UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

GEOQUÍMICA E GEOCRONOLOGIA DE METAVULCÂNICAS E
METAGRANITÓIDES DOS CINTURÕES ORÓS E JAGUARIBE
SUDESTE DO CEARÁ.

Orlando Augusto de Figueiredo Filho

ORIENTADOR: Prof. Dr. Mario Cesar Heredia de Figueiredo

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

São Paulo

1994

Simbologias para os distintos grupos litológicos da Faixa Jaguaribean, segundo os padrões de distribuição de elementos Terras Raras (TR) e outras características geoquímicas - para a Tabela 4 e Figuras 18, 19, 20, 21, 22, 29, 30, 31, 34 e 39 (amostras sem OF, com exceção de 60, 61 e 60 I, são de Sá, 1991).

(+) Metavulcânicas ácidas com TR fracionadas: OF 16, OF 18A, OF 20, OF 21, OF 42, OF 22, OF 45, 60 I, OF 57, OF 59, OF 78, OF 91, OF 18B, OF 68, 8C, 8.1A, 8.1C, 8.1E

(○) Metavulcânicas básicas com TR pouco fracionadas: OF 1, OF 34, OF 89A

(●) "Gabros": 205RA, 205RD, 205RH

(X) Metavulcânicas básico-intermediárias com TR fracionadas: OF 11, OF 30, OF 62, OF 66, OF 99, OF 80A, OF 89B, OF 89D, 205RF, 205RI, 205RJ

(*) Metandesitos (e metabásicas) com TR pouco fracionadas: OF 2, OF 18C, 10A, 10F, 10G, 10H, 10L

(□) Metagranitóides com TR pesadas fracionadas ("augen" gnaisses): OF 5, OF 43, OF 46, 60, 61, OF 60, OF 79, 39A, 39B, 51C, 52

(■) Metagranitóides com TR pesadas planas (sienograníticos): OF 3, OF 39, OF 81, 74.I, 74.II

(△) Metagranitóides Brasileiros: OF 8, OF 51, OF 104, 31HA, 31HC, 31HF

(▽) Hbl-ortognaisses: 80.II, 79D, 79B, 79.1B

(◇) Ortognaisses do Embasamento: OF 31, OF 53, OF 55A, OF 55B, OF 89-1, OF 102, 40J, 40F, 40A

(▲) Amostra OF 27 (alterada em Na e K?)

Simbologias para os distintos grupos litológicos da Faixa Jaguaribeana, segundo os padrões de distribuição de elementos Terras Raras (TR) e outras características geoquímicas - para a Tabela 4 e Figuras 18, 19, 20, 21, 22, 29, 30, 31, 34 e 39 (amostras sem OF, com exceção de 60, 61 e 60 I, são de Sá, 1991).

(+) Metavulcânicas ácidas com TR fracionadas: OF 16, OF 18A, OF 20, OF 21, OF 42, OF 22, OF 45, 60 I, OF 57, OF 59, OF 78, OF 91, OF 18B, OF 68, 8C, 8.1A, 8.1C, 8.1E

(○) Metavulcânicas básicas com TR pouco fracionadas: OF 1, OF 34, OF 89A

(●) "Gabros": 205RA, 205RD, 205RH

(X) Metavulcânicas básico-intermediárias com TR fracionadas: OF 11, OF 30, OF 62, OF 66, OF 99, OF 80A, OF 89B, OF 89D, 205RF, 205RI, 205RJ

(*) Metandesitos (e metabásicas) com TR pouco fracionadas: OF 2, OF 18C, 10A, 10F, 10G, 10H, 10L

(□) Metagranitóides com TR pesadas fracionadas ("augen" gnaisses): OF 5, OF 43, OF 46, 60, 61, OF 60, OF 79, 39A, 39B, 51C, 52

(■) Metagranitóides com TR pesadas planas (sienograníticos): OF 3, OF 39, OF 81, 74.I, 74.II

(△) Metagranitóides Brasileiros: OF 8, OF 51, OF 104, 31HA, 31HC, 31HF

(▽) Hbl-ortognaisses: 80.II, 79D, 79B, 79.1B

(◇) Ortognaisses do Embasamento: OF 31, OF 53, OF 55A, OF 55B, OF 89-1, OF 102, 40J, 40F, 40A

(▲) Amostra OF 27 (alterada em Na e K?)

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEDALUS - Acervo - IGC

30900004894

GEOQUÍMICA E GEOCRONOLOGIA DE METAVULCÂNICAS E METAGRANITÓIDES DOS
CINTURÕES ORÓS E JAGUARIBE - SUDESTE DO CEARÁ.

Orlando Augusto de Figueiredo Filho

Orientador: Prof. Dr. Mario Cesar Heredia de Figueiredo

TESE DE DOUTORAMENTO

COMISSÃO JULGADORA

Nome:

Presidente: Prof.Dr. Mário Cesar H. de Figueiredo

Examinadores: Prof.Dr. Benjamin Bley de B. Neves

Prof.Dr. Horstpeter H.G.J. Ulbrich

Prof.Dr. Jaziel Martins Sá

Prof.Dr. Peter C. Hackspacher

Assinatura:

[Handwritten signature]

[Handwritten signature]

[Handwritten signature]

[Handwritten signature]

São Paulo
1994

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

GEOQUÍMICA E GEOCRONOLOGIA DE METAVULCÂNICAS E
METAGRANITÓIDES DOS CINTURÕES ORÓS E JAGUARIBE
SUDESTE DO CEARÁ.

Orlando Augusto de Figueiredo Filho

ORIENTADOR: Prof. Dr. Mario Cesar Heredia de Figueiredo

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

São Paulo

1994

ÍNDICE

RESUMO

ABSTRACT

I	- INTRODUÇÃO	13
I.1	- Apresentação e Objetivo.....	13
I.2	- Metodologia e Concepção	13
II	- ABORDAGEM SOBRE TRABALHOS PRÉVIOS.....	16
II.1	- A Província Borborema	16
II.2	- A Faixa de Dobramentos Jaguaribeana	29
III	- GEOLOGIA DA ÁREA ESTUDADA	44
III.1	- Estratigrafia	44
III.1.1	- Introdução.....	44
III.1.2	- O Embasamento.....	47
III.1.3	- Estratigrafia Interna dos Cinturões Orós e Jaguaribe.....	49
III.2	- Petrografia	54
III.2.1	- Rochas do Embasamento.....	55
III.2.1.1	- Hornblenda Gnaisses.....	55
III.2.1.2	- Ortognaisses Granodioríticos a Tonalíticos.....	56
III.2.2	- Rochas da Sequência Supracrustal...	57
III.2.2.1	- Hornblenda-Biotita Gnaisses.....	57
III.2.2.2	- Metarriolitos.....	59
III.2.2.3	- Metadacitos.....	61
III.2.2.4	- Metabasaltos.....	62
III.2.2.5	- Metandesitos.....	63
III.2.2.6	- Quartzitos.....	63
III.2.2.7	- Biotita Xistos.....	64
III.2.2.8	- Metaconglomerado.....	66
III.2.2.9	- Sericita Xistos.....	67
III.2.2.10	- Clorita Xistos.....	69
III.2.2.11	- Metacálcio-Silicáticos.....	70
III.2.2.12	- Metacarbonatos.....	72
III.2.3	- Metaplutonitos Máfico-Ultramáficos.	72
III.2.3.1	- Metahornblenda Gabros.....	72
III.2.3.2	- Tremolita Actinolíticos.....	73

III.2.3.3 - Metamelagabros.....	74
III.2.3.4 - Metahornblenditos.....	75
III.2.4 - Metagranitóides Intrusivos.....	76
III.2.4.1 - "Augen" Gnaisses Graníticos.....	76
III.2.4.2 - Ortognaisses Sienograníticos.....	77
III.2.4.3 - Ortognaisses Microporfiríticos...	78
III.2.4.4 - Metagranitos.....	79
III.3 - Metamorfismo	80
III.3.1 - Metamorfismo M_n	82
III.3.2 - Metamorfismo M_1	84
III.3.3 - Metamorfismo M_2	84
III.3.4 - Metamorfismo M_3	86
III.4 - Geologia Estrutural	87
III.4.1 - A Fase Deformativa D_n	91
III.4.2 - A Fase Deformativa D_1	91
III.4.3 - A Fase Deformativa D_2	92
III.4.4 - A Fase Deformativa D_3	93
III.5 - Discussões.....	94
IV - GEOQUÍMICA DAS ROCHAS META-ÍGNEAS	97
IV.1 - Introdução	97
IV.2 - Metavulcânicas	104
IV.3 - Metagranitóides	119
IV.4 - Discussões.....	126
V - GEOCRONOLOGIA	128
V.1 - Trabalhos Anteriores	128
V.2 - Reprocessamento dos Dados Isotópicos	132
V.3 - Discussões	136
VI - EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA	138
VI.1 - Introdução.....	138
VI.2 - O Sistema de "Rift" Orós Jaguaribe.....	139
VI.3 - O Fechamento da Bacia Ensialica.....	140
VI.4 - Discussões.....	143
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	148

INDICE DAS TABELAS E FIGURAS

PAGINA

Fig. 1 - Mosaico semicontrolado de radar, folha SB-24-Z-A, correspondente à região de Orós-Jaguaribe.....	14
Fig. 2 - Esboço dos principais elementos geológicos da Província Borborema, segundo Santos & Brito Neves (1984).....	18
Fig. 3 - Esboço geológico da Província Borborema, segundo Jardim de Sá (1988).....	21
Fig. 4 - Esboço geológico da região de junção da Zona de Cisalhamento de Patos e o Cinturão Transpressional Serridó, segundo Corsini et al. (1991).....	25
Fig. 5 - Esquema especulativo de possível interação entre microplacas e faixas móveis proterozóicas na ligação Brasil-África, segundo Brito Neves & Cordani (1991)...	27
Fig. 6 - Cinturões Peri-Franciscano, circundando os núcleos cratônicos, segundo Brito Neves & Cordani (1991).....	28
Fig. 7 - Esboço tectônico-estrutural do Estado do Ceará, segundo DNPM/CEMINAS (1983).....	32
Fig. 8 - Distribuição do Proterozóico indiferenciado na região de dobramentos NE, segundo Schobbenhaus et al. (1984).....	34
Fig. 9 - Esboço geológico da região SE do Estado do Ceará, segundo Braga & Mendonça (1984).....	36
Fig. 10 - Esboço geológico do Estado do Ceará e áreas adjacentes, segundo Caby & Arthaud (1986).....	37
Tabela 1 - Principais colunas estratigráficas propostas para o Pré-Cambriano da região SE do Estado do Ceará.....	48
Fig. 11 - Fases de metamorfismo verificadas no embasamento e na sequência de rochas metamórficas dos cinturões Orós e Jaguaribe.....	81
Fig. 12 - Condições PT para os diferentes eventos metamórficos que afetaram as rochas dos cinturões Orós e Jaguaribe	83
Fig. 13 - Mapa de fotolineamentos da região de Orós-Jaguaribe, escala 1:250.000.....	89

Fig. 14 - Principais estruturas de deformação e respectivas fases de dobramento observadas na Faixa Jaguaribeana e embasamento.....	90
Tabela 2 - Resultados analíticos das amostras de rochas metavulcânicas, metagranitóides e embasamento dos cinturões Orós e Jaguaribe.....	98
Tabela 3 - Tabela de comparação entre análises de uma mesma amostra obtidas por laboratórios distintos para rochas do Cinturão Jaguaribe.....	103
Tabela 4 - Grupos litológicos segundo o padrão de distribuição das TR e simbologias correspondentes.....	105
Fig. 15 - Histograma da frequência dos teores em sílicas para rochas metavulcânicas dos cinturões Orós e Jaguaribe.	106
Fig. 16 - Classificação das rochas metavulcânicas dos cinturões Orós e Jaguaribe, com base em parâmetros químicos....	107
Fig. 17 - Caracterização da alcalinidade das rochas metavulcânicas dos cinturões Orós e Jaguaribe (Irvine e Baragar, 1971).....	108
Fig. 18 - Determinação do caráter aluminoso (Maniar & Piccoli, 1989) para rochas metavulcânicas dos cinturões Orós e Jaguaribe.....	108
Fig. 19 - Diagrama de caracterização das séries magmáticas (Miyashiro, 1974), indicando a natureza das rochas metavulcânicas dos cinturões Orós e Jaguaribe.....	109
Fig. 20 - Diagrama AFM para caracterização das rochas metavulcânicas dos cinturões Orós e Jaguaribe, segundo a classificação das séries magmáticas de Irvine & Baragar (1971).....	109
Fig. 21 - Diagrama tipo Harker para porcentagens em peso de Fe_2O_3 e TiO_2 de rochas metavulcânicas dos cinturões Orós e Jaguaribe.....	111
Fig. 22 - Diagrama tipo Harker para porcentagens em peso de CaO e MgO de rochas metavulcânicas dos cinturões Orós e Jaguaribe.....	112
Fig. 23 - Diagrama de distribuição das TR para metavulcânicas básicas dos cinturões Orós e Jaguaribe.....	113

Fig. 24 - Diagrama de distribuição das TR para metavulcânicas básicas-intermediárias dos cinturões Orós e Jaguaribe	114
Fig. 25 - Diagrama de distribuição das TR para metandesitos dos cinturões Orós e Jaguaribe.....	115
Fig. 26 - Diagrama discriminante multi-elementar para metandesitos dos cinturões Orós e Jaguaribe.....	115
Fig. 27 - Diagrama de distribuição das TR para metavulcânicas ácidas dos cinturões Orós e Jaguaribe.....	116
Fig. 28 - Diagrama discriminante multi-elementar para metavulcânicas ácidas dos cinturões Orós e Jaguaribe.....	117
Fig. 29 - Diagrama AFM para determinação do ambiente tectônico de basaltos, segundo Pearce et al. (1977).....	117
Fig. 30 - Diagrama discriminante Zr/Y vs. Zr, utilizado na caracterização do ambiente tectônico de basaltos, segundo Pearce e Narry (1979).....	118
Fig. 31 - Diagrama R1R2 de caracterização do ambiente tectônico, segundo Batchelor & Bowen (1985), para metavulcânicas dos cinturões Orós e Jaguaribe.....	118
Fig. 32 - Classificação químico-mineralógica dos metagranitóides dos cinturões Orós e Jaguaribe (diagrama FQ).....	120
Fig. 33 - Diagrama álcalis vs. sílica, utilizado na classificação dos metagranitóides dos cinturões Orós e Jaguaribe.	120
Fig. 34 - Determinação do caráter aluminoso para metagranitóides dos cinturões Orós e Jaguaribe.....	121
Fig. 35 - Distribuição das TR para "augen" gnaisses dos cinturões Orós e Jaguaribe.....	122
Fig. 36 - Distribuição das TR para ortognaisses sienograníticos dos cinturões Orós e Jaguaribe.....	122
Fig. 37 - Distribuição das TR para metagranitóides brasileiros dos cinturões Orós e Jaguaribe.....	123
Fig. 38 - Diagrama discriminante multi-elementar para granitóides brasileiros dos cinturões Orós e Jaguaribe.....	124
Fig. 39 - Diagrama $\log Rb \times \log Y+Nb$, utilizado na determinação do ambiente tectônico dos metagranitóides dos cinturões Orós e Jaguaribe.....	125

Fig. 40 - Diagramas da distribuição das TR para "augen" gnaisses e ortognaisses sienograníticos do cinturão Jaguaribe, comparados aos modelos do "Skaergaard" e "Mull".....	125
Fig. 41 - Diagrama discriminante multi-elementar para "augen" gnaisses e ortognaisses sienograníticos dos cinturões Orós e Jaguaribe, comparados aos modelos do Skaergaard e Mull.....	126
Fig. 42 - Isócrona Rb-Sr para "augen" gnaisses dos cinturões Orós e Jaguaribe.....	133
Fig. 43 - Isócrona Rb-Sr para metarriolitos e "augen" gnaisses do Cinturão Jaguaribe.....	134
Fig. 44 - Isócrona de referência Rb-Sr para metarriolitos, metadacitos e "augen" gnaisses do Cinturão Orós.....	134
Fig. 45 - Diagrama isocrônico Rb-Sr para metadacitos e metarriolitos do Cinturão Orós.....	135
Fig. 46 - Diagrama isocrônico Rb-Sr para metarriolitos e "augen" gnaisses do Cinturão Orós.....	135
Fig. 47 - Isócrona de referência Rb-Sr para ortognaisses granodioríticos migmatizados do Cinturão Jaguaribe.....	136
Fig. 48 - Modelo da separação dupla aplicado para o estágio "rift" do sistema Orós-Jaguaribe.....	141
Fig. 49 - Correlação entre os cinturões móveis da Província Borborema e os cinturões de xistos do Escudo Nigeriano....	146
Fig. 50 - a) Esboço geológico da Nigéria. b) Mapa geológico do SW da Nigéria.....	147

RESUMO

O termo Faixa de Dobramento Jaguaribeana foi introduzido para representar toda o seguimento crustal que compreende a região centro-leste do Estado do Ceará e uma pequena porção do Estado de Pernambuco, onde ocorrem rochas metassedimentares. Neste trabalho, estamos restringindo a Faixa Jaguaribeana à região onde ocorrem os cinturões de dobramento Orós e Jaguaribe. Neles são encontradas rochas metavulcânicas e metagranitóides intrusivas, que apresentaram as mesmas características geoquímicas e idades correlatas.

Em relação às séries magmáticas essas metavulcânicas indicaram forte afinidade toleítica, sendo que algumas amostras de ambos os cinturões também mostraram tendência cálcio-alcálica, indicativa de uma gênese relacionada à fusão de resíduos de rochas previamente associadas. De um modo geral, estas meta-ígneas apresentaram uma natureza subalcalina, com predominância de rochas metaluminosas sobre as peraluminosas.

Com base no padrão de distribuição dos elementos Terras Raras foram reconhecidos quatro grupos de rochas metavulcânicas, caracterizando, pela abrangência das ocorrências, uma típica associação bimodal. As rochas metavulcânicas, as mais abundantes, correspondem à metarriolitos, com metariodacitos subordinados. Quanto às rochas metavulcânicas básicas elas mostraram uma química muito semelhante aos basaltos toleíticos modernos, característicos de zonas de "rifts" continentais, muito embora tenham sido também reconhecidos tipos E-MORB. De um modo geral, os diagramas de variação para os óxidos, quando aplicados para um bom número dessas metavulcânicas, estão sugerindo aquele modelo clássico de cristalização fracionada, onde $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$, CaO e MgO decrescem, de uma maneira geral, com os valores crescentes de sílica.

Os quatro tipos petrograficamente distintos de metagranitóides também caracterizaram padrões distintos de distribuição das Terras Raras. A assinatura magmática dos "augen" gnaisses e ortognaisses sienograníticos indicou tratar-se de granitos intraplaca, gerados a partir de crosta continental atenuada e com uma química muito semelhante àquela dos metarriolitos. Os outros dois tipos de metagranitóides indicaram

uma química mais característica de granitóides sin a tardi tectônicos.

As datações Rb-Sr, obtidas no embasamento da Faixa Jaguaribeana, tem indicado idades arqueanas em torno de 2,6 Ga, que marcariam o tempo de formação dos granodioritos e tonalitos. Em zonas de migmatização estes mesmos corpos indicaram valores entre 2,2 Ga e 1,8 Ga, que representariam idades relacionadas ao Ciclo Transamazônico. Para as rochas metavulcânicas ácidas e "augen" gnaisses, as idades Rb-Sr e U-Pb, indicaram valores entre 1,8 Ga e 1,7 Ga, considerados como o tempo de posicionamento destas rochas. As idades Rb-Sr, obtidas para ortognaisses microporfiríticos, em torno de 520 Ma, também representariam o tempo de formação da rocha. Por outro lado, datações K-Ar obtidas em biotitas de "augen" gnaisses e em metarriolitos indicaram idades de 498 Ma e 474 Ma, respectivamente, sendo interpretadas como o tempo de fechamento deste sistema isotópico.

Como modelo de evolução geodinâmica, propõe-se que logo após o final do Ciclo Transamazônico, por volta de 1,8 Ga, o segmento crustal da região correspondente à Faixa Jaguaribeana, experimentou um processo de afinamento crustal, resultando na instalação de um sistema de "rifts". No início deste processo de rifteamento ocorreu intenso vulcanismo félsico-intermediário, caracterizado por derrames e tufo de riolitos e dacitos (subordinados), acompanhados por um expressivo pacote de tufo e lavas básicas (hornblenda-gnaisses). Com a evolução do rifteamento segue-se uma típica sedimentação continental que atingiu até uma progradação marinha com a deposição de sedimentos plataformais, marcadamente pelíticos e químicos (carbonatos), caracterizando uma sedimentação do tipo "fining-up". Todo este pacote representaria uma sequência do tipo OPC, encontrada em regiões de "rifts" intracontinentais modernos. O fechamento dessa bacia ensialica somente veio a ocorrer durante o Ciclo Brasileiro, quando a sequência vulcano-sedimentar e as rochas plutônicas nela intrudidas foram deformadas e metamorfisadas, caracterizando, portanto uma deformação monocíclica.

ABSTRACT

The denomination "Jaguaribeana Fold Range" was coined to encompass the crustal segment of the whole central-eastern region of the Ceará State and small northwestern portion of Pernambuco State, where metasedimentary rocks are found. In this work, we are limiting the Jaguaribeana Range just to the region where the Orós and Jaguaribe mobile belts occur. In this particular domain, metavolcanics and intrusive metagranitoid rocks display exactly the same geochemical signatures, as well as isotopic ages.

As for magmatic series the metavolcanic rocks show a strong toleitic affinity, except for just few sample which display a calc-alkaline trend indicative of a genesis related to melting of residues of previous rock associated with the Transamazonian orogenesis. In general, these meta-igneous rocks are subalkaline types, with the metaluminous rocks outnumbering the peraluminous types.

Based on rare earth element patterns, four groups of metavolcanic rocks were recognized which, due to the symmetrical distribution, define a typical bimodal trend. The acidic metavolcanic rocks, the most widespread ones, correspond to metarhyolites, with minor meriodacites. Basic metavolcanic rocks are characterized by a chemistry similar to toleitic basalts, characteristic of a modern continental rift zone, although E-MORB types have been recognized. Overall, diagrams when applied to the majority of the metavolcanic rocks are suggestive of the classic model of fractional crystallization, where $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$, CaO and MgO , in general, decrease with increasing silica values.

The four distinct types of metagranitoids are also characterized by a distinctive patterns of rare earth distribution. The magmatic signature of augen gneisses and sienogranitic orthogneisses indicated characteristics of intraplate granites generated from attenuated continental crust and with a similar chemistry of the metarhyolites. The oultreric types of metagranitoides gave a similar chemistry with a syn and late tectonics types of granitic rocks.

Rb-Sr dating for the basement of the Jaguaribeana Range has given archaic ages (circa 2.6 Ga) for the time of formation

of granodioritic to tonalitic bodies. As for migmatization zones, these same bodies depicted age data from 2.2 to 1.8 Ga, which would represent events related to the Transamazonian Cycle. For the acidic metavolcanic rocks and augen gneisses, Rb-Sr and U-Pb age data gave values from 1.8 to 1.7 Ga, which would represent the time of emplacement of these rocks, in an anorogenic environment. Rb-Sr ages for microporphyritic orthogneisses, around 520 Ma, also indicated the formation time of these rocks. On the other hand, K-Ar dating in biotites of augen gneisses and metarhyolites gave ages from 498 Ma to 474 Ma, which would suggest the blocking time of this isotopic system.

As a model for geodynamic evolution, it is proposed that just after the Transamazonian Cycle, around 1.8 Ga, the continental crust in the region of to the Jaguaribeana Range, experienced a process of crustal thinning, promoting the onset of a rift system. Formerly, intense felsic to intermediate volcanism was developed, characterized by rhyolitic and minor dacitic flows and tuffs, associated with a conspicuous sequence of basic tuffs and flows (hornblende gneisses). As the rift evolved, a typical continental sedimentation followed, which reached a marine progradation, with deposition of platform sediments, markedly pelitic and chemical (carbonates) in nature, characterizing a fining-up sedimentation. Therefore, all this sedimentary rocks would represent a QPC type sequence, found in modern intracontinental rift regions. The closure of this ensialic basin became effective only during the Brazilian Cycle, when the volcano-sedimentary sequence and the plutonic rocks intruded therein were deformed and metamorphosed, therefore characterizing a monocyclic deformation.

I - INTRODUÇÃO

1.1 - Apresentação e Objetivo

Este trabalho tem como objetivo reunir parâmetros estruturais, petrográficos, geoquímicos e geocronológicos, no sentido de estabelecer a possível evolução geotectônica dos Cinturões Orós e Jaguaribe, localizados no Estado do Ceará.

A área concernente a este estudo corresponde à uma superfície de 2.400 km², limitada pelas coordenadas geográficas de 6°00' e 6°28' de latitude sul e 38°52' e 39°35' de longitude oeste de Greenwich, localizada entre as cidades de Orós e Jaguaribe, região SE do Ceará (Figura 1).

Nestes cinturões são encontrados rochas supracrustais e metagranitóides intrusivos de idade proterozóica. Toda essa faixa foi fortemente atingida pelo Ciclo Orogênico Brasileiro (800 - 470 Ma), o qual deformou e metamorfozou estas rochas, caracterizando uma evolução monocíclica.

1.2 - Metodologia e Concepção

Trata-se de um trabalho de integração, a partir da compilação de dados geológicos, geoquímicos e geocronológicos associados à novos estudos geoquímicos, principalmente na área de ocorrência do Cinturão Jaguaribe.

A sistemática aplicada na execução deste estudo constou, inicialmente, de pesquisa e análise bibliográfica dos trabalhos efetuados na região ou que, indiretamente, fizessem referência à mesma. Estudos de campo e petrográficos permitiram estabelecer a mineralogia, texturas e estruturas, além de avaliar o grau metamórfico e a deformação das rochas.

Para fins de estudos geoquímicos foram coletadas amostras de rochas metavulcânicas e metaplutônicas, previamente selecionadas em ambos os cinturões. Para efeito da aferição desses dados geoquímicos, algumas amostras de um mesmo afloramento foram analisados em laboratórios distintos. Além do

Fig. 1 - Mosaico Semicontrolado de Radar, folha SB-24-Z-A, correspondente à região entre as cidades de Orós e Jaguaribe, sudeste do Ceará, com área estudada delimitada (Fonte: Projeto RADAMBRASIL, escala 1:250.000, 1976).

mais, a comparação com outros dados geoquímicos obtidos para o Cinturão Orós (Sá, 1991 e McReath, 1993, além de permitir aferir a qualidade das nossas análises químicas serviu para avaliar as questões de ordem petrogenética e comparar modelos de evolução geotectônica para estes cinturões.

II - ABORDAGEM SOBRE TRABALHOS PRÉVIOS

II.1 - A Província Borborema

A Província Borborema compreende grande parte do Nordeste do Brasil, cobrindo uma área de cerca de 400.000 km², onde são encontrados cinturões de dobramento, com boa parte deles desenvolvidos unicamente durante o Ciclo Brasileiro.

Até o final da década de setenta, quase todos os estudos geológicos de cunho regional, desenvolvidos na Província Borborema, eram fundamentados no modelo geossinclinal clássico, onde maciços medianos, de idade arqueana ou paleoproterozóica, caracteristicamente policíclicos, estariam limitados por faixas supracrustais de idade brasileira (Ebert, 1955, 1966, 1967, 1969, 1970; Moraes e Barros, 1960; Munier, 1964; Kegel, 1965; Susczynski, 1966; Almeida et al., 1967, 1968, 1976 e 1977; Ferreira, 1967 e 1968; Santos, 1969 e 1971; Ferreira e Albuquerque, 1969; Barbosa, 1970; Brito Neves, 1975 e 1978; Wernick, 1978; Silva Filho et al., 1978; Campos et al., 1979).

Naquela época, um dos poucos modelos a não aplicar a teoria geossinclinal clássica foi proposto por Brito Neves et al. (1976, 1978), para o Sistema de Dobramento Sergipano. Eles advogaram um regime de placas litosféricas rígidas, correspondentes ao Cráton do São Francisco e ao Maciço Pernambuco-Alagoas. No caso, o Cráton permaneceria estático enquanto o Maciço rotacionaria no sentido horário comprimindo gradativamente os metassedimentos e sendo consumido segundo uma zona de subducção com mergulho para sul. A subducção da Placa Pernambuco-Alagoas permitiria a fusão anatética, com produção de magma. Ao final desta colisão, o batólito de Santana do Ipanema-Monteirópolis cavalgaria os metamorfitos da faixa sul alagoana, submetendo-os a um forte encurtamento.

No início dos anos oitenta ainda persistiam as idéias fixistas, muito embora as concepções sobre os cinturões dobrados de toda essa região tivessem avançado sensivelmente, principalmente na individualização das faixas dobradas (Almeida et al., 1981; Cordani & Brito Neves, 1982; Brito Neves, 1983;

Santos e Brito Neves, 1984). Foi reconhecida a existência de um embasamento antigo retrabalhado no Neoproterozóico, caracterizado pelos seguintes maciços: Pernambuco-Alagoas, Teixeira, Rio Piranhas, Tróia e Santa Quitéria. Por outro lado, todos os cinturões dobrados foram considerados de idade Brasileira (Sergipano, Riacho do Pontal, Piancó-Alto Brígida, Pajed-Paraíba, Seridó, Jaguaribe, Curu-Independência e Médio Coreá). Estes cinturões seriam constituídos por metassedimentos psamítico-pelíticos, com metamorfismo fácies xisto-verde à anfibolito, de baixo regime de pressão. O magmatismo anterior à deformação foi considerado pouco expressivo, enquanto aquele sin-tectônico mostrou ter sido extremamente ativo, sendo representado por "stocks" e batólitos de granitóides com cerca de 650 Ma. O magmatismo granítico tardi-tectônico somente ocorreria nas zonas marginais em torno dos 540 Ma. Os altos do embasamento constituiriam maciços medianos e geanticlinais, expondo complexos gnáissico-migmatíticos do Paleoproterozóico e Mesoproterozóico, remobilizados durante o Ciclo Brasileiro. Assim, um complexo sistema de falhas de grande extensão dividiria essa província em seções, separando os sistemas dobrados ou cortando-os. Estes falhamentos seriam bastante profundos, antigos e reativados em diferentes ocasiões, o seu caráter transcorrente observado em mapa provavelmente teria ocorrido no final do Ciclo Brasileiro.

Quase na mesma época, estabeleceu-se que os terrenos metassedimentares da Província Borborema encontravam-se distribuídos em zonas mais ou menos lineares, alternando-se com terrenos gnáissico-migmatíticos (Fig. 2). Os sistemas de dobramento corresponderiam às áreas mais devastadas pela erosão, formando faixas de elevações (cristas) residuais das litologias mais resistentes, conforme a tendência estrutural dominante. Nos sistemas de dobramentos interiores ocorreriam predominância de litologias psamíticas e pelíticas, com seqüências de quartzitos, micaxistos, filitos e metassiltitos, com metacalcários e metacalcio-silicáticas ocorrendo subordinadamente. As rochas metavulcânicas foram identificadas em vários sistemas, estando associadas aos metassedimentos terrígenos. Exposições de rochas

Fig. 2 - Esboço dos principais elementos geológicos da Província Borborema (segundo Santos e Brito Neves, 1984).

do embasamento, normalmente rochas gnáissico-migmatíticas e até granulíticas, estariam aflorando não somente devido aos ciclos erosivos mas também à custa de causas geodinâmicas primárias. Sob este aspecto destacou-se os sistemas onde haveria preservação das supracrustais, enquanto as exposições do embasamento seriam restritas (cinturões orogênicos). Por outro lado, ocorreriam também sistemas onde o embasamento se expoeria extensivamente, restringindo as litologias supracrustais à faixas estreitas (cinturões de xistos) ou de pouca expressão em área (vestigiais). O metamorfismo regional teria sido variado, de fácies xisto-verde à anfibolito em quase todos. As linhas estruturais estariam bem marcadas segundo trajetórias retilíneas ou com algumas deflexões, contudo sem perder a continuidade. Todavia, a história dos eventos metamórficos e o tipos de metamorfismo presente seriam variáveis de um sistema para outro, muito embora, na maioria dos sistemas, tenham sido obtidas isócronas Rb/Sr de idade brasileira em metamorfitos supracrustais, sendo que a única etapa bem marcada teria sido o final do Ciclo Brasileiro (520-460 Ma), caracterizado por intrusivas fissurais, pegmatitos e pelo resfriamento regional (datações K-Ar).

Idéias mobilistas utilizadas na concepção de modelos evolutivos para a Província Borborema começaram a tomar vulto a partir da metade da década de oitenta com os trabalhos de Jardim de Sá (1984, 1986, 1987a, 1987b, 1987c, 1988, 1989 e 1990), Caby & Arthaud (1986), Abreu et al. (1988), Caby (1989), Davison & Santos (1989), Hackspacher et al. (1990), Brito Neves (1990), Corsini et al. (1991) e Brito Neves & Cordani (1991). Alguns desses modelos admitiam que a Orogênese Brasileira, na Província Borborema, imprimiu um tipo de retrabalhamento igual àquele atualmente verificado no Platô Tibetano, o que explicaria as características da deformação, o magmatismo e as supracrustais de idade neoproterozóica. Ficou ressaltada a importância destes eventos, considerando-se que a maior parte da deformação proterozóica desta Província seria devida ao Ciclo Transamazônico, culminando com a formação de faixas supracrustais à níveis relativamente profundos de exposição e materializada pela intensa deformação e erosão das molassas. Assim, os terrenos arqueanos teriam sido

intensamente envolvidos neste processo, explicando assim a presença comum de idades transamazônicas nessas rochas.

Para Caby & Arthaud (1986), a Orogênese Brasileira teria sido o único evento tectonometamórfico, após o Arqueano, a atingir a Província Borborema, no Estado do Ceará. Assim, o Grupo Ceará consistiria essencialmente de xistos pelíticos à semipelíticos e gnaisses no fácies anfibolito de alto grau. Gnaisses subalcalinos, alcalinos e sieníticos, foram interpretados como antigos "sills" e lacólitos, intrudidos nos sedimentos antes do metamorfismo regional, e que apresentariam fortes similaridades com ortognaisses do Cinturão Panafricano do oeste da África, os quais foram datados de 1750 Ma e 1850 Ma (Caby & Andreopoulos - Renaud, 1983). Eles admitiram que as "nappes", com metamorfismo reverso tipo Himalaiano, representariam empurrões de oeste para sudoeste, indicando que algumas zonas de cisalhamento poderiam ter sido rampas laterais com respeito às "nappes" e, portanto, com a assinatura petroestrutural de uma crosta continental similar àquela gerada pela colisão continente contra continente.

Utilizando metaplutônicas félsicas como marcadores estruturais e estratigráficos, Jardim de Sá et al. (1988), reconheceram faixas policíclicas e monocíclicas no Proterozóico da Província Borborema, onde a última orogênese teria sido a Brasileira (Fig. 3). Assim, para o grupo Seridó as datações Rb/Sr obtidas em ortognaisses intrusivos (2,0 Ga) permitiriam propor uma evolução policíclica e idade paleoproterozóica. Por outro lado, para os cinturões Salgueiro-Cachoeirinha e Riacho do Pontal foi sugerida a hipótese de colocação sinorogênica e evolução policíclica, isto reforçado pelas intrusões de ortognaisses ao nível das formações de "flysch". Na região de Riacho do Pontal granitóides sintectônicos à uma transcorrência (rampa lateral) que deformou as supracrustais e que apresentaram idades em torno de 2,0 Ga sugeririam ser também de idade transamazônica. Na região central do Ceará leucogranitos tipo-S, tardi-transamazônicos, indicariam que a deformação tangencial também afetou esta região. Consideraram que as supracrustais da região de Orós teriam se depositado em condições anorogênicas no Mesoproterozóico, tendo sido deformadas durante o Brasileiro,

Fig. 3 - Esboço geológico da Província Borborema, (segundo Jardim de Sá et al., 1988).

podendo ser equivalentes às do extremo-oeste do Rio Grande do Norte.

Estudando o noroeste do Estado do Ceará, Abreu et al. (1988) introduziram o termo Cinturão de Cisalhamento Noroeste do Ceará para o segmento crustal que se estende das circunvizinhanças do Lineamento Sobral-Pedro II, desde a região do Cariri até os sedimentos da Bacia do Farnaíba. A sua história evolutiva compreenderia um evento metamórfico e deformacional, em condições de médio a alto grau, cuja movimentação nos últimos incrementos da deformação deu-se em condições dúcteis, imprimindo transporte de massa de NE para SW, caracterizando um sistema do tipo rampa lateral com um componente direcional predominante. Os grupos Ubajara e Jaibaras e os granitóides neles intrusivos, tipos Meruoca e Mocambo, poderiam ser visualizados como tendo se desenvolvido no contexto de uma tectônica transcorrente, onde a geração da bacia e a subida de intrusões (batólitos e diques), teriam ocorrido em regime transtensional, sendo o dobramento decorrente da transpressão. Estes autores consideraram que a idade do estabelecimento deste cinturão seria ainda incerta, sabendo-se apenas que o Ciclo Brasileiro teve atuação importante e que as idades mais antigas são comuns por toda esta região.

No outro extremo da Província Borborema, Davison & Santos (1989) interpretaram o Cinturão Sergipano como resultado do encurtamento crustal entre o Cráton do São Francisco e o maciço Pernambuco-Alagoas, durante o Brasileiro (± 600 Ma). Este cinturão representaria o segmento sul de uma zona de colisão continental, a qual continuaria na África Central (Cinturão de Dobramento Norte-Equatorial). Assim, zonas de cisalhamento, falhas transcorrentes sinistrais e empurrões separariam domínios com características litológicas, tectonometamórficas e magmáticas individuais. O transporte tectônico seria de sul para sudoeste, com pequenas, porém diversas, diferenças nas direções dos eixos das dobras dos distintos domínios. Metamorfismo inverso ocorreria ao longo dos falhamentos indicando que eles teriam um componente compressivo (transpressão) e que o último movimento estaria relacionado ao metamorfismo regional e plutonismo aos 600 Ma. Não haveria evidência de subducção ou sutura de placas, sendo que esse cinturão deveria representar o fechamento de uma grande

bacia intracontinental ao longo da margem norte do Cráton do São Francisco-Congo.

A partir de dados geocronológicos, Hackspacker et al. (1990) assumiram uma evolução policíclica para o embasamento e supracrustais da região de Florânia-São Vicente, parte central do Estado do Rio Grande do Norte. A idade modelo Sm-Nd e algumas idades Rb-Sr confirmariam a geração, no final do Arqueano, de crosta primitiva na Província Borborema. A evolução do protólito crustal teria se dado em um tempo relativamente extenso (400 Ma), onde uma suite TTG teria sido gerada por processos de fusão parcial e pelo fracionamento de rochas básicas no limite crosta inferior-manto superior. A cratonização, deformação e metamorfismo do embasamento estaria marcado pelo Ciclo Transamazônico, há pelo menos 2,15 Ga, bem assinalado pelas idades U-Pb e Rb-Sr. Um evento de metamorfismo regional, em torno de 500 Ma, atuou sobre toda a Província, sendo detectado principalmente através de idades K-Ar.

Uma boa discussão sobre a evolução das faixas móveis no Brasil foi publicada por Brito Neves (1990). No que se refere à Província Borborema a atuação dos Ciclos Transamazônico (principalmente no embasamento) e Brasiliano (principalmente nas supracrustais) seria de reconhecimento unânime. Os estágios precedentes aos fenômenos de deformação e metamorfismo, no sentido amplo dos ciclos, estariam contudo longe da fase de resolução do problema. Os eventos marcadores do Ciclo Transamazônico seriam típicos das rochas de alto grau do embasamento desta província, podendo ser considerados como uma extensão natural da ocorrência predominante nas províncias estruturais cratônicas situadas à sul e à noroeste da Província Borborema. Sobre a natureza das supracrustais ele alertou para a falta de dados geológicos e geocronológicos para classificar, quanto ao tempo geológico, as seqüências metavulcano-sedimentares, visto que idades do Neoproterozóico foram obtidas em sistemas marginais desta Província, como Rio Preto (Silva et al., 1989), Sergipano (Cassedane & Silva Filho, 1982) e Médio Coreau (Novaes et al., 1979), sendo até possível que a história dessas supracrustais chegue até o Mesoproterozóico, como mostram os valores na ordem de 1700 Ma que foram identificados para

algumas faixas, como no Cinturão Jaguaribeano. Portanto, os valores das idades para metavulcânicas sin-sedimentares do Sistema Piancó-Alto Brígida (Brito Neves et al, 1990), do Grupo Salgueiro, da ordem de 1100-1150 Ma, com um evento de rehomogeneização isotópica de 950 Ma, sugeririam um ciclo anterior ao Brasileiro, no limite Meso-Neoproterozóico.

Corsini et al (1991) sugeriram um modelo de transferência de tensão, em escala continental, envolvendo zonas de cisalhamento transcorrente e cinturões dobrados transpressionais, para as porções central e norte da Província Borborema (Fig. 4). Consideraram que a Zona de Cisalhamento de Patos e o Cinturão Transpressional Seridó seriam um bom exemplo de intersecção entre estas duas estruturas, que parecem mostrar continuidade estrutural e que teriam se formado simultaneamente sob condições metamórficas de fácies anfibolito, podendo até chegar à fusão parcial. Assim, os cinturões brasileiros teriam se formado pela transição progressiva de estruturas com direção E-W para direção NE, na região considerada.

A subdivisão da Província Borborema em três domínios estruturais: Médio Coreau, Região Central, Domínio Sergipano, foi sugerido por Caby et al. (1991). O arcabouço estrutural desta Província seria dominado por um complexo sistema de zonas de cisalhamento sinuosas e anastomosadas. No Proterozóico do Ceará, sedimentos teriam se depositado sobre o embasamento antigo ao redor de 1700 Ma, que seria a possível idade de instalação de um sistema de "rift" relacionado à complexos plutônicos anorogênicos. Observaram que tal modelo de evolução poderia também ter ocorrido na região do Seridó onde "sedimentos" paleoproterozóicos foram intrudidos por granitos com 2,0 Ga.

Brito Neves e Cordani (1991) apresentaram uma síntese sobre a evolução tectônica da América do Sul durante o Neoproterozóico, sob a ótica da Tectônica de Placas. Consideraram a porção norte do continente - o Cráton Amazônico - como um domínio pré-brasiliiano, que se comportou como uma grande placa continental a qual foi acrescida das porções central e sul deste continente, o domínio brasileiro. Várias placas continentais do Neoproterozóico (São Luís/África Oeste, Congo-Kasai/São Francisco, Rio de La Plata, Arequipa - Antofalla) atuariam como

Fig. 4 - Esboço Geológico da região de junção da Zona de Cisalhamento de Fatos e o Cinturão Transpressional Seridó. As setas indicam a lineação de estiramento mineral. ZCP = Zona de Cisalhamento de Fatos; DCB = Domínio Caldas Brandão; CCS = Cinturão Cachoeirinha Salgueiro (adaptado de Corsini et al., 1991).

promontórios para os cinturões orogênicos brasileiros que circundaram e amalgamaram estas placas (Fig. 5). Assim, pequenos fragmentos de litosfera continental pré-brasileira, comuns no interior dos cinturões, foram denominados de forma diversa: microplacas, microcontinentes e altos estruturais, sendo que alguns deles atuariam como verdadeiros ante-países, flanqueados por arcos-magmáticos. Reconheceram dois tipos de cinturões orogênicos entre as placas continentais: i) orogenias marginais, com metapelitos, metacarbonatos e discretos corpos de metavulcânicas, os quais foram empurrados pela colisão para dentro das margens das placas, sendo considerados como produtos finais de seqüências de margem passiva, ii) orogenias distais, com cinturões internos dentro das massas continentais contendo rochas metassedimentares clásticas e metacarbonatos (menores quantidades), acompanhadas por importantes corpos de metavulcânicas bimodais e metaplutônicas cálcio-alcálinas. O amalgamento do continente durante o Neoproterozóico indicaria a existência de esforços multilaterais sincrônicos dentro das placas litosféricas, isto podendo ter sido produzido pelo ajustamento complementar das placas continentais como resposta ao principal evento global, em analogia às colisões continentais modernas. Assim, durante a Orogênese Brasileira o Cráton do São Francisco atuaria como um promontório no desenvolvimento e evolução tectônica de uma série de cinturões móveis colisionais da região Peri-Franciscana. O Cráton do São Francisco, como mostra a Figura 6, está representado em conexão com o Cráton do Congo-Kasai, bem como os cinturões Peri-Franciscanos, tais como Sergipano, Riacho do Pontal, Rio Preto e Brasília, que estão mostrados circundando o norte e leste do cráton. Portanto, os principais elementos tectônicos da Província Borborema seriam: Bloco de Santa Quitéria, Terrenos Tauá-Tróia, Microcontinente Caldas Brandão, Microplacas Rio Piranhas e Pernambuco-Alagoas, e os Cinturões Móveis Coreau, Curu-Itatiaia, Jaguaribeano, Seridó-Piancó e Pajeú-Paraíba. Estes elementos tectônicos estariam limitados pelos principais lineamentos, os quais não foram interpretados como megafalhas pós-colisionais, tais como os Lineamentos Sobral-Pedro II (transbrasileiro), Senador Pompeu, Patos, Pernambuco e outros. Essas zonas tectônicas seriam usualmente de caráter

Fig. 5 - Esquema especulativo de possível interação de placas continentais, microplacas, microcontinentes e outros terrenos menores: 1 = Bloco Ouzall; 2 = Nigeriano-Santa Quitéria; 3 = Rio Piranhas; 4 = Caldas Brandão; 5 = Pernambuco-Alagoas; 6 = Parnaíba; 7 = Goiás Central; 8 = Paraná; 9 = Rio Apa; 10 = Pampeano; 11 = Batólito de Pelotas. (adaptado de Brito Neves e Cordani, 1991).

Fig. 6 - Cinturões Peri-Franciscano circundando os núcleos cratônicos do Congo-Kasai/São Francisco. MC = Médio Coreá; SR = Sergipano; RP = Rio Preto; AR = Araxá/Rio Pardo; RC = Rio Curu; JG = Jaguaribeano; SE = Seridó; PI = Piancó; RCH = Riacho do Pontal; PP = Pajeú/Paraíba; AX = Araxá/Andrelândia; RB = Ribeira; RBn = norte Ribeira; DH = Dahomeano; OB = Oubanguides; WC = Oeste Congoliano (adaptado de Brito Neves e Cordani, 1991).

compressional ou transpressional e atuariam como limites de diferentes litologias e domínios estruturais.

II.2 - A Faixa de Dobramentos Jaguaribeana

Vários trabalhos relatam sobre a geologia da região sudeste do Estado do Ceará, mais precisamente a região da nascente do Rio Jaguaribe. A maioria desses trabalhos é de mapeamento regional, havendo entretanto já um bom número de informações mais completas envolvendo aspectos estruturais, geocronológicos e geoquímicos.

O Mapa Geológico do Brasil, ano 1971, escala 1:5.000.000, estabeleceu um embasamento gnáissico-migmatítico, posicionando-o no pré-cambriano indiviso, sendo constituído por rochas metaplutônicas ácidas e de faixas de metassedimentos. Foi utilizada a terminologia de Grupo Ceará para as seqüências epimetamórficas que compõem a então denominada Faixa de Orós, atribuindo-lhe uma idade neoproterozóica. No Mapa Geológico do Ceará, escala 1:500.000, Santos et al. (1972), adotando a denominação proposta no Mapa Geológico do Brasil, reportaram inúmeras ocorrências metassedimentares, incluindo as Faixas de Orós e Jaguaribe, como pertencentes ao Grupo Ceará. Estudando os metassedimentos deste grupo, à oeste da cidade de Orós, Mello e Mello (1973), reconheceram que os mesmos pertenceriam à uma série de fácies metamórfica de baixa pressão.

O termo Faixa de Dobramento Jaguaribeana foi introduzido por Brito Neves (1975) para representar toda a região centro-leste do Estado do Ceará e uma pequena porção noroeste de Pernambuco. Nela, feixes e bandas metassedimentares estreitas, estariam embainhados em um substrato gnáissico-migmatítico e sem continuidade estrutural. O embasamento constituiria uma complexa unidade formada por diversos tipos de gnaisses, com intercalações restritas de "calcio-silicáticas" e "calcários". Na maioria dos casos os metagranitóides de textura grossa ou porfirítica ocupariam os eixos dos dobramentos principais. As idades Rb-Sr, obtidas na época, foram consideradas como características do transamazônico, com posterior mobilização no brasileiro. Quanto à

seqüência supracrustal, Brito Neves (op.cit.) reconheceu a existência de uma unidade basal psamítica e uma seqüência terrígena superior, tendo o metamorfismo regional alcançado o fácies anfibolito. A sua evolução geotectônica estaria enquadrada no modelo geossinclinal clássico, com sulcos de metassedimentos do Neoproterozóico delimitando altos estruturais de idade mínima transamazônica, os denominados maciços medianos.

Quase na mesma época, Campos et al. (1976), estudando a área correspondente à Folha Orós (SB-24-Z-A-1), assinalaram unidades do Grupo Ceará, representadas pelas Faixas de Orós e Jaguaribe, além de rochas plutônicas granulares e uma unidade migmatítica-gnáissica, a qual denominaram de Complexo Nordeste. Estes autores propuseram a divisão do Nordeste Oriental do Brasil em três cinturões móveis, abandonando assim a organização geossinclinal do tipo Alpino. Consideraram também que a região do alto Rio Jaguaribe estaria situada no Cinturão Móvel Caririano, onde estariam assinaladas as unidades do Grupo Ceará correspondentes às Faixas de Orós e Jaguaribe.

Foi Ries (1977) quem reconheceu o Grupo Ceará, na região de Iguatú (SE do Ceará) como sendo uma seqüência basal formada por quartzitos micáceos, gradando para filitos, mármore e paranfibolitos, superpostos por uma unidade psamítica, com filitos intercalados, totalizando um pacote com cerca de 1,5 a 2,0 km de espessura. O metamorfismo estaria no fácies granada-anfibolito. A estrutura seria complexa, com a xistosidade S_1 não sendo bem distinta do acamamento S_0 , e S_2 , sendo a trama principal, mergulhando mais suavemente que as camadas, sugerindo dobramento anterior a ele. Por fim, uma forte clivagem de crenulação verticalizada associada à pequenas dobras do tipo "chevron" e à suaves sinclinais e anticlinais completariam o quadro tectonometamórfico. Foram reconhecidas estruturas parecidas à colunas de estromatólitos, fortemente deformadas, mostrando ter semelhanças com aquelas do supergrupo Kussiellida, do Rifeano Inferior (1400-1500 Ma), da atual Rússia. A sucessão de quartzitos, mármore e anfibolitos, superpostos por turbiditos foi correlacionada, de maneira vaga, com outras faixas metassedimentares do Nordeste do Brasil, especialmente o Grupo Seridó.

Gomes et al. (1981) delimitaram as faixas metassedimentares de Orós e Jaguaribe referindo-as como Grupo Ceará, então de idade neoproterozóica, estando associadas a granitos brasileiros e envolvendo pedaços de uma unidade migmatítica-gnáissica de idade transamazônica, equivalente ao Complexo Caicó, para a qual também denominaram de Complexo Nordeste.

No Mapa Geológico do Estado do Ceará (1983) o embasamento ficou reconhecido como sendo constituído por migmatitos e gnaisses diversos, encerrando corpos de metacalcários, anfibolitos, metabasitos, quartzitos e meta-ultrabasitos subordinados, de idade neoproterozóica. Os metamorfitos da zona de Orós e os complexos de Novo Oriente, Lavras da Mangabeira e Aracioba, representariam uma unidade litoestratigráfica do Mesoproterozóico. Neste mesmo trabalho foi proposto o esboço tectono-estrutural do Estado do Ceará (Fig. 7). Assim, a região de Orós-Jaguaribe corresponderia a um conjunto litológico que exibiria características de infra-estrutura, mas de comportamento tectônico considerado ainda não tão bem delineado. À leste desta região ocorreria o denominado Bloco de Iracema, que corresponderia à uma zona com estruturas dômicas e diapíricas, de natureza migmatito-granítica, com provável implantação em tempos da Orogênese Espinhaço.

Quando Brito Neves (1983) introduziu o conceito de sistema vestigial as faixas de Orós e Jaguaribe foram incluídas em um único sistema denominado de Domínio Jaguaribeano, caracterizado pelo predomínio de exposições de terrenos gnáissico-migmatíticos e migmatítico-graníticos, com preservação descontínua dos cinturões de metamorfitos. Ele chamou a atenção para a notável concentração de geofaturas no interior deste domínio e nas cercanias de suas zonas mais externas, como Sobral, Jaguaribe-Fau dos Ferros, Patos-Malta, Paulistana-Pernambuco. Considerou a designação de Grupo Ceará como sendo genérica e provisória reconhecendo, na Faixa de Orós, dois domínios litológicos: (i) domínio norte, onde predominariam quartzitos e filitos, (ii) domínio sul, caracterizado por mármore magnesianos, dolomitos e magnesita, situados no topo de uma espessa sequência de quartzitos, gnaisses e biotita xistos.

Fig. 7 - Esboço Tectônico-Estrutural do Estado do Ceará, apresentado no Mapa Geológico do Estado do Ceará, DNPM/CEMINAS, (1983).

O texto explicativo do Mapa Geológico do Brasil (1984) escala 1:2.500.000 (Schobbenhaus et al., 1984) chamou a atenção para a existência de diversas exposições ou núcleos de idade arqueana e que foram afetados por retrabalhamentos posteriores. Esses núcleos seriam encontrados tanto no Ceará (Tróia, Tauá e Santa Quitéria) como no Rio Grande do Norte (São Vicente e Caicó), registrando assim a ampla influência termotectônica e tectonomagmática do Ciclo Transamazônico em metamorfitos que compõem as unidades arqueanas infraestruturais, estando impressa sob a forma de uma generalizada homogeneização isotópica para a razão Rb/Sr dessas rochas. Portanto, certas faixas de metamorfitos gerados durante este ciclo constituiriam complexos gnáissico-migmatíticos do fácies anfibolito ou granulito baixo, com estruturação geralmente planar e bandada, tendo como exemplos as faixas Pajed-Paraíba, Jaguaribeana e noroeste do Ceará. Nestes complexos estariam também intercaladas litologias como xistos, quartzitos, anfibolitos, mármore, rochas calcio-silicáticas, formações ferríferas, metabasitos e rochas máficas-ultramáficas. Essas unidades, até então consideradas como geradas ou oriundas no próprio Ciclo Brasileiro, poderiam na verdade representar exemplos de uma evolução policíclica, com o envolvimento de dois ou mais eventos tectonometamórficos aliados à diversas fases de plutonismo granitóide (Fig. 8).

Santos & Brito Neves (1984) utilizaram a mesma terminologia adotada por Brito Neves (1983) para as rochas supracrustais e ortognaisses intrusivas da região de Orós-Jaguaribe, o denominado Sistema Jaguaribeano ou Sistema Jaguaribe. Eles observaram possíveis dissemelhanças entre as litologias do Grupo Ceará e àquelas de Jaguaribe-Orós, considerando que no meio dos cinturões móveis vestigiais estariam bem impressos registros isotópicos importantes de dois ciclos geodinâmicos distintos (transamazônico e brasileiro), bem como uma série de eventos discretos de idade intermediária a eles, envolvendo rochas infracrustais (maioria) e supracrustais, entretanto, não esclareceram a natureza dos processos policíclicos. Segundo eles, a preservação de cinturões móveis do Sistema Jaguaribeano estaria condicionada ao acionamento de falhas profundas (Jaguaribe, Orós, Limoeiro, Senador Pompeu,

Fig. 8 - Distribuição do Proterozóico Indiferenciado na Região de Dobramentos Nordeste (segundo Schobbenhaus et al., 1984).

etc.), cuja idade de instalação de uma boa parte delas poderia remontar, pelo menos, ao Paleoproterozóico. Reconheceram também que o problema da idade da sedimentação nos sistemas de dobramento era complexo, havendo todavia evidências de efetiva movimentação das zonas de sutura durante os processos sedimentares e vulcano-sedimentares ocorridos naquela época.

Deve-se a Braga e Mendonça (1984) o efetivo reconhecimento da existência de uma sequência metavulcano-sedimentar associada à rochas metaplutônicas, na região de Orós-Jaguaribe, que ocorreriam em dois cinturões metamórficos paralelos, intimamente relacionados. Esta associação mostraria características daqueles tipos de atividades comuns à zonas de riftogênese continental, desenvolvidas dentro de uma porção da plataforma transamazônica do escudo nordestino, durante algum ciclo de idade pré-brasiliiana (Fig. 9). Consideraram que as características petrogenéticas apresentadas por essas sequências seriam mais compatíveis com as associações plutono-vulcano-sedimentares, do tipo reativação tectonomagmática autônoma, evoluídas a partir do rifteamento intracontinental desenvolvido em zonas tectonicamente instáveis de seções crustais rígidas do escudo, em épocas pós-transamazônicas e pré-brasilianas. O metamorfismo atuante foi considerado, no geral, de baixo grau, todavia atingindo também zona de alto grau, que corresponderia ao intervalo do fácies xisto-verde ao fácies anfibolito.

Ao apresentarem um esboço da geologia do Ceará, Caby e Arthaud (1986) destacaram na região sudeste daquele estado faixas metassedimentares do Proterozóico, pertencentes ao Grupo Ceará, que se estenderiam até a região extremo-oeste do Rio Grande do Norte (Fig. 10). Retomaram, portanto, a idéia de Campos et al. (1976) de que a Faixa Orós também representaria o Grupo Ceará. Consideraram que as rochas proterozóicas teriam sido preservadas como estreitos cinturões de xistos, similarmente aos "schist belts" da parte central da Nigéria.

Sá et al. (1987) concluíram que as supracrustais da região de Orós poderiam ser melhor correlacionadas com aquelas do extremo-oeste do Rio Grande do Norte, localizadas próximas à esta faixa e que haviam sido caracterizadas por Jardim de Sá et al.

Fig. 9 - Esboço geológico da região entre as cidades de Orós e Jaguaribe, Estado do Ceará, (segundo Braga & Mendonça (1984)).

Fig. 10 - Esboço geológico do Estado do Ceará, segundo Caby & Arthaud, 1986). Legenda: 1 = Mesozóico e Terciário; 2 = Bacia Paleozóica do Maranhão; 3 = Molassas Tardi-Brasilienses; 4 = Principais granitos brasileiros; 5 = Grupo Ceará; 6 = Embasamento arqueano; 7 = Principais zonas de cisalhamento; 8 = Principais empurrões; 9 = Principais falhas transcorrentes e 10 = Direção de movimento das "nappes".

(1986) como tendo uma possível evolução monocíclica no Neoproterozóico (ciclo brasileiro). Na região de Orós rochas metavulcânicas, predominantemente ácidas, intercaladas com metassedimentos pelítico-psamíticos e intrudidas por "augen" gnaisses graníticos, seriam as principais unidades aí encontradas, além de finas faixas de meta-ultramáficas. Consideraram que as relações de campo sugeririam que metavulcânicas constituiriam-se, predominantemente, de antigas lavas e tufos, intercalados durante a sedimentação. Observaram que o corpo que forma a Serra do Condado, composto por "augen" gnaiss grosseiro, com largura em torno de 2,0 km, teria intrudido esta sequência num estágio pré a sin-tectônico, apresentando as mesmas estruturas que os metassedimentos e metavulcânicas. A cobertura supracrustal mostraria feições de deformação polifásica, onde identificaram três fases de dobramento, que sugeririam uma evolução simples monocíclica, iniciando e terminando no fácies xisto-verde em F_1 e F_3 , com o pico do metamorfismo sendo tardi- F_2 e representado pelo desenvolvimento de estauroлита, granada e andalusita. A evolução da Zona de Cisalhamento de Orós estaria intrinsicamente ligada, temporalmente, às deformações dúcteis, sendo portanto de idade proterozóica, pré a sin-cinemática em relação ao Lineamento Patos, estabelecendo o desenvolvimento deste cisalhamento num estágio tardi- F_2 a pré- F_3 .

Utilizando-se de algumas análises químicas, Mendonça e Braga (1987) aventaram a possibilidade de um desenvolvimento geotectônico comparável aos "greenstones belts" para as sequências metavulcano-sedimentares de Orós e Jaguaribe. Chamaram a atenção para o modo de ocorrência das associações litológicas destas faixas, bem como as suas paragêneses metamórficas. Estudos litogeoquímicos e petrográficos os levaram à interpretar uma possível existência de lavas komatiíticas, o que sugeriria terrenos do tipo "greenstone belt".

Retomando a idéia de rifteamento intracontinental, estabelecida anteriormente por Braga e Mendonça (op. cit), Sá et al. (1988) consideraram que a sequência metavulcano-sedimentar do Cinturão Orós teve sua origem durante a instalação de um sistema de "rift" intracontinental, no início do Mesoproterozóico,

acompanhado por plutonismo anorogênico, em torno de 1700 Ma. Durante o Ciclo Brasileiro deu-se início a fase de compressão, caracterizada pelo fechamento da bacia e plutonismo sinorogênico, ao redor de 670 Ma. Foi admitida a separação do Grupo Ceará das rochas da região de Orós-Alencar, denominadas de Grupo Orós.

Com base em dados geocronológicos Rb-Sr e U-Pb, Figueiredo Filho et al. (1991) admitiram que metarriolitos e metadacitos, encontrados na região de Orós-Jaguaribe, teriam se cristalizado contemporaneamente aos "augen" gnaisses, ao redor de 1800-1700 Ma, aventando também a possibilidade de que na mesma época em que o cisalhamento começou a afetar os metarriolitos, em torno de 1100 Ma, tenha se iniciado o metamorfismo nos metassedimentos.

Em sua tese de doutorado, Sá (1991), considerou que o Cinturão Orós estaria posicionado sobre um embasamento de idade arqueana (2600 Ma), a oeste, e outro, do Arqueano/Paleoproterozóico, à leste, compreendendo um vulcanismo bimodal (anfibolito/metandesito e metariolito), intercalado próximo à base da sequência metassedimentar. Essas supracrustais teriam sido intrudidas por "augen" gnaisses, metagabros e ortognaisses microporfiríticos. As idades de 1800 Ma, para as metavulcânicas, 1680 Ma, para os "augen" gnaisses, 880 Ma, para os metagabros e 665 Ma, para os ortognaisses microporfiríticos, foram consideradas como idades de colocação e cristalização destas rochas. Os anfibolitos e metandesitos, que estariam na base da sequência metavulcânica, talvez oriundos de fontes distintas, apresentariam, ambos, padrões geoquímicos comparáveis aos basaltos shoshoníticos de arcos-vulcânicos. Os metarriolitos, sobrepostos aos metandesitos, apresentariam características de magmas subalcalinos a monzoníticos e um comportamento geoquímico intermediário entre os granitos pós-colisionais e anorogênicos. Os "augen" gnaisses, considerados alcalinos, seriam 120 Ma mais jovens, exibindo típico padrão anorogênico (tipo-A). Os metagabros, que cortam os anfibolitos, devido à sua idade e assinatura isotópica Sm-Nd, deveriam representar rochas originárias de um reservatório mantélico empobrecido do tipo DM, gerados em contexto anorogênico. Ele propôs um modelo de evolução geodinâmica para o Cinturão Orós, onde o vulcanismo básico teve a

sua colocação e cristalização sob os efeitos de relaxamento e conseqüente distensão crustal e formação de um "rift" passivo, aos 1800 Ma atrás. No final do Proterozóico, muito tempo após a instalação desta bacia, durante o Ciclo Orogênico Brasileiro, teriam sido gerados ortognaisses microporfiríticos e se formado o arcabouço tectônico deste cinturão, com a deformação da sequência vulcano-sedimentar e das rochas plutônicas, além de promover extensivos cisalhamentos (deformação do tipo coaxial).

Naquele mesmo ano, Sá et al (1991) publicaram os resultados geocronológicos obtidos por Sá (op. cit.), chamando a atenção para a existência de dois modelos opostos de evolução geodinâmica para os diversos cinturões móveis que compõem a Província Borborema: (i) todos os cinturões teriam sido afetados apenas pela Orogênese Brasileira (Panafricana); (ii) alguns cinturões foram afetados sucessivamente pelas orogêneses Transamazônica (Eburneana) e Brasileira (Panafricana). No caso do Cinturão Orós, as três fases de dobramento reconhecidas seriam contemporâneas às zonas de cisalhamento transcorrente, portanto, as supracrustais representariam uma sequência metavulcano-sedimentar do Mesoproterozóico. Como argumento a favor deste modelo foram considerados como exemplos: (1) o Super Grupo Uatumã (1900-1800 Ma), no Cráton Amazônico-Guianense, onde uma suíte andesítica cálcio-alcálica foi seguida por riolitos subalcalinos e depois intrudida por granitos alcalinos anorogênicos (1700 Ma); (2) riolitos do Mesoproterozóico (1750 Ma), encontrados no Cráton do São Francisco, ocorreriam na base do Grupo Espinhaço, estando intrudidos por granitos subalcalinos de 1720 Ma.

Uma evolução policíclica foi proposta por Pereira (1991), para o Cinturão Orós. As condições metamórficas ligadas ao evento deformacional D₂, variando de fácies xisto verde, com granada e biotita na parte oeste deste cinturão, indo até o fácies anfibolito, com estauroлита, andalusita, diopsídio e rara microclina, na porção central e leste, caracterizariam um metamorfismo progressivo na área, com o grau metamórfico crescendo no sentido leste. Por outro lado, a reconstituição do megadobramento que definiria esta fase de dobramento indicaria ser isoclinal recumbente, com vergência para leste. Portanto, haveria uma incongruência entre vergência tectônica e

metamorfismo progressivo, visto que, em analogia aos modelos clássicos de evolução de faixas móveis (vide Jardim de Sá e Hackspacher, 1983), este metamorfismo deveria aumentar no sentido contrário da vergência tectônica. Para justificar esta incompatibilidade admitiu que os "augen" gnaisses de textura grossa fossem sin-tectônicos à fase F_2 , atuando como uma fonte de calor a mais e cujo resfriamento lento propiciaria o pico do metamorfismo posteriormente ao pico tectônico.

Figueiredo Filho e Figueiredo (1992a,b) identificaram granitóides subalcalinos tardi-orogênicos separando o Cinturão Jaguaribe das supracrustais do extremo-oeste do Rio Grande do Norte. Um dos fácies observados trata-se de granito à biotita e/ou hornblenda, de textura equigranular e apresentando uma só foliação (S_3), com idade Rb/Sr em torno de 510 Ma. Reconheceram que a Faixa Jaguaribeana seria constituída por cinturões dobrados proterozóicos, onde ocorreriam metassedimentos característicos da associação quartzito-pelito-carbonato (QPC - Condie, 1989), gradando para uma sequência turbidítica. A associação QPC, estaria intercalada por vulcanismo bimodal, predominantemente ácido. Adicionalmente, intrudido nesta sequência, ocorreriam "augen" gnaisses graníticos, ortognaisses sienograníticos e metagranitos. Os dados geoquímicos de elementos maiores e traços, incluindo as Terras Raras, indicaram muitas semelhanças entre as metavulcânicas e metaplutônicas dos Cinturões Orós e Jaguaribe. Com base nas características dos metassedimentos e do magmatismo da Faixa Jaguaribeana, foi proposto um ambiente de bacia ensialica, com fechamento por volta de 1750 Ma atrás, por delaminação crosta-manto e subdução-A, tomando como modelo a Orogênese Barramundi, do Paleo-Mesoproterozóico da Austrália. Assinalaram uma provável diferença em relação à Orogênese Barramundi, é que lá não se encontraram evidências de uma possível abertura oceânica, mas no Cinturão Jaguaribe ocorreriam uns poucos metabasaltos com características de E-MORB e metandesitos cálcio-alcalinos, sugestivos de criação e subdução, respectivamente, de crosta oceânica.

Ainda sob o ponto de vista geoquímico, Figueiredo Filho e Figueiredo (1993) caracterizaram "augen" gnaisses e gnaisses sienograníticos, da região de Orós e Jaguaribe, comparando-os à

granitos formados em ambiente de crosta continental atenuada. Neste mesmo trabalho chamaram a atenção para a possibilidade de que os metabasaltos E-MORB e metandesitos terem sido gerados através de contaminação crustal e mistura de magmas, respectivamente, portanto sem haver necessidade de subdução. Toda a seqüência supracrustal e plutônicas intrusivas do cinturão Jaguaribe teriam sido deformadas e metamorfizadas, unicamente durante a Orogênese Brasileira, do Neoproterozóico.

McReath (1993) realizou estudos petrográficos e geoquímicos em rochas meta-ígneas do Cinturão Orós, mais especialmente naquelas que ocorrem entre as cidades de Alencar e Aiuába, sudeste do Ceará. O metamorfismo observado é de baixo grau, na região Alencar-Aiuába, variando para médio grau na região de Orós. A deformação verificada é do tipo polifásica, havendo grande destruição das antigas texturas primárias. Reconheceu a grande diversidade de rochas metavulcânicas, caracterizando geoquimicamente aqueles tipos encontrados na região entre Alencar e Aiuába. Rochas meta-ultramáficas, com altos teores de Ni e Cu, representariam antigos cumulos. Metabasaltos, com tipos mais e menos diferenciados, mostraram afinidades geoquímicas de toleitos de baixo-K de MORB, mas também, de basaltos cálcio-alcálinos de interior de placa e T-MORB. As rochas metafélsicas, de natureza metaluminosa a paraluminosa, com variáveis razões Na_2O/K_2O , mostraram dois tipos de fracionamento das Terras Raras. Por outro lado, os espectros multi-elementares, além dos baixos valores de Sm_N , Y_N e Yb_N , sugeririam uma correlação com granitos de interior de placa e sin-colisionais. Considerou que as metavulcânicas foram provavelmente posicionadas em um curto espaço de tempo e que as diferenças entre metavulcânicas máficas e metafélsicas seriam devidas à heterogeneidade na fonte, com diferente história evolucionária. O Cinturão Orós representaria uma discontinuidade crustal formada no início do Mesoproterozóico, imediatamente após a Orogênese Transamazônica e, juntamente com o Cinturão Jaguaribe, corresponderiam aos "schist belts" do SW da Nigéria.

Estudos de geotermometria, combinados à química de minerais e de rocha total, realizados em metassedimentos da Faixa Orós (Sá, 1993), indicaram que não haveria variações regionais importantes do grau de metamorfismo dentro do Cinturão Orós. As

temperaturas em torno de 470°C , considerando-se a presença de estauroлита em certos tipos de rochas, deveriam corresponder às temperaturas mínimas do pico do metamorfismo. Por outro lado, o não aparecimento de minerais indicadores do fácies anfibolito, na parte oeste do Cinturão Orós, seria devido unicamente à composição química não favorável à cristalização deste mineral, portanto, os micaxistos da parte oeste estariam mais no campo das grauvas, enquanto os metassedimentos da parte oriental representariam antigos folhelhos.

Sá et al. (1994) estabeleceram que as faixas dobradas Orós, Jaguaribe e extremo-oeste do Rio Grande do Norte, possuíam características muito semelhantes e corresponderiam a um único conjunto, que teria sido gerado num sistema de bacias ensiálicas, formando o denominado Sistema Jaguaribeano (Brito Neves et al., op.cit.). Segundo eles, os dados existentes nessas faixas permitiriam visualizar efeitos de distensão crustal, por volta dos 1800 Ma, caracterizado pela instalação de um "rift" intracontinental, acompanhado por intrusões graníticas subalcalinas aos 1700 Ma.

Estudos geoquímicos preliminares realizados em rochas metavulcânicas do Cinturão Jaguaribe indicaram tratar-se, principalmente, de uma associação bimodal do tipo "basalto-riolito", de natureza subalcalina, sendo mais metaluminosa que peraluminosa (Figueiredo Filho, 1994). Metavulcânicas básicas mostraram assinatura características dos basaltos toleíticos modernos, mas com alguns tipos E-MORB e cálcio-alcalinos. Metariolitos apresentaram a mesma assinatura geoquímica observada em granitos intraplaca de crosta continental atenuada.

III - GEOLOGIA DA ÁREA ESTUDADA

III.1 - Estratigrafia

III.1.1 - Introdução

Diversos fatores prejudicaram sensivelmente o completo entendimento do arcabouço estratigráfico dos dois cinturões estudados. Sem dúvida, as deformações superimpostas, principalmente aquelas provocadas pelas zonas de cisalhamento, de Orós e Jaguaribe, obliteraram, total ou parcialmente, as relações de contato, como também as posições originais dos litotipos, bem como as feições primárias que poderiam ajudar na identificação das rochas pretéritas. Esse conjunto de dificuldades certamente também foi sentido pelos demais estudiosos da geologia dessa região.

No trabalho de Campos et al. (1975) os metassedimentos que afloram na região SE do Estado do Ceará foram posicionados como sendo do Neoproterozóico. Na mesma época, Brito Neves (1975) considerou a atuação de um profundo retrabalhamento crustal nas rochas dessa região, durante o Ciclo Transamazônico, com migmatização e granitogênese associados, tendo os metassedimentos sido depositados e metamorfizados, unicamente, durante o Ciclo Brasileiro.

Nas folhas SB-24/25 - Jaguaribe/Natal, o Projeto RADAMBRASIL (1981) caracterizou xistos, filitos e gnaisses, contendo lentes de magnesita e intercalações de calcário metamórfico e de quartzitos, enquadrando-os como pertencentes ao Grupo Ceará, no caso considerado como sendo do Neoproterozóico.

No Mapa Geológico do Estado do Ceará (Cavalcante et al., 1983) estão delimitadas duas unidades para a região de Orós-Jaguaribe. A mais basal, do Paleoproterozóico, foi caracterizada por migmatitos e gnaisses diversos, encerrando corpos de metacalcários, anfibolitos, metabasitos, rochas cálcio-silicáticas, quartzitos e meta-ultrabasitos subordinados. A mais superior, do Mesoproterozóico, estando definida pelos metamorfitos da região de Orós, foi considerada como pertencente ao

Grupo Ceará pró-parte. Esta última unidade estaria caracterizada por micaxistos, preferencialmente de baixo grau, porém também de grau médio, além de metacalcários, dolomíticos ou não, quartzitos com estratificação cruzada, rochas calciossilicáticas, anfibolitos, metabasitos e xistos magnesianos.

No Mapa Geológico do Brasil, Schobbenhaus et al. (1984), observa-se que as rochas da região de Orós-Jaguaribe pertenceriam ao então denominado Domínio Cearense. No caso, apenas ocorrendo o conjunto de metamórficas epi a mesozonais que anteriormente haviam sido genericamente referidas como Grupo Ceará, sendo que em mapa foram denominadas de Complexo Lavras da Mangabeira, do Eoproterozóico, e de Grupo Ceará e Complexo Orós, ambos do Mesoproterozóico.

Uma completa modificação na estratigrafia foi sugerida por Braga & Mendonça (1984). Eles reconheceram pela primeira vez a natureza metavulcano-sedimentar da então considerada sequência epimetamórfica de Orós-Jaguaribe. Observaram que esta sequência e mais alguns metagranitóides teriam sido gerados e deformados no Mesoproterozóico, bem como descreveram um único nível de metavulcânicas, além de posicionarem o embasamento como pertencente ao Paleoproterozóico.

Mais tarde, Macedo et al. (1988) com base em dados radiométricos Rb-Sr consideraram o embasamento como sendo unicamente de idade Arqueana, formado por ortognaisses granodioríticos e gnaisses bandados. A sequência metavulcano-sedimentar seria do Paleoproterozóico ou Mesoproterozóico. Admitiram que todos os granitóides da região teriam se posicionado contemporaneamente à deposição da sequência "vulcano-sedimentar", mesmo aqueles ortognaisses porfiríticos finos (brasilianos).

Nesse mesmo ano, Sá et al. (1988) consideraram que as rochas do Cinturão Orós eram diferentes em muitos aspectos daquelas do Grupo Ceará, particularmente as da parte central daquele Estado. Propuseram um embasamento de idade Arqueana, formado por gnaisses bandados e ortognaisses granodioríticos, além de biotita gnaisses migmatíticos do Paleoproterozóico. Toda a sequência "vulcano-sedimentar", além dos "augen" gnaisses, ortognaisses sienograníticos e rochas metaplutônicas máficas-ultramáficas, seriam do Mesoproterozóico. A deformação e o

metamorfismo teriam ocorrido apenas no Neoproterozóico, durante o Ciclo Brasileiro, com posicionamento pré-orogênico dos granitóides Brasileiros.

Sá (1991) estabeleceu que o embasamento na região de Orós seria do pré-cambriano indiferenciado, formado por gnaisses bandados, ortognaisses e paragnaisses migmatizados. A sequência metavulcano-sedimentar e mais os "augen" gnaisses e ortognaisses sienograníticos seriam do Mesoproterozóico. Os metagabros, ortognaisses microporfiríticos e metagranitos foram considerados todos do Neoproterozóico. Nesse mesmo ano, Sá et al. (1991) consideraram o embasamento como formado por gnaisses-migmatíticos de idade arqueana/paleoproterozóica, tendo sido afetado pela Orogênese Transamazônica. A sequência "vulcanossedimentar" teria sido depositada em torno dos 1780 Ma, dada pela idade dos metarriolitos. Anfibolitos foram posicionados acima da sequência metavulcano-sedimentar, juntamente com os metagabros, porém ambos seriam mais velhos que os "augen" gnaisses (1680 Ma). Também consideraram os ortognaisses microporfiríticos como anteriores à Orogênese Brasileira.

Os principais critérios utilizados no reconhecimento desse empilhamento foram os dados de campo, tais como as relações de tópo e base entre camadas, as intrusões e os xenólitos. Por outro lado, o principal critério utilizado na distinção entre embasamento e as supracrustais desses cinturões, diz respeito à existência de uma trama anterior (Sn), caracterizada por mobilizados neossomáticos, que marcam uma discordância tectonometamórfica também comprovada por dados radiométricos. Isto porque os paragnaisses do embasamento poderiam ser tomados como rochas supracrustais da sequência acima.

Na região em estudo foi possível identificar cinco unidades principais, organizadas e empilhadas como segue, em ordem decrescente no tempo de cima para baixo, isto sendo reforçado pelos dados radiométricos Rb-Sr, U-Pb, Sm-Nd e K-Ar:

- sequência para/ortoderivada do embasamento Arqueano
- sequência metavulcanossedimentar do Mesoproterozóico
- metaplutonitos máfico-ultramáficos Mesoproterozóicos
- metagranitóides intrusivos do Mesoproterozóico
- metagranitóides tardi-Brasileiros.

Neste trabalho estamos propondo que o embasamento seja de idade arqueana e representado por paragneisses e ortogneisses granodioríticos a tonalíticos. A sequência metavulcano-sedimentar teria se depositado em uma bacia intracontinental, em torno dos 1750 Ma, tendo sido intrudida quase contemporaneamente por corpos máficos-ultramáficos e por granitóides anorogênicos. Mais tarde, já no Neoproterozóico, ocorreriam intrusões de granitóides sin e tardi-tectônicos de idade brasileira. Na Tabela 1 estão reunidas as principais colunas estratigráficas propostas para o pré-cambriano da região de Orós-Jaguaribe (SE do Estado do Ceará).

III.1.2 - O Embasamento

Esta unidade é constituída essencialmente, por ortogneisses granodioríticos e tonalíticos subordinados, além de paragneisses que mostram diques de ortogneisses intrusivos, sendo portanto mais antigos. Os paragneisses ocupam a porção basal da coluna estratigráfica. Eles afloram formando faixas contínuas estreitas de orientação N-S. Nesta subunidade, embora predominantemente composta por hornblenda gnaisses, reconhece-se níveis quartzíticos puros, intercalados com níveis de gnaisses quartzo-feldspáticos amarelados e/ou, subordinadamente, de metapelitos, imprimindo um aspecto de gnaiss bandado. As bandas caracterizadas por hornblenda gnaisses, fornecem uma coloração verde esbranquiçada, com uma trama planar conspícua. A granulometria média permite individualizar grãos de hornblenda, feldspato, quartzo e biotita. Por outro lado, ortogneisses granodioríticos apresentam ampla distribuição na região que separa os Cinturões Orós e Jaguaribe. Em escala de mão, denotam uma textura grossa, inequigranular porfirítica, onde os cristais de feldspato sigmoidais chegam a ter dimensões centimétricas. A sua coloração é predominantemente cinza-esbranquiçada. Localmente nota-se um aspecto mais leucocrático de composição mais granítica, evidenciando feições de mobilizados anatéticos, que por vezes acompanham uma foliação S_n . É presumível que o seu pro-

Tabela 1 - Principais colunas estratigráficas propostas para o Pré-cambriano da região SE do Estado do Ceará

Campos et al. (1975)	Brito Neves (1975)	Braga & Mendonça (1984)	Macedo et al. (1988)	Sá et al. (1988)	Sá (1991)	Sá et al. (1991)	Proposta deste Trabalho (1994)
<p>Pré-Cambriano Superior 620-900ma</p> <p>Pré-Cambriano "A"</p> <p>PC-Af - Filitos e micaxistos com intercalações de mármores e magnetita, quartzitos na base.</p> <p>PC-Agn - Gnaisses a biotita e hornblenda, com intercalações de quartzitos, sericititos e mármores.</p> <p>Pré-Cambriano "B"</p> <p>PC-Bmg - Migmatitos</p>	<p>Ciclo Brasileiro</p> <p>Biotita-xistos, metagrauvacas, intercalações quartzíticas e metacólicas.</p> <p>Muscovita-quartzitos.</p> <p>Rochas graníticas.</p> <p>Migmatitos indiferenciados.</p>	<p>Domínio plutônico intrusivo</p> <p>Ortognaisses facóides.</p> <p>Calcdrios, metacherts, form. ferromanganesífera, calciossilicáticas.</p> <p>Xistos, filitos, metassilitos e metavulcânicos.</p> <p>"Sill" ultramáfico.</p> <p>Quartzitos.</p> <p>Metariolitos e Metariodacitos.</p> <p>Gnaisses e migmatitos.</p>	<p>Cisalhamento</p> <p>F₃</p> <p>F₂</p> <p>F₁</p> <p>"Augen" gnaisses com diques de ortognaisses sienograníticos.</p> <p>Ortognaisse porfirítico fino.</p> <p>Hornblenda metagabros, meta-metagabros e metahornblenditos.</p> <p>Sequência vulcanossedimentar predominantemente hornblenda-biotita-gnaisses (---); granada-biotita xistos, sericita-estaurilita xistos e clorita xistos (---); quartzitos (---); metariolitos e metadacitos (vvv) e mármores (---).</p> <p>Embasamento: ortognaisses granodioríticos e gnaisses bandados.</p>	<p>Sedimentos mesozóicos.</p> <p>F₃</p> <p>F₁, F₂</p> <p>Metagranito.</p> <p>Ortognaisses microporfiríticos.</p> <p>Augen gnaisses (---) com diques de ortognaisses sienograníticos (---).</p> <p>Rochas metaplufônicas máficas-ultramáficas.</p> <p>Sequência vulcanossedimentar: hornblenda-biotita gnaisses e biotita gnaisses (---); granada-biotita xistos, sericita-estaurilita xistos e clorita xistos (---); quartzitos (---); rochas vulcânicas (vvv); mármores (---) e calciossilicáticas (cac).</p> <p>Metariolitos (R1).</p> <p>Anfibolitos (An).</p> <p>Metandesitos (An).</p> <p>Ortognaisses à hornblenda (Hb).</p> <p>Paragnaisse migmatizado (PGn).</p> <p>Ortognaisses (OrS).</p> <p>Gnaisses bandados (Gnb).</p>	<p>Sedimentos mesozóicos (Bacia de Lima Campos).</p> <p>Metagranitos (MGr).</p> <p>Ortognaisses microporfiríticos (OrM).</p> <p>Metagabros.</p> <p>Ortognaisses sienograníticos (Si).</p> <p>Augen gnaisses (Ag).</p> <p>Domínio de metapelitos (Msc) com intercalações de quartzitos (Q), mármores e rochas calciossilicáticas (Ca).</p> <p>Metariolitos (R1).</p> <p>Anfibolitos (An).</p> <p>Metandesitos (An).</p> <p>Ortognaisses à hornblenda (Hb).</p> <p>Paragnaisse migmatizado (PGn).</p> <p>Ortognaisses (OrS).</p> <p>Gnaisses bandados (Gnb).</p>	<p>Sedimentos mesozóicos não deformados.</p> <p>Orogênese Brasileira/Pan-Africana.</p> <p>Ortognaisses microporfiríticos (0.65 Ga).</p> <p>Augen gnaisses (1.68 Ga).</p> <p>Anfibolitos e metagabros.</p> <p>Domínio de metapelitos (---) e quartzitos (---).</p> <p>Metariolitos (1.78 Ga).</p> <p>Metandesitos.</p> <p>Orogênese Transamazônica/Eburneana.</p> <p>Embasamento gnáissico-migmatítico (Arqueano/Proterozóico inferior).</p>	<p>Sedimentos mesozóicos.</p> <p>Metagranitos (MGr).</p> <p>Ortognaisses microporfiríticos (OrM).</p> <p>Ortognaisses sienograníticos (Ogs).</p> <p>"Augen" gnaisses granítico (Agg).</p> <p>Metaplutonitos máficos-ultramáficos (Mmu).</p> <p>Metariolitos (Mrl), Metadacitos (Md)</p> <p>Mármores (M), "Metacherts" (Mch) e parafibolitos (Pa)</p> <p>Metaconglomerados diamictitos (Mcg).</p> <p>Metabasaltos (Mb) e metandesitos (Ma), intercalações de metapelitos (Mpl).</p> <p>Biotita xistos (Bx).</p> <p>Quartzitos puros (Q), metapelitos (Mpl).</p> <p>Calciossilicáticas (Cs), mármores (Ms) e metaconglomerados (Mcg).</p> <p>Hornblenda gnaisses (Hbg), metariolitos (Mrl), metariodacitos (Mrd), metapelitos (Mpl).</p> <p>Discordância Tectonometamórfica.</p> <p>Orogênese Transamazônica.</p> <p>Migmatitos indiferenciados (MgI).</p> <p>Ortognaisse granodiorítico-lanático (Ogt).</p> <p>Gnaisses bandados (Gb).</p>

tólito represente uma composição mais tonalítica. O quartzo também é verificado em amostra de mão como cristais grossos xenomórficos. A presença de biotita confere uma incipiente xistosidade à rocha, inclusive, sendo responsável pela sua coloração mais escura. As biotitas de S_1 , dispostas à esmo, são em geral, relíquias hipidiomórficas. Por outro lado, aquelas biotitas associadas à foliação S_2 são facilmente identificáveis, exibindo uma textura média, às vezes até grossa, hipidiomórfica-xenomórfica, contornando os cristais mais antigos, sendo que também sobrecrescem nas primeiras, não obstante, em ambos os casos, revelam desestabilização para epídoto e muscovita.

III.1.3 - Estratigrafia Interna dos Cinturões Orós e Jaguaribe

Nas duas seções estudadas as rochas supracrustais mostram uma geometria alongada de direção aproximadamente norte-sul, representada por uma sequência metavulcano-sedimentar, onde foram identificadas oito subunidades com um empilhamento estratigráfico relativamente bem reconhecido.

Representando a base da sequência metavulcano-sedimentar, em ambos os cinturões, ocorre um empilhamento de metavulcânicas, cuja porção basal é constituída essencialmente por antigos tufos máficos, mas com expressiva quantidade de tipos ácidos. Localmente, ocorrem metapelitos intercalados nestes litotipos, caracterizando uma alternância entre sedimentação e derrame. A superimposição de uma trama milonítica (S_2) obliterou, em grande parte, as feições originais da rocha, revelando agora tipos desde protomilonitos até ultramilonitos, com feições de milonitos cataclasados sendo também encontradas. Todavia, em amostras de mão, apresentam variedades desde afaníticas até subvulcânicas. No primeiro caso, expressa uma textura granoblástica fina. A coloração é geralmente azulada, porém alguns níveis são mais esbranquiçados, feldspáticos.

Uma subunidade metassedimentar detrítica inferior está assentada sobre a subunidade metavulcânica inferior. Ela é constituída, principalmente, por quartzitos puros e metapelitos intercalados. Encontram-se também, embora não mapeados pela

inexpressividade em área, cálcio-silicáticas, mármore, formação de ferro bandada e metaconglomerado intraformacional. Na porção superior desta sequência verifica-se uma maior predominância de metapelitos, onde ocorrem porfiroblastos nodulares de granada com até 1,0 cm, blastos de estaurolita com geminação em cruz e andaluzita prismática colunar. Níveis centimétricos de cálcio-silicáticas verde-azuladas, apresentando textura radial composta por actinolita-tremolita, estão presentes. Metaconglomerado intraformacional monomictico, com seixos de quartzito sem exibir deformação prévia, são encontrados localmente. A presença de formação de ferro bandada, em geral, ocorre na interface entre o quartzito puro esbranquiçado e a sequência metapelítica. Na verdade, esta passagem é gradacional, pois o quartzito puro cede lugar a um quartzito ferruginoso, talvez uma deposição química (metachert), que se constituiu na formação de ferro bandada. As relações de contato entre os quartzitos e metapelitos desta subunidade com os biotita xistos da subunidade posicionada acima é claramente do tipo gradacional. Entretanto, relações sugestivas de caráter alóctone, verificadas em Orós, poderiam ser interpretadas como atribuídas às estruturas recumbentes de D₂, onde um antiforme com flanco invertido de quartzito teria sido empurrado sobre a unidade do embasamento, muito embora os contatos miloníticos observados sejam atribuídos à D₂. (Pereira, 1988).

A subunidade de biotita xistos é composta por metassedimentos psamíticos e pelíticos, representados, sobretudo, por camadas de granada-biotita xistos. Contudo, a superposição de uma foliação S₂, de caráter milonítico, imprimiu fácies desde protomilonito-milonitos até filonitos. Uma característica inerente a este tipo litológico é a representação marcante da deformação, evidenciando os principais elementos lineares e planares e as suas relações. À vista desarmada, os biotita xistos denotam uma coloração cinza-preto até cinza-azulado. Os constituintes psamíticos revelam-se bastante compactos, ao contrário das fácies mais pelíticas que, invariavelmente, expressam uma proeminente xistosidade. A passagem de uma fácies para outra é quase sempre gradacional.

Metavulcânicas máficas (basalto-andesito) representam a subunidade logo acima dos biotita xistos. Os registros litológicos desta subunidade encontram-se bem representados no Cinturão Orós, onde um expressivo pacote encontra-se totalmente circundado por uma grande intrusão acamadada máfica-ultramáfica, à noroeste da cidade de Orós. No Cinturão Jaguaribe, são encontradas como duas grandes faixas e dentro de uma grande intrusão de "augen" gnaiss. A ocorrência de biotita xistos intercalados nesta litologia poderia expressar a existência de uma antiga sucessão de derrames.

Uma subunidade de metaconglomerados diamictitos, embora esteja sendo descrita separadamente, mostra intrínseca relação com a sequência de biotita xistos e apenas representaria um fácies proximal basal deste conjunto, situando-se como uma faixa alongada nas proximidades da cidade de Orós. Em amostra de mão apresenta uma coloração cinza azulado com níveis mais esbranquiçados, feldspáticos, revelando o acamamento.

Subindo a coluna estratigráfica, uma subunidade metasedimentar química, está formada por um conjunto de mármore, "metachert", cálcio-silicáticas e paranfibolitos, formando camadas lenticulares descontínuas e concordantes com a estrutura principal do pacote. Embora represente níveis descontínuos, denotam uma boa persistência, podendo atingir até 40 metros de espessura em alguns locais na região de Orós. Esta subunidade constitui-se num marco estratigráfico importante, funcionando como camada-guia na reconstituição dos perfis geológicos. Na região a leste da cidade de Orós, esta subunidade está bem representada por mármore e cálcio-silicáticas, gradando lateralmente para oeste com o predomínio de "metachert" e paranfibolito. Os mármore exibem um aspecto ligeiramente bandado, de tonalidade esbranquiçada, alternando-se com níveis mais escuros e micáceos, ocorrendo também um outro tipo, de coloração mais azulada, que não efervesce quando em contato com ácido clorídrico e que devem representar magnesitas. As fácies cálcio-silicáticas são realçadas pela disposição radial da actinolita-tremolita, em forma de agulhas centimétricas, com uma coloração azul-esverdeada ou, mais raramente, esbranquiçada, quando predomina a tremolita. Os paranfibolitos diferem das

cálcio-silicáticas, em amostra de mão, pela coloração mais esverdeada, prevalecendo a textura radial da actinolita-tremolita. A intercalação desses anfibolitos com leitos mais ricos em granada, epidoto, biotita e quartzo ferruginoso (metachert), reflete o acamamento primário.

Uma subunidade de xisto grafitoso ocorre na extremidade leste do Cinturão Orós, apresentando-se em contato gradacional ou interdigitado com os biotita xistos. A separação desta subunidade é sugerida somente em função da sua contribuição grafitosa, pois no restante assemelha-se com os biotita xistos. Algumas fácies são mais ricas em estaurolita, enquanto o equivalente recristalizado desta rocha, o sericita xisto grafitoso, é encontrado nas faixas de cisalhamento D₂. A presença de grafita fornece à rocha um caráter sedoso e uma coloração acinzentada. Outra característica marcante em amostra de mão é a ocorrência substancial de turmalina escura, como produto da deformação D₂, em forma de agulhas alinhadas de até um centímetro. Ocasionalmente, intercalações centimétricas de quartzitos acinzentados poderão ocorrer.

Uma subunidade metavulcânica superior está caracterizada por composições ácidas (riolitos), mas ocorrendo também termos menos ácidos, dacíticos, sob a forma de corpos estreitos e ligeiramente alongados, os quais foram assinalados como intercalações na porção central da sequência de biotita xistos. Foram interpretados como antigos derrames, muito embora não seja descartado, um possível posicionamento como soleira. A presença de três corpos de metadacitos, aparentemente distintos, na região de Orós, foram entendidos como uma repetição por dobramento F₂, com espessuras variando em torno de 50 a 60 metros (Pereira, op.cit.). Em amostra de mão tais rochas denotam uma coloração amarela-esbranquiçado e uma notável foliação. Não obstante, pode-se reconhecer uma textura em aspecto de "augen", evidenciada por fenocristais de quartzo azul e feldspato, sendo que os maiores cristais poderão atingir tamanhos em torno de um milímetro. Uma textura porfirítica poderia ser interpretada para a rocha original.

Subindo a coluna estratigráfica, sucede-se a unidade representada por metaplutonitos máfico-ultramáficos, que foi

melhor reconhecida na região de Orós, onde um grande corpo posicionado à noroeste da cidade de Orós, em forma de soleira está acompanhado por inúmeras intrusões satélites dispersas por toda área. Já no Cinturão Jaguaribe, ela é menos representativa e somente pequenos corpos foram reconhecidos. Foi possível identificar antigas texturas típicas de cumulado, com desenvolvimento de acamamento rítmico e gradacional, incluindo fácies máficas hipabissais bem preservadas. Observa-se que esta unidade é intrusiva na sequência vulcano-sedimentar e anorogênica, contendo xenólitos de quartzitos e de metavulcânicas. Observa-se em toda esta unidade uma trama S_2 bem marcada.

Sucedem-se depois "augen" gnaisses graníticos e ortognaisses sienograníticos, que também ocorrem como corpos alongados de direção N-S, podendo representar antigos "sheets". É admitido uma evolução conjunta para estas duas litologias uma vez que em algumas regiões de contato entre estes corpos ocorre apófise de um no outro, ora o contrário se verifica. É comum diques de "augen" gnaisses em quartzitos e metarriolitos, além de xenólitos de hornblenda gnaisses nos "augen" gnaisses. Os "augen" gnaisses são rochas de coloração predominantemente roseo-amarelada com finas faixas mais escuras, cinza a preto, devido à presença de minerais máficos. Apresentam uma estrutura comumente orientada, com granulação homogênea e grossa, em geral, assinalando a existência de megacristais centimétricos e sigmoidais de K-feldspato de tamanho pouco variado. Uma coloração mais escura é conferida por palhetas de biotita circundando os pórfiros. Ortognaisses sienograníticos, tanto em Orós como em Jaguaribe, ocorrem na porção marginal dos "augen" gnaisses, fazendo contato brusco com zonas miloníticas de alto "strain", como as Falhas de Orós e Jaguaribe. Mesoscopicamente, os sienogranitos apresentam uma forte estrutura orientada, sendo principalmente equigranulares, podendo ser localmente porfiríticos, com cristais grossos e centimétricos de K-feldspato dispersos na rocha.

No topo da sucessão estratigráfica ocorrem metagranitóides intrusivos de idade brasileira, sendo um mais microporfirítico e outro mais isotrópico. No Cinturão Orós eles são encontrados na porção sudoeste da área estudada. Na região de Jaguaribe um imenso corpo encontra-se em contato brusco por falha com "augen" gnaisses. Esses metagranitóides possuem uma geometria alongada, ligeiramente N-S, ambos possuindo pelo menos uma foliação. De um modo geral, mostram-se bastante preservados, principalmente os do tipo equigranular, fanerítico e isotrópico. Podem ser reconhecidos cristais milimétricos, euédricos a subédricos, de K-feldspato, com plagioclásios euédricos e tonalidade leitosa, além de quartzo anédrico e palhetas de biotita grossas. Textura primária com lineações de fluxo com orientações variadas ocorrem freqüentemente em muitos afloramentos. São comuns pequenos autólitos com formato arredondado de composição quartzo diorítica.

III.2 - Petrografia

O estudo petrográfico de lâmina delgada permitiu confirmar, de imediato, a natureza de cada amostra bem como observar aspectos estruturais e texturais da mesma. Serão descritas as litologias reconhecidas no campo e que compõem as unidades geológicas mapeáveis encontradas nos dois cinturões.

A descrição petrográfica aborda alguns critérios mesoscópicos das litologias e microscópicos dos minerais que as compõem. A identificação mineralógica foi feita com o auxílio de livros textos e tabelas (Roubaut, 1963; Deer et al., 1966; Spry, 1969; MacKenzie & Guilford, 1980; Yardley et al., 1990).

Em muitos afloramentos, apesar do intenso metamorfismo e da deformação, várias texturas e estruturas primárias, bem como algumas relíquias de cristais primários, estão perfeitamente preservadas. Por outro lado, as descrições petrográficas encontradas em alguns trabalhos realizados nesses cinturões permitiram confirmar muitas dessas feições primárias observadas.

III.2.1 - Rochas do Embasamento

III.2.1.1 - Hornblenda Gnaisses

São constituídos, essencialmente, por hornblenda(15%), plagioclásio(42%), microclina(30%), biotita(15%) e, acessoriamente, por titanita, epidoto e opacos, estes abaixo de 1%, ocorrendo também apatita esporádica. A hornblenda indica ser do tipo comum, apresentando uma textura que varia de xenomórfica até idiomórfica, romboédrica, realçando a foliação principal S_E . Todavia, aquelas hornblendas que ocorrem em ângulo com a foliação S_E , são as mais antigas (S_N). Em ambos os casos, processos de "boudinage" e extinção ondulante foram regidos pela fase tectônica D_E , que também permitiu a desestabilização destes minerais para epidoto e titanita. Alguns destes cristais podem representar actinolita-tremolita, devido ao seu hábito mais alongado. Inclusões de plagioclásio xenomórfico são comuns naqueles grãos ligados à S_N . Neste caso, o plagioclásio (An) 22% apresenta-se com um aspecto mais poligonal idiomórfico, indicando íntima associação com biotitas de S_E . Em menor proporção ocorrem cristais xenomórficos intersticiais, também ligados à S_E . Comumente, são encontrados lamelas de geminação polissintética, quase sempre transformadas para epidoto + sericita, conferindo uma aparência suja aos grãos. A microclina apresenta-se menos alterada que o plagioclásio e em hábito assemelha-se a ele. Em adição, ocorre textura poiquiloblástica com inclusão de plagioclásio, além da geminação albita vs. periclínio, dando padrão xadrez. Pelo menos duas gerações de biotitas foram definidas. Tanto a primeira (S_N) como a segunda (S_E) ocorrem como palhetas hipidiomórficas grossas, por vezes idiomórficas ou bastante alongadas. A primeira geração de biotita, apresenta extinção ondulante, com desestabilização para epidoto e arqueamento, assinalando a superimposição de S_E . Inclusões de zircão, exibindo halos pleocróicos, também estão presentes em ambos os casos. A segunda geração de biotita, além de sobrecrecer na primeira, perfaz uma relação angular de quarenta graus com a mais antiga. A titanita ocorre como cordões

formando agregados xenomórficos ou, mais raramente, idiomórficos. Alguns desses agregados, incontestavelmente, advém da hornblenda e foram interpretados como ligados à S_2 . Os epídotos são, no geral, granulares e xenomórficos, originando-se tanto da biotita como do plagioclásio ou da hornblenda. Os opacos, sugerindo ser ilmenita ou titano-magnetita inicial, com transformação para magnetita + titanita, ocorrem como cristais cúbicos idiomórficos ligados à S_2 . A apatita apresenta íntima associação com plagioclásio da fase D_2 , transparecendo contatos poligonais, todavia, textura ovóide ou arredondada também está presente.

III.2.1.2 - Ortognaisses Granodioríticos a Tonalíticos

Apresentam textura granolepidoblástica inequigranular, notando-se uma foliação S_2 anastomosada proeminente, paralela à foliação S_n , estando ressaltada pelo alinhamento de biotitas ou pela forma orientada dos porfiroclastos e/ou porfiroblastos de quartzo e feldspato, além de uma foliação pretérita (S_1), dada por biotitas oblíquas e truncadas por S_2/S_n . O quartzo forma grãos xenomórficos, mostrando contato plano com as micas, plano à irregular com feldspatos e geralmente serrilhado entre grãos da mesma espécie, o que sugeriria uma recristalização dinâmica. Nota-se o desenvolvimento de cristais alongados segundo S_2 e paralelizados segundo S_n , apresentando nítidas bandas de deformação oblíquas a esta direção, indicando cisalhamento simples. O plagioclásio apresenta contorno xenomórfico com contatos planos à irregulares, tamanho médio em torno de 0,5 mm, extinção ondulante forte, além de mostrar o truncamento dos planos de geminação e a orientação em S_2 paralela à S_n , caracterizando a deformação. Comumente, os cristais de plagioclásio mostram geminação da lei da albita e inclusões de quartzo e biotita, sendo que esta última constitui-se em lamelas hipidiomórficas com contatos predominantemente retos, tamanho médio aproximado de 1,0mm e pleocroísmo forte, tendo sido distinguidas três gerações. Algumas biotitas mostram ainda inclusões abundantes de zircão e associação espacial com plagioclásio, quartzo e microclina, além de desestabilização para

hidróxido de ferro. Por outro lado, a microclina apresenta contatos irregulares, forma xenomórfica e tamanho médio estimado de 1,0mm, encontrando-se geralmente geminada segundo a lei da albita-periclinio. Alguns grãos de microclina mostram-se localmente com aspecto sujo, extinção ondulante forte e orientação em S_2 paralela à S_1 . Muitas vezes, a microclina está em associação comum com o quartzo, o qual ocorre como inclusões corroídas, e com a biotita. A titanita mostra-se idiomórfica a xenomórfica, com diâmetro médio em torno de 1,0mm, contatos planos e fraturamento intenso. O zircão encontra-se, preferencialmente incluso na biotita, onde forma cristais xenomórficos com tamanho inferior a 0,1mm, desenvolvendo halos pleocróicos. O epídoto é xenomórfico, tendo contatos irregulares e tamanho menor que 0,1mm, encontrando-se associado ao plagioclásio, de quem deriva-se pela saussuritização.

III.2.2 - Rochas da Sequência Supracrustal

III.2.2.1 - Hornblenda-biotita Gnaisses

Ocorrem constituindo uma unidade basal em ambos os cinturões, podendo representar antigos tufos vulcânicos básicos. A foliação S_2 é a melhor observada. A textura geral é granolepidoblástica, variando para lepidogranoblástica em tipos mais xistosos. A sua mineralogia está assim representada: quartzo (30-50%), plagioclásio (15-40%), biotita (15-20%), microclina (5-20%), hornblenda (0-15%), zircão (< 1%), apatita (< 1%), titanita (< 1%), opacos (< 1%), fluorita (< 1%), calcita (< 1%), tremolita-actinolita (< 1%) e epídoto (< 1%). O quartzo apresenta formas xenomórficas ligeiramente alongadas em S_2 , com diâmetro aproximado de 0,2mm, contatos predominantemente retos com a biotita e retos e/ou irregulares, entre cristais da mesma espécie ou outras fases minerais. Muitos dos grãos de quartzo estão apresentando forma de "ribbon" na direção de S_2 , sendo também observadas: extinção ondulante forte, bandas de extinção oblíquas ao alongamento do cristal, inclusões de biotita, geralmente

orientadas em S_E , opacos, zircão, titanita e, ocasionalmente, hornblenda. O plagioclásio é do tipo oligoclásio (An_{30}) que se encontra geralmente alongado segundo S_E , com diâmetro médio estimado em 0,3 mm, contatos predominantemente planos e geminação segundo as leis albita, Carlsbad e periclínio. Alguns plagioclásios mostram a formação de bandas de extinção deste mineral associadas aos truncamentos dos planos de geminação, além de mostrarem extinção ondulante, formas alongadas segundo S_E e fraturamento. Em muitos cristais de oligoclásio, nota-se ainda a ocorrência de textura poiquiloblástica, com inclusões de hornblenda, titanita, biotita, opacos e zircão. A biotita ocorre sob a forma de lamelas hipidiomórficas à xenomórficas, que apresentam contatos retos, tamanho médio aproximado de 0,3 mm, pleocroísmo castanho claro avermelhado. Várias gerações de biotita podem ser individualizadas, sendo que a mais antiga mostra "kinks" e encurvamento dos planos de clivagem (001). A microclina encontra-se orientada segundo S_E , apresentando forma xenomórfica, contatos predominantemente irregular, com diâmetro aproximado de 0,4 mm, além de geminação polissintética cruzada, podendo estar ligada ao processo de desestabilização da biotita, com quem está frequentemente associada. Hornblenda mostra-se como cristal xenomórfico a idiomórfico, tamanho médio de 0,2 mm, apresentando contatos planos, sendo que os grãos normalmente estão fraturados e orientados segundo S_E , com inclusões de zircão e opacos. O zircão ocorre como grãos xenomórficos, apresentando contatos sempre irregulares e tamanho inferior a 0,1 mm, aparecendo como inclusões ou dispersos na matriz da rocha. Nenhum dos cristais de zircão observados apresentaram evidências de transporte sedimentar, tais como grãos arredondados e bordas escurecidas. Minerais opacos mostram diâmetro médio inferior à 0,1 mm, contatos retos ou irregulares e, em determinados casos, estão formando pseudomorfos de biotita, indicando ter com esta uma íntima associação. A deformação provocou a quebra e redução do tamanho dos grãos de opacos. A fluorita não é encontrada de forma uniforme na rocha, apenas concentrando-se em faixas reduzidas, onde também apresenta feições de quebramento, formas xenomórficas e diâmetro menor que 0,1 mm. A tremolita-actinolita é encontrada sob forma xenomórfica, apresentando pleocroísmo

fraco ou mesmo ausente, sugerindo enriquecimento em magnésio nos termos da série isomórfica, os contatos são irregulares e o seu tamanho médio é da ordem de 0,1 mm. Calcita e epidoto aparecem frequentemente como cristais xenomórficos associados ao plagioclásio como produtos de saussuritização, com diâmetro inferior a 0,1 mm.

III.2.2.2 - Metarriolitos

Ocorrem dois tipos litológicos segundo a textura em ambos os cinturões. Um tipo, mostrando textura microporfirítica, contém pórfiros de quartzo azul (olhos) e feldspato; o outro, apresenta aspecto mais homogêneo e pórfiros ocasionais de feldspato. A primeira variedade de metarriolitos apresenta a foliação S_2 , de caráter anastomosado, que foi imposta por porfiroclastos de microclina ou agregados quartzosos que formam uma textura "flaser" em S_2 , chegando até a gerar recristalizações submilimétricas onde predominam o quartzo em "ribbons". A trama de S_1 é representada unicamente por lamelas de sericita truncadas por S_2 . Na outra variedade, predomina uma textura granolepidoblástica fina, caracterizando filonitos, nos quais a presença de microclina é rara, sendo comuns "ribbons" de quartzo paralelos à S_m , sendo contudo raros ou ausentes os porfiroclastos de quartzo ou feldspatos.

Em oito lâminas estudadas foi revelada a seguinte mineralogia: microclina (35-45%), quartzo (35-45%), sericita (5-25%), plagioclásio (5-20%), biotita (0-15%), opacos (1-3%), zircão (< 1%), apatita (< 1%), calcita (< 1%) e clorita (< 1%). As microclinas encontradas naqueles metarriolitos microporfiríticos, constituem grãos xenomórficos geminados segundo as leis de Carlsbad e albita-periclíneo, apresentando tamanho médio aproximado de 0,3 mm e contatos evidentemente planos associados à textura poligonal. Observa-se também a desestabilização da microclina para a sericita e os efeitos da deformação, como a descontinuidade dos planos de geminação e o intenso fraturamento. O quartzo, ora aparece como porfiroclastos xenomórficos em litologias mais preservadas do cisalhamento, ora está formando

exudados milimétricos em forma de "ribbons" paralelos à S_m , nos quais os cristais apresentam formas xenomórficas, contatos predominantemente planos, ou estão fazendo parte da matriz da rocha, constituindo grãos xenomórficos com diâmetro inferior a 0,1 mm, com contatos geralmente planos e extinção ondulante. A sericita é comum nos metarriolitos filonitizados, mostrando-se como palhetas hipidiomórficas orientadas segundo S_m e, mais raramente, segundo S_2 . De qualquer maneira, nestes dois casos, observa-se encurvamento dos planos de clivagem (001), extinção ondulante e "kinks", além da associação com a microclina, de quem deriva-se por desestabilização. O plagioclásio aparece como grãos xenomórficos, apresentando contato plano com a sericita e irregular com outras fases minerais. Muitos dos plagioclásios observados apresentam truncamento dos planos de geminação, além de fraturamento, saussuritização incipiente, com inclusões de biotita e opacos. A biotita é encontrada formando lamelas hipidiomórficas dispersas na matriz, apresentando contatos planos ao longo do mineral e serrilhado nas suas bordas. Foram distinguidas pelo menos duas gerações de biotitas (S_1 e S_2), ambas com características deformacionais pós-cristalização, como por exemplo: extinção ondulante, inflexão dos planos de clivagem (001), bem como a desestabilização para hidróxido de ferro, opacos e sericita. Os opacos, principalmente magnetita, formam grãos xenomórficos arredondados ou hipidiomórficos à idiomórficos quadráticos, losangulares e hexagonais. A orientação dos mesmos faz-se preferencialmente segundo S_2 , exibindo tamanho médio inferior a 0,1mm, apresentando contatos retos à irregulares, com fraturamento frequente e associação espacial com sericita e microclina, sendo que localmente podem chegar a formar pseudomorfos em antigos cristais de biotita. Zircão e apatita estão presentes sob a forma de inclusões xenomórficas à idiomórficas, de tamanho inferior a 0,1mm. A calcita, em cristais xenomórficos intersticiais menores que 0,1 mm, está ligada ao plagioclásio do qual se deriva por desestabilização. A clorita é encontrada formando lamelas xenomórficas, de tamanho menor que 0,1mm, estando ligada às micas.

III.2.2.3 - Metadacitos

A textura geral varia de nematoblástica à granoblástica, apresentando uma boa xistosidade no primeiro caso. A maioria dos cristais mostram orientação segundo S_2 , sendo representada, principalmente, por tremolita-actinolita e agregados quartzo-feldspáticos em forma de "ribbons". Em alguns locais a foliação S_2 mostra-se paralelizada à S_m , com aspecto anastomosado devido aos desvios que esta foliação sofre nos porfiroclastos, observando-se ainda uma foliação pretérita S_1 .

As lâminas estudadas apresentaram a seguinte mineralogia: tremolita-actinolita (30-50%), plagioclásio (20-25%), quartzo (15-20%), diopsídio-hedenbergita (1-15%), opacos (0-5%), epidoto (0-5%), ferrohastingsita (0-3%), zircão (<1%), apatita (<1%), calcita (<1%) e clorita (<1%). A tremolita-actinolita mostra pleocroísmo forte, indicando o predomínio deste último termo. Os cristais possuem forma idiomórfica à hipidiomórfica, ocorrendo às vezes como porfiroclastos, com 0,5 mm de tamanho médio, ou na matriz, quando são mais comuns porém menores (<0,1mm). Nos cristais mais desenvolvidos desta série, nota-se extinção ondulante e inclusões de apatita, zircão e opacos, além de uma aparentemente estreita relação com o diopsídio-hedenbergita, a partir do qual desestabilizou-se durante o evento metamórfico M_2 . O plagioclásio apresenta forma xenomórfica alongada segundo S_2 , com contatos predominantemente planos associados à uma textura poligonal, tamanho médio inferior a 0,1mm, com raros cristais geminados, estando em associação freqüente com a tremolita-actinolita. Cristais de quartzo mostram-se bastante recrystalizados, sendo texturalmente semelhantes ao plagioclásio, exceto pelo aspecto sujo deste último (saussuritizado). Alguns cristais de quartzo apresentam-se quase que totalmente recrystalizados em S_2 , apresentando contatos planos e diâmetro inferior a 0,1mm, raramente são também encontrados como cristais exudados de até 1,0cm de diâmetro, onde é comum bandas de extinção. Os minerais da série diopsídio-hedenbergita formam grãos xenomórficos à idiomórficos, com tamanho médio menor que 0,1 mm, contatos retos a irregulares e paralelismo com S_2 , sendo que a textura de substituição para

anfibólio está relacionada ao evento metamórfico M_2 , enquanto a associação com epidoto, clorita e opacos está referida ao evento M_3 . Opacos, que comumente é a magnetita, são xenomórficos, quase sempre alongados segundo S_2 , podendo também ocorrer boudinados nesta mesma direção, apresentando sempre contatos irregulares e diâmetro médio menor que 0,1 mm. O epidoto é encontrado como cristais xenomórficos, apresentando contatos irregulares menores que 0,1 mm e formando massa de textura esquelética, associada, invariavelmente à tremolita-actinolita. A ferrohastingsita varia da forma idiomórfica à hipidiomórfica, mostrando contatos planos e diâmetro menor que 0,1 mm, geralmente apresentando seção basal (001) paralela ao plano XZ de S_2 , além de desestabilização para clorita e opacos. O zircão e a apatita aparecem acessoriamente na forma de inclusões em tremolita-actinolita, quartzo, plagioclásio e clorita, mostrando formas xenomórficas à idiomórficas com contatos retos à irregulares e tamanho menor que 0,1 mm. Calcita e clorita ocorrem sob forma intersticial, como produtos de desestabilização de minerais pretéritos, sendo geralmente menores que 0,1 mm.

III.2.2.4 - Metabasaltos

Apresentam textura fanerítica fina e cor verde escuro. Em lâmina delgada mostram a seguinte mineralogia: hornblenda + actinolita + tremolita (35%), biotita (15-30%), plagioclásio (20-30%), epidoto (10-15%), minerais opacos (5-10%), além de um pouco de quartzo (0-5%), clinopiroxênio, clorita e alguns pequenos e raros cristais de microclina. Uma foliação bem proeminente é notadamente marcada pela biotita e por camadas ricas em epidoto. A actinolita-tremolita provém da desestabilização da hornblenda, que é encontrada como cristais xenomórficos, apresentando pleocroísmo verde escuro, podendo ser primários, ou também ocorrendo como cristais subautomórficos, de hábito prismático, orientados segundo a foliação S_2 , considerados como uma neoformação metamórfica. Da mesma maneira, quase a totalidade das biotitas representam recristalização e neoformação devido ao metamorfismo. Os clinopiroxênios são encontrados como pequenos

cristais subautomórficos, de hábito prismático, com um forte pleocroísmo verde pálido. Epidotos apresentam-se como pequenos cristais arredondados dispersos na rocha. Opacos se mostram também dispersos aleatoriamente, com a forma de cristais subautomórficos e uma tendência prismática.

III.2.2.5 - Metandesitos

Não foram encontrados afloramentos mapeáveis na escala de trabalho, todavia alguns corpos associados aos anfibolitos são distinguíveis tanto em Orós como em Jaguaribe. Apresentam quase unicamente textura afanítica e cor cinza esverdeado. Tipos mais máficos são ricos em biotita e anfibólio (hornblenda e actinolita-tremolita). Também são encontrados termos mais evoluídos que constituiriam parte de uma série onde ocorreria um aumento no conteúdo de quartzo e plagioclásio, além do aparecimento de microclina e diminuição da quantidade de anfibólio. Mesmo que alguma estrutura primária tenha ficado preservada, a trama da rocha como um todo foi toda ela afetada pelos eventos tectônicos que estiraram os cristais e reorientaram biotitas e hornblendas primárias.

III.2.2.6 - Quartzitos

Existem tipos puros e outros com intercalações pelíticas, sendo que a composição mineralógica pode ser bastante variável, dependendo da fácies predominante. A textura geral é granoblástica à granolepidoblástica, não tendo sido observadas estruturas do sedimento original nesta escala, verificando-se apenas a foliação mais penetrativa S_2 , indicada pela orientação preferencial dos cristais da rocha, além de uma pouco penetrativa foliação anterior (S_1). A grande quantidade de contatos poligonais ligados à S_2 sugere uma forte recrystalização. As variedades mais xistosas de quartzitos são encontrados nos locais próximos aos contatos desta litologia, ou em intercalações dentro dos hornblenda-biotita gnaisses. Nas quatro lâminas estudadas

observou-se a seguinte composição: quartzo (80%), sericita (15%), biotita (5%), opacos e turmalina (< 1%). O quartzo ocorre como cristais inequigranulares, xenomórficos, denotando extinção ondulante em sua maioria, com relação de contato do tipo irregular denteado e interglobular. Alguns grãos podem apresentar contatos poligonais retos e sem extinção ondulante, resultando da recristalização dinâmica. Outros aspectos estruturais observados foram: "ribbons", lamelas de deformação, agregados sigmoidais, além do aumento de inclusões de sericita. Biotitas estão caracterizadas por duas gerações distintas, sendo a mais antiga referente à S_2 ou mesmo S_1 , encerrando uma granulometria grossa, com lamelas xenomórficas transformando-se para biotita (S_2) + sericita + opacos + quartzo. Tanto a biotita como a sericita também ocorrem como filetes ou micrólitos associados à S_2 . Minerais opacos, principalmente magnetita, normalmente mostram-se em associação com biotita de S_2 e com a sericita, sendo que alguns grãos poderão representar cristais mais antigos. A turmalina ocorre como acessório e apresenta-se subarredondada, hexagonal ou prismática colunar, além de idiomórfica, resultando da cristalização dinâmica (S_2).

III.2.2.7 - Biotita Xistos

São rochas com textura porfiroblástica, com pelo menos duas foliações, sendo uma bem representada por palhetas de biotita e sericita oblíquas à foliação S_1 , e outra, onde se observa uma trama mais penetrativa e caracterizada pela foliação S_2 que trunca a anterior. Localmente, esta foliação S_2 está paralelizada à uma foliação milonítica S_m , sendo ressaltada pelo alinhamento de micas e agregados quartzo-feldspáticos, que formam um bandamento metamórfico comum em escala de lâmina. Níveis ricos em anfibólio são formados por tremolita-actinolita, quartzo, calcita e biotita, onde a granulometria é mais grossa. A biotita mostra, algumas vezes, pleocroísmo marrom escuro, geralmente apresentando-se como cristais xenomórficos à hipidiomórficos, de contatos retos ao longo do mineral e serrilhado nas extremidades, com tamanho médio de 0,1 mm. Observa-se os efeitos da deformação,

principalmente em biotitas de S_1 , onde há encurvamento da clivagem (001), extinção ondulante, "kinks" e fraturamento. Localmente, a biotita desestabiliza-se para microclina em presença do quartzo durante M_2 . Por outro lado, em toda a área de ocorrência destas rochas, observa-se a desestabilização de biotita para opacos e sericita, principalmente em M_2 . O quartzo mostra um diâmetro médio em torno de 0,1 mm, com forma xenomórfica. Tanto em S_2 como em S_m são encontrados grãos deste mineral com extinção ondulante fraca à forte, bandas de extinção e contatos poligonais, com recristalização em forma de "ribbons" ao longo dessas foliações. Inclusões, geralmente orientadas, de biotita, sericita, zircão, apatita e opacos, são encontradas em grãos de quartzo. A sericita apresenta-se como lamelas hipidiomórficas e contatos retos, tamanho médio de 0,1mm, estando frequentemente em associação com biotita e opacos. Aqueles cristais de sericita relacionados à S_1 são oblíquos à trama S_2 , mais penetrativa, podendo ocorrer até inflexão da clivagem (001) e fraturamento. A série tremolita-actinolita aparece unicamente nos níveis com mais anfibólio, os minerais desta série apresentam forma xenomórfica à hipidiomórfica, de tamanho aproximado de 0,3 mm, frequentemente mostrando textura poiquiloblástica com inclusões de quartzo, sericita e calcita, além da geminação simples e contatos predominantemente irregulares. O pleocroísmo verificado nos cristais desta série é verde pálido, o que sugere um maior teor em actinolita. A microclina é xenomórfica, de tamanho médio estimado em 0,3 mm, apresentando contatos retos à irregulares, formando porfiroblastos que muito contrastam com a matriz e que desviam ligeiramente a foliação S_2 , podendo ocorrer também como cristais intersticiais na matriz. São comuns lamelas hipidiomórficas de clorita com contatos planos, tamanho menor que 0,1mm, em associação com a biotita, de quem se origina por desestabilização. Ocorrem também alguns tipos de cristais de clorita com orientação diversa, desde paralela às foliações S_2/S_m até em ângulo reto com estas. Localmente, ainda observa-se clorita com textura radial, bem como bandas de extinção dada por "kinks". O plagioclásio é encontrado na forma de grãos xenomórficos, com inclusões de opacos, contatos planos, diâmetro médio de 0,1mm, mostrando grãos geminados segundo as leis da

albita e do periclinio, assim como saussuritizados nas bordas. Plagioclásio parece desviar parcialmente a foliação S_E , apresentando extinção ondulante forte, o que sugere uma cristalização sin à tardi- S_E e deformação em F_E . Minerais opacos apresentam-se como cristais alongados segundo as foliações S_E/S_m , com tamanho médio estimado em 0,1 mm e contatos retos à irregulares, mostrando freqüente relação com a granada e, especialmente, com sericita e biotita. A turmalina ocorre com o seu eixo de alongamento predominantemente paralelo à direção do elipsóide de "strain" de F_E , bordas de reação ocorrem nos contatos com a biotita. Titanita aparece toda fraturada e com bordas de corrosão pelo quartzo. Granada é bastante freqüente, mesmo que ocorra como acessório, apresentando contatos retos à irregulares, feições de cristalização sin- F_E à cedo- F_E e fraturamento intenso, com preenchimento de sericita e biotita. Epidotos aparecem como cristais xenomórficos menores que 0,1 mm, associados à saussuritização do plagioclásio.

III.2.2.8 - Metaconglomerados

Esta litologia mostra intrínseca relação com os biotita xistos referidos anteriormente. Deve representar um fácies proximal basal deste conjunto, onde um razoável pacote situa-se como uma faixa alongada nas proximidades da Serra de Orós. Em amostra de mão apresenta uma coloração cinza azulado com níveis mais esbranquiçados, feldspáticos, revelando o acamamento. São encontrados fragmentos de feldspato bastante caulinizados, de forma angulosa ou subarredondada. Grãos de quartzo apresentando um certo grau de arredondamento estão dispersos numa matriz fina, rica em biotita, a qual propicia uma conspícua xistosidade. Uma observável variação para fácies mais finas sugere um provável aleitamento gradacional. Esses tipos são virtualmente comparáveis aos biotita xistos e devem representar apenas um fácies imaturo (proximal) com pouco retrabalhamento.

Ao microscópio apresentam a seguinte mineralogia: quartzo (72%), biotita (15%), muscovita (12%), epidoto (2%) e opacos (2%) como acessórios, a turmalina aparece com menos de 1%.

A matriz denota aspecto bastante sujo podendo representar intemperização de feldspatos. O quartzo exibe uma textura xenomórfica inequigranular porfiroblástica serial, onde os grãos revelam textura em olhos, com a foliação externa claramente sofrendo deflexão ao passar pelo mesmo. O hábito piramidal destes grãos, ainda preservado, indicaria uma possível fonte vulcânica. Pelo menos duas gerações de biotitas são encontradas. A mais grossa, ligada à S_2 , expressa uma textura hipidiomórfica inequigranular, denotando transformações para filetes formados por biotitas de S_2 + quartzo + muscovita + opacos + epidotos. As muscovitas são pseudomorfos e estão associadas à uma cristalização mimética, aproveitando a estrutura de biotitas antigas, elas também ocorrem como filetes, representando a foliação S_2 . Cristais de turmalina estão associados tanto à foliação S_2 como a S_3 . São visíveis biotitas de S_2 contornando cristais de turmalina.

III.2.2.9 - Sericita-xistos

Estas rochas mostram textura lepidogranoblástica à lepidoblástica, onde a estrutura mais marcante em lâmina constitui-se no microbandamento metamórfico (S_2), representado pela alternância de horizontes quartzo-feldspáticos e micáceos, transpondo um acamamento rítmico primário (S_0), paralelo à uma trama pretérita (S_1). Observa-se a paralelização de S_2 com S_m , que é geralmente anastomosada. Em oito lâminas estudadas apresentaram a seguinte mineralogia: sericita (30-60%), quartzo (15-40%), biotita (5-25%), opacos (1-5%), estauroлита (0-15%), granada (0-5%), zircão (0-1%), clorita (0-1%), plagioclásio (< 1%), titanita (< 1%), turmalina (< 1%) e apatita (< 1%). A sericita é o mineral responsável pela xistosidade com que a rocha se apresenta, formando níveis submilimétricos orientados segundo S_2 e/ou S_0 , mais raramente segundo S_1 , onde é comum o encurvamento dos seus planos de clivagem (001), o seu tamanho médio é inferior a 0,1 mm, sendo os contatos do tipo reto ao longo do mineral e serrilhado nas bordas, apresentando contornos hipidiomórficos. Algumas vezes, observa-se cristais de sericita em S_1 fazendo

ângulo com S_2 (45° a 90°), como também é freqüente a sua associação com biotita, clorita e opacos, contendo inclusões deste último e zircão. O quartzo apresenta-se com forma xenomórfica à hipidiomórfica, contatos retos à irregulares entre cristais de mesma espécie e apenas retos com outras fases minerais, ocorrendo em níveis paralelos à S_2 e/ou S_3 . São comuns inclusões orientadas, ou não, de biotita, sericita e opacos, nos cristais de quartzo. Níveis descontínuos deste mineral alinhados segundo S_2 são também comuns, onde os grãos mostram nítidas feições de recristalização com forma de "ribbon" e textura poligonal. Cristais de biotita são encontrados sob duas formas. Um tipo de biotita está caracterizado pelos cristais de S_1 , possuindo orientação diversa e mostrando sombra de pressão, "kinks", extinção ondulante, encurvamento dos planos de clivagem, além de textura poi quiloblástica com inclusões de quartzo. Um outro tipo de biotitas está correlacionado à foliação S_2 , apresentando diâmetro médio de 0,1 mm, extinção ondulante e ocasional encurvamento dos planos de clivagem (001). Em ambas as variedades de biotitas nota-se pleocroísmo forte, com tonalidade castanho avermelhado, inclusões de zircão e turmalina, além da desestabilização para hidróxido de ferro, opacos e sericita. Grãos de magnetita, mostrando diâmetro médio em torno de 0,5 mm, forma losangular ou quadrática, com contatos retos à irregulares e, por vezes, sombra de pressão segundo S_2 , sugeririam cristalização cedo à pré- S_2 . Muitas magnetitas apresentam-se ainda substituídas por clorita e com bordas de substituição por quartzo. Uma outra variedade de opacos parece existir, são aqueles grãos que estão associados à micas e granadas, sob a forma de cristais idiomórficos à xenomórficos, com contatos retos e tamanho menor que 0,1 mm, ora preenchendo fraturas ou alinhados segundo S_2 . A estaurolita, com diâmetro médio de 0,7 mm e contatos planos ou irregulares, ocorre como cristais hipidiomórficos geminados em cruz. Aqueles grãos orientados segundo a foliação S_2 freqüentemente exibem textura poi quiloblástica, com inclusões de todas as fases minerais presentes na rocha. Um dos acessórios mais comuns é a granada, normalmente associada à estaurolita, apresentando formas que vão de idiomórfica à xenomórfica, com contatos normalmente planos e diâmetro médio de

0,3 mm. Nota-se duas gerações de granada: uma cedo- S_1 , inclusa na biotita, outra sin- S_2 , dispersa na matriz. Todavia, não se deve desprezar a possibilidade de que ambos os tipos de granada representem apenas um crescimento sin- S_2 , tendo-se em vista que as granadas que ocorrem internamente nas biotitas de primeira geração (S_1) parecem ter crescido após a formação destas, que desestabilizaram-se na presença do quartzo e de opacos durante M_2 . As inclusões xenomórficas à idiomórficas, observadas em biotita e quartzo, com tamanho menor que 0,1mm, são formadas por apatita, zircão, turmalina e titanita. Cloritas são encontradas alinhadas em S_2 , ou truncada por esta foliação, ocorrendo também em sombra de pressão de magnetita, onde mostra forma xenomórfica, contatos planos e tamanho médio de 0,1mm. O plagioclásio está caracterizado por cristais hipidiomórficos, com diâmetro médio menor que 0,1 mm, além de contatos retos, inclusões de biotita e, ocasionalmente, geminação polissintética (lei albita), aparecendo associado ao quartzo em horizontes granoblásticos.

III.2.2.10 - Clorita xistos

Apresentam textura lepidoblástica, dada por clorita e sericita, geralmente paralelas à S_2 e, mais raramente, à S_1 . A mineralogia básica desta rocha apresenta a seguinte composição: clorita (90%), quartzo (7%), sericita (2%) e epidoto (1%). A clorita forma palhetas hipidiomórficas, com contatos retos, tamanho de até 0,1mm, apresentando associação com hidróxido de ferro. O quartzo forma grãos hipidiomórficos à xenomórficos, com contatos planos, tamanho menor que 0,1mm, orientados algumas vezes segundo S_2 , mostrando algumas inclusões de epidoto. A sericita apresenta-se como lamelas menores que 0,1 mm, contatos retos, forma hipidiomórfica e associação com clorita e hidróxido de ferro. Grãos xenomórficos de epidoto, menores que 0,1 mm e contatos irregulares, aparecem geralmente inclusos em micas ou na forma intersticial.

III.2.2.11 - Metacalciossilicáticas

A textura em geral é granoblástica, variando localmente para tipos nematoblásticos. A foliação S_2 pode parecer estar ligada à S_m em muitos casos, formando um bandamento metamórfico milimétrico, ressaltado pela alternância de horizontes composicionais distintos, que se encontram dobrados isoclinalmente e apresentando aspecto boudinado e/ou descontínuo.

A mineralogia preponderante observada nas lâminas estudadas é a seguinte: tremolita-actinolita (20-80%), magnesita (5-55%), calcita (5-40%), quartzo (5-35%), biotita (2-10%), microclina (1-7%), diopsídio-hedenbergita (0-5%), plagioclásio (0-3%), zircão (0-2%), escapolita (0-1%), opacos (0-1%), titanita (0-1%), apatita (< 1%), epídoto (< 1%) e clorita (< 1%). A tremolita-actinolita ocorre sob forma radial no plano da foliação S_2 , como cristais xenomórficos, apresentando diâmetro médio da ordem de 0,5 mm e contatos retos entre si, ou irregulares, com outras fases minerais. Grãos de tremolita-actinolita, mostrando geminação simples e/ou polissintética não são frequentes, apresentam pleocroísmo fraco ou ausente, indicando a predominância de tremolita, sendo que alguns cristais poderão mostrar extinção ondulante, além de fraturamento e presença de textura poiquiloblástica, onde ocorre inclusões de calcita, quartzo, opacos, biotita e zircão. É quase impossível distinguir-se em lâmina a magnesita da calcita, pois ambas ocorrem como grãos xenomórficos de tamanho inferior a 0,1mm, apresentando geminação polissintética e contatos irregulares, além da presença de inclusões de opacos, titanita e zircão. São também encontrados cristais xenomórficos de quartzo mostrando contatos que variam de retos a irregulares e tamanho médio da ordem de 0,1mm, podendo ocorrer dispersos na rocha, mas também sob forma intersticial, como se fossem níveis milimétricos associados ao bandamento metamórfico S_2 . Podem ser encontrados também grãos de quartzo associados a contatos poligonais exibindo extinção ondulante variando de fraca a forte e progredindo até bandas e lamelas de extinção. Inclusões de opacos, biotita, tremolita, actinolita, zircão e calcita, são frequentes nos quartzos, estando geralmente orientadas segundo a foliação S_2 . Lamelas de biotita,

hipidiomórficas e xenomórficas, mostram somente contatos planos entre si, ou planos a irregulares com os demais minerais, apresentando diâmetro médio da ordem de 0,1mm, sendo comuns inclusões de opacos, titanita, zircão, além da sua desestabilização esporádica para opacos e hidróxido de ferro. As lamelas de biotita são mais comuns nos níveis mais máficos, onde a rocha localmente adquire uma textura lepidoblástica, com boa parte dos cristais orientando-se segundo a foliação S_E , mostrando uma geração posterior orientada desordenadamente. Cristais de microclina são xenomórficos, apresentando contatos irregulares, diâmetro médio da ordem de 0,1 mm, orientação e recristalização ao longo da foliação S_E , como também textura poiquiloblástica, apresentando inclusões de quartzo e biotita. O diopsídio-hedenbergita é encontrado com um diâmetro médio menor que 0,1mm, caráter xenomórfico, contatos retos e ausência de pleocroísmo, o que sugeriria tratar-se da série isomórfica rica em magnésio (diopsídio ou salita). Em alguns horizontes do bandamento metamórfico S_E , concentrações deste mineral são encontradas em associação à tremolita-actinolita, originada da desestabilização do diopsídio em M_2 . O plagioclásio é a andesina (An_{40}), ocorrendo como grãos xenomórficos, geminados segundo as leis albita e periclínio, apresentando extinção ondulante, encurvamento dos planos de geminação e saussuritização intensa. O zircão, tanto é encontrado disperso na rocha como incluso na biotita, na qual produz halos pleocróicos, apresenta forma xenomórfica e tamanho menor que 0,1 mm, mostrando contatos irregulares. A escapolita aparece dispersa na matriz da rocha, com diâmetro médio de 0,2mm, apresentando tanto forma xenomórfica como hipidiomórfica, além de contatos retos a irregulares. Inclusões de minerais opacos, ou na forma intersticial segundo S_E , são comuns. A titanita e a apatita também aparecem como inclusões menores que 0,1mm. Clorita xenomórfica, mostrando contatos irregulares, diâmetro médio de 0,1 mm, apresenta-se em associação com o piroxênio e o anfibólio, dos quais se origina por desestabilização. Epidoto ocorre como grão xenomórfico, menor que 0,1 mm, em associação com plagioclásio e calcita.

III.2.2.12 - Metacarbonato

Apresentam textura granoblástica equigranular e uma bem marcada foliação S_E , reconhecida pelos exudados quartzosos e pela orientação preferencial da magnesita e da tremolita, ambas indicando forte recristalização durante o evento metamórfico M_E . A mineralogia média de um metacarbonato magnesífero revelou a presença de magnesita (25-85%), quartzo (10-15%), tremolita-actinolita (1-3%), sericita (1%) e opacos (1%). O mineral mais abundante, a magnesita, aparece como grão xenomórfico à hipidiomórfico, tamanho médio inferior a 0,1 mm, contatos retos, ocupando muitas vezes espaços intersticiais. O quartzo não é muito comum e, quando aparece, está disperso na matriz ou ocorre como veio. No primeiro caso, ele mostra contatos planos associados à textura poligonal e diâmetro médio de 0,1mm. No segundo tipo, apresenta forma xenomórfica, tamanho médio de 0,5mm, com lamelas e bandas de extinção, sendo considerado como estando associado ao evento F_E/M_E , caracterizado pelos exudados quartzosos. Cristais xenomórficos de tremolita-actinolita, dispostos paralelamente à foliação S_E , são do tipo xenomórfico à hipidiomórfico acicular, mostrando contatos retos, tamanho médio de 0,4 mm, além do encurvamento dos planos de geminação e extinção ondulante, que são características deformacionais.

III.2.3 - METAPLUTONITOS MÁFICO-ULTRAMÁFICOS

III.2.3.1 - Metahornblenda Gabros

Foram encontrados tipos grossos e porfiríticos, com o tamanho da hornblenda variando de 0,3 mm até 3,0 cm, sendo que em ambos os tipos ela desvia totalmente a foliação S_E , por vezes também S_m , permitindo-lhe um caráter anastomosado. A mineralogia representativa desta rocha é formada por plagioclásio (40-50%), hornblenda (40-50%), opacos (0-10%), quartzo (0-4%), calcita (< 1%), epídoto (< 1%) e titanita (< 1%). O plagioclásio ocorre

como grãos xenomórficos, de diâmetro menor que 0,1mm, contatos variando de reto à serrilhado, sugerindo recristalização dinâmica, observa-se ainda ponto triplo e extinção ondulante, mas raramente ocorrem geminados polissintéticos. Alguns cristais de plagioclásio estão saussuritizados. A hornblenda mostra contatos irregulares, extinção ondulante ou em bandas, "kinks" e fraturamento, localmente mostrando textura esquelética, também pode apresentar-se como ripas xenomórficas à hipidiomórficas, tamanho médio de 0,8 mm, dispostas subparalelamente à S_m , ou como porfiroclastos com tamanho de até 2,5 cm, desviando totalmente as foliações S_e e/ou S_m . Grãos de quartzo têm a forma xenomórfica e diâmetro menor que 0,1mm, apresentando textura poligonal, extinção ondulante fraca e inclusões de anfibólio. Epidoto aparece como grãos xenomórficos menores que 0,1mm, formando agregados de filetes policristalinos alongados paralelamente à S_e , ou como associação comum nas bordas dos cristais de magnetita. Titanita e calcita apresentam diâmetro médio de 0,1 mm e forma xenomórfica.

III.2.3.2 - Tremolita Actinolíticos

Apresentam textura nematoblástica e forte foliação S_m levemente ondulada. Os minerais constituintes desta rocha são: tremolita-actinolita (70-75%), clorita (20-25%), plagioclásio (0-15%), quartzo (0-10%), biotita (0-4%), opacos (< 1%), apatita (< 1%), epidoto (< 1%) e zircão (< 1%). A tremolita-actinolita apresenta forma xenomórfica à hipidiomórfica, tamanho médio de 0,4 mm e contatos planos à irregulares. Seu pleocroísmo é fraco ou ausente, indicando predominância de tremolita, alguns cristais mostram-se com extinção ondulante e fraturados, localmente com textura radial ou semi-radial, com inclusões de zircão. Palhetas xenomórficas à hipidiomórficas de clorita, originadas da desestabilização de biotita, apresentam contatos retos ou serrilhados, diâmetro de 0,4mm, comumente ocorrendo "kinks", encurvamento de clivagem (001) e extinção ondulante forte. O plagioclásio tem diâmetro inferior a 0,1 mm, forma xenomórfica, contendo inclusões de zircão, apatita e opacos, sendo encontrado

apresentando feições como truncamento dos planos de geminação, além de contatos planos associados e alongamento em uma direção preferencial. O quartzo apresenta diâmetro inferior a 0,1 mm, feições de recristalização, como formas alongadas em S_2 , contatos retos e extinção ondulante fraca. Inclusões de opacos e zircão são as mais comuns. Palhetas de biotita xenomórfica alcançam tamanho médio de 0,4 mm, apresentando contatos irregulares e forte cloritização. Grãos xenomórficos de opacos esféricos ou alongados, com tamanho médio de 0,1mm e contatos predominantemente irregulares estão, em alguns casos, inteiramente relacionados à clorita como produtos da desestabilização. Inclusões xenomórficas de apatita, zircão e epidoto, ocorrem com tamanho sempre menor que 0,1 mm e contatos irregulares.

III.2.3.3 - Metamelagabros

São rochas com textura granoblástica e forte trama planar, que é ressaltada pela orientação dos grãos de diopsídio e níveis feldspáticos. A análise de algumas lâminas revelou a seguinte mineralogia: augita-ferroaugita (60%), plagioclásio (25%), tremolita-actinolita (10%), epidoto (4%), zoisita (< 1%) e opacos (< 1%). Grãos xenomórficos incolores de augita-ferroaugita mostram tamanho médio de 0,3 mm, contatos retos a irregulares, com predominância de augita. As inclusões observadas são de opacos. Desestabilização para tremolita-actinolita e epidoto também ocorre. Ripas hipidiomórficas de tremolita-actinolita aparecem com contatos retos ao longo do cristal e irregulares nas extremidades. O fraco pleocroísmo indica predominância de tremolita, que é encontrada principalmente em associação com epidoto, augita-ferroaugita e opacos. A extinção ondulante verificada em alguns grãos de tremolita-actinolita indica a atuação da deformação. Grãos xenomórficos de plagioclásio são menores que 0,1mm, apresentando contatos saturados, o que evidenciaria uma recristalização dinâmica, que está também marcada pela extinção ondulante e até extinção em bandas. Os cristais de plagioclásio são encontrados marcadamente na matriz da rocha, onde ocupam espaços intersticiais, ou são encontrados

formando níveis milimétricos à submilimétricos, paralelos à foliação S_2 . Epidoto e zoisita ocorrem como grãos xenomórficos menores que 0,1 mm, contatos irregulares e, às vezes, encontrados como agregados ligados ao piroxênio. Minerais opacos encontram-se unicamente inclusos em piroxênios e anfibólios, como cristais xenomórficos de tamanho inferior a 0,1 mm.

III.2.3.4 - Metahornblenditos

Apresentam textura geral granoblástica, com veios milimétricos de quartzo, paralelizados no plano da foliação S_2 . Quase todos os grãos minerais presentes na rocha estão também orientados segundo esta foliação, mostrando evidências de forte deformação. Foram identificados os seguintes minerais: hornblenda (80%), plagioclásio (15%), opacos (4%), granada (< 1%) e epidoto (< 1%). A hornblenda apresenta-se como grãos xenomórficos à hipidiomórfico, tamanho médio de 0,3 mm e contatos planos à irregulares, com feições de deformação mostradas pela sua extinção ondulante fraca, fraturamento e textura esquelética, verificada em alguns grãos encontrados associados à bordas de corrosão de quartzo. Os plagioclásios são também xenomórficos, formando grãos de 0,1 mm de diâmetro, dispersos na matriz e levemente saussuritizados. Grãos idiomórficos e xenomórficos de opacos tem forma arredondada ou alongada, apresentando contatos retos à irregulares, são mais comuns dispersos na matriz ou como inclusões em quartzo e hornblenda. Cristais de granada ocorrem como grãos xenomórficos fraturados, de contato irregular, tamanho médio de 1,0 mm, apresentando até textura esquelética. Epidoto é caracterizado por grãos xenomórficos ligados ao plagioclásio. Cristais xenomórficos de quartzo, com 0,3 mm de diâmetro médio, ocorrem em veios de muito pouca espessura, dobrados isoclinamente, apresentando extinção ondulante com feições de cataclase superpostas.

III.2.4 - METAGRANITÓIDES INTRUSIVOS

III.2.4.1 - "Augen" Gnaisses Graníticos

Apresentam também uma trama planar deformada, com textura inequigranular porfirítica à porfiroclástica, evidenciando drástica redução dos grãos. Cristais de quartzo, porfiroclastos de feldspato e de ferrohastingsita, encontram-se alinhados segundo as foliações S_2 e S_m . São rochas compostas, essencialmente, por quartzo (35%), microclina (30%), plagioclásio (25%), ferrohastingsita (7%), alanita (< 1%), zircão (< 1%), apatita (< 1%), titanita (< 1%), epidoto (< 1%) e biotita (< 1%). O quartzo é do tipo xenomórfico, de contato irregular, diâmetro médio de 0,8 mm, apresentando extinção ondulante forte e até bandas de extinção, além de inclusões de ferrohastingsita, zircão, opacos e apatita, podendo ocorrer sob forma alongada, podendo estar tanto associado à foliação S_2 como à S_m . A microclina apresenta textura poiquilítica com inclusões subedrais de biotita e fluorita, além de quartzo arredondado, zircão euédrico retangular e magnetita isométrica. É comum a microclina mostrar textura pertítica, como também geminação albita vs. periclíneo (padrão xadrez), "kinks" e extinção ondulante. São ainda observadas relíquias de microclina com textura primária, tais como intercrescimento gráfico e textura mimerquítica. As inclusões encontradas em microclinas são principalmente de quartzo, plagioclásio e zircão, com os grãos pertencentes à matriz mostrando forma subedral, podendo representar cristais neoformados em D_2 . O plagioclásio é do tipo oligoclásio, compondo em geral a matriz da rocha como cristais xenomórficos, subedrais à anedrais, inequigranulares, formando textura ameboidal. Alguns destes cristais de plagioclásio cresceram associados à bordas de reabsorção do feldspato potássico. Normalmente, o plagioclásio mostra contatos extremamente irregulares, podendo ser poligonal reto com a microclina da matriz, por outro lado, alguns tipos com aspecto intersticial orientado poderiam ser neoformados em D_2 . Grãos xenomórficos de ferrohastingsita apresentam diâmetro médio de 0,4 mm, contatos planos à irregulares, fraturamento, extinção

ondulante, sendo a orientação quase completamente caótica, podendo ocorrer associados ao hidróxido de ferro e epidoto, para os quais se desestabilizam. Cristais primários de biotita ocorrem inclusos em K-feldspatos, com palhetas hipidiomórficas sem orientação. Lamelas grossas hipidiomórficas de biotita, caracterizando um outro grupo, estão orientadas segundo a foliação S_E . Formas xenomórficas de zircão, com diâmetro aproximado de 0,1mm, apresentam contatos irregulares, podendo estar presente como inclusões ou dispersas na rocha, onde mostram textura coronóide. A fluorita ocorre inclusa na microclina ou dispersa na matriz como inclusão, a sua forma é euédrica retangular, já na matriz ela é anédrica.

III.2.4.2 - Ortognaisses Sienograníticos

Ao microscópio, revelam textura granoblástica inequigranular, com cristais menores que 1,0 mm. A única foliação ressaltada é a S_E . Mineralogicamente, são compostos por: quartzo (40%), microclina (35%), plagioclásio (15%), sericita (7%), além de biotita, apatita, zircão, opacos, fluorita e epidoto, todos com menos de 1%. O quartzo é bastante límpido, xenomórfico, de contato irregular, com diâmetro médio da ordem de 0,1mm, apresentando-se com bandas de extinção e inequigranular, normalmente as suas relações de contato são ameboidais ou interlobulares, possibilitando a individualização dos grãos. Aqueles grãos mais grossos de quartzo constituem-se de porfiroclastos, onde inclusões de apatita, muscovita e biotita são comuns. Grande parte dos cristais de microclina mostram hábito intersticial e estão ligeiramente orientados segundo a foliação S_E , por outro lado, uma outra parte está formada por porfiroclastos boudinados, mostrando geminações albita e periclínio. Estes porfiroclastos de microclina são xenomórficos, apresentando contatos irregulares, formas alongadas segundo S_E e um tamanho médio da ordem de 0,5mm, com inclusões de opacos e granada. Muitos grãos de microclina estão englobando parcialmente o plagioclásio e a muscovita, ou estão envolvendo totalmente quartzo arredondado, biotita idiomórfica ou fluorita isométrica.

Cristais xenomórficos de plagioclásio apresentam diâmetro médio de 0,5 mm e contatos irregulares, sendo a grande maioria neoformados em D_2 , porém uma boa parte deles são primários, com forma subédrica. Frequentemente, encontram-se cristais de plagioclásio geminados segundo a lei albita, que às vezes poderá envolver a geminação Carlsbad. A sericita é do tipo hipidiomórfica, mostrando contatos planos a irregulares, tamanho médio de 0,5 mm, inclusões de zircão e orientação preferencial segundo S_2 . Grãos grossos de biotita hipidiomórfica, apresentando contatos irregulares e tamanho médio de 0,2 mm, assinalam a existência da foliação S_2 . Um outro tipo de biotita, que mostra hábito intersticial, poderá ser primária, todavia, em ambos os casos, ocorrerá extinção ondulante e desestabilização para muscovita + opaco + quartzo. A fluorita é encontrada como grãos xenomórficos, com diâmetro médio de 0,5mm e contatos irregulares, podendo estar inclusa em biotita primária e K-feldspato. A biotita também se apresenta sob forma intersticial equigranular, podendo ser neoformada em D_2 ou até mesmo ao longo do bandamento milonítico S_m , onde ocorrerá associada ao quartzo e feldspato. Pequenos cristais de epidoto, de tamanho menor que 0,1 mm e contatos irregulares, mostram forte relação com o plagioclásio, do qual se deriva por saussuritização.

III.2.4.3 - Ortognaisses Microporfiríticos

Apresentam textura porfirítica fina, com grãos de feldspatos como pórfiros e com profunda característica protomilonítica resultante de D_2 . Ainda são encontrados vestígios da antiga cristalização magmática, tais como texturas mimetítica, gráfica e granofírica. A composição mineralógica aproximada desta rocha pode ser representada por microclina (35-40%), quartzo (30-40%), plagioclásio (10-25%), biotita (3-7%), sericita (2-7%), opacos (< 1%), zircão (< 1%) e epidoto (< 1%). Grãos xenomórficos de microclina, com tamanho médio de 0,5 mm, contatos irregulares, localmente apresentam textura pertítica e "mortar", além de inclusões de plagioclásio, quartzo, biotita, zircão e opacos. Intensa sericitização acompanha os planos de fratura da

microclina onde a extinção ondulante e o truncamento dos planos de geminação refletem a deformação intensa superimposta. O quartzo forma a matriz da rocha, como grãos xenomórficos de diâmetro médio de 0,5 mm, apresentando contatos irregulares, serrilhados, ameboidais interlobulares, além de mostrar recristalização de subgrãos. O plasioclásio ocorre como porfiroclastos ligeiramente arredondados, com diâmetro médio de 0,5mm e geminados segundo a lei albita. Foram encontrados alguns grãos de plagioclásio com relíquias de geminação polissintética. Muitos dos grãos deste mineral mostram bordas trituradas, além de inclusões de biotita, textura mimerquítica e intensa saussuritização. Um outro tipo de plagioclásio constitui uma espécie de argamassa na matriz, mostrando aspecto também sujo, com contatos de baixo ângulo, caracterizando a superposição da deformação D_2 . Pequenas acumulações de biotita primária mostram grãos lamelares, grossos a finos, hipidiomórficos, orientados aleatoriamente. Um outro tipo de biotita, mostrando íntima associação com a muscovita, foi considerada como neoformada em D_2 , devido ao seu hábito em filetes orientados segundo a foliação S_2 . A sericita ocorre como lamelas hipidiomórficas menores que 0,1mm e contatos retos, algumas vezes em associação com feldspato, opacos e biotita, ela poderá ocorrer orientada segundo a foliação milonítica S_m , ou de forma desordenada, estando associada à microclina, da qual é um produto de desestabilização. A magnetita é o opaco mais comum, ocorrendo sob forma hexagonal hipidiomórfica, ou como grãos xenomórficos arredondados, de tamanho menor que 0,1mm, apresentando fraturamento intenso e associação com biotita e sericita. O zircão ocorre como inclusões em sericita e biotita, tamanho menor que 0,1mm, sendo comuns os halos pleocróicos em biotita. Cristais xenomórficos de epidoto, menores que 0,1mm, estão associados ao plagioclásio como produto da saussuritização.

III.2.4.4 -Metagranitos

Apresentam textura hialocristalina inequigranular porfirítica, com algumas feições de "kinks" e grãos mostrando um

pouco de extinção ondulante e desestabilização, sugerindo a influência pouco penetrativa da fase deformativa D₂. São compostos essencialmente por microclina (40%), quartzo (35%), plagioclásio (15%) e biotita (10%). A microclina tanto pode ocorrer como cristais porfiríticos tabulares, euédricos, mas também como intersticiais anédricos. São comuns a geminação albita-periclíneo e as inclusões de plagioclásio euédrico à anédrico. Incipiente processo de sericitização foi observado nos cristais de microclina. O quartzo aparece inequigranular, anédrico, como também intersticial, com extinção ondulante e bandas de extinção. Cristais tabulares de plagioclásio são subédricos mas em sua maioria são intersticiais, apresentando-se inequigranulares, com textura zonada, geminação polissintética, mostrando "kinks" e extinção ondulante, muitas vezes ocorrendo com textura subofítica englobando parcialmente outros cristais de plagioclásio. Intenso processo de saussuritização foi identificado nos grãos de plagioclásio. Acumulações locais de biotita primária, xenomórfica, são frequentes, com textura lamelar grossa, contatos intersticiais, apresentando também arqueamento e extinção ondulante.

III.3 -METAMORFISMO

As associações minerais dos diferentes tipos de rochas estudadas nos Cinturões Orós e Jaguaribe revelam condições de pressão e temperatura muito variáveis (Fig. 11). Fundamentando-se nos dados obtidos da bibliografia e nas observações petrográficas das várias relações texturais encontradas, estabeleceu-se um esboço da evolução metamórfica associada aos vários pulsos de dobramento correspondente. A heterogeneidade das deformações, associada aos eventos metamórficos, permitiram a preservação localizada de protólitos com fácies reliquiais coexistindo com fácies polideformadas. Não obstante, a avaliação torna-se ainda mais complicada em rochas que já tiveram sofrido metamorfismo

Fig. 11 - Fases de metamorfismo verificadas no embasamento e na sequência de rochas metamórficas dos Cinturões Orós e Jaguaribe (adaptado de Pereira, 1988).

anterior, como no caso do embasamento, as quais revelaram condições de equilíbrio metamórfico em mais altas temperaturas.

Foi proposto para a região estudada um mínimo de quatro eventos metamórficos M_n , M_1 , M_2 e M_3 , correlacionáveis respectivamente às fases de dobramento F_n , F_1 , F_2 e F_3 . O evento M_n afetou unicamente rochas do embasamento produzindo efeitos anatéticos e por isso mesmo foi enquadrado no fácies anfibolito superior. O metamorfismo M_1 está registrado, principalmente, na sequência metavulcanossedimentar, atingindo o fácies xisto verde superior. Por outro lado, M_2 envolve associações de relativa alta temperatura, onde este evento alcançou os fácies xisto-verde alto e anfibolito, obliterando progressivamente as associações metamórficas mais antigas. O evento M_3 representa um metamorfismo principalmente dinâmico, ao contrário dos demais que são do tipo dinâmico-termal, estando vinculado ao desenvolvimento de zonas de cisalhamento dúctil-rúpteis, as quais afetaram genericamente todas as unidades e que sofreram reativação até mesmo depois do Ciclo Brasileiro.

III.3.1 - Metamorfismo M_n

O evento D_n/M_n afetou somente as litologias do embasamento, correspondendo ao evento mais antigo na região. Foi responsável pela migmatização parcial de uma boa parte do embasamento que separa os Cinturões Orós e Jaguaribe. Está caracterizado por mobilizados neossomáticos. Nota-se em campo que tais mobilizados estão sempre associados a um material de composição mais granítica, caracterizado por apresentar uma coloração mais clara, produzindo restitos de composição mais tonalítica. Boa parte da microclina encontrada na rocha é de origem metamórfica, indicando um protólito ígneo de composição mais rica em plagioclásio. A ocorrência de microclina estável (neoformada) é indicativa de condições de temperatura no fácies anfibolito na sua parte de mais alta temperatura. Assim, a presença de evidências de fusão parcial indicam que essas paragêneses se formaram acima da temperatura mínima de fusão para granitos (zona da anatexia, Fig. 12). Por outro lado, não foram

Fig. 12 - Condições PT para os diferentes eventos metamórficos que afetaram as rochas que compõem os Cinturões Orós e Jaguaribe (adaptado de Winkler, 1977 e Brown & Earle, 1983).

encontradas evidências diretas que permitissem estabelecer as pressões atuantes, motivo pelo qual o campo delimitado não pode ser mais restringido. A presença de hiperstênio propiciou inferir um limite de temperatura em torno de 700°C para esta fácies (curva 2, Fig. 12).

III.3.2 - Metamorfismo M_1

A atuação deste evento metamórfico não ficou bem marcada nas rochas cristalinas existentes, sendo melhor observado nos metassedimentos xistosos. O regime metamórfico M_1 , que também atuou no embasamento, é visualizado em escala microscópica apenas por biotitas de S_1 , truncadas por S_2 , indicando que ele atingiu condições mínimas de pressão e temperatura do fácies xisto verde superior. As paragêneses características da foliação S_1 são geralmente cristais reliquiais, todavia verificou-se com maior frequência a neoformação de biotita nos xistos, a qual, na maior parte dos casos, acompanha uma clivagem milimétrica zonal, provavelmente gerada por dissolução por pressão. A única dúvida sobre as paragêneses observadas é quanto à granada, que aparentemente se apresenta inclusa em biotitas de S_1 , indicando uma formação cedo- M_1 . Todavia, pode-se também supor que a sua origem estaria relacionada ao evento M_2 , onde teria sido formada a partir da desestabilização de biotita de M_1 , bem como das diversas fases minerais inclusas, como opacos e quartzo. A ausência de paragêneses minerais do fácies anfibolito pode ser usada como critério para se estimar a máxima condição de temperatura durante o evento deformacional D_1/M_1 e, portanto, o regime P-T no qual as rochas foram submetidas corresponderia ao fácies xisto verde, isógrada da biotita (curva 1, Fig. 12).

III.3.3 - Metamorfismo M_2

O evento M_2 atuou, efetivamente, em todas as litologias, excetuando-se apenas os metagranitos brasileiros. As

características do metamorfismo M_2 sofreram modificações de oeste para leste. O constante paralelismo das tramas S_2 e S_m dificultou, em parte, estabelecer e individualizar as paragêneses minerais. Todavia constatou-se que o metamorfismo M_2 está caracterizado principalmente pela seguinte associação mineral: microclina + quartzo + plagioclásio + biotita, observando-se a desestabilização desta última para microclina em presença do quartzo, dada pela íntima associação espacial entre os dois primeiros e, também, pela ocorrência venular de quartzo em microclina, caracterizando condições do fácies anfibolito superior. O fácies anfibolito, característico de M_2 , na porção leste do Cinturão Orós e em todo o Cinturão Jaguaribe, apresenta diversas paragêneses minerais que foram bem individualizadas nas rochas que compõem a seqüência metavulcano-sedimentar. Nos quartzitos a principal feição de M_2 é a recristalização do quartzo segundo S_2 . Por outro lado, a grande quantidade de turmalina vista em variedades xistosas pode ter se originado do metassomatismo provocado pelas intrusões das rochas plutônicas, máficas e ultramáficas, isto sendo fortemente sugerido pela disposição radial dos cristais de shortita nos quartzitos em torno destas intrusões. À sudeste da cidade de Orós, rochas bandadas, compostas por finas alternâncias de metatufos félsicos e camadas de agregados de turmalina, foram consideradas como representativas de depósitos do tipo vulcano-exalativo, implicando em algum componente continental, podendo indicar uma efusão proveniente de falhamentos associados com a formação de "graben" (McReath, 1993).

Nas rochas metavulcânicas é significativo o aparecimento de diopsídio-hedenbergita em metadacitos. A observação dos sericita xistos em campo permitiu visualizar cristais de estaurolita inseridos numa matriz de baixo grau metamórfico, composta por sericita e quartzo. Entretanto, em lâmina delgada observa-se que as sericitas que formam inclusões orientadas na estaurolita são menores que aquelas da matriz da rocha e apresentam bordas corroídas, indicando idade M_1 e desestabilização parcial durante M_2 , principalmente nas bordas dos cristais. Nota-se, também, que algumas palhetas de sericita, vistas em escala microscópica, assumem a direção da foliação S_2 ,

constituindo-se, na verdade, em cristais de M_2 , desenvolvidos mimeticamente sobre antigas lamelas de biotita de M_1 .

O fácies xisto verde, também característico de M_2 , mas apenas localizado em pequena faixa à oeste do Cinturão Orós, é evidenciado pela presença de biotita + quartzo + granada + turmalina, em granada-biotita xistos, sugerindo condições de pressão e temperatura do fácies xisto verde superior, com ocorrência de granada na forma acessória.

Em alguns corpos de "augen" gnaisses e ortognaisses sienograníticos, principalmente aqueles do Cinturão Jaguaribe, observou-se localmente paragêneses que sugerem condições do fácies anfibolito superior, um pouco mais próximo da anatexia, tais como oligoclásio (An_{20}) + microclina + opacos + quartzo + biotita, em "augen" gnaisses, e quartzo + microclina + plagioclásio + biotita + fluorita remobilizada em ortognaisses sienograníticos.

III.3.4 - Metamorfismo M_3

O evento M_3 atuou quando da configuração das zonas de cisalhamento de Orós e Jaguaribe, tendo atingido todas as litologias pré-cambrianas da região. O metamorfismo M_3 agiu causando a diminuição da granulometria por recristalização dinâmica, desenvolvendo tipos petrográficos com paragênese mais hidratada. Os processos frequentes de cloritização, epidotização, saussuritização e sericitização, estão de fato sempre indicando diminuição das condições P-T reinantes durante o evento M_3 , com relação às fases pretéritas. Não foram individualizados minerais de M_3 no embasamento, com exceção do epidoto ligado à saussuritização do plagioclásio, sugerindo um evento do fácies xisto verde.

O evento metamórfico M_3 é melhor observado em metavulcânicas, nas quais provoca sericitização intensa do feldspato alcalino, além de saussuritização do plagioclásio e a remobilização do quartzo, com fuga do mesmo. Nas zonas de cisalhamento as rochas metavulcânicas tomam um aspecto xistoso (filonito). Nas rochas metaplutônicas máficas e ultramáficas, o

metamorfismo M_2 é caracterizado por associações minerais, tais como opacos + epidoto + tremolita-actinolita, zoisita + epidoto + opacos, e calcita + quartzo + epidoto, estando estas associações sugerindo, no mínimo, fácies xisto verde. Nos "augen" gnaisses e gnaisses sienograníticos o evento M_2 foi caracterizado em toda a região estudada pelo desenvolvimento de sericita, clorita, biotita, opacos, epidoto e pela remobilização do quartzo, indicando também condições do fácies xisto verde.

III.4 - GEOLOGIA ESTRUTURAL

Até há aproximadamente dez anos atrás a maioria do acervo geológico referente à região de Orós-Jaguaribe carecia de informações que pudessem estabelecer a evolução estrutural dessa região. Todavia, destaca-se o mapeamento realizado por Braga e Mendonça (1984), um trabalho realmente pioneiro, no qual assinalaram, pela primeira vez, três fases de dobramento para as rochas supracrustais desta região. Entre 1987/1988 trabalhos de mapeamento geológico, na escala 1:25.000, além de estudos petrográficos e estruturais, realizados por alunos concluintes do Curso de Geologia da Universidade Federal do Rio Grande do Norte, permitiram uma visão mais substancial sobre a possível evolução tectonometamórfica da região de Orós (Bezerra, 1987 e Pereira, 1988).

Mais recentemente Sá (1991) desenvolveu estudos da deformação finita em amostras orientadas, coletadas na região de Orós(CE), estabelecendo que a evolução tectônica do Cinturão Orós se caracterizaria por um regime tectônico compressivo, com três fases de dobramento associadas à duas zonas de cisalhamento, que funcionariam um pouco depois de F_2 , através de movimentos dextrais, sendo que as condições de deformação se caracterizariam por um pico em F_2 , com metamorfismo associado mostrando igualmente uma temperatura máxima associada à S_2 . Considerou que os fenômenos dúcteis e dúcteis-frágeis observados no Cinturão

Orós estariam ligados a um mesmo ciclo orogênico e que eles se desenvolveriam de forma progressiva e contínua.

A análise das imagens de radar (sistema SLAR), escala 1:250.000, obtidas entre 1975/1976 pelo Projeto RADAMBRASIL, folhas SB.24-Y-B e SB.24-Z-A, permitiu estabelecer o mapa de fotolineamentos (Figura 13), onde estão bem identificados os Lineamentos de Orós e Jaguaribe. Ambos sugerem zonas de maior deformação com direção N-S e forte inflexão para oeste, na altura do paralelo 7°, o que inicialmente sugeriria arrasto dúctil do bloco norte, que teria sofrido deslocamento para leste com relação ao bloco sul.

A observação dos estilos deformacionais, além da intensidade das estruturas diagnósticas e dos elementos estruturais consistentes como foliações lineações, e um possível padrão de interferência, permitiram reconhecer pelo menos cinco fases de deformação. A mais antiga D_1 , restringe-se unicamente ao embasamento, representando uma discordância tectono-metamórfica em relação à sequência supracrustal. O evento D_1 , caracteristicamente pouco penetrativo, foi observado somente nas rochas da sucessão metavulcano-sedimentar, não tendo sido reconhecidas dobras relacionadas à esta fase. Por outro lado, D_2 produziu dobramentos recumbentes e representa o evento de maior penetrabilidade na área. A deformação D_2 afeta todas as estruturas anteriores, estando relacionada ao episódio de formação das duas grandes zonas de cisalhamento transcorrentes, Orós e Jaguaribe, com uma cinemática predominantemente dextral, inclusive com o advento de dobras F_2 associadas. A estruturação da sucessão metavulcano-sedimentar encontra-se basicamente em F_2 e F_3 . A fase deformativa D_4 , foi caracterizada essencialmente, por uma tectônica frágil, conferindo forte fraturamento com rejeitos direcionais variados, os quais representam um forte processo de fraturamento atribuído à evolução cretácica dos "rifts" do Nordeste brasileiro, no caso em questão, as bacias de Icó e Lima Campos (Matos, 1987).

O desenvolvimento de uma foliação S_1 , evidenciada pelos mobilizados anatéticos de composição mais leucocrática, ocorre comumente associado aos ortognaisses granodioríticos (Figura 14). Na maioria dos casos, revela-se subparalelizada à folia-

Fig. 13 - Mapa de fotolineamentos da região de Orós-Jaguaribe, SE do Ceará, escala 1:250.000 (modificado de Pereira, 1988).

Fig. 14 - Principais estruturas de deformação e respectivas fases de dobramento observadas na Faixa Jaguaribeana e embasamento (adaptado de Bezerra, 1987 e Pereira, 1988).

ção S_2 , porém, esporadicamente, aparece em ângulo forte na região de charneira de F_2 , permitindo assim a sua determinação. Microscopicamente, a foliação é caracterizada por pórfiros de microclina que desviam as tramas S_2/S_m .

III.4.1 - A Fase Deformativa D_n

O comportamento inicial de F_n foi obliterado pelas fases subsequêntes, logo o "trend" original da primeira, aproximadamente N-S, muito provavelmente poderá corresponder a um paralelismo impresso pelas duas grandes zonas de cisalhamento aí encontradas. Não foram identificadas dobras de F_n , o que dificultou sobremaneira a compreensão geométrica desta deformação.

III.4.2 - A Fase Deformativa D_1

As informações de campo e petrográficas parecem restringir esta fase à sequência metavulcanossedimentar, onde ela corresponderia a um evento de pouca penetratividade. O advento de uma foliação S_1 de baixo grau metamórfico, atribuído a esta deformação, é conferido àquelas rochas de composição micácea, ricas em biotita e muscovita. Manifesta-se por uma trama incipiente, podendo encerrar uma clivagem milimétrica, de até 2,0mm aproximadamente, composta por quartzo e biotita, vista à olho nu (Figura 14). Não obstante, nas cálcio-silicáticas ela é somente observada em escala microscópica. Nos "augen" gnaisses não foram encontradas foliações que pudessem ser correlacionadas à S_1 . A lineação de interseção entre os planos S_1 e S_2 (L_1), medida neste último, possui sempre "rake" forte e é comum em ambos os cinturões, estando crenulada por F_2 . Possíveis charneiras de F_1 estão bem expostas em metarriolitos no sangradouro do açude de Orós, contudo, exemplos seguros de dobras F_1 não foram localizados em escala de afloramento nem em lâmina delgada, bem como não foram encontrados possíveis padrões de

interferência desta fase com outras fases anteriores ou posteriores.

III.4.3 - A Fase Deformativa D_2

É a fase deformativa mais penetrativa, estando associada a um bandamento metamórfico que varia do fácies xisto verde à anfibolito, correspondendo ao pico da deformação. Afetou extensivamente quase toda a seqüência supracrustal, excluindo os metagranitos brasileiros, além de promover um conspícuo retrabalhamento do embasamento, o que dificultou sobremaneira a reconstituição da estratigrafia. A deformação D_2 foi responsável pela geração de dobras isoclinais recumbentes, com vergência para leste, e pelo aparecimento de uma foliação de plano axial S_2 . A clivagem S_2 é uma estrutura bastante penetrativa em toda a região estudada e quase sempre mostra-se subparalela ao acamamento nos metassedimentos. Nos biotita xistos ocorrem na forma de uma clivagem de crenulação, cujo domínio da clivagem pode atingir até um centímetro. Já no xisto grafitoso ela é revelada apenas por uma xistosidade. Esta mudança morfológica de S_2 nos biotita xistos em direção ao xisto grafitoso pode ser devida a um problema puramente composicional como mostra o conteúdo de grafita presente nesta litologia. Algumas vezes a foliação S_2 assume um caráter milonítico com a formação de superfícies S-C. Estas feições são bem realçadas pelas injeções de veios pegmatíticos intrudidos segundo S_2 e, posteriormente, segundo C do mesmo evento, isto inclusive representaria um critério cinemático indicando transporte tectônico em direção à leste.

A ocorrência de dobras em bainha encontradas em hornblenda gnaisses, biotita xistos, bem como nos quartzitos, indicam regiões de alta magnitude de deformação, além disto sugerem que o transporte das unidades foi no sentido ortogonal ao atual "trend". A verticalização da foliação S_2 é atribuída à fase subsequente D_3 . Além da reconstituição do megadobramento F_2 , com vergência para leste e superfícies S-C indicando transporte das unidades também para leste, um outro critério cinemático ficou evidenciado um pouco abaixo da área estudada, próxima ao açude

Lima Campos, com a foliação S_2 mostrando-se horizontalizada nos "augen" gnaisses, onde a assimetria dos "pods" elipsoidais bem como de porfiroclastos de feldspato indicariam claramente que o transporte das unidades foi para leste-nordeste (Pereira, 1988).

III.4.4 - A Fase Deformativa D_3

Este evento deformativo corresponde a um episódio de geração de zonas de cisalhamento transcorrentes, com sentido cinemático predominantemente dextral (Figura 14). A superposição das Zonas de Cisalhamento de Orós (ZCO) e Jaguaribe (ZCJ) em rochas previamente já deformadas dificultou bastante a definição da largura atingida por estas faixas. O desenvolvimento regional destas zonas de cisalhamento efetuou-se em níveis profundos da crosta, denotando um comportamento predominantemente dúctil, implicando assim na formação de rochas miloníticas. A superposição da fase deformativa D_3 deu origem à estruturas superpostas entre F_2 e F_3 , evidenciando padrão de interferência do tipo coaxial (porção central do Cinturão Orós). Estas dobras apresentam estilos bastante complexos exibindo-se como normais, simétricas, assimétricas, abertas e isoclinais, em regiões de forte "strain". Feições de dobra em bainha foram desenvolvidas claramente ao longo de alguns contatos entre hornblenda gnaisses e ortognaisses sienograníticos, onde ocorre uma foliação dobrada de natureza milonítica ligada à D_3 . Esta foliação milonítica S_3 mostra-se comumente anastomosada em várias escalas, por exemplo naqueles casos onde a foliação comporta-se como finos grãos recristalizados. Foi observada uma lineação de intersecção L_3^a , a qual se mostra subparalela ao eixo B_3 . Também foi identificada uma lineação de estiramento, bem observada nos "augen" gnaisses e ortognaisses sienograníticos, indicando um movimento essencialmente horizontalizado. Observa-se que a foliação S_3 , de baixo grau metamórfico, mostra-se subparalela à S_2 , que é de alto grau metamórfico, nos flancos da megadobra correspondente.

III.5 - DISCUSSÕES

Constatou-se que o embasamento sofreu um regime tectonometamórfico dos mais intensos, onde o metamorfismo atingiu a isógrada da anatexia gerando mobilizados neossomáticos e migmatitos. Uma importante discordância tectonometamórfica, marca o lapso de tempo entre esta deformação/metamorfismo e a deposição da seqüência vulcano-sedimentar, em ambos os cinturões.

Determinar o comportamento paleoambiental dessas antigas bacias não é assunto puramente especulativo, haja visto que vários dados de campo e petrográficos, bem como estudos anteriores realizados por outros pesquisadores, permitiram visualizar a possível evolução dessas bacias.

As rochas supracrustais representam uma antiga seqüência vulcano-sedimentar, onde pelo menos dois grandes ciclos de sedimentação foram caracterizados em ambos os cinturões. O primeiro ciclo teria se desenvolvido em ambiente marinho de plataforma rasa, sendo representado por arenitos puros, com intercalações de pelitos e, subordinadamente, por carbonatos e formação de ferro bandado. Antigos cordões de areia estão atualmente representados pelas serras de Orós e do Franco, no cinturão Orós, e por alguns serrotes de quartzito no Cinturão Jaguaribe. Estes antigos cordões de areia poderiam representar antigas linhas de costa, desenvolvidas em ambiente de planície de maré. Um abundante vulcanismo, predominantemente ácido, ocorreu interligado às rochas deste ciclo. Posteriormente, a bacia evoluiu para uma seqüência turbidítica, essencialmente pelítico-psamítica (biotita xisto), talvez oriunda em grande parte da erosão de rochas vulcânicas mais basais. Nessa época foi grande a intrusão de corpos máfico-ultramáficos diferenciados, ocorrendo como soleiras ou corpos menores, bem como grandes quantidades de lavas basálticas e dacíticas. Este segundo ciclo de sedimentação revelaria um fácies característico de bacias profundas, típico de mar agitado.

No Cinturão de Orós a mudança progressiva do metamorfismo com aumento do gradiente de temperatura no sentido leste é bastante clara. Na porção oeste deste cinturão a sucessão

metavulcano-sedimentar corresponde à zona da biotita e granada almandina, sendo que nos biotita xistos está representada, sobretudo, pela presença destes dois minerais. Nas rochas metavulcânicas básicas ficou caracterizada a ocorrência de hornblenda, biotita e plagioclásio. Na porção leste deste mesmo cinturão ocorre o desenvolvimento de estaurolita e andalusita, implicando condições de aumento de temperatura.

O Cinturão Jaguaribe, como um todo, reúne associações mineralógicas características do fácies anfibolito médio à alto, o que viria a reforçar a idéia de um aumento do grau metamórfico para leste (Pereira, 1991).

O segundo evento metamórfico (M_1), de difícil caracterização, é melhor observado nas áreas onde as zonas de cisalhamento atuaram menos intensamente, ou seja, em metapelitos (granada-biotita xisto). Nestas rochas desenvolveu uma foliação S_1 , de baixo grau metamórfico, representada pelo alinhamento de biotita, sendo todavia melhor observada em níveis granoblásticos de micaxistos. A lineação L_1 é bem individualizada no plano S_2 , onde mostra predominante "rake" forte. Em lâmina, onde as paragêneses minerais de M_1 são melhor evidenciadas, S_1 é notada principalmente pelas palhetas de micas oblíquas e truncadas por S_2 .

O evento metamórfico M_2 , que foi registrado em quase todas as litologias da região, excetuando-se os metagranitos brasileiros, constituiu-se no evento tectonometamórfico mais intenso ocorrido após a deposição da sequência vulcano-sedimentar. A fase F_2 , com "trend" geral E-SE, desenvolveu um bandamento metamórfico de espessura centimétrica, comum sobretudo em metapelitos, paralelizando e transpondo tramas anteriores. Exemplos de dobras regionais relacionadas a este evento não são claros, entretanto, dobras meso e microscópicas são abundantes, revelando uma fase progressiva que provocou o encurvamento local dos eixos B_2 , produzindo regionalmente, falsos padrões domo e bacia, além de variações no plano da foliação S_2 da lineação L_2 . De modo geral, o metamorfismo M_2 varia do fácies anfibolito alto para xisto verde correspondendo respectivamente às porções leste e oeste da Faixa Jaguaribean, mostrando uma isógrada no centro

da área com direção aproximada N-S, que separa a região de ocorrências das fácies metamórficas.

Com o contínuo soerguimento da região ocorreu o evento F_3/M_3 , em um nível crustal mais raso que os anteriores e que foi responsável pelo desenvolvimento local de uma foliação de baixo grau metamórfico em metapelitos, além de uma clivagem de fratura em litologias mais competentes como granitóides e quartzitos. A direção geral de F_3 é N-S, caracterizando dobras regionais abertas que envolvem várias unidades litológicas.

As zonas de Cisalhamento de Orós e Jaguaribe constituem-se zonas de cisalhamento dúctil, com desenvolvimento tardi à pós- F_2 e sin- F_3 , que atingiram as bordas do embasamento através de faixas miloníticas de espessura centimétrica. Estas zonas de cisalhamento podem ter sido responsáveis pela verticalização da foliação regional S_2 , que assume atitude horizontal fora da mesma. Efeitos de uma tectônica predominantemente transcorrente são dados por uma lineação de estiramento L_1 , geralmente apresentando mergulho fraco para sul. Estas zonas de cisalhamento mostram-se intimamente associadas à sericitização em faixas miloníticas, indicando que a mesma atuou em condições do fácies xisto-verde produzindo filonitos em rochas granoblásticas e gerando a milonitização de rochas do fácies anfibolito, formando litologias ricas em estauroлита, imersas numa matriz sericítica. Com o soerguimento contínuo, em profundidades inferiores ou iguais à 4,0 km, ocorreu a continuação do cisalhamento gerando pseudotaquilitos e cataclasitos, limitados à faixas restritas em rochas de litologias competentes como quartzitos e metagranitóides.

Foi observada nas metaplutônicas máfico-ultramáficas apenas a foliação S_2 . Todavia a existência de uma textura grossa e estruturas ígneas preservadas, como cumulos, atestam o seu caráter plutônico bem como uma natureza anorogênica.

Os metagranitóides mesoproterozóicos apresentam as mesmas relações com as foliações observadas e ocorrem intrusivos na sequência metavulcano-sedimentar. Notou-se uma considerável porcentagem de ferrohastingsita e biotita ferrífera nos "augen" gnaisses graníticos, o que os diferencia bastante dos metagranitos microporfiríticos de idade Brasiliana.

IV - GEOQUÍMICA DE ROCHAS META-ÍGNEAS

IV.1 - Introdução

Ao todo foram analisadas trinta e nove amostras de metavulcânicas e metagranitóides, coletadas nos Cinturões Orós e Jaguaribe, além de mais seis amostras de ortognaisses do embasamento que separa estes dois cinturões. As análises para elementos maiores, traços e Terras Raras, foram obtidas em dois laboratórios comerciais, GEOLAB/GEOSOL (Belo Horizonte) e LBPM (Rio de Janeiro), após uma preparação prévia, com a completa separação da crosta alterada e o controle petrográfico quanto ao hidrotermalismo e as alterações secundárias (Tabela-2). Com o intuito de avaliar o comportamento na variação desses dados, algumas amostras repetidas foram analisadas separadamente em cada laboratório, observando-se que os resultados estão satisfatoriamente próximos, notando-se apenas que os valores de K_2O estão um pouco mais variáveis (Tabela 3). Todavia, chamamos a atenção para as seguintes considerações quanto aos possíveis efeitos da remobilização que, portanto, poderiam afetar os resultados químicos obtidos: (a) amostras OF-2 e OF-18c, correspondentes a metandesito, podem também indicar perda em álcalis (K, Rb e Ba); (b) amostras OF-91 e OF-68, metavulcânicas ácidas, poderiam indicar perda em álcalis, principalmente K, e altos teores em MgO e TiO_2 ; (c) amostra OF-89A, provável E-MORB, poderia também indicar perda em álcalis, (d) amostras OF-89d (alto Ti e baixo Al), OF-66 (perda em Ca) e OF-99 (perda em K) e (e) amostra OF-27, parecendo indicar alto Na e baixo K.

Os resultados analíticos obtidos por Sá (1991) e McReath (1993) para o Cinturão Orós permitiram comparar as análises químicas de um mesmo litotipo para diferentes compartimentos deste cinturão. Os dados obtidos por Sá (op.cit.) foram conseguidos utilizando-se o método da espectrometria de emissão acoplado à uma fonte de plasma (ICP), em rotina no "Centre de Recherches Petrographiques et Geochimiques-CRPG", Nancy, França, segundo técnicas descritas por Govindaraju & Mevelle (1987). Os erros analíticos foram inferiores à 5% para elementos maiores; inferiores à 10% para Terras Raras, exceto para valores inferior-

Tabela 2 - Resultado das análises químicas para óxidos, elementos traços e Terras Raras, realizados em metavulcânicas, metagranitóides e ortognaisses granodioríticos embasamento, nos Cinturões Orós e Jaguaribe e recalculados à 100%.

File Name	B:\OROSJAG.ROC		Anhydrous							
Sample	OF-62	OF-66	OF-78	OF-79	OF-89-1	OF-91	OF-99	OF-102	OF 188	OF 39
Anhyd Calc	0.99890	1.00050	0.99950	1.00020	1.00020	0.99940	0.99970	1.00000	1.02103	1.00929
SiO ₂	68.62	57.93	69.27	70.91	58.81	69.56	64.38	69.70	70.04	75.49
TiO ₂	0.37	0.90	0.58	0.44	0.54	0.63	1.00	0.23	0.58	0.09
Al ₂ O ₃	16.68	18.11	14.09	13.20	19.50	12.99	17.79	14.80	12.56	12.52
Fe ₂ O ₃ †	2.89	9.24	5.32	5.01	4.18	7.06	6.76	2.44	6.31	2.69
MnO	0.04	0.21	0.05	0.06	0.09	0.09	0.08	0.04	0.06	0.02
MgO	0.78	3.31	0.34	0.09	2.20	0.20	0.25	2.32	0.30	-
CaO	2.44	2.89	1.37	2.09	7.37	3.28	1.85	1.41	1.94	1.21
Na ₂ O	3.92	3.43	2.77	2.60	5.31	3.75	4.97	2.92	2.04	2.93
K ₂ O	4.14	3.80	6.09	5.57	1.82	2.39	2.48	6.12	6.02	5.05
P ₂ O ₅	0.13	0.17	0.13	0.02	0.17	0.06	0.44	0.02	0.14	-
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
LOI	-	-	-	-	-	-	-	-	1.65	0.63
Hg ‡	34.83	41.50	11.23	3.44	51.04	5.31	6.82	65.31	8.50	0.00
Cr	276	293	235	210	212	243	185	229	182	214
Ni	-	-	-	-	-	-	-	-	-	24
Co	6	33	4	2	20	6	5	19	-	-
Sc	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
V	60	156	23	11	60	16	94	13	-	-
Cu	20	59	14	17	15	20	14	33	-	-
Zn	63	133	123	120	85	115	107	58	-	-
K	34329	31561	50530	46247	15111	19828	20581	50804	-	-
Rb	133	240	49	132	7	20	22	147	204	343
Cs	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ba	1166	625	1874	2646	618	1554	650	732	2532	363
Sr	354	269	95	120	482	223	99	165	153	98
Ga	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Nb	-	-	-	-	-	-	-	-	32.7	88.8
Hf	-	-	-	-	-	-	-	-	26.55	-
Zr	114	188	690	936	208	575	210	222	868	242
Ti	2216	5399	3475	2639	3238	3775	5993	1379	-	-
Y	10	33	69	83	13	61	16	11	102	343
Th	-	-	-	-	-	-	-	-	24.50	70.65
La	-	-	-	-	-	-	-	-	91.55	69.51
Ce	-	-	-	-	-	-	-	-	200.74	149.78
Nd	-	-	-	-	-	-	-	-	83.20	73.52
Sm	-	-	-	-	-	-	-	-	14.84	17.71
Eu	-	-	-	-	-	-	-	-	1.69	0.97
Gd	-	-	-	-	-	-	-	-	10.53	17.32
Dy	-	-	-	-	-	-	-	-	9.31	21.59
Ho	-	-	-	-	-	-	-	-	1.86	4.63
Er	-	-	-	-	-	-	-	-	4.97	14.06
Yb	-	-	-	-	-	-	-	-	4.43	12.52
Lu	-	-	-	-	-	-	-	-	0.57	1.52
Density	2.36	2.44	2.35	2.34	2.44	2.38	2.38	2.35	2.35	2.32

File Name	B:\OROSJAG.ROC		Anhydrous							
Sample	60	61	60 I	OF-51	OF-53	OF-55A	OF-55B	OF-57	OF-59	OF-60
Anhyd Calc	1.01143	1.00949	1.01041	0.99980	1.00070	1.00000	1.00040	0.99930	1.00030	1.00140
SiO ₂	70.10	67.70	69.13	68.69	43.83	72.80	72.63	75.56	75.12	71.40
TiO ₂	0.52	0.69	0.07	0.40	3.13	0.21	0.23	0.17	0.17	0.38
Al ₂ O ₃	13.01	13.34	17.32	16.70	13.71	14.70	14.81	12.29	12.70	12.32
Fe ₂ O ₃ †	5.47	7.30	0.99	2.79	10.91	2.13	2.16	2.24	2.13	6.20
MnO	0.06	0.08	0.03	0.04	0.22	0.05	0.05	0.04	0.01	0.05
MgO	0.29	0.40	0.11	0.83	3.76	0.40	0.38	0.07	0.05	0.14
CaO	2.04	3.53	1.58	2.40	21.41	2.04	2.04	1.28	0.90	1.28
Na ₂ O	2.82	3.43	5.68	3.79	1.25	3.22	3.25	2.58	3.17	2.87
K ₂ O	5.56	3.36	5.03	4.35	0.54	4.40	4.39	5.75	5.72	5.31
P ₂ O ₅	0.12	0.17	0.06	0.02	1.23	0.05	0.06	0.02	0.02	0.05
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
LOI	0.68	0.48	0.70	-	-	-	-	-	-	-
Hg #	9.60	9.87	18.19	37.07	40.59	27.11	25.84	5.83	4.44	4.29
Cr	25	6	5	251	200	250	333	329	261	239
Ni	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Co	101	88	95	9	42	7	7	9	2	1
Sc	9	12	2	-	-	-	-	-	-	-
V	10	16	8	41	164	32	41	20	16	13
Cu	18	19	-	15	20	18	19	13	14	22
Zn	125	146	24	68	127	76	46	104	101	140
K	46179	27905	41770	36104	4486	36526	36458	47708	47497	44059
Rb	201	82	157	127	17	90	80	160	84	26
Cs	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ba	1723	1352	927	1746	186	1085	1062	928	363	1985
Sr	185	368	556	73	3302	185	181	76	32	66
Ga	9	9	5	-	-	-	-	-	-	-
Nb	24.3	24.2	-	-	-	-	-	-	-	-
Hf	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Zr	572	734	54	161	533	139	116	339	338	627
Ti	3092	4116	424	2398	18777	1259	1380	1018	1019	2281
Y	86	80	3	6	60	12	10	78	84	60
Th	23.26	-	-	-	-	-	-	-	-	-
La	156.42	83.23	4.65	-	-	-	-	-	-	-
Ce	281.22	165.36	11.57	-	-	-	-	-	-	-
Nd	128.06	97.22	3.70	-	-	-	-	-	-	-
Sm	23.20	20.16	0.59	-	-	-	-	-	-	-
Eu	2.54	3.04	0.07	-	-	-	-	-	-	-
Gd	18.68	16.75	0.58	-	-	-	-	-	-	-
Dy	15.29	14.01	0.65	-	-	-	-	-	-	-
Ho	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Er	8.05	7.56	0.54	-	-	-	-	-	-	-
Yb	7.00	6.64	0.76	-	-	-	-	-	-	-
Lu	1.14	1.15	0.12	-	-	-	-	-	-	-
Density	2.35	2.38	2.33	2.35	2.67	2.33	2.33	2.31	2.31	2.34

File Name	D:\VOROSJAG.ROC		Anhydrous							
Sample	DF-21	DF-27	DF-30	DF-31	DF-34	DF-42	DF-43	DF-22	DF-45	DF-46
Anhyd Calc	1.00030	0.99970	1.00000	1.00000	0.99940	1.00040	0.99960	1.00040	0.99970	0.99960
SiO ₂	70.92	60.68	65.80	71.50	53.57	70.83	69.57	75.03	72.98	67.67
TiO ₂	0.48	0.64	0.57	0.37	0.76	0.48	0.63	0.25	0.31	0.81
Al ₂ O ₃	14.30	15.90	15.30	13.30	14.79	12.71	13.79	12.30	13.80	12.59
Fe ₂ O ₃	3.13	5.36	5.83	4.34	10.29	4.94	5.24	2.57	2.93	7.49
MnO	0.04	0.09	0.08	0.06	0.17	0.07	0.07	0.02	0.02	0.11
MgO	0.52	2.30	0.19	0.14	5.43	0.24	0.42	0.22	0.16	0.40
CaO	1.92	7.65	1.64	1.71	9.24	1.82	2.28	0.91	1.28	2.95
Na ₂ O	3.73	6.87	4.02	3.23	4.12	3.23	3.10	2.70	2.75	2.71
K ₂ O	4.84	0.35	6.48	5.24	1.51	5.55	4.84	5.97	5.72	5.17
P ₂ O ₅	0.11	0.17	0.07	0.09	0.12	0.13	0.06	0.02	0.06	0.10
Total	100.00	100.00	99.98	99.98	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
LOI	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mg #	24.76	45.94	6.06	6.00	51.08	8.78	13.70	14.50	9.76	9.56
Cr	-	191	212	-	-	-	185	241	175	202
Ni	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Co	-	23	11	-	-	-	9	4	1	6
Sc	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
V	-	86	14	-	-	-	29	19	20	35
Cu	-	13	22	-	-	-	16	43	18	33
Zn	-	182	259	-	-	-	96	68	94	148
K	40190	2904	53792	43499	12527	46090	40162	49579	47469	42901
Rb	-	2	20	-	-	-	110	30	94	85
Cs	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ba	-	76	3063	-	-	-	1514	1228	2816	2892
Sr	-	240	96	-	-	-	124	26	117	176
Ga	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Nb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Hf	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Zr	-	266	1166	-	-	-	570	283	459	850
Ti	2879	3836	3417	2218	4553	2879	3775	1500	1857	4854
Y	-	25	511	-	-	-	76	40	36	68
Th	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
La	56.02	37.39	-	143.40	7.80	106.04	104.96	104.04	-	-
Ce	114.03	84.97	-	226.00	23.49	235.09	219.91	200.08	-	-
Nd	50.02	40.39	-	142.60	13.99	118.05	99.36	92.74	-	-
Sm	8.40	7.20	-	26.20	3.60	22.01	17.79	16.01	-	-
Eu	0.80	1.50	-	3.80	1.00	2.60	2.00	1.30	-	-
Gd	5.00	4.40	-	17.90	3.00	16.01	12.00	10.00	-	-
Dy	4.00	3.60	-	17.00	3.40	15.01	11.00	8.00	-	-
Ho	0.90	0.90	-	3.70	0.80	3.00	2.50	1.60	-	-
Er	2.00	2.20	-	10.00	2.30	8.60	6.70	4.00	-	-
Yb	2.00	1.70	-	8.50	2.00	7.40	5.70	3.70	-	-
Lu	0.20	0.30	-	1.10	0.30	1.00	0.80	0.50	-	-
Density	2.34	2.44	2.36	2.34	2.52	2.34	2.36	2.31	2.33	2.37

T1988

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS - USP
BIBLIOTECA

File Name	R:\OROSJAG.ROC		Anhydrous							
Sample	OF-01	OF-02	OF-03	OF-05	OF-08	OF-11	OF-16	OF-18A	OF-18C	OF-20
Anhyd Calc	1.00000	1.00050	1.00050	1.00000	0.99970	1.00060	1.00000	1.00020	0.99970	1.00060
SiO ₂	51.50	57.73	74.04	69.20	67.78	67.04	75.60	69.21	59.58	73.24
TiO ₂	1.33	1.81	0.15	0.64	0.28	0.46	0.25	0.62	1.44	0.14
Al ₂ O ₃	16.50	11.71	13.11	12.80	17.19	15.91	12.00	13.10	14.20	14.31
Fe ₂ O ₃ †	10.40	14.41	2.18	6.20	2.27	3.57	2.81	6.27	11.50	1.41
MnO	0.13	0.16	0.03	0.08	0.05	0.05	0.02	0.06	0.16	0.05
MgO	6.00	1.62	0.15	0.34	0.37	0.93	0.12	0.31	2.48	0.21
CaO	9.20	9.20	0.84	2.39	1.79	2.41	1.01	2.07	7.35	1.11
Na ₂ O	4.00	1.85	3.23	3.14	5.63	5.34	2.46	2.30	2.58	3.93
K ₂ O	0.71	0.78	6.25	5.18	4.62	4.13	5.73	6.00	0.40	5.54
P ₂ O ₅	0.22	0.73	0.02	0.05	0.02	0.15	0.02	0.05	0.32	0.05
Total	99.99	100.00	100.00	100.02	100.00	100.00	100.02	100.00	100.00	100.00
LOI	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mg #	53.33	18.22	11.99	9.80	24.40	34.03	7.80	8.92	29.93	22.78
Cr	-	196	214	175	235	203	309	320	200	-
Ni	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Co	-	42	2	3	8	15	6	1	42	-
Sc	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
V	-	79	22	16	25	60	32	36	196	-
Cu	-	25	13	26	14	18	18	16	36	-
Zn	-	182	86	125	68	89	64	126	112	-
K	5894	6478	51909	43001	38341	34305	47566	49818	3320	46017
Rb	-	2	121	106	10	156	41	38	-	-
Cs	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ba	-	773	486	2106	2752	1141	1075	2220	187	-
Sr	-	703	34	130	385	245	46	69	388	-
Ga	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Nb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Hf	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Zr	-	363	122	743	141	249	336	790	294	-
Ti	7973	10856	899	3837	1678	2760	1499	3718	8630	840
Y	-	51	48	63	15	18	47	79	37	-
Th	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
La	7.90	58.83	105.05	88.00	18.69	59.54	-	-	28.89	38.02
Ce	27.00	136.07	216.11	210.00	47.79	119.07	-	-	70.98	91.05
Nd	12.70	66.03	85.04	102.00	20.99	49.03	-	-	34.99	37.62
Sm	3.30	12.01	15.01	19.00	3.70	8.00	-	-	7.30	7.00
Eu	1.20	2.50	1.30	3.00	1.00	1.30	-	-	2.00	0.70
Gd	3.30	8.20	10.01	12.00	2.80	4.50	-	-	5.80	4.30
Dy	3.20	7.20	9.00	11.00	2.50	3.00	-	-	5.50	2.60
Ho	0.70	1.60	2.00	2.50	0.60	0.60	-	-	1.20	0.60
Er	1.90	4.20	5.00	6.50	1.60	1.70	-	-	3.40	1.70
Yb	1.50	3.50	5.00	5.70	1.30	1.30	-	-	3.00	2.40
Lu	0.30	0.50	0.70	0.80	0.20	0.20	-	-	0.50	0.50
Density	2.54	2.51	2.31	2.36	2.34	2.36	2.31	2.36	2.49	2.32

File Name	B:\DROSJAG.ROC		Anhydrous				
Sample	OF 68	OF 60A	OF 81	OF 89A	OF 89B	OF 89D	OF 104
Anhyd Calc	1.00888	1.01286	1.01235	1.00705	1.01010	1.02617	1.01215
SiO ₂	71.43	59.96	73.90	48.34	53.03	58.29	66.30
TiO ₂	1.01	0.80	0.28	1.00	1.62	1.85	0.36
Al ₂ O ₃	11.70	17.62	13.26	14.60	14.75	13.34	17.21
Fe ₂ O ₃ †	6.49	6.92	3.34	13.09	13.76	12.61	3.32
MnO	0.11	0.09	0.03	0.17	0.20	0.16	0.04
MgO	1.92	2.23	0.17	7.65	4.38	2.46	0.71
CaO	2.72	4.36	1.21	12.79	8.18	5.44	2.43
Na ₂ O	2.12	3.95	3.24	2.11	2.83	2.67	5.06
K ₂ O	2.32	3.75	4.56	0.17	0.91	2.67	4.45
P ₂ O ₅	0.18	0.32	-	0.07	0.34	0.51	0.12
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
LOI	0.86	0.80	0.81	0.65	1.05	2.29	0.57
Hg #	36.92	38.95	9.26	53.66	38.69	27.89	29.71
Cr	228	180	235	544	180	112	187
Ni	39	31	-	142	31	-	-
Co	-	-	-	-	-	-	-
Sc	-	-	-	-	-	-	-
V	-	-	-	-	-	-	-
Cu	-	-	-	-	-	-	-
Zn	-	-	-	-	-	-	-
K	-	-	-	-	-	-	-
Rb	101	162	435	6	23	74	83
Cs	-	6.08	-	-	-	-	-
Ba	747	1428	780	12	505	1601	3684
Sr	262	689	132	171	455	400	1630
Ga	-	-	-	-	-	-	-
Nb	24.2	14.2	31.4	-	14.1	18.5	21.3
Hf	-	-	10.12	-	-	-	-
Zr	454	213	486	48	232	400	223
Ti	-	-	-	-	-	-	-
Y	48	26	172	19	33	46	26
Th	16.14	-	26.32	-	-	-	-
La	29.34	28.45	41.27	3.62	25.96	44.11	28.33
Ce	67.46	67.87	92.13	12.26	62.70	93.85	53.94
Nd	28.28	27.84	37.83	5.82	28.16	40.64	25.21
Sm	5.37	4.85	6.87	1.66	5.42	7.69	4.34
Eu	0.88	1.05	0.68	0.53	1.28	1.32	1.00
Gd	4.32	3.34	5.47	1.74	4.15	5.45	3.03
Dy	4.30	2.46	7.37	2.04	3.70	4.15	2.24
Ho	0.88	0.49	1.67	0.41	0.76	0.79	0.43
Er	2.42	1.30	5.48	1.18	2.14	2.02	1.04
Yb	2.42	0.96	5.47	1.00	1.72	1.26	0.76
Lu	0.33	0.15	0.74	0.13	0.21	0.14	0.11
Density	2.38	2.42	2.33	2.61	2.54	2.47	2.36

Tabela 3 · Comparação entre os resultados analíticos obtidos por laboratórios diferentes

	OF-02			OF-03			OF-05			OF-08			OF-22			OF-18C			OF-11			OF-27			OF-43		
	GS	BP	BP*	GS	BP	BP*	GS	BP	BP*	GS	BP	BP*	GS	BP	BP*	GS	BP	BP*	GS	BP	BP*	GS	BP	BP*	GS	BP	BP*
SiO ₂	55,8	61,8	57,2	74,8	74,8	73,4	68,1	72,6	68,6	67,2	72,2	67,5	74,8	78,6	74,4	60,3	63,5	58,5	68,2	72,8	66,5	59,2	65,4	60,3	69,2	76,0	68,9
TiO ₂	1,70	2,00	1,80	0,12	0,15	0,15	0,56	0,67	0,63	0,26	0,30	0,28	0,25	0,27	0,25	1,3	1,53	1,41	0,42	0,50	0,46	0,63	0,70	0,64	0,57	0,68	0,62
Al ₂ O ₃	14,2	12,6	11,6	12,4	13,3	13,0	12,6	13,4	12,7	16,3	18,3	17,1	11,8	12,9	12,2	13,5	15,1	13,9	15,5	17,3	15,8	16,7	17,2	15,8	13,2	15,1	13,7
Fe ₂ O ₃	13,8	15,5	14,3	1,90	2,20	2,16	5,91	6,45	6,1	2,09	2,42	2,26	2,48	2,69	2,55	11,1	12,3	11,33	3,40	3,88	3,54	5,27	5,78	5,33	4,88	5,73	5,19
MnO	0,17	0,17	0,16	0,02	0,03	0,03	0,08	0,09	0,08	0,04	0,05	0,05	0,02	0,02	0,02	0,16	0,17	0,16	0,04	0,05	0,05	0,10	0,10	0,09	0,07	0,08	0,07
MgO	1,5	1,74	1,61	0,10	0,15	0,15	0,32	0,36	0,34	0,40	0,40	0,37	0,20	0,23	0,22	2,1	2,65	2,44	0,90	1,01	0,92	1,8	2,49	2,29	0,36	0,46	0,42
CaO	8,8	9,84	9,10	0,67	0,85	0,83	2,2	2,51	2,37	1,60	1,90	1,78	0,79	0,95	0,90	7,1	7,84	7,22	2,20	2,62	2,39	7,4	8,25	7,60	2,1	2,49	2,26
Na ₂ O	1,7	1,99	1,84	3,0	3,26	3,20	3,9	3,29	3,11	6,70	5,96	5,60	2,60	2,83	2,68	2,5	2,75	2,53	4,4	5,79	5,30	7,8	7,41	6,83	3,6	3,39	3,07
K ₂ O	0,77	0,83	0,77	6,1	6,31	6,20	5,2	5,43	5,13	4,70	4,91	4,60	6,30	6,25	5,92	0,39	0,42	0,39	4,2	4,49	4,10	0,34	0,38	0,35	4,9	5,28	4,79
P ₂ O ₅	0,81	0,78	0,72	0,05	0,02	0,02	0,18	0,05	0,05	0,10	0,02	0,02	0,05	0,02	0,02	0,41	0,34	0,31	0,21	0,16	0,15	0,24	0,18	0,17	0,19	0,07	0,06
PPC		0,87	0,80		0,84	0,82		0,94	0,89		0,50	0,47		0,87	0,82		1,97	1,81		0,87	0,79		0,64	0,59		1,05	0,95
H ₂ O+CO ₂	0,93			0,74			0,83			0,36			0,50			1,58			0,62			0,57			1,04		
Total	100,18	108,12	99,9	99,9	101,91	99,96	99,88	105,79	100,00	99,75	106,98	100,03	99,79	106,63	99,98	100,44	108,57	100,00	100,09	109,47	100,00	100,05	108,53	99,99	100,11	110,33	100,05

GS = análises pelo GEOLAB , BP = análises pelo LBPM e BP* = análises pelo LBPM recalculadas a 100 % .

res a 1,0 ppm, onde a incerteza passaria a ser da ordem de 15%. Os resultados obtidos por McReath (op.cit.) são da GEOLAB/GEOSOL, Belo Horizonte.

Os laboratórios comerciais determinaram os elementos maiores e menores (Si, Ti, Al, Fe, Mn, Ca, Na, K e P) e alguns traços (Cr, Co, Cu, Zn, Rb, Ba, Sr, Zr, V, Cs) por fluorescência de Raios-X (FRX) e Absorção Atômica (AA). O laboratório LBPM forneceu os resultados para elementos maiores em milimoles e não determinou FeO. Os elementos Terras Raras (La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, Dy, Ho, Er, Yb e Lu) e mais alguns traços (Nb, Hf, Y e Th) foram determinados por ICP. Os resultados para Terras Raras foram fornecidos em tabelas com valores em ppm, juntamente com os respectivos diagramas de normalização, utilizando-se os valores das Terras Raras nos meteoritos condriticos, segundo Dutra (1984) e Evensen et al. (1978). Neste trabalho estamos utilizando a normalização segundo Boynton (1984) para as Terras Raras.

Realmente, existem muitas semelhanças geoquímicas entre as rochas metavulcânicas e os metagranitóides observados nos dois cinturões, onde observa-se uma grande diversidade de tipos litológicos, com quatro grupos de metavulcânicas e quatro tipos de metagranitóides (Tabela 4). De um modo geral, as classificações geoquímicas indicaram tipos litológicos comuns, sem haver grande disparidade. Também, os diagramas "tipo Harker" se mostraram plenamente utilizáveis nesses casos de rochas ígneas metamorfizadas, havendo a separação entre os grupos litológicos distintos. No reconhecimento do ambiente tectônico, tanto para metavulcânicas como para metagranitóides, utilizou-se principalmente os diagramas que envolvessem elementos pouco móveis, tais como Zr, Y, Nb e as Terras Raras.

IV.2 - Rochas Metavulcânicas

As rochas metavulcânicas representam uma típica associação bimodal, mas com amplo domínio dos termos ácidos (Fig. 15).

Resguardando-se o metamorfismo e a deformação, as litologias de natureza originalmente vulcânica puderam também ser

Tabela 4 - Grupos litológicos segundo o padrão de distribuição das Terras Raras TR, com ordenação crescente em sílica em cada grupo e simbologias correspondentes.

.....					
- Metavulcânicas ácidas - TR fracionadas ()					
(18A)	(78)	(91)	(18B)	(42)	(21)
69,21	69,27	69,56	70,04	70,83	70,92
(45)	(20)	(22)	(59)	(57)	(68)
71,43	72,98	73,24	75,05	75,12	75,56
(16)					
75,60					
- Metavulcânicas básicas - TR pouco fracionadas ()					
(1)	(34)	(89A)			
48,34	51,50	53,57			
- Metavulcânicas básicas-intermediárias - TR fracionadas ()					
(89B)	(66)	(89D)	(80A)	(99)	(30) (62)
53,3	57,96	58,29	59,96	64,38	65,80 68,62
- Metandesitos - TR pesadas pouco fracionadas ()					
(2)	(18c)	(11)			
57,73	59,58	67,04			
- Metagranitóides - TR pesadas fracionadas ()					
(46)	(61)	(5)	(43)	(60)	(79) (60)
67,67	67,70	69,20	69,57	70,10	70,91 71,40
- Metagranitóides - TR pesadas planas ()					
(81)	(3)	(39)			
73,90	74,04	75,49			
- Metagranitóides Brasileiros ()					
(104)	(8)	(51)			
66,30	67,78	68,69			
- Embasamento ortoderivado ()					
(53)	(89-1)	(102)	(31)	(55-B)	(55-A)
43,83	58,91	69,70	71,50	72,63	72,80
.....

Fig. 15 - Histograma da frequência dos teores em sílica verificada em amostras de rochas metavulcânicas dos Cinturões Orós e Jaguaribe.

reconhecidas através dos diagramas de classificação de rochas ígneas, tais como: Cox et al. (1979), Debon & Le Fort (1983) e Le Maitre (1989). No primeiro tipo de diagrama as litologias primárias reconhecidas foram: riolito, basalto, andesito, traquiandesito e dacito (Fig. 16a). O diagrama PQ, indicou tratar-se de riolito, delenito, dacito, quartzo-latiandesito e basalto (Fig. 16b). Já no diagrama de Le Maitre, foram identificados riolito, dacito, traquidacito, traquiandesito, andesito e basalto (Fig. 16c).

Quase todas as rochas metavulcânicas analisadas mostraram ser de natureza subalcalina, com um pequeno grupo de rochas básicas à intermediárias se posicionando quase sobre a linha de separação dos campos alcalino e subalcalino (Fig. 17). Com relação ao teor em alumina, existe uma predominância de rochas metaluminosas sobre as peraluminosas, porém nenhuma delas mostrou tendência peralcalina (Fig. 18). No diagrama de caracterização das séries magmáticas, segundo Miyashiro (1974), as rochas metavulcânicas de Orós e Jaguaribe indicaram uma forte afinidade toleítica, sendo que, à princípio, algumas amostras de Orós tenham também indicado tendência cálcio-alcalina (Fig. 19). Isto foi melhor testado utilizando-se um maior número de análises no diagrama AFM, de caracterização das séries magmáticas (Irvine & Baragar, 1971), que confirmou a presença de rochas dessas duas séries magmáticas (Fig. 20).

Fig. 16 - Classificação das rochas metavulcânicas dos Cinturões Orós e Jaguaribe: (a) Diagrama de Cox et al., (1979); (b) diagrama de Debon & Le Fort (1983) e (c) diagrama de Le Maitre (1989).

Fig. 17 - Diagrama total de álcalis vs. sílica, segundo Irvine & Baragar (1971), utilizado na caracterização da alcalinidade das rochas metavulcânicas dos Cinturões Orós e Jaguaribe. Simbologias: (●) Jaguaribe, (◐) Orós e (○) Orós (Sá, 1991).

Fig. 18 - Diagrama de determinação do caráter aluminoso da rocha, segundo Maniar & Piccoli (1989), utilizado para metavulcânicas dos Cinturões Orós e Jaguaribe. Simbologias conforme Tabela 4.

Foram também reconhecidos quatro grupos de rochas metavulcânicas, com base no padrão de distribuição das Terras Raras (TR):

- (1) Metavulcânicas básicas, com Terras Raras pouco fracionadas.
- (2) Metavulcânicas básicas e intermediárias, com Terras Raras fracionadas.
- (3) Metandesitos, com Terras Raras Pesadas menos empobrecidas.
- (4) Metavulcânicas ácidas, com Terras Raras fracionadas e forte anomalia negativa de Eu.

Os diagramas tipo Harker aplicados para rochas metavulcânicas também sugeriram pelo menos quatro grupos de metavulcânicas (Figs. 21 e 22). As análises de metarriolito estão todas bem agrupadas, o mesmo ocorrendo com as de metandesito. Um outro tipo de rocha metavulcânica intermediária apresentou valores distintos para os óxidos, sugerindo uma rocha diferente do metandesito. Por outro lado, parece também existir um termo básico mais primitivo, como mostra os diagramas de variação, principalmente os de CaO e MgO. A grosso modo, estes diagramas de variação para óxidos estão sugerindo, pelo menos para um grupo de rochas, aquele modelo clássico de cristalização fracionada, onde $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$, CaO e MgO decrescem de uma maneira geral com os valores crescentes de sílica, ao passo que K_2O e Na_2O crescem com ela.

Rochas metavulcânicas básicas com TR pouco fracionadas como mostra a razão $\text{La}_N/\text{Yb}_N = 3$ (Fig. 23), apresentaram pouca variação em SiO_2 (48,34 a 53,57%), com altos teores em MgO (5,43 a 7,65%) e CaO (9,20 a 17,79%), além de baixo K_2O (0,11 a 1,51%). A sua química pode ser considerada próxima da média dos basaltos E-MORB (Condie, 1989), principalmente a amostra (OF-89A), com valores de MgO, CaO, Na_2O , K_2O , Ni, Rb, Sr, Ba e La, bastante próximos do padrão considerado. Entretanto, a curva de distribuição das Terras Raras se mostra um pouco diferente daquela dos basaltos E-MORB (Condie, op.cit.), como também são diferentes geoquimicamente de alguns anfibolitos estudados por Sá

Fig. 21 - Diagrama tipo Harker, para porcentagens em peso de Fe_2O_3 e TiO_2 para metavulcânicas dos Cinturões Oros e Jaguaribe. Simbologias conforme a Tabela 5.

Fig. 22 - Diagramas tipo Harker, para porcentagens em peso de CaO e MgO de metavulcânicas dos Cinturões Orós e Jaguaribe. Simbologias conforme Tabela 5.

Fig. 23 - Padrão de distribuição de elementos Terras Raras, normalizados por condrito (Boynton, 1984), para metavulcânicas básicas com TR pouco fracionadas, dos Cinturões Orós (▲) e Jaguaribe (◆).

(1991), em Orós, que apresentaram enriquecimento em K, Ba, Sr, Zr e Terras Raras, com razão $La_N/Yb_N = 10$.

Um outro grupo de metavulcânicas formado por rochas básicas e intermediárias mostrou ser mais fracionado, com razão $La_N/Yb_N = 17$ (Fig. 24) e apresentando grande variação em SiO_2 (53,03 a 68,62%), MgO (0,19 a 4,38%), CaO (1,64 a 8,18%) e K_2O (0,91 a 4,14%). As rochas básicas deste grupo caracterizam-se por apresentarem química semelhante aos basaltos toleíticos de "rift" continental (Condie, op.cit.), com valores muito próximos em Al_2O_3 , $Fe_2O_3^*$, Na_2O , K_2O , Cr, Rb, Sr, La e Y. Isto pode ser reforçado pela comparação da curva de distribuição das Terras Raras com aquela dos basaltos de "rift" continental (Condie, op.cit.). Estas metavulcânicas básicas são mais parecidas geoquimicamente com os anfibolitos de Orós, referidos anteriormente, inclusive apresentando padrão de distribuição das Terras Raras bastante semelhantes. Por outro lado, as rochas intermediárias deste grupo mostraram baixo MgO (0,19 a 0,7-8%) e CaO (1,64 a 2,44%), com valores relativamente altos de K_2O (2,48

Fig. 24 - Padrões de Distribuição de elementos Terras Raras, normalizados por condrito (Boynton, 1984), para metavulcânicas básicas-intermediárias com TR fracionadas, dos cinturões Orós e Jaguaribe.

a 4,14%) e Na_2O (3,92 a 6,48), podendo representar metadacitos (OF-99) e metariodacitos (OF-30 e OF-62).

Metandesitos, com Terras Raras Pesadas menos fracionadas (Fig. 25), mostraram pouca variação em SiO_2 (57,73 a 59,58%), baixo MgO (1,62 a 2,48%), alto CaO (7,35 a 9,20%) e baixíssimo K_2O (0,40 a 0,78%), isto talvez motivado por perda em álcalis. Quimicamente são bastante parecidos com os metandesitos de Orós (Sá, op.cit.), principalmente se observarmos o diagrama de distribuição das Terras Raras e o diagrama discriminante multi-elementar (Fig. 26). Uma comparação com a média dos andesitos modernos (Condie, op.cit.) indica que estas rochas são mais parecidas com aqueles tipos de alto-K, mostrando valores bem próximos para Rb, Sr, Th, Zr e Yb, resguardadas algumas diferenças em TiO_2 , Ba e La.

As metavulcânicas ácidas correspondem essencialmente à metarriolitos, com metarriodacitos subordinados, apresentando Terras Raras fracionadas ($\text{La}_N/\text{Yb}_N = 13$) e forte anomalia negativa de európio (Fig. 27). As análises químicas para os óxidos indicaram valores variáveis de SiO_2 (69,21 a 75,60), K_2O (2,32 a

Fig. 25 - Padrão de distribuição de elementos Terras Raras, normalizados por condrito (Boynton, 1984), para metandesitos com TR pesados menos empobrecidas dos Cinturões Orós() e Jaguaribe(*).

Fig. 26 - Diagrama discriminante multi-elementar para metandesitos dos Cinturões Orós e Jaguaribe, normalizados segundo Sun & McDonough (1989). Amostras: OF-2 e OF-18C (Jaguaribe), 10A, 10F, 10G e 10H (Orós), (segundo Sá, 1991).

Fig. 27 - Padrão de distribuição de elementos Terras Raras, normalizadas por condritos (Boyton, 1984), para metavulcânicas ácidas com forte anomalia negativa de európio dos Cinturões de Orós (8C (Sá, 1991) e OF-68) e Jaguaribe (OF-21, OF-42, OF-22 e OF-18).

6,09%), MgO (0,05 a 1,92) e menos variados para CaO (0,91 a 2,72%), TiO_2 (0,17 a 0,58%) e Na_2O (2,04 a 3,93%). Os dados geoquímicos estão indicando que metavulcânicas ácidas de Orós e Jaguaribe possuem as mesmas características. Realmente, os padrões de distribuições das Terras Raras são bastante semelhantes, o mesmo acontecendo para com os diagramas discriminantes multi-elementares, observando-se todavia que existem tipos mostrando um maior fracionamento entre TRL/TRP do que outros (Fig. 28).

A assinatura magmática de algumas rochas metabásicas indicaram o campo correspondente aos basaltos cálcio-alcálinos (CAB), segundo Pearce & Cann (1973). Por outro lado, no diagrama AFM de caracterização do ambiente tectônico de basaltos, segundo Pearce et al. (1977), as rochas metabásicas ocuparam os campos correspondentes tanto à ambiente continental como orogênico (Fig. 29). Pelo menos, uma parte destas rochas metabásicas corresponderiam à basaltos do tipo interior de placa, como mostra o diagrama Zr/Y vs. Zr, utilizado na determinação do ambiente tectônico de basaltos (Pearce & Norry, 1979), Fig. 30. Essa complexidade na natureza das rochas metavulcânicas estudadas está

Fig. 28 - Diagrama discriminante multi-elementar para metarriolitos dos Cinturões Orós e Jaguaribe, normalizados segundo Sun & McDonough (1989). Amostras: 8.1E, 8.1C, 8.1A, 8c (Orós, Sá, 1991); OF-21 e OF-42 (Jaguaribe).

Fig. 29 - Diagrama AFM utilizado na determinação do ambiente tectônico de basaltos, segundo Pearce et al. (1977), para metabasaltos dos cinturões Orós e Jaguaribe.

Fig. 30 - Diagrama (Zr/Y) vs (Zr) , utilizado na caracterização do ambiente tectônico de basaltos, segundo Pearce & Norry (1979). Simbologias: (A) Basalto de interior de placa; (B) basalto de arco-de-ilha; (C) basalto de cadeia oceânica.

indicada no diagrama R1 R2 (Batchelor & Bowden, 1985), onde boa parte das análises se posicionou no campo sin-colisional, sendo que nenhuma delas indicou ser anorogênica (Fig. 31).

Fig. 31 - Diagrama R1 R2 de caracterização do ambiente tectônico, segundo Batchelor & Bowden (1985), para rochas metavulcânicas dos Cinturões Orós e Jaguaribe. Simbologias conforme a tabela 5.

IV.3 - Metagranitóides

O comportamento geoquímico destas rochas quanto à variação no teor dos óxidos é bastante peculiar, isto porque as variações observadas entre as várias análises realizadas são realmente pequenas: SiO_2 (67,67 a 71,40%), MgO (0,14 a 0,40%), CaO (1,28 a 3,53%), K_2O (3,36 a 5,57%), Na_2O (2,60 a 3,43%), TiO_2 (0,38 a 0,81%), Al_2O_3 (12,80 a 13,79%) e Fe_2O_3 (5,01 a 7,49%).

No caso da sílica, todavia, os valores obtidos nos laboratórios nacionais mostraram-se um pouco divergentes quando comparados àqueles obtidos por Sá (1991), especialmente para os "augen" gnaisses. Entretanto, confirmando os nossos resultados, duas amostras analisadas na França (CRPG, Nancy) mostraram as mesmas características (OF-60 e OF-61). Por outro lado, uma amostra de ortognaisse granítico fino (OF-60I) do mesmo afloramento apresentou uma assinatura geoquímica bastante distinta, talvez devido à proximidade de uma estreita zona de cisalhamento.

No diagrama de classificação de Debon & Le Fort (1984) os metagranitóides estudados ocuparam quase todos o campo dos granitos, tendo apenas duas análises posicionado-se sobre a linha divisória com os adamelitos e apenas uma análise situou-se no campo dos granodioritos (Fig. 32). Com relação ao teor em álcalis todos os granitóides mostraram tendência subalcalina (Fig. 33), sendo quase todos de natureza metaluminosa (Fig. 34).

Metagranitóides apresentaram quatro padrões distintos de distribuição de Terras Raras, como segue:

(1) "Augen" gnaisses com Terras Raras Leves enriquecidas e Terras Raras Pesadas pouco fracionadas, além de forte anomalia negativa de európio.

(2) Ortognaisses sienograníticos com Terras Raras Pesadas planas e enriquecidas, apresentando também forte anomalia negativa de európio.

(3) Anfibólio-ortognaisse granítico com Terras Raras muito fracionadas e sem anomalia de európio.

(4) Metagranito com enriquecimento de Terras Raras Leves e forte anomalia de európio.

Fig. 32 - Classificação químico-mineralógica dos metagranitóides proterozóicos dos Cinturões Orós e Jaguaribe, com base no diagrama PQ (Debon & Le Fort, 1984).

Fig. 33 - Diagrama álcalis vs. sílica, segundo Irvine & Baragar (1971), utilizado na classificação dos metagranitóides dos Cinturões Orós e Jaguaribe.

Fig. 34 - Determinação do caráter aluminoso para metagranitóides dos Cinturões Orós e Jaguaribe, segundo o diagrama de Maniar & Piccoli, 1989). Simbologias conforme a Tabela 5.

Os "augen" gnaisses caracterizaram-se por apresentar forte empobrecimento em Terras Raras Pesadas, com a razão $(La/Yb)_N$ maior que 20, além de forte anomalia negativa em európio, com razão $(Eu/Eu^*)_N$ entre 0,25 e 0,30, observando-se, notadamente, um maior fracionamento em Terras Raras Leves, com a razão $(La/Sm)_N$ entre 4,0 e 7,0, menor que nas Terras Raras Pesadas, com $(Gd/Yb)_N$ entre 2,0 e 3,0 (Fig. 35).

Os ortognaisses sienograníticos apresentaram padrão distinto na distribuição das Terras Raras, com Terras Raras Pesadas enriquecidas e sub-horizontais, porém com a mesma forte anomalia negativa em európio, com $(Eu/Eu^*)_N = 0,11$ (Fig. 36). Registra-se que estas diferenças na distribuição das Terras Raras Pesadas poderão ser laboratoriais, com os padrões subhorizontais tendo sido obtidos em amostras analisadas na GEOSOL/GEOLAB enquanto aqueles enriquecidos em Terras Raras Pesadas foram obtidos por Sá (op.cit.).

Fig. 35 - Distribuição das Terras Raras em "augen" gnaisses dos Cinturões Jaguaribe (OF-5, OF-43) e Orós (60, 61, 39A, 39B (Sá, 1991)). Normalização por condrito segundo Boynton (1984).

Fig. 36 - Distribuição das TR para ortogneisses sienograníticos dos Cinturões Jaguaribe (OF-3, OF-39) e Orós (OF-81; 74.I e 74.II, por Sá, 1991). Normalização por condrito segundo Boynton (1984).

Os dois tipos de granitóides brasileiros petrograficamente distintos também apresentaram padrões diferentes de distribuição das Terras Raras (Fig. 37). Os anfibólio-ortogneisses graníticos mostraram padrão contínuo de fracionamento das Terras Raras, com a razão $(La/Yb)_N$ entre 14 e 37, além de Terras Raras Pesadas menos fracionadas e sem anomalia de európio. Os metagranitos apresentaram forte fracionamento das Terras Raras, com $(La/Yb)_N$ entre 60 e 109, além de Terras Raras Leves pronunciadamente fracionadas, com forte anomalia negativa de európio. Por outro lado, a existência destes dois tipos de metagranitóides também está marcada pelos padrões de distribuição observados no diagrama discriminante multi-elementar (Fig. 38).

Fig. 37 - Distribuição das TR para metagranitóides brasileiros dos Cinturões Orós e Jaguaribe. Amostras: Orós (31 HA, 31 HC, 31 HF, Sá (1991); Jaguaribe (OF-8; OF-104).

Fig. 38 - Diagrama discriminante multi-elementar para granitóides brasileiros dos Cinturões Orós e Jaguaribe, normalização por Harris et al. (1986). Amostras: OF-8, OF-51, OF-104 (Jaguaribe); 31HC, 31HF (Orós, Sá, 1991).

A assinatura magmática dos metagranitóides mesoproterozóicos indicou uma natureza característica de granitos de interior de placa, segundo Pearce et al. (1984), como indica a Fig. 39. Por outro lado, os "augen" gnaisses e ortognaisses sienograníticos mostraram também profunda coincidência em relação ao padrão de distribuição das Terras Raras, bem como com relação ao diagrama discriminante multi-elementar quando comparados aos modelos do "Shaergaard" e "Mull", caracterizando-se assim como tipos relacionados à granitos intraplaca de crosta continental atenuada, segundo Pearce et al. (1985), (Figs. 40 e 41).

Fig. 39 - Diagrama $\log Rb(ppm)$ vs. $\log Y + Nb(ppm)$, segundo Pearce et al. (1984), utilizado na determinação do ambiente tectônico dos granitóides dos Cinturões Orós e Jaguaribe. Simbologias conforme Tabela 5..

°Skaergaard □Mull ▲OF-43
 ▲39A ♦OF-03 ◇74.1

Fig. 40 - Diagrama da distribuição das TR para "augen" gnaiss (OF-43) e ortognaiss sienogranítico (OF-39) do Cinturão Jaguaribe, comparados aos modelos de Skaergaard e Mull (segundo Pearce et al. 1984).

Fig. 41 - Diagrama discriminante multi-elementar para "augen" gnaisses e ortognaisses sienograníticos, dos Cinturões Orós e Jaguaribe, comparados aos modelos do Skaergaard e Mull (segundo Pearce et al., 1984).

IV.4 - Discussões

As rochas meta-ultramáficas estudadas por McReath (op.cit.) no Cinturão Orós, apresentaram altos teores em Ni e Cr, o que usualmente caracterizariam cumulos ricos em minerais máficos. Estas rochas também mostraram altos teores em TiO_2 (1,8%) e FeO_2 (13%), traduzindo aquela abundância modal de minerais opacos. Por outro lado, os significativos valores altos em P_2O_5 indicariam a presença de apatita, bem como a expressiva quantidade em Y (60 ppm) estaria associada aos anfibólios.

Metavulcânicas básicas são todas subalcalinas, com teor médio em álcalis de cerca de 3,5% para um valor médio de 49% em sílica. Valores relativamente baixos em K e Rb poderão apenas refletir a perda destes elementos durante a epidotização. Tanto em Orós como em Jaguaribe existem tipos mais e menos diferenciados, isto podendo ser expresso pela variação nos

conteúdos em Mg, onde os tipos com alto Mg mostram também valores altos em Ni e Cr, indicando que as características geoquímicas foram razoavelmente preservadas. Algumas amostras de metavulcânicas básicas da região de Orós estão mostrando valores mais altos em Ti, Zr, P e Terras Raras, quando comparados àquelas da região da cidade de Alencar, situada mais a SW da área estudada. Segundo McReath (op.cit.) metabasaltos de Alencar representariam antigos toleítos tipo T-KORB com alguns poucos tipos cálcio-alcálicos e de arco, sendo que as de Orós representariam tipos encontrados no interior de placa (continentais) que também foram caracterizados em Jaguaribe. Sá (op.cit.) encontrou grande similaridade no padrão de distribuição multi-elementar entre os metabasaltos de Orós e shoshonitos de arcos modernos. Estas metavulcânicas máficas poderiam representar diferentes graus de cristalização fracionada, ou então diferentes graus de fusão de uma fonte similar.

As metavulcânicas félsicas, com variável razão $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$, indicam também pelo menos a existência de dois tipos de fracionamento das Terras Raras. Aqueles tipos mostrando fracionamento mais acentuado das TR ($\text{Ce}_N/\text{Yb}_N = 23-40$), também mostram alta razão K/Rb e alto Ba, o que as diferencia daquelas com razão $\text{Ce}_N/\text{Yb}_N = 7,0$ e baixo K/Rb. De um modo geral, estas rochas indicando baixas concentrações em Sm_N , Y_N e Yb_N , poderiam ser correlacionadas à granitos característicos de interior de placa, mas com diferentes equilíbrios envolvendo mineral/magma.

Ao que tudo indica estas rochas metavulcânicas foram provavelmente posicionadas em um curto espaço de tempo, sendo portanto muito pouco provável que tenha havido uma mudança radical no tipo de ambiente tectônico. Assim, as diferenças entre rochas máficas e félsicas seriam devidas à heterogeneidades na fonte, com caminhos distintos na história evolucionária, tendo as bacias de Orós e Jaguaribe surgido pelo rifteamento de uma crosta continental atenuada e acompanhada por magmatismo básico, mais quantidades limitadas de diferenciados, pela derivação de um manto muito homogêneo (underplating).

V - GEOCRONOLOGIA

V.1 - Trabalhos Anteriores

As determinações radiométricas efetuadas por Hurley et al. (1967) e Almeida et al. (1968), no Nordeste do Brasil, permitiram a estes autores reconhecer a ampla distribuição de rochas do embasamento e definir a Área Orogênica Caririana, que estaria representada pela Formação Caicó (embasamento) e pelos grupos Ceará e Jaibaras (supracrustais). Reconheceram ainda que as idades obtidas em minerais de rochas antigas do embasamento caririano mostravam-se, caracteristicamente, bem mais jovens. Portanto, as idades entre 640 Ma e 530 Ma corresponderiam ao principal evento metamórfico da orogenia que atingiu o grupo Ceará, bem marcado pelos minerais e corpos graníticos e granodioríticos sin-tectônicos e por sienitos tardi ou pós-tectônicos. As idades Rb-Sr, em rocha total, até então obtidas, seriam as mais velhas, seguidas pelas idades Rb-Sr, determinadas em feldspatos potássicos, e por idades K-Ar, obtidas em hornblendas. Muitas das idades Rb-Sr e K-Ar, determinadas em biotita ou muscovita de pegmatitos, mostraram intervalo entre 470 Ma e 530 Ma, tendo sido consideradas como idades de formação da rocha. Portanto a idade mínima de deposição do Grupo Ceará, obtida através da datação de um dique de metadiabásio cortando os metassedimentos, seria de 660 Ma. Em algumas localidades foram ainda determinadas idades Rb-Sr com até 2000 Ma, que seriam mais características dos terrenos transamazônicas.

Até quase meado dos anos setenta muito pouco ainda se sabia sobre a geologia e, principalmente, sobre a geocronologia do Estado do Ceará, sendo que uma substancial contribuição foi dada pelos levantamentos radiométricos efetuados por Bon & Friem (1972), Costa et al. (1973), Kawashita et al. (1974), Brito Neves et al. (1974, 1975) e Brito Neves (1975).

No trabalho de reavaliação dos dados geocronológicos do pré-cambriano do NE do Brasil, Brito Neves (op.cit.), considerou que os resultados referentes ao embasamento eram ainda pontuais e esparsos. Todavia, concluiu serem bastante significativos os

valores de idades em torno de 2000 ± 150 Ma, obtidos pelo método Rb-Sr. Certas datações com idades K-Ar em torno de 1000 ± 100 Ma foram interpretadas como características do acentuado rejuvenescimento isotópico de rochas mais antigas. Um importante evento no intervalo em torno de 630 Ma foi assinalado pelos métodos K-Ar e Rb-Sr, tendo sido considerado como resultado de uma regionalizada fase de rehomogeneização isotópica que afetou metamorfitos e rochas graníticas, inclusive o embasamento, tendo ocorrido concomitantemente ao dobramento regional ou pouco posterior à ele. Também, com igual magnitude e extensão, destacaram um importante evento termo-tectônico tardio, na ordem de 540 Ma, ligado à formação de alguns corpos graníticos circunscritos, além da remobilização de outros corpos já formados. Duas isócronas de referência Rb-Sr para rochas graníticas das regiões de Jaguaribe, Seridó e Noroeste de Pernambuco, indicaram 630 ± 10 Ma ($RI = 0,709$) e 540 ± 23 Ma ($RI = 0,707$).

O mais completo detalhamento da geocronologia do Estado do Ceará, realizado naquela época, pode ser encontrado no trabalho de Brito Neves et al. (1975). Assim, para o maciço do Rio Piranhas foi obtida uma idade de 1900 ± 125 Ma para gnaisses de composição básica, considerados como paleossoma dos migmatitos, sendo atribuída a sua formação no Ciclo Transamazônico. O neossoma granítico de migmatitos, com uma isócrona verdadeira Rb-Sr de 624 ± 8 Ma, representaria a fase principal de granitização regional que afetou isotopicamente e perograficamente as rochas preexistentes. Rochas quartzo-monzoníticas indicaram idades convencionais, no intervalo de 525 ± 20 Ma, adotando-se a razão inicial $Sr^{87}/Sr^{86} = 0,710 \pm 0,002$. Os valores de 2075 ± 120 Ma e 1585 ± 50 Ma, encontrados em diferentes amostras de um metagabro da localidade de Cedro (rocha total), se completariam e seriam suficientes para também considerá-lo de formação no transamazônico.

Utilizando amostras coletadas no embasamento da Faixa Jaguarineana e de rochas análogas encontradas no maciço de Tróia, todas de natureza gnáissica, Brito Neves et al. (op.cit.), obtiveram uma isócrona de referência com idade de 2150 ± 200 Ma, para uma razão inicial $Sr^{87}/Sr^{86} = 0,703 \pm 0,001$. Em amostras de

diques máficos deformados que ocorrem em toda a região do maciço de Tróia estabeleceram uma isócrona de referência com 550 ± 65 Ma e razão de $0,7045 \pm 0,0004$. Também, um importante agrupamento de valores foi determinado no intervalo entre 800 Ma a 1200 Ma. Um valor mais elevado (1894 ± 40 Ma) foi obtido em augitas de um metagabro, tendo sido considerado como uma idade bastante confiável. Estabeleceram também um importante evento termal no intervalo de 1000 ± 200 Ma. Por fim, apesar da quantidade dos dados obtidos ser insuficiente para uma perfeita caracterização geocronológica, três distintos eventos foram caracterizados indicando uma possível mobilização policíclica, bem como um caráter pré-brasiliiano de grande parte das rochas daquele maciço.

O Projeto RADAMBRASIL (1981), Folha Jaguaribe-Natal, publicou os resultados das análises isotópicas Rb-Sr efetuadas em "augen" gnaisses milonitizados, xistos e em uma amostra de filito, todos da região de Orós, tendo sido estabelecidas duas isócronas de referência (rocha total), uma com 850 Ma ($RI = 0,748$) e outra com 700 Ma ($RI = 0,755$). Ficou ressaltada a grande influência do metamorfismo dinâmico, estabelecendo-se então que uma prolongada atividade dinâmica da Falha de Orós teria originado o rejuvenescimento isotópico das amostras entre 550 e 600 Ma, assim as altas razões Sr^{87}/Sr^{86} obtidas indicariam um pronunciado retrabalhamento crustal.

Macedo et al. (1988) efetuaram as primeiras análises geocronológicas pelo método Rb-Sr em rochas meta-ígneas do Cinturão Orós e em seu embasamento. Obtiveram uma isócrona com quatro pontos para metadacitos, com idade de 1704 ± 46 Ma e $RI = 0,706$. Uma composição entre esta isócrona com duas amostras de metarriolito, com Sr menos radiogênico, permitiu obter uma nova isócrona de excelente qualidade e com resultados similares ($t = 1704 \pm 29$ Ma; $RI = 0,706$; $MSWD = 0,43$). Quatro das cinco amostras analisadas de "augen" gnaisses constituíram uma isócrona com idade de 1762 ± 174 Ma e $RI = 0,706$. Em metarriolitos milonitizados três das quatro amostras analisadas alinharam-se compondo uma isócrona ($t = 1040 \pm 102$ Ma e $RI = 0,754$). Por fim, os quatro pontos representativos de amostras de ortognaisses granodiorítico (embasamento) caracterizaram uma errócrona cuja idade seria de 2437 ± 219 Ma e $RI = 0,703$.

Sá et al. (1988) apresentaram novas análises Rb-Sr (rocha total) obtidas em ortognaisses microporfiríticos e no embasamento granodiorítico da região da cidade de Orós. Uma isócrona com 2596 ± 194 Ma e $RI = 0,703$ caracterizaria o embasamento leste do Cinturão Orós. Os ortognaisses microporfiríticos indicaram uma isócrona com 665 ± 40 Ma e $RI = 0,709$.

Figueiredo Filho et al. (1991) divulgaram os resultados de quinze novas análises Rb-Sr efetuadas em metarriolitos, "augen" gnaisses e no embasamento granodiorítico, além de datações K-Ar e U-Pb em zircão. Obtiveram uma isócrona com sete pontos para "augen" gnaisses de Orós e Jaguaribe, indicando idade de 1753 ± 36 Ma, com $RI = 0,7083 \pm 0,0015$ e $MSWD = 1,44$. Para metarriolitos e "augen" gnaisses, todos do Cinturão Jaguaribe, uma isócrona registrou idade de 1752 ± 24 Ma, com $RI = 0,7074 \pm 0,0001$ e $MSWD = 1,07$. Os dados U-Pb, obtidos em zircões de um "augen" gnaisse do Cinturão Jaguaribe, indicou idade de 1795 ± 142 Ma, que foi considerada de boa qualidade, tendo em vista a sua concordância com aquelas datações Rb-Sr. Por fim, uma idade K-Ar obtida em biotitas de um "augen" gnaisse intrusivo indicou 520 ± 5 Ma. Eles consideraram que "riolitos" e "dacitos" cristalizaram-se contemporaneamente aos "augen" gnaisses, ao redor de 1800-1700 Ma, e que a idade Rb-Sr obtida para ortognaisse microporfirítico representaria também o tempo de formação desta rocha.

Sá (1991) realizou estudos geocronológicos combinando os métodos Rb-Sr, U-Pb, Sm-Nd e K-Ar, para rochas do Cinturão Orós. Ele obteve os seguintes resultados: três frações de zircão de um metarriolito com interseptos de 1790 ± 9 Ma e 440 ± 23 Ma, quatro frações de zircão de "augen" gnaisse com interceptos de 1673 ± 20 Ma e 119 ± 39 Ma, datações Rb-Sr em rocha total, para metarriolitos, indicando idade de 1780 ± 54 Ma e $RI = 0,7020 \pm 0,0028$, datações Sm-Nd em três amostras de metandesito com idade de 2410 ± 171 Ma, datações Sm-Nd em duas amostras de anfibolito com idade de 1940 Ma, uma datação Sm-Nd em metagabro com idade de 884 ± 176 Ma, e uma datação K-Ar efetuada em biotitas de um "augen" gnaisse indicando idade de 522 ± 1 Ma. Ficou estabelecida a existência de um embasamento arqueano (2600

Ma) à leste do Cinturão Orós, e outro de idade arqueana/paleoproterozóica a oeste. Quanto às idades obtidas no complexo metavulcanossedimentar (1,8-1,7 Ga) e em ortoderivadas intrusivas nesta sequência elas foram interpretadas como idades de posicionamento e cristalização destas rochas.

Sá et al. (1991) utilizando-se dos mesmos dados obtidos por Sá (op.cit.) estabeleceram que metarriolitos teriam idade de posicionamento em torno de 1790 Ma, observando as idades similares U-Pb (em zircão) e Rb-Sr (em rocha total). Os "augen" gnaisses apresentariam idades U-Pb de 1673 Ma, o que significaria o tempo de cristalização do corpo ígneo. A idade K-Ar de 522 Ma, obtida em biotitas de um "augen" gnaisse, representaria o final do evento orogênico que deformou estas rochas, o Ciclo Brasileiro.

Figueiredo Filho & Figueiredo (1992) dataram um granito tardi-tectônico, pelo método Rb-Sr em rocha total, obtendo idade de 510 Ma. Idades K-Ar determinados em biotitas de metarriolitos localizados próximos à este corpo granítico, mostraram, entretanto, valores mais baixos, entre 474 e 498 Ma, o que viria a indicar o tempo de fechamento deste sistema isotópico com relação ao Ciclo Brasileiro.

V.2 - Reprocessamento dos Dados

As referências bibliográficas indicam que cerca de sessenta análises isotópicas Rb-Sr já foram efetuadas em rochas supracrustais e em ortognaisses da região de Orós-Jaguaribe. Completando este quadro geocronológico incluem-se quatro análises K-Ar, em mineral, sete análises U-Pb, obtidas em zircões de "augen" gnaisses e de metarriolitos, oito análises Sm-Nd, obtidas em amostras de metandesito, anfibolito e metagabro.

Neste trabalho estamos processando cerca de quarenta e duas dessas análises Rb-Sr e que foram efetuadas em metarriolitos, "augen" gnaisses e ortognaisses do embasamento. Todas estas análises foram realizadas no Centro de Pesquisa Geocronológica-CPGeo, da Universidade de São Paulo, entre os anos de 1987 e 1990, com o procedimento técnico segundo Kawashita et al. (1974).

Os valores da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ foram normalizados para $^{84}\text{Sr}/^{87}\text{Sr} = 0,1194$ e o cálculo das idades seguiu o programa Isótopos Isócrona Modelo Williamson, do CPGeo (1990).

Para "augen" gnaisses de Orós e Jaguaribe uma isócrona Rb-Sr com sete pontos indicou $t = 1753 \pm 36$ Ma, $\text{RI} = 0,7083$ e $\text{MSWD} = 2,3$ (Fig. 42). Por outro lado, uma isócrona Rb-Sr com cinco pontos reuniu metarriolitos e "augen" gnaisses coletados em afloramentos próximos, todos do Cinturão Jaguaribe, obtendo-se $t = 1753 \pm 24$ Ma, $\text{RI} = 0,707 \pm 0,001$ e $\text{MSWD} = 1,1$ (Fig. 43). Por outro lado, uma isócrona Rb-Sr, com dez pontos, reuniu metarriolitos, "augen" gnaisses e metadacitos, todos do Cinturão Orós, obtendo-se $t = 1730 \pm 19$ Ma, $\text{RI} = 0,706$ e $\text{MSWD} = 0,57$ (Fig. 44). Utilizando-se somente os valores obtidos em metadacitos e metarriolitos do Cinturão Orós estabeleceu-se uma isócrona Rb-Sr com $t = 1692 \pm 30$ Ma, $\text{RI} = 0,706$ e $\text{MSWD} = 0,03$ (Fig. 45). Finalmente, juntando-se metarriolitos e "augen" gnaisses, todos do Cinturão Orós, foi construída uma isócrona com seis pontos, indicando $t = 1796 \pm 54$ Ma, $\text{RI} = 0,705$ e $\text{MSWD} = 0,45$ (Fig. 46). Uma isócrona de referência Rb-Sr, com cinco pontos, foi estabelecida para ortognaisses granodioríticos migmatizados do embasamento, obtendo-se $t = 1844 \pm 27$ Ma, $\text{RI} = 0,709$ e $\text{MSWD} = 2,4$ (Fig. 47).

Fig. 42 - Isócrona Rb-Sr, para "augen" gnaisses da Faixa Jaguaribeana (dados segundo Figueiredo Filho et al., 1991).

Fig. 43 - Isócrona Rb-Sr para metarriolitos e "augen" gnaisses do Cinturão Jaguaribe (dados segundo Figueiredo Filho et al., 1991).

Fig. 44 - Diagrama isocrônico Rb-Sr para metarriolitos, metadacitos e "augen" gnaisses, do Cinturão Orós. (dados segundo Macedo et al., 1988).

Fig. 45 - Diagrama isocrônico Rb-Sr para metadacitos e metarriolitos do Cinturão Orós (dados segundo Macedo et al., 1987).

Fig. 46 - Diagrama isocrônico Rb-Sr para metarriolitos e "augen" gnaisses do Cinturão Orós (dados segundo Macedo et al., 1988).

Fig. 47 - Isócrona de referência Rb-Sr para ortognaisses grano-dioríticos migmatizados do embasamento do Cinturão Jaguaribe (dados segundo Figueiredo Filho et al., 1991).

V.3 - Discussões

Considerou-se que a isócrona Rb-Sr com 1844 ± 27 Ma, obtida para o embasamento ortoderivado, possa representar a idade do retrabalhamento dessas rochas no final do Ciclo Transamazônico.

Isócronas Rb-Sr para "augen" gnaisses de Orós e Jaguaribe, com idades de 1762 ± 174 Ma e 1753 ± 36 Ma, respectivamente, mostraram certa coerência com aquela idade U-Pb, de 1795 ± 142 Ma, obtida em zircões de um "augen" gnaiss de Jaguaribe. Entretanto, para a mesma litologia datada em Orós, a idade U-Pb de 1673 ± 20 Ma pode parecer ser algo discrepante. Por outro lado, datações U-Pb obtidas em zircões de um metarriolito de Orós indicaram idade de 1790 ± 9 Ma, o que seria bem mais coerente com aquelas idades obtidas para os "augen" gnaisses. Na verdade esta idade mais baixa estabelecida para "augen" gnaisses

de Orós seria comparável àquela obtida para metadacitos e metarriolitos, todos de Orós, e com idade isocrônica Rb-Sr de 1697 ± 30 Ma e MSWD bem baixo.

O que chama realmente a atenção é o perfeito alinhamento dos pontos obtidos para certas isócronas quando são reunidos metarriolitos, metadacitos e "augen" gnaisses. No caso, uma isócrona com dez pontos é o melhor exemplo, com idade de 1730 ± 19 Ma e MSWD = 0,57.

Uma isócrona com seis pontos, para metarriolitos e "augen" gnaisses, todos do Cinturão Orós, indicou idade de 1796 ± 54 e MSWD = 0,45, sendo considerada uma idade bastante coerente.

As idades Sm-Nd, realizadas por Sá (op.cit.), podem ser questionadas devido a má qualidade das isócronas obtidas, com probabilidade de alinhamento muito baixa, de menos de 35%. Assim, as idades fornecidas para metandesitos, anfibolitos e metagabros, com 2410 ± 171 Ma, 1940 Ma e 880 Ma, respectivamente, não tem nenhum valor.

As idades K-Ar (± 470 Ma) encontradas em metarriolitos e "augen" gnaisses indicariam normalmente o tempo do resfriamento da região com relação ao evento Brasileiro. Todavia, foram datados granitos tardi-tectônicos e portanto estas idades K-Ar poderiam também representar o tempo de cristalização da rocha, ou muito próxima à ela, haja visto que as idades Rb-Sr para estes corpos ficaram em torno de 510 Ma.

Pelo exposto, estamos considerando que o início da deposição das seqüências supracrustais de Orós e Jaguaribe deu-se por volta dos 1770 Ma atrás, ficando caracterizada pelas idades dos metarriolitos e metadacitos basais. Por outro lado, as intrusões dos granitóides anorogênicos ocorreriam entre 1750-1670 Ma, e acompanhadas por vulcanismo ácido, sendo que alguns corpos encontrados no Cinturão Orós seriam, aparentemente, um pouco mais jovens.

VI - EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA

VI.1 - Introdução

Com relação à evolução geotectônica dos Cinturões Orós e Jaguaribe, dois tipos de modelos evolutivos foram propostos até então: (1) a deposição da sequência vulcano-sedimentar ocorreu no Mesoproterozóico, com a deformação ocorrendo durante o Ciclo Transamazônico e posterior retrabalhamento no Ciclo Brasileiro; (2) a deformação apenas ocorreu no Neoproterozóico, com as idades Rb-Sr e U-Pb representando o tempo de formação das rochas no Mesoproterozóico.

O Ciclo Transamazônico aparentemente também atingiu a mesma amplitude geográfica verificada no Brasileiro. Assim, não é a toa que as inúmeras datações Rb-Sr tem indicado um grande agrupamento de idades entre 2100 Ma e 1850 Ma, que foram encontradas em muitas rochas da Província Borborema.

Um pouco tempo após o Ciclo Transamazônico ter cessado, por volta de 1800 Ma atrás, a crosta continental experimentou um processo de afinamento crustal que resultou na instalação de um sistema de "rift" na região correspondente à estes dois cinturões. No início do processo de rifteamento ocorreu intenso vulcanismo félsico-intermediário, caracterizado por derrames e tufos de dacitos e riolitos (predominante), subordinadamente acompanhados por um expressivo pacote de tufos e lavas básicas (hornblenda-biotita gnaiss).

Com a evolução do "rift" segue-se uma típica sedimentação continental que atingiu até uma progradação marinha, com deposição de sedimentos plataformais, marcadamente pelíticos e químicos (carbonatos), caracterizando-se no geral como uma sedimentação do tipo "fining-up".

O fechamento dessa bacia ensialica somente veio a ocorrer durante o Ciclo Brasileiro, quando toda a sequência vulcano-sedimentar e granitóides nela intrusivos foram deformados e metamorfisados. Isto vem de acordo com o que se tem proposto para a região dos "schist belts" da Nigéria, bem como para outros cinturões encontrados na Província Borborema.

VI.2 - O Sistema de "Rift" Orós-Jaguaribe

Durante a instalação e evolução deste sistema de "rift" pelo menos dois grandes ciclos de sedimentação ocorreram. O primeiro ciclo, representado por arenitos puros intercalados com pelitos e, subordinadamente, por carbonato e formação de ferro bandado, com abundante vulcanismo predominantemente ácido, teria se desenvolvido em ambiente de plataforma marinha rasa. Posteriormente, a bacia evoluiria para uma seqüência turbidítica, essencialmente pelítico-psamítica (biotita xistos), oriunda, em grande parte da erosão de rochas vulcânicas mais basais, ocorrendo derrames de basaltos e dacitos intercalados nesta unidade. Nesta mesma época ocorreriam as intrusões de corpos plutônicos máficos-ultramáficos anorogênicos. Tudo isto caracterizaria um ambiente tectônico agitado na parte oeste da faixa, ficando assim confirmada uma provável separação mais pronunciada do "rift", revelando fácies típicas de bacias profundas. Em virtude da presença de possíveis "basaltos" E-MORB e "andesitos", evidenciados pela geoquímica, é de se pensar numa abertura ainda maior da bacia, com provável participação de componentes de manto astenosférico misturados ao componente litosférico preponderante, isto contudo sem necessitar da formação de um fundo oceânico extenso. Com as bacias já quase inteiramente instaladas ocorreu plutonismo granitóide anorogênico, caracterizado pelos atuais corpos de "augen" gnaisses e ortognaisses sienograníticos subalcalinos/alcalinos.

No ambiente marinho raso antigos cordões de areia estão atualmente representados pelas serras de Orós e do Franco, no cinturão Orós, e por alguns serrotes encontrados no Cinturão Jaguaribe. Estes antigos cordões de areia poderiam caracterizar pretéritas linhas de costa desenvolvidas em um ambiente plataformar raso do tipo planície de maré, formadas por material clástico compreendendo pelitos, com intercalações cíclicas arenosas, e em menor quantidade por carbonatos e formação de ferro, que representariam períodos de fraco aporte terrígeno.

O ambiente marinho profundo estaria representado por uma seqüência turbidítica incluindo pelitos, psamitos e psefitos. Esta seqüência poderia também estar relacionada à falhamentos

extensionais ocorridos durante a evolução das bacias, causando instabilidade de talude, além do rebaixamento do nível do mar e deslizando de grandes volumes de sedimentos, originando as correntes de turbidez. Um fácies proximal imaturo deste depósito, e pouco retrabalhado está representado por metaconglomerado diamictíticos, caracterizados por apresentarem fragmentos de quartzo vulcânico piramidal e de feldspatos. Mais para o interior da sequência de ambiente marinho profundo o material torna-se bastante maduro (retrabalhado) correspondendo a uma sequência pelítica-psamítica, sendo que nesta última pode-se observar detritos de feldspatos e quartzos azuis, significando uma possível fonte nas rochas vulcânicas ácidas dos antigos derrames basais.

A unidade composta por metacarbonatos, mostrando uma variação lateral para fácies mais silicosas (metachert) de leste para oeste em ambos os cinturões, representaria um importante período de quiescência nessas bacias, sendo que a sua atual natureza descontínua poderia ser explicada em função da erosão subsequente à deposição ou pela "boudinagem" de camadas. Esta variação de fácies parece assinalar condições transicionais nas bacias entre ambiente marinho raso e ambiente plataformar profundo, de leste para oeste.

No caso do sistema de "rift" Orós-Jaguaribe estamos propondo o modelo de separação dupla, tal como foi aplicado para o estágio de rifteamento inicial da orogenia Damara, na Namíbia (Henry et al., 1990). Assim, o afinamento crustal provocado pelas falhas lístricas resultou no desenvolvimento de dois "meio-grabens", com a formação de pequena quantidade de crosta oceânica e referendada pelos dados geoquímicos obtidos em metabasaltos (Fig. 48).

VI.3 - O Fechamento da Bacia Ensiática

Um regime de tectônica compressional implicando numa provável convergência dos maciços de Tróia e Rio Piranhas pode ter dado origem ao fechamento da bacia no Neoproterozóico,

gerando dois eventos deformacionais principais que atingiram as rochas supracrustais durante o Brasileiro.

As fases F_1 e F_2 poderiam representar também um evento progressivo onde dobras inicialmente normais evoluíram para dobras recumbentes com o incremento sucessivo da tensão (Sá, 1991).

No Cinturão Orós a mudança progressiva do metamorfismo com aumento do gradiente de temperatura no sentido leste é bastante clara. Na parte oeste deste cinturão a sucessão metavulcano-sedimentar corresponde à zona da biotita e granada (almandina), sendo que nos biotita xistos está representada sobretudo pela presença da granada almandina e da biotita. Nas rochas metavulcânicas básicas ficou caracterizada a presença de hornblenda, biotita e plagioclásio. Na porção leste deste mesmo cinturão ocorreu o desenvolvimento de estauroлита e andaluzita, implicando condições de aumento de temperatura.

O Cinturão Jaguaribe como um todo, reúne associações mineralógicas características do fácies anfibolito médio, o que viria a reforçar a idéia de um aumento do grau metamórfico para leste.

Fig. 48 - Modelo de separação dupla aplicado para o estágio "rift" do sistema Orós-Jaguaribe, no Mesoproterozóico do Ceará (adaptado de Henry et al., 1990).

O evento deformacional D_1 é de difícil caracterização, sendo melhor observado nas áreas onde as zonas de cisalhamento atuaram menos intensamente, ou seja, em metapelitos (granada-biotita xistos) onde desenvolve uma foliação de baixo grau metamórfico (S_1), representada pelo alinhamento de biotitas, que é observado em níveis granoblásticos de micaxistos. Não foram identificadas no campo dobras relacionadas à foliação F_1 . A lineação L_1 é bem individualizada no plano S_2 onde mostra predominantemente "rake" forte. Em lâmina, onde a paragênese mineral de M_1 é melhor evidenciada, S_1 está caracterizada principalmente por palhetas de mica oblíquas e truncadas por S_2 .

O evento deformacional D_2 foi registrado em quase todas as litologias da região menos nos granitóides tardi-brasilianos, constituindo-se no evento tectonometamórfico mais intenso ocorrido após a deposição da seqüência vulcano-sedimentar.

A fase F_2 desenvolveu um bandamento metamórfico de espessura centimétrica, comum sobretudo em metapelitos, paralelizando e transpondo tramas anteriores com "trend" geral E-SE (porção leste do Cinturão Orós) e N-NE (porção oeste de Orós e em todo o Cinturão Jaguaribe). Exemplos de dobras regionais dessa fase também não são claros, entretanto dobras meso e microscópicas são abundantes revelando uma fase progressiva que provocou o encurvamento do eixo D_2 tanto localmente como em escala regional, produzindo assim falsos padrões domo e bacia e variações no plano S_2 da lineação L_2 . O metamorfismo M_2 varia do fácies anfíbolito alto (porção leste) à xisto verde (porção oeste), mostrando uma isógrada no centro da área com direção aproximada N-S, que separa a região de ocorrências destas duas fácies metamórficas.

Com o contínuo soerguimento da região ocorreu o evento F_3/M_3 , em um nível crustal mais raso que os anteriores, e que foi responsável pelo desenvolvimento local de uma foliação de baixo grau metamórfico verificada em metapelitos além de uma clivagem de fratura em litologias mais competentes como granitóides e quartzitos. A direção geral de F_3 é N-S, caracterizando dobras regionais abertas que envolvem várias unidades litológicas.

As Zonas de Cisalhamento de Orós e de Jaguaribe constituem-se zonas de cisalhamento dúctil com desenvolvimento tardi à

pós- F_2 e sin- F_2 . No Cinturão Orós, principalmente, atinge as bordas do embasamento arqueano através de faixas miloníticas de espessura centimétrica, sendo responsável pela verticalização de uma foliação regional (S_2 local) que assume atitude horizontal fora da mesma. Efeitos de uma tectônica predominantemente transcorrente são dados por uma lineação de estiramento (L_2), geralmente de mergulho fraco para sul. Estas zonas de cisalhamento mostram-se intimamente associadas à sericitização em faixas miloníticas, indicando que as mesmas atuaram em condições de fácies xisto verde, produzindo filonitos em rochas granoblásticas, gerando a milonitização de rochas de fácies anfibolito e formando litologias ricas em estauroлита imersas numa matriz sericítica. Durante o soerguimento contínuo, em profundidades inferiores ou iguais à 4,0km, ocorreu a continuação do cisalhamento gerando pseudo-taquilitos e cataclasitos, limitados à faixas restritas em rochas de litologias competentes como quartzitos e metagranitóides, comuns aos dois cinturões.

Foi observado nas metaplutônicas máfico-ultramáficas a existência de uma textura grossa e uma estrutura ígnea preservada do tipo cumulado que atestariam o caráter plutônico e anorogênico destas rochas e portanto pré- F_1 .

Mesmo considerando as inúmeras controvérsias nas discussões sobre metamorfismo progressivo, no caso para explicar o aumento do grau metamórfico, estabeleceu-se que a fase F_2 assinalaria uma abóboda termal, isto é, o aumento da temperatura atribuído ao fornecimento de uma fonte de calor. Portanto os corpos graníticos brasileiros poderiam fornecer amplamente esta energia calorífica, como por exemplo o grande corpo que forma as serras de São Vicente e Camará, que envolvem material com a assinatura magmática de granitos sin e tardi-tectônicos.

VI.4 - Discussões

A sequência vulcano-sedimentar metamorfizada constitui-se na unidade litológica predominante no Cinturão Orós, sendo os metagranitóides mesoproterozóicos mais comuns no Cinturão Jaguaribe. A grande presença de rochas metavulcânicas ácidas

comprovam a importância do vulcanismo félsico (metariolitos), com termos intermediários subordinados (metadacitos). Tais litologias são predominantemente encontradas na base do pacote vulcano-sedimentar, observando-se a sua presença também no topo do pacote, embora em menor quantidade. A sedimentação pretérita indicou ter sido tipicamente continental na base, evoluindo para ambiente marinho em direção ao topo.

Parte das rochas metavulcânicas básicas e intermediárias exibem tendência toleítica sugerindo que correspondam a uma sequência diferenciada por cristalização fracionada. A maior parte das metavulcânicas básicas possuem características de basaltos continentais e seus diferenciados, podendo ser comparáveis aos basaltos modernos de baixo-Ti que ocorrem na parte sul da Bacia do Paraná (Fodor et al., 1985; Marques, 1988; Peate et al., 1988).

As metavulcânicas ácidas, principalmente riolitos, são bem parecidas, embora um pouco mais potássicas e diferenciadas, com as vulcânicas ácidas do tipo Palmas, também encontradas na parte sul da Bacia do Paraná (Marques, op.cit.).

Em analogia à moderna classificação de associações supracrustais proterozóicas essas rochas enquadram-se perfeitamente no tipo de associação QPC (Condie, 1989), onde rochas vulcânicas de distribuição bimodal dominam em muitas das sucessões encontradas. Por outro lado, tais associações são típicas de "rifts" continentais modernos, sendo que muitos dos exemplos do Proterozóico tem indicado uma origem ligada à rifteamento, principalmente àqueles tipos intracratônicos do Mesoproterozóico que parecem fazer parte de um sistema de rifteamento em escala quase global (Green, 1992)..

A mudança progressiva do metamorfismo, com o aumento do gradiente de temperatura em direção à leste parece ser bem observado nos locais onde as litologias originais equivalentes mostraram paragêneses distintas. Por exemplo, na porção oeste do Cinturão Orós ficou patente que a sucessão mineral corresponderia à zona da biotita e granada (almandina), sendo que nas rochas metavulcânicas máficas o metamorfismo ainda provocaria o aparecimento de hornblenda e plagioclásio. Por outro lado, na porção leste deste mesmo cinturão e em todo o Cinturão Jaguaribe

ocorre o aparecimento sequencial de estauroлита e andalusita, além da presença de diopsídio e microclina neoformada em M_2 . Também, foi registrado o aumento no tamanho da granulometria dos cristais de tremolita-actinolita, granada, andalusita e estauroлита, no sentido leste, portanto o posicionamento sincrônico dos inúmeros corpos granitóides de idade brasileira com a fase de dobramento F_2 favoreceria o pico do metamorfismo de natureza tardi-tectônica. Isto, portanto, implicaria que embora a deformação se atenuasse estes corpos ainda continuariam suficientemente quentes para fornecer calor para as rochas encaixantes.

As zonas de cisalhamento foram submetidas a uma deformação de caráter dúctil, apresentando um comportamento heterogêneo caracterizado por uma distribuição diferenciada das taxas de deformação ao longo desses dois cinturões. A observação estatística de critérios cinemáticos, ao longo de toda a área estudada, atribuem um movimento predominantemente dextral, tanto em Orós como em Jaguaribe.

A repetição de camadas quartzíticas não puderam ser apenas explicadas como devida ao dobramento, tendo em vista a falta de estruturas indicativas ou, então, de possíveis níveis-guias, que permitiriam uma certeza definitiva do completo modelo estrutural.

Observou-se um regime policíclico para o embasamento arqueano e apenas polifásico para as supracrustais proterozóicas e rochas nelas intrusivas. Uma importante discordância tectonometamórfica marca um lapso de tempo entre a última deformação/metamorfismo (± 1850 Ma) observado no embasamento e a deposição da sequência vulcano-sedimentar, portanto as idades arqueanas obtidas para o embasamento refletiriam o tempo de posicionamento destas rochas, estando a migmatização apenas ligada à eventos transamazônicos. Admite-se, desta forma, que a deposição da sequência vulcano-sedimentar ocorreu no Mesoproterozóico, havendo uma pequena contribuição inicial de material com assinatura cálcio-alcalina que representariam resquícios da Orogênese Transamazônica.

Os metarriolitos e metagranitóides, todos do Mesoproterozóico, com química subalcalina à alcalina, sugeririam

um magmatismo continental tipicamente anorogênico, mostrando assim uma provável correlação com as faixas monocíclicas da região do Escudo Nigeriano (África), Figuras 49 e 50.

Fig. 49 - Correlação entre os cinturões móveis da Província Borborema e os cinturões de xisto neoproterozóicos do Escudo Nigeriano (Adaptado de Unrug, 1992).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abreu, F.A.M. de; Game Junior, T.; Gorayeb, P.S.S. e Hasui, Y. (1988) - O Cinturão de Cisalhamento Noroeste do Ceará. Anais do VII Congresso Latino-Americano de Geologia, Belém, Pará.
- Almeida, F.F.M.; Hasui, Y. e Brito Neves, B.B. (1976) - The Upper Precambrian of South America. Boletim IG, (7): 45-80.
- Almeida, F.F.M.; Hasui, Y.; Brito Neves, B.B.; Fuck, R. (1981) - Brazilian Structural Provinces: An Introduction. Earth Science Review. 17 (1-2): 1-29.
- Almeida, F.F.M.; Leonardos Jr., O.H.; Valencia, J. (1967) - Granitic rocks of northeast south Americ. Symposium of Granitics Rocks, Recife, IUGS/UNESCO, Publicação Especial, 41 p.
- Almeida, F.F.M.; Melcher, G.C.; Cordani, U.G.; Kawashita, K.; Vandomos, P. (1968) - Radiometric Age Determinations from Northern Brazil. Boletim Sociedade Brasileira Geologia, 17(1): 3-15.
- Almeida, F.F.M.; Hasui, Y.; Brito Neves, B.B. e Fuck, R.A. (1977) - Províncias Estruturais Brasileiras. In: Simposio de Geologia do Nordeste, 7., Campina Grande, 1977. Atas Campina Grande, SEG. p. 363-92
- Barbosa, O. (1970) - Geologia Econômica de parte da região do médio São Francisco. Boletim Divisão Fomento Produção Mineral. DNPM, 140.
- Bon, E.H. and Prien, H.H.A. (1972) - Granitic sotocks of midde cambrian ages in southern Ceará/North Western Pernambuco, Northeast Brazil. Z.W.O. Laboratorium Voor Isotopen Geologie, Amsterdam, Progress Report 11, p. 129-132.
- Boynton, W.V. (1984) - Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: P. Henderson (Ed.), Rare earth element geochemistry, p. 63-114. Elsevier, Amsterdam.
- Braga, A.P.F. e Mendonça, J.C.G.S. (1984) - Sequências vulcano-sedimentares de Orós e Jaguaribe - Falhas SB-24-Z-A-I, Região sudeste do Estado do Ceará. In: 33º Congresso Brasileiro de Geologia, Rio de Janeiro, 5: 2512-2526.

- Brito Neves, B.B. (1975) - Regionalização geotectônica do Pré-Cambriano Nordeste. São Paulo, 198p. (Tese de Doutorado - Instituto de Geociências (USP)).
- Brito Neves, B.B. (1978) - A propósito da evolução litoestratigráfica do Pré-Cambriano Superior do Nordeste. (Vol. Djalma Guimarães) *Jornal de Mineralogia*, 7: 19-27.
- Brito Neves, B.B. (1983) - O Mapa Geológico do Nordeste Oriental do Brasil, escala 1:1.000.000. São Paulo, 177p. (Tese de Livre Docência - Instituto de Geociências/USP).
- Brito Neves, B.B. de (1990) - Evolução Monocíclica x Policíclica de Faixas Móveis. Discussão Prefacial. *Anais do 36º Congresso Brasileiro de Geologia*, volume 6, pp. 2497-2519, Natal.
- Brito Neves, B.B. de; Kawashita, K. e Montovani, M.S. (1975) - Contribuição a geocronologia do Pré-Cambriano Cearense. *Atas VII Simpósio de Geologia do Nordeste*, p. 299-318.
- Brito Neves, B.B. de; Teixeira, W.; Tassinari, C.C.G. and Kawashita, K. (1990) - A Contribution to the subdivision of the Precambrian in South America. *Revista Brasileira de Geociências*, 20 (1-4), p. 267-276.
- Brito Neves, B.B. e Beurlen, H. (1978) - O Sistema de Dobramento Sergipano - Análise de conhecimento. *Publicação Especial. Sociedade Brasileira de Geologia. Núcleo Bahia*. (3): 369-98.
- Brito Neves, B.B.; Kawashita, K. e Mello, E.Z.V. (1976) - Estudo Geocronológico do Grupo Estância pelo método Rb-Sr. In: *SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE*, 8, Campina Grande, 1977. *Atas Campina Grande, SBG*. p. 311-21.
- Brito Neves, B.B.; Vandomos, P.; Pessoa, D.A.R. e Cordani, V.G. (1974) - Reavaliação dos dados geocronológicos do Pré-Cambriano do Nordeste Brasileiro. *Anais do 28º Congresso Brasileiro de Geologia*, Boletim nº 1, resumos, p. 548-551.
- Caby, R. (1989) - Precambrian terranes of Benin-Nigeria and Northeast Brazil and the Late Proterozoic South Atlantic fit. *Geologic Society of American, Special Paper 230*: 145-158.
- Caby, R. and Arthaud, M. (1986) - Major Precambrian nappes of the Brazilian belt, Ceará, northeast Brazil, *Geology*, v. 14, p. 871-874.
- Caby, R.; Sial, A.N.; Arthaud, M. and Vauchez, A. (1991) - Crustal evolution and the Brasiliano orogeny in Northeast

- Brazil. In: Dallmeyer, R.D. and Lecorche, J.P., eds. the West African Orogens and Circum-Atlantic Correlatives, Berlin, Springer-Verlag, p. 373-397.
- Campos, M.; Braga, A.F.G.; Souza, E.M.; Silva, F.A.F. e Franca, J.B. (1976) - Projeto Jaguaribe. Recife, CPRM/DNPM, Vol. 1, 129 p.
- Cassedane, J.P. et Silva Filho, M.A. (1982) - Stromatolites du Saco da Camisa (Sergipe). Anais da Academia Brasileira de Ciências, 54(2): 429-438.
- Cavalcante, J.C.; Medeiros, M. de F.; Ferreira, C.A.; Ramalho, R. e Cunha, H.C. da S. (1993) - Mapa Geológico do Estado do Ceará, escala 1:500.000, Fortaleza, MME/DNPM/CPRM/CEMINAS/SUDENE.
- Condie, K.C. (1989) - Plate Tectonics and Crustal Evolution. Pergamon Press, 476p.
- Cordani, V.G. e Brito Neves, B.B. (1982) - The geologic evolution of South America during the Archaen and Early Proterozoic. *Revista Brasileira Geociências*, 12 (1-3): 78-88.
- Corsini, M.; Vauchez, A.; Archanjo, C.J. and Jardim de Sá, E.F. (1991) - Strain transfer at continental scale from a transcurrent shear zone to a transpressional fold belt: the Patos - Seridó Region, Northeastern Brazil, *Geology*, V. 19, p. 586-589.
- Costa, M.J.; Franca, J.B.; Lins, C.A.C.; Bachiega, Cruz, W.B. e Habecost, C.R. (1973) - Projeto Jaibaras, Mapa Geológico 1:250.000. Ministério das Minas e Energia, Departamento Nacional da Produção Mineral, Residência Recife, Circulação Interna, 378 p.
- Cox, K.G.; Bell, J.D. and Fankhurst, R.J. (1979) - The Interpretation of Igneous rocks. George Allen and Unwin, London. 450 p.
- Davis, R.A. (1983) - Depositional System. Printice-Hall International, Inc., London, 689 p.
- Davison, I. and Santos, R.A. dos (1989) - Tectonic Evolution of the Sergipano Fold Belt, NE Brazil, during the Brasiliano Orogeny. *Precambrian Research*, 45: 319-342.
- Debon, F. and Le Fort, P. (1984) - Chemical-mineralogical classification of plutonic rocks associations. Examples from Southern Asia belts. In: Symposium on Geology os Granites and

- their metalogenetic relations, Nanjing, China, Beijing, China Science Press, p. 293-311.
- Deer, W.A.; Howie, R.A. and Zussman, J. (1976) - An Introduction to the rock forming minerals. Longman, London, p. 528.
- Departamento Nacional da Produção Mineral - DNPM (1983) - Mapa Geológico do Estado do Ceará, escala 1:500.000.
- Departamento Nacional da Produção Mineral - DNPM (1984) - Mapa Geológico do Brasil, escala 1:2.500.000.
- Dutra, C.V. (1984) - Método para determinação de traços e sub-traços de Terras Raras em rochas por espectrometria de Plasma (ICP) - Aplicação em petrogênese. Anais do 33º Congresso Brasileiro de Geologia, Rio de Janeiro.
- Dutra, C.V. (1984) - Método para determinação de traços e sub-traços de Terras Raras em rochas por espectrometria de Plasma (ICP) - Aplicação em petrogênese. Anais do 33º Congresso Brasileiro de Geologia, Rio de Janeiro.
- Ebert, H. (1955) - Pesquisa no Polígono das Secas. DNPM, Relatório da Diretoria. DNPM (1954): 79-85.
- Ebert, H. (1966) - A Subdivisão Estratigráfica e Tectônica do pré-Cambriano no Rio Grande do Norte e Paraíba. Revista Engenharia Mineração Metalurgia, 43 (253): 37-38.
- Ebert, H. (1967) - Observações sobre a subdivisão estratigráfica e a idade do pré-cambriano no nordeste brasileiro. Revista Engenharia Mineração Metalurgia, 46 (273): 111.
- Ebert, H. (1969) - Geologia do Alto Seridó. SUDENE. Série Geologia Regional, 11, 120 p.
- Ebert, H. (1970) - The Precambrian Geology of the "Borborema Belt", Northeast Brazil, and the origin of its mineral resources. Geologische Rundschau, 59 (3): 1299-1326.
- Evensen, N.M.; Hamilton, P.J. e O'Nions, R.K. (1978) - Rare earth abundances in chondritic meteorites. Geochimica et Cosmochimica Acta, 42: 1199-1212.
- Ferreira, J.A.M. (1967) - Considerações sobre uma nova estratigrafia do Seridó. Revista Engenharia Mineração Metalurgia, 45 (265): 25-28.
- Ferreira, J.A.M. (1968) - Geologia da quadrícula de Caicó: folha E-06-2 - Rio Grande do Norte e Paraíba. Recife, SUDENE, 45(265): 25-28.

- Ferreira, J.A.M. e Albuquerque, J.P.T. (1968) - Sinopse da Geologia da Folha Seridó, SUDENE. Série Geologia Regional, (18): 94.
- Figueiredo Filho, O.A. de; Kawashita, K. e Figueiredo, M.C.H. (1991) - O significado das datações Rb-Sr na região de Orós-Jaguaribe (Ceará). Anais do XIV Simpósio Geologia do NE., p. 378-381.
- Figueiredo Filho, O.A. de e Figueiredo, M.C.H. (1992a) - Litogeoquímica e evolução da Faixa Jaguaribeana - Ceará. Anais do 37º Congresso Brasileiro de Geologia. Boletim de Resumos Expandidos, Rio de Janeiro, p. 301-302.
- Figueiredo Filho, O.A. de e M.C.H. Figueiredo (1992b) - Granitos Cambrianos Tardi-orogênicos no Sudeste do Ceará (Brasil). Conferência Internacional Paleozóico Inferior de Ibero-America, Libro de Resumes, Mérida, Espanha, p. 71.
- Figueiredo Filho, O.A. de e Figueiredo, M.C.H. (1993) - Geoquímica de Granitóides Proterozóicos da Faixa Jaguaribeana - NE do Brasil. II Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa, Porto, p. 57-61.
- Figueiredo Filho, O.A. (1994) - Geoquímica de Rochas Metavulcânicas do Cinturão Jaguaribe (SE do Ceará). In: 38º Congresso Brasileiro de Geologia, Boletim de Resumos Expandidos, v. 3, p. 152-153.
- Fodor, R.V.; Corwin, C. and Roisenberg, A. (1985) - Petrology of Serra Geral (Paraná) continental flood basalts, southern Brazil: crustal contamination, source material and South Atlantic magmatism. Contribution to Mineralogy and Petrology, Volume 91, p. 54-65.
- Gomes, J.R. de C.; Gatto, C.M.P.; Souza, G.M.C. de; Luz, D.S. da; Pires, J. de L. e Teixeira, W. (1981) - Geologia. Projeto RADAMBRASIL, Folhas SB.24/25 Jaguaribe-Natal, Rio de Janeiro, 300 p.
- Govindaraju, K. and Mevelle, G. (1987) - Fully automated dissolution and separation methods for inductively coupled plasma atomic emission spectrometry rocks analysis. Journal Analytical Atomic Spectrometry, 2: 615-621.
- Green, J.C. (1992) - Proterozoic Rifts. In: Proterozoic Crustal Evolution, K.C. Condie Editor, Elsevier, Tokyo, 1992, 537 p.

- Hackspacher, P.C.; Van Schmus, W.R. e Dantas, E.L. (1990) - Um embasamento Transamazônico na Província Borborema. Anais do 36º Congresso Brasileiro de Geologia, volume 6, p. 2683-2686.
- Henry, G., Clendenin, C.W., Stanistreet, I.G., Maiden, K.J. (1990) - Multiple detachment model for the early rifting stage of the Late Proterozoic Damara orogen in Namibia. *Geology*, v. 18, p. 67-71.
- Jardim de Sá, E.F. (1984) - A Evolução Proterozóica da Província Borborema. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 11., Natal, 1984. Atas Natal, SBG. p. 297-316.
- Jardim de Sá, E.F. (1987a) - Evolução orogênica monocíclica vs. policíclica: (I) Argumentos estratigráficos e geocronológicos no Proterozóico da Província Borborema. In: SIMPÓSIO NACIONAL ESTUDOS TECTÔNICOS, 1., Salvador, 1987. Boletim de Resumos: Salvador, UFB. p. 9-10.
- Jardim de Sá, E.F. (1987b) - Evolução orogênica monocíclica vs. policíclica: (II) Argumentos estruturais no Proterozóico da Província Borborema. In: SIMPÓSIO NACIONAL ESTUDOS TECTÔNICOS, 1., Salvador, 1987. Boletim de Resumos, UFB. p. 12-14.
- Jardim de Sá, E.F. e Hackapacher, P.C. (1983) - Revisão sobre análise estrutural. Parte II: algumas aplicações e tópicos adicionais. *Ciências da Terra*, nº 8, p. 7-18.
- Jardim de Sá, E.F.; Kawashita, K.; Macedo, M.H.F. e Martins Sá, J. (1986) - Supracrustais monocíclicas no extremo Oeste do Rio Grande do Norte. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 12., João Pessoa, 1986. Atas João Pessoa, SBG. p. 62-74.
- Jardim de Sá, E.F.; Macedo, M.H.F.; Falcão Torres, H.H. and Kawashita, K. (1988) - Geochronology of metaplutonics an evolution of supracrustals belts in the Borborema Province, NE Brazil: In: CONGRESSO LATINOAMERICANO DE GEOLOGIA, 7., Belém, 1988. Anais. Belém, SBG. V.1, p. 49-62.
- Jardim de Sá, E.F.; Macedo, M.H.F.; Legrand, J.M.; McReath, I.; Galindo, A.C.; Martins Sá, J. (1987) - Proterozoic granitoids in a polycyclic setting: the Seridó region, NE Brazil. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON GRANITES AND ASSOCIATED MINERALIZATIONS. Salvador, 1987. Extended Abstracts. Salvador, Superintendência de Geologia e Recursos Minerais. p. 103-10.

- Kegel, W. (1965) - A Estrutura Geológica do NE do Brasil, Boletim Divisão de Geologia e Mineralogia, (277): 1-52.
- Le Maitre, R.W. (editor); Bateman, P., Dudek, A.; Keller, J. et al. (1989) - A Classification of Igneous rocks and Glossary of Terms; Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks, Blackwell Scientific Publications, Oxford.
- Macedo, M.H.F.; Sá, J.M. e Kawashita, K. (1988) - A idade da Faixa Orós: dados preliminares. Revista Brasileira de Geociências, 18(3): 1-24.
- Mackenzie, W.S. and Guilford, C. (1981) - Atlas of rock-forming minerals in thin section. Longman, London, p. 98.
- Marques, L.S. (1988) - Caracterização Geoquímica das rochas vulcânicas da Bacia do Paraná: implicações petrogenéticas. Tese de Doutorado, Instituto Astronômico e Geofísico, USP, São Paulo, 175 p. (não publicado).
- Matos, R.M.D. de (1992) - The Northeast Brazilian Rift System. Tectonics, vol. 11, no. 4, Pages 766-791.
- Mello, Z.F. e Mello, A.A. (1973) - A Série de Fácies Metamórfica da Zona Orós, Ceará. In: Anais do 27º Congresso Brasileiro de Geologia, Boletim de Resumos, pp. 79-81.
- Moraes, L.J.; Barros, F.C. (1960) - Reconhecimento Fotogeológico da Região Nordeste do Brasil. DNPM/DGM. Relatório da Diretoria DNPM (1959): 1-36.
- Munier, A.R. (1964) - Succession Stratigraphique et passages lateraux dus au metamorphisme dans la serie Ceará, antecambrien du nord-est brasilien. Compt-Rendus de l'Academie des Sciences, Paris (259): 3796-9.
- Myashiro, A. (1974) - Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. American Journal of Science, Volume 274, p. 321-355.
- Novaes, F.R.G.; Brito Neves, B.B. e Kawashita, K. (1979) - Reconhecimento cronoestratigráfico na região noroeste do Ceará. Atas do IX Simpósio de Geologia do Nordeste, p. 93-110.
- Pearce, J.A. and Can, J.R. (1973) - Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. Earth and Planetary Science Letters, 19, p. 290-300.

- Pearce, J.A. and Norry, M.J. (1979) - Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 69, p. 33-47.
- Pearce, J.A.; Harris, N.B.W. and Andrew, G.T. (1984) - Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granite rocks. *Journal of Petrology*, 25:965-983.
- Peate, D.W.; Montovani, M.S.M. and Hawkesworth, C.J. (1988) - Geochemical stratigraphy of the Paraná continental flood basalts: borehole evidence. *Revista Brasileira de Geociências*, 18: 212-221 p.
- Pereira, R. (1988) - Geologia da Região Norte de Orós-Ceará. Área II - Fechados. Relatório de Graduação do Curso de Geologia da Universidade Federal do Rio Grande do Norte (não publicado), p. 101.
- Pereira, R. (1991) - Evolução policíclica da Faixa de Dobramento de Orós, Sudeste do Estado do Ceará. In: *Anais do XIV Simpósio de Geologia do Nordeste*, p. 272-275.
- Projeto RADAMBRASIL (1976) - Mosaico Semi-controlado de Radar, folha SB-24-Z-A, escala 1:250.000. Rio de Janeiro, MME/DNPM.
- Projeto RADAMBRASIL (1981) - Folhas SB 24/25 Jaguaribe-Natal. Ministério das Minas e Energia, Secretaria Geral, Vol. 23, Rio de Janeiro, 743 p.
- Ries, A.C. (1977) - Stromatolites in the Ceará Group (Precambrian) in Brazil. In: *VII Simpósio de Geologia do Nordeste*, Campina Grande, 1: 366-391.
- Roubaut, M. (1963) - Détermination des minéraux des roches au microscope polarisant. Lamerre-Point, Paris, p. 365.
- Sá, J.M. (1991) - Evolution Géodynamique de la Ceinture Proterozoïque D'Orós, Nord-Est du Brésil, Nancy, 177p. (These du Docteur - Université de Nancy).
- Sá, J.M.; Bertrand, J.M. et Leterrier, J. (1991) - évolution Géodynamique et Géochronologie (U-Pb, Rb-Sr et K-Ar) de la ceinture plissée d'Orós, NE du Brésil. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 313, Série II, p. 231-237.
- Sá, J.M.; Bezerra, F.H.R.; Macedo, M.H.F. and Ferreira, R. (1988) - Middle Proterozoic supracrustals and Brasiliano orogeny in the southeast Ceará State: a monocyclic evolution. In: *Anais do VII Congresso Latino-Americano de Geologia*, Belém, 1: 35-48.

- Sá, J.M.; Letierrier, J.; Bertrand, J.M. (1994) - As Faixas Orós-Jaguaribe - Oeste do RN (Província Borborema): Distensão Crustal a 1,8 Ga. In: 38º Congresso Brasileiro de Geologia, Boletim de Resumos Expandidos, v. 1, p. 237-238.
- Santos, E.J. (1969) - O Modo de evolução de alguns migmatitos dos arredores de Belém e Brejo da Cruz-Paraíba. SUDENE Série Esp.(8): 12-24.
- Santos, E.J. (1971) - As feições estruturais da falha Arcoverde - Pernambuco e o mecanismo dos falhamentos da "Zona Transversal". *Revista Mineração Metalurgia*, 53 (313): 35-40.
- Santos, E.J. dos e Brito Neves, B.B. de (1984) - Província Borborema. In: O Pré-Cambriano do Brasil, Almeida e Hasui Coordenadores, Editora Edgard Blücher Ltda. p. 378.
- Santos, E.J. dos; Melo, C.B.M.; Vasconcelos, M.L.S. (1972) - Mapa Geológico preliminar do Estado do Ceará, Recife, CPRM, escala 1:500.000.
- Santos, E.J.; Brito Neves, B.B. (1984) - Província Borborema. In: ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, V. (Coords) O Pré-Cambriano do Brasil. São Paulo, Blücher. p. 123-85.
- Schobbenhaus, C.; Campos, D.A.; Derze, G.R. e Asmus, H.E. (1984) - Geologia do Brasil. Departamento Nacional da Produção Mineral, Brasília, p. 501.
- Silva Filho, M.A.; Bonfim, L.F.; Santos, R.A. dos (1978) - A Geossinclinal Sergipana: estratigrafia, estrutura e evolução. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30., Recife, 1978. Anais Recife, SBG. V. 6, p. 2464-77.
- Silva, M.E.; Karmann, I. e Trompette, R. (1989) - Litoestratigrafia do Supergrupo Espinhaço e Grupo Bambuí no Nordeste do Estado da Bahia. *Revista Brasileira de Geociências*, 19(2): 141-152.
- Spry, A. (1969) - Metamorphic textures, Pergamon, Oxford, England, p. 350.
- Susczynski, E.F. (1966) - Considerações sobre a evolução tectônico-orogênica da parte oriental do escudo brasileiro. *Boletim de Recursos Naturais. SUDENE*, 4 (3-4): 371-416.
- Unrug, R. (1992) - Neoproterozoic Assembly of the Gondwana Supercontinent: Definition of Component Cratons and Keystone

position of the Salvador - Congo Craton. (Submetido ao "Precambrian Research").

Wernick, E. (1979) - O Magmatismo granitóide das regiões de dobramento Nordeste e Sudeste do Brasil. *Revista Brasileira Geociências*, 9(2): 122-39.

Winkler, H.G.F. (1976) - *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*, Springer-Verlag, New York, p. 334.

MAPA GEOLÓGICO DE UMA SEÇÃO TRANSVERSAL DO CINTURÃO ORÓS-CEARA

ESCALA 1:100.000
0 2 4 Km

MAPA GEOLÓGICO DE UMA SEÇÃO TRANSVERSAL DO CINTURÃO JAGUARIBE-CEARA

ESCALA 1:100.000
0 2 4 Km

COLUNA ESTRATIGRÁFICA

LEGENDA

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS-USP
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO

Aluno: ORLANDO AUGUSTO DE FIGUEIREDO FILHO
Orientador: Prof. Dr. MARIO CESAR HEREDIA FIGUEIREDO

1987
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS - USP
BIBLIOTECA