jardim Complex, Pernambuco State, NE. Brazil. University of London/Imper. Coll., PhD Thesis, 424p. (inédito).
- _____ & SILVA FILHO, A. F. (1991)-Magmatismo intrusivo shoshonítico na faixa Pajeú-Parafba: o complexo Bom Jardim. *Anais Cong. Bras. Geol.*, 36, vol. 4, pp.1739-1751.
- HARRIS, N. B. W.; PEARCE, J. A. & TINDLE, A. G. (1986)-Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. *In: COWARD, M. P. & RIES, A. C. (Eds.)-Collision Tectonics, Geol. Soc. Sp. Publ.*, 19:67-81.
- _____ & INGER, S. (1992)-Trace elemnt modelling of pelite-derived granites. *Contr. Miner. Petrol.*, 110:46-56.
- HARRISON, T. N.; BROWN, P. E.; DEMPSTER, T. J.; HUTTON, D. H. W. & BECKER, S. M. (1990)-Granite magmatism and extensional tectonics in southern Greenland. *Geol. Jour.*, 25:287-293.
- HOFFMAN, P. F. (1989)-Precambrian geology and tectonic history of North America. *In: BALLY, A. W. & PALMER, A. R. (Eds.)-The geology of North America-an overview, Geol. Soc. America, vol. A, ch. 16, pp. 447-511.*
- HOLDER, M. T. (1979)-An emplacement mechanism for post-tectonic granites and its implications for their geochemical features. *In: ATHERTON, P. P. & TARNEY, J. (Eds.)-Origin of granite batholiths, Shiva Publish. pp. 116-128.*
- HOLLISTER, L. S. & CRAWFORD, M. L. (1986)-Melt-enhanced deformation: a major tectonic process. *Geology*, 14:558-561.
- HORBACH, R. & MARIMON, M. P. C. (1988)-O depósito de cobre do Serrote da Laje, em Arapiraca, Alagoas. Docegeo, rel. interno, 22p.(inédito).
- HUTTON, D. H. W. (1982)-A tectonic model for the emplacement of the Main Donegal granite, NW Ireland. *Jour. Geol. Soc London*, 139:615-631.

- _____ (1988a)-Igneous emplacement in a shear zone termination: the biotite granite at Strontian, Scotland. *Bull. Geol. Soc. America*, 100:1393-1399.
- _____ (1988b)-Granite emplacement mechanisms and tectonic controls: inferences from deformation studies. *Trans. Royal Soc. Edimburgh, Earth Sci.*, 79:245-255.
- _____; DEMPSTER, T. J.; BROWN, P. E. & BECKER, S. D. (1990)-A new mechanism of granite emplacement intrusion in active extensional shear zones. *Nature*, 343:452-455.
- IRVINE, T. N. & BARAGAR, W. R. A. (1971)-A guide to the chemical classification of common volcanic rocks. *Can. Jour. Earth Sci.*, 8:523-548.
- ISHIHARA, S. (1977)-The magnetite-series and the ilmenite-series granitic rocks. *Mining Geol.*, 27:293-300.
- ISHIZAKA, K. & YANAGI, T. (1977)-K, Rb and Sr abundances and Sr isotopic composition of the Tanzawa granitic and associated gabbroic rocks, Japan: low potash island arc plutonic complex. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 33:345-352.
- JARDIM DE SÁ, E. F. (1978a)-Evolução tectônica da região do Seridó: síntese preliminar, problemas e implicações. *Ciclo Est. Prosp. Scheelita Nordeste*, 1, DNPM/CPRM, 17p. (inédito).
- _____ (1978b)-Revisão preliminar sobre a "faixa dobrada do Seridó" e eventuais correlatas do Nordeste. *Ciência UFRN*, 1:77-83.
- _____ (1984a)-Geologia da região do Seridó: reavaliação dos dados. *Atas Simp. Geol. Nordeste*, 11:278-316.
- _____ (1984b)-Aspectos estruturais e tectônicos de granitóides. *Cong. Bras. Geol.*, 33, Anais, pp.2787-2814.
- _____ (1993)-Emplacement of subalkaline, monzonitic and shoshonitic plutons under transcurrent/transpressional regime: the Brasiliano-age magmatism in the Seridó belt, NE Brazil. *In: SIAL, A. N.; FERREIRA, V. P.; CHAVES, N. S. & GORKI, M. (Eds.)-Magmatismo granítico e mineralizações associadas*, Acad. Bras. Ci., res. expand., pp.34-35.
- _____; LEGRAND, J.-M. & McREATH, I. (1981)-"Estratigrafia" de rochas granitóides na região do Seridó (RN-PB) com base em critérios estruturais. *Rev. Bras. Geoc.*, 11(1):50-57.
- _____ & HACHSPACHER, P. C. (1980)-Reconhecimento estrutural na borda noroeste do Cráton do São Francisco. *Anais Cong. Bras. Geol.*, 31, vol. 5, pp.2719-2731.
- _____ & Sá, J. M. (1987a)-Proterozoic granitoids in a polycyclic setting: a field excursion in the Seridó region, NE Brazil. *Intern. Symp. Granites Assoc. Miner., excursion guides*, pp.33-46.
- _____; LEGRAND, J.-M.; McREATH & GALINDO, A. C. (1987b)-Proterozoic granitoids in a polycyclic setting: the Seridó region, NE Brazil. *Int. Symp. Granite Assoc. Miner.*, pp. 103-110.
- _____ & HOLLANDA, M. H. B. M. (1993)-Mapa estrutural dos granitóides brasileiros na faixa Seridó (RN-PB). *Simp. Geol. Nord.*, 15, atas, pp.369.
- JOHANNES, W. (1983)-On the origin of layered migmatites. *In: ATHERTON, M. P. & GRIBBLE, C. D. (Eds.)-Migmatites, melting and metamorphism*, Shiva Publish., pp. 234-248.

- _____ (1985)-The significance of experimental studies for the formation of migmatites. *In*: ASWORTH, J. R. (Ed.)-Migmatites, Blackie, pp.36-85.
- JOHNSON, Y. A.; PARK, R. G. & WINCHESTER, J. A. (1987)-Geochemistry, petrogenesis and tectonic significance of the early Proterozoic Loch Maree Group amphibolites of the Lewisian complex, NW Scotland. *In*: PHARAOH, T. C.; BECKINSALE, R. D. & RICKARD, D. (Eds.)-Geochemistry and mineralization of Proterozoic volcanic suites. Geol. Soc. Sp. Publ., 33:255-269.
- JOHNSTON, A. D. & WYLLIE, P. J. (1988)-Constraints on the origin of Archean trondhjemites based on phase relationships of Nûk gneisses with H₂O at 15kbar. *Contrib. Mineral. Petrol.* 100:35-46.
- JONES, D. L.; SILBERLING, N. J. & CONEY, P. J. (1986)-Collision tectonics in the Cordillera of western N America: examples from Alaska. *In*: COWARD, M. P. & RIES, A. C. (Eds.)-Collision Tectonics, Geol. Soc. Sp. Publ., 19:367-387.
- KOSINOWSKY, M. H. F. (1982)-MSNORM, a FORTRAN program for the improved version of mesonorm calculation. *Comp. Geosci.*, 8:11-120.
- KROGH, T. E. (1973)-A low contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determinations. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 37:485-494.
- _____ (1982)-Improved accuracy of U-Pb zircon ages by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 46:637-649.
- KRÖNER, A.; PALLISTER, J. S. & FLECK, R. J. (1992)-Age of initial oceanic magmatism in the Late Proterozoic Arabian Shield. *Geology*, 20: 803-806.
- _____; TODT, W.; HUSSEIM, I. M.; MANSOUR, M. & RASHWAN, A. A. (1993)-Dating of late Proterozoic ophiolites in Egypt and the Sudan using the single grain zircon evaporation technique. *Precamb. Res.*, 59:15-32
- LAMEYRE, J. & BOWDEN, P. (1982)-Plutonic rock types series: discrimination of various granitoid series and related rocks. *Jour. Volc. Geoth. Res.*, 14:169-186.
- LEAL, A. S. (1970)-Inventário hidrogeológico do Nordeste, folha n° 19, Aracaju-NO, SUDENE, Div. Docum., Série Hidrogeologia, 33, 242p.
- LEAL, J. M. (1970)-Inventário hidrogeológico do Nordeste, folha n° 20, Aracaju-NE, SUDENE, Div. Document., Série Hidrogeologia, 34, 150p.
- LE BAS, M. J.; LE MAITRE, R. W.; SRECKEISEN, A. & ZANETTIN, B. (1986)-A chemical classification of volcanic rocks based on total alkali-silica diagram. *Jour. Petrol.*, 27:745-750.
- LE FORT, P. (1986)-Metamorphism and magmatism during the Himalayan collision. *In*: COWARD, M. P. & RIES, A. C. (Eds.)-Collision tectonics. Geol. Soc. Sp. Publ., 19:159-172.
- LE MAITRE, R. W.; BATEMAN, P.; DUDEK, A.; KELLER, J.; LAMEYRE, J.; LE BAS, M. J. SABINE, P. A.; SCHMID, R. SØRENSEN, H.; STRECKEISEN, A.; WOOLLEY, A. R. &

- ZANETTIN, B.(1989)-A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell Sci. Publ., 193p.
- LETERRIER, J. JARDIM DE SÁ, E. F.; MACEDO, M. H. & AMARO, V. E. (1990)-Magmatic and geodynamic signature of the Brasiliano cycle plutonism in the Seridó belt, NE Brazil. *Anais Cong. Bras. Geol.*, 36, vol.4, pp.1640-1655.
- LEWRY, J. F. & SIBBALD, T. I. I. (1980)-Thermotectonic evolution of the Churchill Province in northern Saskatchewan. *Tectonophysics*, 68-48-82.
- _____; MACDONALD, C. L.; LIVESEY, M. M.; VAN SCHMUS, R. & BICKFORD, M. E. (1987)-U-Pb geochronology of accreted terranes in Trans-Hudson orogen, northern Saskatchewan, Canada. *In*: PHARAOH, T. C.; BECKINSALE, R. D. & RICKARD, D. (Eds.)-Geochemistry and mineralization of Proterozoic volcanic suite. *Geol. Soc. Sp. Publ.*, 33:146-166.
- LIÉGEOIS, J. P.; BERTRAND, J. M. & BLACK, R. (1987)-The subduction- and collision-related Pan-African composite batholith of the Adras des Iforas (Mali): a review. *Geol. Jour.*, 22:185-211.
- LIMA, E. S. (1989)-Evolução tectono-metamórfica durante o proterozóico do segmento mediano do domínio estrutural central, Nordeste brasileiro. Tese Prof. Titular, UFPE, 137p. (inédito)
- LIMA, M. I. C.; GAVA, A.; FERNANDES, P. E. C. A.; PIRES, J. L. & SIGA Jr., O. (1985)-Projeto ferro titanado de Floresta. *Minérios de Pernambuco/Radambrasil*, vol. I-Geologia, 314p. (inédito).
- LITHERLAND, M. & BLOOMFIELD, K. (1981)-The Proterozoic history of eastern Bolivia. *Precamb. Res.*, 15:157-179.
- _____; KLINCK, B. A.; O'CONNOR, E. A. & PITFIELD, P. E. J. (1985)-Andean-trending mobile belts in the Brazilian shield. *Nature*, 314:345-348.
- MACEDO, M. H. F.; JARDIM DE SÁ, E. F. & SÁ, J. M. (1984)-Datações Rb/Sr em ortognaisses e a idade do Grupo Seridó. *Atas Simp. Geol. Nordeste*, 11:253-262.
- MALPAS, J. (1979)-Two contrasting trondhjemite associations from transported ophiolites in Western Newfoundland: initial report. *In*: BARKER, F. (Ed.)-Trondhjemites, dacites and related rocks. Elsevier Sci. Publ., pp.465-488.
- MARIANO, G. (1990)-Magma mixing origin of a potassic calc-alkaline pluton. The Itaporanga Batholith, state of Paraíba, Northeastern Brazil. PhD. thesis, University of Georgia, 180p.
- _____ & SIAL, A. N. (1988)-Evidence of magma mixing in the Itaporanga batholith, Northeastern Brazil. *Rend. Soc. Ital. Miner. Petrol.*, 43-2;
- _____ & SIAL, A. N. (1990)-Coexistence and mixing of magmas in the Late Precambrian Itaporanga batholith, State of Paraíba, Northeastern Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, 20:101-110.
- _____ & SIAL, A. N. (1993)-High K-calc-alkalic vs shoshonitic granitic magmatism in Northeast Brazil. *In*: SIAL, A. N.; FERREIRA, V. P.; CHAVES, N. S. & GORKI, M. (Eds.)-Magmatismo granítico e mineralizações associadas, Acad. Bras. Ci., res. expand., pp.36-39.

- MARIMON, N. P. C. (1990)-Petrologia e litogeoquímica da sequência plutono-vulcanossedimentar do Brejo Seco, município de São João do Piauí, estado do Piauí. UFBa., Dissert. Mestrado, 102p. (inédito).
- MARRE, J. (1982)-Méthodes d'analyse structurale des granitoids. BRGM, Man. Methodes, 3, 128p.
- MARTIN, H. (1987)-Archean and modern granitoids as indicators of changes in geodynamic processes. *Rev. Bras. Geoc.*, 17:360-365.
- McMURRY, J.; LONG, L. E. & SIAL, A. N. (1985)-Petrology and isotope systematics of magma mushes: some porphyritic granitoids of Northeastern Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, 17:473-480.
- McREATH, I. (1993)-The Proterozoic Orós belt, Northeast Brazil: geochemically diverse meta-igneous rocks, lithological associations and tectonic implications. *Geoch. Brasil.*, 7(2):151-167.
- MEDEIROS, V. C.; JARDIM DE SÁ, E. F. J.; MACEDO, M. H. F. & SOUZA, Z. S. (1993)-Estruturas tangenciais e metagranitóides transamazônicos na faixa Salgueiro-Cachoeirinha a oeste de Parnamirim-PE. *Simp. Geol. Nordeste*, 15, Bol. 13, pp.284-287.
- MELLO, A. A. (1979)-Características geológicas e metalotectônicas dos cinturões móveis do Nordeste Oriental. CPRM/SBG, *Semana Geologia*, 4, 82p. (inédito)
- MENDONÇA, J. C.J S. & AMORIM, J. L. (1988)-Mapa geológico da folha SC.24-X-D-V (Arapiraca-Alagoas). *Anais Cong. Bras. Geol.*, 35, v.6, pp.2648-2660.
- MORAES, J. F. S. (1992)-Petrologia das máficas e ultramáficas da Sequência vulcano-sedimentar de Monte Orebe, PE/PI. UFBa, Dissert. Mestrado, 98p. (inédito)
- MOTTA, A. C. & GOMES, R. A. A. D. (1983)-Projeto Geofísica em Floresta, relatório final. Projeto Radambrasil/CPRM, 24p. (inédito).
- MEYER, M. T.; BICKFORD, M. E. & LEWRY, J. F. (1992)-The Wathaman batholith: an Early Proterozoic continental arc in the Trans-Hudson orogenic belt, Canada. *Geol. Soc. Am Bull.*, 104:1073-1085.
- MIDDLEMOST, E. A. K. (1985)-Magma and magmatic rocks. Longman, 266p.
- MILLER, C. F.; WATSON, E. B. & HARRISON, T. M. (1988)-Perspectives on the source, segregation and transport of granitoid magmas. *Trans. Royal Soc. Edinburgh: Earth Sci.*, 79:135-156.
- MOTTANA, A.; CARSWELL, D. A.; CHOPIN, C. & OBERHÄNSLI, R. (1988)-Eclogite facies mineral parageneses. *In: CARSWELL, D. A. (Ed.)-Eclogites and eclogite facies rocks. Elsevier*, pp. 15-52.
- M'RABET, S.; BONIN, B. & BARBARIN, B. (1993)-Rock-forming mineral evolutionary trends within (per)alkaline complexes Cachoeirinha-Salgueiro foldbelt, Pernambuco-Paraíba, Northeast Brazil, *In: SIAL, A. N.; FERREIRA, V. P.; CHAVES, N. S. & GORKI, M. (Eds.)-Magmatismo granítico e mineralizações associadas, Acad. Bras. Ci., res. expand.*, pp.71-74.
- MOORBATH, S. & TAYLOR, P. N. (1981)-Isotopic evidence of continental growth in the Precambrian. *In: KRONER, A. (Ed.)-Precambrian Plate Tectonics, Elsevier*, pp.491-525.

- MULLEN, E. D. (1983)-MnO-TiO₂-P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 62:53-62.
- NICOLLET, C.; LEYRELOUP, A. & DUPUY, C. (1979)-Petrogenesis of high pressure trondhjemitic layers in eclogites and amphibolites from Southern Massif Central, France. *In*: BARKER, F. (Ed.)-Trondhjemitic, dacites and related rocks. Elsevier, pp.435-464.
- O'CONNOR, J. T. (1965)-A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. *U. S. Geol. Surv., Prof. Pap.* 525-B:79-84.
- OLIVEIRA, E. P. & TARNEY, J. (1990)-Petrogenesis of the Canindé de São Francisco Complex: a major late Proterozoic gabbroic body in the Sergipe Foldbelt, northeastern Brazil. *Jour. South Amer. Earth Sci.*, 3(2/3):125-140.
- OLSEN, S. N. (1983)-A quantitative approach to local mass balance in migmatites. *In*: ATHERTON, M. P. & GRIBBLE, C. D. (Eds.)- Migmatites, melting and metamorphism. *Shiva Geol. Ser.*, pp.201-233.
- _____ (1985)-Mass balance in migmatites. *In*: ASHWORTH, J. R. (Ed.)-Migmatites, Blackie, pp.145-179.
- OLIVEIRA, R. G. & SANTOS, E. J. (1993)-Secção geológica-geofísica e inferências geotectônicas na porção centro-sul da Província Borborema. *Cong. Intern. Soc. Bras. Geof.*, 3, Res. Expand., 1:643-647.
- PALLISTER, J. S.; STACEY, J. S.; FISCHER, L. B. & PREMO, W. R. (1987)-Arabian shield ophiolites and late Proterozoic microplate accretion. *Geology*, 15:320-323.
- _____ (1988)-Precambrian ophiolites of Arabia: geologic settings, U-Pb geochronology, Pb-isotope characteristics, and implications for continental accretion. *Precamb. Res.*, 38:1-54
- PARRISH, R. R. (1987)-An improved microcapsule for zircon dissolution in U-Pb geochronology. *Isotope Geosci.*, 66:99-102.
- PATCHETT, P. J. & RUIZ, J. (1987)-Nd isotopic ages of crust formation and metamorphism in the Precambrian of eastern and southern Mexico. *Contr. Miner. Petrol.*, 96:523-528.
- PATERSON, S. R. & FOWLER Jr., T. K. (1993a)-Re-examing pluton emplacement processes. *Jour. Struct. Geol.*, 15:191-206.
- _____ (1993b)-Extensional pluton-emplacement models: do they work for large olutonic processes? *Geology*, 21:781-784.
- PEARCE, J. (1975)-Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environments in Cyprus. *Tectonophysics*, 25:41-67.
- _____ & CANN, J. R. (1973)-Tectonic setting of basaltic volcanic rocks using trace element analysis. *Earth plan. Sci. Lett.*, 19:290-300.
- PEARCE, J.; HARRIS, N. B. W. & TINDLE, A. G. (1984)-Trace elements discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Jour. Petrol.*, 25:956-983.

- PETERMAN, Z. E. (1979)-Strontium isotope geochemistry of Late Archean to Late Cretaceous tonalites and trondhjemites. *In*: BARKER, F. (Ed.)-Trondhjemites, dacites and related rocks, Elsevier, 133-148.
- PIMENTEL, M. M. & FUCK, R. A. (1991)-Origin of orthogneiss and metavolcanic rock units in Western Goiás: neoproterozoic crustal accretion. *Geoch. Brasil.*, 5:133-152.
- _____ (1992)-Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. *Geology*, 20: 375-379.
- PIN, C. & LANCELOT, J. (1982)-U-Pb dating of an early Paleozoic bimodal magmatism in the French Massif Central and its further metamorphic evolution. *Contrib. Miner. Petrol.* 79:1-12.
- _____ & MARINI, F. (1993)-Early ordovician break-up in Variscan Europe: Nd-Sr isotope and trace element evidence from bimodal igneous associations of the Southern Massif Central, France. *Lithos*, 29:177-196.
- PITCHER, W. S. (1953)-The migmatitic older granodiorite of Thorr district, Co. Donegal. *Quart. Jour. Geol. Soc. London*, 108:413-446.
- _____ (1979)-The nature, ascent and emplacement of granite magmas. *Jour. Geol. Soc. London*, 136:627-662.
- _____ (1983)-Granite: tipology, geological environment and melting relationships. *In*: ATHERTON, M. P. & GRIBBLE, C. D. (Eds.)-Migmatites, melting and metamorphism. *Shiva Geol. Ser.*, pp.277-285.
- _____ (1987)-Granites and yet more granites forty years on. *Geolog. Rundsch.*, 76/1:51-79.
- _____ (1993)-The nature and origin of granite. *Blackie Academ. Profess.*, 321p.
- _____ & BERGER, A. R. (1972)-The geology of Donegal: a study of granite emplacement and unroofing. *Wiley Intersc.*, 435p.
- PORADA, H. (1989)-Pan-African rifting and orogenesis in southern Equatorial Africa and Eastern Brazil. *Precamb. Res.*, 44:103-136.
- QUESADA, C. (1991)-Geological constraints on the Paleozoic tectonic evolution of tectonostratigraphic terranes in the Iberian Massif. *Tectonophysics*, 185:225-245.
- _____ (1992)-Evolución tectónica del Macizo Ibérico (una historia de crecimiento por acreencia sucesiva de terrenos durante el Proterozóico superior y el Paleozoico). *In*: GUTIÉRREZ MARCO, J. G.; SAAVEDRA, J. & RÁBANO, I. (Eds.)-Paleozoico inferior de Ibero-America., *Univers. Extremadura*, pp. 173-190.
- RAMSAY, J. G. (1989)-Emplacement kynematics of a granite diapir: the Chindamora batholith, Zimbabwe. *Jour. Struct. Geol.*, 11:191-209.
- _____ & HUBER, M. I. (1987)-Modern structural geology, vol.2: Folds and fractures, pp.309-700.
- RAPP, R. P.; WATSON, E. B. & MILLER, C. F. (1991)-Partial melting of amphibolite/eclogite and the origin of Archean trondhjemites. *Precamb. Res.*, 51:1-25.
- READ, H. H. (1957)-The granite controversy, *Meditations on granite*, part two. *Thomas Murby*, Ch. 3, pp.86-167.

- ROGERS, J. J. W. & GREENBERG, W. K. (1990)-Late-orogenic, post-orogenic, and anorogenic granites: distinction by major-element and trace-element chemistry and possible origin. *Jour. Geology*, 98(3):291-309.
- RUDNICK, R. L. (1992)-Restites, Eu anomalies, and the lower continental crust. *Geoch. Cosm. Acta*, 56:963-970.
- SANTOS, E. J. (1971)-Síntese da geologia da Folha Arcoverde, Pernambuco. SUDENE, relat. inter., 33p. (inédito)
- _____ (1977)-Síntese da geologia precambriana da folha Arcoverde. *Simp. Geol. Nord.*, 8, atas, pp.225-245.
- _____ (1993)-O episódio magmático de 1,1-0,9 Ga. do domínio Extremo Nordeste. *Simp. Geol. Nordeste*, 15, Bol. 13, pp.322-323.
- _____ & VASCONCELOS, M. L. (1973)-Os granitóides de tipo Moderna do Lineamento Pernambuco. *Min. Met.* 339:28-33.
- _____ & SILVA FILHO, M. A. (1975)-Ensaio interpretativo sobre a evolução da geossinclinal de Propriá, Nordeste do Brasil. *Miner. Metal.*, 367:3-22.
- _____ & VASCONCELOS, M. L. (1976)-Plutonismo granítico nos arredores de Sítio dos Nunes, Pernambuco, e seu significado no contexto da granitização brasileira do Nordeste. *Rev. Bras. Geoc.*, 7(1):58-72.
- _____ & BRITO NEVES, B. B. (1984)-Província Borborema. *In: ALMEIDA, F. F. M. & HASUI, Y. (Eds.)-O Pré-Cambriano do Brasil*. E. Blucher, pp.123-186.
- _____; COUTINHO, M. G. N.; COSTA, M. P. A. & RAMALHO, R. (1984)-O sistema de dobramentos Nordeste e a bacia do Parnaíba, incluindo o cráton de São Luís e as bacias marginais. *In: SCHOBENHAUS, C. CAMPOS, D. A.; DERZE, G. R. & ASMUS, H. E.-Geologia do Brasil*, DNPM, pp.131-186.
- _____ & BRITO NEVES, B. B. (1993)-Petrogenetic and tectonic setting of the Lagoa das Pedras magmatism, Floresta, state of Pernambuco, Borborema Province, Northeast Brazil. *An. Acad. bras. Ci.*, 65(supl. 1):131-139.
- _____; PAIVA, I. P. & POLÔNIA, J. A. L. (1995)-Notícia explicativa das cartas geológica e metalogenética da Folha SC.24-X-A, Floresta, escala 1:250.000, CPRM/Prog. Levant. Geol. Bás., 33p. (inédito)
- SAUNDERS, A. D. (1984)-The rare earth element characteristics of igneous rocks from the ocean basin. *in: HENDERSON, P. (Ed.)-Rare earth element geochemistry*. Elsevier Sci. Publ., pp.205-236.
- SCHEID, C. (1992)-Folha Patos, folha SC.24-Z-D-I, carta geológica, carta metalogenético-previsional, escala 1:100.000, DNPM/CPRM, Prog. Levant. Geol. Bás. Brasil.
- SEARLE, M. P. & FRYER, B. J. (1986)-Garnet, tourmaline and muscovite-bearing leucogranites, gneisses and migmatites of the Higher Himalayas from Zaskar, Lahoul and Kashmir. *In: COWARD, M. P. & RIES, A. C. (Eds.)-Collision tectonics*. Geol. Soc Sp. Publ., 19:185:201.

- SHERVAIS, J. W. (1982)-Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ancient ophiolitic lavas. *Earth Plan. Sci. Lett.*, 59:101-118.
- _____ & KIMBROUGH, D. L. (1985)-Geochemical evidence for the tectonic setting of the Coast Range ophiolite: a composite island arc-oceanic crust terrain in western California. *Geology*, 13:35-38
- SIAL, A. N. (1987)-Granitic rocks of Northeast Brazil. *Intern. Symp. Granites Assoc. Miner.*, pp.61-69.
- _____ (1990)-Epidote-bearing calc-alkalic granitoids in Northeast Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, 2:88-100.
- _____ (1993)-Contrasting metaluminous magmatic epidote-bearing granitic suites from two precambrian foldbelts in Northeast Brazil. *An. Acad. bras. Ci.*, 65(supl. 1):141-162.
- _____; LONG, L. E.; GALINDO, A. C.; ARAÚJO, M. E.; McMURRY, J. & McREATH, I. (1982)-Algumas considerações sobre os corpos graníticos de Monte das Gameleiras-Serra de São Bento e de Dona Inês, fronteira Rio Grande do Norte-Paraíba. *UFPE/DG, Est. Pesq.*, 5:35-51
- _____; FERREIRA, V. P. & MARIANO, G. (1987)-Proterozoic granitoids, Western Pernambuco and Paraíba states, Northeast Brazil. *Intern. Symp. Granites Assoc. Miner.*, excursion guides, pp.9-29.
- _____ & FERREIRA, V. P. (1988)-Brasiliano age peralkaline plutonic rocks of the Central domain, Northeast Brazil. *Rend. Soc. Ital. Miner. Petr.*, 43:307-342.
- _____ & FERREIRA, V. P.; BORBA, G. S. & PORTO, H. M. (1988)-The Precambrian Buíque batholith, a magnetite-series granitoid (Pernambuco, Northeast Brazil): geochemical aspects. *UFPE/depart. Geol., Est. Pesq.*, 9:17-31.
- _____; FERREIRA, V. P.; WHITNEY, J. A.; WENNER, D. B. & SASAKI, A. (1989)-LILE ^{18}O - and ^{34}S -enriched mantle beneath Northeast Brazil: evidence from shoshonitic and ultrapotassic rocks plutonic rocks. *Int. Geol. Congr.*, 28th., abstr., 3/3:106.
- _____ & FERREIRA, V. P. (1990)-Granitoids in northeastern Brazil: oxygen and sulphur isotope compositions and depth of emplacement. *Jour. South Amer. Earth Sci.*, 3(2/3):103-112.
- _____; SASAKI, A. & FERREIRA, V. P. (1990)-Oxygen and sulphur isotope geochemistry of Brasiliano age granitoids in Northeast Brazil. *Bull. Fac. Educ. Ibaraki Univ.*, 39:31-46.
- _____ & FERREIRA, V. P. (1991)-Granitóides calci-alcalinos com epidoto, no domínio estrutural & central, Nordeste do Brasil. *Simp. Geol. Nordeste*, 14, pp.116-118.
- _____ & FERREIRA, V. P. (1992)-Granitóides com epidoto ígneo nos cinturões Seridó e Cachoeirinha-Salgueiro, Nordeste do Brasil: aspectos geoquímicos, isótopos estáveis, temperaturas e profundidades de solidificação. *Cong. Bras. Geoquímica*, pp.300-303.
- SILVA FILHO, A. F. (1989)-Shoshonitic and ultrapotassic intrusive suites in the Piancó-Alto Brígida belt, Pernambuco State, Brazil. *Univ. London, Imper. Coll. Sci. Tech. Med.*, PhD. thesis, 422p. (inédito).
- _____; THOMPSON, R. N. & LEAT, P. T. (1987)-Petrology of Terra Nova pluton, Brazil, and associated ultrapotassic dykes. *Rev. Bras. Geoc.*, 17:481-487.

- _____ & GUIMARÃES, I. P. (1991)-Geologia das rochas ultrapotássicas da região de Salgueiro, PE. Cong. Bras. Geol., Anais, 36, 4:1752-1763.
- _____; 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. (pre-print).
- SILVA FILHO, M. A.; BONFIM, L. F. C. & SANTOS, R. A. (1978) A geossinclinal Sergipana: estratigrafia, estrutura e evolução. Anais Cong. Bras. Geol., 30, 6:2464-2477.
- _____ & AMORIM, J. L. (1991)-Considerações sobre o quimismo das rochas máficas do Grupo Salgueiro. Simp. Geol. Nordeste, 14, pp.128-131.
- STEIGER, R. H. & JÄGER, E. (1977)-Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and chosmochronology. Earth Planet. Sci. Letters, 36:359-362.
- STRECKEISEN, A. (1976)-To each plutonic rocks its proper name. Earth Sci. Rev., 12:1-33.
- SUN, S. S. (1982)-Chemical composition and origin of the Earth mantle. Geoch. Chosmoch. Acta, 46:179-192.
- TARNEY, J. & SAUNDERS, A. D. (1981)-Trace element constraints on the origin of Cordilleran batholiths. In:ATHERTON, M. P. & TARNEY, J. (Eds.)-Origin of granite batholiths, geochemical evidence. Shiva Publ., pp.90-105.
- TASSINARI, C. C. G.; SIGA Jr., O. & BARRETO, L. M. B. (1989)- The geochronology of kibarán belts and associated mineralizations in Brazil; a review. IGCP n° 255 Newsletter/Bull., 2:77-83.
- TAYLOR, S. R. & McLENNAN, S. M. (1983)-Geochemistry of Early Proterozoic sedimentary rocks and the Archean/Proterozoic boundary. Geol. Soc. Am., mem. 161, pp.119-131.
- THOMPSON, R. N.; MORRISON, M. A.; HENDRY, G. L. & PARRY, S. J. (1984)-An assessment of the relative roles of crust and mantle in magma genesis: an elemental approach. Phil. Trans. R. Soc. Lond., A310:549-590.
- TIKOFF, B. & TEYSSIER, C. (1992)-Crustal-scale, en echelon "P-shears" tensional bridges: a possible solution to the batholithic room problem. Geology, 20:927-930.
- TULLOCH, A. J. (1986)-Comments and reply on "Implications of magmatic epidote-bearing plutons on crustal evolution in the accreted terranes of northwestern North America"ans "Magmatic epidote and its petrologic significance". Geology, 14:186-187.
- VAN SCHMUS, W. R.; BRITO NEVES, B. B.; HACHSPACHER, P.; BABINSKI, M. (1993)- Identification of crustal blocks in northeast Brazil using Sm-Nd and U-Pb geochronology. Anais Simp. Cráton São Francisco, 2: pp.239-242.
- _____; BRITO NEVES, B. B. & BABINSKI, M. (1994)-Mesoproterozoic crustal domains in Borborema Province: evidence from U/Pb and Sm/Nd geochronology. Cong. Bras. Geol., 38, Bol. Res. Expand., v.2, pp.403-404.
- VAN DER LAAN, S. R. & WYLLIE, P. J. (1992)-Constraints on Archean trondhjemite genesis from hydrous crystallization experiments on Nûk gneiss at 10-17 kbar. Jour. Geol., 100:57-68.

- VAN EVERDIGEN, D. A.; VAN GOOL, J. A. M. & VISSERS, R. L. M. (1992)-QUICKPLOT: a microcomputer-based program for processing of orientation data. *Comp. Geosc.*, 18:183-287.
- VAUCHEZ, A. & SILVA, M. E. (1992)-Termination of a continental-scale strike-slip fault in partially melted crust: the west Pernambuco shear zone, *Geology*, 20:1007-1010.
- VEIGA JR., J. P. (1990)-Afogados da Ingazeira, folha SB.24-Z-C-VI, carta geológica, carta metalogenético-previsional, escala 1:100.000. DNPM/CPRM, Prog. Levant. Geol. Bás. Brasil, 121p.
- VERNON, R. H. & PATERSON, S. R. (1993)-The Ardara pluton: deflating an expanded intrusion. *Lithos*, 31:17-32.
- VERONESE, W. F.; ORTIZ, L. R. C.; GONZALEZ, S. R.; MENOR, E. A.; MONTES, A. S. L.; MARQUES, N. M. G. & COITINHO, J. B. L. (1985)-Projeto ferro titanado de Floresta (PE). Minérios de Pernambuco/Radambrasil, vol. 2-Metalogenia, 155p. (inédito).
- VIDAL, Ph.; BERNARD-GRIFFITHS, S.; COCHERIE, A.; LE FORT, P.; PEUCAT, J. & SHEPARD, S. M. F. (1984)-Geochemical comparison between Himalayan and Hercinian leucogranites. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 35:179-190.
- VOLMER, F. W. (1990)-An application of eigenvalue methods to structural domain analysis. *Geol. Soc. America Bull.*, 102:786-791.
- WANDERLEY, A. A. (1990)-Monteiro, folha SB.24-Z-IV, carta geológica, carta metalogenético-previsional, escala 1:100.000, DNPM/CPRM, Progr. Levant. Geol. Bás. Brasil, 100p.
- _____; VEIGA Jr., J. P. & SANTOS, E. J. (1992)-O complexo Irajá no contexto evolutivo da Província Borborema. *Cong. Bras. Geol., Anais, Bol. Res. Expand.*, 1:302-303.
- WATSON, E. B. & HARRISON, T. M. (1984)-Accessory minerals and the geochemical evolution of crystal magmatic systems: a summary and prospectus of experimental approaches. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 35:19-30.
- WEAVER, B. L. & TARNEY, J. (1983)-Elemental depletion in Archean granulite-facies rocks. *In: ATHERTON, M. P. & GRIBBLE, C. D. (Eds.)-Migmatites, melting and metamorphism*, Shiva Geol. Ser., pp.250-263.
- WHALEN, J. P.; CURRIE, K. L. & CHAPPELL, B. W. (1989)-A-type granitoids: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contr. Miner. Petrol.*, 95:407-419.
- WHITE, A. J. R. (1992)-Granite handbook: description, genesis, some associated ore deposits. *Cong. Bras. Geol., short course*, 109p. (inédito).
- _____ & CHAPPELL, B. W. (1977)-Ultrametamorphism and granitoid genesis. *Tectonophysics*, 43:7-22.
- WICKHAM, S. M. (1987)-The segregation and emplacement of granitic magmas. *Jour. Geol. Soc. London*, 144:281-297.
- WILSON, M. (1989)-Igneous Petrogenesis, a global tectonic approach. Unwin Hyman, 466 p.

- _____ & DAVIDSON, J. P. (1984)-The relative roles of crust and upper mantle in the generation of oceanic island arc magmas. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A310:661-674.
- WINCHESTER, J. A. & FLOYD, P.A. (1977)-Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements: *Chem. Geol.*, 20:325-343.
- WINDLEY, B. F. (1989)-Anorogenic magmatism and the Grenvillian orogeny. *Can. Jour. Earth Sci.*, 26:479-489.
- WOLF, M. B. & WYLLIE, P. J. (1994)-Dehydration-melting of amphibolite at 10 kbar: the effects of temperature and time. *Contr. Miner. Petrol.*, 115: 369-383.
- WOOD, D. A. (1979)-A variably veined suboceanic upper mantle - Genetic significance for mid-ocean ridge basalts from geochemical evidence. *Geology*, 7:499-503
- WOODCOCK, N. H. (1977)-Specification of fabric shapes using an eigenvalue method. *Geol. Soc. America Bull.*, 88:1231-1236.
- WYLLIE, P. J. (1983a)-Experimental studies on biotite- and muscovite-granite and some crustal magmatic sources. *In: ATHERTON, M. P. & GRIBBLE, C. D. (Eds.)-Migmatites, melting and metamorphism. Shiva Geol. Ser.*, pp.12-26.
- _____ (1983b)-Experimental and thermal constraints on the deep -seated parentage of some granitoid magmas in subduction zones. *In: ATHERTON, M. P. & GRIBBLE, C. D. (Eds.)-Migmatites, melting and metamorphism, Shiva Geol. Ser.*, pp37-51.
- _____ (1984)-Constraints imposed by experimental petrology on possible and impossible magma sources and products. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A310:439-456.
- ZEN, E. (1985)- Implications of magmatic epidote-bearing plutons on crustal evolution in the accreted terranes of northwestern North America. *Geology*, 13:266-269.
- _____ & HAMMARSTROM, J. M. (1984)-Magmatic epidote and its petrologic significance. *Geology*, 12: 515-518.

PARTE VI
ANEXOS

ANEXO 1
 RELAÇÃO DE AFLORAMENTOS COM COORDENADAS UTM E INDICAÇÃO DE SEÇÕES
 DELGADAS E ANÁLISES EXECUTADAS

AFLORAMENTO	COORDENADAS UTM		S. DELGADAS	A. QUÍMICAS	A. GEOCRONOL.
E S-001	546.375 E	9.051.800 N			
E S-002	545.350 E	9.053.020 N	X	XRF, INAA	
E S-003	545.325 E	9.053.325 N	X		
E S-004	545.150 E	9.053.475 N	X		
E S-005	545.050 E	9.053.700 N	X	XRF, ICP	U/Pb
E S-006	544.400 E	9.054.500 N			
E S-007	544.650 E	9.055.975 N			
E S-008	544.650 E	9.056.450 N			
E S-009	544.750 E	9.056.750 N	X	XRF	
E S-010	544.950 E	9.058.500 N			
E S-011	544.850 E	9.059.075 N			
E S-012	544.550 E	9.059.450 N			
E S-013	544.200 E	9.060.100 N	X	XRF	
E S-014	544.150 E	9.060.350 N	X		U/Pb, Sm/Nd
E S-015	544.150 E	9.060.650 N	X		
E S-016	544.200 E	9.060.975 N	X		
E S-017	544.500 E	9.061.250 N	X		
E S-018	544.400 E	9.062.075 N			
E S-019	544.550 E	9.062.350 N	X	XRF	
E S-020	544.625 E	9.062.650 N			
E S-021	544.650 E	9.063.025 N			
E S-022	544.500 E	9.064.250 N			
E S-023	545.875 E	9.080.700 N			
E S-024	546.350 E	9.079.500 N			
E S-025	547.600 E	9.076.275 N			
E S-026	548.350 E	9.074.500 N	X		
E S-027	544.200 E	9.063.700 N			
E S-028	544.350 E	9.064.700 N			
E S-029	544.100 E	9.065.050 N	X	XRF, ICP	
E S-030	544.100 E	9.066.200 N			
E S-031	544.100 E	9.067.150 N			
E S-032	544.100 E	9.067.550 N			
E S-033	544.000 E	9.067.800 N			
E S-034	543.800 E	9.068.350 N	X		
E S-035	547.900 E	9.068.500 N	X	XRF, ICP	Sm/Nd
E S-036	543.850 E	9.069.850 N			
E S-037	548.600 E	9.073.975 N			
E S-038	548.850 E	9.073.200 N			
E S-039	549.000 E	9.072.975 N	X	VU/AA, RX VU/AA, RX	
E S-040	548.875 E	9.073.100 N			
E S-041	547.800 E	9.074.000 N			
E S-042	547.600 E	9.072.800 N	X		
E S-043	545.975 E	9.072.800 N	X		
E S-044	545.450 E	9.072.700 N			
E S-045	564.100 E	9.076.100 N			
E S-046	563.650 E	9.074.925 N	X	XRF, ICP	Rb/Sr, U/Pb, Sm/Nd
E S-047	562.850 E	9.074.100 N	X		
E S-048	562.175 E	9.072.650 N	X		
E S-049	543.800 E	9.071.400 N			
E S-050	544.950 E	9.070.050 N			
E S-051	546.650 E	9.062.050 N	X	VU/AA, RX	
E S-053	544.950 E	9.063.550 N			
E S-054	545.525 E	9.063.175 N			
E S-055	545.750 E	9.062.875 N			
E S-056	545.900 E	9.062.700 N			
E S-057	548.200 E	9.061.900 N	X	XRF, ICP	
E S-058	544.725 E	9.063.375 N			
E S-059	547.250 E	9.062.775 N			
E S-060	547.600 E	9.062.125 N	X		
E S-061	548.225 E	9.062.350 N			
E S-062	548.600 E	9.062.450 N	X		
E S-063	549.525 E	9.062.800 N			
E S-064	550.325 E	9.062.725 N			
E S-065	549.950 E	9.061.850 N	X		
E S-066	549.525 E	9.061.950 N	X		
E S-067	544.300 E	9.066.850 N	X		
E S-068	544.750 E	9.066.750 N	X	ICP	
E S-069	545.650 E	9.067.000 N			
E S-070	546.950 E	9.067.250 N			
E S-071	544.950 E	9.067.050 N	X	XRF, ICP	
E S-072	550.200 E	9.065.550 N	X	XRF	
E S-073	549.500 E	9.067.000 N	X	ICP	
E S-074	549.750 E	9.067.250 N			
E S-075	542.750 E	9.054.950 N			

E S-076	541.600 E	9.055.350 N	X		
E S-077	541.300 E	9.055.475 N	X		
E S-078	541.450 E	9.055.400 N	X		
E S-079	541.025 E	9.055.700 N	X	XRF	
E S-080	540.950 E	9.056.100 N			
E S-081	541.000 E	9.056.450 N			
E S-082	540.750 E	9.056.750 N	X		
E S-083	540.325 E	9.057.550 N			
E S-084	539.850 E	9.057.900 N	X		
E S-085	539.450 E	9.058.650 N	X		
E S-086	539.100 E	9.059.075 N			
E S-087	560.700 E	9.069.250 N			
E S-088	559.550 E	9.068.825 N			
E S-089	558.050 E	9.067.925 N			
E S-090	557.300 E	9.068.700 N	X	XRF	
E S-091	555.300 E	9.068.850 N			
E S-092	555.250 E	9.068.800 N			
E S-093	556.450 E	9.068.650 N	X	XRF	
E S-094	556.850 E	9.069.250 N	X	XRF, ICP	
E S-095	550.025 E	9.067.525 N	X	XRF, ICP	
E S-096	550.275 E	9.067.750 N	X		
E S-097	550.450 E	9.067.875 N	X		
E S-098	550.800 E	9.068.950 N			
E S-099	550.625 E	9.069.150 N			
E S-100	549.100 E	9.072.700 N	X	VU/AA, RX, ICP	
E S-101	549.275 E	9.072.200 N	X		
E S-102	549.650 E	9.071.500 N	X	XRF, ICP	
E S-103	549.875 E	9.070.925 N			
E S-104	550.100 E	9.070.400 N	X	XRF, ICP	
E S-105	550.300 E	9.070.025 N			
E S-106	545.625 E	9.053.050 N	X	VU/AA, RX	
E S-107	545.200 E	9.053.400 N	X	VU/AA, RX	
E S-108	544.400 E	9.056.050 N			
E S-109	544.550 E	9.057.550 N			
E S-110	544.300 E	9.058.725 N	X		
E S-111	538.775 E	9.059.450 N	X		
E S-112	538.125 E	9.059.700 N			
E S-113	537.825 E	9.059.900 N			
E S-114	537.300 E	9.061.050 N			
E S-115	537.200 E	9.061.600 N			
E S-116	537.100 E	9.062.700 N	X		
E S-117	537.200 E	9.063.000 N	X		
E S-118	548.700 E	9.062.050 N			
E S-119	549.200 E	9.062.000 N			
E S-120	549.650 E	9.061.900 N			
E S-121	550.175 E	9.061.800 N			
E S-122	550.650 E	9.061.650 N	X		
E S-123	551.025 E	9.061.625 N	X	XRF	
E S-124	551.300 E	9.061.625 N			
E S-125	565.550 E	9.054.000 N	X		
E S-126	564.250 E	9.076.700 N			
E S-127	540.000 E	9.075.850 N			
E S-128	562.450 E	9.074.175 N			
E S-129	561.000 E	9.074.300 N			
E S-130	560.300 E	9.074.700 N	X		
E S-131	559.800 E	9.074.850 N	X	XRF, ICP	U/Pb, Sm/Nd
E S-132	559.300 E	9.074.650 N			
E S-133	558.200 E	9.074.350 N	X	XRF	U/Pb, Sm/Nd
E S-135	556.400 E	9.073.225 N	X		
E S-136	555.000 E	9.073.050 N	X	XRF	
E S-137	554.050 E	9.072.475 N	X	XRF, ICP	
E S-138	562.850 E	9.083.250 N			
E S-139	557.300 E	9.072.800 N			
E S-140	557.050 E	9.072.150 N			
E S-141	556.950 E	9.071.975 N	X	XRF	
E S-142	556.750 E	9.071.550 N	X	XRF	
E S-143	556.425 E	9.070.850 N			
E S-144	556.300 E	9.070.575 N			
E S-145	556.150 E	9.070.225 N			
E S-146	555.900 E	9.069.700 N			
E S-147	556.075 E	9.069.000 N			
E S-148	547.125 E	9.051.975 N			
E S-149	547.150 E	9.052.250 N			
E S-150	547.900 E	9.053.025 N			
E S-151	548.850 E	9.053.800 N			
E S-152	549.400 E	9.054.850 N	X		
E S-153	549.800 E	9.055.025 N	X	XRF	
E S-154	550.200 E	9.056.550 N	X		
E S-155	550.475 E	9.057.550 N	X	XRF	
E S-156	550.700 E	9.058.075 N			
E S-157	550.475 E	9.059.150 N			

E S-158	551.250 E	9.060.150 N	X	XRF
E S-159	551.400 E	9.060.475 N	X	
E S-160	551.575 E	9.061.500 N	X	
E S-161	552.175 E	9.063.050 N		
E S-162	551.750 E	9.061.950 N		
E S-163	551.775 E	9.062.400 N		
E S-164	552.150 E	9.063.350 N		
E S-165	552.250 E	9.064.725 N		
E S-166	552.175 E	9.065.500 N	X	XRF
E S-167	551.925 E	9.066.075 N		
E S-168	551.725 E	9.066.500 N		
E S-169	551.650 E	9.066.650 N	X	
E S-170	551.450 E	9.067.050 N		
E S-171	550.950 E	9.067.550 N		
E S-172	544.050 E	9.065.450 N	X	XRF
E S-173	544.650 E	9.063.175 N	X	XRF, ICP
E S-174	546.450 E	9.048.450 N	X	
E S-175	547.875 E	9.048.225 N		
E S-176	548.375 E	9.048.475 N		
E S-177	550.075 E	9.048.700 N		
E S-178	553.500 E	9.049.000 N		
E S-179	555.500 E	9.049.200 N		
E S-180	551.000 E	9.048.900 N		
E S-181	552.450 E	9.050.475 N		
E S-182	544.250 E	9.049.800 N	X	
E S-183	542.700 E	9.049.100 N		
E S-184	541.700 E	9.049.450 N	X	
E S-185	541.300 E	9.049.400 N		
E S-186	540.700 E	9.049.400 N		
E S-187	544.450 E	9.054.350 N		
E S-188	543.600 E	9.054.600 N		
E S-189	536.350 E	9.064.400 N		
E S-190	536.000 E	9.064.900 N		
E S-191	535.950 E	9.051.500 N		
E S-192	536.600 E	9.064.050 N		
E S-193	537.050 E	9.063.450 N		
E S-194	543.950 E	9.048.200 N		
E S-195	543.500 E	9.048.075 N		
E S-196	542.750 E	9.047.825 N	X	
E S-197	542.350 E	9.047.650 N	X	
E S-198	538.950 E	9.046.500 N		
E S-199	533.700 E	9.044.800 N	X	
E S-200	552.150 E	9.050.200 N		
E S-201	554.625 E	9.051.900 N		
E S-203	543.550 E	9.062.425 N		
E S-204	543.025 E	9.063.175 N	X	
E S-205	544.425 E	9.063.350 N	X	
E S-206	544.075 E	9.063.475 N		
E S-207	543.050 E	9.063.450 N		
E S-208	543.900 E	9.067.600 N		
E S-209	543.150 E	9.067.500 N	X	
E S-210	544.000 E	9.068.000 N		
E S-211	542.000 E	9.068.100 N		
E S-212	541.500 E	9.068.300 N		
E S-213	541.050 E	9.068.750 N		
E S-214	539.850 E	9.069.300 N	X	
E S-215	539.300 E	9.069.400 N		
E S-216	538.250 E	9.066.850 N		
E S-217	538.100 E	9.066.300 N		
E S-218	537.900 E	9.065.300 N		
E S-219	537.800 E	9.064.775 N		
E S-220	537.950 E	9.064.300 N		
E S-221	537.850 E	9.063.650 N		
E S-222	538.050 E	9.063.950 N		
E S-223	535.450 E	9.066.250 N		
E S-224	535.100 E	9.066.850 N		
E S-225	544.100 E	9.070.250 N		
E S-226	544.000 E	9.070.800 N		ICP
E S-227	543.900 E	9.071.300 N	X	
E S-228	543.725 E	9.071.700 N		
E S-229	543.450 E	9.072.100 N		
E S-230	543.150 E	9.073.400 N	X	
E S-231	554.750 E	9.052.225 N		
E S-232	555.000 E	9.052.550 N	X	
E S-233	555.150 E	9.052.975 N	X	
E S-234	556.225 E	9.055.725 N	X	
E S-235	556.575 E	9.056.875 N	X	
E S-236	556.775 E	9.057.850 N		
E S-237	557.400 E	9.058.700 N		
E S-238	557.800 E	9.060.450 N	X	
E S-239	557.875 E	9.061.150 N		

E S-240	558.300 E	9.062.275 N			
E S-241	558.475 E	9.062.700 N			
E S-242	558.726 E	9.063.500 N			
E S-243	559.275 E	9.065.025 N			
E S-244	559.550 E	9.065.950 N	X		
E S-245	560.050 E	9.067.300 N	X		
E S-246	560.150 E	9.067.575 N			
E S-247	560.650 E	9.068.225 N			
E S-248	561.400 E	9.069.200 N			
E S-249	562.150 E	9.072.100 N	X		
E S-250	543.100 E	9.072.450 N			
E S-251	542.375 E	9.072.450 N	X		ICP
E S-252	541.900 E	9.072.275 N			
E S-253	540.925 E	9.072.400 N			
E S-254	540.500 E	9.072.700 N			
E S-255	540.025 E	9.072.650 N	X		VU/AA.RX
E S-256	539.450 E	9.072.475 N			
E S-257	539.075 E	9.072.250 N			
E S-258	543.925 E	9.072.075 N			
E S-259	544.850 E	9.072.500 N			
E S-260	545.650 E	9.072.075 N	X		
E S-261	547.650 E	9.074.200 N			
E S-262	547.800 E	9.074.450 N			
E S-263	542.700 E	9.074.425 N			
E S-264	542.850 E	9.074.800 N			
E S-265	542.025 E	9.075.100 N			
E S-266	541.450 E	9.075.275 N			
E S-267	540.275 E	9.075.500 N			
E S-268	539.850 E	9.075.725 N			
E S-269	539.600 E	9.076.000 N			
E S-270	539.350 E	9.076.200 N	X		
E S-271	538.900 E	9.076.625 N			
E S-272	550.150 E	9.062.300 N	X		
E S-273	550.000 E	9.066.225 N			
E S-274	549.900 E	9.066.775 N			
E S-275	549.950 E	9.067.050 N	X		
E S-276	550.000 E	9.067.350 N			
E S-277	550.100 E	9.067.750 N			
E S-278	550.125 E	9.068.850 N	X		
E S-279	550.150 E	9.068.975 N			
E S-280	550.475 E	9.059.125 N			
E S-281	550.275 E	9.059.275 N			
E S-282	449.925 E	9.059.500 N			
E S-283	548.750 E	9.060.300 N	X		
E S-284	548.250 E	9.060.725 N	X		
E S-285	545.275 E	9.062.225 N			
E S-286	546.300 E	9.061.900 N	X		
E S-287	547.100 E	9.061.350 N			
E S-288	547.550 E	9.061.075 N	X		
E S-289	449.250 E	9.059.975 N			
E S-290	552.925 E	9.050.800 N			
E S-291	553.750 E	9.051.275 N	X		
E S-292	554.500 E	9.051.750 N			
E S-293	555.800 E	9.054.500 N			
E S-294	555.900 E	9.054.700 N			
E S-295	556.000 E	9.055.000 N			
E S-296	557.525 E	9.061.100 N			
E S-297	557.300 E	9.060.950 N			
E S-298	557.000 E	9.060.875 N			
E S-299	556.625 E	9.060.675 N			
E S-300	556.125 E	9.060.650 N			ICP
E S-301	555.525 E	9.060.700 N			
E S-302	555.175 E	9.060.900 N			
E S-303	554.650 E	9.061.200 N			
E S-304	553.900 E	9.061.900 N	X		VU/AA.RX.XRF.ICP
E S-305	553.600 E	9.062.075 N	X		
E S-306	553.500 E	9.062.675 N			
E S-307	553.150 E	9.062.850 N			
E S-308	538.100 E	9.063.600 N			
E S-309	538.300 E	9.063.350 N	X		
E S-310	538.550 E	9.063.250 N	X		
E S-311	539.950 E	9.062.830 N	X		
E S-312	544.400 E	9.067.900 N			
E S-313	544.600 E	9.067.400 N			
E S-314	544.750 E	9.057.100 N			
E S-315	544.600 E	9.059.000 N			
E S-316	544.600 E	9.058.100 N			
E S-317	544.600 E	9.059.000 N			
E S-318	544.300 E	9.060.000 N			
E S-319	544.700 E	9.056.550 N			
E S-320	564.200 E	9.076.050 N			

E S-321	551.500 E	9.048.900 N			
E S-322	554.200 E	9.049.100 N			
E S-323	555.800 E	9.049.250 N	X		
E S-324	557.900 E	9.049.350 N			
E S-325	561.825 E	9.049.550 N		VU/AA, RX, ICP	U/Pb, Sm/Nd
E S-326	546.700 E	9.051.175 N		VU/AA, RX, ICP	
E S-327	546.500 E	9.051.500 N			
E S-328	546.250 E	9.052.100 N			
E S-329	546.100 E	9.052.300 N			
E S-330	545.250 E	9.052.975 N			
E S-331	545.000 E	9.054.150 N		VU/AA, RX, ICP	
E S-332	544.900 E	9.054.375 N	X	XRF, INAA	XRF, U/PB
E S-333	548.450 E	9.053.450 N			
E S-334	548.625 E	9.053.600 N			
E S-335	549.200 E	9.054.600 N			
E S-336	550.120 E	9.055.150 N			
E S-337	550.950 E	9.055.050 N			
E S-338	551.750 E	9.054.800 N			
E S-339	550.200 E	9.055.300 N			
E S-340	550.350 E	9.056.000 N			
E S-341	550.300 E	9.056.350 N			
E S-342	550.200 E	9.056.900 N			
E S-343	544.000 E	9.065.250 N			
E S-344	544.050 E	9.065.600 N			
E S-345	551.825 E	9.062.150 N	X		
E S-346	551.900 E	9.062.650 N		XRF, ICP	
E S-347	551.825 E	9.062.150 N			
E S-348	552.200 E	9.063.750 N	X		
E S-349	552.200 E	9.063.925 N	X		
E S-350	544.050 E	9.070.625 N			
E S-351	548.050 E	9.073.100 N			
E S-352	358.300 E	9.062.650 N			
E S-353	358.150 E	9.062.750 N			
E S-354	557.550 E	9.062.950 N	X		
E S-355	557.200 E	9.063.100 N			
E S-356	557.000 E	9.063.200 N			
E S-357	556.750 E	9.063.250 N			
E S-358	556.100 E	9.063.600 N			
E S-359	555.900 E	9.063.700 N	X		
E S-360	555.600 E	9.064.050 N			
E S-361	555.550 E	9.064.200 N			
E S-362	555.000 E	9.064.450 N			
E S-363	554.800 E	9.064.600 N			
E S-364	553.450 E	9.064.950 N			
E S-365	549.600 E	9.045.000 N			Sm/Nd
E S-366	546.500 E	9.062.100 N	X		
E S-367	548.350 E	9.063.000 N	X		
E S-368	544.250 E	9.057.800 N			
E S-369	585.770 E	9.057.100 N	X		
E S-370	586.440 E	9.057.750 N			
E S-371	588.660 E	9.057.550 N	X		
E S-372	597.200 E	9.056.650 N	X	XRF, INAA	
E S-373	598.450 E	9.056.100 N	X	XRF, INAA	
E S-374	568.000 E	9.050.600 N	X	XRF, INAA	
E S-376	557.250 E	9.058.350 N			
E S-377	558.100 E	9.061.700 N			
E S-378	558.400 E	9.062.500 N			
E S-379	558.450 E	9.062.850 N			
E S-380	560.775 E	9.065.700 N			
E S-381	562.725 E	9.066.425 N	X		
E S-382	563.050 E	9.066.800 N			
E S-383	559.950 E	9.068.150 N			
E S-384	560.900 E	9.068.500 N			
E S-385	536.850 E	9.063.650 N			
E S-386	534.025 E	9.067.450 N	X	XRF, INAA	
E S-387	537.800 E	9.065.000 N			
E S-388	538.650 E	9.066.300 N			
E S-389	539.500 E	9.066.300 N			
E S-390	540.550 E	9.066.400 N			
E S-391	542.450 E	9.065.800 N			
E S-392	543.100 E	9.065.250 N			
E S-393	543.500 E	9.065.000 N			

Obs - Métodos Analíticos:

VU/AA, RX - Análises por via úmida/absorção atômica, espectrometria de raios x
XRF - Fluorescência de raios x
ICP - Plasma ("inductively coupled plasma")
INAA - Ativação neutrônica instrumental