UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

GEOLOGIA DO SETOR NORDESTE DA ZONA DE CISALHAMENTO DE GRANJA - NOROESTE DO CEARA

Tese Apresentada por

THEODOMIRO GAMA JUNIOR

como requisito parcial à obtenção do grau em

DOUTOR EM CIENCIAS

Na área de

GEOLOGIA

Conferido pelo Curso de Pós-Graduação em

Geociências da

Universidade Federal do Pará

Aprovado: 20.03.92

Comitê de Tese

MARCOS AURELIO F. DE OLIVEIRA (ORIENTADOR)

ROBERTO DALL AGNOL

YOCITERU HASUI

IAN MCREATH

MARIO CESAR HEREDIA DE FIGUEIREDO

A Rosa, Roberta e Rafaela.

AGRADECIMENTOS

A Universidade Federal do Pará e aos **Departamentos de Geologia, Geoquímica e Petrologia**, através dos quais foram realizados os trabalhos de mapeamento geológico básico, as análises químicas e geocronológicas e as lâminas delgadas.

Ao **Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico - CNPq** pelo apoio financeiro concedido através de projetos individuais de pesquisa.

Agradeço ao Prof. Dr. **Marcos Aurélio Farias de Oliveira**, pela amizade e dedicação na orientação deste trabalho de tese, e ao Prof. Dr. **Roberto Dall'Agnol** pela co-orientação.

Ao Prof. Dr. **Yociteru Hasui**, ao Prof. Dr. **Benjamim Bley de Brito Neves** e ao Prof. Dr. **João Batista Sena Costa** pelos estímulos e sugestões no transcorrer desta tese.

Aos alunos do Curso de Geologia que participaram da disciplina **Estágio de Campo II/1985**, aos professores **Maurício da Silva Borges, Ronaldo Lima Lemos, Paulo Sérgio de Souza Gorayeb e Francisco de Assis Matos de Abreu**, aos geólogos **César Ulisses Vieira Veríssimo** e **Paulo Ricci** pelas valiosas colaborações durante as etapas do mapeamento geológico.

Ao Prof. Dr. **Jean Michel Lafon**, pelas proveitosas sugestões sobre os resultados da geocronologia.

Aos amigos e geólogos **Carlos Alberto Serra de Faria, Reginaldo Célio Bordalo Calderaro, José Augusto Vieira, Tomaz de Aquino Massoud Lobato** e **Xafi da Silva Jorge João** pelo apoio gratuito na montagem deste documento.

Aos ***motoristas, técnicos e funcionários administrativos da UFPa*** que de, uma maneira ou de outra, participaram deste trabalho. Aos Srs. ***José de Alencar Costa***, **José Maria Pereira da Silva Araújo** e ***Gilmar dos Santos*** pela digitação do texto e os trabalhos de desenho.

- *LISTA DE ILUSTRAÇÕES*

- Figuras

Figura 1 - Mapa de localização da área e propostas de compartimentação tectônica.

Figura 2 - Mapa geológico do setor nordeste da Zona de Cisalhamento de Granja e seções geológicas esquemáticas.

Figura 3 - Mapa de localização dos acidentes geográficos, fazendas e estradas referidos no texto.

Figura 4 - Acamadamento de frações quartzo-feldspáticas em meio aos gnaisses kinzigíticos.

Figura 5 - Acamadamento de granulitos ultramáficos e máficos em meio aos gnaisses kinzigíticos.

Figura 6 - Acamadamento definido por lentes de anfibolitos e frações quartzo-feldspáticas em meio aos gnaisses tonalíticos-granodioríticos.

Figura 7 - Anfibolito em meio aos gnaisses tonalíticos-granodioríticos e leucossomas monzo-graníticos injetados nos gnaisses tonalíticos-granodioríticos.

Figura 8 - Foliação milonítica S nos gnaisses tonalíticos-granodioríticos e padrão geométrico irregular das frações quartzo-feldspáticas em meio aos gnaisses tonalíticos-granodioríticos.

Figura 9 - Foliação milonítica S e acamadamento nos gnaisses tonalíticos-granodioríticos.

Figura 10 - Mapa estrutural, diagramas de polos dos complexos Gameleira e Granja e seção geológica.

Figura 11 - Fotomicrografias da foliação milonítica S, nos gnaisses tonalíticos-granodioríticos e da foliação milonítica C, nos gnaisses kinzigíticos.

Figura 12 - Relação entre as foliações miloníticas S e C, nos granulitos e nos gnaisses tonalíticos-granodioríticos, e lineação de estiramento, nos gnaisses kinzigíticos.

Figura 13 - Mapa estrutural e bloco-diagrama, ilustrando a variação na direção da lineação de estiramento, nos complexos Gameleira e Granja.

Figura 14 - Dobras mesoscópicas, nos gnaissses kinzigíticos e tonalíticos-granodioríticos.

Figura 15 - Zonas de cisalhamento transcorrente discretas nos gnaisses tonalíticos-granodioríticos.

Figura 16 - Geometria mesoscópica dos lanços oblíquos.

Figura 17 - Seção geológica esquemática.

Figura 18 - Fotomicrografia do arranjo entrelaçado da foliação milonítica S, nos gnaisses kinzigíticos.

Figura 19 - Leucossomas injetados nos granulitos máficos.

Figura 20 - Avançado estágio de cominuição e recristalização nos gnaisses tonalíticos-granodioríticos ultramiloníticos e, quartzitos com cristais sigmoidais.

Figura 21 - Diagramas de variação SiO_2 versus os outros óxidos maiores, diagrama de variação CaO versus Na_2O e diagrama de variação Al_2O_3 versus FeO_t.

Figura 22 - Diagrama de composição Al_2O_3-CaO-($MgO+FeO_t$), diagrama de composição 1/3 SiO_2-(CaO+MgO)-(Na_2O+K_2O), diagrama de variação (Al+Fe+Ti)/3-Na versus (Al+Fe+Ti)/3-K, e diagrama de La Roche (1972).

Figura 23 - Diagrama triangular MgO-K_2O-Na_2O, diagramas ACF e A'KF e diagrama quartzo-albita-ortoclásio normativo de Barbey et al. (1990).

Figura 24 - Diagrama de variação SiO_2 versus os outros óxidos maiores, diagrama triangular de La Roche (1972), diagramas ACF e A'KF, diagrama de variação SiO_2 versus (Na_2O+K_2O) de Kuno (1968).

Figura 25 - Diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971), diagrama de variação SiO_2 versus Al_2O_3 de Teggey (1979), diagrama triangular FeO_t-MgO-Al_2O_3 de Pearce et al. (1977).

Figura 26 - Diagrama triangular FeOt-Al_2O_3-MgO de Jensen (1976), diagrama de variação Mg (Niggli) versus Ni de Gill (1979), diagrama de variação MgO versus CaO de Floyd (1976).

Figura 27 - Diagrama de variação SiO_2 versus os outros óxidos maiores do Complexo Granja.

Figura 28 - Diagrama triangular de La Roche (1972), diagrama ternário das proporções normativas CIPW de An-Ab-Or de O'Connor (1975), diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971), diagrama AFM de Barker & Arth (1976).

Figura 29 - Mapa de localização das estações geocronológicas e das amostras com análises químicas.

Figura 30 - Diagramas isocrônicos do Complexo Gameleira.

Figura 31 - Diagramas isocrônicos do Complexo Granja.

Figura 32 - Diagramas isocrônicos do Complexo Granja.

- Tabelas

Tabela 1 - Composição dos elementos maiores (%) e elementos traço (ppm) do Complexo Gameleira.

Tabela 2 - Composição dos elementos maiores (%) e elementos traço (ppm) do Complexo Granja.

Tabela 3 - Análises modais do Complexo Granja.

Tabela 4 - Concentração de Rb, Sr e razões isotópicas das amostras dos complexos Gameleira e Granja.

- ANEXOS

Anexo 1 - Mapa geológico do setor nordeste da Zona de Cisalha- mento de Granja.

Anexo 2 - Mapa estrutural do setor nordeste da Zona de Cisalha- mento de Granja.

S U M Á R I O

Páginas

DEDICATÓRIA..... i

AGRADECIMENTOS..... ii

LISTA DE ILUSTRAÇÕES..... iv

RESUMO..... 1

ABSTRACT..... 3

1 - INTRODUÇÃO..... 5

1.1 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA..... 5

1.2 OBJETIVOS..... 7

1.3 METODOLOGIA DE TRABALHO..... 7

2 - ESTADO DO CONHECIMENTO DA ÁREA..... 12

2.1 COMPARTIMENTAÇÃO TECTÔNICA..... 12

2.2 UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS..... 15

2.2.1 Complexo Granja, Complexo Gameleira e Grupo Martinópole..... 15

2.2.2 Grupos Ubajara e Jaibaras..... 20

2.2.3 Gnaisses Graníticos Chaval, Pedra do Sal e Tucunduba..... 26

2.2.4 Granitos Meruoca e Mocambo..... 28

2.2.5 Rochas Sedimentares..... 30

3 - GEOLOGIA ESTRUTURAL..... 33

3.1 CONSIDERAÇÕES GERAIS..... 33

3.2 CARACTERÍZAÇÃO DOS ELEMENTOS ESTRUTURAIS..... 35

3.2.1 Acamadamento..... 35

3.2.2 Foliação Milonítica S..... 46

3.2.3 Foliação Milonítica C..... 50

3.2.4 Lineação de Estiramento..... 51

3.2.5 Dobras..... 56

3.2.6 Lanços Oblíquos..... 60

3.2.7 Zonas de Cisalhamento Transcorrente..... 61

3.2.8 Fraturas..... 64

3.3 CRITÉRIOS DE ROTAÇÃO..... 64

3.4 ARRANJO GEOMÉTRICO DA ÁREA..... 65

4 - PETROGRAFIA..... 69

4.1 COMPLEXO GAMELEIRA..... 69

4.1.1 Gnaisses Kinzigíticos..... 69

4.1.2 Frações Quartzo-Feldspáticas..... 72

4.1.3 Granulitos Ultramáficos e Máficos..... 73

4.1.4 Granulitos Enderbíticos..... 78

4.2 COMPLEXO GRANJA..... 80

4.2.1 Gnaisses Tonalíticos-Granodioríticos..... 80

4.2.2 Frações Quartzo-Feldspáticas..... 84

4.2.3 Anfibolitos..... 89

4.3 GRUPO MARTINÓPOLE..... 91

4.3 1 Gnaisses Cálcio-Silicáticos..... 91

4.3.2 Quartzitos 92

5 - LITOQUÍMICA..... 93

5.1 CONSIDERAÇÕES GERAIS..... 93

5.2 COMPLEXO GAMELEIRA..... 94

5.2.1 **Elementos Principais e Dados Normativos**..... 96

5.2.1.1 Gnaisses Kinzigíticos, Gnaisses Kinzigíticos+Frações Quartzo-Feldspáticas e Frações Quartzo-Feldspáticas..... 96

5.2.1.2 Granulitos Ultramáficos, Máficos e Enderbíticos..... 103

5.2.2 **Elementos-traço**..... 108

5.2.2.1 Gnaisses Kinzigíticos, Gnaisses Kinzigíticos+Frações Quartzo-Feldspáticas e Frações Quartzo-Feldspáticas..... 108

5.2.2.2 Granulitos Ultramáficos, Máficos e Enderbíticos..... 111

5.2.3 **Discussão**..... 111

5.3 COMPLEXO GRANJA..... 112

5.3.1 **Elementos Principais e Dados Normativos**..... 113

5.3.1.1 Gnaisses Tonalíticos-Granodioríticos, Gnaisses Tonalíticos-Granodioríticos + Frações Quartzo-Feldspáticas e Frações Quartzo-Feldspáticas..... 113

5.3.2 **Elementos-traço**..... 118

5.3.2.1 Gnaisses Tonalíticos, Gnaisses Tonalíticos + Frações Quartzo-Feldspáticas e Frações Quartzo-Feldspáticas..... 118

5.3.3 **Discussão**..... 122

6 - **METAMORFISMO**..... 123

6.1 MODELO EVOLUTIVO DE EVOLUÇÃO TERMAL..... 128

7 - **GEOCRONOLOGIA**..... 131

7.1 REAVALIAÇÃO DOS DADOS..... 131

7.1.1 **Embasamento**..... 131

7.1.2 **Supracrustais**..... 135

7.1.3 **Gnaisses Graníticos Chaval e Pedra do Sal**... 139

7.2 TÉCNICAS ANALÍTICAS..... 139

7.2.1 **Amostragem e Descrições das Amostras**..... 140

7.3 ESTAÇÕES GEOCRONOLÓGICAS..... 140

7.3.1 **Complexo Gameleira**..... 140

7.3.1.1 Fazenda Morro Vermelho de Cima..... 140

7.3.1.2 Vila Doutor Privat..... 142

7.3.2 **Complexo Granja**..... 143

7.3.2.1 Rodovia CE-71/ Pedreira 3 km N de Granja.. 143

7.3.2.2 Rodovia CE-165/ Ponte do Rio Coreaú..... 145

7.3.2.3 Rodovia CE-71/ Riacho da Gangorra..... 146

7.3.2.4 Rodovia Granja-Santa Terezinha / Riacho da Gangorra..... 147

7.4 RESULTADOS ANALÍTICOS..... 148

7.4.1 **Complexo Gameleira**..... 148

7.4.1.1 Fazenda Morro Vermelho de Cima..... 148

7.4.1.2 Vila Doutor Privat..... 148

7.4.2 **Complexo Granja**..... 148

7.4.2.1 Rodovia CE-71/Pedreira 3km N de Granja..... 148
7.4.2.2 Rodovia CE-165/Ponte do Rio Coreaú..... 151
7.4.2.3 Rodovia CE-71/Riacho da Gangorra..... 151
7.4.2.4 Rodovia Granja-Santa Terezinha/Riacho da Gangorra..... 151
7.5 DISCUSSÃO..... 151

8 - CONCLUSÕES..... 158

9 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS..... 164

Anexos

RESUMO

Este trabalho aborda a geologia da porção nordeste da Zona de Cisalhamento de Granja, na região noroeste do Estado do Ceará. Esta porção da zona de cisalhamento consiste de rochas dos complexos Gameleira e Granja, e do Grupo Martinópole. Estas unidades foram individualizadas através de um mapeamento geológico, petrografia, litoquímica, regime tectônico e geocronologia.

O Complexo Gameleira que ocorre na porção mais setentrional da área, fornece na imagem de radar e nas fotografias aéreas convencionais um padrão de relêvo peneplanizado. Seus tipos litológicos compreendem gnaisses kinzigíticos, granulitos ultramáficos, máficos e enderbíticos. O estudo litoquímico dessas rochas permitiu interpreta-las como de origem para e ortoderivadas. A foliação milonítica apresenta um padrão entrelaçado com resultantes na direção NE-SW, com mergulhos fortes e moderados para SE, e a lineação de estiramento com concentrações de polos em torno de N 75 E, com mergulhos que não ultrapassam 25°. As idades radiométricas obtidas através do método Rb/Sr, Rocha Total, forneceram valores de 1.915±19Ma e 1.929±60 Ma.

O Complexo Granja domina a porção central da área e mostra um relêvo arrasado. Predominam gnaisses tonalíticos-granodioríticos, com gnaisses trondhjemíticos e monzo-graníticos, e corpos de anfibolitos subordinados. Estas rochas provavelmente originaram-se de rochas ígneas, com tendência cálcio-alcalinas. O padrão geométrico da foliação milonítica obedece o trend regional

NE-SW, com mergulhos para SE, e a lineação de estiramento com valores próximos daqueles observados no Complexo Gameleira. As idades radiométricas obtidas também através do método Rb/Sr, Rocha Total, nesses gnaisses foram de 2.402±82 Ma, 1.796±105 Ma, 1.791±141 Ma, 1.581±43 Ma e 498±31 Ma.

O Grupo Martinópole ocorre na porção sul da área, formando serras alongadas na direção NE-SW. Encontra-se representado por quartzitos e gnaisses cálcio-silicáticos, paraderivados. A foliação milonítica S tem direção NE-SW, e mergulhos médios a fortes para SE.

A idade de 2.4 Ga obtida para os gnaisses do Complexo Granja, sugere que a formação da Zona de Cisalhamento Granja foi um evento tectônico do final do Arqueano, quando rochas da crosta inferior ascenderam através de um sistema oblíquo, durante o movimento do Bloco Ceará para WSW cavalgando o Bloco São Luís. As idades mais novas encontradas nas rochas dos complexos Gameleira e Granja são interpretadas como rejuvenescimentos isotópicos importantes, relacionados ao cisalhamento, metamorfismo e fusão parcial, durante os efeitos termais do Proterozóico Inferior e Superior.

ABSTRACT

This work is about the geology of the northeast part of the Granja Shear Zone, in the northwest portion of State of Ceará, Brazil. This part of shear zone consist of rocks from Gameleira and Granja complexes, and Martinópole Group. These units were individualized from geologic mapping, petrography, lithochemistry, tectonic regime and geocronology.

The Gameleira Complex is present in the northern part of area, and in conventional airphotos and image of radar shows a peneplanized relief pattern. The lithological types are represented by kizingitic gneisses and ultramafic, mafic and enderbitic granulites. From lithochemistry study these rocks can be interpreted from para and orthoderived origin. The milonitic foliation shows anastomosed pattern with trend NE - SW, with strong dips to SE, and the stretching lineations concentrated in poles around N 75 E, dipping not over than 25°. Radiometric ages obtained from Rb/Sr methods, Total Rock, were 1.915±19 Ma and 1.929±60 Ma.

The Granja Complex is located in the center part of the area and shows either a peneplanized relief. The main lithological type is the tonalitic-granodioritic gneisses with trondhjemitic and monzo-granitic gneisses, and amphibolite lenses with subordinated ocurrence. Probably these rocks are derived from igneous rocks with calc-alkaline trend. The geometric pattern of milonitic foliation presents the same regional trend NE - SW, dipping to SE, with stretching lineations

poles concentrated near those observed in Gameleira Complex. Radiometric ages obtained from Rb/Sr methods, Total Rock, were 2.402±82 Ma, 1.796±105 Ma, 1.791±141 Ma, 1.581±43 Ma and 498±31 Ma.

The Martinópole Group occurs in southern part of the area, as elongated hills with trend NE - SW. The lithological type are represented by quartzites and calc-silicate gneisses, of paraderivated origin. The S milonitic foliation has NE - SW trend, with strong to moderate dips to SE.

The isotopic age of 2.4 Ga obtained from gneisses of Granja Complex, suggest that the Granja Shear Zone formation is related to a tectonic event of the end of Archaean, when rocks from lower crust upflit to higher level through an oblique sistem during the movement of Ceará Block to WSW overridding the São Luís Block. The youngest ages from rocks of Granja Complex are interpretated as due importants isotopic resetting related to shear, metamorphism and partial melting during the Lower Proterozoic and Upper Proterozoic thermal effects.

1 - INTRODUÇÃO

Os estudos geológicos voltados para o entendimento evolutivo das áreas arqueanas, em diferentes regiões do mundo, revelaram dois tipos principais de terrenos: os cinturões orogênicos, constituídos principalmente por gnaisses de médio-alto grau metamórfico, e os terrenos granito-***greenstone* belt**, representados especialmente por gnaisses de facies anfibolito, granitóides e rochas vulcano-sedimentares de baixo grau metamórfico. Nos terrenos de médio-alto grau tem sido reconhecido um significativo evento de formação de rochas plutônicas e supra crustais, no período de 3.100-2.800 Ma, embora, em algumas regiões, a exemplo do oeste da Groelândia e o Cinturão Móvel do Limpopo, SE da África, a evolução geológica teve início no período entre 3.800-3.600 Ma (Windley, 1984).

Na Plataforma Brasileira, os estudos geológicos e geofísicos revelaram que nas bordas dos blocos arqueanos estão presentes cinturões de rochas granulíticas (Haralyi & Hasui 1981, 1982).

1.1 - LOCALIZAÇÃO DA ÁREA

A área de estudo desta tese de doutorado localiza-se no extremo noroeste do Estado do Ceará, nas imediações da cidade de Granja, inserida na folha SA.24-Y-C *Granja*. Tem a forma de um retângulo, cujos vértices estão representados pelos seguintes paralelos e meridianos:

A = 03° 01' 14" S e 40° 55'00" W Gr;

B = 03° 01' 14" S e 40° 55'00" W Gr;

C = 03° 11' 47" S e 40° 55'00" W Gr;

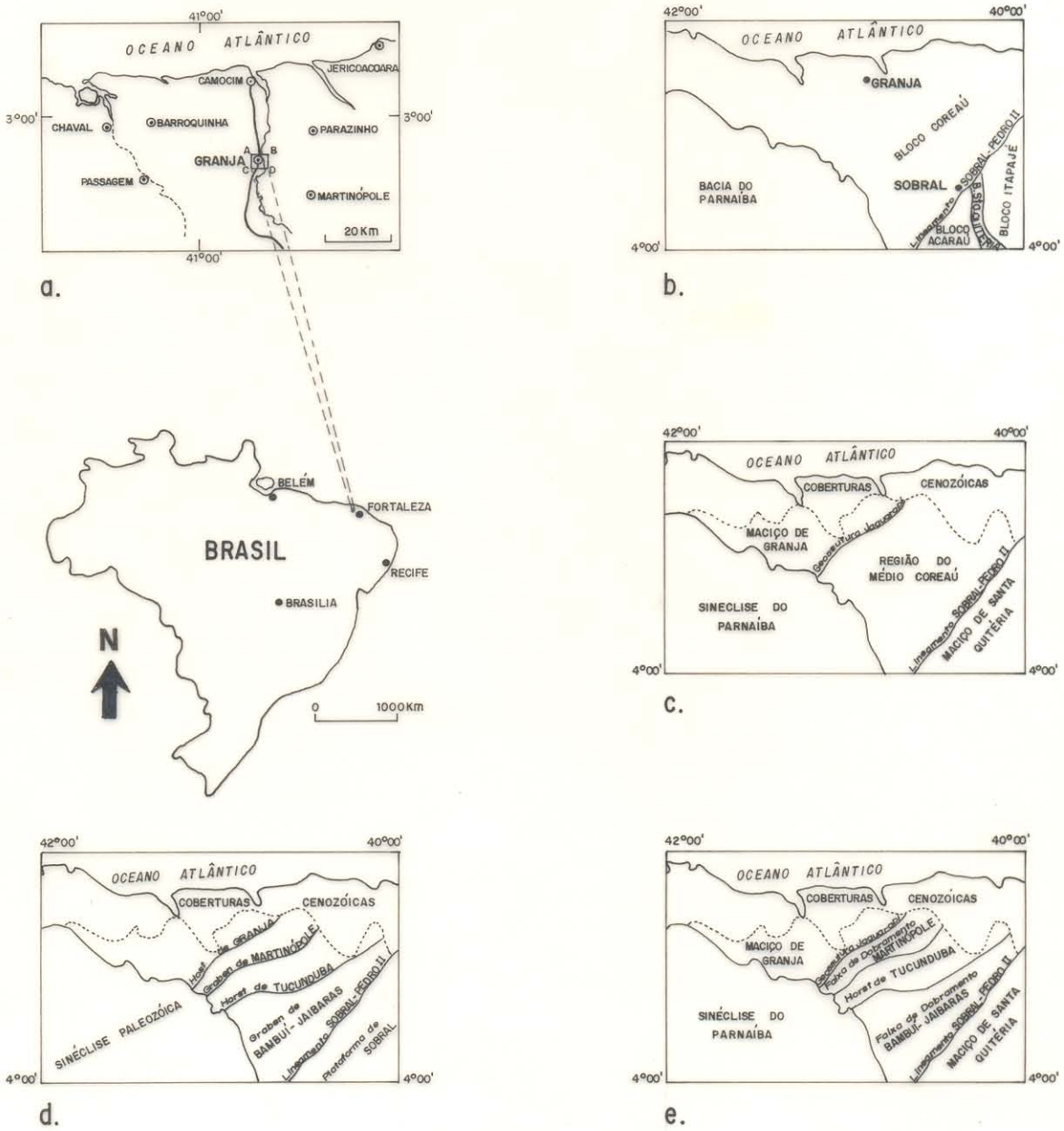


Figura 1-(a) Mapa de localização da área. (b) Proposta de compartimentação tectônica, Kegel (1965). (c) Organização dos maciços de Granja e de Santa Quitéria, e da Região do Médio Coreaú, Neves (1975). (d) Sequência de horstes e grábens e a Plataforma de Sobral propostas por Costa et al. (1979). (e) Proposta de organização tectônica, Neves (1983).

D = 03° 11' 47" S e 40° 45'00" W Gr;

A área abrange 270 Km² (Figura 1a).

1.2 - OBJETIVOS

As rochas de médio-alto grau metamórfico, orto e paraderivadas que constituem os complexos Gameleira e Granja, e representam um segmento crustal da porção nordeste da Zona de Cisalhamento de Granja (Gama Jr. et al., 1990) foram alvos de estudos estruturais, petrográficos, petroquímicos e geocronológicos. Estes estudos tiveram como objetivos: o mapeamento geológico, na escala 1:25.000, dos diferentes litotipos e elementos estruturais; caracterização petrográfica, petroquímica e geocronológica dessas rochas; definição do regime tectônico de acordo com os elementos estruturais; propor uma evolução geológica, com base em modelos estruturais e termais compatíveis com as peculiaridades da área.

1.3 - METODOLOGIA DE TRABALHO

No desenvolvimento deste trabalho de tese, foi executada uma metodologia de trabalho que compreendeu sete grandes etapas: a consulta bibliográfica, o mapeamento geológico de semi-detalhe, as análises petrográficas, as análises químicas, as determinações radiométricas, a elaboração dos mapas, e a redação final deste documento.

A pesquisa bibliográfica foi executada em duas vertentes que se desenvolveram concomitantemente. Uma de perspectiva histórica quando foi consultada a documentação sobre a área e outra vertente que examinou as publicações mais recentes da produção

científica nacional e internacional sobre os temas geológicos pertinentes aos ambientes observados na área da tese.

O mapeamento geológico de semi-detalhe foi executado na escala 1:25.000, no qual foram realizadas duas campanhas de campo. A primeira delas ocorreu no período de 04/10/1984 a 25/10/1984, e a segunda concomitante a disciplina Estágio de Campo II, do Departamento de Geologia/UFPa, de 28/02/1985 a 11/03/1985. Nesta atividade foram utilizadas fotografias aéreas convencionais na escala 1:25.000, tomadas pelo Serviços Aerofotogramétricos Cruzeiro do Sul S.A. Também foram utilizadas imagens radargramétricas na escala 1:100.000, fornecidas pelo Projeto RADAM e correspondente a Folha SA 24-Y-C-III, do corte padrão internacional. Além dessas imagens de sensores foi utilizado como base cartográfica o mapa geológico, na escala 1:50.000, do Projeto Martinópole.

De posse de um mapa base integrado foram executadas seis seções geológicas contínuas, visitados em torno de 150 afloramentos, acompanhados pelo entendimento das relações geométricas entre os vários conjuntos rochosos e coleta de amostras para fins diversos. A caracterização das estruturas seguiu os métodos propostos por Ramsay (1967) e Ramsay & Hubber (1987).

Na etapa das análises petrográficas foram analisadas 200 seções delgadas. Estas foram executadas em amostras orientadas no campo e em seguida confeccionadas principalmente segundo o plano XZ. Após um reconhecimento geral, foram agrupadas segundo as assembléias minerais em equilíbrio e desequilíbrio, assim como

segundo as microestruturas correlatas. Separados os grupos de rochas, foram executadas as análises modais com o objetivo de caracterizar os tipos petrográficos e dar suporte as análises químicas. No que diz respeito ao tratamento das microestruturas, usadas para definir a cinemática da deformação cisalhante, foram caracterizadas segundo os métodos sugeridos por White et al. (1986) e Simpson (1986).

Nas análises químicas foram medidas as concentrações dos elementos maiores e menores, assim como de alguns elementos traços, todos em rocha total, utilizando-se os métodos de Absorção Atômica de Chama, Fluorescência de Raio-X e Via úmida. Foram analisadas 22 amostras do Complexo Gameleira e 43 amostras do Complexo Granja.

Na Absorção Atômica foi realizada uma abertura ácida com ácidos fluorídrico e perclórico na proporção, $HF:HClO_4$ (10:1). Foram utilizados cadinhos de teflon para 0,2g de rocha pulverizada. A leitura foi feita por aspiração direta no queimador para a análise dos elementos Na, K, Mg e Ca, nos comprimentos de ondas de 589,6, 766, 570 e 422 um, respectivamente, utilizando-se a chama ar-acetileno (C_2H_2). Para minimizar a interfência de ionização dos elementos alcalinos foi utilizado uma solução de césio (1000 ppm), e uma solução tampão de Lantânio (10.000 ppm) para eliminar as interfências químicas para os elementos Mg e Ca. O espectrômetro foi o modelo FMD-4 da Karl Zeiss. Foram usadas curvas de calibração e concomitantemente confirmadas com os padrões internacionais G-2, STM-1, entre outros.

Por Fluorescência de Raios-X foram obtidas as concentrações dos elementos maiores e menores (SiO_2, TiO_2, Al_2O_3, Fe_{total}, MnO, CaO, K_2O, P_2O_5), além dos traços (Rb, Sr, Y, Zr e Nb), utilizando-se o equipamento da marca Phillips, modelo PW 1410. Para leitura dos elementos traço, foram preparadas pastilhas fundidas do material, juntamente com metaborato e tetraborato de lítio usados como fundentes. Também para os elementos-traço foram confeccionadas pastilhas prensadas, utilizando-se parafina para agregar o material, e ácido bórico na confecção das pastilhas.

Através de via úmida foi determinada a concentração de FeO e P_2O_5 pelo método colorimétrico, e a perda ao fogo completou a análise de rocha total. Em relação ao potássio, cálcio e fósforo, houve boa coerência entre os resultados da fluorescência, absorção e via úmida, e optou-se pelos primeiros por serem considerados os mais precisos.

A metodologia seguida para as análises geocronológicas, foi a de rotina aplicada pelo Laboratório de Geologia Isotópica do Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará, a qual acha-se descrita, por Lafon et al. (1990) e Fernandes et al. (1990).

Na elaboração dos mapas geológico e estrutural foi utilizada a metodologia proposta por Soares & Fiori (1976), que, resumidamente consiste na individualização de padrões de relêvo e drenagem em zonas homológas. O traço do relêvo consistiu no reconhecimento das quebras positivas e negativas. O estudo da drenagem resultou na análise do padrão e seu relacionamento com o substrato. A utilização desta metodologia foi responsável pelo

alto grau de resolução coseguido a partir dos produtos de sensores remotos.

Após a integração e a consolidação das informações obtidas nas etapas precedentes foi elaborado o presente documento, que obedeceu as normas técnicas estabelecidas pela coordenação do curso de pós-graduação do Centro de Geociências da UFPa.

2. ESTADO DO CONHECIMENTO DA ÁREA

2.1 - COMPARTIMENTAÇÃO TECTÔNICA

Para a região noroeste do Ceará, deve-se a Kegel (1965) uma das primeiras tentativas, a nível de reconhecimento, de organização dos compartimentos tectônicos maiores. Nessa proposta preliminar foram definidos os seguintes blocos orogênicos: Bloco Coreaú, localizado a norte do Lineamento Sobral-Pedro II, e blocos Acaraú, Santa Quitéria e Itapajé, estes localizados a sul do referido lineamento (Figura 1b).

Neves (1975), estendendo o seu modelo de evolução tectônica concebido para o nordeste do Brasil, propôs a divisão do Bloco Coreaú em duas unidades geotectônicas distintas, as quais designou de Maciço de Granja e Região do Médio Coreaú. A primeira estaria localizada na porção noroeste do Bloco Coreaú, cujo limite com a região do Médio Coreaú se faz através da Geossutura de Jaguarapi. A segunda estaria compreendida entre esta última e o Lineamento Sobral-Pedro II. Sugeriu também a designação de Maciço Santa Quitéria em substituição aos blocos Acaraú, Santa Quitéria e Itapajé (Figura 1c).

Almeida (1967) definiu a Província Borborema, como uma entidade tectônica da porção nordeste da Plataforma Sul-Americana, na qual a região noroeste do Ceará se encontra inserida.

Em seguida, Costa et al. (1979), apresentaram uma outra compartimentação tectônica para a região do Médio Coreaú,

individualizando o Gráben de Martinópole, o Horste de Tucunduba, e o Gráben Bambuí-Jaibaras. Para a região do Maciço de Granja, propuseram a denominação de Horste de Granja. A sul do Lineamento Sobral-Pedro II, descrevem a Plataforma de Sobral, como sendo um alto estrutural rígido adjacente a sequência de grábens e horstes definidos a norte daquele lineamento (Figura 1d).

Neves (1983), ao reavaliar a região noroeste do Ceará, denominou de Domínio Rio Coreaú, a porção mais setentrional do Escudo Atlântico, delimitada a leste pelo Lineamento Sobral-Pedro II. Desse domínio fazem parte o Maciço de Granja e o Sistema Médio Coreaú. Sendo este último subdividido nas faixas de dobramentos Martinópole e Ubajara-Jaibaras, as quais estão separadas por um alto tectônico do embasamento denominado de Horste de Tucunduba (Figura 1e).

A confrontação entre as propostas apresentadas por Costa et al. (1979) e Neves (1983) revela que, embora os conceitos aplicados sejam antagônicos sobre o ponto de vista da evolução geológica, existe uma similaridade em termos de compartimentação geográfica entre os horstes e os maciços, de um lado, e os grábens e as faixas de dobramentos de outro.

Abreu et al. (1988) apresentaram uma nova proposta de organização da porção norte do Lineamento Sobral-Pedro II, subdividindo esse segmento crustal em três domínios distintos, denominados de noroeste, mediano e sudeste (Anexo 1). Essa proposta contou com o apoio de critérios lito-estruturais levantados durante os trabalhos de mapeamento geológico na escala 1:25.000 realizado pelo Departamento de Geologia da UFPa.

Esses domínios lito-estruturais teriam sido estabelecidos dentro de um sistema do tipo Rampa Lateral. Neste sistema foi importante o processo de mistura de rochas representando diferentes níveis crustais no qual, durante os últimos estágios da deformação cisalhante, predominaram movimentações com caráter direcional dextral, em condições de médio-alto grau metamórfico. Para essa unidade tectônica foi proposta a denominação de Cinturão de Cisalhamento Noroeste do Ceará (Anexo 1).

Do ponto de vista da evolução geológica, a proposta de Abreu et al. (1988), difere totalmente daquelas apresentadas por Kegel (1965), Costa et al. (1979) e Neves (1975, 1983). Nos trabalhos destes autores, maciços ou horstes foram entendidos como áreas relativamente estáveis do embasamento, que atuaram como blocos rígidos durante a implantação dos grábens ou faixas de dobramentos, que tiveram evolução independente e policíclica, destacando-se nas mesmas a atuação do Ciclo Brasiliano. Abreu et al. (1988) sugeriram a existência de diferentes domínios lito-estruturais estabelecidos simultaneamente, refletindo o desenvolvimento de um sistema de cisalhamento, com idade ainda indefinida. Neste sistema, nas áreas de predominância de esforços distensivos, deu-se a instalação das bacias de Martinópole e Ubajara-Jaibaras. Em outras áreas o regime foi compressivo, com esforços direcionais dextrais exercendo um papel dominante. Nessas áreas desenvolveram-se grandes dobramentos, acompanhados por cavalgamentos, gerando misturação tectônica e colocando, lado a lado, rochas de diferentes níveis crustais. Na bacia Ubajara-

Jaibaras, aproveitando o regime distensivo, alojaram-se os corpos graníticos Meruoca e Mocambo, e os diques associados (Figura 2).

Gama Jr. et al. (1990) definiram a Zona de Cisalhamento de Granja como um segmento crustal da megaestrutura, de direção NE-SW, denominada Cinturão de Cisalhamento Noroeste do Ceará. Esta zona é constituída de litotipos diversos, orto e paraderivados, de médio-alto grau metamórfico.

2.2 - UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

2.2.1 - Complexo Granja, Complexo Gameleira e Grupo Martinópole

Na região a norte do Lineamento Sobral-Pedro II tem sido observada uma íntima relação geométrica entre as rochas gnáissicos-migmatíticas, descritas como embasamento cristalino, e o conjunto de supracrustais miloníticas, correlacionadas ao Grupo Martinópole. Essa mistura dos conjuntos rochosos, acompanhada por uma incisiva deformação por cisalhamento simples dúctil-rúptil, relacionada a imposição de um cinturão de cisalhamento, tem dificultado o ordenamento crono-litoestratigráfico desses conjuntos de rochas, para os quais ainda não existe um consenso entre os vários trabalhos desenvolvidos nessa região. Nesse sentido, discutiremos a seguir as propostas apresentadas por Costa et al. (1979), Prado et al. (1981), Nascimento et al., (1981), e Gama Jr. et al. (1990) tratando os conjuntos de gnaisses migmatizados (Complexo Granja, Nascimento et al. op.cit., e Complexo Gameleira, Gama Jr. et al., 1990), e as supracrustais miloníticas (Grupo Martinópole, Prado et al., 1981.), independentemente de qualquer tentativa de

empilhamento crono-litoestratigráfico. Embora, Prado et al. (1981) e Nascimento et al. (1981), tenham sugerido um ordenamento para o Grupo Martinópole, essas propostas serão analisadas criticamente mais adiante.

Com o único propósito de salientar apenas as principais diferenças litológicas, foi apresentado por Costa et al. (1979), as seguintes unidades Pré-Cambrianas: Unidade C, cartografada no Horste de Granja; Unidade B, presente no Horste de Tucunduba; Unidade A, definida no Gráben de Martinópole.

Na Unidade C, foram reunidos migmatitos predominantemente homogêneos, gnaisses com plagioclásio, diopsídio, almandina, biotita e hornblenda, descritos como pertencentes a facies anfibolito e a subfacies hornblenda-granulito, e um outro conjunto de gnaisses com paragênese constituída por plagioclásio, hiperstênio, granada e diopsídio, tidos como da subfacies piroxênio-granulito. Foram definidas as zonas de cisalhamento, denominadas de Granja e Jaguarapí, onde ocorrem rochas cataclásticas, miloníticas e ultramiloníticas. Nestas rochas a assembléia mineralógica representada por albita, epidoto e moscovita, foi interpretada como relacionada a superposição de um evento retrometamórfico de baixo grau. Também nessa unidade foram agrupados o granitóide Chaval, e as lentes de quartzitos puros e micáceos localmente com intercalações de hematita compacta e itabiritos quartzosos.

Na Unidade B, foram englobados migmatitos principalmente homogêneos, quartzitos puros e micáceos, e gnaisses com biotita e hornblenda. Na concepção de Costa et al. (1979), essa unidade se

estende para sul do Lineamento Sobral-Pedro II, no domínio da Plataforma de Sobral. Neste domínio, além de migmatitos e gnaisses, foram descritas rochas graníticas, a exemplo dos granitóides Araras e Serra da Barriga, sendo este último interpretado como um corpo pós-orogênico. No Horste de Tucunduba, foi descrito um corpo sienítico, de granulação grossa a porfiróide, denominado de Sienito Tucunduba.

Na Unidade A, ocorrem quartzitos puros e micáceos, filitos e xistos, de baixo grau metamórfico, além de hornfels relacionados à intrusão do Granito Meruoca.

A partir do mapeamento geológico na escala 1:100.000, e de dados geocronológicos, Prado et al. (1981), propuseram uma subdivisão do conjunto de rochas pré-cambrianas, em Complexo Migmatítico-Gnáissico, Grupo Martinópole, Grupo São José e Diques Ácidos.

O Complexo Migmatítico-Gnáissico, equivale as unidades C e B, propostas por Costa et al. (1979). Nele foram descritos migmatitos homogêneos e heterogêneos, biotita-hornblenda gnaisses, granada-moscovita-biotita gnaisses, gnaisses cálcio-silicáticos e leucognaisses, associados com quartzitos ferríferos, puros e micáceos, anfibolitos, cataclasitos, milonitos, ultramilonitos e rochas granulíticas. Estas últimas ocorrendo no trecho entre as cidades de Granja e Camocim.

No Grupo Martinópole, foram reunidas as formações São Joaquim, Covão e Santa Terezinha. Prado et al. (1981) consideraram que esse grupo encontra-se sobreposto, através de uma discordância estrutural, às rochas do Complexo Migmatítico-

Gnáissico. Na Formação São Joaquim foram descritos essencialmente quartzitos puros e micáceos. Na Formação Covão são englobados basicamente xistos micáceos e intercalações de calcários cristalinos. Na Formação Santa Terezinha foram reunidos filitos micáceos e quartzosos. A passagem entre essas formações seria normalmente gradacional. Em relação a proposta apresentada por Costa et al. (1979), o Grupo Martinópole equivale à Unidade A.

Sobreposto ao Grupo Martinópole, Prado et al. (1981), definiram o Grupo São José. O contato entre esses dois grupos seria por falha. No Grupo São José foram reunidos #calcários, metacálcio-pelitos, metarenitos, metassiltitos, metachertes, vulcânicas e mineralizações vulcanogênicas.

Entre os Diques Ácidos foram descritas rochas felsíticas e microquartzodioritos, relacionados ao preenchimento de várias fraturas, com orientação nordeste e leste-oeste.

Nos trabalhos de mapeamento geológico do Projeto RADAMBRASIL, da Folha SA.24 Fortaleza, Nascimento et al. (1981), reconheceram como unidades Pré-Cambrianas, o Complexo Granja, o Complexo Nordestino e o Grupo Martinópole. O Complexo Granja equivale à Unidade C de Costa et al. (1979), ou ao Complexo Migmatítico-Gnáissico de Prado et al. (1981). O conjunto de rochas da Unidade B de Costa et al. (1979), que ocorre no Horste de Tucunduba, foi reunido no Complexo Nordestino, o qual se estende para sul do Lineamento Sobral-Pedro II. Para o Grupo Martinópole, Nascimento et al. (1981), mantiveram a mesma proposta apresentada por Prado et al. (1981).

As rochas granulíticas que ocorrem entre as cidades de Granja e Camocim foram inicialmente registradas por Neves (1975), como parte do Maciço de Granja. Em seguida, Costa et al. (1979), situaram estas rochas na subfacies hornblenda granulito e piroxênio granulito, e as incluiram na unidade C, cartografada no Horste de Granja. Prado et al. (1981) descreveram também estas rochas de alto grau metamórfico, posicionando-as no Complexo Migmatítico-Gnáissico. Enquanto, Nascimento et al. (1981) reuniram estas mesmas rochas no Complexo Granja. A individualização desta rochas granulíticas como uma unidade litoestratigráfica, cartografada na escala de 1:25.000, foi proposta por Gama Jr. et al. (1990), os quais definiram o Complexo Gameleira como constituído principalmente por gnaisses kinzigíticos, com lentes e camadas de granulitos ultramáficos, máficos e enderbitos, e frações quartzo-feldspáticas ou mobilizados.

Nos trabalhos apresentados acima, como já foi dito anteriormente, nota-se a grande dificuldade de ordenamento crono-litoestratigráfico do conjunto de gnaisses e supracrustais associadas. Os trabalhos inéditos desenvolvidos pelo Departamento de Geologia da UFPa se deparam com as mesmas dificuldades. Foram cartografados gnaisses kinzigíticos, frações quartzo-feldspáticas, granulitos máfico e enderbíticos, no terreno de alto grau metamórfico, e gnaisses tonalíticos, frações quartzo-feldspáticas e anfibolitos na porção de médio grau. Em meio a esses gnaisses, ocorrem lentes de gnaisses cálcio-silicáticos, quartzitos e xistos, correlatos ao Grupo Martinópole. Este

conjunto de gnaisses e supracrustais encontram-se na forma de lentes e camadas concordantes e subconcordantes, cujas relações geométricas demonstram que os primeiros cavalgam as supracrustais e vice-versa. Situação similar pode ser observada no domínio do Gráben de Martinópole, e do Horste de Tucunduba onde ocorrem gnaisses tonalíticos, gnaisses graníticos, ambos, protomiloníticos, miloníticos e ultramiloníticos, micaxistos, quartzitos, gnaisses cálcio-silicáticos, anfibolitos e filonitos, imbricados na forma de lentes e camadas (Abreu et al., 1988). Esses gnaisses graníticos correlatos ao Chaval e ao Pedra do Sal, foi descrito como o Sienito Tucunduba de Costa et al. (1979).

Assim, tanto no Maciço de Granja quanto no Gráben de Martinópole e no Horste de Tucunduba, o vigoroso evento de deformação por cisalhamento, gerou uma notável mistura de conjuntos litológicos, assim como imprimiu uma foliação milonítica, apagando as estruturas preexistentes e dificultando a definição de topo e base das camadas, além da visualização das relações entre as diferentes unidades. Nesse sentido, entendemos que o conjunto de gnaisses e supracrustais miloníticas representa um complexo de rochas cujo ordenamento crono-litoestratigráfico ainda não pode ser estabelecido de modo conclusivo.

2.2.2 - Grupos Ubajara e Jaibaras

Embora as rochas que constituem estes grupos preservem, de certa forma, algumas estruturas sedimentares primárias, o ordenamento crono-litoestratigráfico das várias formações propostas nos trabalhos anteriores, ainda está longe de um

consenso. As rochas desses grupos ocorrem principalmente no Gráben Ubajara-Jaibaras, e próximo a geossutura de Jaguarapí.

Na concepção de Costa et al. (1979), no Grupo Bambuí, redefinido por Nascimento et al. (1981), como Grupo Ubajara, foram reunidas as formações Trapiá, Caiçaras, Frecheirinha e Coreaú. A Formação Trapiá, tida como a unidade basal, está representada principalmente por uma alternância de arenitos e siltitos micáceos. Nessa formação foram inicialmente descritos, por Danni (1972), termometamorfitos na fácies albita-epidoto hornfels e hornblenda hornfels, relacionados a intrusão do corpo granítico denominado Mocambo, o que foi confirmado por Costa et al. (1979). Na Formação Caiçaras foram descritas ardósias vermelhas e quartzitos com níveis conglomeráticos. Na Formação Frecheirinha foram descritos calcários, de cor preta azulada, com eventuais intercalações de margas, metasiltitos e quartzitos finos. Na Formação Coreaú, são encontrados principalmente sedimentos clásticos imaturos, com predomínio de arenitos arcoseanos, grauvacas e arcóseos.

Na proposta de Nascimento et al. (1981), no Grupo Ubajara, designação formal em substituição ao Grupo Bambuí de Costa et al. (1979), foram reunidas as formações Trapiá, Caiçaras e Frecheirinha, mantendo-se as mesmas associações de rochas como individualizadas por Costa et al. (1979), embora com a ressalva de que o ordenamento estratigráfico da base e topo, apresentado por esses autores, não tenha sido confirmado. Com relação à Formação Coreaú, esta não foi incluída no Grupo Ubajara, e, sim,

reunida juntamente com a Formação Pacujá no Grupo Jaibaras, o que será discutido mais adiante.

Gorayeb et al. (1988), reuniram no Grupo Ubajara as mesmas formações propostas por Nascimento et al. (1981), e observaram que o empilhamento estratigráfico apresentado por Costa et al. (1979) não foi confirmado. Na Formação Trapiá foram reunidas intercalações de metassiltitos, metarenitos e raramente níveis de metaconglomerados. Foram descritas estruturas sedimentares pretéritas preservadas, como estratificações cruzadas de pequeno porte e plano-paralelas, e uma incipiente foliação, observada principalmente nos metarenitos, definida pela orientação de palhetas de sericita. Na Formação Caiçaras foram descritas ardósias, intercaladas a níveis de metarenitos. A relação de passagem com as rochas da Formação Trapiá, foi considerada do tipo gradacional. A Formação Frecheirinha, constituída principalmente por metacalcários, com termos conglomeráticos e margosos intercalados na base, encontra-se em contato claramente transicional com a Formação Caiçaras. Também descreveram uma estratificação plano-paralela, definida pela alternância de camadas carbonáticas puras e outras ricas em argilo-minerais; sendo que nestas últimas, foi observada uma xistosidade orientada tanto secante como paralela ao acamamento. Foram ainda observadas dobras desse acamamento, desde apertadas até suaves ondulações.

No Grupo Jaibaras, Costa et al. (1979), reuniram as formações Massapê, Pacujá, Parapuí e Aprazível. Na Formação Massapê são descritos conglomerados polimíticos e brechóides, cimentados por uma matriz areno-arcoseana. Na Formação Pacujá

foram incluídos arenitos arcoseanos e micáceos, grauvacas, folhelhos e leitos conglomeráticos. A Formação Parapuí foi descrita como uma complexa suíte de rochas vulcânicas, incluindo lavas e piroclásticas, e subvulcânicas, sob a forma de diques e ***sills***, classificadas como basaltos, andesitos, dacitos, riolitos, gabros e diabásios. Enfatizaram também que, embora esteja no Gráben de Jaibaras a principal área de ocorrência dessas rochas, também foram encontrados alguns diques associados ao Granito Meruoca. Na Formação Aprazível descrevem basicamente um ortoconglomerado grosso, polimítico, mal selecionado, com matriz grosseira arcoseana. Entre os constituintes desse ortoconglomerado foram encontrados blocos de gnaisses, xistos, filitos, ardósias, quartzitos, calcários, arenitos arcoseanos e conglomeráticos, vulcânicas, bem como dos granitos Meruoca e Mocambo.

Na definição do Grupo Ubajara, proposta por Nascimento et al. (1981), foram mantidas as formações Trapiá, Caiçaras e Frecheirinha, com as mesmas associações de rochas inicialmente definidas por Costa et al. (1979). No entanto, retiraram a Formação Coreaú desse grupo para reuní-la com a Formação Pacujá, em uma única unidade estratigráfica denominada de Formação Pacujá, que passaria a compor o Grupo Jaibaras. Tal modificação foi proposta com o apoio das evidências de campo que indicam continuidade física e semelhanças litoestruturais entre as duas unidades, além do fato de não ter sido observado qualquer efeito térmico nas rochas da Formação Coreaú, localizadas próximo ao

Granito Meruoca, interpretado como um marco divisório entre os grupos Ubajara e Jaibaras.

Uma outra mudança no ordenamento estratigráfico, apresentada por Nascimento et al. (1981) quando da definição do Grupo Jaibaras, foi excluir a Formação Parapuí desse grupo. Nesse sentido sugeriram a denominação formal de Vulcanismo Parapuí, para a complexa associação de rochas vulcânicas reunidas, por Costa et al. (1979) na formação homônima, e interpretaram uma provável relação comagmática dessas rochas com os granitos intrusivos Meruoca e Mocambo. Mais uma vez, Nascimento et al. (1981) justificaram tal mudança nas observações de campo. Estas indicavam uma transição textural e composicional dos granitos até as vulcânicas adjacentes, além de terem sido encontradas lentes de brechas conglomeráticas com seixos de vulcânicas andesíticas nos arenitos da Formação Pacujá. Uma outra evidência apresentada foi o fato de não ter sido encontrado qualquer efeito térmico imposto pelos referidos granitos nas rochas da Formação Pacujá e do Vulcanismo Parapuí. Portanto, no Grupo Jaibaras, Nascimento et al. (1981), reuniram em ordem cronológica, da base para o topo, as formações Massapê, Pacujá e Aprazível, mantendo as mesmas associações de rochas apresentadas por Costa et al. (1979). Interpretaram essa unidade como uma sedimentação típica de ambiente continental, depositada após a granitogênese Meruoca, Mocambo e o Vulcanismo Parapuí.

Gorayeb et al. (1988) descreveram o Grupo Jaibaras como uma seqüência de metaconglomerados polimíticos intercalados a metassiltitos, metargilitos e ardósias, correlacionada as

formações Massapê e Pacujá, com passagem transicional entre si, o que inviabilizou qualquer tentativa de ordenamento estratigráfico. Também sugeriram que o Granito Meruoca se encontra intrusivo no Grupo Jaibaras e, portanto, deve ser entendido como uma unidade posterior a esse grupo. Evidência para essa intrusão é a presença de xenólitos de andesitos parcialmente assimilados pelo granito. Com relação à passagem dos grupos Ubajara e Jaibaras, esta se dá através de uma discordância erosiva. Quanto ao vulcanismo Parapuí, observaram que na região entre as cidade de Massapê e Sobral, ocorrem pelo menos três derrames vulcânicos intercalados em metassedimentos, os quais denominaram Suíte Parapuí. Foram descritos derrames basálticos, riolíticos, andesíticos e rochas vulcanoclásticas ácidas, com fragmentos líticos de arenitos, andesitos e riolitos, envolvidos em matriz vulcânica ou vulcanoclástica. Com relação à Formação Aprazível, descreveram-na como sendo formada apenas por um ortoconglomerado polimítico de aspecto brechóide, com seixos de fragmentos líticos, incluindo metarenitos, metacalcários, filitos, quartzitos, xistos, vulcânicas e granitos. Reconheceram que essa unidade repousa, através de uma discordância erosiva sobre as rochas do Grupo Ubajara e, portanto, deve ser considerada como uma unidade estratigraficamente independente desse grupo, depositada após a intrusão do Granito Meruoca. Em referência ao metamorfismo, reconheceram que ambos os grupos Ubajara e Jaibaras foram envolvidos em condições variáveis desde anquimetamórficas até a facies xisto-verde baixa.

Na extremidade sudeste da área, ocorrem folhelhos com estratificação plano-paralela, pertencentes a Formação Pacujá, do Grupo Jaibaras (Anexo 1).

A análise das várias propostas de empilhamento crono-litoestratigráfico dos grupos Ubajara e Jaibaras demonstrou que a cada trabalho desenvolvido, um novo ordenamento foi sugerido, quase sempre antagônico ao anterior, e, dessa forma, um consenso ainda está longe de ser atingido.

2.2.3-Gnaisses Graníticos Chaval, Pedra do Sal e Tucunduba

Os gnaisses graníticos Chaval e Pedra do Sal ocorrem a norte da Zona de Cisalhamento de Granja, em meio aos sedimentos do sistema meso-cenozóico. São principalmente rochas protomiloníticas de composição monzogranítica. Na Zona de Cisalhamento Transcorrente de Santa Rosa (Nogueira Neto et al. 1989b), e em outras zonas de portes discretos, ocorrem os tipos miloníticos, ultramiloníticos e pseudotaquilitos (Gama Jr. et al. 1988).

Os gnaisses graníticos Chaval constituem um corpo de dimensão batolítica, o qual, a norte, acha-se recoberto pelos sedimentos do Grupo Barreiras e a oeste, oculta-se sob a Bacia do Parnaíba. A sul, encontra-se em contato tectônico, através da Zona de Cisalhamento Transcorrente de Santa Rosa, com as supracrustais e os ortognaisses de médio-alto grau. Os tipos protomiloníticos têm cor cinza-claro e granulação média, com textura equigranular e porfirítica. Os milonitos e ultramilonitos apresentam cor cinza-escuro a negra, com granulação fina a média. Na mesoescala, os protomilonitos apresentam uma matriz fina a

média, levemente orientada, contornando os porfiroclastos de feldspatos. Em seção delgada, esta matriz mostra-se constituída de quartzo, plagioclásio, microclínio e biotita, os quais envolvem os porfiroclastos de plagioclásio e microclínio, definindo uma incipiente foliação milonítica. Nos tipos miloníticos e ultramiloníticos, a foliação milonítica tem um padrão entrelaçado, definido pelos porfiroclastos de plagioclásio e microclínio, amendoados e rotacionados, envolvidos pelas palhetas de biotita, pelos cristais fitados de quartzo e pelas frações quartzo-feldspáticas recristalizadas. A assimetria dos porfiroclastos de feldspatos e a relação entre as foliações S e C sugerem que a deformação cisalhante teve uma movimentação essencialmente direcional dextral. O plagioclásio acha-se desestabilizado para sericita e a biotita para clorita. Em alguns exemplares protomiloníticos, os profiroclastos de microclínio apresentam uma foliação interna, desenhada por palhetas de biotitas, orientadas e distribuídas de forma concêntrica, segundo as faces do cristal. Esta feição textural sugere que a recristalização destes porfiroclastos ocorreu até após a atuação da deformação cisalhante.

O mapeamento geológico dos gnaisses graníticos Pedra do Sal, revelou, tanto na meso como na microescala, dois aspectos estruturais distintos: uma trama tipicamente ígnea, isotrópica, a qual foi sobreposta por uma outra anisotrópica, milonítica (Gama Jr. et al. 1988). Tais feições miloníticas estão presentes por todo o corpo, concentrando-se em faixas ou zonas de cisalhamento discretas, de largura decimétrica a centimétrica e comprimento da

ordem de dezenas de metros. São zonas com direção e regime cinemático distintos, transcorrentes e, definidas como dos tipos Y ou D, R, R' e P. As zonas mais expressivas obedecem às seguintes orientações: Y ou D = N20-40E, com mergulho entre 55 e 70° para NW, até vertical, dextral; P = E-W, raramente invertem o mergulho dextral; e, R' = N40-60W, subvertical, sinistral. Este corpo é interpretado como mais uma lente dos gnaisses graníticos tipo estratóides, presentes no Cinturão de Cisalhamento Noroeste do Ceará.

Os gnaisses graníticos Tucunduba, representam também lentes de rochas miloníticas, ultramiloníticas até pseudotaquilíticas, semelhantes aos gnaisses graníticos Chaval e Pedra do Sal. Ocorrem no domínio da Faixa de Dobramento Martinópole (Neves, 1983), acamados com gnaisses tonalíticos-granodioríticos do embasamento, Complexo Granja e a seqüência vulcano-sedimentar, do Grupo Martinópole.

2.2.4 - Granitos Meruoca e Mocambo

Os corpos graníticos denominados Meruoca e Mocambo ocorrem intrusivos nos metassedimentos dos grupos Ubajara e Jaibaras.

Nascimento et al. (1981) descreveram o Granito Meruoca como uma rocha de cor avermelhada, equigranular e isotrópica, cuja facies predominante é representada por um biotita-hornblenda-granito, com variações para um granito leucocrático. Associado a esse corpo foram decritos vários diques de riolitos, quartzo-dioritos e granófiros. Foram também descritos diques de diabásio intrusivos no granito. Seu quimismo revelou uma tendência alcalina com leves variações para o campo peralcalino. Esses

mesmos autores descrevem o Granito Mocambo como uma rocha de granulação média a grossa, isotrópica, constituída essencialmente por ortoclásio e microclínio, ambos pertíticos, oligoclásio, quartzo, hornblenda e/ou biotita. Como facies desse corpo foi descrito, na sua parte central, um quartzo-sienito. O seu quimismo revelou uma tendência cálcio-alcalina e alcalina.

As primeiras descrições de hornfels associados a intrusão do Granito Mocambo foram feitas por Danni (1972). Essas rochas teriam sido formadas por efeito térmico nos arenitos da Formação Trapiá. Foram descritos veios do granito associados aos hornfels e também xenólitos dos arenitos dentro do granito. Nos hornfels mais afastados do corpo, a assembléia mineral constituída por moscovita, clorita, epidoto e albita indicou facies albita-epidoto hornfels para o metamorfismo de contato. Mais internamente, a paragênese com biotita, moscovita, oligoclásio, hornblenda e cordierita, definiu a fácies hornblenda hornfels.

Gorayeb et al. (1988) reconheceram no Granito Meruoca, três facies petrográficas: *faialita-ortoclásio granito*, descrito como uma rocha de coloração cinza com tons esverdeados, leucocrático e de granulação grossa; *biotita-hornblenda-ortoclásio granito*, representando a facies predominante do batólito, e *microgranitos*, representando facies de borda de resfriamento. Descreveram também corpos tardios sob a forma de diques e pequenos corpos intrusivos nas demais fácies. A oeste da Serra da Meruoca foi cartografada uma série de diques paralelos, com orientação aproximadamente este-oeste, intrusivos nas rochas do Grupo Jaibaras e da Formação Frecheirinha, Grupo Ubajara. São constituídos principalmente por

riolitos pórfiros, dacitos, microgranitos, microgranodioritos e granófiros, interpretados como injeções laterais do Granito Meruoca. Um outro pequeno ***stock*** intrusivo, a noroeste de Aroeiras, no morro das Rolas, de forma semicircular, constituído por microgranito, foi interpretado como uma apófise do mesmo granito. Foi observada uma relação de intrusão do Granito Meruoca nas rochas do Grupo Jaibaras, desenvolvendo típicos hornfels. Também descreveram xenólitos de metaconglomerados e metarenitos parcialmente assimilados pelo granito. Nesses xenólitos de metaconglomerados, os seixos de metarenitos foram transformados em quartzitos, e os metacalcários em rochas cálcio-silicáticas. Nos hornfels mais próximos do corpo granítico, descreveram uma paragênese com diopsídio e granada, que interpretaram como de facies hornblenda-hornfels. A evidência de intrusão do Granito Meruoca nas rochas do Grupo Jaibaras permitiu, a esses autores, posicionarem o que denominaram de Suíte Meruoca, estratigraficamente acima desse grupo.

2.2.5 - Rochas Sedimentares

Na porção oeste do Cinturão de Cisalhamento Noroeste do Ceará, ocorrem as rochas sedimentares de idade paleozóica que compõem a Bacia do Parnaíba, distribuída em grande parte pelos estados do Maranhão e Piauí.

Costa et al. (1979) correlacionaram à Formação Serra Grande, os arenitos grosseiros a conglomeráticos, com ocasionais intercalações de argilitos e siltitos, que compõem a escarpa da Serra de Ibiapaba.

Nascimento et al. (1981) descreveram a Formação Serra Grande ao longo dos perfis entre as cidades de Viçosa do Ceará-Cocal e Tianguá-São João da Fronteira, como sendo constituída por um pacote de arenitos finos a muito finos, laminados, por vezes micáceos e feldspáticos, em direção ao topo da seqüência.

Também ocorrem no domínio do Cinturão de Cisalhamento Noroeste do Ceará, e ao longo da costa norte do referido estado, outras rochas sedimentares de distribuição localizada, as quais Costa et al. (1979) denominaram de Formação Camocim. Esses autores descreveram, essencialmente, nessa unidade um conglomerado grosso, com cimento laterítico, cujo perfil típico corresponde à falésia na barra da baía de Camocim. Outras ocorrências localizadas foram descritas na região de Martinópole-Jaguarapí, e nos arredores de Itacolomy. Para esses autores a provável idade da Formação Camocim seria do Mioceno Inferior. Com relação ao Grupo Barreiras Indiviso, posicionaram-no sobre a Formação Camocim.

Nascimento et al. (1981) discordaram da proposta apresentada por Costa et al. (1979), e sugeriram que na falta de continuidade física da Formação Camocim, esta unidade deveria ser englobada como uma facies do Grupo Barreiras Indiviso. Também descreveram, como fazendo parte desse grupo, sedimentos inconsolidados afossilíferos, de considerável distribuição espacial, os quais recobrem as várias unidades denominadas de Complexo Granja, Complexo Nordestino e Grupo Martinópole, através de uma discordância erosiva. Na orla costeira observaram que os sedimentos do Grupo Barreiras sotopõem-se, através de uma

discordância erosiva, aos sedimentos recentes que constituem as dunas. Localmente, ao longo dos vales, essa relação dá-se com os sedimentos aluvionares.

Na área os sedimentos areno-argilosos inconsolidados, do Grupo Barreiras Indiviso, recobrem os gnaisses do Complexo Granja, nas porções NE e SW da área. Na porção NW, repousam através de uma discordância sobre os gnaisses kinzigíticos do Complexo Gameleira. Ao longo do vale do rio Coreaú, ocorrem os sedimentos aluvionares recentes (Anexo 1).

3 - GEOLOGIA ESTRUTURAL

3.1 - CONSIDERAÇÕES GERAIS

As estruturas planares e lineares serão analisadas e discutidas separadamente, nos complexos Gameleira e Granja e no Grupo Martinópole, as três unidades litoestratigráficas definidas na área (Anexo 1).

O Complexo Gameleira, é constituído por gnaisses kinzigíticos, gnaisses kinzigíticos + frações quartzo-feldspáticas, frações quartzo-feldspáticas, granulitos ultramáficos, máficos, enderbíticos.

No Complexo Granja foram identificados gnaisses tonalíticos-granodioríticos, gnaisses trondhjemíticos, gnaisses monzo-graníticos e anfibolitos.

No Grupo Martinópole foram observados gnaisses cálcio-silicáticos e quartzitos.

A distribuição geográfica das unidades litológicas cartografadas na escala de 1:25.000, e a localização das várias seções geológicas referidas neste capítulo, são mostradas no mapa geológico (Figura 2). A estruturação geral da área tem direção NE-SW, com as estruturas planares mostrando valores baixos, médios e altos de caimento para SE, e as lineações com valores baixos de mergulho para NE e ENE (Anexo 2).

A seguir são descritos os principais elementos estruturais definidos como: acamadamento, foliação S, foliação C, lineação de estiramento, dobras, lanços oblíquos, zonas de cisalhamento

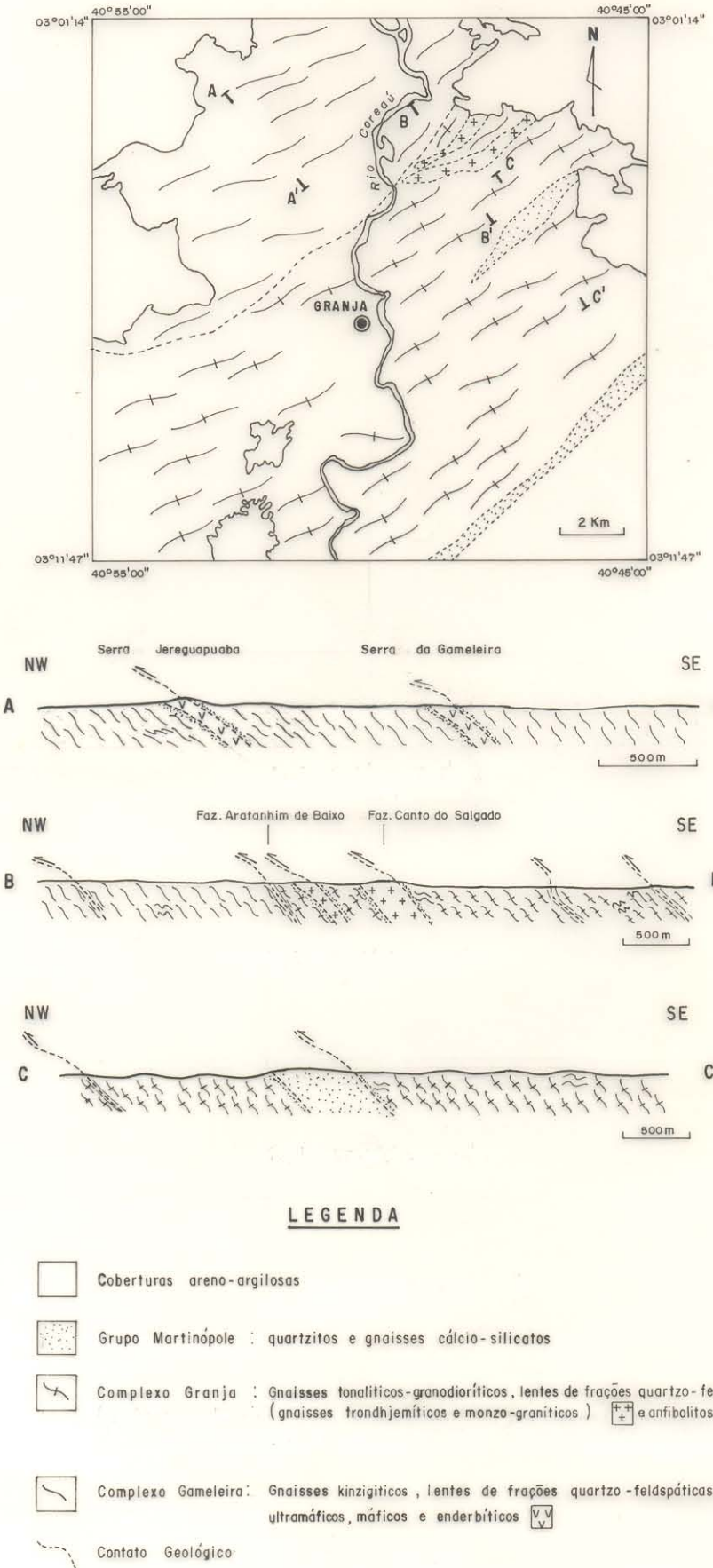


Figura 2- Mapa geológico do setor nordeste da Zona de Cisalhamento de Granja e seções geológicas esquemáticas.

transcorrente e fraturas. Também são apresentados os critérios de rotação e o arranjo geométrico da área.

3.2 - CARACTERIZAÇÃO DOS ELEMENTOS ESTRUTURAIS

3.2.1 - Acamadamento

No Complexo Gameleira, os gnaisses kinzigíticos apresentam uma estrutura planar penetrativa, caracterizada pela alternância regular de faixas ou lentes de composições mineralógicas distintas, subconcordantes a concordantes, denominada de acamadamento.

Esse acamadamento, na escala adotada para o mapa litoestrutural, é definido pela disposição aproximadamente concordante de camadas ou lentes de frações quartzo-feldspáticas, granulitos ultramáficos, máficos e enderbíticos em meio aos gnaisses kinzigíticos (Figura 2).

Na escala mesoscópica, nos locais onde a taxa de deformação cisalhante é maior, o acamadamento dá lugar a uma foliação milonítica S. Em geral, a foliação milonítica S e o acamadamento são paralelos.

Nas adjacências da fazenda Morro Vermelho de Cima (Figura 3), o acamadamento mostra-se definido pela repetição de bandas ou lentes máficas e félsicas. Internamente, nas bandas máficas, alternam-se frações relativamente enriquecidas em biotita e granada, tendo sillimanita e grafita subordinadas, com outras dominadas por quartzo e feldspatos, impondo à rocha um acamadamento irregular que se assemelha a uma foliação de transposição. As lentes félsicas são essencialmente quartzo-feldspáticas, de granulação fina-média e largura até

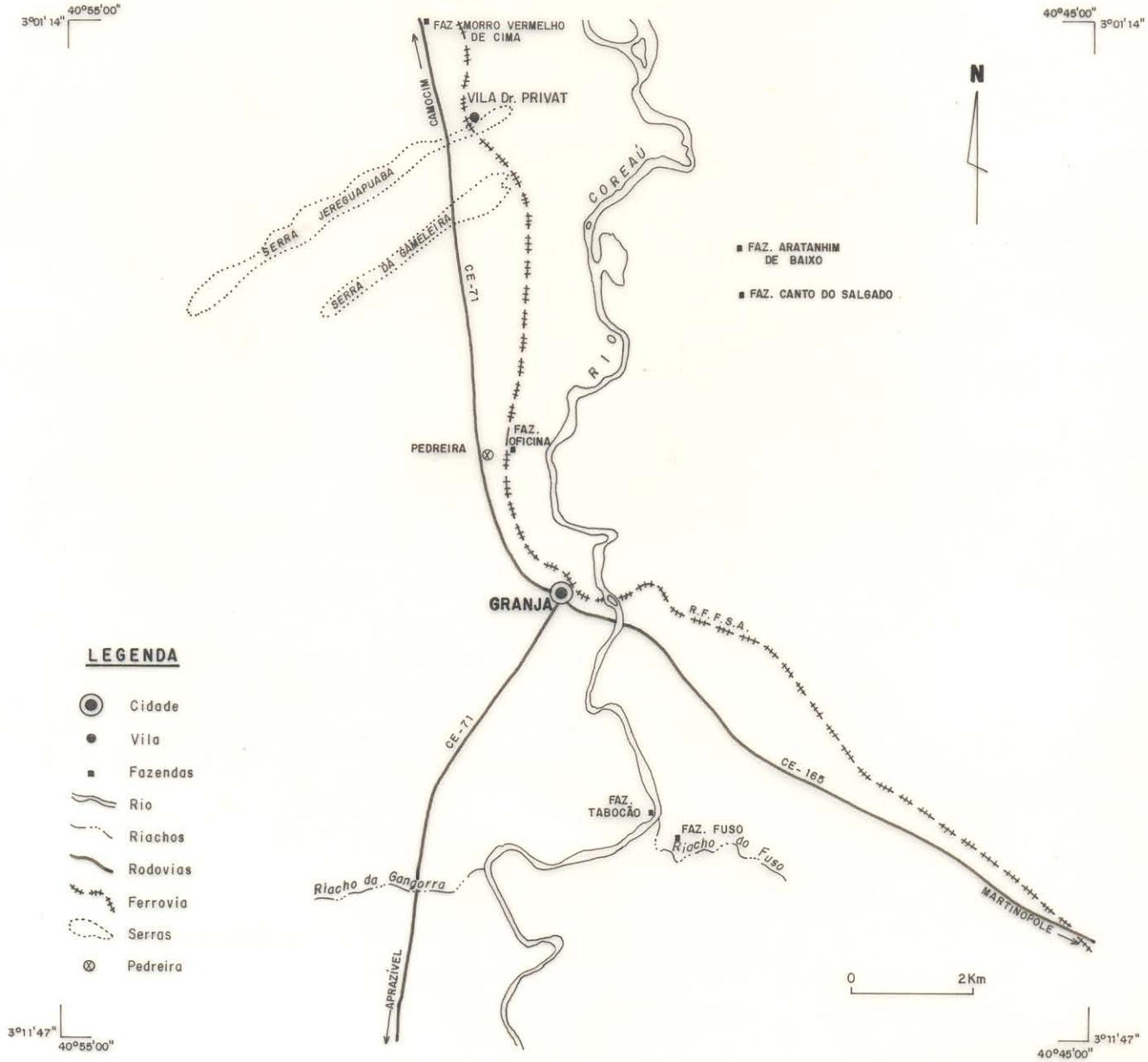


Figura 3- Mapa de localização dos acidentes geográficos, fazendas e estradas referidos no texto.

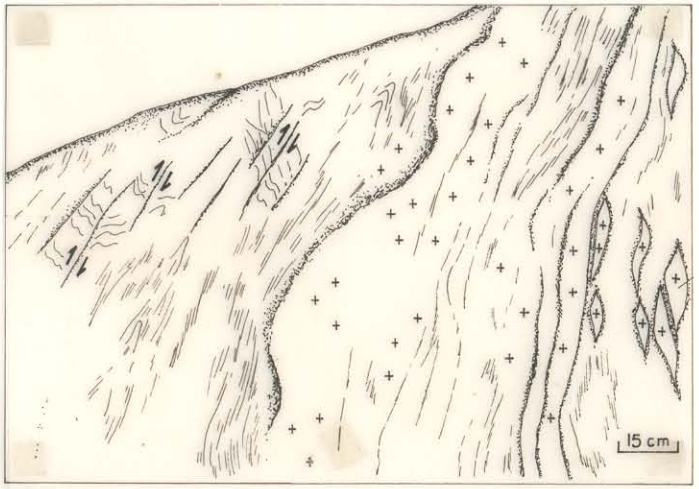
centimétrica. Nas porções menos deformadas, o acamadamento dentro das lentes máficas tem espessura decimétrica e a granulação da rocha é média a grossa (Figura 4a). Verifica-se também, que quando aumenta a taxa de deformação, diminui a granulação da rocha e a espessura das bandas e, nesse caso, a foliação milonítica S é a feição estrutural mais expressiva. Tais variações nos arranjos estruturais dos elementos planares se repetem em todas as escalas refletindo a grande heterogeneidade da deformação cisalhante.

Na serra de Jereguapuaba ao longo da rodovia CE-71, o arranjo geométrico entre as frações máficas com biotita e granada, e as félsicas, quartzo-feldspáticas, é similar ao descrito anteriormente. No plano XZ, o acamadamento é regular, mas no plano ZY as frações félsicas têm forma, tamanho e largura variáveis, geralmente interrompidas na direção do eixo Y (Figura 4b). Tal situação demonstra que as relações geométricas entre os diferentes corpos geológicos variam na terceira dimensão.

Aproximadamente 1,5 km a sul da Vila Dr. Privat, essa regularidade do acamadamento na direção do eixo X pode ser acompanhada por uma extensão de até centenas de metros na direção NE-SW. Nas faixas mais deformadas, a foliação milonítica envolve os porfiroclastos de feldspatos, geralmente amendoados e rotacionados, proporcionando padrão entrelaçado a essa estrutura.

Camadas ou lentes de granulitos ultramáficos, máficos e enderbíticos ocorrem acamadados juntamente com os gnaisses kinzigíticos, dispostos concordantes e subconcordantes, caracterizando o acamadamento. Na escala mesoscópica esse arranjo

a.



b.

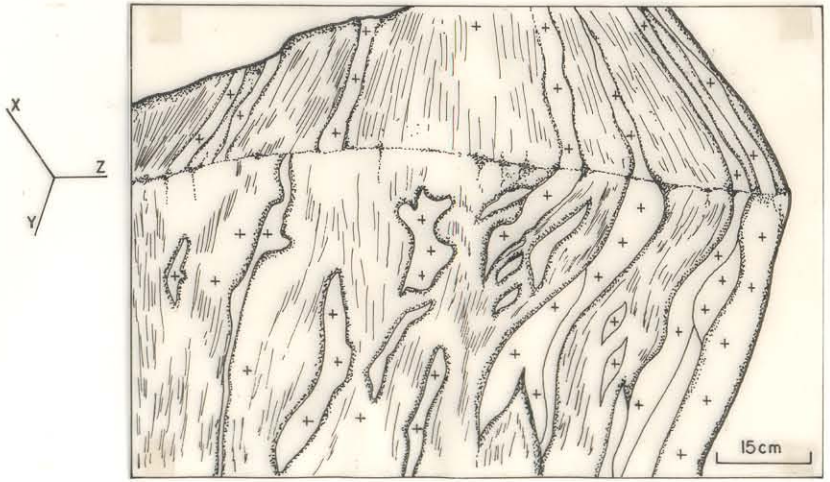


Figura 4 - (a) Acamadamento de frações quartzo-feldspáticas ou leucossomas, em meio aos gnaisses kinzigíticos. Dobras de arrasto relacionadas as zonas de cisalhamento rúptil-dúctil, tipo P. (b) No plano XZ, o acamadamento mostra-se paralelo e regular, enquanto no plano ZY, os leucossomas têm larguras, tamanhos e formas variadas, normalmente rompidas.

geométrico é exemplificado pelo perfil ao longo das serras de Jereguapuaba e Gameleira (Figura 2).

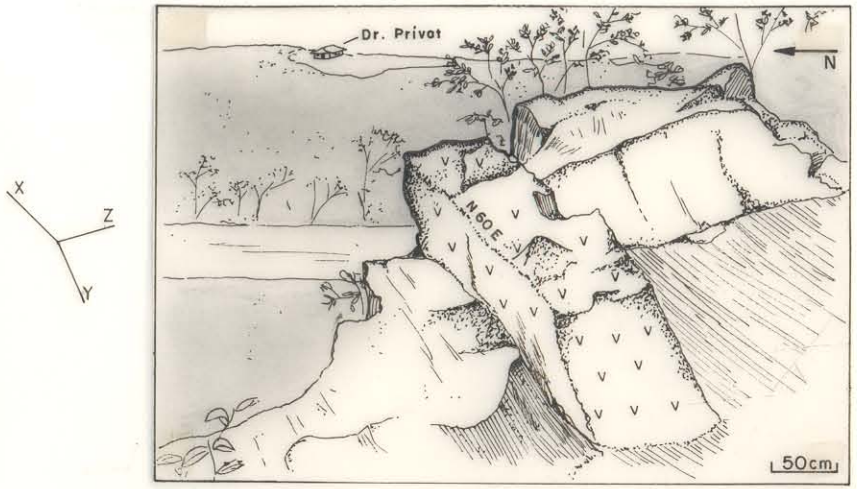
Na serra de Jereguapuaba dentro das faixas menos deformadas, ocorrem camadas ou lentes de granulitos máficos, com comprimento aflorante de até 10 metros e com 1 metro de largura, circundadas pelos gnaisses kinzigíticos (Figura 5a).

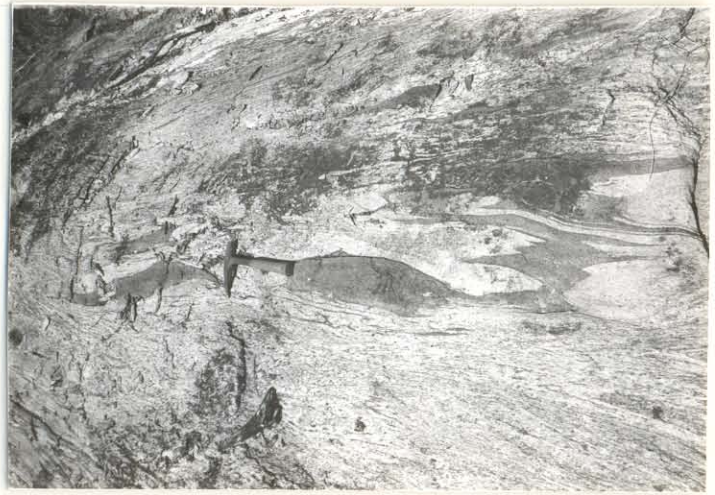
Na serra Gameleira, que representa a seção-tipo do Complexo Gameleira, proposto nesta oportunidade, as lentes de granulitos máficos e enderbíticos estão mais estiradas e rompidas, dentro dos gnaisses kinzigíticos, atingindo largura até centimétrica, refletindo a imposição mais vigorosa da deformação cisalhante (Figura 5b).

De um modo geral, as foliações planares descritas nas rochas granulíticas do Complexo Gameleira, mostram direção com valores variando de N40 - 80E e caimento de 30 - 80° para SE (Figura 10a). Essa variação nas atitudes indica a presença de ondulações e lanços internos nos pacotes rochosos, que serão tratados mais adiante. A significativa linearidade imposta as rochas do Complexo Gameleira permite classificá-las como verdadeiros tectonitos LS e, localmente, do tipo L.

Na escala do mapa geológico, o acamadamento no Complexo Granja é definido pela disposição concordante a subconcordante de camadas e lentes de frações quartzo-feldspáticas, gnaisses trondhjemíticos e monzo-graníticos e anfibolitos, em meio aos gnaisses tonalíticos-granodioríticos, os quais são os tipos dominantes nesse conjunto Camadas e lentes de gnaisses cálcio-silicáticos e quartzitos, que pertencem ao Grupo Martinópole,

a.





b.

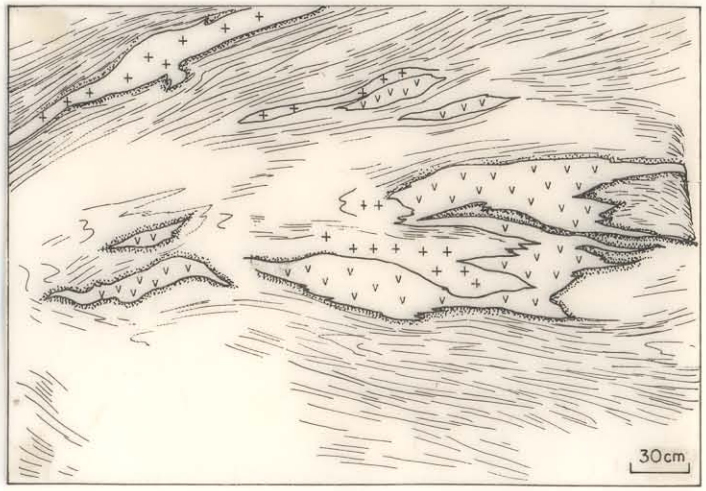


Figura 5 - (a) granulito máfico em meio aos gnaisses kinzigíticos. (b) Fatias de granulitos máficos, estiradas e rompidas em meio de uma zona de maior taxa de deformação cisalhante.

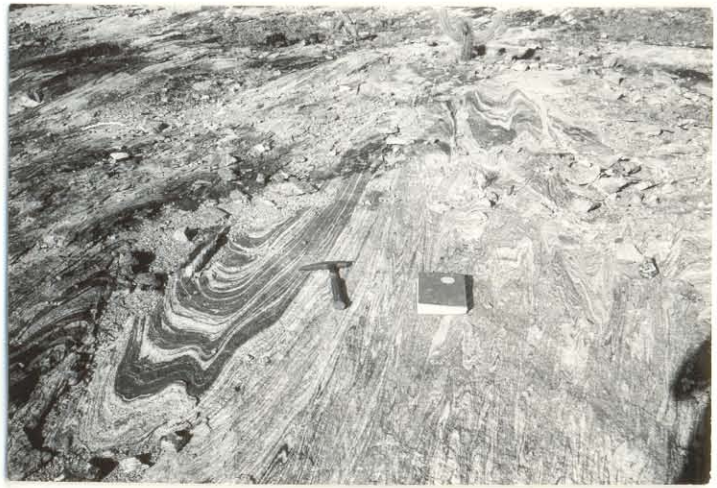
encontram-se acamadas em meio aos diferentes tipos de gnaisses do Complexo Granja (Figura 2).

Na escala de afloramento o acamadamento repete-se de maneira semelhante ao arranjo geométrico descrito na macroescala. Nas faixas de alta taxa de deformação, o acamadamento confunde-se com a foliação milonítica S.

Ao longo da rodovia CE-71, aproximadamente 3 km a norte da cidade de Granja, em meio aos gnaisses tonalíticos-granodioríticos, ocorrem lentes das frações quartzo-feldspáticas, imprimindo um acamadamento regular ao pacote rochoso. Dentro deles encontram-se aleitados, concordantes a subconcordantes, lentes de anfibolitos caracterizando o acamadamento (Figura 6a). As lentes quartzo-feldspáticas apresentam-se nas faixas de menor intensidade da deformação cisalhante com a forma amendoada, cujo maior comprimento orienta-se na direção do eixo de estiramento máximo X (Figura 6b). Ao redor dessas lentes, individualizam-se progressivamente frações félsicas cada vez mais regulares, que passam a constituir o acamadamento.

Nas adjacências da fazenda Oficina, ao longo da extinta Estrada de Ferro (R.F.F.S.A.), o acamadamento pode tornar-se irregular em função da presença de corpos anfibolíticos na forma de budins pouco alongados. Nesse caso, a foliação milonítica S, paralela ao acamadamento, encontra-se ondulada, e o budin mostra-se foliado nas bordas e menos deformado no centro, refletindo a heterogeneidade da deformação cisalhante (Figura 7a).

Nas fazendas Aratanhim de Baixo e Canto do Salgado é possível visualizar a injeção das frações quartzo-feldspáticas



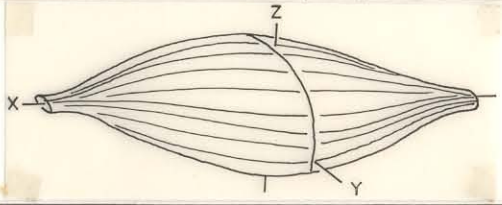
a.

Gnaisses tonalíticos - granodioríticos

Frações quartzo-feldspáticas

Anfibolitos

Planos de transposição, rúptil - dúctil, dextral



b

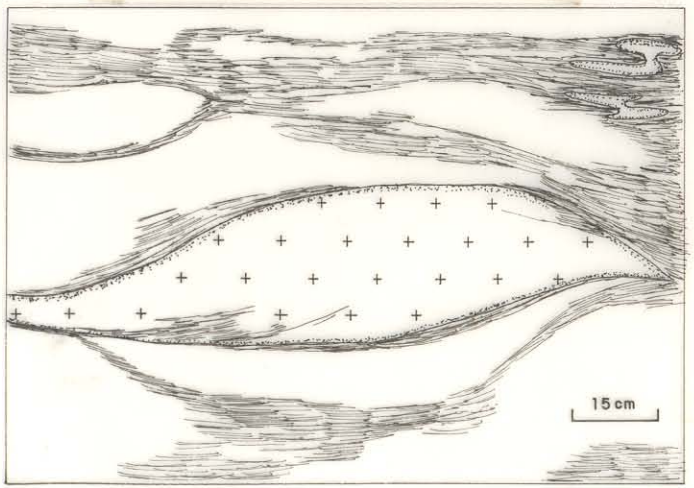


Figura 6 -(a) Acamadamento definido por lentes de anfibolitos e frações quartzo-feldspáticas ou leucossomas em meio aos gnaisses tonalíticos-granodioríticos. (b) Leucossoma de composição trondhjemítica, como amêndoa alongada na direção do eixo de estiramento máximo X. Sua assimetria indica movimentação dextral.

a.

Gnaisses tonalíticos - granodioríticos

Frações quartzo - feldspáticas

Anfibolitos

b.

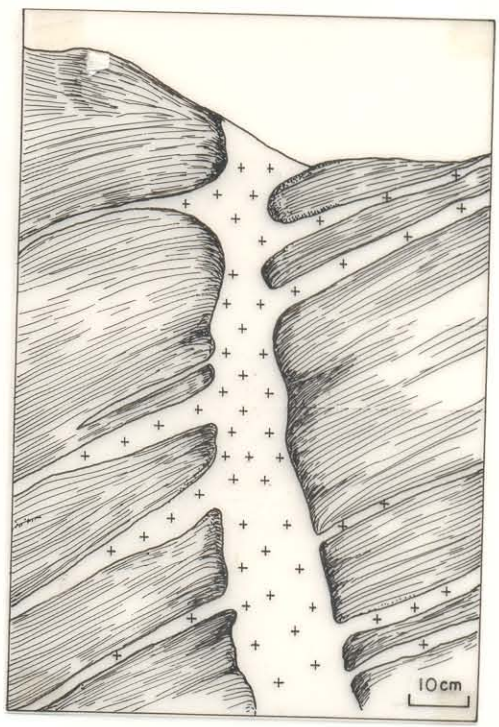


Figura 7 - (a) Anfibolito acamadado em meio aos gnaisses tonalíticos-granodioríticos e as frações quartzo-feldspáticas. (b) Leucossomas monzo-graníticos injetados nos gnaisses tonalíticos-granodioríticos.

monzo-graníticas durante a imposição da deformação cisalhante, que resultou na formação do acamadamento. Numa determinada etapa da deformação, a fração monzo-granítica se apresenta como corpos de largura até métrica, injetados discordantemente na rocha encaixante, representada pelos gnaisses tonalíticos-granodioríticos (Figura 7b). No curso da deformação progressiva, os gnaisses monzo-graníticos passam a intercalar-se com a rocha encaixante, caracterizando o acamadamento, que nas faixas de alta taxa de deformação dá lugar a uma foliação milonítica S (Figura 8a). Esse mesmo comportamento pode ser observado na fazenda Tabocão, localizada a sul da cidade de Granja, e ao longo da rodovia CE-165, na margem do rio Coreaú.

Deve ser ressaltado que no Complexo Granja, observa-se, de norte para sul, uma notável variação da taxa de deformação indicando uma atenuação nessa última direção. Nota-se que a norte da cidade de Granja, há uma incidência muito maior de corpos rochosos tectonicamente aleitados, do que a sul. No norte, as rochas podem ser descritas como tectonitos LS e localmente L, enquanto no sul são, genericamente, tectonitos S. Nos tectonitos LS e L as frações quartzo-feldspáticas dentro dos gnaisses tonalíticos apresentam-se regularmente paralelas, enquanto nos tectonitos S mostram relações genericamente irregulares ou heterogêneas (Figura 8b).

No Complexo Granja, o acamadamento tem direção N50 - 70E e caimento de 40 - 80° para SE (Figura 10a).

a.

b.

Figura 8 - (a) Foliação milonítica S, definida pela alternância dos gnaisses tonalíticos-granodioríticos e os leucossomas monzo-graníticos. (b) Padrão geométrico irregular ou heterogêneo, definido pelas frações quartzo-feldspáticas em meio aos gnaisses tonalíticos-granodioríticos, em zona de menor taxa de deformação cisalhante.

As lentes de gnaisses cálcio-silicáticos e quartzitos do Grupo Martinópole, que ocorrem misturados nos gnaisses tonalíticos-granodioríticos, definem também o acamadamento.

3.2.2 - Foliação Milonítica S

O exame microscópico dos tectonitos LS e L descritos como gnaisses kinzigíticos do Complexo Gameleira, mostra que a foliação milonítica tipo S é desenhada pela orientação, na direção do eixo X, de cristais de quartzo fitados/***ribbon***, sillimanita, grafita, biotita marrom-avermelhada e leitos microcristalinos quartzo-feldspáticos, recristalizados, que envolvem ocelos de plagioclásio, microclínio e granada. O quartzo mostra um comportamento essencialmente dúctil, chegando a isolar dentro dele outros minerais ou frações quartzo-feldspáticas, recristalizadas. Os porfiroclastos de feldspatos individualmentee encontram-se deformados na forma de ocelos. Geralmente apresentam-se recristalizados nas bordas, onde, nos tipos mais deformados, esse processo torna-se tão vigoroso que, parte desses minerais agregam-se à matriz, definindo lentes microcristalinas estiradas na direção da foliação milonítica S. Comparativamente, a granada mostra-se muito fraturada, indicando uma resistência muito maior a deformação, caracterizando a deformação rúptil a nível de cristal.

Nos granulitos ultramáficos, máficos e nos enderbitos deformados, a foliação milonítica S é desenhada pela orientação de cristais de quartzo fitados, hornblenda marrom, hiperstênio, diopsídio, plagioclásio, palhetas de biotita titanífera e Mg-biotita ou flogopita.

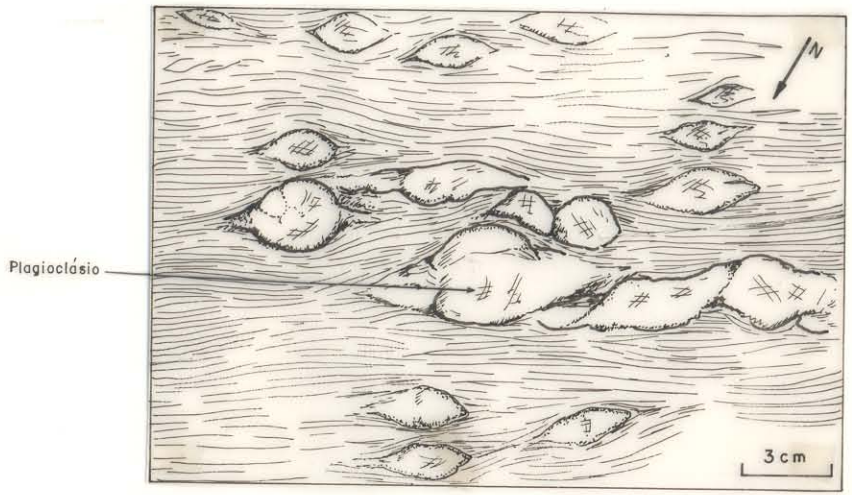
As observações de campo e microscópicas mostram que o comportamento diferenciado dos vários tipos de rochas e dos minerais individualmente, tanto no Complexo Gameleira como no Complexo Granja, em resposta a deformação cisalhante, imprime um padrão entrelaçado à foliação milonítica S (Figuras 9a e 10a).

No Complexo Granja, nos locais onde a foliação milonítica S é penetrativa, as rochas têm coloração cinza escuro, granulação fina a média, e uma notável trama planar, relacionada a incrementos sucessivos da deformação cisalhante e da recristalização dinâmica. Essa trama, que representa uma foliação milonítica do tipo S é definida por porfiroclastos de feldspatos estirados e rotacionados, envolvidos por faixas de minerais máficos e agregados de quartzo (Figura 9a).

Nas zonas mais deformadas, paralelas à foliação milonítica S, existem faixas descontínuas e irregularmente alternadas, que podem ser atribuídas a segregação importante de minerais máficos ou félsicos, proporcionando o desenvolvimento de um microbandamento (Figura 9b). Nas zonas ultramiloníticas a foliação está intimamente associada a estágios avançados de cominuição e recristalização e, nesse caso, a individualização de leitos máficos ou félsicos torna-se acentuada.

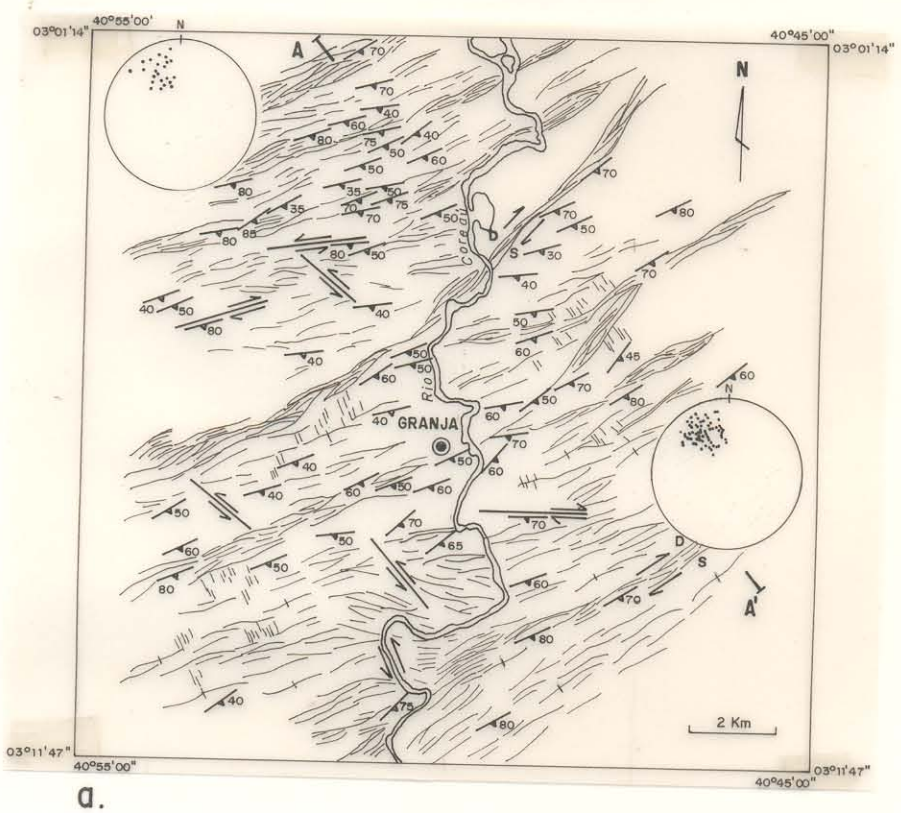
Em seção delgada, a foliação milonítica S é definida pela orientação preferencial de porfiroclastos de plagioclásio e hornblenda, imersos em faixas de biotita e cristais de quartzo fitados (Figura 11a). Os porfiroclastos têm formas amendoadas e geralmente estão recristalizados nas bordas. Nas rochas mais deformadas, essa recristalização é tão acentuada que partes dos

a.

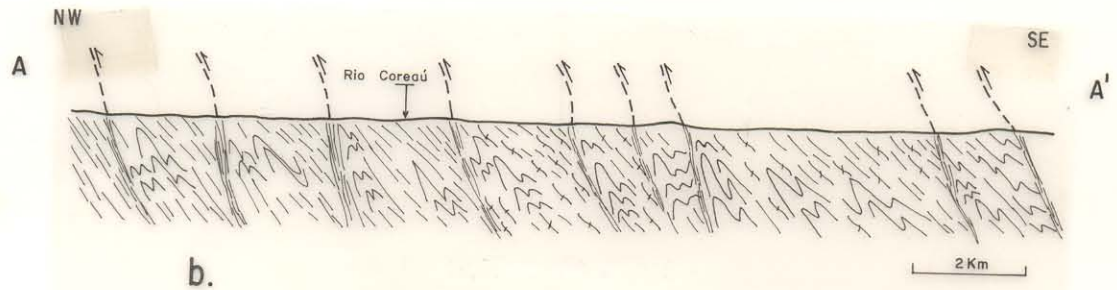


b.

Figura 9 - (a) Foliação milonítica S, nos gnaisses tonalíticos-granodioríticos, definida por porfiroclastos de plagioclásio, estirados e rotacionados, envolvidos por faixas de minerais máficos e agregados de quartzo. (b) Acamadamento dos gnaisses tonalíticos-granodioríticos nas zonas mais deformadas.



a.



b.

Complexo Granja : gnaisses tonalíticos-granodioríticos, lentes de frações quartzo-feldspáticas (gnaisses trondhjemíticos e monzo-graníticos) e anfibolitos.

Complexo Gameleira : gnaisses kinzigíticos, lentes de frações quartzo-feldspáticas, granulitos ultramáficos, máficos e enderbíticos.

Média das atitudes de foliação milonítica

Zonas de cisalhamento transcorrente fotointerpretadas, dextrais

Traços da foliação milonítica fotointerpretada

Fraturas fotointerpretada

Lanços oblíquos (**D** - Bloco que desce)
(**S** - Bloco que sobe)

Figura 10-(a) Mapa estrutural da foliação milonítica e diagramas de polos desta foliação para os complexos Gameleira (27 medidas) e Granja (91 medidas). (b) Seção geológica A-A' mostrando a geometria dos lanços de movimentação oblíqua.

porfiroclastos de plagioclásio são incorporadas à matriz, na forma de cordões paralelos à foliação. Nesse contexto, destacam-se também, leitos estreitos descontínuos e irregulares, de granulação fina, constituídos por quartzo e feldspatos alternados com os porfiroclastos de feldspatos e hornblenda que, por sua vez, estão envolvidos por uma matriz fina com quartzo, feldspatos e palhetas de biotita. Esse arranjo proporciona um acamadamento à rocha, em particular, quando estão presentes cristais de quartzo fitados. Esses cristais de quartzo fitados normalmente recristalizam e formam agregados microcristalinos lenticulares e orientados segundo a foliação. Os porfiroclastos de hornblenda estão transformados nas bordas e nas fraturas, para pequenas palhetas de biotita verde e epidoto. Nas faixas mais deformadas, essa desestabilização é tão acentuada que a hornblenda diminui em tamanho e quantidade.

No Complexo Granja a atitude média da foliação milonítica S é N50 - 70E/40 - 80° SE (Figura 10a).

Nos quartzitos do Grupo Martinópole, intercalados aos gnaisses tonalíticos, do Complexo Granja, a foliação milonítica S tem direção NE-SW, e o mergulho é médio a forte para SE. São quartzitos puros ou termos com moscovita, sericita, biotita, cordierita, sillimanita e cianita.

Em seção delgada, a foliação S é formada pela orientação preferencial de palhetas de moscovita, cristais de quartzo fitado, geralmente cominuídos e recristalizados, e minerais opacos.

3.2.3 - Foliação Milonítica C

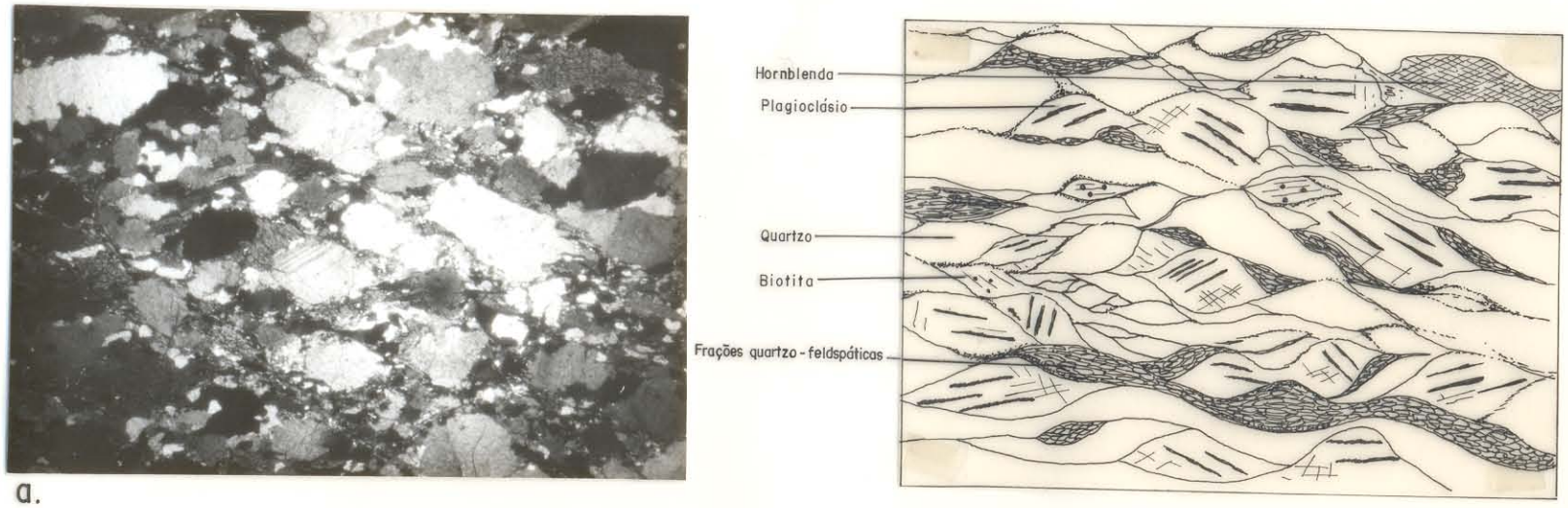
A foliação milonítica C é vista apenas localmente nas rochas granulíticas com direção geral NE-SW, seccionando e deslocando o acamadamento e a foliação milonítica S. Esse elemento estrutural é definido pela orientação preferencial dos mesmos minerais que desenham a foliação milonítica S, porém, cominuídos e recristalizados. Nos gnaisses kinzigíticos do Complexo Gameleira ao longo da foliação C, a biotita marrom-avermelhada desestabiliza-se para pequenas palhetas de biotita verde (Figura 11b). Nos granulitos máficos e enderbíticos, ao longo da foliação C, o diopsídio e a biotita marrom-avermelhada transformaram-se para hornblenda verde e biotita esverdeada, respectivamente (Figuras 12a e b).

Nos gnaisses tonalíticos-granodioríticos do Complexo Granja, a foliação milonítica C é também ocasional e contribui para o arranjo entrelaçado (Figura 12c). Ao longo dessa foliação a biotita marrom e a hornblenda verde transformaram-se para biotita verde, clorita e epidoto.

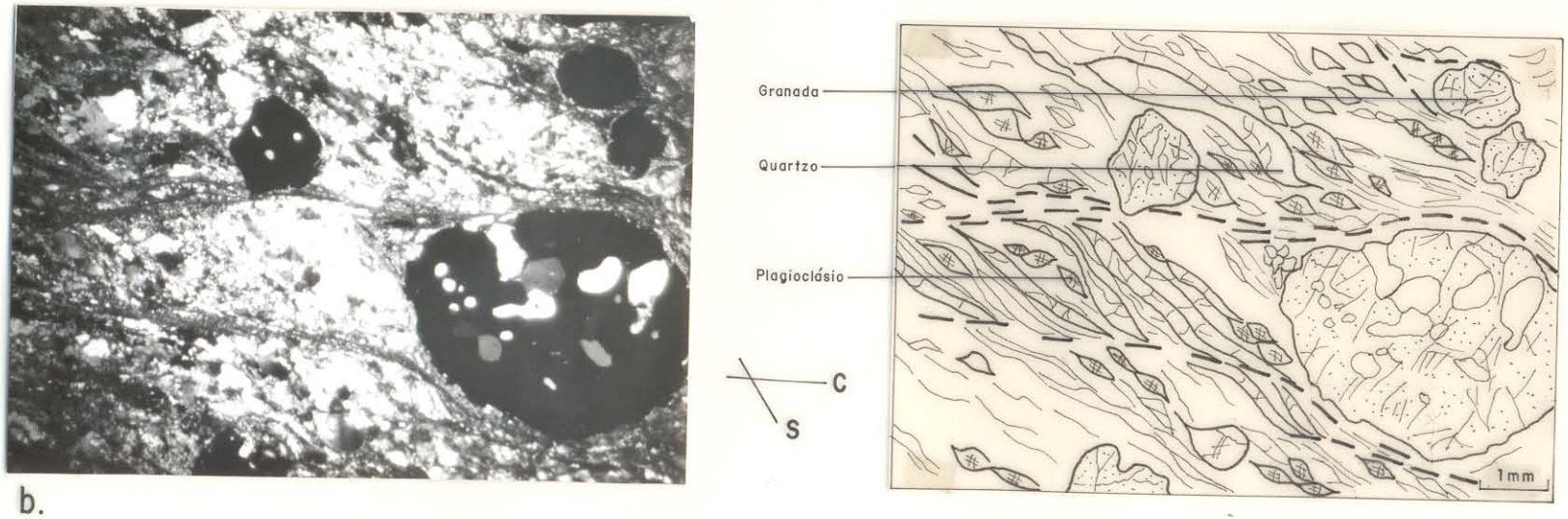
A ausência desse elemento planar ao longo da maior parte da área pode ser atribuída à forte rotação, associada à deformação cisalhante, proporcionando paralelismo das foliações miloníticas S e C.

3.2.4 - Lineação de Estiramento

A lineação de estiramento é notável através da área e pode ser observada, em particular, nas rochas classificadas como tectonitos L, os quais ocorrem ao longo das zonas de concentração de movimentação.



a.



b.

Figura 11-(a) Foliação milonítica S, nos gnaisses tonalíticos-granodioríticos, definida por porfiroclastos de plagioclásio e hornblenda envolvidos por cristais fitados de quartzo, palhetas de biotita e frações quartzo-feldspáticas. (b) Foliação milonítica C nos gnaisses kinzigíticos, seccionando e deslocando a foliação milonítica S. Ao longo de C, a biotita marrom-avermelhada acha-se desestabilizada para biotita verde.

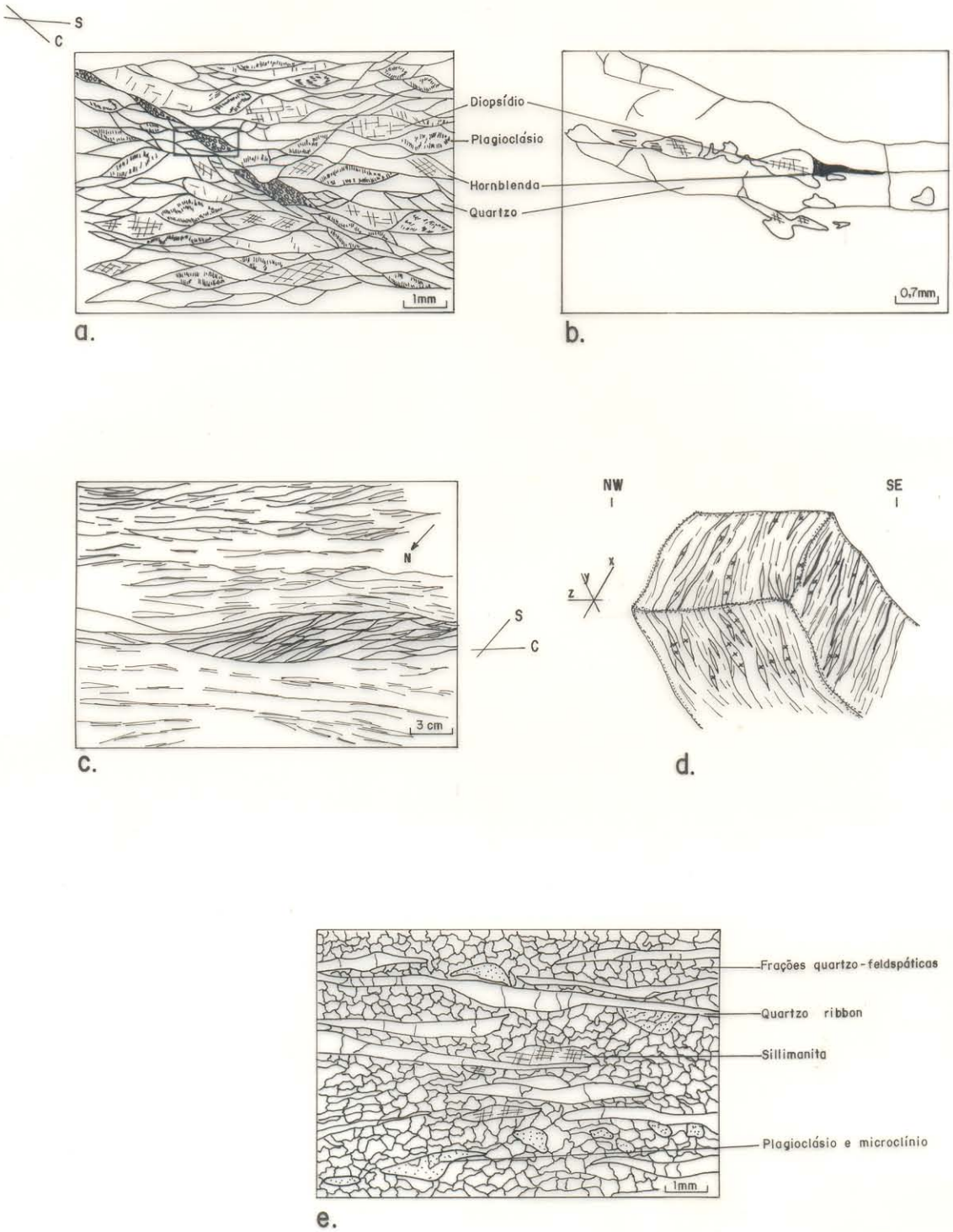


Figura 12-(a) Relação entre as foliações miloníticas S e C, nos granulitos ultramáficos, máficos e enderbíticos. (b) Ao longo da foliação milonítica C, o diopsíd acha-se transformado para hornblenda verde. (c) Relação entre as foliações miloníticas S e C nos gnaisses tonalíticos-granodioríticos. (d) Bloco-diagrama ilustrando a lineação de estiramento, definida por cristais fitados de quartzo, ocelos de feldspatos e frações quartzo-feldspáticas, contida no plano da foliação e orientada na direção do eixo de estiramento máximo X. (e) Lineação de estiramento nos gnaisses kinzigíticos, definida pela orientação, na direção de X, das frações quartzo-feldspáticas, dos ocelos de plagioclásio e microclínio, dos cristais fitados de quartzo e dos cristais de sillimanita.

Nos gnaisses kinzigíticos a lineação de estiramento, contida no plano da foliação milonítica S, é desenhada pela orientação, na direção do eixo de estiramento máximo X, dos ocelos de feldspatos e granada, das frações quartzo-feldspáticas, dos cristais fitados de quartzo, e dos cristais prismáticos de sillimanita (Figuras 12d, e).

Nos granulitos máficos e enderbíticos a lineação de estiramento pode ser observada nos cristais fitados de quartzo, ocelos de plagioclásio e cristais prismáticos de hiperstênio, diopsídio e hornblenda.

No Complexo Granja, os gnaisses tonalíticos-granodioríticos exibem uma lineação de estiramento definida por ocelos de plagioclásio, cristais prismáticos de hornblenda, e cristais fitados de quartzo, contidos no plano XY da foliação milonítica S (Figura 14c).

Os granulitos máficos e enderbíticos do Complexo Gameleira, e os anfibolitos do Complexo Granja, também se encontram alongados na direção do estiramento máximo X.

Como visto na figura 13a, a direção da lineação varia de 40 a 80° no quadrante NE, com concentração de polos em torno de N75E. Os mergulhos não ultrapassam 25° e a média situa-se em torno de 10°. Tal variação é atribuída à presença de zonas de movimentação com deslocamento oblíquo e direcional paralelo ao ***trend*** da Zona de Cisalhamento de Granja. Nesse sentido, nos lanços oblíquos a direção média da lineação é N75E e torna-se paralela ao ***trend*** dessa zona, através da imposição das zonas de cisalhamento transcorrente (Figura 13b). Conforme será mostrado

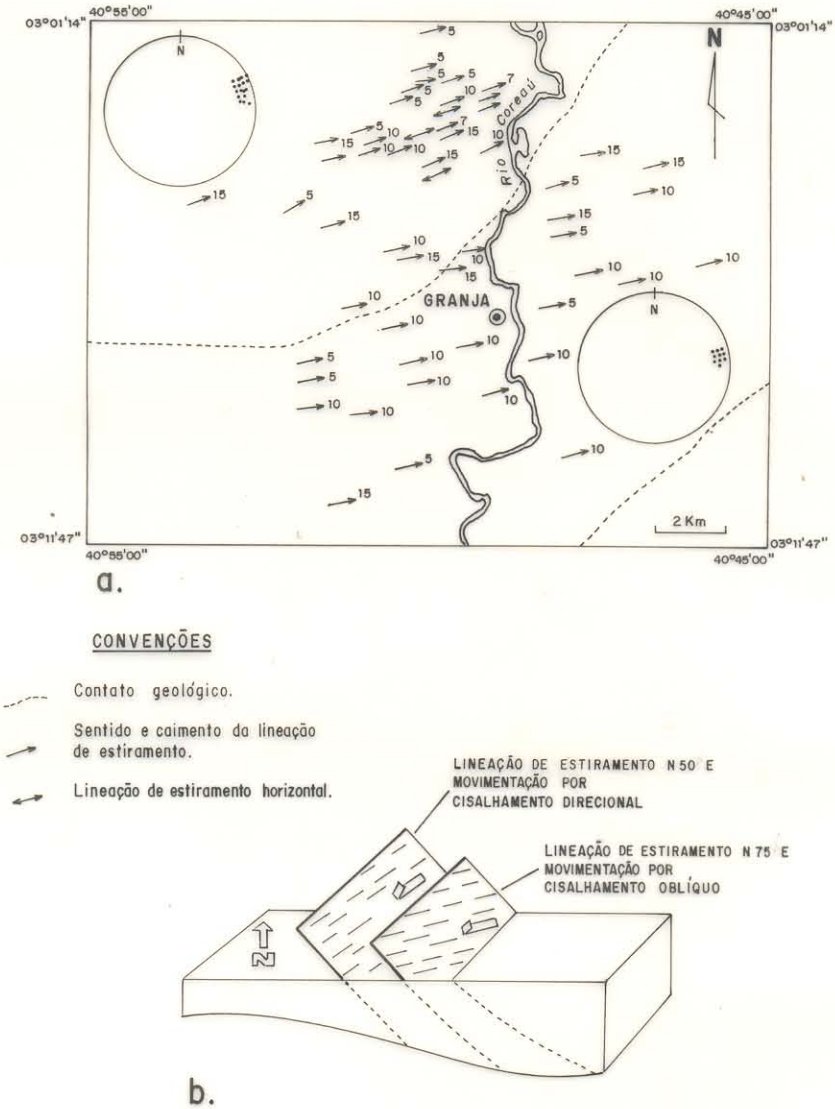


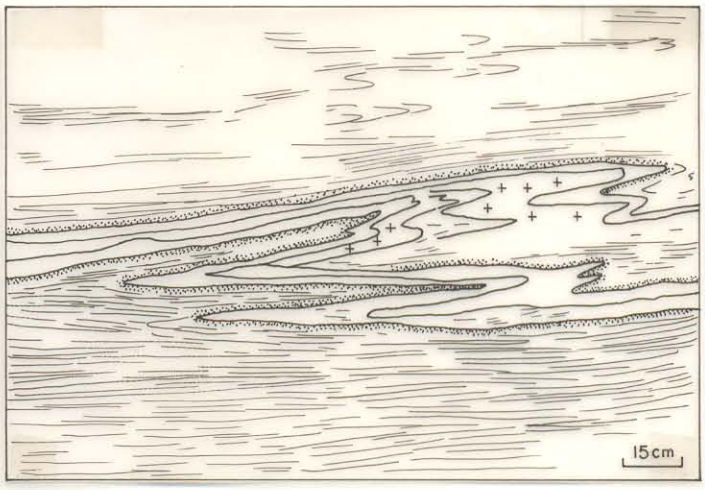
Figura 13-(a) Mapa estrutural da lineação de estiramento e diagramas de polos desta lineação para os complexos Gameleira (29 medidas) e Granja (26 medidas). (b) Bloco diagrama ilustrando a variação na direção da lineação de estiramento.

mais adiante, essa atuação das zonas direcionais afetando a foliação vinculada aos lanços oblíquos, sugere duas fases de movimentação cinemática: as zonas oblíquas responsáveis pela mistura generalizada dos litotipos, e as transcorrentes, pela rotação local desse arranjo geométrico. As variações da lineação para o quadrante sudoeste podem estar relacionadas à deformação da lineação na progressão da deformação ou acomodações ao redor dos corpos mais competentes.

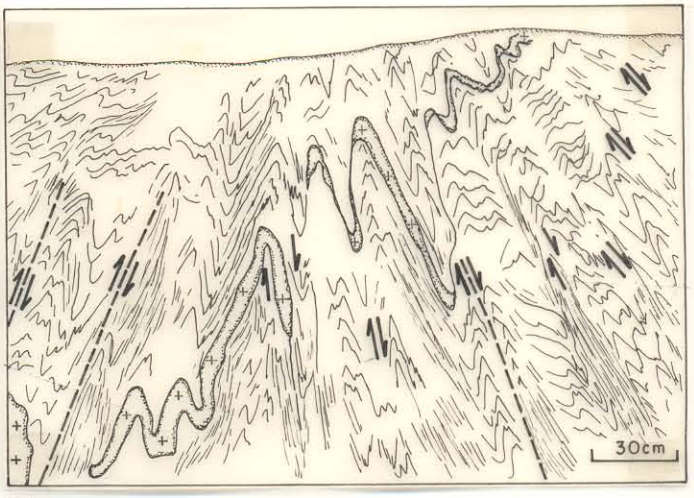
3.2.5 - Dobras

No Complexo Gameleira a relação entre as foliações miloníticas S e C, define no mapa estrutural, suaves ondulações que caracterizam dobras abertas, assimétricas de amplitude até quilométrica (Anexo 2). O arranjo geométrico destas ondulações define um padrão entrelaçado, relacionado a deformação por cisalhamento dúctil-rúptil, vinculada ao binário principal dextral. Essas dobras abertas, são também observadas na mesoescala. Outras dobras que ocorrem também na escala de afloramento, são ocasionais e geralmente, acham-se desenhadas pelas frações quartzo-feldspáticas isoladas em meio aos gnaisses kinzigíticos (Figura 14a). São estruturas de dimensões até métricas, assimétricas, com flancos estriccionados e rompidos, ápices espessados, planos axiais empinados para SE e eixos axiais orientados na direção de X. Estão relacionadas as zonas de cisalhamento dúcteis-rúpteis, discretas, do tipo Y ou D. Outras dobras de arrasto e de crenulação, de amplitude até centimétricas, estão relacionadas as zonas de cisalhamento

a.



b.



c.

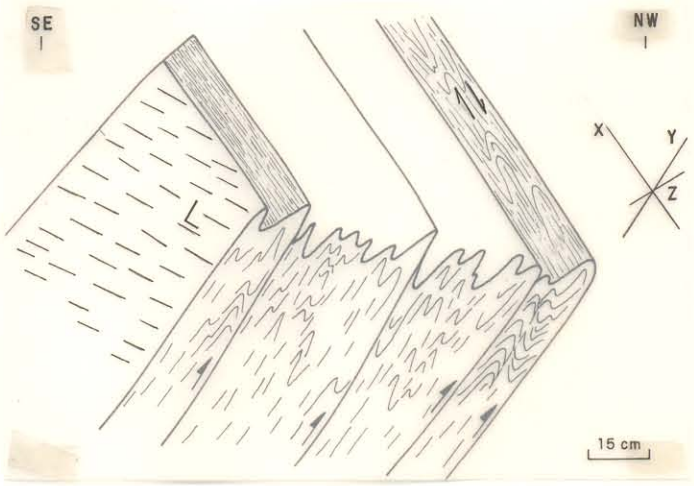
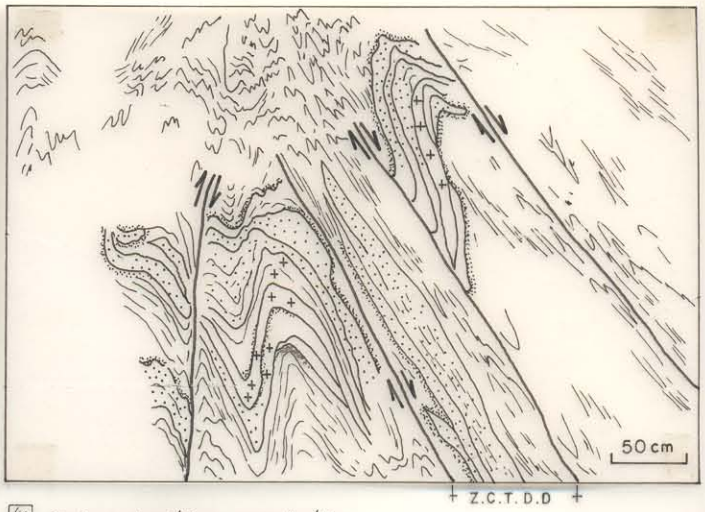


Figura 14- (a) Dobras mesoscópicas nos gnaisses kinzigíticos. (b) Dobras mesoscópicas nos gnaisses tonalíticos-granodioríticos. (c) Dobras mesoscópicas nos gnaisses tonalíticos-granodioríticos e lineação de estiramento (L) contida no plano da foliação.

dúcteis-rúpteis, discretas, dos tipos P, R e R' (Figura 14a). Na macroescala essas estruturas foram também reconhecidas (Anexo 2).

No Complexo Granja, na escala do mapa estrutural, também estão presentes as dobras abertas, desenhadas pela relação entre as foliações miloníticas S e C, assimétricas e de amplitude até quilométrica. Definem um padrão entrelaçado, obedecendo a movimentação cisalhante do binário principal dextral (Anexo 2). Em afloramento essas ondulações se fazem também presentes. Ao contrário do conjunto anterior, as dobras mesoscópicas, que ocorrem isoladas pelas zonas de cisalhamento dúcteis, do tipo Y ou D, podem ser facilmente observadas e, no geral são desenhadas pelo acamadamento e pela foliação milonítica S (Figura 14b e 15a). Na pedreira localizada 3Km a norte da cidade de Granja, essas dobras alcançam dimensões de alguns metros, são assimétricas, intrafoliais, com flancos estirados e rompidos, ápices espessados, planos axiais com caimento para SE, paralelo ao plano XY, e eixos axiais orientados na direção de X (Figura 14c). Um outro conjunto de dobras de arrasto e de crenulação, de amplitude até centimétrica, estão relacionadas as zonas de cisalhamento discretas, dúcteis, tipo R, R' e P (Figuras 8b e 15b). Essas também foram cartografadas na macroescala (Anexo 2). Enquanto que, as dobras pitigmáticas, de dimensões até centimétricas, geralmente desenhadas pelas frações quartzo-feldspáticas, em meio aos gnaisses tonalíticos-granodioríticos, representam estruturas relacionadas ao vetor de encurtamento, segundo o binário principal dextral.

a.



b.

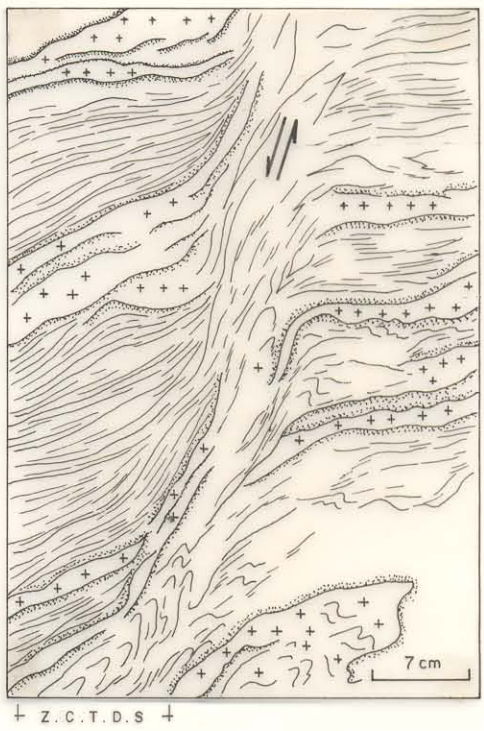


Figura 15- (a) Zona de cisalhamento transcorrente discreta dextral (Z.C.T.D.D.) e (b) Zona de cisalhamento transcorrente discreta sinistral (Z.C.T.D.S.), ambas nos gnaisses tonalíticos-granodioríticos.

Embora não tenha sido possível demonstrar, que as dobras descritas em ambos os complexos, sejam dos tipos com linhas de charneiras fortemente deformadas, observou-se nas adjacências da cidade de Granja, dobras em olho, que representam as seções perpendiculares a direção de estiramento máximo X de dobras em bainha.

Essas estruturas são interpretadas, no momento, como acomodações internas nos pacotes rochosos limitados por lanços oblíquos (Figura 10b).

3.2.6 - Lanços Oblíquos

O arranjo geométrico meso e macroscópico da área é caracterizado por variações bruscas de mergulho da foliação, de modo que, são individualizadas faixas com caimentos fortes para SE alternadas com segmentos irregulares de mergulhos baixos a médios também para SE. As faixas com mergulhos altos, caracterizadas por tectonitos L, coincidem com expressivos contrastes litológicos e incluem uma lineação de estiramento que chega a formar um ângulo de até 20° com a direção das faixas.

Essas faixas definem um arranjo entrelaçado, de orientação geral NE-SW, e são intrepretadas, nesta oportunidade, como zonas de concentração de movimentação ou lanços oblíquos ou rampas oblíquas (Malavieille, 1987).

Na seção da Figura 10b (localizada na Figura 10a), observa-se que entre os lanços oblíquos, os conjuntos rochosos apresentam ondulações, dobras intrafoliais, crenulações, planos de transposição e clivagens de crenulação, que representam acomodações ligadas ao desenvolvimento da deformação. Nesse

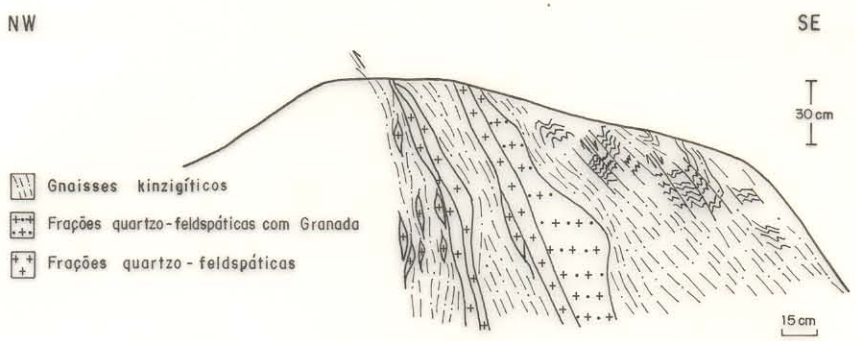
contexto, detaca-se o lanço que limita os complexos Gameleira e Granja.

A seção da Figura 16a, nas adjacências da fazenda Morro Vermelho de Cima, é a representação, em escala mesoscópica, da geometria definida a nível macroscópico. Ao longo do lanço, a foliação é subvertical e ocorrem várias frações lenticulares quartzo-feldspáticas com ou sem granada. Observa-se que os diferentes corpos geológicos podem estar budinados ou com estricção em função das altas taxas de achatamento e estiramento associadas ao movimento cinemático. No conjunto rochoso que compõe a capa, lado direito da Figura16a, a foliação tem mergulho moderado para SE e aparecem crenulações associadas a planos de transposição, que se traduzem em acomodações internas vinculadas a movimentação dos lanços. Tais acomodações, também refletem forte achatamento perpendicular à direção de estiramento máximo.

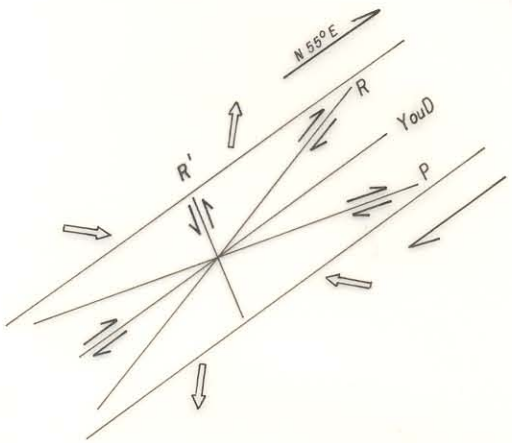
Constata-se, portanto, que a estruturação pode ser vista em todas as escalas através da área, e a ela devem-se as complexas formas geométricas das diferentes unidades rochosas.

3.2.7 - Zonas de Cisalhamento Transcorrente

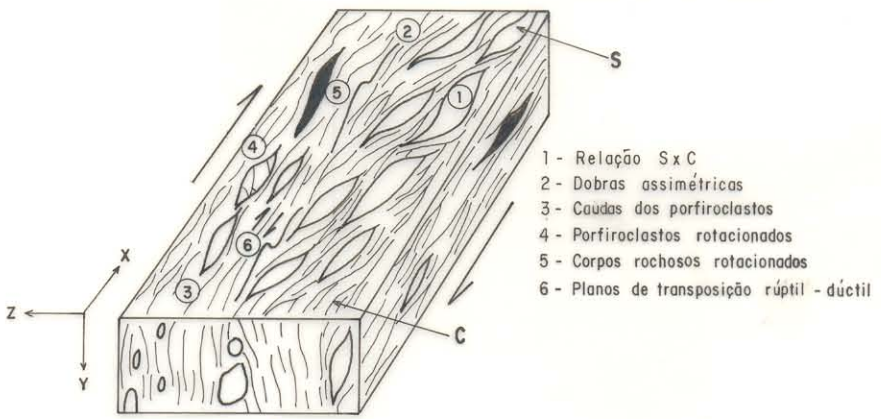
Ao longo da área foram identificados dois conjuntos de zonas de cisalhamento transcorrentes orientados preferencialmente nas direções N50-60°E e N40-50°W, com movimentação dextral e sinistral respectivamente. Existem também, zonas dextrais com orientações NNE-SSW e E-W. Tratam-se de zonas de cisalhamento transcorrente discretas, de dimensões que variam de centímetros a dezenas de metros, e zonas de cisalhamento transcorrente de extensões quilométricas. O mapa da Figura10a, mostra as



a.



b.



c.

Figura 16-(a) Geometria mesoscópica dos lanços oblíquos. (b) Zonas de cisalhamento transcorrente com movimentação dextral (Y ou D,R e P) e sinistral (R'). Binário principal dextral, as setas indicam as direções de estiramento e encurtamento. (c) Critérios cinemáticos de rotação usados estatisticamente na definição do sentido de movimentação.

principais zonas de cisalhamento transcorrente identificadas até o momento. Observa-se nitidamente que o acamadamento e a foliação milonítica S foram seccionadas e deslocadas pelas zonas transcorrentes, desenhando ondulações. Internamente, as zonas de cisalhamento são caracterizadas por uma foliação milonítica e por uma lineação de estiramento sub-horizontal. A foliação milonítica pode passar para um acamadamento, quando por exemplo, estão presentes frações quartzo-feldspáticas e anfibolíticas (Figura 15a,b), porém, no geral, constitui uma feição muito irregular.

Além desses feixes de zonas transcorrentes discretas há evidências de movimentos direcionais ao longo dos lanços oblíquos, a exemplo do que se verifica nas adjacências da cidade de Granja. Nesse caso, os lanços oblíquos podem ter incorporado movimentação essencialmente direcional na progressão da deformação.

Conforme o sugerido acima, as zonas direcionais discretas são interpretadas como produtos estruturais formados durante o mesmo evento termo-tectônico que gerou o sistema oblíquo. Nesse contexto, as zonas dextrais NE-SW, NNE-SSW e E-W, e as zonas sinistrais NW-SE podem ser relacionadas às direções de cisalhamento Y (ou D), R, P e R' respectivamente (Figura16b). Obviamente, essa interpretação admite sincronismo entre o sistema oblíquo e as zonas discretas, que pode refletir dois movimentos cinemáticos no curso da deformação. Não deve ser eliminada a interpretação que pondera o desenvolvimento simultâneo dos dois arranjos estruturais, com uma atuação mais vigorosa das zonas discretas durante os estágios mais tardios da movimentação.

3.2.8 - Fraturas

As estruturas descritas anteriormente são afetadas por fraturas de cisalhamento rúpteis-dúcteis, orientadas preferencialmente na direção NE-SW, e fraturas de cisalhamento rúpteis com direção NW-SE. As primeiras mostram movimentos relativos da foliação milonítica pretérita, proporcionando rejeitos centimétricos, indicativos de uma cinemática dextral. Estas estruturas são também entendidas como do tipo Y ou D, de movimentação relativa no mesmo sentido do binário principal. As outras fraturas de cisalhamento essencialmente rúptil com direção NW-SE, foram cartografadas na mesoescala. (Anexos 1 e 2), e reconhecidas em afloramento como fraturas. Algumas mostram deformações cisalhantes permanentes nas paredes, e nesse caso, são interpretadas como zonas de cisalhamento rúpteis-dúcteis.

Essas fraturas estão relacionadas com o vetor distensivo do binário principal dextral, e vinculadas a implantação do Sistema Ubajara-Jaibaras.

3.3 - CRITÉRIOS DE ROTAÇÃO

A movimentação dextral associada ao desenvolvimento do sistema oblíquo foi definida aplicando-se os seguintes critérios cinemáticos de rotação (Figura16c):

1 - A relação entre as foliações miloníticas S e C;

2 - Dobras mesoscópicas assimétricas;

3 - Assimetria das caudas dos porfiroclastos;

4 - Rotação dos porfiroclastos de feldspatos, granadas, piroxênios, anfibólios e opacos;

5 - Assimetria das frações quartzo-feldspáticas, dos granulitos ultramáficos, máficos e enderbíticos, e dos anfibolitos;

6 - Planos de transposição rúptil-dúctil.

O sentido de movimentação das zonas transcorrentes discretas, foi definido principalmente pela inflexão da foliação milonítica S e os acamadamentos mais antigos.

3.4 - ARRANJO GEOMÉTRICO DA ÁREA

De acordo com as descrições dos itens anteriores, as estruturas formadas a partir de um evento de cisalhamento dúctil-rúptil não-coaxial podem ser reunidas em dois conjuntos principais, denominados sistema oblíquo e zonas transcorrentes discretas e de extensões quilométricas.

Ao sistema oblíquo, associa-se uma lineação de estiramento que forma um ângulo de até 20° com a direção geral da Zona de Cisalhamento de Granja (Gama Jr. et al. 1990). Esta relação sugere que os lanços incorporaram movimentos ligados a atuação de componentes direcionais e de mergulhos. As zonas discretas e de extensões quilométricas são essencialmente transcorrentes e impõem localmente, modificações na geometria do arranjo oblíquo.

Como há relação de superposição entre os dois conjuntos estruturais, pode-se falar em dois movimentos cinemáticos responsáveis pela organização da estruturação regional. A interação entre os dois movimentos cinemáticos esboça um quadro geométrico caracterizado por um sistema oblíquo formado por

lanços lístricos, que devem estar ligados a uma zona principal de movimentação ou deslocamento na base da crosta (Figura17a).

Nesse contexto, o primeiro movimento cinemático proporcionou o soerguimento de rochas da infraestrutura, o Cinturão Granulítico de Granja, e duplicação localizada da crosta na região homônima. Este arranjo é também evidenciado pela existência de uma anomalia gravimétrica linear positiva de orientação NE-SW que atinge a região estudada (Beltrão, 1989). Tal anomalia representa, em escala regional, uma descontinuidade geofísica empinada para SE, compatível com os lanços oblíquos identificados em superfície.

De acordo com a interpretação de Beltrão (op.cit.) essa descontinuidade gravimétrica, que representa um cinturão de intensa movimentação oblíqua e forte milonitização, corresponde em escala regional, à região de articulação entre blocos crustais.

Portanto, na região de Granja esta anomalia geofísica acha-se relacionada à imposição da Zona de Cisalhamento de Granja (Gama Jr. et al. 1990), na qual a relação geométrica entre os conjuntos rochosos é decorrente de enfatiamento e mistura por processo tectônico.

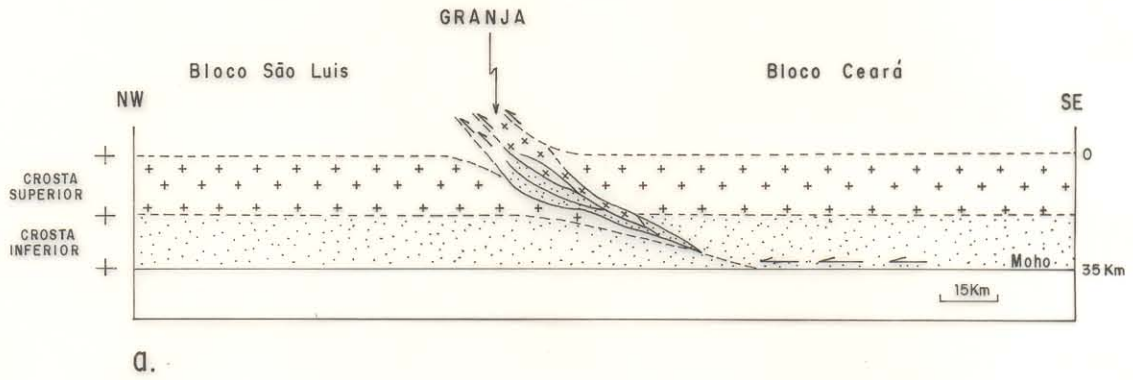
Este processo tectônico foi responsável pelo desenvolvimento do sistema oblíquo, ligeiramente complicado por transcorrências tardias, em condições de metamorfismo de grau médio passando para grau baixo, afetando as rochas preexistentes de alto grau do cinturão.

A Zona de Cisalhamento de Granja representa, portanto, um segmento do Cinturão de Cisalhamento Noroeste do Ceará, desenvolvido com a articulação de dois blocos crustais. O bloco Ceará deslocou-se em relação ao bloco São Luís, ao longo de uma sutura NE-SW, bem definida pela gravimetria e pelo alçamento do Cinturão Granulítico de Granja. O movimento foi algo direcional, com o bloco leste, o Bloco Ceará deslocando-se para o quadrante sudoeste e o de oeste, o Bloco São Luís para o quadrante nordeste (Figura17b).

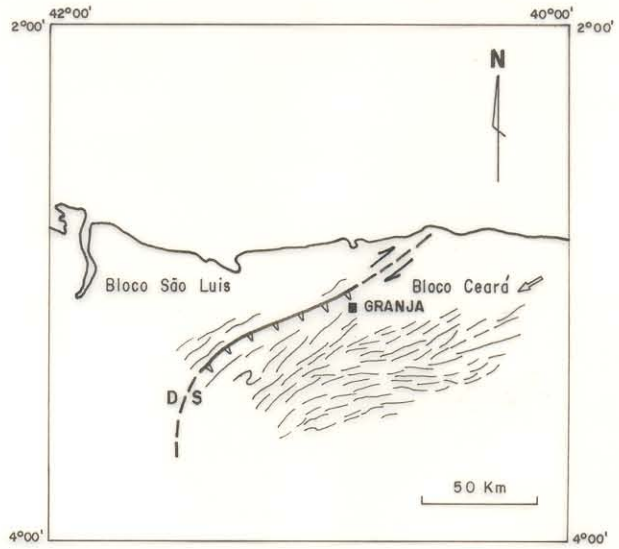
No Bloco São Luís, a seqüência vulcano-sedimentar **greenstone belt**, acha-se representada pelo Grupo Gurupi e, é constituida principalmente de xistos micáceos, com granada, estaurolita e grafita, e filonitos. Esta paragênese indica condições de facies anfibolito baixo-médio, com regressão até a facies xisto-verde. As estruturas obedecem o **trend** regional NW-SE (Schobbenhaus et al., 1984).

No Bloco Ceará as rochas vulcano-sedimentares constituem o Complexo Independência, representado por xistos com sillimanita, cianita e rutilo, e o Grupo Ceará, com micaxistos, gnaisses granatíferos, quartzitos, mármores, anfibolitos, talco xistos, serpentinitos, formação ferrífera, cherts, filitos e níveis grafitosos auríferos, Schobbenhaus et al. (1981).

No Cinturão de Cisalhamento Noroeste do Ceará, a seqüência do tipo **greenstone belt** está representada pelas rochas do Grupo Martinópole.



a.



b.

Figura17 - (a) Seção geológica esquemática ilustrando o sistema formado por lanços oblíquos, os quais devem estar relacionados a uma zona principal de movimentação ou deslocamento na base da crosta. (b) Mapa esquemático mostrando a articulação dos blocos São Luís e Ceará. A zona de interação, coincide com a Zona de Cisalhamento de Granja e corresponde ao sistema de lanços oblíquos (D = bloco que desce; S = bloco que sobe). A seta indica o sentido de movimentação do Bloco Ceará em relação ao Bloco São Luís.

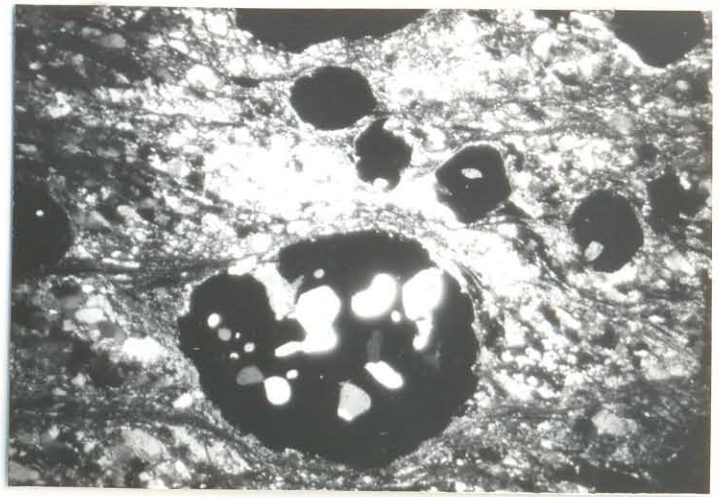
4 - PETROGRAFIA

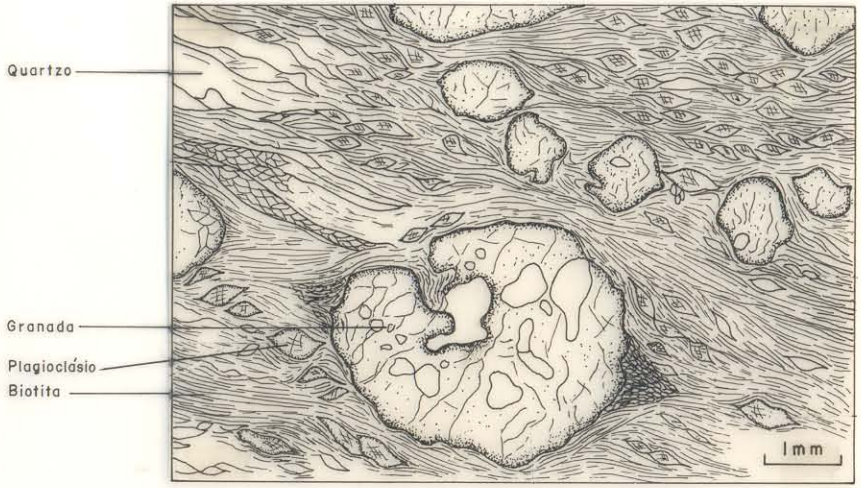
4.1 - COMPLEXO GAMELEIRA

4.1.1 - Gnaisses Kinzigíticos

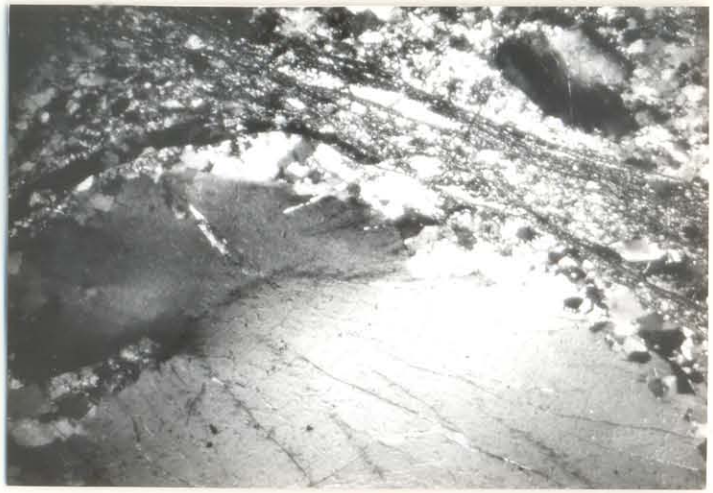
Essas rochas em escala mesoscópica exibem granulação fina a média e cor cinza. São relativamente enriquecidas em biotita e granada, com quantidades subordinadas de sillimanita, grafita e minerais opacos. Apresentam-se com bandas ou lentes máficas, de espessura até centimétrica, que alternam-se com as frações quartzo-feldspáticas, definindo o acamadamento (Figuras 4a,b). Nos locais onde a taxa de deformação cisalhante é maior, o acamadamento, cede lugar a uma xistosidade ou foliação milonítica do tipo S. Essas rochas que representam verdadeiros tectonitos L, apresentam uma notável lineação de estiramento definida por barras de quartzo, cristais de sillimanita, frações quartzo-feldspáticas e ocelos de feldspatos, orientados na superfície da foliação milonítica S, na direção do eixo de estiramento máximo X (Figura 12d,e).

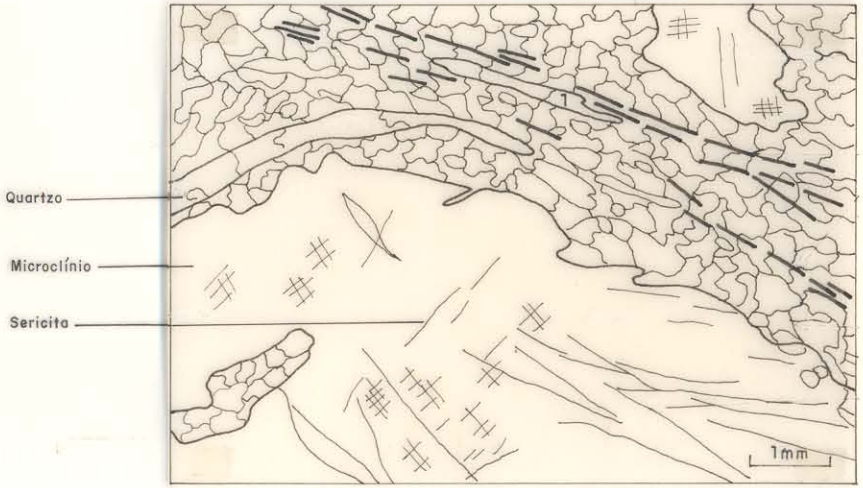
Em seções delgadas nota-se que a foliação milonítica S é desenhada pela orientação, na direção do eixo X, de cristais fitados de quartzo/***ribbon***, palhetas de biotita, cristais de sillimanita, grafita, rutilo, minerais opacos e leitos quartzo-feldspáticos, que envolvem ocelos de plagioclásio e granada. Esta relação geométrica fornece à textura um arranjo entrelaçado (Figura 18a). Os cristais fitados de quartzo têm comportamento essencialmente dúctil, mostram uma forte extinção ondulante e acham-se recristalizados em subgrãos. Alguns bastões de quartzoo estão ondulados e rompidos, e isolam dentro deles cristais de





a.





b.

Figura 18- (a) Arranjo entrelaçado da foliação milonítica S, nos gnaisses kinzigíticos. (b) Microclínio recristalizado a partir das bordas com microfraturas em parte preenchidas por palhetas de sericita.

plagioclásio ou mesmo frações quartzo-feldspáticas. Alternam-se irregularmente com os bastões de quartzo, faixas de espessura até milimétrica, nas quais a recristalização estabeleceu um arranjo poligonal entre o quartzo e os feldspatos. Essas frações quartzo-feldspáticas juntamente com os cristais fitados de quartzo, de sillimanita, e os ocelos de feldspatos e granada, desenham a lineação de estiramento (Figura 12e)

A biotita titanífera ocorre como palhetas subédricas a anédricas, com cores de pleocroísmo em Z=Y= marrom-avermelhado, e em X= marrom-amarelado. Estas palhetas juntamente com os cristais fitados de quartzo e as frações quartzo-feldspáticas, estiradas e rompidas, contornam os porfiroclastos de plagioclásio e granada, desenhando um padrão entrelaçado. No prolongamento dos cristais de granada estirados, zonas de sombra de pressão estão preenchidas por quartzo, feldspatos e biotitas recristalizados (Figura 12e). A sillimanita forma cristais prismáticos, subédricos a anédricos, orientados na direção de X, e geralmente microfraturados, mostrando seu comportamento frágil diante da deformação cisalhante. O plagioclásio apresenta-se em cristais subédricos e anédricos, normalmente na forma ocelar, com raro maclamento do tipo albita, e recristalização nas bordas em novos subgrãos, caracterizando a textura em moldura. Nos estágios mais evoluídos desse processo de recristalização formam-se agregados de subgrãos que, em conjunto, mantém a forma ocelar original do porfiroclasto. Em seguida, a atuação mais vigorosa da deformação cisalhante transforma estes agregados ocelares em estreitas faixas, que se alternam com os bastões de quartzo. Os

porfiroclastos de granada mostram-se microfraturados e ligeiramente ocelares, o que revela seu comportamento rúptil-dúctil. Em algumas granadas estão inclusos sillimanita e quartzo, que definem uma orientação interna herdada de uma antiga foliação, normalmente rotacionada, sugerindo a estabilidade desses minerais quando da atuação da deformação cisalhante. Como minerais acessórios encontram-se zircão, rutilo, monazita e minerais opacos.

A relação geométrica entre as foliações miloníticas S e C, observada na escala do mapa geológico e nos afloramentos, repete-se na microescala. A foliação C secciona e desloca a foliação S fornecendo um padrão entrelaçado à textura. A foliação C caracteriza-se pela reorientação e cominuição dos minerais que desenham a foliação S. Ao longo desta superfície, a biotita marrom-avermelhada foi, por vezes, desestabilizada, formando-se em seu lugar, pequenas palhetas de biotita verde (Figura 11b).

4.1.2 - Frações Quartzo-Feldspáticas

Estas frações estão associadas aos gnaisses kinzigíticos, na forma de lentes ou camadas concordantes a subconcordantes. Apresentam, como associação mineralógica principal, plagioclásio, microclínio pertítico, quartzo e granada. Essas frações encontram-se também alojadas nos planos de transposição rúptil-dúctil, dextrais, sugerindo sua formação durante a atuação da deformação cisalhante (Figura 4a). O plagioclásio apresenta-se em cristais subédricos a anédricos, mostrando maclamento do tipo albita geralmente deformado. Nos locais onde a taxa de deformação cisalhante não foi vigorosa o microclínio ocorre em

porfiroclastos deformados, de forma ocelar. Com uma taxa de deformação dúctil mais acentuada, estes porfiroclastos são mais intensamente deformados e estirados, recristalizando a partir das bordas, em cristais menores, que passam a compor a matriz. Este processo de recristalização do álcali-feldspato juntamente com o plagioclásio e o quartzo, define um arranjo poligonal. Normalmente, os porfiroclastos de microclínio estão microfraturados e nos seus planos de fratura estabilizaram-se pequenas palhetas de sericita que traduzem a atuação de fases fluídas que acompanharam a deformação cisalhante e o processo de recristalização dinâmica (Figura 18b). A sericita também ocorre como agregados definindo um arranjo radial, sempre associado ao álcali-feldspato. São freqüentes os intercrescimentos simplectíticos entre o quartzo e o plagioclásio. O quartzo mostra um comportamento essencialmente dúctil, apresentando-se na forma de bastões estirados, rompidos e recristalizados, que chegam a isolar internamente cristais de plagioclásio e mesmo frações da matriz quartzo-feldspática recristalizada. A granada, subédrica a anédrica, ocorre isolada em meio a matriz quartzo-feldspática, associada ao rutilo, e, mais raramente, à monazita e pequenas palhetas de biotita.

4.1.3 - Granulitos Ultramáficos e Máficos

Na escala mesoscópica os granulitos máficos mostram granulação fina a média e coloração verde-escuro. Ocorrem entre os gnaisses kinzigíticos, como camadas ou lentes, concordantes a subconcordantes, definindo o acamadamento (Figura 5a). Nos locais de menor taxa de deformação cisalhante esses granulitos mostram-

se não foliados, e na medida em que se tornam mais estirados e rompidos, nota-se uma foliação milonítica S penetrativa (Figura 5b). A sul da vila Dr. Privat ocorrem lentes, até métricas, de granulitos ultramáficos (amostra T-155, ver Figura 29 e Tab. 1), em meios aos gnaisses kinzigíticos. Estas rochas exibem uma foliação milonítica S penetrativa, definida pela orientação preferencial dos minerais máficos, que envolvem os porfiroclastos de granada.

Nos granulitos ultramáficos deformados, a foliação milonítica S é desenhada pela orientação na direção do eixo X, dos cristais de anfibólio, orto e clinopiroxênio, palhetas de biotita e quartzo/***ribbon*** envolvendo os ocelos de plagioclásio, definindo um padrão entrelaçado da textura. Encontra-se presente a textura vermicular, definida pelo intercrescimento entre hiperstênio e plagioclásio, formados a partir da granada. Esta estabilidade do plagioclásio mais cálcico e do hiperstênio a partir da granada, indica condições progressivas do metamorfismo na facies granulito, durante a subducção dessas rochas até a crosta inferior. O anfibólio tem forma prismática subédrica a anédrica, com cores de pleocroísmo Z= marrom pálido, Y= amarelo pálido e X= amarelo pálido, e ângulo de extinção (Z^C) em torno de 15º, definindo-se como hornblenda. A biotita ocorre em palhetas subédricas a anédricas, com cores de pleocroísmo em Z=Y= laranja e X= amarelo pálido. Trata-se de uma Mg-biotita ou flogopita. O quartzo, geralmente recristalizado em subgrãos, tem forma fitada/***ribbon*** e moderada a forte extinção ondulante. O plagioclásio (An_{64-65}) ocorre em cristais prismáticos subédricos

a anédricos, ocelares, com maclamento dos tipos albita e albita-periclínio normalmente deformados. Como minerais acessórios ocorrem zircão, titanita e apatita.

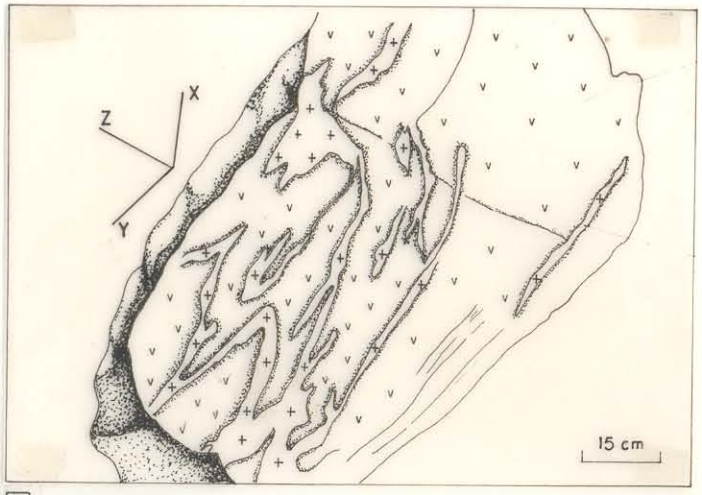
Em seção delgada alguns exemplares de granulitos máficos mostram textura granoblástica, enquanto outros estão foliados. Esta textura granoblástica é definida principalmente pelo arranjo em mosaico entre ortopiroxênio, clinopiroxênio, plagioclásio, granada e, em quantidades subordinadas, quartzo. Nos exemplares deformados e estirados, a foliação S é desenhada pela orientação, na direção X, de cristais de anfibólio, orto e clinopiroxênio, palhetas de biotita titanífera e cristais fitados de quartzo/***ribbon***, que contornam os porfiroclastos orientados de plagioclásio. Este arranjo geométrico imprime à textura um padrão entrelaçado. São comuns nesses granulitos máficos deformados intercrescimentos simplectíticos entre plagioclásio, hiperstênio e granada. Ao redor do plagioclásio intercrescido com hiperstênio, formaram-se, a partir da reação entre esses dois minerais, granadas que desenvolveram auréolas. Esta textura caracterizada pela reação entre plagioclásio e o hiperstênio gerando granada, representa uma regressão do metamorfismo durante a ascenção dessas rochas para níveis crustais mais rasos, embora ainda dentro das condições da facies granulito. Nos exemplares com textura granoblástica, que representam os tipos maiss protegidos da deformação cisalhante, a presença dessas auréolas de granada em volta dos intercrescimentos entre plagioclásio e o hiperstênio, é menos freqüente do que nos tipos foliados.

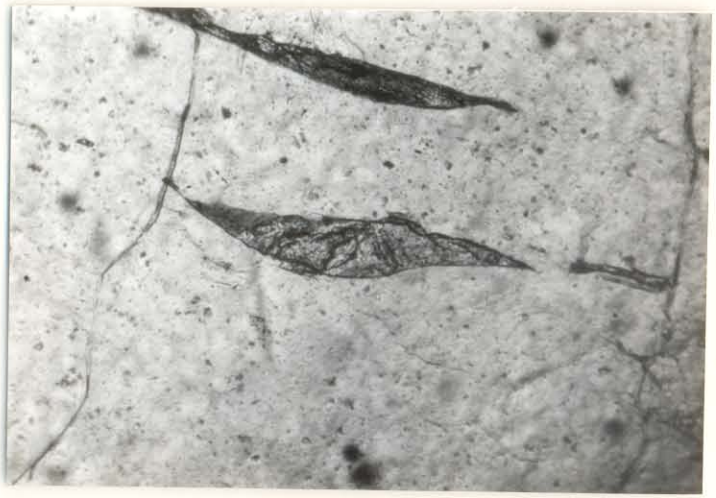
Nos granulitos máficos com textura granoblástica, o hiperstênio apresenta-se com forma prismática, subédrica a anédrica, cores de pleocroísmo em Z= neutra, Y= amarelo pálido e X= róseo pálido, e ângulo 2V em torno de 55°. O diopsídio tem forma prismática, subédrica a anédrica e ângulo de extinção (Z^C) em torno de 43° a 45°. O plagioclásio (An_{35-40}), subédrico a anédrico, mostra moderada a forte extinção ondulante. Normalmente acha-se maclado ou com rara geminação do tipo albita deformada. Associados ao hiperstênio e ao diopsídio, em quantidade subordinada, ocorrem pequenos cristais de anfibólio e biotita. O anfibólio tem forma prismática, subédrica a anédrica, mostra pleocroísmo (Z=marrom, Y=marrom pálido e X= amarelo pálido), ângulo de extinção (Z^C) em torno de 16°, caracterizando-se como hornblenda. A biotita titanífera ocorre em palhetas subédricas a anédricas, com cores de pleocroísmo Z=Y= marrom avermelhado e X= amarelo. A granada e os minerais opacos ocorrem em quantidades ainda menores.

A foliação S acha-se interceptada e deslocada pela foliação C. Esta última caracteriza-se pela reorientação e cominuição dos minerais que desenham a foliação S.

Associam-se aos granulitos máficos frações quartzo-feldspáticas ou leucossomas na forma de lentes ou veios irregulares, concordantes a subconcordantes, com espessura até centimétrica (Figura 19a). Em seção delgada, essas frações são constituídas principalmente por quartzo e plagioclásio. Em quantidade subordinada, ocorrem hiperstênio e diopsídio, parcialmente transformados para hornblenda verde. O quartzo

a.





b.

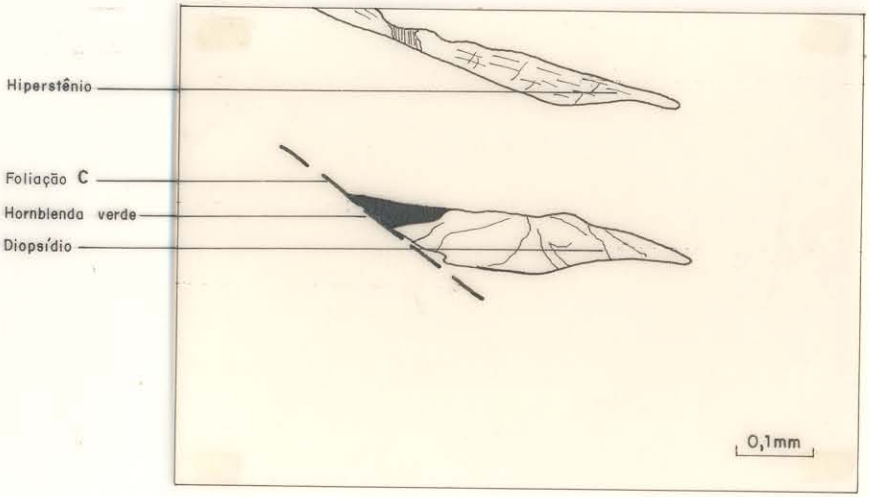


Figura 19-(a) Leucossomas injetados nos granulitos máficos. (b) Diopsídio parcialmente transformado para hornblenda verde.

mostra um comportamento essencialmente dúctil, com formas fitadas/***ribbon***, que chegam a isolar internamente cristais dee plagioclásio. Este último possui forma ocelar e encontra-se, geralmente, recristalizado em subgrãos e parcialmente transformado para pequenas palhetas de sericita. As microfraturas, que interceptam essas frações félsicas, acham-se preenchidas por carbonatos. A presença de minerais de alto grau metamórfico em equilíbrio com as demais fases minerais nessas frações quartzo-feldspáticas, sugere que se trata de mobilizados ou leucossomas submetidos as as condições secas durante o metamorfismo granulítico. A estabilidade de sericitas e carbonatos recuperando as microfraturas, representa provavelmente as fases fluidas presentes em um momento essencialmente rúptil no final da deformação.

4.1.4 - Granulitos Enderbíticos

Os granulitos enderbíticos também ocorrem como lentes ou camadas concordantes a subconcordantes, entre os gnaisses kinzigíticos. Mostram granulação fina a média, cor verde e cinza-escuro, e acham-se intimamente associados aos granulitos máficos com passagem gradativa entre eles.

Em seção delgada, os granulitos enderbíticos deformados apresentam uma foliação milonítica S, desenhada pela orientação, na direção de X, de cristais fitados de quartzo/***ribbon***, em frações lenticularizadas enriquecidas em plagioclásio e quartzo, e em outras, com ortopiroxênio, clinopiroxênio, biotita e granada. O quartzo, em cristais fitados deformados e rompidos, acha-se recristalizado em subgrãos com moderada a forte extinção

ondulante. O comportamento essencialmente dúctil deste mineral permitiu isolar, dentro dele, cristais individuais ou agregados de plagioclásio e piroxênio. O plagioclásio (An_{30-35}) com cristais amendoados, subédricos a anédricos, mostra maclamento do tipo albita deformado e moderada a forte extinção ondulante. O ortopiroxênio apresenta-se em cristais subédricos e anédricos, na forma prismática e ocelar, de ângulo 2V em torno de 55°, incolor, caracterizando-se como hiperstênio. O clinopiroxênio em cristais subédricos a anédricos, na forma prismática e ocelar, apresenta ângulo de extinção (Z^C) em torno de 44°, definindo-se como diopsídio. Este mineral acha-se parcialmente transformado para hornblenda verde (Figura 19b). A biotita, na forma de palhetas subédricas a anédricas, concentra-se em faixas juntamente com os piroxênios, apresentando cores de pleocroísmo em Z=Y= marrom-avermelhado e X= amarelo. A granada ocorre como porfiroclastos subédricos a anédricos, envolvidos pela foliação milonítica S e desenhando a textura do tipo sombra de pressão. Ocorrem como minerais acessórios apatita, zircão e opacos.

A foliação C intercepta e desloca a foliação S fornecendo à textura um padrão entrelaçado. Ao longo dessa superfície planar, os minerais que desenham a foliação milonítica S foram reorientados, cominuídos e desestabilizados para assembléias regressivas. Como exemplo, cita-se a transformação parcial do diopsídio e da hornblenda marrom para hornblenda verde e biotita esverdeada, respectivamente. As relações de campo apresentadas pelos granulitos máficos e enderbíticos, com passagens gradativas entre eles, e mais, a similaridade entre as paragêneses minerais,

apenas com um enriquecimento de plagioclásio e quartzo nos enderbitos, sugerem que se trata de mesma rocha, em diferentess estágios de migmatização, ou representam rochas formadas a partir de magmas cogenéticos.

4.2 - COMPLEXO GRANJA

4.2.1 - Gnaisses Tonalíticos-Granodioríticos

São os tipos que predominam neste complexo. Guardam internamente lentes ou camadas, concordantes a subconcordantes, de frações quartzo-feldspáticas, anfibolitos, gnaisses cálcio-silicáticos e quartzitos miloníticos. Estes dois últimos pertencentes ao Grupo Martinópole. Esta geometria, que se repete em todas as escalas, caracteriza o acamadamento (Anexo I).

Na escala mesoscópica, os gnaisses tonalíticos-granodioríticos apresentam granulação fina a média e cor cinza. Nota-se que a atuação da deformação cisalhante decresce de norte para sul da área. Neste sentido, a norte da cidade de Granja encontra-se maior incidência de outros corpos rochososs tectonicamente entrelaçados nos gnaisses tonalíticos-granodioríticos. Ao norte, as rochas são descritas como verdadeiros tectonitos L, enquanto a sul são genericamente classificadas como tectonitos S. Nos tectonitos L, que ocorrem nos locais de maior taxa de deformação cisalhante, o acamadamento cede lugar a uma foliação milonítica S penetrativa e as rochas adquirem cor cinza-escuro e granulação fina ou até mesmo textura afanítica. Estas rochas representam verdadeiros milonitos e ultramilonitos (Figuras 9a,b). Nos locais de menor taxa de

deformação cisalhante, os tectonitos S são classificados como protomilonitos.

Nos tectonitos L, em escala mesoscópica, a foliação milonítica S caracteriza-se pela presença de porfiroclastos ocelares de feldspatos, geralmente estirados, rompidos, rotacionados e envolvidos por frações enriquecidas em minerais máficos, e outras quartzo-feldspáticas orientadas na forma de cordões (Figura 9a). Paralelas à foliação S, ocorrem faixas descontínuas e irregularmente alternadas, que podem ser atribuídas a segregação de minerais máficos e félsicos, proporcionando o desenvolvimento de um acamadamento (Figura 9b). Em um estágio mais evoluído da deformação cisalhante progressiva, a foliação milonítica S encontra-se transposta pela foliação C (Figura 12c). Nos locais de menor taxa de deformação ainda se observa o estágio no qual a foliação S foi interceptada e deslocada pela foliação C. Nas zonas de maior concentração da deformação cisalhante estas superfícies foram literalmente paralelizadas (S/C).

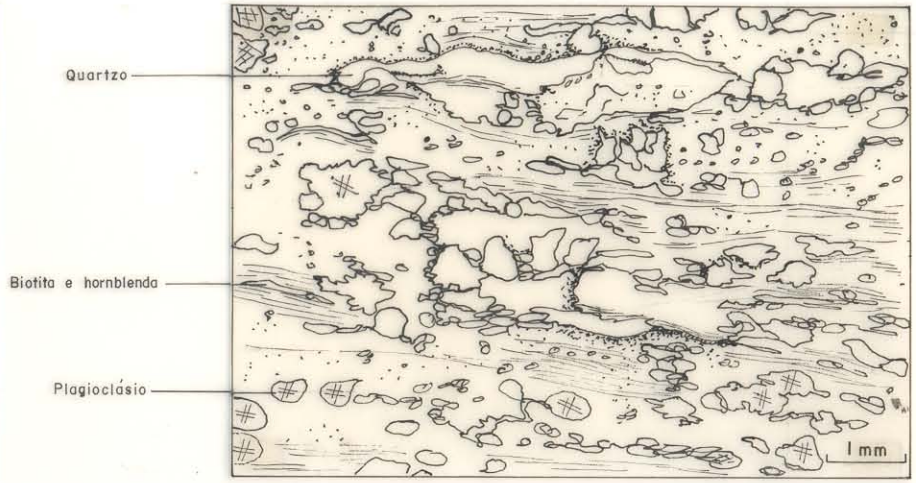
Em seções delgadas dos gnaisses tonalíticos-granodioríticos protomiloníticos, a foliação milonítica S mostra-se incipiente e caracteriza-se por leve orientação, na direção de X, das palhetas de biotita e dos cristais amendoados de anfibólio, plagioclásio, microclínio e de cristais de quartzo (Figura 11a). Nos tipos miloníticos e ultramiloníticos, esta superfície planar é totalmente transposta pela foliação C (S/C), e define-se pela notável orientação, na direção de X, dos porfiroclastos ocelares de plagioclásio e anfibólio, extremamente cominuídos e estirados,

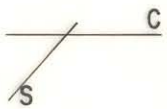
envolvidos por faixas enriquecidas em biotita e quartzo-feldspáticas, na forma de cordões, e por cristais fitados de quartzo/***ribbon*** (Figura 20a).

Nos protomilonitos, a biotita apresenta-se em palhetas subédricas a anédricas, com cores de pleocroísmo em Z=Y= marrom e X= amarelo pálido, estando, por vezes, parcial ou totalmente cloritizada. O anfibólio mostra-se na forma prismática, subédrica a anédrica, com cores de pleocroísmo em Z= verde, Y= verde pálido e X= amarelo, e ângulo de extinção (Z^C) em torno de 16°, definindo-se como hornblenda. O plagioclásio (An_{30-35}), apresenta-se com cristais subédricos a anédricos, com maclamento dos tipos albita e albita-periclínio, algo deformado, e parcialmente transformado para sericita, epidoto e minerais argilosos. A matriz recristalizada e orientada é constituída de quartzo, plagioclásio, biotita, hornblenda e microclínio. O quartzo apresenta-se em cristais subédricos a anédricos, com moderada a forte extinção ondulante. Acha-se intercrescido com o plagioclásio. Como minerais acessórios, encontram-se titanita, epidoto, zircão, allanita, apatita, carbonatos e minerais opacos.

Nos tipos miloníticos e ultramiloníticos o plagioclásio (An_{30-35}) apresenta forma ocelar ou amendoada, subédrica a anédrica, com maclamento do tipo albita, normalmente deformado. Acha-se recristalizado, a partir das bordas, em subgrãos, caracterizando a textura tipo em moldura. Em estágios mais evoluídos da deformação cisalhante esses subgrãos são incorporados à matriz. O anfibólio mostra forma prismática ou ocelar e nas faixas mais deformadas sofre cominuição e

a.





b.

c.

Figura 20-(a) Avançado estágio de cominuição e recristalização nos gnaisses tonalíticos-granodioríticos ultramiloníticos. (b) Relação entre as foliações miloníticas S e C nos quartzitos, imprimindo nos minerais opacos geometria pisciforme. (c) Quartzito com palhetas de moscovita e cristais de turmalina também pisciforme.

recristalização, definindo cordões orientados na direção de X. Este mineral apresenta cores de pleocroísmo Z= verde, Y= verde pálido e X= amarelo, ângulo de extinção (Z^C) em torno de 14°, definindo-se como hornblenda. A biotita em palhetas subédricas a anédricas, também acha-se cominuída e recristalizada e concentra-se em faixas que envolvem os ocelos de plagioclásio e hornblenda. Esta mica mostra cores de pleocroísmo Z=Y= marrom e X= amarelo e encontra-se parcial a totalmente cloritizada. O quartzo apresenta-se em cristais na forma fitada/***ribbon***, recristalizados em subgrãos e com forte extinção ondulante. A relação geométrica definida entre os porfiroclastos de plagioclásio e hornblenda, contornados pelas faixas enriquecidas em biotita, pelos cristais fitados de quartzo e pela matriz mais fina, na forma de cordões, proporciona à textura um padrão entrelaçado.

4.2.2 - Frações Quartzo-Feldspáticas

Estas frações acham-se distribuídas por todo o domínio dos gnaisses tonalíticos-granodioríticos. Ocorrem como lentes, camadas, veios e apófises, concordantes a discordantes. Dependendo da taxa de deformação cisalhante, as lentes ou camadas mostram formas tabulares e amendoadas, enquanto os veios e apófises definem estruturas genericamente irregulares ou heterogêneas (Figura 8b). A mineralogia principal dessas frações é constituída por quartzo, plagioclásio e microclínio e, quantidades subordinadas de anfibólio e biotita. Estes minerais máficos tendem a se alojar na interface entre as frações quartzo-feldspáticas e os gnaisses tonalíticos-granodioríticos, ou internamente nessas frações, desenhando uma foliação milonítica

S. As composições modais dessas frações são trondhjemíticas ou monzograníticas.

Em escala mesoscópica, as frações quartzo-feldspáticas apresentam-se como lentes ou camadas, com formas tabulares e regulares, definindo, juntamente com os gnaisses tonalíticos-granodioríticos, o acamadamento regional, que dependendo da taxa de deformação cisalhante, extende-se por algumas centenas de metros. Essas frações acham-se também dobradas e rompidas pelas zonas de cisalhamento transcorrente discretas, de direção NE-SW, especialmente aquelas com sentido de movimentação dextral. Zonas de cisalhamento transcorrente discretas com sentido de movimentação sinistral também estão presentes. Essas relações geométricas, somadas à presença de uma foliação milonítica S interna nessas frações quartzo-feldspáticas, definida pela orientação dos minerais máficos, sugerem que algumas dessas frações foram geradas durante a imposição das zonas de cisalhamento transcorrente discretas e de extensões quilométricas, em um regime de deformação cisalhante dúctil-rúptil e rúptil-dúctil. Representam desta maneira, manifestações de um processo de migmatização responsável pela formação de mobilizados ou leucossomas, concomitantemente à deformação cisalhante.

Outras frações quartzo-feldspáticas, principalmente de composição monzo-granítica, foram cartografadas na escala do mapa geológico, definindo camadas ou lentes alojadas nos gnaisses tonalíticos-granodioríticos, caracterizando-se como corpos estratóides (Figura 2 e Anexo 1). Na escala mesoscópica essas

frações apresentam-se como lentes, concordantes a subconcordantes, definindo o acamadamento (Figura 8a). Essas frações acham-se também alojadas nos planos axiais das dobras relacionadas à imposição das zonas de cisalhamento transcorrente discretas, bem como na forma de apófises discordantes em relação ao acamadamento regional (Figura 7b). Nessas apófises encontram-se porfiroclastos de plagioclásio, microclínio, quartzo, biotita e hornblenda. Na porção central dessas apófises os porfiroclastos apresentam-se menos deformados, e na medida em que se aproxima das paredes da rocha encaixante, tornam-se progressivamente amendoados. As relações geométricas das lentes monzo-graníticas, de espessura centimétrica, com os gnaisses tonalíticos-granodioríticos definem o acamadamento regional. Na medida em que as frações quartzo-feldspáticas monzo-graníticas acham-se bandadas, juntamente com os gnaisses tonalíticos-granodioríticos, algumas deformadas e outras recristalizadas, subconcordantes até discordantes, sugerem que tais frações representam também leucossomas gerados durante, e até após a atuação da deformação cisalhante. Estes corpos estratóides representam frações dos gnaisses graníticos tipo Chaval, Pedra do Sal e Tucunduba, em meio aos gnaisses tonalíticos-granodioríticos.

Ainda na escala mesoscópica, em algumas frações quartzo-feldspáticas na forma de amêndoas, nota-se a gradação da deformação cisalhante do centro para as bordas (Figura 6b). Na porção central observa-se um arranjo textural granoblástico, onde os cristais de anfibólio tendem ao euedrismo, enquanto nas bordas os minerais são rotacionados e orientam-se na direção de X,

desenhando uma foliação milonítica S em um padrão entrelaçado, paralela ao acamadamento regional que envolve essas amêndoas. Estas observações demonstram a heterogeneidade da taxa de deformação cisalhante, onde o centro das amêndoas representa porções mais protegidas, enquanto em direção às bordas a atuação da deformação torna-se progressivamente mais acentuada. Mesmo aquelas frações quartzo-feldspáticas que, aparentemente, na escala mesoscópica, apresentam seus constituintes minerais não orientados, a exemplo da porção central das amêndoas, onde os cristais de anfibólio tendem ao euedrismo, na escala microscópica nota-se uma leve orientação desses minerais, desenhando uma incipiente foliação milonítica S.

A atuação decrescente da taxa de deformação cisalhante em direção à porção sul da área é confirmada pela presença de estruturas genericamente irregulares ou heterogêneas desenhadas pelas frações quartzo-feldspáticas dentro dos gnaisses tonalíticos-granodioríticos, ao contrário do observado na porção norte onde a deformação impôs um padrão estrutural de acamadamento mais regular ou homogêneo (Figura 8a).

Nas frações quartzo-feldspáticas mais deformadas, a foliação milonítica S encontra-se desenhada pela orientação, na direção de X, dos ocelos de plagioclásio envolvidos por uma matriz recristalizada constituída de quartzo, plagioclásio e microclínio, e localmente, por cristais de anfibólio e palhetas de biotita. Nos tipos monzo-graníticos, os ocelos de microclínio também desenham a foliação milonítica S. No curso da deformação progressiva, eles tornaram-se deformados e recristalizados,

definindo faixas orientadas na direção de X. O plagioclásio (An_{28-33}), apresenta-se nas formas prismática e ocelar, subédrico a anédrico, com maclamentos do tipo albita e albita-periclínio geralmente deformado. Nos tipos protomiloníticos, o quartzo acha-se no interstício entre os outros minerais, recristalizado em subgrãos, com forte extinção ondulante e compõe, juntamente com o plagioclásio e o microclínio, uma matriz levemente orientada. Nos exemplares miloníticos e ultramiloníticos, o quartzo apresenta-se fortemente deformado na forma de cristais fitados/***ribbon***, estirados e rompidos, que se alternam com a matriz fina, envolvendo os ocelos de plagioclásio. O anfibólio, nas formas prismática e amendoada, subédrica a anédrica, mostra cores de pleocroísmo Z= verde, Y= verde claro e X= amarelo, e ângulo de extinção (Z^C) em torno de 15°, definindo-se como hornblenda. A biotita ocorre em palhetas subédricas a anédricas, com cores de pleocroísmo Z=Y= marrom e X= amarelo-pálido, e acha-se parcial a totalmente cloritizada. O microclínio apresenta intercrescimento pertítico, e nos tipos protomiloníticos ocorre em cristais subédricos a anédricos, ocupando os espaços intersticiais. Nas frações monzo-graníticas, este mineral ocorre como porfiroclastos ocelares, que, no curso da deformação progressiva, se tornaram estirados, cominuídos e recristalizados. É comum o intercrescimento simplectítico entre o quartzo e o plagioclásio. Nos exemplares miloníticos e ultramiloníticos, o microclínio define cordões de vários cristais orientados na direção de X. Como minerais acessórios ocorrem epidoto, carbonato, titanita e minerais opacos.

4.2.3 - Anfibolitos

Em meio aos gnaisses tonalíticos-granodioríticos, ocorrem rochas anfibolíticas como camadas e lentes de forma tabular ou amendoada budins, concordantes a subconcordantes, que compõem também o acamadamento (Figura 6a). Nas adjacências da fazenda Oficina, ao longo da antiga estrada de ferro (R.F.F.S.A.), a presença de corpos anfibolíticos, em porções de menor taxa de deformação cisalhante, na forma de budins pouco alongados, imprime um padrão entrelaçado à foliação milonítica S. Essa superfície, que no caso é subparalela ao acamadamento regional de direção geral NE-SW, encontra-se ondulada, envolvendo o budin anfibolítico que se mostra foliado nas bordas e menos deformado no centro, ressaltando a heterogeneidade da deformação cisalhante (Figura 7a). Neste mesmo afloramento, em porções de maior taxa de deformação, os corpos anfibolíticos mostram-se mais deformados e estirados, na forma de camadas e lentes, acamados juntamente com as frações quartzo-feldspáticas e os gnaisses tonalíticos-granodioríticos, caracterizando o acamadamento.

Ao longo da rodovia CE-71, aproximadamente 3 km a norte da cidade de Granja, internamente nos gnaisses tonalíticos-granodioríticos, acamados juntamente com as frações quartzo-feldspáticas, ocorrem lentes, concordantes a subconcordantes de anfibolito que passam a compor também o acamadamento.

Nas adjacências da cidade de Granja, os corpos anfibolíticos acham-se ainda mais estirados e rompidos definindo cordões de várias amêndoas budinadas.

Em seção delgada, os anfibolitos são constituídos principalmente por anfibólio e plagioclásio. A presença de clinopiroxênio envolto por anfibólios, como mineral reliquiar de grau metamórfico mais acentuado, foi observada em vários exemplares. Biotita, clorita, titanita e quartzo acham-se em quantidades subordinadas. Os cristais de anfibólio, prismáticos e ocelares, definem faixas que se alternam com níveis ou faixas de plagioclásio, orientados na direção de X. Os anfibólios desenham juntamente com os ocelos de plagioclásio, a foliação milonítica S. São cristais subédricos a anédricos, com cores de pleocroísmo Z= verde, Y= verde claro e X= verde amarelado, ângulo de extinção (Z^C) em torno de 15°, tratando-se da hornblenda. Este anfibólio acha-se parcialmente transformado para biotita ao longo da foliação milonítica C, que trunca e desloca a foliação milonítica S. A desestabilização da hornblenda para biotita, e dessa para clorita, epidoto e titanita, favoreceu a remobilização dos minerais opacos, que passaram a desenhar a foliação milonítica C. O plagioclásio (An_{28-33}), que ocorre em seções retangulares ou ocelares, mostra-se orientado na direção de X, e apresenta maclamento do tipo albita e albita-periclínio, normalmente deformado e parcialmente sericitizado. A biotita apresenta-se em palhetas subédricas a anédricas, com cores de pleocroísmo Z=Y= marrom escuro e X= amarelo-amarronzado, parcial a totalmente transformada para clorita, epidoto e titanita. O clinopiroxênio ocorre em cristais prismáticos e colunares, subédricos a anédricos, parcial a totalmente transformado para hornblenda.

Apresenta ângulo de extinção (Z^C) em torno de 45°, definindo-se como diopsídio.

4.3 - GRUPO MARTINÓPOLE

4.3.1 - Gnaisses Cálcio-Silicáticos

Os gnaisses cálcio-silicáticos ocorrem como camadas e lentes, concordantes e subconcordantes, internamente nos gnaisses tonalíticos-granodioríticos. A individualização cartográfica desses gnaisses não foi possível dentro da escala adotada para o mapa geológico.

Na escala mesoscópica, os gnaisses cálcio-silicáticos apresentam-se com rêlevo arrasado, mostram granulação fina-média, cor cinza-claro ou verde, e acamadamento regular, de largura até centimétrica, que, em zona de maior taxa de deformação cisalhante, cede lugar à foliação milonítica S.

Em seção delgada, nota-se uma alternância de frações enriquecidas em clinopiroxênio, escapolita e epidoto, com outras félsicas, constituídas principalmente por plagioclásio e quartzo com quantidades subordinadas de clinopiroxênio e microclínio. Este último mineral chega a definir também faixas regulares. Alternadas com estas frações ocorrem cristais fitados de quartzo/ ***ribbon***. O clinopiroxênio forma cristais prismáticos, subédricos a anédricos, com ângulos de extinção (Z^C) em torno de 44°, tratando-se de diopsídio. Este mineral acha-se parcial a totalmente transformado para hornblenda. O plagioclásio encontra-se normalmente como ocelos, não maclados ou com geminação do tipo albita. Os cristais fitados de quartzo/***ribbon*** acham-se recristalizados, com moderada a forte extinção ondulante, e

orientados na direção de X, envolvendo os cristais de diopsídio e os ocelos de plagioclásio, proporcionando um padrão entrelaçado à foliação milonítica S.

4.3.2 - Quartzitos

Os quartzitos acham-se intercalados nos gnaisses tonalíticos-granodioríticos na forma de camadas e lentes concordantes e subconcordantes, definindo o acamadamento (Figura 2). Formam serras orientadas na direção NE-SW, de coloração esbranquiçada a amarelada, de granulação fina a média, maciças, bandadas, foliadas ou mesmo laminadas, que representam verdadeiros tectonitos L.

Em seção delgada, os quartzitos variam desde os tipos puros, constituídos essencialmente de quartzo, até os termos com moscovita, sericita, biotita, cordierita, sillimanita e cianita. Normalmente, a biotita acha-se transformada para clorita e a sillimanita para sericita. A foliação milonítica S encontra-se desenhada pela orientação na direção de X, dos cristais fitados de quartzo/***ribbon***, geralmente cominuídos e recristalizados, por palhetas de moscovita e biotita, pelos cristais de sillimanita e cianita, e pelos minerais opacos. Essa superfície acha-se truncada e rotacionada pela foliação milonítica C, que imprime, principalmente nas palhetas de moscovita e nos minerais opacos, a geometria pisciforme (Figura 20b). Como minerais acessórios foram reconhecidos turmalina, zircão, epidoto, titanita e minerais opacos.

5 - LITOQUIMICA

5.1 - CONSIDERAÇÕES GERAIS

Na região de Granja, os conjuntos de orto-gnaisses e supracrustais, de fácies anfibolito, constituem as unidades litoestratigráficas denominadas Complexo Granja (Nascimento et al. 1981) e Grupo Martinópole (Prado et al. 1981), respectivamente. As rochas de alto grau, que fazem parte do Cinturão Granulítico de Granja , pertencem ao Complexo Gameleira (Gama Jr. et al. 1990).

Foram efetuadas análises químicas para elementos principais e elemento traços em diferentes tipos de rochas, que compõem os complexos Gameleira e Granja, individualizados através dos trabalhos de campo e petrográficos. Os tipos analisados foram os seguintes:

1 - Complexo Gameleira

1.1 - Gnaisses kinzigíticos

1.2 - Gnaisses kinzigíticos + Frações Quartzo-Feldspáticas

1.3 - Frações Quartzo-Feldspáticas

1.4 - Granulitos Ultramáficos, Máficos e Enderbíticos

2 - Complexo Granja

2.1 - Gnaisses Tonalíticos-Granodioríticos

2.2 - Frações Quartzo-Feldspáticas

2.2.1 - Gnaisses Trondhjemíticos

2.2.2 - Gnaisses Monzo-graníticos

2.3 - Gnaisses Tonalíticos-Granodioríticos+Frações Quartzo-Feldspáticas

Foram também individualizados gnaisses transicionais entre os tipos gnaisses tonalíticos-granodioríticos e os gnaisses trondhjemíticos (Tabela 1).

A apresentação dos dados químicos começa pelos elementos principais e dados normativos, seguido dos elementos traço e discussões sobre os ***trends*** geoquímicos e os prováveis litotipos originais.

5.2 - COMPLEXO GAMELEIRA

No Complexo Gameleira os gnaisses kinzigíticos são enriquecidos em biotita titanífera e granada, com quantidades subordinadas de sillimanita, grafita e minerais opacos. Também fazem parte dessa assembléia mineral, o quartzo e o plagioclásio, estes como componentes principais, e zircão, rutilo e monazita como acessórios. Estes gnaisses kinzigíticos formam bandas ou lentes, de espessura até centimétricas, alternadas com frações quartzo-feldspáticas, definindo o acamadamento. Estas frações félsicas associadas aos gnaisses kinzigíticos têm como minerais principais plagioclásio, microclínio pertítico e quartzo, com quantidade subordinada de biotita titanífera e granada. Normalmente, os porfiroclastos de microclínio estão microfraturados e nestes planos de fraqueza se estabilizaram pequenas palhetas de sericita. Um único exemplar de granulito ultramáfico, tem como mineralogia principal hornblenda marrom, Mg-biotita ou flogopita, hiperstênio, diopsídio e plagioclásio, enquanto o quartzo ocorre em quantidades subordinadas. Os granulitos máficos, gnaissificados e maciços, apresentam como minerais principais, hiperstênio, diopsídio, hornblenda marrom,

Tabela. 1 – Composição dos elementos maiores (%) e elementos-traço (ppm) do Complexo Gameleira.

	*	Gnaisses Kinzigíticos + Frações Quartzo - feldspáticas										Frações Quartzo-feldspáticas				Granulitos enderbíticos			Granulitos máficos			**
	T-152	T-143	T-148	T-142	T-29 -6-	T-145	T-150	T-151	T-153	T-154	T-147	T-29 -5-	T-140	T-144	T-149	T-21 -3-	T-136	T-135	T-62	T-141	T-26	T-155
SiO_2	60,65	71,76	69,85	67,76	67,24	67,17	66,53	66,14	65,40	65,36	61,17	74,05	71,53	70,78	70,73	68,50	67,32	63,93	58,55	48,55	48,20	47,10
TiO_2	1,34	0,74	0,76	0,71	0,62	0,72	0,74	0,83	0,85	1,16	1,06	0,06	0,12	0,78	0,19	0,65	0,60	0,83	1,00	0,86	1,75	1,74
Al_2O_3	17,03	14,36	13,70	15,31	16,94	16,84	16,28	16,70	17,41	16,71	17,13	15,37	16,60	15,99	16,65	15,02	15,78	14,04	15,62	17,19	13,32	14,47
Fe_2O_3	1,42	0,94	2,77	1,76	0,99	1,24	1,08	1,36	1,17	0,37	2,18	0,54	0,37	0,90	0,35	1,64	1,28	2,12	1,31	2,29	6,32	3,57
FeO	7,59	4,24	4,31	4,52	3,15	4,30	5,31	5,10	4,73	3,66	7,47	0,72	0,57	1,00	0,57	3,60	3,16	4,54	6,73	8,83	6,95	11,40
MnO	0,12	0,06	0,05	0,07	0,04	0,08	0,10	0,15	0,10	0,08	0,13	0,02	0,01	0,02	0,01	0,04	0,07	0,06	0,11	0,10	0,22	0,22
MgO	2,12	0,71	1,46	1,51	1,34	1,70	2,08	0,73	0,44	0,79	2,38	0,21	0,16	0,34	0,04	0,94	1,07	3,74	3,43	5,79	5,76	7,50
CaO	5,35	2,09	1,90	1,99	3,82	2,17	2,41	2,31	2,49	2,74	1,80	2,71	1,92	1,71	2,55	4,19	3,56	5,45	7,20	9,98	13,60	9,52
Na_2O	2,74	2,87	2,48	3,47	4,70	2,72	2,55	2,60	2,50	3,76	1,86	3,70	3,80	3,03	4,05	4,30	3,50	3,70	3,70	4,90	3,70	3,67
K_2O	1,95	1,64	1,94	2,44	1,31	2,82	2,77	2,06	2,67	5,37	2,38	2,84	3,46	4,60	4,56	0,96	3,22	1,39	0,50	0,76	0,19	0,60
P_2O_5	0,78	0,07	0,07	0,07	0,13	0,09	0,06	0,06	0,07	0,23	0,08	0,08	0,10	0,10	0,13	0,13	0,17	0,14	0,25	0,07	0,21	0,57
P.F.	0,12	0,25	0,33	0,18	0,30	0,11	0,39	0,96	0,43	0,72	0,41	0,06	0,06	0,11	0,52	0,07	0,23	0,04	0,17	—	0,03	0,15
TOTAL	101,21	99,73	99,62	99,79	100,58	99,96	100,30	99,00	98,26	100,95	98,05	100,36	98,70	99,36	100,35	100,04	99,96	99,98	98,57	99,32	100,25	100,51
Rb	124	56	73	83	75	110	80	62	84	178	75	73	80	140	180	12	109	40	—	38	8	14
Sr	376	238	219	267	367	279	319	246	305	407	208	321	290	340	453	223	200	170	308	168	186	252
Y	9	22	23	18	11	17	27	26	24	14	41	10	9	4	2	13	18	23	21	25	20	32
Zr	41	243	223	218	178	189	203	250	209	161	247	91	87	86	81	175	167	198	148	133	162	58
Nb	8	6	6	9	8	6	6	14	13	9	14	2	2	6	6	6	11	5	5	4	11	19
Ni	84	41	55	135	40	51	43	82	61	37	71	10	94	21	21	50	40	94	83	40	162	140
K/Rb	180	240	220	240	140	210	280	280	260	250	260	320	360	270	210	664	245	288	—	166	197	356
K/Sr	43	57	73	76	30	84	72	69	73	109	95	73	99	112	83	36	134	68	13	38	8	20
Rb/Sr	0,33	0,24	0,33	0,31	0,20	0,39	0,25	0,25	0,27	0,44	0,36	0,22	0,27	0,41	0,40	0,05	0,55	0,24	—	0,23	0,04	0,05
Ti/Zr	192,83	17,97	20,11	19,22	20,55	22,48	21,51	19,59	24,00	42,51	25,32	3,89	8,14	53,51	13,84	21,91	21,20	24,73	39,86	38,15	63,73	1,77
Zr/Y	4,56	11,05	9,70	12,11	16,18	11,12	7,52	9,62	8,71	11,50	6,02	9,10	9,67	21,50	40,50	13,46	9,28	8,61	7,05	5,32	8,10	1,81
Zr/Nb	5,13	40,50	37,17	24,22	22,25	31,50	33,83	17,86	16,08	17,89	17,64	45,50	43,50	14,33	13,50	29,17	15,18	39,60	29,60	33,25	14,73	3,05

* Gnaisse Kinzigítico

** Granulito ultramáfico

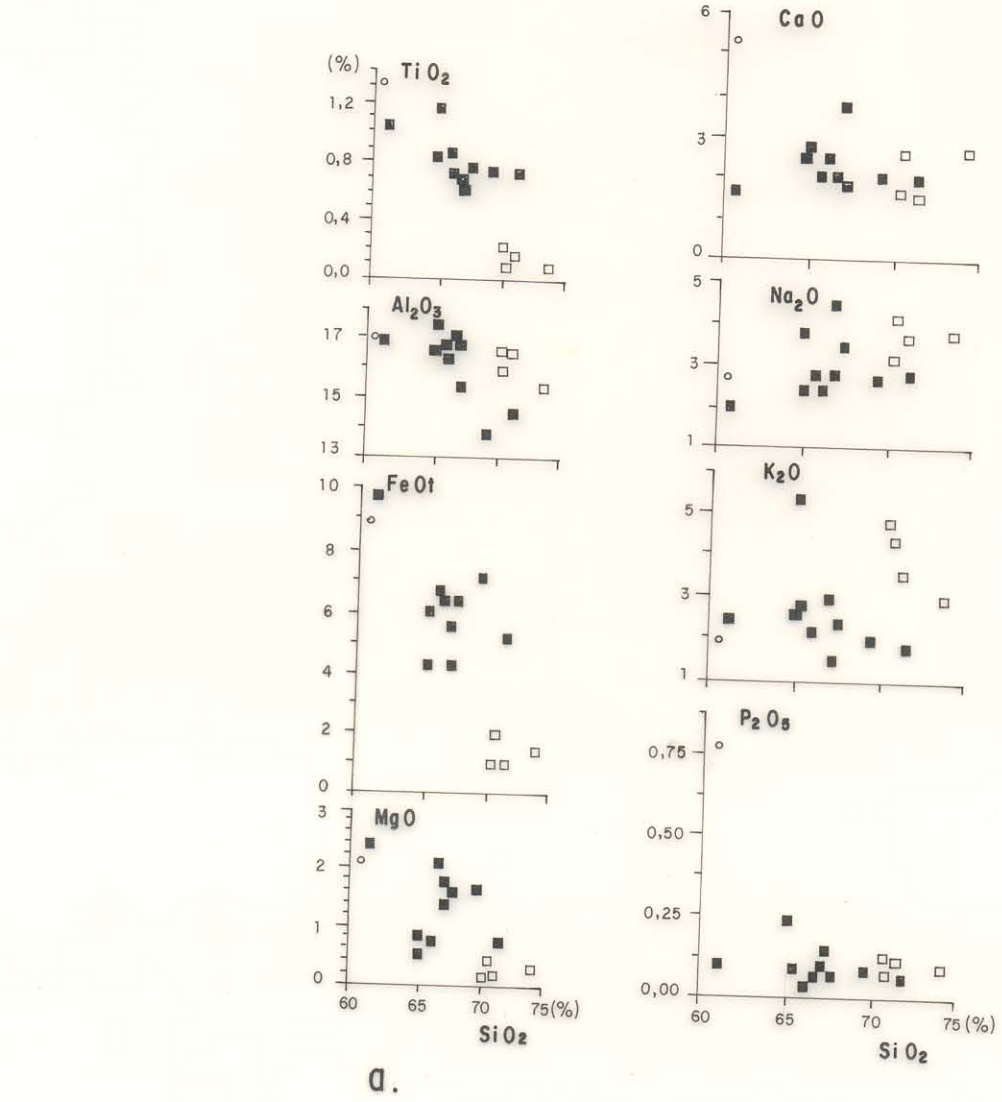
biotita titanífera e plagioclásio, estando o quartzo em quantidade subordinada. Como minerais acessórios ocorrem zircão, titanita e apatita. Os granulitos enderbíticos encontram-se intimamente associados aos granulitos máficos, inclusive com passagem gradativa entre si. Seus minerais principais são, plagioclásio, quartzo e microclínio, com quantidades subordinadas de hiperstênio, diopsídio, biotita titanífera e granada.

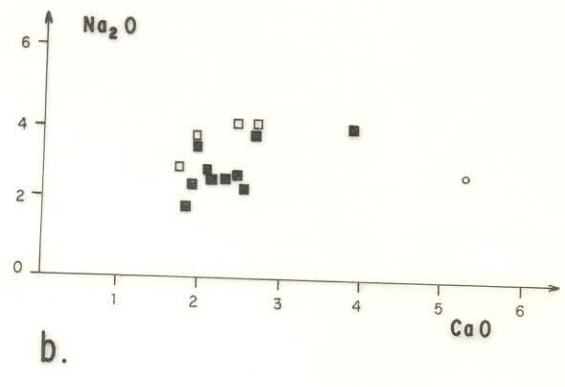
5.2.1 - Elementos Principais e Dados Normativos

5.2.1.1 - Gnaisses Kinzigíticos, Gnaisses Kinzigíticos + Frações Quartzo-Feldspáticas e Frações Quartzo-Feldspáticas.

A Tabela 1 apresenta o teor de SiO_2 em um único exemplar dos gnaisses kinzigíticos, de 60,65%. Quando as frações quartzo-feldspáticas estão associadas o teor de sílica varia de 61,17 a 71,76%. Já nas frações quartzo-feldspáticas esse teor situa-se entre 70,73 até 74,05%.

Nos diagramas de variação SiO_2 versus outros óxidos maiores (Figura 21a), observa-se que, nos gnaisses kinzigíticos associados às frações quartzo-feldspáticas e nestas individualmente, diminuem os teores de TiO_2, Al_2O_3, FeO_t, MgO, CaO e P_2O_5 e aumentam os teores de Na_2O e K_2O, em relação aos gnaisses kinzigíticos. O teor de SiO_2 cresce na medida em que as frações quartzo-feldspáticas estejam associadas aos gnaisses kinzigíticos bem como, nestas frações individualmente. Este comportamento geoquímico é devido a instabilidade da biotita titanífera e granada na presença das frações quartzo-feldspáticas, bem como, uma maior percentagem de quartzo,





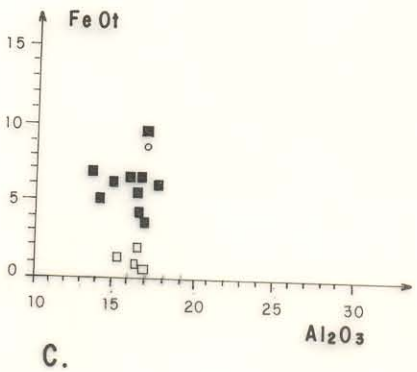


Figura 21- (a) Diagramas de variação SiO_2 versus os outros óxidos maiores. (b) Diagrama de variação CaO versus Na_2O. (c) Diagrama de variação Al_2O_3 versus FeOt. Complexo Gameleira: gnaisses kinzigíticos (0), gnaisses kinzigíticos + frações quartzo-feldspáticas (▪) e frações quartzo-feldspáticas (□).

plagioclásio e microclínio nestas frações, em relação aos gnaisses kinzigíticos.

Nos diagramas CaO versus Na_2O e Al_2O_3 versus FeO_t (Figura 21b,c) novamente se observa um decréscimo no teor de CaO, FeO_t, e Al_2O_3, e um aumento no teor de Na_2O, nos gnaisses kinzigíticos associados às frações quartzo-feldspáticas e, também, nestas mesmas frações, em relação aos gnaisses kinzigíticos.

No diagrama triangular $MgO+FeO_t-Al_2O_3-CaO$ (Figura 22a), o gnaisse kinzigítico coincide com o campo discriminante das rochas sedimentares pelíticas. Alguns exemplares desses gnaisses kinzigíticos associados às frações quartzo-feldspáticas, situam-se próximos do campo das rochas pelíticas, enquanto outros projetam-se entre esse campo e aquele definido pelos arcóseos. Um decréscimo no teor de $MgO+FeO_t$ e CaO, e mais um relativo acréscimo no teor de Al_2O_3, fizeram com que as frações quartzo-feldspáticas fossem projetadas no campo definido pelos arcóseos. No entanto, as observações de campo e as análises petrográficas e geoquímicas não confirmam que essas rochas sejam de origem sedimentar, e sim leucossomas de composição ganítica, formados a partir da migmatização dos gnaisses kinzigíticos.

Em outro diagrama triangular, $Na_2O+K_2O-1/3\ SiO_2-CaO+MgO$ (Figura 22b) os gnaisses kinzigíticos novamente confirmam uma derivação a partir das rochas sedimentares pelíticas ou mesmo grauvacas. Alguns exemplares dos tipos associados, estão novamente projetados dentro e próximo dos campos das rochas pelíticas e grauvacas, enquanto outros se aproximam do campo dos arcóseos. O aumento nos teores de sílica, sódio e potássio, no

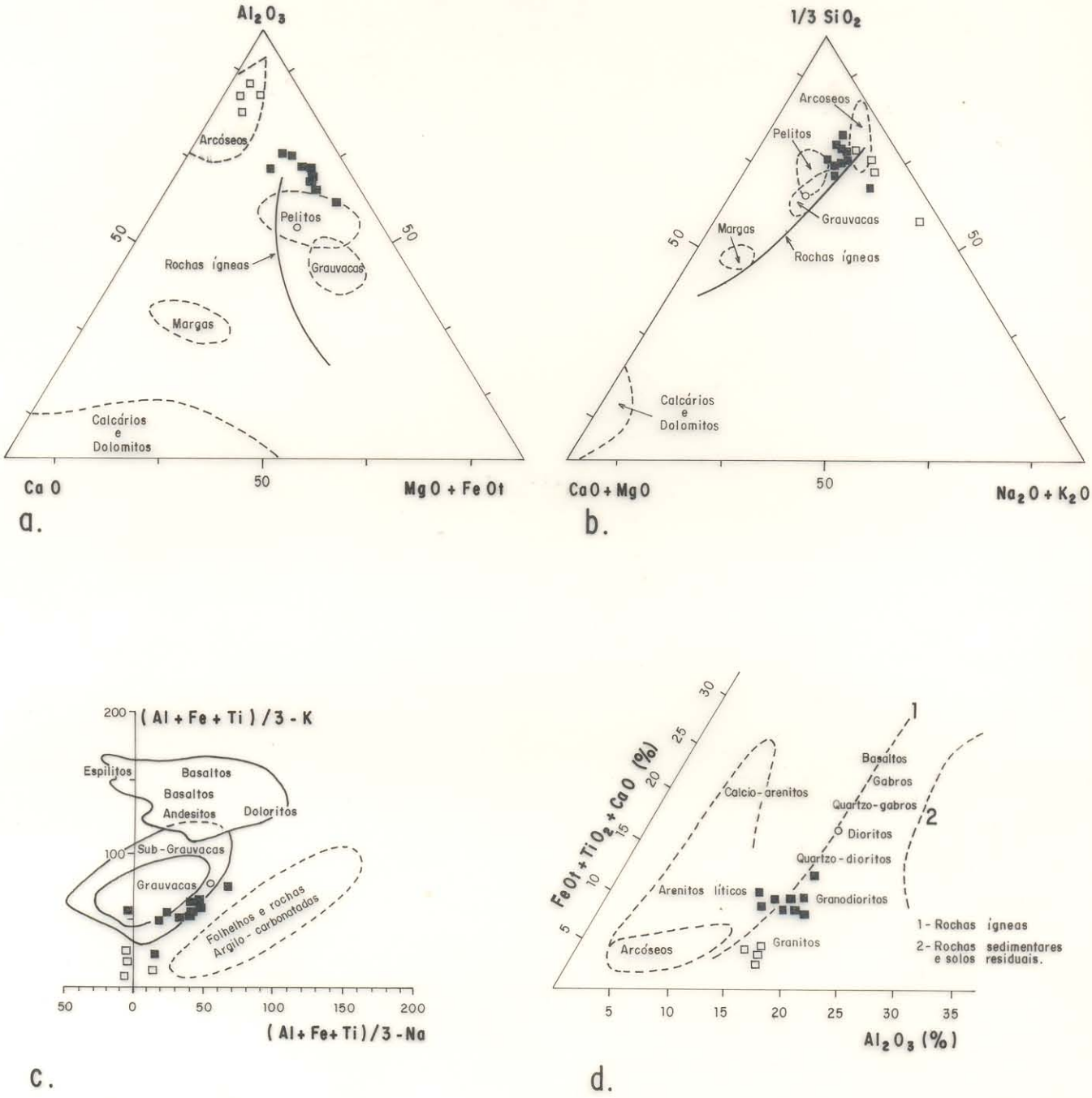


Figura 22 - (a) Diagrama de composição Al_2O_3 - CaO - (MgO+FeOt). (b) Diagrama de composição $1/3SiO_2$ - (CaO+MgO)-(Na_2O+K_2O). Os campos discriminantes das rochas sedimentares e o *trend* das rochas ígneas são de Wahlstron & Kin (1959, apud Oliveira, 1980). (c) Diagrama de variação (Al+Fe+Ti)/3-Na versus (Al+Fe+Ti)/3-K (em miliátomos). Os campos discriminantes das rochas sedimentares e ígneas são de Moine (1971, apud Fujimori,(1990). (d) Diagrama triangular apresentando os campos discriminantes de La Roche (1972, apud Fujimori, 1990). Complexo Gameleira: gnaisses kinzigíticos (0), gnaisses kinzigíticos+frações quartzo-feldspáticas (▪) e frações quartzo feldspáticas (□).

gnaisses kinzigíticos+frações quartzo-feldspáticas e nestas frações individualmente, define um ***trend*** de diferenciação, também observado no diagrama anterior, sugerindo uma cogeneticidade entre os gnaisses kinzigíticos e as frações quartzo-feldspáticas.

No diagrama (Al+Fe+Ti)/3-Na versus (Al+Fe+Ti)/3-K (Figura22c), os gnaisses kinzigíticos e a maioria dos tipos associados às frações quartzo-feldspáticas, estão projetados nos campos discriminantes das sub-grauvacas e grauvacas. As frações quartzo-feldspáticas e dois outros exemplares dos tipos associados, não coincidem com nenhum dos campos discriminantes. Esta tendência das frações quartzo-feldspáticas, como já observado nos diagramas anteriores, confirma que estas rochas não têm uma origem a partir das rochas sedimentares, e quando associadas aos gnaisses kinzigíticos, modificaram a composição química original destas rochas.

No diagrama Al_2O_3 versus FeO_t+TiO_2+CaO (Figura22d), outra vez se observa a individualização dos diferentes tipos de rochas segundo um ***trend*** diferenciado, sugerindo uma gênese interligada entre as frações quartzo-feldspáticas e os gnaisses kinzigíticos.

No diagrama $Na_2O-MgO-K_2O$ (Figura 23a) os gnaisses kinzigíticos e mais três exemplares dos tipos gnaisses kinzigíticos+frações quartzo-feldspáticas, estão projetados no campo definido pelas grauvacas. Alguns exemplares dos tipos associados, estão também projetados próximos desse campo discriminante. Embora uma amostra do tipo associado e outra das frações quartzo-feldspáticas tenham caído no campo definido pelos arcóseos, sabe-se, através das relações de campo e das análises

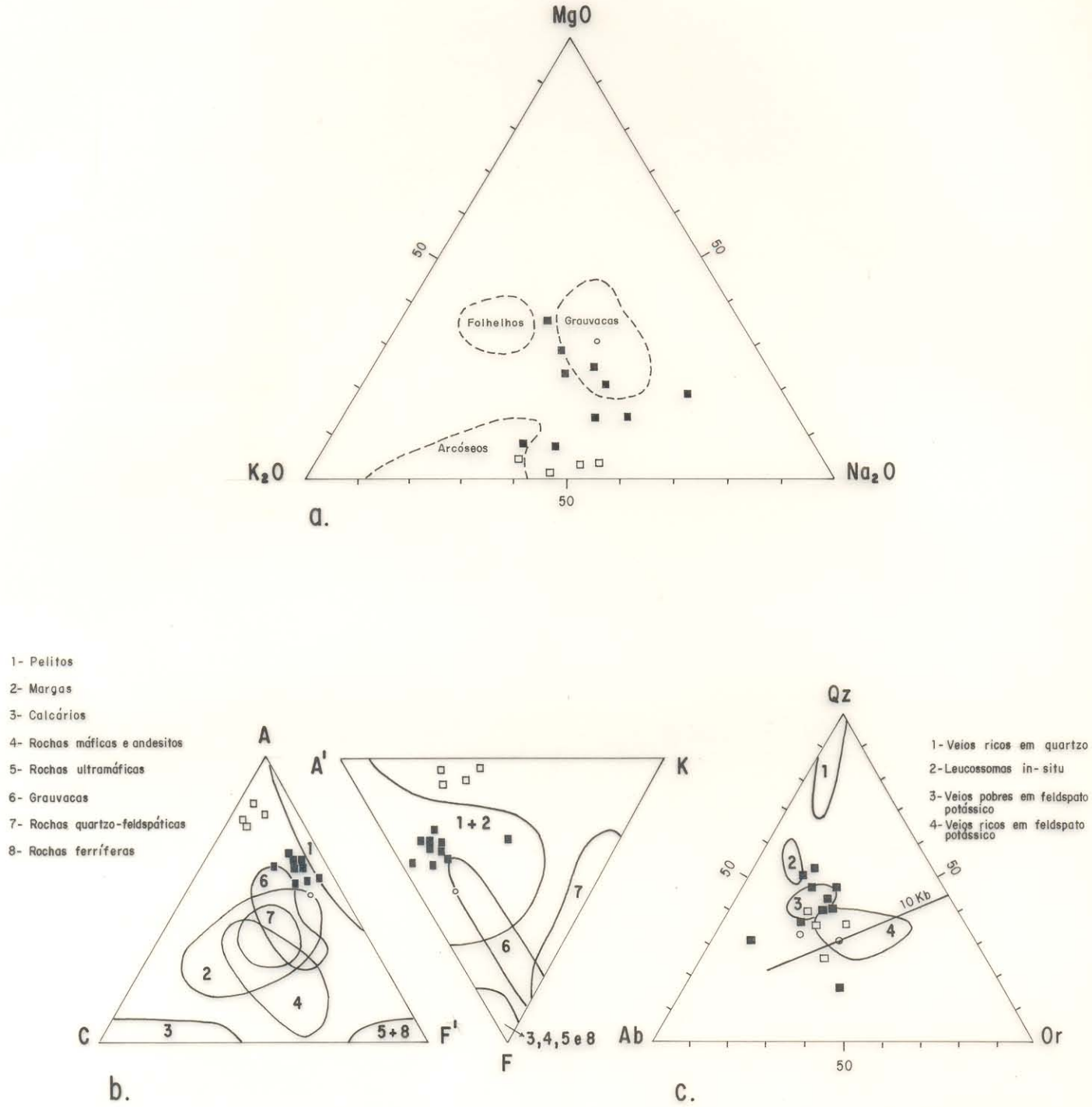


Figura 23- (a) Diagrama triangular MgO-K_2O-Na_2O com os campos discriminantes de La Roche (1965, apud Fujimori, 1990). (b) Diagramas ACF e A'KF. (c) Diagrama quartzo-albita-ortoclásio normativo com os campos discriminantes de Barbey et al. (1990). A linha cotética em PH_2O = 10 Kb de Winkler (1979). Complexo Gameleira: gnaisses kinzigíticos (o), gnaisses kinzigíticos + frações quartzo-feldspáticas (▪) e frações quartzo-feldspáticas (□).

petrográficas e químicas, como apreciado anteriormente, que estas rochas não tiveram como litotipo original rochas sedimentares. Os demais exemplares das frações quartzo-feldspáticas e um do tipo associado, estão distribuídos próximos do campo discriminante dos arcóseos. Os tipos associados e as frações quartzo-feldspáticas, estão alinhados segundo o **trend** das rochas graníticas, sugerindo novamente que estas frações representam leucossomas de composição granítica, formados a partir da fusão parcial dos gnaisses kinzigíticos.

O diagrama ACF (Figura 23b) sugere que os gnaisses kinzigíticos tiveram como rochas originais as margas, enquanto no A'KF seriam novamente as grauvacas. Duas amostras dos tipos gnaisses kinzigíticos+frações quartzo-feldspáticas projetadas no diagrama ACF, indicam as grauvacas como rochas originais, enquanto um outro exemplar sugere as rochas pelíticas. As demais amostras deste tipo, ficaram entre esses dois campos, e as frações quartzo-feldspáticas, foram projetadas próximo ao vértice A'. No diagrama A'KF, todas as amostras dos gnaisses kinzigíticos+frações quartzo-feldspáticas estão plotadas no campo definido pelos pelitos e margas, enquanto as frações quartzo-feldspáticas, estão projetadas próximas ao vertice A'.

No diagrama normativo Qz-Ab-Or (Figura 23c), observa-se que os gnaisses kinzigíticos+frações quartzo-feldspáticas, com exceção de dois exemplares, e as frações quartzo-feldspáticas, apresentam-se mais enriquecidos em quartzo e com menor teor de albita em relação aos gnaisses kinzigíticos. Da mesma maneira que as frações quartzo-feldspáticas, acham-se mais enriquecidos em

albita em relação aos gnaisses kinzigíticos+frações quartzo-feldspáticas, projetando-se em direção ao ponto mínimo de fusão das rochas graníticas, sugerindo, mais uma vez, uma relação genética dessas frações com os gnaisses kinzigíticos. Comparando-se com os campos discriminantes definidos por Barbey et al. (1990), nota-se que alguns exemplares dos gnaisses kinzigíticos+frações quartzo-feldspáticas, do Complexo Gameleira, agrupam-se próximo ao campo definido pelos veios pobres em feldspato potássico. Um exemplar foi projetado no campo dos leucossomas ***in situ***, enquanto outro acha-se próximo deste campo. Outras duas não se enquadram em nenhum campo específico. Quanto às frações quartzo-feldspáticas, estão projetadas tanto no campo dos veios pobres em feldspato potássico, como dos veios ricos neste mesmo mineral.

5.2.1.2 - Granulitos Ultramáficos, Máficos e Enderbíticos

A Tabela 1 apresenta um teor médio de SiO_2 para os granulitos máficos da ordem de 50%, para os tipos enderbíticos de 67%. Um único exemplar dos granulitos ultramáficos (T-155, Figura 29 e Tab.1)) tem um teor de 47,10%.

Nos diagramas de variação SiO_2 versus os outros óxidos maiores (Figura24a) observa-se um acentuado decréscimo nos teores de TiO_2, FeO_t, MgO e CaO, nos granulitos enderbíticos em relação aos granulitos máficos e o tipo ultramáfico. O Al_2O_3, Na_2O e P_2O_5 mantem-se relativamente constantes entre estes tipos, enquanto o teor de K_2O mostra um acréscimo nos granulitos enderbíticos em relação aos granulitos máficos e o tipo ultramáfico. Este padrão geoquímico é coerente com as assembléias minerais dessas rochas.

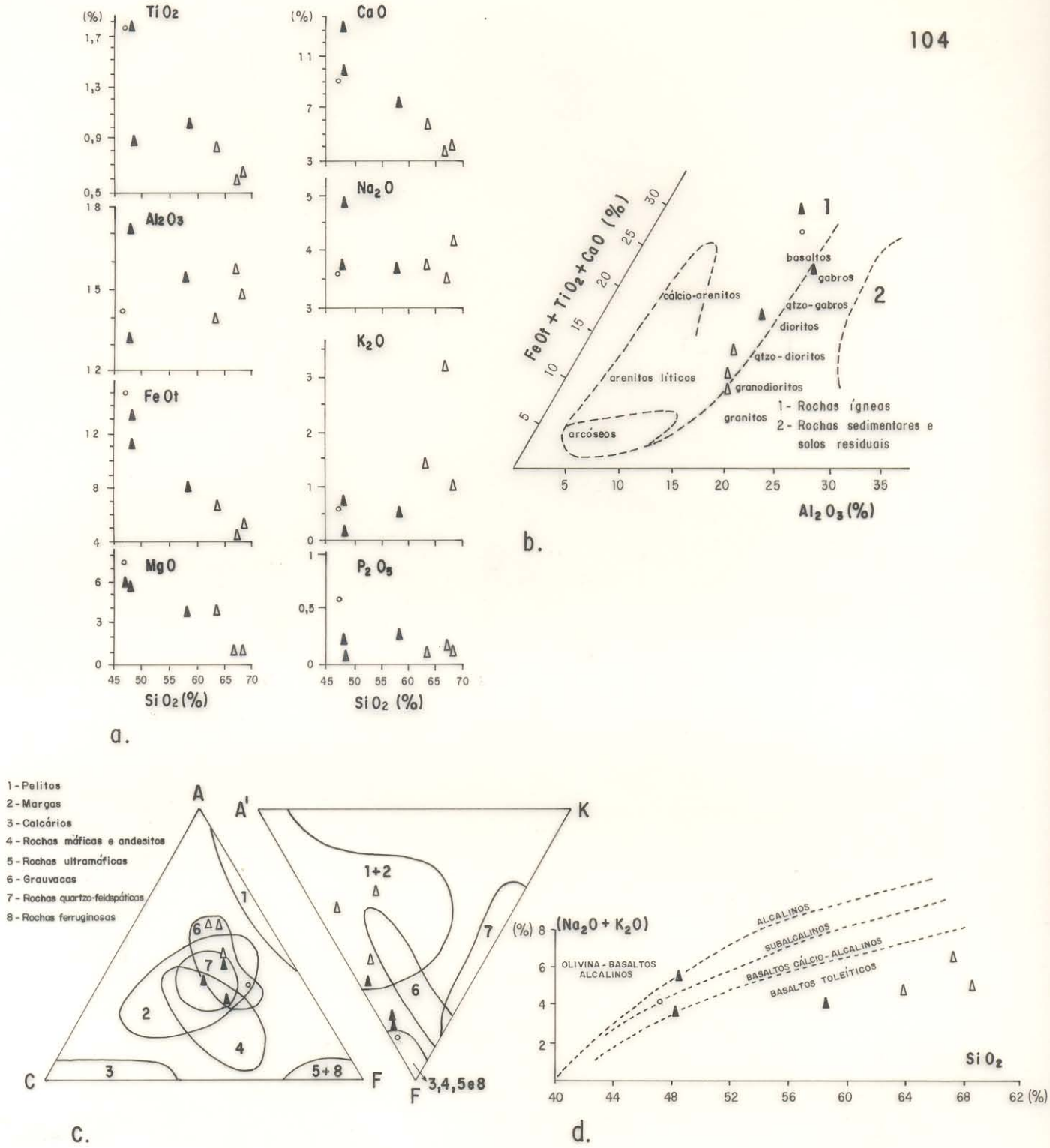


Figura 24-(a) Diagrama de variação SiO_2 versus os outros óxidos maiores. (b) Diagramas triangular com os campos discriminantes de La Roche (1972, apud Fujimori, 1990). (c) Diagramas ACF e A'KF. (d) Diagrama de variação SiO_2 versus (Na_2O+K_2O) de Kuno (1968). Complexo Gameleira: granulitos ultramáfico (○), máficos (▲) e enderbíticos (△).

Nos granulitos máficos predominam hiperstênio, diopsídio, hornblenda marrom e biotita titanífera, com quantidades subordinadas de quartzo e plagioclásio. No granulito ultramáfico, além de hiperstênio, diopsídio e hornblenda marrom, ocorre a Mg-biotita ou flogopita. Enquanto nos tipos enderbíticos os minerais principais são o plagioclásio, o quartzo e o microclínio, havendo quantidades subordinadas de hiperstênio, diopsídio, hornblenda e biotita titanífera.

No diagrama Al_2O_3 versus FeO_t+TiO_2+CaO (Figura 24b) os granulitos máficos, o tipo ultramáfico e os enderbitos seguem o ***trend*** das rochas ígneas. Para os dois primeiros tal diagrama indica uma origem a partir de basaltos ou gabros, enquanto os tipos enderbíticos, com composição quartzo-diorítica e granodiorítica, seriam termos de composição intermediária, formados a partir da migmatização dos granulitos máficos ou representam produtos de um magma cogenético.

No diagrama ACF (Figura 24c) dois exemplares dos granulitos máficos sugerem uma derivação a partir das rochas máficas, enquanto uma outra amostra, que está associada às frações quartzo-feldspáticas, com teores mais elevados de sódio e potássio, ficou próximo desse campo discriminante. O tipo ultramáfico acha-se também projetado próximo do campo das rochas máficas. Em virtude do elevado teor de Na_2O e K_2O, um teor de Al_2O_3 relativamente constante, e um baixo teor de FeO_t, os granulitos enderbíticos estão projetados mais próximo do vértice A, em relação aos granulitos máficos, mostrando, mais uma vez, o ***trend*** de diferenciação dos tipos máficos para os intermediários.

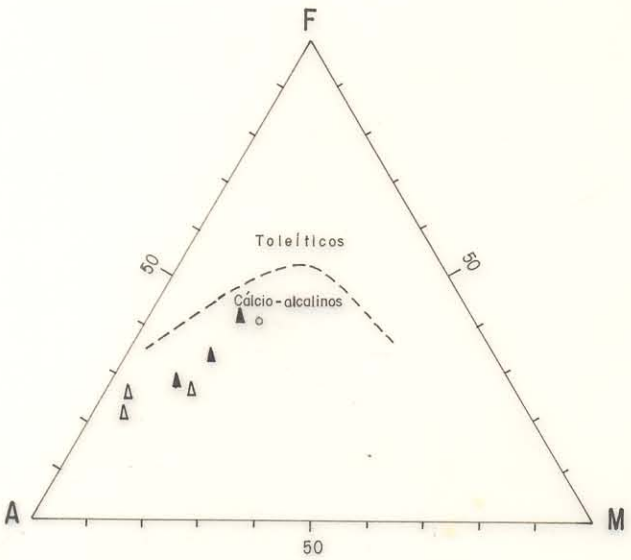
No diagrama A'KF, configura-se o mesmo comportamento geoquímico. E o granulito ultramáfico foi projetado no campo discriminante das rochas ultramáficas.

No diagrama SiO_2 versus Na_2O+K_2O (Figura 24d), dois exemplares dos granulitos máficos e o tipo ultramáfico, sugerem os basaltos subalcalinos e cálcio-alcalinos como rochas originais, enquanto uma amostra, associada com frações quartzo-feldspáticas, indica os basaltos toleíticos. Os granulitos enderbíticos também sugerem os basaltos toleíticos como rochas pretéritas, em virtude do maior teor de sílica nestas rochas, em relação aos tipos máficos e o ultramáfico.

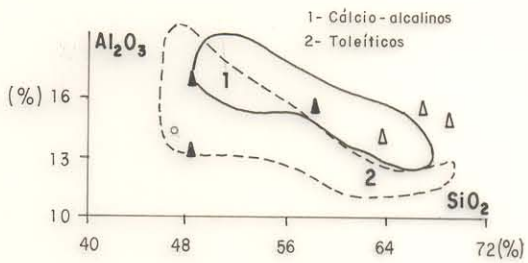
No diagrama AFM (Figura 25a), tanto os granulitos máficos e o granulito ultramáfico, bem como os tipos enderbíticos, indicam uma afinidade cálcio-alcalina.

No diagrama SiO_2 versus Al_2O_3 (Figura 25b), uma amostra do granulito máfico, com as frações quartzo-feldspáticas associadas, sugere uma afinidade toleítica. Enquanto outras duas e mais um exemplar do tipo enderbítico, estão projetadas no campo das rochas cálcio-alcalinas. Outros dois exemplares dos granulitos enderbíticos estão projetados próximos do campo discriminante cálcio-alcalino. O granulito ultramáfico, encontra-se projetado no campo toleítico.

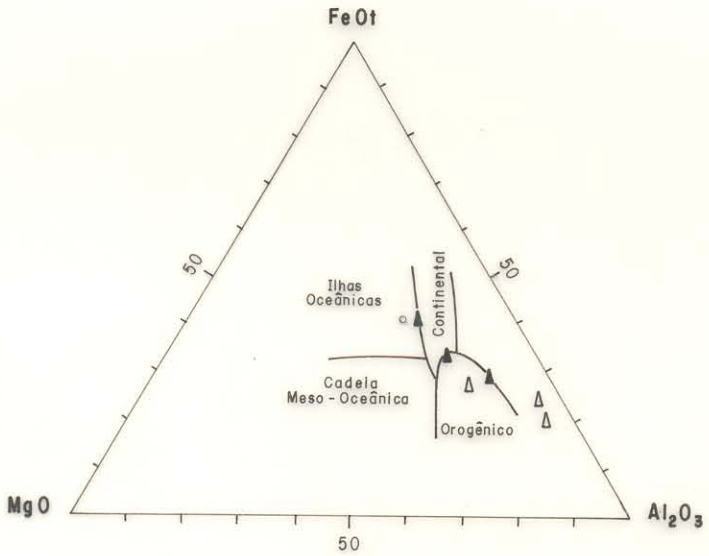
Considerando que o número de amostras é insuficiente para uma interpretação mais segura, nota-se que, no diagrama AFM (Figura 25c), o granulito ultramáfico sugere tratar-se de uma rocha com características geoquímicas similares aos das ilhas oceânicas, enquanto dois exemplares dos granulitos máficos teriam



a.



b.



C.

Figura 25-(a) Diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971). (b) Diagrama de variação SiO_2 versus Al_2O_3 de Teggey (1979). (c) Diagrama triangular FeOt-MgO-Al_2O_3 de Pearce et al. (1977, apud Fujimori, 1990). Complexo Gameleira: granulitos ultramáfico (○), máficos (▲) e enderbíticos (△).

uma derivação continental. Outro exemplar destas rochas máficas, e mais uma dos granulitos enderbíticos, teriam sido geradas em um cinturão orogênico. Outras duas amostras dos tipos enderbíticos, estão projetados próximos desse campo discriminante dos cinturões orogênicos.

Um outro diagrama AFM (Figura 26a) sugere que tanto os granulitos ultramáficos e máficos quanto os tipos enderbíticos representariam basaltos andesíticos.

No diagrama Ni versus Mg de Niggli (Figura 26b) sugere que todos os tipos de granulitos seriam do Arqueano.

No diagrama MgO versus CaO (Figura26c), o decréscimo no teor destes óxidos nos granulitos enderbíticos, em relação aos tipos ultramáficos e máficos, configura um ***trend*** diferenciado, o qual aproximadamente segue aquele estabelecido pelos basaltos alcalinos continentais. Um exemplar do granulito máfico e o tipo ultramáfico estão projetados no campo discriminante dos toleítos oceânicos.

5.2.2 - Elementos-Traço

5.2.2.1 - Gnaisses Kinzigíticos, Gnaisses Kinzigíticos + Frações Quartzo-Feldspáticas e Frações Quartzo-Feldspáticas.

A Tabela 1 apresenta um decréscimo na razão K/Rb no gnaisse kinzigítico, valor de 180, em relação aos valores médios dos gnaisses kinzigíticos+frações quartzo-feldspáticas (240) e das frações quartzo-feldspáticas (290). Este comportamento geoquímico, definido pelo decréscimo no teor de Rb em relação ao aumento no teor de potássio, está de acordo com a instabilidade

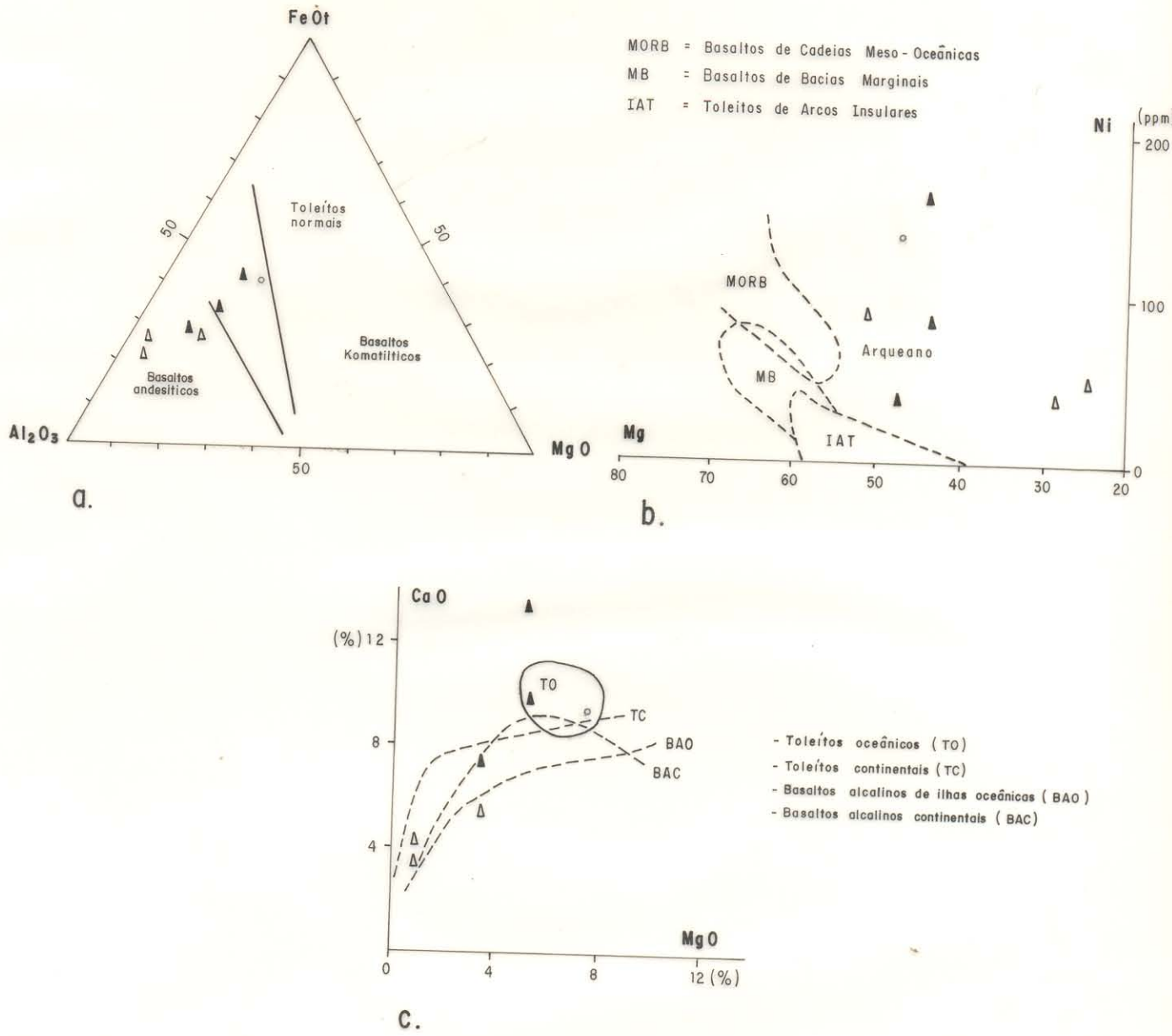


Figura 26-(a) Diagrama triangular FeOt-Al_2O_3-MgO de Jensen (1976, apud Fujimori, 1990). (b) Diagrama de variação Mg (Niggli) versus Ni de Gill (1979). (c) Diagrama de variação MgO versus CaO de Floyd (1976). Complexo Gameleira: granulitos ultramáfico (○), máficos (▲) e enderbíticos (△).

da biotita titanífera e a estabilidade do microclínio, nas frações quartzo-feldspáticas.

As médias das razões K/Sr revelam um acréscimo nas frações quartzo-feldspáticas (92), e nos gnaisses kinzigíticos + frações quartzo-feldspáticas (74), em relação aos gnaisses kinzigíticos (43). Este fracionamento deve-se novamente ao enriquecimento no teor de potássio nas frações quartzo-feldspáticas e nos tipos associados, em relação aos gnaisses kinzigíticos.

É notável o decréscimo da razão Ti/Zr nos gnaisses kinzigíticos (192), em relação aos tipos associados (23) e as frações quartzo-feldspáticas (20). A instabilidade da biotita titanífera novamente é a responsável por este comportamento geoquímico.

Com relação ao teor médio de zircônio, observa-se um valor relativamente alto nos gnaisses kinzigíticos+frações quartzo-feldspáticas (212ppm), em relação às frações quartzo-feldspáticas (86ppm) e gnaisses kinzigíticos (41ppm). Comportamento geoquímico similar é desempenhado pelo ítrio (gnaisses kinzigíticos - 9ppm, gnaisses kinzigíticos+frações quartzo-feldspáticas - 22ppm e frações quartzo-feldspáticas - 6ppm); bem como pelo nióbio (gnaisses kinzigíticos - 8ppm, gnaisses kinzigíticos+frações quartzo-feldspáticas - 9ppm e frações quartzo-feldspáticas - 4ppm).

Considerando os valores médios, a razão Zr/Y mostra um decréscimo das frações quartzo-feldspáticas (20), em relação aos tipos associados (10), e aos gnaisses kinzigíticos (4). Este mesmo comportamento é observado com a razão Zr/Nb: frações

quartzo-feldspáticas (29), gnaisses kinzigíticos+frações quartzo-feldspáticas (26) e gnaisses kinzigíticos (5).

Este padrão geoquímico, apresentado tanto pelos elementos Zr, Y e Nb, como pelas razões Zr/Y e Zr/Nb, é atribuído à distribuição errática do zircão como mineral acessório.

5.2.2.2 - Granulitos Ultramáficos, Máficos e Enderbíticos

A Tabela 1 mostra um acréscimo na média das razões K/Rb e K/Sr, nos granulitos enderbíticos em relação aos tipos ultramáficos e máficos: K/Rb, granulitos enderbíticos = 399, granulito ultramáfico = 356, granulitos máficos = 181 e ; K/Sr, granulitos enderbíticos = 79, granulito ultramáfico = 20, granulitos máficos = 19 e . Estes ***trends*** geoquímicos estão de acordo com a instabilidade da biotita titanífera e a estabilidade do microclínio, nos granulitos enderbíticos, os quais proporcionam um acréscimo relativo no teor de potássio e um decréscimo em rubídio.

5.2.3 - Discussão

As assembléias minerais e as características petroquímicas do gnaisse kinzigítico indica que tal tipo se originou de rochas sedimentares, do tipo grauvacas com contribuição pelítica. As feições geométricas mesoscópicas, observadas entre os gnaisses kinzigíticos e as frações quartzo-feldspáticas, bem como suas características mineralógicas e petroquímicas, sugerem que estas frações representam mobilizados ou leucossomas gerados por fusão parcial ou reações de desidratação dos gnaisses kinzigíticos, em diferentes condições térmicas, dentro do Cinturão Granulítico de Granja. A presença do hiperstênio, diopsídio, granada e

sillimanita, em algumas dessas frações, sugere que foram incorporadas as condições de temperaturas elevadas, em torno de 750°C - 800°C, e, em seguida, injetadas em níveis crustais mais rasos, nos quais se estabilizaram os minerais hidratados, como a biotita titanífera. Estes leucossomas por serem protomiloníticos e miloníticos, demonstram que estiveram relacionados com a deformação por cisalhamento dúctil-rúptil, dextral, imposta às rochas da Zona de Cisalhamento de Granja

As relações de campo mostrando uma passagem gradativa entre os granulitos máficos e os tipos enderbíticos, assim como a similaridade mineralógica e as características litoquímicas, sugerem que os granulitos enderbíticos representam tipos intermediários, formados a partir da injeção das frações quartzo-feldspáticas nos granulitos máficos, os quais foram afetados por diferentes estágios de migmatização. Uma outra corrente poderia interpretá-los como produtos de magmas cogenéticos. As características litoquímicas dos granulitos máficos e o tipo ultramáfico indicam como rochas originais os basaltos ou gabros. Estas rochas mostram uma afinidade cálcio-alcalina, formadas provavelmente em um ambiente continental orogênico, estabelecido no Arqueano, durante a instalação do Cinturão Granulítico de Granja

5.3 COMPLEXO GRANJA

Esta unidade lito-estratigráfica compreende essencialmente biotita-hornblenda gnaisses tonalíticos-granodioríticos, com faixas, lentes e budins de extensões métricas a centenas de metros de frações quartzo-feldspáticas e anfibolitos. Os

gnaisses tonalíticos-granodioríticos têm como assembléia mineral principal, quartzo, plagioclásio, biotita marrom e hornblenda verde. As frações quartzo - feldpáticas são constituídas essencialmente por quartzo, plagioclásio e microclínio, e com quantidades subordinadas de biotita e hornblenda. As composições mineralógica e química de tais frações as classificam como gnaisses trondhjemíticos e monzo-graníticos.

5.3.1 - Elementos Principais e Dados Normativos

5.3.1.1 - Gnaisses Tonalíticos-granodioríticos, Gnaisses Tonalíticos-Granodioríticos + Frações Quartzo-Feldspáticas e Frações Quartzo-Feldspáticas

Conforme a tabela 2 o teor médio de SiO_2 nos gnaisses tonalíticos-granodioríticos situa-se em torno de 65%, e se mantém relativamente constante na presença das frações quartzo-feldspáticas, com valor médio da ordem de 64%. Nas frações quartzo-feldspáticas, este teor médio aumenta consideravelmente, para valor próximo de 73%, tanto nos gnaisses trondhjemíticos como nos gnaisses monzo-graníticos. As análises modais dos gnaisses do Complexo Granja, confirmaram a classificação entre os gnaisses tonalíticos-granodioríticos, gnaisses transicionais, gnaisses trondhjemíticos e gnaisses monzo-graníticos (Tab. 3).

Nos diagramas de variação de SiO_2 versus outros óxidos maiores (Figura 27), observa-se uma diminuição nos teores de TiO, Al_2O_3, FeO_t, MgO, CaO e P_2O_5, paralelamente aos acréscimos nos teores de SiO_2, nas frações quartzo-feldspáticas em relação aos gnaisses tonalíticos-granodioríticos e os gnaisses tonalíticos-granodioríticos+frações quartzo-feldspáticas. Para o Al_2O_3,

Tabela 2 – Composição dos elementos maiores (%) e elementos-traço (ppm) do Complexo Granja.

	Gnaisses Tonalíticos – Granodioríticos																Gnaisses Transicionais				Gnaisses Trondhjemíticos							Gnaisses Monzo-graníticos															Gnaisses Tonalíticos-granodioríticos +frações qtz-feldspáticas			
	T-59 -1-	T-123	T-170	T-112 -2-	T-177	T-102	T-179	T-161	T-138	T-112	T-75	T-117	T-123 -10-	T-96	T-94	T-39 -1-	T-39 -3-	T-101	T-39 -2-	T-75 -1-	T-93	T-162	T-157	T-121	T-55	T-103	T-33	T-46 -5-	T-139	T-169	T-59 -2-	T-123 -9-	T-112 -1-	T-178	T-167	T-36	T-91 -1-	T-172	T-85 -3-	T-166	T-175	T-168	T-181
SiO_2	68,55	67,77	67,42	65,37	64,61	63,57	63,17	63,15	61,94	61,93	61,70	61,67	61,50	61,34	61,30	70,91	70,47	69,27	68,24	76,76	76,71	75,27	71,92	71,47	70,71	69,95	76,87	76,49	76,01	75,65	75,19	74,48	74,11	72,14	71,92	71,08	70,99	68,75	66,27	67,82	62,94	61,82	61,59
TiO_2	0,33	0,42	0,37	0,46	0,41	0,48	0,50	0,75	0,56	0,52	0,65	0,58	0,59	0,95	0,87	0,08	0,35	0,38	0,29	0,08	0,06	0,03	0,23	0,39	0,27	0,12	0,05	0,05	0,04	0,13	0,12	0,06	0,07	0,08	0,18	0,33	0,03	0,39	0,18	0,10	0,58	0,38	0,57
Al_2O_3	15,40	15,74	15,97	16,37	15,42	16,39	16,12	17,65	16,75	17,24	16,39	16,76	17,43	17,26	15,02	15,39	14,93	15,01	16,29	14,37	14,28	14,55	16,40	14,26	16,17	16,22	13,87	13,60	14,28	13,79	13,78	15,10	15,33	15,03	13,81	13,91	17,17	17,47	18,93	17,14	16,80	17,30	16,71
Fe_2O_3	1,60	1,67	2,10	1,98	2,30	1,91	1,90	1,89	3,42	2,60	2,82	4,18	2,71	2,68	2,58	1,66	1,73	1,35	3,52	0,19	0,19	0,11	0,36	1,51	1,01	0,57	0,07	0,02	0,17	0,33	0,56	0,27	0,06	0,08	0,89	1,68	0,34	0,35	0,36	0,29	4,16	1,78	2,85
FeO	1,66	1,87	1,58	2,23	1,58	1,73	2,87	3,37	2,15	2,29	3,01	1,79	3,16	4,38	5,03	1,79	1,37	2,01	0,29	0,36	0,43	0,36	1,08	1,43	1,15	0,72	0,29	0,72	0,29	0,79	0,57	0,29	0,72	0,57	0,93	1,07	0,21	0,93	0,50	0,50	1,79	1,94	2,36
MnO	0,06	0,04	0,05	0,07	0,05	0,05	0,07	0,04	0,04	0,08	0,08	0,06	0,09	0,07	0,07	0,04	0,05	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,03	0,03	0,01	0,01	—	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,04	0,02	0,01	0,01	0,01	0,03	0,05	0,04	0,07
MgO	1,07	1,11	1,50	1,36	1,71	2,05	2,14	1,77	2,08	2,86	1,88	2,93	2,10	1,98	2,83	1,09	1,05	1,73	0,26	0,09	0,20	0,13	0,34	0,82	0,53	0,40	0,09	0,06	0,04	0,41	0,06	0,17	0,18	0,05	0,34	1,06	0,06	0,36	0,12	0,34	1,51	1,77	2,26
CaO	3,48	3,24	3,30	4,13	4,90	5,58	4,16	6,01	5,83	5,26	5,79	5,00	5,59	6,13	5,82	4,40	5,42	4,72	5,74	3,95	2,38	3,39	3,36	2,42	3,40	3,07	1,89	0,93	1,45	1,09	1,20	2,08	1,90	1,65	1,86	1,63	1,76	2,21	2,71	0,99	4,99	3,85	4,29
Na_2O	4,20	4,39	4,24	4,70	4,87	5,10	4,12	4,14	4,60	4,36	4,90	4,07	3,80	4,99	4,27	4,70	3,90	4,15	4,60	4,40	3,80	5,02	4,55	3,55	5,30	6,53	4,70	3,10	2,90	2,77	3,60	3,40	3,90	3,50	3,27	3,30	5,20	4,83	4,90	3,36	3,60	4,73	3,91
K_2O	2,62	2,09	2,27	2,42	2,78	1,44	2,85	0,65	1,43	1,58	1,47	2,11	1,87	0,67	1,07	0,83	0,56	0,85	0,92	0,34	2,43	0,25	1,62	3,18	1,63	1,20	3,18	5,56	5,45	4,72	5,14	5,03	4,34	5,15	5,05	5,96	4,24	4,04	4,96	8,15	2,12	3,94	3,90
P_2O_5	0,19	0,16	0,17	0,21	0,20	0,14	0,18	0,18	0,18	0,14	0,26	0,18	0,20	0,25	0,22	0,14	0,06	0,10	0,14	0,02	0,01	0,02	0,05	0,12	0,08	0,04	0,01	0,02	0,01	0,04	0,02	0,02	0,02	0,04	0,08	0,13	0,01	0,02	0,18	0,03	0,14	0,19	0,25
P.F	0,56	0,25	0,29	0,26	0,53	0,30	0,25	0,25	0,52	0,35	0,29	0,47	0,36	0,25	0,29	0,26	0,37	0,11	0,17	0,09	0,48	0,15	0,06	0,40	0,47	0,20	0,17	0,14	0,28	0,26	0,33	0,07	0,28	0,24	0,38	0,79	0,06	0,25	0,67	0,42	0,59	0,34	0,41
TOTAL	99,72	98,75	99,26	99,56	99,36	98,74	98,33	99,85	99,50	99,21	99,24	99,80	99,40	100,95	99,37	100,29	100,26	99,71	100,47	100,66	100,98	99,29	99,98	99,57	100,75	99,05	101,20	100,70	100,92	99,99	100,58	100,98	100,92	98,54	98,75	100,96	100,08	99,61	99,79	99,17	99,27	98,08	99,17
Rb	74	86	101	70	80	32	73	22	36	73	26	101	82	14	26	9	17	24	10	2	41	7	16	87	40	34	42	163	82	175	142	114	80	97	177	140	57	122	118	277	113	124	129
Sr	528	474	624	517	520	798	471	360	685	656	882	574	570	450	296	583	507	331	646	724	384	403	405	330	506	376	316	406	545	310	318	516	549	585	344	125	352	441	528	260	584	665	508
Y	22	4	7	21	19	13	29	9	16	12	22	10	17	18	12	28	20	4	6	6	4	1	2	20	9	15	6	10	6	7	15	8	4	2	21	12	6	1	10	17	16	32	14
Zr	132	167	163	164	148	118	128	118	150	100	189	99	135	156	170	151	150	134	95	71	75	41	125	307	142	110	93	110	94	104	118	89	96	86	112	135	93	67	77	62	110	128	133
Nb	12	6	8	9	10	6	15	6	7	8	6	7	6	8	14	9	10	6	2	3	2	6	6	9	6	13	1	2	—	6	6	3	2	6	14	6	2	6	3	14	7	22	9
Ni	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
K/Rb	290	200	190	290	290	370	320	240	330	180	470	170	190	400	340	760	270	290	760	1411	490	300	840	300	340	290	630	280	550	220	300	370	450	440	240	350	620	270	350	240	160	260	250
K/Sr	41	37	30	39	44	15	50	15	17	20	14	31	27	12	30	12	9	21	12	4	53	5	33	80	27	26	84	114	83	126	134	81	66	73	122	396	100	76	78	260	30	49	64
Rb/Sr	0,14	0,18	0,16	0,13	0,15	0,04	0,15	0,06	0,05	0,11	0,03	0,18	0,14	0,03	0,09	0,01	0,03	0,07	0,02	—	0,11	0,02	0,04	0,26	0,08	0,09	0,13	0,40	0,15	0,56	0,45	0,22	0,15	0,17	0,51	1,12	0,16	0,28	0,22	1,07	0,19	0,19	0,25
Ti/Zr	14,75	14,84	13,39	23,28	16,34	24,00	23,04	37,50	22,02	30,68	20,29	34,57	25,79	35,93	30,19	3,13	13,77	16,73	18,01	6,65	4,72	4,32	10,86	7,50	11,22	6,44	3,17	2,68	2,51	7,38	6,00	3,98	4,30	5,49	9,48	14,42	1,90	34,34	13,79	9,52	31,11	17,52	25,29
Zr/Y	6,00	41,75	23,29	7,81	7,79	9,08	4,41	13,11	9,38	8,33	8,59	9,90	7,94	8,66	14,17	5,39	7,50	33,50	15,83	11,83	18,75	41,00	62,50	15,35	15,78	7,33	15,50	11,00	15,67	14,86	7,87	11,13	24,00	43,00	5,33	11,25	15,50	67,00	7,70	3,65	6,88	4,00	9,50
Zr/Nb	11,00	27,83	20,38	18,22	14,80	19,67	8,53	19,67	21,43	12,50	31,50	14,14	22,50	19,50	12,14	16,78	15,00	22,33	47,50	23,67	37,50	6,83	20,83	34,11	23,67	8,46	93,00	55,00	94,00	17,33	19,67	29,67	48,00	14,33	8,00	22,50	46,50	11,17	25,67	4,43	15,71	5,82	14,78

Tabela.3 — Análises modais do Complexo Granja.

	Gnaisses Tonaliticos - Granodioriticos					Gnaisses Transicionais		Gnaisses Trondhjemíticos		Gnaisses Monzo - graníticos				
	T-102	T-138	T-75	T-123 -10-	T-112 -2-	T-39 -3-	T-39 -1-	T-75 -1-	T-55	T-33	T-129 -9-	T-59 -2-	T-112 -1-	T-139
Plagioclásio	72,4	66,5	61,8	55,8	50,6	63,8	62,5	63,8	61,2	38,4	33,4	30,5	29,5	20,4
Quartzo	14,6	17,2	14,2	18,5	20,8	19,1	26,2	28,0	29,3	43,2	31,7	29,1	29,3	39,9
Microclínio	—	—	1,2	3,8	7,1	—	—	—	—	17,3	33,4	36,0	38,9	36,7
Hornblenda	7,7	5,0	13,8	17,6	10,4	15,2	10,2	7,9	0,5	0,5	0,8	3,6	1,6	1,3
Biotita	4,5	10,5	9,0	4,1	9,8	—	0,2	—	7,7	0,6	0,6	—	0,6	1,3
Acessórios	0,7	0,8	—	0,2	1,3	1,9	0,9	0,3	1,3	—	0,1	0,8	0,1	0,4
M	12,9	16,3	22,8	21,9	21,5	17,1	11,3	8,2	9,5	1,1	1,5	4,4	2,3	3,0
Plagioclásio + Feldspato Alcalino	72,4	66,5	63,0	59,6	57,7	63,8	62,5	63,8	61,2	55,7	66,8	66,5	68,4	57,1

OBS: 2000 pontos por amostra analisada
M = total de máficos

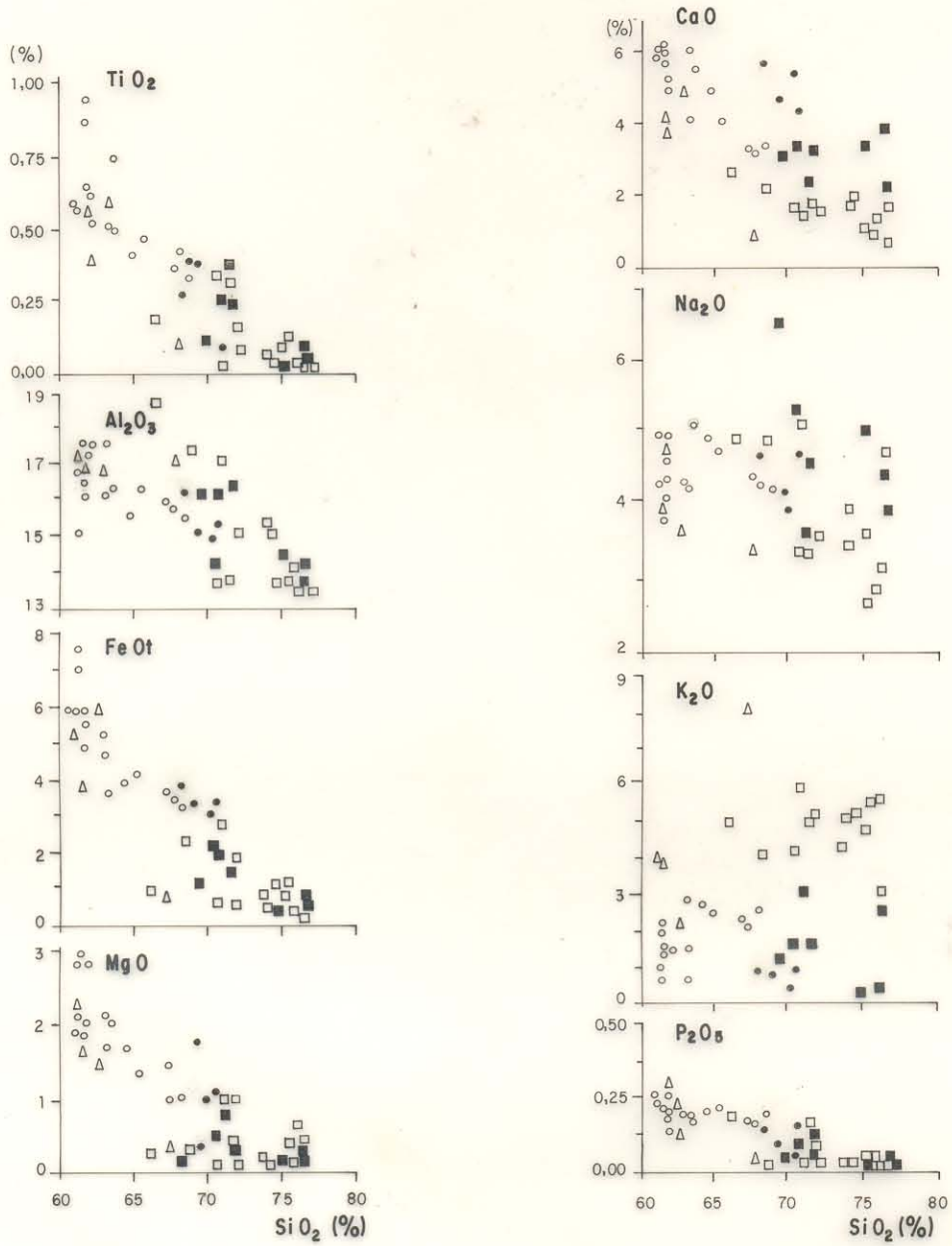


Figura 27- Diagrama de variação de SiO_2 versus os outros óxidos maiores. Complexo Granja: gnaisses tonalíticos-granodioríticos (o), gnaisses transicionais (•), gnaisses trondhjemíticos (▪), gnaisses monzo-graníticos (□) e gnaisses tonalíticos-granodioríticos+frações quartzo-feldspáticas (△).

embora ele tenda a diminuir com o aumento de sílica dos gnaisses tonalíticos-granodioríticos para os gnaisses trondhjemíticos e monzo-graníticos, há diversas amostras dos últimos que possuem teores de Al_2O_3 mais elevados do que dos gnaisses tonalíticos-granodioríticos para os mesmos teores de sílica. O CaO e o K_2O são excelentes discriminantes desses três principais grupos de gnaisses. Dos gnaisses tonalíticos-granodioríticos para os gnaisses trondhjemíticos, o CaO diminui com o aumento de SiO_2 em virtude das menores proporcões de anfibólio nesses últimos. Os gnaisses monzo-graníticos, possuem, para mesmos teores de SiO_2, valores mais baixos de CaO do que os observados nos gnaisses tonalíticos-granodioríticos e nos gnaisses trondhjemíticos, refletindo as menores proporções de plagioclásio e anfibólio nos primeiros. Quanto ao K_2O, os gnaisses tonalíticos-granodioríticos e os gnaisses trondhjemíticos, apresentam teores equivalentes e independentes dos maiores teores de SiO_2 nos últimos, refletindo que ambos são muito pobres ou desprovidos em feldspato potássico. Ao passo que os gnaisses monzo-graníticos apresentam teores de K_2O sistematicamente mais elevados que os gnaisses tonalíticos-granodioríticos e os gnaisses trondhjemíticos, mesmo para amostras com os mesmos teores de SiO_2. Em termos de Na_2O o quadro é mais complexo, porque há superposição entre os campos dos gnaisses trondhjemíticos e os gnaisses monzo-graníticos. Porém os primeiros tendem a exibir valores próximos dos gnaisses tonalíticos-granodioríticos e mais elevados que dos gnaisses monzo-graníticos. Este comportamento geoquímico está de acordo com a desestabilidade dos minerais ferro-magnesianos,

principalmente biotita e hornblenda, e presença do microclínio nas frações quartzo-feldspáticas. Os gnaisses transicionais estão projetados em uma posição intermediária entre os gnaisses tonalíticos-granodioríticos e os gnaisses trondhjemíticos (Figuras 27 e 28a, c e d).

No diagrama Al_2O_3 versus (FeO_t+TiO_2+CaO)(Figura 28a), é notável a correlação dos gnaisses tonalíticos-granodioríticos com os tipos associados e as frações quartzo-feldpáticas, os quais seguem o ***trend*** das rochas ígneas, sugerindo uma cogeneticidade entre elas.

No diagrama normativo An-Ab-Or (Figura 28b), tanto os gnaisses tonalíticos-granodioríticos, como os trondhjemíticos e os monzo-graníticos, confirmam a classificação mineralógica destas rochas. Os gnaisses transicionais estão projetados no campo dos tonalitos.

Nos diagramas AFM (Figura 28c, d), é notável a tendência destes gnaisses de acompanharem o ***trend*** cálcio-alcalino.

5.3.2 - Elementos-Traço

5.3.2.1 - Gnaisses Tonalíticos-Granodioríticos, Gnaisses Tonalíticos-Granodioríticos + Frações Quartzo-Feldspáticas e Frações Quartzo-Feldspáticas

A Tabela 2 mostra um aumento no valor médio da razão K/Rb nos gnaisses trondhjemíticos (590), em relação aos gnaisses tonalíticos-granodioríticos (310). Este comportamento decorre principalmente do decréscimo no teor médio de Rb nos gnaisses trondhjemíticos (em torno de 30 ppm), em relação aos gnaisses tonalíticos-granodioríticos (com 53ppm), enquanto o K mantem-se

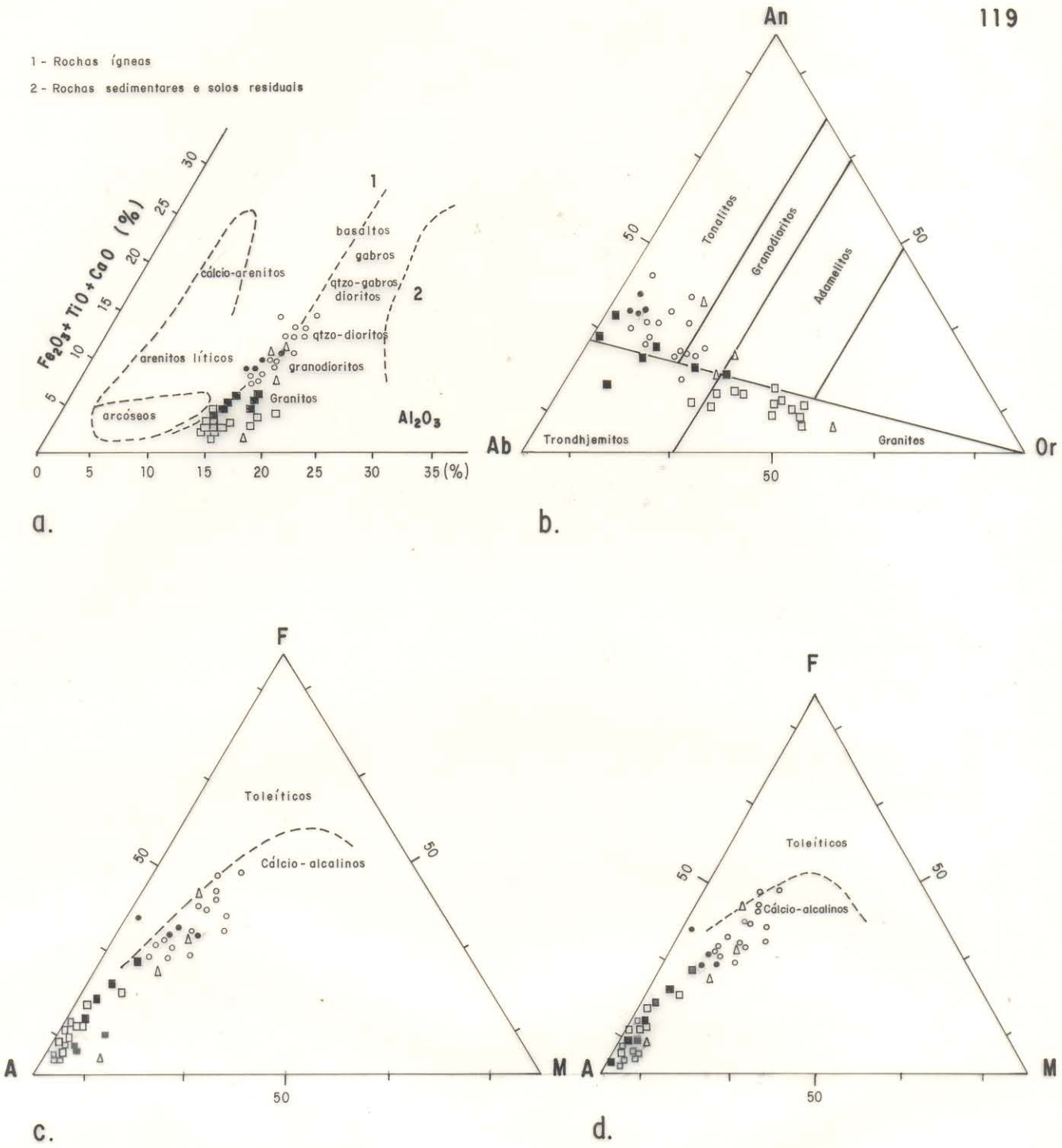


Figura 28- (a) Diagrama triangular de La Roche (1972, apud Fujimori, 1990). (b) Diagrama ternário das proporções normativas CIPW de An-Ab-Or de O'Connor (1965). (c) Diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971). (d) Diagrama AFM de Barker & Arth (1976). Complexo Granja: gnaisses tonalíticos-granodioríticos (o),gnaisses transicionais (•), gnaisses trondhjemíticos (▪), gnaisses monzo-graníticos (□), gnaisses tonalíticos-granodioríticos + frações quartzo-feldspáticas (△).

relativamente constante. Este decréscimo no teor de rubídio está relacionado principalmente a instabilidade da biotita nos gnaisses trondhjemíticos. Nos gnaisses monzo-graníticos o valor médio desta razão, em torno de 390, representa um pequeno acréscimo em relação aos gnaisses tonalíticos-granodioríticos. Neste caso, embora o teor médio do rubídio nos gnaisses monzo-graníticos seja elevado, 116ppm, em relação aos gnaisses tonalíticos-granodioríticos, o teor médio de potássio também apresenta-se elevado, 5ppm. Estes teores relativamente elevados de Rb e K estão relacionados a presença de biotita e microclínio, nestas frações monzo-graníticas. O valor médio da razão K/Rb (230), nos tipos gnaisses tonalíticos-granodioríticos+frações quartzo-feldspáticas, representa um decréscimo em relação aos gnaisses tonalíticos-granodioríticos, em virtude principalmente do aumento do teor de rubídio, 160ppm, nestes tipos.

A razão K/Sr apresenta um comportamento geoquímico semelhante ao da razão K/Rb. Os gnaisses trondhjemíticos mostram um ligeiro aumento na média da razão K/Sr (30), em relação aos gnaisses tonalíticos-granodioríticos (26). Este comportamento foi estabelecido por um pequeno decréscimo no teor de estrôncio nos gnaisses trondhjemíticos (472 ppm), em relação aos gnaisses tonalíticos-granodioríticos (546 ppm). Nos gnaisses monzo-graníticos, esta razão tem um valor médio elevado (118) em relação aos gnaisses tonalíticos-granodioríticos. Este valor elevado da razão K/Sr, nos gnaisses monzo-graníticos, se deve principalmente ao decréscimo no teor de estrôncio. Este comportamento do Sr também elevou o valor médio desta razão nos

gnaisses tonalíticos-granodioríticos+frações quartzo-feldspáticas (101). Este padrão geoquímico está relacionado a instabilidade parcial da biotita nos gnaisses trondhjemíticos e monzo-graníticos, a presença do plagioclásio mais cálcico nos gnaisses trondhjemíticos, e do microclínio nos gnaisses monzo-graníticos.

O comportamento geoquímico do Rb e Sr, causou um ligeiro decréscimo na razão Rb/Sr, nos gnaisses trondhjemíticos (0,09), em relação aos gnaisses tonalíticos-granodioríticos (0,10). Esta razão teve um acréscimo significativo nos gnaisses monzo-graníticos (0,35) e, mais ainda, nos tipos gnaisses tonalíticos-granodioríticos+frações quartzo-feldspáticas (0,43).

A razão Ti/Zr mostra um significativo decréscimo nos gnaisses trondhjemíticos (8,72), em relação aos gnaisses tonalíticos-granodioríticos (22,24). Nos gnaisses monzo-graníticos, o decréscimo foi ainda maior (8,42). Nos tipos gnaisses tonalíticos-granodioríticos+frações quartzo-feldspáticas, esta razão cresce, com valor médio da ordem de 20,86. A maior freqüência de titanita, como mineral acessório nos gnaisses tonalíticos-granodioríticos, e mais raros nos tipos gnaisses trondhjemíticos e monzo-graníticos, condicionou este padrão geoquímico mostrado pela razão Ti/Zr. Poderia também, em parte, ser influência dos maiores teores modais de biotita e hornblenda nos gnaisses tonalíticos-granodioríticos (Tab. 3).

As pequenas variações do ítrio dificultam a interpretação do comportamento geoquímico da razão Zr/Y.

A razão Zr/Nb nos gnaisses trondhjemíticos (25,32) é maior do que nos gnaisses tonalíticos-granodioríticos (18,22). Os

gnaisses monzo-graníticos, apresentam valores ainda maiores da ordem de 37,30. Nos gnaisses tonalíticos-granodioríticos+frações quartzo-feldspáticas, esta razão tem valor médio em torno de 10,19. Principalmente a distribuição do zircão, como mineral acessório, controlou este ***trend*** geoquímico.

5.3.3 - Discussão

As relações geométricas mesoscópicas, bem como, as assembléias minerais e o comportamento geoquímico dos gnaisses tonalíticos-granodioríticos e das frações quartzo-feldspáticas associadas, sugerem uma relação cogenética entre estes tipos de rochas. Os primeiros tiveram como litotipos originais rochas ígneas de composição tonalítica, enquanto as frações quartzo-feldspáticas, tanto trondhjemíticas como monzo-graníticas, provavelmente foram geradas por fusão parcial dessas rochas ígneas tonalíticas. Estes gnaisses ortoderivados seguem o mesmo ***trend*** cálcio-alcalino.

Estas rochas ígneas tonalíticas-granodioríticas, provavelmente representam plutons injetados nas seqüências vulcano-sedimentares do tipo ***greenstone belt***. Estas estão representadas na área pelos gnaisses cálcio-silicáticos e os quartzitos do Grupo Martinópole.

6 - METAMORFISMO

Como já descrito anteriormente, os gnaisses kinzigíticos são caracterizados pelas seguintes assembléias minerais:

(1)quartzo+plagioclásio+biotita titanífera+granada;

(2)quartzo+plagioclásio+biotita titanífera+granada+sillimanita+rutilo+grafita.

A assembléia (2) é observada apenas localmente no pacote rochoso.

As frações quartzo-feldspáticas são constituídas quase que unicamente por quartzo, plagioclásio e microclínio. A biotita titanífera e a granada ocorrem subordinadas.

Os granulitos ultramáficos apresentam como paragênese:

(3)Mg-biotita ou flogopita + hornblenda marrom + hiperstênio+diopsídio+plagioclásio$_{<An_{64-65}>}$±quartzo.

Os granulitos máficos têm como assembléias mineralógicas:

(4)hiperstênio+diopsídio+ plagioclásio + hornblenda marrom +biotita titanífera+granada±quartzo±hornblenda verde.

(5)hiperstênio+diopsídio + plagioclásio+hornblenda marrom + biotita titanífera + granada±quartzo±hornblenda verde±biotita verde.

Nos enderbíticos ocorrem as associações (4) e (5) juntamente com microclínio e quantidades expressivas de quartzo.

A associação hiperstênio + diopsídio indica uma temperatura da ordem de 750° a 800° C para o metamorfismo regional, que se acha situado na facies granulito. Nos gnaisses kinzigíticos suas paragêneses indicam que os litotipos sedimentares originais, foram submetidos as condições da facies granulito. Nos granulitos

ultramáficos a estabilidade de hiperstênio e do plagioclásio mais cálcico a partir da granada, sugere condições progressivas do metamorfismo na facies granulito, durante a subducção dessas rochas até os níveis inferiores da crosta. Nesse momento foram atingidas as condições da subfacies de alta pressão da facies granulito, que na área pode ter atingido até 10 kb, enquanto a temperatura teria se mantido relativamente constante. Nos granulitos máficos, principalmente nos deformados, o plagioclásio intercrescido com o hiperstênio representa uma reação, entre esses dois minerais, a partir da qual estabilizou granada, desenvolvendo auréolas ao redor desse intercrescimento. Esta reação representa uma regressão nas condições do metamorfismo, atingindo a subfacies diopsídio-granada granulito, durante a obducção dessas rochas à níveis crustais mais rasos. Teria, assim, ocorrido uma diminuição de P, mantendo-se a T relativamente constante.

Conforme discutido no capítulo 3, há indicações de campo sugerindo que as rochas de natureza ultramáfica e máfica retornaram a níveis crustais superiores, através de um sistema oblíquo, no interior do pacote de gnaisses kinzigíticos aluminosos. Em razão disso, preferiu-se, no momento, assumir que as condições térmicas do metamorfismo regional progressivo no Complexo Gameleira atingiram o pico na facies granulito, indicado pela associação hiperstênio+diopsídio.

A superposição do sistema direcional sobre o sistema oblíquo permitiu um paralelismo generalizado entre as foliações S e C. Localmente, a foliação S acha-se interceptada e deslocada pela

foliação C, e ao longo desta, o diopsídio desestabilizou-se parcialmente para hornblenda verde e a hornblenda marrom para biotita esverdeada, sugerindo uma regressão localizada nas condições térmicas do metamorfismo regional, da facies granulito para a facies anfibolito médio-alto.

As evidências de campo e a assembléia mineralógica de algumas frações quartzo-feldspáticas, associadas à deformação cisalhante na forma de lentes subconcordantes e concordantes dentro dos gnaisses kinzigíticos, permitem nesta oportunidade, interpretá-las como leucossomas ou mobilizados, formados por fusão parcial dos gnaisses kinzigíticos aluminosos, em condições de T da ordem de 650 a 700°C, e P água elevada (condições de subsaturação ou saturação), durante o evento de deformação por cisalhamento dúctil-rúptil. Nesse contexto, sugere-se que o processo de fusão parcial ocorreu nas condições da facies anfibolito, no mínimo, embora em algumas dessas frações estejam presentes o hiperstênio e o diopsídio, sugerindo que se trata de leucossomas incorporados as condições secas, de alto grau metamórfico. Nos granulitos máficos são também freqüentes veios irregulares com quartzo, plagioclásio e microclínio, interpretados como leucossomas de mesma natureza daqueles descritos anteriormente. A incidência maior desses mobilizados pode ter gerado, por contaminação dos granulitos máficos, os tipos enderbíticos. Essa hipótese tem apoio de evidências de campo, que mostram uma íntima relação dos dois tipos de rochas, onde, gradativamente, os granulitos máficos são transformados nos tipos enderbíticos, e permanecem como restos no meio desses,

assim como pela similaridade entre as assembléias mineralógicas e as composições químicas. Uma outra interpretação seria de que são frações de magmas cogenéticos.

No Complexo Granja, os tipos mais freqüentes, os gnaisses tonalíticos-granodioríticos, estão representados pelas seguintes assembléias minerais:

(1)quartzo+plagioclásio(An30-35)+biotita+hornblenda verde;;

(2)quartzo+plagioclásio+biotita+hornblenda verde±microclínio;

(3)quartzo+plagioclásio+biotita+hornblenda verde±microclínio± epidoto± biotita verde.

Epidoto, titanita, allanita, zircão, carbonatos, apatita e opacos estão também presentes como minerais acessórios.

Nos anfibolitos observa-se:

(4)hornblenda verde+plagioclásio±diopsídio±quartzo.

Os gnaisses cálcio-silicáticos, do Grupo Martinópole, têm como associações mineralógicas:

(5)quartzo+plagioclásio+diopsídio+escapolita+ microclínio;

(6)quartzo+plagioclásio+diopsídio+escapolita + microclínio + epidoto + hornblenda verde;

Nos quartzitos, desse mesmo grupo, estão presentes sillimanita, cianita, cordierita, moscovita e sericita...

A constância e a uniformidade das assembléias minerais observadas em rochas de composições similares, sugerem fortemente que essas associações correspondam a paragêneses. Portanto, as mesmas seriam compatíveis com temperaturas da ordem de 650 a 700°C, destacando-se a coerência entre as paragêneses observadas

nos diferentes tipos de rochas. Tais condições corresponderiam a facies anfibolito alta ou a transição desta para a subfacies diopsídio-granada granulito. A presença local de hornblenda verde e epidoto nas cálcio-silicáticas gnaissificadas, do Grupo Martinópolis como produtos da instabilidade do clinopiroxênio, bem como de biotita verde de granulação fina e epidoto nos gnaisses tonalíticos-granodioríticos, intimamente relacionados a horblenda verde nos tipos miloníticos e ultramiloníticos, é explicada por retrometamorfismo, possivelmente em condições da facies anfibolito baixo, com T em torno de 500 a 550°C. Essa regressão nas condições do metamorfismo regional provavelmente está relacionada, também, a deformação por cavalgamento, elevando rochas de diferentes níveis crustais, através de um sistema oblíquo, bem como, a superposição do sistema transcorrente durante a progressão da deformação cisalhante dúctil-rúptil.

As frações de composições trondhjemítica e monzo-granítica, associadas na forma de veios e lentes, provavelmente representam produtos de fusão parcial dos gnaisses tonalíticos-granodioríticos, geradas durante a atuação da deformação cisalhante dúctil-rúptil. Interpretação similar é sugerida para a origem dos gnaisses graníticos Chaval, Pedra do Sal e Tucunduba.

Nos gnaisses tonalíticos-granodioríticos miloníticos e ultramiloníticos a atuação mais vigorosa da deformação proporcionou importantes modificações na trama original destes gnaisses, através dos processos de cominuição e recristalização de novos minerais. Nesse sentido, a hornblenda verde foi substituída por pequenas palhetas de biotita verde, formando

massas ao redor dos restos do cristal, enquanto a biotita marrom se desestabilizou para clorita, notando-se comumente a presença de epidoto associado. Essas assembléias em desequilíbrio indicam condições térmicas da facies xisto-verde, relacionadas a imposição das zonas de cisalhamento transcorrente, no decorrer da deformação cisalhante dúctil-rúptil.

6.1 - MODELO ALTERNATIVO DE EVOLUÇÃO TERMAL

Entendemos que provavelmente os complexos Gameleira e Granja pertencem a eventos tectono-termais próximos, ou ao mesmo evento. Durante o metamorfismo regional progressivo estabilizaram-se no Complexo Gameleira as paragêneses da facies granulito. Rochas sedimentares tipo grauvacas com contribuições pelíticas, foram submetidas as condições do metamorfismo na subfacies diopsídio-granada granulito, formando os gnaisses kinzigíticos. Algumas frações quartzo-feldspáticas provavelmente foram geradas por fusão parcial desses gnaisses kinzigíticos, nas condições de T em torno de 650 a 700°C, a Págua elevada (condições de subsaturação ou saturação) na facies anfibolito medio a alto. Enquanto outras, com hiperstênio e diopsídio, teriam sido incorporadas durante o pico do metamorfismo regional em condições da subfacies diopsídio-granada granulito. As rochas ultramáficas e máficas, associadas aos tipos sedimentares, foram posicionadas em níveis crustais ainda mais inferiores, em condições da subfacies hiperstênio-granada granulito, com T da ordem de 750-800° C e P de até 10 Kb, formando os granulitos ultramáficos e máficos. Durante a ascenção dessas rochas para níveis mais rasos da crosta, os leucossomas gerados a partir da fusão parcial dos

gnaisses kinzigíticos, foram injetados nos granulitos máficos. Os granulitos enderbíticos teriam sido gerados a partir da contaminação dos granulitos máficos por esses leucossomas ou representariam magmas cogenéticos.

No Complexo Granja, as assembléias (1) e (2) dos gnaisses tonalíticos-granodioríticos, e no Grupo Martinópole, a assembléia (1) dos gnaisses cálcio-silicáticos, e a mineralogia dos quartzitos, estabilizaram-se durante o metamorfismo regional progressivo, nas condições de transição das facies anfibolito média-alta e granulito, com T em torno de 650 a 700°C. Nesse momento, formava-se a associação (4) nos corpos anfibolíticos. As demais assembléias são indicativas de uma regressão até a facies anfibolito baixa-média, acompanhada da geração de leucossomas, por fusão parcial dos gnaisses tonalíticos-granodioríticos, dentro de um sistema rico em água. Tais condições térmicas regressivas foram alcançadas durante o desenvolvimento de um sistema oblíquo, com mistura de rochas de diferentes profundidades crustais, e importante percolação de fluídos. As assembléias dos gnaisses tonalíticos-granodioríticos miloníticos e ultramiloníticos são indicativas da facies xisto-verde, presentes apenas localmente, relacionado à imposição das zonas de cisalhamento transcorrente, nos estágios finais da implantação do sistema oblíquo ou, alternativamente, dentro de um segundo movimento cinemático direcional independente.

Em suma, a área estudada enquadra-se no contexto de terreno de médio-alto grau metamórfico, cujas associações mineralógicas e as condições de T e P sugeridas, estão relacionadas a um sistema

oblíquo e a zonas de cisalhamento transcorrente localizadas. No Complexo Gameleira, a implantação desses sistemas conjugadoss soergueu rochas ultramáficas e máficas (granulitos ultramáficos e máficos) e sedimentares (gnaisses kinzigíticos) estáveis em condições da facies granulito para níveis crustais mais rasos. No Complexo Granja, plutons tonalíticos-granodioríticos (gnaisses tonalíticos-granodioríticos) injetados por rochas máficas (anfibolitos) foram soerguidos juntamente com as seqüências vulcano-sedimentares do tipo ***greenstone* belt**, representadas pelos gnaisses cálcio-silicáticos e os quartzitos do Grupo Martinópole.

7 - GEOCRONOLOGIA

7.1 - REAVALIAÇÃO DOS DADOS

7.1.1 - Embasamento

Os estudos geocronológicos das rochas de médio-alto grau metamórficos do embasamento da Zona de Cisalhamento de Granja, são poucos e restritos aos métodos Rb/Sr, em rocha total, e K/Ar, em minerais.

Um desses estudos pioneiros foi realizado por Neves (1975), em sete amostras de ortognaisses da facies anfibolito do Complexo Granja, descritas como de composição quartzo-diorítica, diorítica e monzo-diorítica. Foi aplicado o método Rb/Sr, em rocha total, o qual revelou um alinhamento com seis pontos, definindo uma isócrona de referência 1.150±150 Ma, para uma razão inicial R.I. de 0,7062 ± 0,001, considerando uma constante de desintegração igual a $1,47 \times 10^{-11}$ ano^{-1}. Uma amostra de composição tonalítica posicionou-se acima da referida isócrona, com uma idade convencional de 2.000±680 Ma, para uma R.I. de 0,706±0,002. O valor de idade de 1.150±150 Ma foi interpretada como relacionado a um importante evento de homogeneização isotópica de rochas mais antigas, provavelmente do Ciclo Transamazônico, como sugerido pela idade convencional de 2.000±680 Ma, ou provavelmente, em parte, mais antigas. Duas amostras desses mesmos ortognaisses, de composições diorítica e monzo-diorítica, foram também analisadas pelo método K/Ar, em anfibólio, que indicaram idades de 598±37 e 651±37 Ma. Estes valores foram interpretados como correspondendo à atuação do Ciclo Brasiliano na evolução das rochas do

embasamento, e que este evento estaria provavelmente relacionado ao desenvolvimento da faixa rúptil do Médio Coreaú.

Outras análises geocronológicas, realizadas nas rochas do embasamento cristalino, foram feitas por Novais et al. (1979), através do método Rb/Sr, rocha total, em três amostras de migmatitos, do Complexo Granja, e uma de granulito intermediário, do Complexo Gameleira (Gama Jr. et al. 1990). Os resultados obtidos foram interpretados conjuntamente com aqueles apresentados por Neves (1975), os quais revelaram um alinhamento de referência, através de seis pontos analíticos, indicando uma idade de 1.700 Ma, para uma R.I. de 0,7045±0,0001, e uma constante de desintegração igual a $1,42 \times 10^{-11}$ anos^{-1}. A interpretação dada para este valor de idade foi considerada como corroborando aquela sugerida por Neves (1975), de que as rochas do embasamento foram formadas no mínimo no Ciclo Transamazônico ou provavelmente, em parte, no Ciclo Jequié.

Nascimento et al. (1981) realizaram novos tratamentos em diagramas isocrônicos, pelo método Rb/Sr, aplicando os mesmos valores analíticos apresentados por Neves (1975) e Novais et al. (1979), com exceção da amostra (B9-3b, gnaisse tonalítico), o qual revelou para sete amostras alinhadas segundo uma isócrona de referência, os valores de idade de 1.609±26 Ma para uma constante de desintegração igual a $1,47 \times 10^{-11}$ anos^{-1}, e 1.665±28 Ma para uma constante de desintegração igual a $1,42 \times 10^{-11}$ anos^{-1}, para uma R.I. de 0,7045±0,0001 e MSWD = 0,0005. Considerando que a razão inicial seria um tanto quanto elevada para estes tipos de rochas, e mais os dados estruturais reconhecidos, estes valores

de idade foram interpretados como a atuação de uma importante época de reomogeneização isotópica de rochas mais antigas.

A atuação do Ciclo Brasiliano nas rochas do Complexo Granja foi também registrada, por Nogueira Neto et al. (1989b), através do método do K/Ar, em anfibólio (651±3 Ma) e em biotita (429±13 Ma).

Caby e Arthaud (1990), sem apresentar nenhum resultado geocronológico, sugeriram que os metassedimentos de alto grau da região de Granja, e os corpos intrusivos charnockíticos, se formaram durante o Ciclo Brasiliano.

Segundo Neves (1990), a atuação dos ciclos Transamazônico, especialmente nas rochas do embasamento, e Brasiliano, nas supracrustais, da Província Borborema, é reconhecidamente aceito, tendo em vista os resultados geocronológicos apresentados. Por analogia, esse autor considerou que os eventos plutônicos, deformacionais e metamórficos, balizadores da atuação do Ciclo Transamazônico nas rochas do embasamento dessa província, seriam os mesmos registrados nas rochas do embasamento das províncias estruturais cratônicas do São Francisco ao sul e São Luís a noroeste.

Gorayeb et al. (1991) apresentaram novos dados geocronológicos, através do método Rb/Sr, rocha total, para os ortognaisses do embasamento e o Granito do Pajé, localizados na região compreendida entre as cidades de Santa Quitéria e Forquilha (Maciço de Santa Quitéria, Neves, 1975). Nos ortognaisses, de composição tonalítica a granodiorítica, foram analisadas oito amostras dos tipos estruturalmente mais

homogêneos, que forneceram uma idade de 1.981 ± 45 Ma, com uma R.I. de 0,70138 ± 0,00013 e MSWD de 1,21. Este valor de idade isocrônica foi interpretado como a idade mínima de formação dessas rochas, consideradas como fazendo parte do embasamento da Província Borborema, no Maciço de Santa Quitéria, e correlatas com as rochas do Complexo Granja. Quanto ao Granito do Pajé, foram analisadas seis amostras, que definiram uma idade de 537 ± 21 Ma, com uma R.I. de 0,70454 ± 0,00123 e MSWD de 0,8, interpretada como relacionada ao evento de geração de corpos graníticos durante o Ciclo Brasiliano, a exemplo dos granitos Meruoca, Mocambo e Serra da Barriga. Afastaram a possibilidade de cogeneticidade entre os gnaisses Forquilha e o Granito do Pajé e, sugeriram que este granito teria sido originado de fontes magmáticas similares a dos gnaisses.

Hackspacher et al. (1991) analisaram através do método Rb/Sr, rocha total, os ortognaisses trondhjemíticos do Complexo Granja, localizados entre as cidades de General Tibúrcio e Viçosa do Ceará, cujos resultados forneceram um diagrama isocrônico com a idade de 3.134 ± 94 Ma, com uma R.I. de 0,70029 e um MSWD de 3,77. Interpretaram este valor de idade como um evento de crescimento por diferenciação a partir do manto superior. Realizaram também análises geocronológicas nos migmatitos localizados na cidade de Estreito, cujos resultados definiram uma isócrona de quatro pontos com idade de 2.235 ± 71 Ma, para uma R.I. de 0,70119 e um MSWD de 7,7. Esta idade isocrônica foi interpretada como uma acreção no Proterozóico Inferior ou um retrabalhamento crustal com plutonismo, deformação e

metamorfismo, relacionado à principal orogênese que teria afetado os metassedimentos do Grupo Martinópole e outros correlatos.

7.1.2 - Supracrustais

Na Faixa de Dobramento Martinópole foram realizadas várias tentativas de determinação radiométrica pelo método Rb/Sr em rocha total, nas rochas supracrustais correlacionadas ao Grupo Martinópole, porém, os resultados não foram conclusivos (Novais et al., 1979). Entretanto esses autores mostraram duas análises nos micaxistos prateados que ocorrem na Mina Pedra Verde, os quais revelaram razões químicas e analíticas compatíveis entre si, e idade convencional, em torno de 1.100 Ma, para R.I. de 0,710 e uma constante de desintegração igual a $1,42 \times 10^{-11}$ ano^{-1}. Afirmaram também que o diagrama isocrônico apresentou dificuldades de determinação radiométrica dessas rochas, especialmente devido à alta razão inicial da ordem de 0,720 a 0,730. O valor de idade de 650 Ma, para isócrona de referência, foi interpretada, de maneira especulativa, como representando o metamorfismo regional. Concluíram que a idade do Grupo Martinópole não foi possível de ser definida, mas as idades convencionais seriam em favor de uma idade pré-brasiliana, como hipótese para o metamorfismo regional atribuído ao Ciclo Brasiliano.

Prado et al. (1981) apresentaram novas determinações radiométricas pelo método Rb/Sr, em rocha total, realizadas em metapelitos que ocorrem na Mina Pedra Verde, posicionadas por esses autores no Grupo São José, obtendo uma isócrona com idade de 611 $\pm$ 66 Ma, com R.I. de 0,7343, e MSWD de 2,33 para uma

constante de desintegração igual a 1,42 x 10^{-11} ano^{-1}. Para as metavulcânicas localizadas na fazenda Boa Vista, próximo a cidade de Uruoca, conseguiram uma isócrona com idade de 608 ± 67 Ma, para R.I. de 0,7131, MSWD de 2,30 e uma constante de desintegração igual a 1,42 x 10^{-11} ano^{-1}. Estes valores foram interpretados como a idade do metamorfismo regional imposto às rochas sedimentares mais antigas. Consideram também que, embora não tenha validade como idade absoluta, foi obtida uma idade convencional de 1.450 ± 53 Ma, para uma R.I. de 0,7989 e uma constante de desintegração igual a 1,42 x 10^{-11} ano^{-1}, em uma única amostra de metapelito da Formação Santa Terezinha, interpretada como indicativa de uma época de sedimentação bem mais antiga.

Nascimento et al. (1981) ao discutirem as determinações radiométricas, pelo método Rb/Sr em rocha total, para as rochas metassedimentares do Grupo Martinópole, referem-se aos mesmos tipos de rochas e mesmos valores analíticos apresentados por Novais et al. (1979), porém aplicam outros valores para R.I. e MSWD. Três desses valores, projetados em um diagrama isocrônico, definiram uma isócrona indicando as idades de 634±26 Ma, para uma constante de desintegração igual a 1,47 x 10^{-11} ano^{-1}, e 656±26 Ma, para uma constante de desintegração igual a 1,42x10^{-11} ano^{-1}, para R.I. de 0,705±0,001 e MSWD de 0,9283. Estas idades foram interpretadas como representando o último evento metamórfico, no Ciclo Brasiliano, o qual teria afetado o Grupo Martinópole.

Novais et al. (1979) realizaram também algumas determinações radiométricas, pelo método Rb/Sr, nos folhelhos ardosianos, da Formação Caiçaras, Grupo Ubajara. Analisaram duas frações, uma argilosa que revelou um alinhamento de pontos analíticos precário, com a falta de controle próximo à origem do diagrama, porém, indicando uma idade de 610 Ma, para R.I. de 0,735 e uma constante de desintegração igual a $1,42 \times 10^{-11} ano^{-1}$, e uma fração de rocha total, com três amostras analisadas, que revelaram um valor de idade de 1.040±71 Ma, com R.I. de 0,695±0,008. Também com esta segunda fração foi usado um outro valor para R.I. de 0,706±0,002, configurando uma isócrona de referência da ordem de 1.000 Ma. O valor de idade de 610 Ma, foi interpretado como idade do evento de sedimentação das rochas originais.

Na Formação Pacujá, do Grupo Jaibaras, os mesmos autores realizaram determinações radiométricas, em arenitos e siltitos, através do método Rb/Sr, que no diagrama isocrônico, reunindo as frações argila e rocha total, chegaram à idade de 535±27 Ma, para R.I. de 0,710±0,009, e uma constante de desintegração igual a $1,42 \times 10^{-11}$ ano^{-1}. Este valor foi interpretado como a idade dos processos diagenéticos e anquimetamórficos registrados naquelas rochas. Os andesitos e diabásios que pertencem à Formação Parapuí, foram analisados através do método K/Ar, em mineral, e forneceram valores de idade de 470±6 Ma e 502±8 Ma, interpretados como as idades de esfriamento dessas rochas vulcânicas.

Tavares Jr. et al. (1990) realizaram determinações geocronológicas nos diques ácidos, riolitos, riodacitos,

microgranitos, microgranodioritos e granófiros, que ocorrem na borda oeste do granito Meruoca, na região entre Coreaú e Aprazível. Aplicaram o método Rb/Sr, em rocha total, e chegaram à idade de 562±10 Ma, com R.I. de 0,70526±0,000042 e MSWD de 1,38. Considerando os dados de campo, os quais sugerem uma relação cogenética desses diques com o granito Meruoca, esses autores interpretaram aquela idade como representando o evento de cristalização magmática daquelas rochas. Concluíram também que, pelo fato dos diques serem intrusivos nas rochas do Grupo Jaibaras, a idade mínima para os processos de sedimentação e metamorfismo deste grupo seria do Proterozóico Superior.

Jardim de Sá et al. (1988) reconheceram que na Província Borborema certas faixas de dobramentos, Seridó, Salgueiro-Cachoeirinha, Riacho do Portal, Central Ceará e Este Pernambuco, estabeleceram-se no Ciclo Transamazônico, e que foram rejuvenescidas durante o Ciclo Brasiliano. Portanto, essas faixas tiveram uma evolução policíclica. Enquanto outras faixas, como a Sergipana, Oróς-W do Rio Grande do Norte e NW do Ceará, teriam se estabelecido em um único ciclo, o Brasiliano.

Neves (1990) considerou que na fase atual de conhecimento sobre a evolução geológica das supracrustais da Província Borborema, os dados geológicos e geocronológicos são insuficientes para posicionar adequadamente no tempo geológico estas seqüências. Ponderou, também, que a proposta de individualização das faixas de dobramento, com provável evolução no Ciclo Transamazônico, como sugerido por Sá et al. (1988) e Jardim de Sá et al. (1988), deveria ser entendida como uma

hipótese de trabalho e não assumida como um fato geológico consumado.

7.1.3 - Gnaisses Graníticos Chaval e Pedra do Sal

Os gnaisses graníticos Chaval foram analisados por Nascimento et al. (1981) através do método K/Ar, em biotita, para uma única amostra, a qual revelou um valor de idade de 512±15 Ma.

Nesse mesmo corpo, Nogueira Neto et al. (1989a) conseguiram através do método Rb/Sr, rocha total, um valor de idade de 507± Ma, para R.I. de 0,70557±0,00013 e MSWD de 0,70. Reconheceram a atuação da deformação cisalhante dúctil nessas rochas e, sugeriram que a intrusão do corpo ígneo teria sido sincrônica ao desenvolvimento do Cinturão de Cisalhamento de Granja. Aquele valor de idade representaria, portanto, a atuação da deformação cisalhante bem como a cristalização magmática do corpo ígneo.

Nos gnaisses graníticos Pedra do Sal, Almeida et al. (1968) chegaram a um valor de idade de 627±19 Ma, através do método K/Ar, em hornblenda. Recentemente, Gama Jr. et al. (1988) reconheceram nas frações menos deformadas desse corpo, que a hornblenda manteve sua feição ígnea preservada, enquanto em outras mais deformadas este mineral encontra-se desestabilizado para biotita verde e epidoto. Considerando tais aspectos texturais esses autores sugeriram duas prováveis interpretações para o valor de idade de 627±19 Ma. Esta representaria a idade mínima do corpo ígneo ou o processo de deformação presente especialmente nas zonas de cisalhamento discretas, o qual teria aberto a estrutura cristalina da hornblenda à perda de argônio.

7.2 - TÉCNICAS ANALÍTICAS

As análises geocronológicas foram realizadas, através do método Rb/Sr, em rocha total, no Laboratório de Geologia Isotópica, do Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará.

7.2.1 - Amostragem e Descrição das Amostras

O mapeamento geológico na escala 1:25.000, juntamente com as análises petrográficas e geoquímicas, permitiram selecionar duas estações geocronológicas no Complexo Gameleira, e quatro no Complexo Granja (Figura 29):

Complexo Gameleira - Estações: 1) Fazenda Morro Vermelho de Cima; 2) Vila Doutor Privat. Em cada uma delas foram analisadas sete amostras;

Complexo Granja - Estações: 3)Rodovia CE-71/Pedreira 3km N de Granja (sete amostras); 4) Rodovia CE-165/Ponte do Rio Coreaú (sete amostras); 5) Rodovia CE-71/Riacho da Gangorra (três amostras); 6) Rodovia Granja-Santa Terezinha/Riacho da Gangorra (quatro amostras).

Cada estação geocronológica representa apenas um único afloramento, no qual foram coletadas individualmente todas as variedades de rochas presentes.

7.3 - ESTAÇÕES GEOCRONOLÓGICAS

7.3.1 - Complexo Gameleira

7.3.1.1 - Fazenda Morro Vermelho de Cima

- Amostras T-142/T-143/T-145/T-147 e T-148.

Estas rochas representam os gnaisses kinzigíticos associados às frações quartzo-feldspáticas. Os gnaisses kinzigíticos têm granulação fina-média, cor cinza-claro e estão enriquecidos em

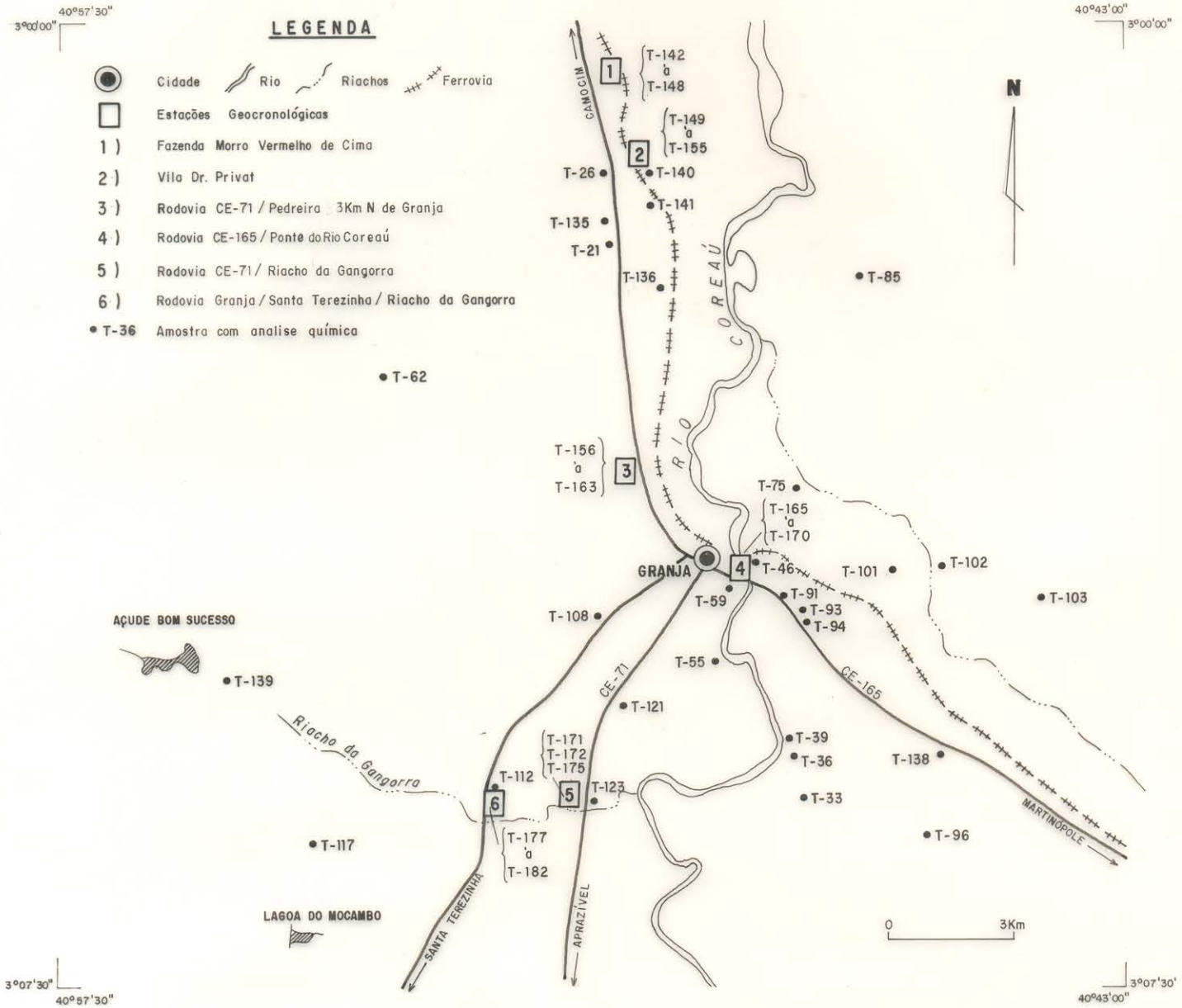


Figura 29 - Mapa de localização das estações geocronológicas e das amostras com análises químicas.

biotita titanífera e granada, com quantidades subordinadas de sillimanita, grafita, quartzo e plagioclásio, enquanto as frações são constituídas principalmente de plagioclásio, microclínio pertítico e quartzo.

- Amostra T-144

Esta rocha representa a fração félsica que tem como minerais principais, plagioclásio, microclínio e quartzo, e quantidades subordinadas de granada e biotita titanífera. O plagioclásio com cristais subédricos a anédricos normalmente apresenta geminação do tipo albita deformada. O microclínio ocorre como porfiroclastos ocelares, deformados e estirados, nos quais as microfraturas acham-se recuperadas por pequenas palhetas de sericita.

- Amostra T-146

é um gnaisse kinzigítico, apresentando como minerais principais biotita titanífera, granada, quartzo e plagioclásio, e com quantidades subordinadas de sillimanita e grafita. Apresenta uma foliação milonítica com um arranjo entrelaçado.

7.3.1.2 - Vila Doutor Privat

- Amostra T-153

é um gnaisse kinzigítico com frações quartzo-feldspáticas associadas.

- Amostras T-149/T-151/T-154

Gnaisses kinzigíticos associados as frações félsicas, com a mineralogia principal constituída de plagioclásio, microclínio e quartzo, e com quantidades subordinadas de granada e biotita titanífera. São rochas protomiloníticas a miloníticas.

- Amostras T-150/T-152

São gnaisses kinzigíticos com frações quartzo-feldspáticas associadas, constituídos principalmente de quartzo, plagioclásio, biotita titanífera e granada.

- Amostra T-155

Trata-se de granulito ultramáfico milonítico constituído de hiperstênio, diopsídio, hornblenda marrom, granada, Mg-biotita ou flogopita e quantidades subordinadas de quartzo e plagioclásio.

7.3.2 - Complexo Granja

7.3.2.1 - Rodovia CE-71/Pedreira 3km N de Granja

- Amostras T-156/T-158/T-161/T-163

São gnaisses tonalíticos-granodioríticos com a mineralogia principal constituída de quartzo, plagioclásio, biotita e hornblenda. Apresentam uma cor cinza-claro e granulação fina-média. Frações enriquecidas em biotita e hornblenda alternam-se com outras onde predominam quartzo e plagioclásio, definindo um acamadamento. São rochas protomiloníticas, miloníticas e ultramiloníticas. Os porfiroclastos ocelares de plagioclásio são envolvidos por cristais orientados de hornblenda, palhetas de biotita, cristais fitados de quartzo e uma matriz recristalizada e orientada, proporcionando um padrão entrelaçado à foliação milonítica. A hornblenda acha-se transformada para biotita, e esta para clorita. Epidoto, sericita e carbonatos são produtos de alteração de plagioclásio. Este mineral encontra-se também recristalizado em cristais menores, a partir das bordas, configurando um arranjo poligonal, sugerindo a atuação deste

processo em uma fase mais tardia em relação à deformação cisalhante.

- Amostras T-157/T-162

Estas representam as frações quartzo-feldspáticas trondhjemíticas interpretadas como mobilizados e leucossomas. Apresentam cor cinza-claro a branco e granulação fina-média. Têm como minerais principais plagioclásio e quartzo, e quantidades subordinadas de biotita e hornblenda. Na mesoescala ocorrem na forma de lentes e camadas, amendoadas, e veios irregulares, concordantes e subconcordantes em relação ao acamadamento. Em afloramento, o exemplar T-157, apresenta-se na forma de uma amêndoa, com comprimento da ordem de 2,5 m e largura de até 40 cm. Na porção central dessa amêndoa, ocorrem cristais subédricos a euédricos de anfibólio em quantidades subordinadas, com relação ao quartzo e ao plagioclásio. Nas bordas os anfibólios tornam-se amendoados, juntamente com o plagioclásio, enquanto o quartzo toma a forma fitada. A concentração da deformação cisalhante, nas laterais da amêndoa, proporcionou o acamadamento com as encaixantes, os gnaisses tonalíticos-granodioríticos.

- Amostra T-160

É uma rocha mesocrática, granulação fina-média, que ocorre como lente ou camada, amendoada e estirada, dentro dos gnaisses tonalíticos-granodioríticos. Trata-se de anfibolito com a mineralogia principal constituída essencialmente de hornblenda verde, com restos de diopsídio no centro de alguns cristais, plagioclásio e quartzo. Na mesoescala estão presentes fraturas

de dilatação e zonas de cisalhamento discretas, rúptil-dúctil, preenchidas por sílica.

7.3.2.2 - Rodovia CE-165/Ponte do Rio Coreaú

- Amostra T-165

É um leucossoma de composição trondhjemítica que, na mesoescala, apresenta cristais de hornblenda, em quantidade subordinada, não orientados, em meio aos minerais félsicos, quartzo e plagioclásio.

- Amostras T-166/T-168

São os gnaisses tonalíticos-granodioríticos tendo leucossomas associados. A amostra T-166, apresenta cor avermelhada, granulação fina-média, e acha-se foliada. Em seção delgada nota-se uma alternância de bandas, com espessura até milimétrica, constituídas de microclínio pertítico, quartzo, plagioclásio e hornblenda transformada para biotita, com outras enriquecidas em plagioclásio. A biotita acha-se cloritizada. Os cristais menores de plagioclásio e microclínio, os quais compõem a matriz, foram gerados a partir da recristalização dos porfiroclastos. Esta alternância de bandas de composições tonalíticas-granodioríticas, com outras monzo-graníticas, é observada também na amostra T-168. Ocorrem como minerais acessórios epidoto e titanita, e como secundários, carbonatos e clorita.

- Amostras T-167/T-169

Representam os leucossomas de composição monzo-granítica. Têm cor cinza-esbranquiçado a esverdeado e granulação fina-média. Apresentam como minerais principais, microclínio pertítico,

quartzo e plagioclásio, e hornblenda e biotita subordinados. Como minerais acessórios ocorrem titanita e apatita. As duas amostras são miloníticas.

- Amostra T-170

É um gnaisse tonalítico-granodiorítico, de cor cinza-claro, associado com frações quartzo-feldspáticas e outras enriquecidas em biotita e hornblenda. Algumas palhetas de biotita acham-se cloritizadas.

7.3.2.3 - Rodovia CE-71/Riacho da Gangorra

Nesta estação geocronológica os diferentes tipos de rochas que constituem um único afloramento contínuo, com uma área de exposição de aproximadamente 200m², mostram-se menos deformados em relação às estações anteriores. Nas meso e microescalas, em determinadas frações, existem arranjos entre os cristais que sugerem uma textura ígnea inalterada (amostra T-171/T-175). As demais rochas são protomilonitos.

- Amostra T-171

É uma rocha de cor cinza-claro, granulação fina-média, classificada como gnaisse tonalítico-granodiorítico. Apresenta como mineralogia principal quartzo, plagioclásio, biotita e hornblenda, esta transformada para biotita. Esta mica desestabilizou-se para clorita. Ocorrem como minerais acessórios apatita, allanita, epidoto e titanita. O arranjo equigranular entre os cristais subédricos a euédricos de plagioclásio zonado, hornblenda e biotita, sugere uma textura ígnea preservada.

- Amostra T-172

Leucossoma monzo-granítico de cor cinza-claro e granulação fina-média. Tem como mineralogia principal, microclínio, plagioclásio, quartzo e biotita cloritizada.

- Amostra T-175

é uma rocha bandada, representando a alternância entre o gnaisse tonalítico-granodiorítico e um leucossoma monzo-granítico. O arranjo textural entre os minerais principais do gnaisse tonalítico-granodiorítico, quartzo, plagioclásio zonado, biotita e hornblenda, sugere também uma textura ígnea preservada.

7.3.2.4 - Rodovia Granja Santa Terezinha/Riacho da Gangorra

- Amostras T-178/T-182

São leucossomas de composição monzo-granítica, exibindo granulometria fina-média e cor cinza-claro. Apresentam como minerais principais, microclínio, plagioclásio, quartzo e biotita. No exemplar T-182, observa-se, em seção delgada, um acamadamento definido por bandas de quartzo, plagioclásio, e biotita, em quantidade subordinada, alternadas com outras frações com microclínio, quartzo e plagioclásio. Os cristais de plagioclásio são subédricos a anédricos, imersos em uma matriz protomilonítica, na qual predominam cristais a anédricos, arredondados e amendoados.

- Amostras T-179/T-181

São rochas de cor cinza-claro, granulação fina-média mostrando um acamadamento definido pela alternância de frações com plagioclásio, quartzo, biotita, hornblenda e microclínio

subordinado, e outras com predomínio de quartzo, plagioclásio e microclínio.

- Amostra T-180

É um leucossoma de composição trondhjemítica, cor cinza-claro e granulação fina-média. Apresenta como minerais principais plagioclásio, quartzo, microclínio e biotita.

7.4 - RESULTADOS ANALÍTICOS

7.4.1 - Complexo Gameleira

7.4.1.1 - Fazenda Morro Vermelho de Cima

Foram analisadas sete amostras (Tabela 4). No diagrama isocrônico, os sete pontos experimentais definiram uma isócrona de referência com valor de idade de 1.915±19Ma, para R.I. de 0,70587±0,00011 e MSWD de 4,03 (Figura 30).

7.4.1.2 - Vila Doutor Privat

Nesta estação foram também analisadas sete amostras (Tabela 4). A isócrona de referência obtida definiu um valor de idade de 1.929±60 Ma, para R.I. de 0,70623±0,00072 e MSWD de 4,62 (Figura 30).

A reunião dos dados experimentais, obtidos nessas duas estações geocronológicas, em um único diagrama isocrônico, definiu uma idade de 1.935±17 Ma, com R.I. de 0,70586±0,00012 e MSWD de 4,86.

7.4.2 - Complexo Granja

7.4.2.1 - Rodovia CE-71/Pedreira 3 km N de Granja

Foram analisadas sete amostras (Tabela 4). O diagrama isocrônico definiu uma "errócrona" de cinco pontos analíticos, com valor de idade de 1.581±43 Ma, R.I. de 0,70344±0,00011 e MSWD

Amostras	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}Rb/^{86}Sr$	desvio	$^{87}Sr/^{86}Sr$	desvio
T-142	80.70	248	0.944	0.008	0.732018	0.000094
T-143	52.27	232	0.653	0.005	0.723834	0.000432
T-144	137.99	324	1.236	0.011	0.740287	0.000037
T-145	108.41	256	1.229	0.010	0.738825	0.000156
T-146	12.83	309	0.120	0.001	0.709187	0.000041
T-147	73.02	186	1.137	0.009	0.737828	0.000072
T-148	72.34	218	0.963	0.008	0.731760	0.000213

a.

Amostras	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}Rb/^{86}Sr$	desvio	$^{87}Sr/^{86}Sr$	desvio
T-149	171.94	453	1.102	0.011	0.736840	0.000166
T-150	79.04	299	0.767	0.006	0.728264	0.000267
T-151	54.35	228	0.692	0.005	0.725967	0.000132
T-152	109.67	344	0.925	0.008	0.731858	0.000159
T-153	77.32	302	0.741	0.006	0.726428	0.000113
T-154	162.08	383	1.229	0.012	0.739671	0.000083
T-155	9.46	240	0.114	0.001	0.708773	0.000358

b.

Amostras	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}Rb/^{86}Sr$	desvio	$^{87}Sr/^{86}Sr$	desvio
T-156	23.21	751	0.089	0.001	0.705616	0.000116
T-157	13.99	386	0.105	0.001	0.705718	0.000067
T-158	13.39	145	0.268	0.002	0.709451	0.000079
T-160	3.49	239	0.042	0.000	0.704408	0.000091
T-161	22.81	335	0.197	0.001	0.706372	0.000066
T-162	2.56	372	0.020	0.000	0.705115	0.000044
T-163	22.55	324	0.201	0.002	0.708073	0.000045

c.

Amostras	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}Rb/^{86}Sr$	desvio	$^{87}Sr/^{86}Sr$	desvio
T-165	32.09	367	0.254	0.002	0.728606	0.000049
T-166	260.93	250	3.038	0.036	0.778612	0.000042
T-167	166.00	330	1.459	0.014	0.736214	0.000335
T-168	119.26	636	0.543	0.005	0.715784	0.000315
T-169	170.00	311	1.587	0.015	0.736497	0.000155
T-170	102.80	601	0.495	0.004	0.709995	0.000115

d.

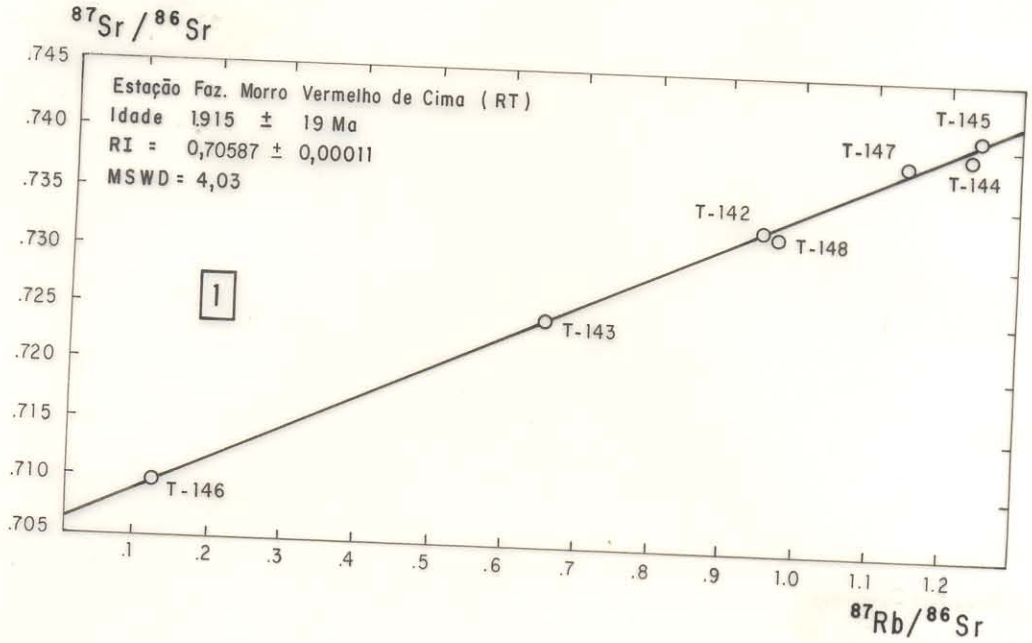
Amostras	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}Rb/^{86}Sr$	desvio	$^{87}Sr/^{86}Sr$	desvio
T-171	79.39	617	0.373	0.003	0.713121	0.000029
T-172	124.24	423	0.851	0.008	0.725693	0.000123
T-175	104.75	551	0.550	0.005	0.717119	0.000141

e.

Amostras	Rb ppm	Sr (ppm)	$^{87}Rb/^{86}Sr$	desvio	$^{87}Sr/^{86}Sr$	desvio
T-178	99.70	568	0.508	0.004	0.715881	0.000052
T-179	76.75	443	0.502	0.004	0.718019	0.000110
T-180	86.72	316	0.795	0.007	0.728212	0.000052
T-181	131.41	471	0.808	0.007	0.718957	0.000088
T-182	90.07	451	0.578	0.005	0.720948	0.000073

f.

Tabela.4 - Concentração de Rb, Sr e razões isotópicas das amostras dos complexos Gameleira e Granja. Estações geocronológicas: (**a**) Fazenda Morro Vermelho de Cima. (**b**) Vila Doutor Privat. (**c**) Rodovia CE-71/Pedreira 3Km N de Granja. (**d**) Rodovia CE-165/Ponte do Rio Coreaú. (**e**) Rodovia CE-71/Riacho da Gangorra. (**f**) Rodovia Granja/Santa Terezinha/Riacho da Gangorra.



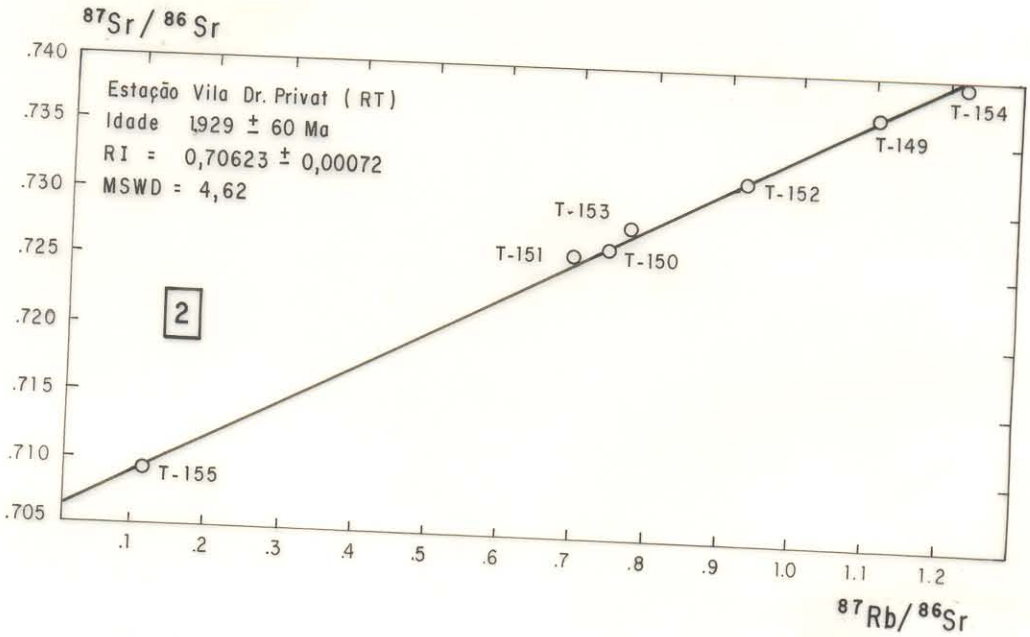


Figura 30- Diagramas isocrônicos $^{87}Sr/^{86}Sr$ versus $^{87}Rb/^{86}Sr$ para as amostras do Complexo Gameleira. Estações geocronológicas: [1] Fazenda Morro Vermelho de Cima. [2] Vila Dr. Privat. Rocha Total (RT).

de 1,82 (Figura 31). Foram excluídas as amostras T-161 e T-162. Estas duas juntamente coma as amostras T-156 e T-157 definiram um alinhamento fornecendo uma idade de 498±31 Ma, para R.I. de 0,70497 ± 0,00005 Ma e MSWD de 0,0025.

7.4.2.2 - Rodovia CE-165/Ponte do Rio Coreaú

Seis amostras analisadas definiram uma "errócrona" com cinco pontos analíticos para um valor de idade de 1.791 ± 141Ma, e R.I. de 0,69792±0,00175 e MSWD de 62,92 (Figura 31). A amostra T-165 foi excluída dos cálculos analíticos.

7.4.2.3 - Rodovia CE-71/Riacho da Gangorra

Três pontos analíticos definiram uma "errócrona" com valor de idade de 1.796±105 Ma, R.I. de 0,70342±0,00073 e MSWD de 10,04 (Figura32).

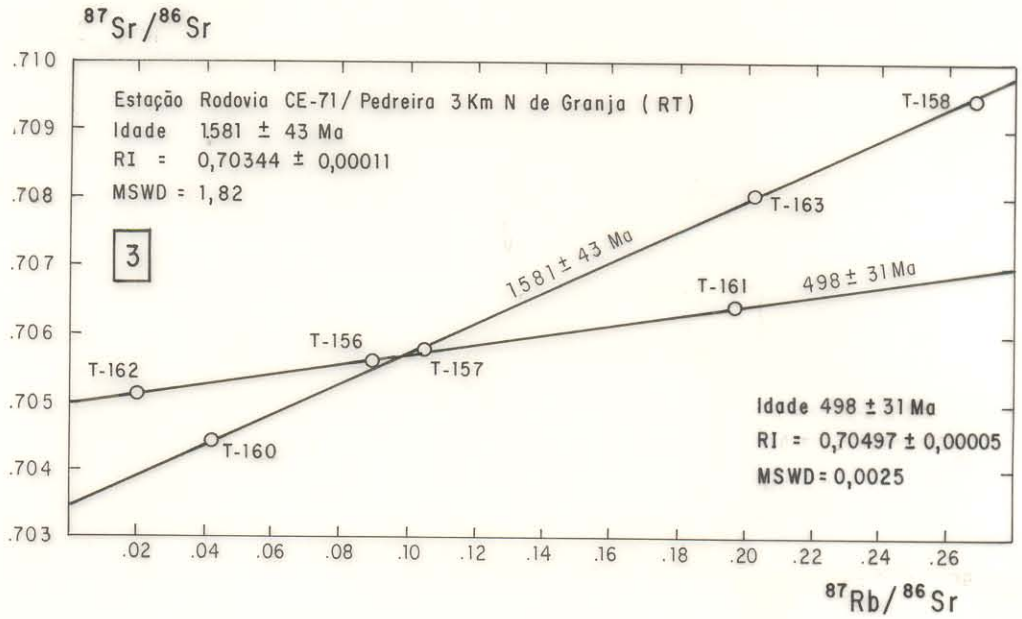
7.4.2.4 - Rodovia Granja-Santa Terezinha/Riacho da Gangorra

Foram analisadas cinco amostras. Três pontos analíticos definiram uma errócrona com valor de idade de 2.402±82 Ma, para R.I. de 0,70072±0,00073 e MSWD de 1,42 (Figura32). Foram excluídas as amostras T-178 e T-181.

7.5 - DISCUSSÃO

Na região noroeste do Ceará, a atuação do Ciclo Transamazônico foi principalmente identificado nas rochas do embasamento (Neves, 1975; Novais et al., 1979; Nascimento et al., 1981; Gorayeb et al., 1991; Hackspacher et al., 1991).

Na Faixa de Dobramento Seridó as rochas do embasamento que constituem os grupos São Vicente e Caicó, revelaram idades de 2,62-2,65 Ga, pelo método Sm/Nd, sugerindo sua formação desde o



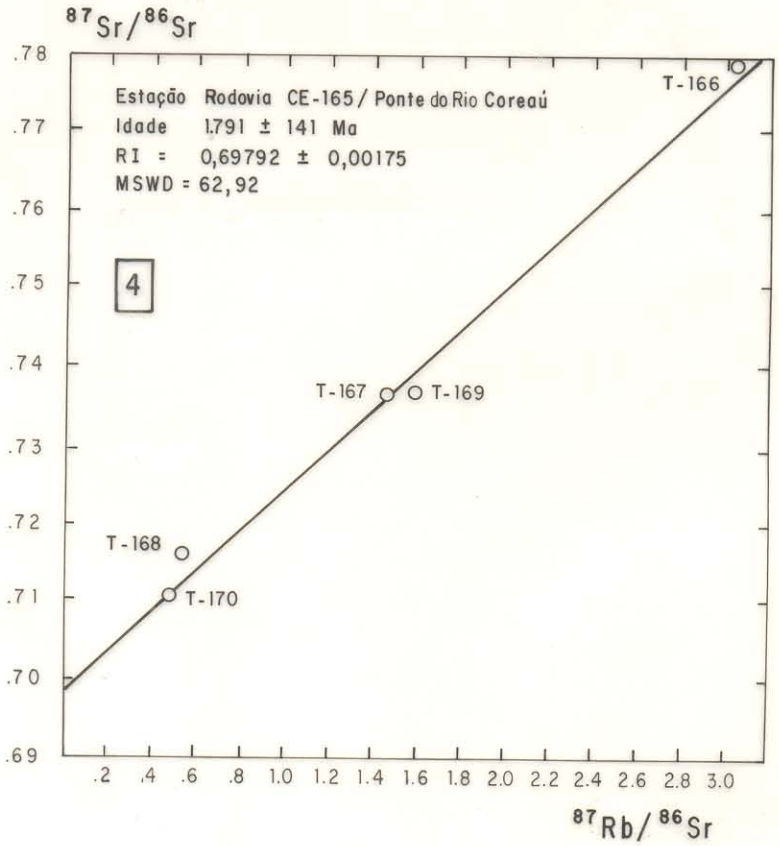
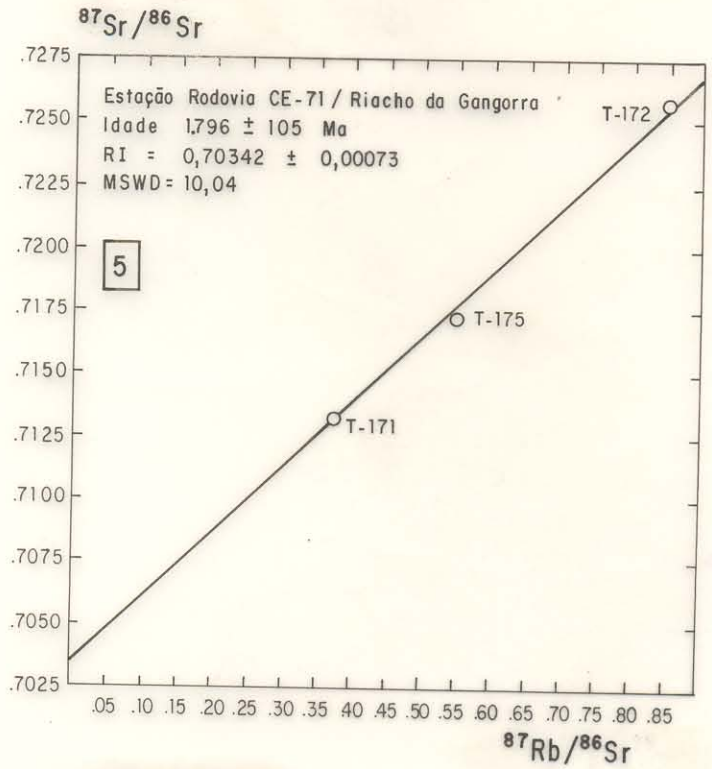


Figura 31 - Diagramas isocrônicos $^{87}Sr/^{86}Sr$ versus $^{87}Rb/^{86}Sr$ para as amostras do Complexo Granja. Estações geocronológicas: 3 Rodovia CE-71/Pedreira 3 km N de Granja. 4 Rodovia CE-165/Ponte do Rio Coreaú. Rocha Total (RT).



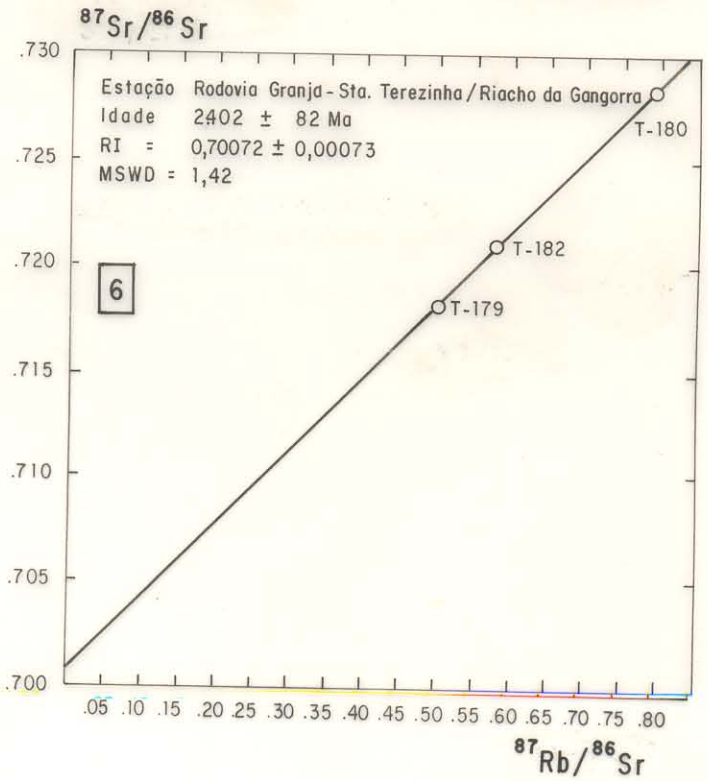


Figura 32- Diagramas isocrônicos $^{87}Sr/^{86}Sr$ versus $^{87}Rb/^{86}Sr$ para as amostras do Complexo Granja: Estações geocronológicas: [5] Rodovia CE-71/Riacho da Gangorra. [6] Rodovia Granja/Santa Terezinha/Riacho da Gangorra.

Arqueano (Hackspacher et al., 1990). Neste mesmo trabalho, o valor de idade de 2,15 Ga, obtido através do método U/Pb em zircão, sugeriu a atuação do Ciclo Transamazônico como um importante evento de cratonização, deformação, cristalização, recristalização, migmatização e metamorfismo.

No conjunto de supracrustais, da região noroeste do Ceará, obtiveram-se principalmente valores de idades correspondente ao Ciclo Brasiliano (Novais et al., 1979; Nascimento et al., 1981; Prado et al., 1981; Jardim de Sá et al., 1988; Tavares Jr. et al., 1990). Este ciclo foi também registrado, através do método K/Ar, em mineral, nas rochas do embasamento (Neves, 1975; Nogueira Neto et al., 1989b), assim como, nos gnaisses graníticos Chaval e Pedra do Sal (Almeida et al., 1968; Nascimento et al., 1981; Nogueira Neto et al., 1989a). Valores de idades referentes a atuação do Ciclo Transamazônico, nessas supracrustais, foram obtidos nas rochas do Grupo Martinópole (Neves, 1975; Novais et al., 1979; Prado et al., 1981). Por conseguinte, foi sugerido que esta faixa de dobramentos teria evoluído desde o Ciclo Transamazônico (Sá et al., 1988; Jardim de Sá et al., 1988).

Com exceção das idades obtidas nas rochas granulíticas, as demais registradas nos gnaisses do Complexo Granja são especulativas, em virtude do número reduzido de pontos analíticos necessários para a elaboração de isócronas confiáveis, bem como, pela história geológica complexa desses tipos de terrenos.

No embasamento da Zona de Cisalhamento de Granja as rochas que constituem o Complexo Gameleira, revelaram através do método Rb/Sr em rocha total, valores de idade de referência 1.915±19 Ma

e 1.929±60 Ma, os quais estabelecem um intervalo de idade mínima para o último efeito termal que atuou nessa região.

No Complexo Granja o valor de idade de 2.402±82 Ma, obtido em ortognaisses com textura ígnea reliquiar preservada, sugere que em parte as rochas desta unidade lito-estratigráfica formaram-se durante o Arqueano. Enquanto os valores de 1.581±43 Ma, 1.791±141 Ma e 1.796±105 Ma, representariam idades intermediárias mínimas para o último evento tectono-metamórfico. A oeste da área, Hackspacher et al. (1991), obtiveram também uma idade arqueana nos ortognaisses trondhjemíticos do Complexo Granja, enquanto nos migmatitos foi registrada idade menor.

Este efeito termal, registrado em ambos os complexos Gameleira e Granja, representou a atuação conjunta da deformação cisalhante dúctil-rúptil, do metamorfismo em facies granulito e anfibolito, regredindo até xisto-verde, e migmatização em condições hidratadas. Os produtos destes processos foram o acamadamento, as foliações miloniticas S e C, a recristalização mineral, a instabilidade regressiva dos minerais, além da geração de leucossomas ou mobilizados hidratados.

O valor de idade de 498±31 Ma, obtido em ortognaisses miloníticos do Complexo Granja, localizados na zona de passagem para o Cinturão Granulítico de Granja, a norte, revela a abertura do sistema Rb/Sr nesta e outras zonas de concentração da deformação cisalhante durante o efeito termal do Brasiliano.

Essa mesma interpretação é extensiva aos gnaisses graníticos Chaval e Pedra do Sal, nos quais foram registrados valores de idades, pelos métodos Rb/Sr e K/Ar, compatíveis com a atuação do

Ciclo Brasiliano (Almeida et al. 1968; Nascimento et al. 1981; Nogueira Neto et al. 1989a). As observações de campo e as análises petrográficas sugerem que o valor de idade de 507±27Ma, obtido pelo método Rb/Sr, rocha total, nos gnaisses graníticos Chaval (Nogueira Neto et al. 1989a), provavelmente representa a retomada da deformação cisalhante em determinadas zonas de maior concentração desta deformação, e/ou o processo de recristalização tardio dos álcalis-feldspatos, o que teria aberto o sistema Rb/Sr, durante o efeito termal no qual estas rochas foram envolvidas. Esta recorrência da deformação cisalhante deu-se nas zonas de cisalhamento de porte discreto, bem como, em zonas de extensões quilométricas, a exemplo da Zona de Cisalhamento de Santa Rosa. Esta última que representa a zona de passagem tectônica entre o Complexo Gameleira, a sul, e os gnaisses graníticos Chaval, a norte, provavelmente instalou-se em zonas estruturais já ativas desde o Proterozóico Inferior ou mesmo mais antigas, como registrado nos complexos Gameleira e Granja, reativadas durante o último efeito termal, correlato ao Brasiliano.

Nos gnaisses graníticos Pedra do Sal, onde localmente a textura ígnea acha-se em parte preservada e a hornblenda apresenta-se parcialmente transformada para biotita verde, o valor de idade de 627±19 Ma, obtido pelo método K/Ar na hornblenda (Almeida et al. 1968), provavelmente representa a idade mínima do corpo ou da deformação cisalhante, o que teria aberto a estrutura cristalina daquele mineral para a perda de argônio (Gama Jr. et al.1988).

Em síntese, o embasamento da Zona de Cisalhamento de Granja, que representa uma fração da crosta siálica da Província Borborema, teve uma evolução geológica desde o Arqueano, como sugerido pelo valor de idade de 2,4 Ga, obtida no Complexo Granja. Os demais valores de idades, que variam de 1.581±43 Ma a 1.929±60 Ma, sugerem que durante no Proterozóico Inferior ocorreu importante reomogeneização isotópica relacionada aos eventos deformacionais por cisalhamento dúctil-frágil, metamorfismo de médio a alto grau, localmente regressivo até xisto-verde, recristalização mineral, e migmatização em condições hidratadas, os quais geraram os leucossomas. Os valores de idades que indicam a atuação de um efeito termal no Proterozóico Superior nas rochas do Complexo Granja, assim como, nos gnaisses graníticos Chaval e Pedra do Sal, representam uma retomada da deformação cisalhante, agora em regime rúptil-dúctil e facies xisto-verde, aproveitando heranças tectônicas de eventos anteriores, provavelmente do Proterozóico Inferior ou mesmo do Arqueano.

8 - CONCLUSÕES

Os estudos realizados nessa porção nordeste da Zona de Cisalhamento de Granja indicam que, desse segmento crustal, fazem parte duas unidades litoestratigráficas relacionadas ao embasamento da Província Borborema: o Complexo Gameleira, constituído de gnaisses kinzigíticos, frações quartzo - feldspáticas, granulitos ultramáficos, máficos, e enderbíticos, e o Complexo Granja representado principalmente pelos gnaisses tonalíticos-granodioríticos, frações quartzo-feldspáticas trondhjemíticas e monzo-graníticas, e anfibolitos.O conjunto granulítico compõe o Cinturão Granulítico de Granja. Os gnaisses cálcio-silicáticos e os quartzitos representam as supracrustais do Grupo Martinópole.

Os gnaisses graníticos Chaval, Pedra do Sal e Tucunduba são principalmente rochas protomiloníticas, de composição monzo-granítica. Nas zonas de cisalhamento transcorrente, com elevada taxa de deformação, ocorrem os tipos miloníticos, ultramiloníticos. Esses gnaisses graníticos representam corpos ígneos plutônicos estratóides gerados por fusão parcial dos ortognaisses do embasamento, injetados tectonicamente como camadas e lentes ao longo das diversas zonas de cisalhamento transcorrente que compõem o Cinturão de Cisalhamento NW do Ceará.

A deformação por cisalhamento simples não-coaxial, dúctil-rúptil, imprimiu nesse conjunto de rochas os seguintes elementos estruturais: acamadamento, foliações miloníticas S e C, lineação de estiramento, dobras, lanços oblíquos, zonas de cisalhamento transcorrente discretas, e fraturas. Todas essas estruturas podem

ser reunidas em dois conjuntos estruturais principais, um sistema oblíquo e outro de zonas de cisalhamento transcorrente tanto discretas como de extensões quilométricas. Os critérios cinemáticos de rotação indicam que esse arranjo geométrico está relacionado a um binário principal dextral na direção NE-SW.

As zonas de concentrações de movimentação ou lanços oblíquos são definidos pela brusca variação dos mergulhos da foliação, pela presença de dobras intrafoliais ligadas a planos de transposição, pela presença de clivagens de crenulação e de tectonitos L, os quais representam acomodações ligadas ao desenvolvimento do sistema oblíquo. A passagem entre os complexos Gameleira e Granja ocorre através de um desses lanços oblíquos.

A esse sistema oblíquo associa-se uma lineação de estiramento, que forma ângulo de até 20° com a direção da Zona de Cisalhamento de Granja, indicando que esses lanços incorporaram movimentos ligados à atuação de componentes direcionais e de mergulho. As zonas de cisalhamento transcorrente discretas e de extensões quilométricas impuseram modificações locais na geometria do arranjo oblíquo.

Um mesmo evento de cisalhamento dúctil-rúptil, não-coaxial, foi responsável pelos dois movimentos tectônicos que implantaram o sistema oblíquo, que em uma primeira possibilidade, seria o principal, e as zonas de cisalhamento direcionais tardias e subordinadas. Uma segunda possibilidade seria um diacronismo entre esses dois movimentos em que a deformação cisalhante teria formado o sistema oblíquo e, em seguida, sofreu bloqueio e, logo após, cedeu a manifestações tardias com a componente direcional

muito maior do que a de mergulho, e nesse caso, a movimentação teria sido praticamente direcional.

Os gnaisses kinzigíticos do Complexo Gameleira, provieram de rochas sedimentares de tipo grauvacas, com contribuições pelíticas, enquanto os granulitos ultramáficos e os máficos originaram-se de basaltos ou gabros. Os granulitos enderbíticos representam os tipos máficos migmatizados ou frações de magmas cogenéticos. As frações quartzo-feldspáticas, injetadas tanto nos gnaisses kinzigíticos como nos granulitos máficos, representam leucossomas. Estes foram gerados por fusão parcial dos gnaisses kinzigíticos, em diferentes níveis crustais e condições térmicas, durante o evento de deformação cisalhante. Alguns leucossomas formaram-se em condições de T em torno de 650 a 700°C, a P_{H_2O} elevada (condições de subsaturação ou saturação), enquanto outros, com hiperstênio e diopsídio, foram incorporados em condições de T elevada em torno de 750-800°C, durante o pico do metamorfismo regional granulítico. A estabilidade de hiperstênio e plagioclásio mais cálcico a partir da desestabilidade da granada nos granulitos ultramáficos, representa a subfacies de alta pressão da facies granulito, que na área deve ter atingido a 10Kb, com a temperatura mantendo-se relativamente constante. Estas condições foram atingidas quando da subducção dessas rochas até os nívies inferiores da crosta. Enquanto nos granulitos máficos a estabilidade da granada, a partir da reação entre o hiperstênio e o plagioclásio, representa uma regressão nas condições do metamorfismo até a subfacies diopsídio-granada granulito. Neste momento essas rochas foram injetadas pelos

leucossomas gerados a partir da fusão parcial dos gnaisses kinzigíticos.Os granulitos máficos e ultramáficos mostram uma afinidade cálcio-alcalina, gerados provavelmente em um ambiente continental orogênico, no Arqueano, durante a instalação do Cinturão Granulítico de Granja.

Os gnaisses tonalíticos-granodioríticos do Complexo Granja provieram de rochas ígneas plutônicas tonalíticas com tendência cálcio-alcalina. Provavelmente estes litotipos originais representam plútons injetados na seqüência vulcano-sedimentar do tipo ***greenstone* belt**, representada na área pelos gnaisses cálcio-silicáticos e os quartzitos, do Grupo Martinópole.

No Cinturão Granulítico de Granja, o metamorfismo regional progressivo atingiu seu pico nas condições da subfacies hiperstênio-plagioclásio granulito. Em seguida, a implantação do sistema oblíquo, superposto por outro direcional, soergueu as rochas da infraestrutura para níveis crustais mais rasos, regredindo as condições do metamorfismo para a subfacies diopsídio-granada granulito, e localmente, até a facies anfibolito médio-alto.

No domínio do Complexo Granja o metamorfismo regional atingiu as condições das facies anfibolito alta ou a transição desta para a subfacies diopsídio-granada granulítico, com T em torno de 650-700°C. Durante o desenvolvimento do sistema oblíquo, o metamorfismo regional sofreu uma regressão até a facies anfibolito baixa-média. Dentro destas condições térmicas, formaram-se os leucossomas de composição trondhjemíticas e monzo-graníticas, a partir da fusão parcial dos gnaisses tonalíticos-

granodioríticos. Nas zonas de concentração da deformação, os gnaisses tonalíticos-granodioríticos foram transformados em rochas miloníticas e ultramiloníticas, as quais apresentam assembléias minerais compatíveis com a facies xisto-verde, relacionadas aos estágios finais da implantação do sistema oblíquo, ou alternativamente, dentro de um segundo movimento cinemático direcional independente.

O embasamento dessa porção nordeste da Zona de Cisalhamento de Granja, teve uma evolução geológica desde o Arqueano, como sugerido pelo valor de idade de 2.4 Ga, obtido no Complexo Granja. Os outros valores de idade, que variam de 1.581±43 Ma a 1.929±60 Ma, representam os efeitos termais do Proterozóico Inferior, que correspondem a um importante evento de homogeneização isotópica relacionado à deformação cisalhante, ao metamorfismo regional progressivo de médio-alto grau, a recristalização mineral e a fusão parcial. Os valores de idades que indicam manifestações termais do Proterozóico Superior, registrado tanto no Complexo Granja como nos gnaisses graníticos Chaval e Pedra do Sal, representam uma retomada da deformação cisalhante, em regime rúptil-dúctil e rúptil, na facies xisto-verde, aproveitando heranças tectônicas dos eventos termais anteriores, do Proterozóico Inferior e do Arqueano.

O arranjo geométrico da área interpretado conjuntamente com as anomalias gravimétricas, indicam uma descontinuidade empinada, caindo para SE, articulando dois blocos crustais. Essa descontinuidade expressa-se em um cinturão de cisalhamento

oblíquo, envolvendo movimento do bloco leste Ceará para WSW, cavalgando obliquamente o de oeste, São Luís.

9_ REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ABREU, F.A.M.; GAMA JUNIOR, T.; GORAYEB, P.S.S.; HASUI, Y. 1988. O cinturão de cisalhamento noroeste do Ceará. In: CONG. LATINOAMER. GEOL., 7, Belém, 1988. Anais... Belém, SBG/ DNPM. V.1, p. 20-34.

ALMEIDA, F.F.M. 1967 . Origem e evolução da plataforma brasileira. Bol. Div. Geol. Mineral. Dep. Nac. Prod. Min. Rio de Janeiro. nº 241, 36p.

ALMEIDA, F.F.M.; MELCHER, G.C.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K.; VANDOROS, P. 1968. Radiometric age determinations from Brazil. Bol. Soc. Bras. Geol., 17 (1) :3-14.

AZEVEDO, R.P. 1987 . Bacia de Barreirinhas: um rift não convencional. In: Seminário Sobre Rifts Continentais. Rio de Janeiro. PETROBRAS/CENPES (interno).

BARBEY, P.; MACAUDIERE, J.; NZENTI, J.P. 1990. High-Pressure Dehydration Melting of Metapelites: Evidence from the Migmatites of Yaoundé (Cameroon). Journ. of Petrology, 31: (2): 401-427.

BARKER, F.; ARTH, J.G. 1976 . Generation of trondhjemitic-tonalitic liquids and Archean bimodal trondhjemitic-basalt suites. Geology, 4: 596-600.

BELTRÃO, J.F. 1989 . Uma nova abordagem para interpretação de anomalias gravimétricas regionais e residuais aplicada ao estudo da organização crustal - exemplo da região norte do Piauí e Nordeste do Ceará. Belém, 156p. (Dissertação de Doutorado, Belém, C.G./UFPa).

CABY, R.; ARTHAUD, M.H. 1990 . Compared petrostructural evolution of Archean and Proteozoic Units suggestive of monocyclic, Braziliano age tectono-thermal evolution in Ceará. In: CONG. BRAS. GEOL., 36, Natal, 1990. Boletim de resumos... SBG, p. 301.

COSTA, M.J.; FRANÇA, J.B.; LINS, C.A.C.; BACCHIEGGA, I.F.; HABEKOST, C.R.; CRUZ, N.B. 1979. Geologia da Bacia Jaibaras, Ceará, Piauí e o Maranhão. MME-DNPM, Geologia Básica 11, 106p.,Brasília.

DANNI, J.C.M. 1972 . Geologia da porção sul do Grupo Jaibaras. Rev. Bras. Geoc., 2(2):85-97.

FERNANDES, P.C.D.; Mc REATH, I.; LAFON, J.M. 1990 . Uma idade Transamazônica para o magmatismo, metamorfismo e deformação no bordo norte do núcleo de Jequié (Itaberaba, Bahia). In: CONG. BRAS. GEOL., 36, Natal, 1990. Anais... Natal, SBG. V. 4, p. 1994-2006.

FLOYD, P.A. 1976 . Geochemical variation in the Greenstone of S.S. England. Journ. of Petrology 17(4): 525-545.

FUJIMORI, S. 1990 . Composição química de rochas e suas aplicações. Salvador. Centro Editorial e Didático da UFBA. 306p.

GAMA Jr.,T.; COSTA, J.B.S.; HASUI, Y.; OLIVEIRA, M.A.F. 1990. A Zona de Cisalhamento de Granja e seu significado tectônico. In: CONG. BRAS. GEOL., 36, Natal, 1990. Anais... Natal, SBG. v.5, p. 2330-2339.

GAMA Jr., T.; GORAYEB, P.S.S.; ABREU, F.A.M. 1988 . O Granito Pedra do Sal e suas feições de cisalhamento. Rev. Bras. Geoc., 18(4) :424-432.

GILL, R.C.O. 1979 . Comparative petrogenesis of Archean and modern low-K tholeiites; a critical review of some geochemical aspects. In: AHRENS, L.H. Ed. Origin and distribution of the elements. Oxford, Pergamon Press. p. 431-447.

GORAYEB, P.S.S.; ABREU, F.A.M.; CORRêA, J.A.M.; MOURA, C.A.V. 1988. Relações estratigráficas entre o Granito Meruoca e a Sequência Ubajara-Jaibaras. In: CONG. BRAS. GEOL., 35, Belém, 1988. Anais... Belém, SBG. V.6, p. 2678-2688.

GORAYEB, P.S.S.; TAVARES, Jr., S.S.; LAFON, J.M. 1991 . Novos dados geocronológicos na região entre Forquilha e Santa Quitéria-NW do Ceará. In: SIMP. GEOL. NORD., 14, Recife, 1991. Atas... Recife. SBG. Bol.12. p. 260-263

HACKSPACHER, P.C.; SANTOS, T.J.S.; LAFON, J.M. 1991 . Evolução Evolução geocronológica do Complexo Gnáissico-Migmatítico-NW Ceará. In: SIMP. GEOL. NORD., 14, Recife, 1991. Atas... Recife, SBG. Bol.12. p.268-271.

HACKSPACHER, P.C.; SCHUMS, W.R.V.; DANTAS, E.L. 1990 . Um embasamento Transamazônico na Província Borborema. In: CONG. BRAS. GEOL., 36, Natal, 1990. Anais... Natal, SBG. V.6, p. 2683-2696.

HARALYI, N.L.E.; HASUI, Y. 1981 . Anomalias gravimétricas e estruturas maiores do Sul de Goiás. In: SIMP. GEOL. CENTRO-OESTE, 1, Goiânia, 1981. Atas... Brasília, SBG. Bol. 1. p. 73-90.

HARALYI, N.L.E.; HASUI, Y. 1982. Compartimentação geotectônica do Brasil Oriental com base na informação geofísica. In: CONG. BRAS. GEOL., 32, Salvador, 1982. Anais... Salvador, SBG, V.1, p.374-386.

IRVINE, T.N.; BARAGAR, W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Can. J. Earth Science, Ottawa, V.8, n.5, p. 523-548.

JARDIM DE SÁ, E.F.; MACEDO, M.H.F.; TORRES, H.H.F.; KAWASHITA, K. 1988. Geochronology of metaplutonics and the evolution of supracrustal belts in the Borborema province, NE-Brazil. In: CONG. LATINOAMER. GEOL., 7, Belém, 1988. Anais... Belém. SBG/DNPM. V.1, p. 49-62.

JENSEN, L.S. 1976. A rew cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. Ontario Div. Mines Miscellaneous Papers, Toronto, V.66, p. 1-22.

KEGEL, W. 1965. A estrutura geológica do nordeste do Brasil. Div.Geol. Min. DGM-DNPM. Bol. 227, 47p., Brasília.

KUNO, H. 1968. Differentiation of basalt magmas. In: **HESS, H.H.; POLDERVAART, A.** Eds. Basalts: the Poldervaart treatise on rocks of basaltic composition: New York: Interscience Publ., V.2, p. 623-688.

LAFON, J.M.; MACAMBIRA, J.B. ; MACAMBIRA, M.J.B.1990. A faixa de dobramentos Araguaia (TO), novos dados geocronológicos. In: CONG. BRAS. GEOL., 36, Natal, 1990. Anais... Natal, SBG. V.6, p.2550-2563.

MALAVIEILLE, J. 1987 . Extensional Shearing Deformation and Kilometer-Scale "a" - Type Folds in a Cordilleran Metamorphic Core Complex (Raft River Mountains, Northwestern Utah). Tectonics, 6(4): 423-448.

NASCIMENTO, D.A.; GAVA, A.; PIRES, J.L.; TEIXEIRA, W. 1981 . Geologia da Folha SA -24 Fortaleza. In: PROJETO RADAMBRASIL. Folha SA-24 Fortaleza. Rio de Janeiro, DNPM, v.21, p. 23-212.

NEVES, B.B. de B. 1975. Regionalização geotectônica do pré-cambriano nordestino. São Paulo, 198p. (Dissertação de Doutorado, Instituto de Geociências/USP).

NEVES, B.B. de B. 1983. O mapa geológico do nordeste oriental do Brasil, escala 1:1.000.000. São Paulo, 177p. (Dissertação de Livre Docência, Instituto de Geociências/USP).

NEVES, B.B. de B. 1990 . Evolução monocíclica X policíclica de faixas móveis. Discussão prefacial. In: CONG. BRAS. GEOL., 36, Natal, 1990. Anais... Natal, SBG. V.6, p. 2497-2519.

NOGUEIRA NETO, J.A.; MARQUES Jr., F.; NERI, T.F.O.; PEDREIRA, L.H.S.T. 1989a. Contribuição a geologia do município de Chaval (CE). In: SIMP. GEOL. NORD., 13, Fortaleza, 1989. Atas... Fortaleza, SBG. Bol. 11, p. 27-28.

NOGUEIRA NETO, J.A.; TORQUATO, J.R.F.; ARTHAUD, M.H.; MACAMBIRA, M.J.B. 1989b. Reavaliação e novos dados geocronológicos do maciço mediano de Granja (CE). In: SIMP. GEOL. NORD., 13, Fortaleza, 1989. Atas... Fortaleza, SBG. Bol.11, p.181-183.

NOVAIS, F.R.G.; NEVES, B.B. de B.; KAWASHITA, K. 1979 . Reconhecimento cronoestratigráfico na região noroeste do Ceará. In: SIMP. GEOL. NORD., 9, Natal, 1979. Atas... Natal, SBG. Bol.7, p.93-110.

O'CONNOR, J.T. 1965. A classification of quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. U..S. Geol. Survey Prof. Paper, Washington, D.C. n. 525-B, p.79-84.

OLIVEIRA, M.A.F. 1980. Petrologia das rochas granulíticas da Faixa Paraíba do Sul, estados do Rio de Janeiro e Minas Gerais, Rio Claro, 116p. (Dissertação de Livre Docência, Instituto de Geociências e Ciências Exatas/UNESP).

PRADO, F.S.; MENDONÇA, J.C.G.S.; MORAIS, J.B.A.; MEDEIROS, M.F.; ASSUNÇÃO, P.R.S.; ANDRADE, V.A.; MEDEIROS, R.P. 1981 . Geologia da região noroeste do Estado do Ceará. Brasília, MME-DNPM, Geologia Básica 17, 59p.

RAMSAY, J.G.1967. Folding and fracturing of Rocks. New York, Mc Graw Hill Book.563p.

RAMSAY, J.G.; HUBBER,M.I. 1987 . The techniques of modern strutural geology. V. 2, folds and fratures. London. Academic Press. 700p.

SÁ, J.M.; BEZERRA, F.H.R.; MACEDO, M.H.F.; PEREIRA, R. 1988 . Middle Proterozoic Supracrustals and Brasiliano Orogeny in the Southeast Ceará State: A monocyclic evolution. In: CONG. LATINOAMER. GEOL., 7, Belém, 1988. Anais... Belém, SBG, V.1, p.35-48.

SANTOS, E.J.; COUTINHO, M.G.N.; COSTA, M.P.A.; RAMALHO, R.1984 . A Região de Dobramentos Nordeste e a Bacia do Parnaíba, incluindo o Cráton de São Luís e as Bacias Marginais. In: SCHOBBENHAUS, C.; CAMPOS. D.A.; DERZE, G.R.; ASMUS, H.E. (Coords.). Geologia do Brasil. Brasília, MME-DNPM, p. 132-189.

SCHOBBENHAUS, C.; CAMPOS. D.A.; DERZE, G.R.; ASMUS, H.E. 1981 . Mapa Geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais, escala 1:2.500.000. Brasília, MME/DNPM.

SIMPSON, C. 1986. Determination of movement sense in mylonites. J. Geol. Education, 34:246-261.

SOARES, P.C. & FIORI, A.P. 1976 . Lógica e sistemática na análise e interpretação de fotografias aéreas em geologia. Notícia Geomorfológica. 16(32):71-104.

TAVARES Jr.S.; GORAYEB, P.S.S.; LAFON, J.M. 1990. Petrografia e geocronologia Rb-Sr do feixe de diques da borda oeste do Granito Meruoca (CE). In: CONG. BRAS. GEOL., 36, Natal, 1990. Bol. Res... Natal, SBG, p.337-338.

TEGYEY, M. 1979 . Utilisation de la Géochimic-Moyéur por la Cartographie des Terrains Cristallins - Possibilités de Troitement Automatique des Analises du B.R.G.M. Paris: B.R.G.M. 134p. (Documents du B.R.G.M.,12).

WHITE, S.H.; BRETAN, P.G.; RUTTER, E.H. 1986 . Fault zone reactivation: kinematics and mechanisms. Phil. Trans. R. Soc. London. A 317:81-97.

WINDLEY, B.F. 1984 . The evolving continents. Windley, Chichester, 2nd, edition. 399p.

WINKLER, H.G.F. 1979 . Petrogenesis of metamorphic rocks. Spring-Verlag, New York. 348 p.