

Universidade Federal do Pará
Centro de Geociências
Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

" ESTUDOS GEOLÓGICOS NA FAIXA DE ALTO GRAU DE CARIRÉ, NOROESTE DO ESTADO DO CEARÁ"

TESE APRESENTADA POR

MARCOS AURÉLIO ARAÚJO FERREIRA

Como requisito parcial à obtenção do Grau de Mestre em Ciências na Área de GEOLOGIA.

Data de Aprovação 13 / 06 / 96

Comitê de Tese:

FRANCISCO DE ASSIS MATOS DE ABREU (Orientador)

CÂNDIDO AUGUSTO VELOSO MOURA

HANS DIRK EBERT

BELÉM

Esta obra é dedicada as pessoas que sempre acreditaram em meu potencial: meus pais - Francisca e José, e minha esposa Márcia.

AGRADECIMENTOS

Agradeço de forma sincera a todos aqueles que de alguma maneira contribuíram para a consolidação deste trabalho. De modo específico direciono meus agradecimentos as entidades e pessoas tais como:

- A Universidade Federal do Pará e ao Centro de Geociências, em função do apoio dado em termos de recursos humanos, materiais e financeiro, o que garantiu a realização deste trabalho;

- Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPQ) pela concessão da bolsa de estudo;

- Ao Prof. Dr. Francisco de Assis Matos de Abreu pela orientação e amizade oferecidas;

- aos Profs. Drs. Cândido Veloso Moura e Tomas Scheller pela ajuda e orientação para a realização das Análises Isotópicas, no Pará-Iso;

- Em especial aos amigos do Curso de Pós-Graduação Marcos Quadros, Albano Leite, Renato Jr. pelo incentivo e eventuais auxílios;

- Ao funcionário do Centro de Geociêencias Aluízio Marinho de Barros Fº pela importante amparo prestado em etapas de campo;

- e aos demais colegas Claudomiro, Alaíde, Cíntia, Sandro, Ofir, Lúcia e Fernanda pelo estímulo oferecido ao longo do curso de Pós-Graduação.

As grandes obras são executadas, não

hela força, mas pela perseverança.

SAMUEL JOHNSON.

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA i
AGRADECIMENTOS ii
EPÍGRAFE iii
RESUMO 01
ABSTRACT 03
1 INTRODUÇÃO 05
1.1 APRESENTAÇÃO 05
1.2 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA 06
1.3 OBJETIVOS 06
1.4 METODOLOGIA 08
1.5 ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO 11
2 O ESTADO DO CONHECIMENTO GEOLÓGICO 13
2.1 ARCABOUÇO TECTÔNICO 13
2.2. APRECIAÇÃO HISTÓRICA 17
2.3 UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS 18
2.3.1 **Complexo Gnáissico-Migmatítico** 20
2.3.2 **Rochas Supracrustais** 20
2.3.3 **Grupos Ubajara e Jaibaras** 21
2.3.4 **Derrames Vulcânicos** 22
2.3.5 **Corpos Graníticos Intrusivos** 22
2.3.6 **Granitóides Foliados** 23
2.3.7 **Coberturas Fanerozóicas** 23
2.4 GEOCRONOLOGIA NO CINTURÃO DE CISALHAMENTO NW DO CEARÁ 24
2.4.1 **Dados K-Ar** 24
2.4.2 **Dados Rb-Sr** 26
2.4.3 **Outros métodos** 29
3 **PARTICULARIDADES DE TERRENOS DE ALTO GRAU** 33
3.1 OCORRÊNCIAS 33
3.2 LITOTIPOS CONSTITUINTES 34
3.3 ESTILOS ESTRUTURAIS DE TERRENOS DE ALTO GRAU 34
3.4 ORIGEM E EVOLUÇÃO DESSES TERRENOS 35
4 **GEOLOGIA DA ÁREA** 37
4.1 MEGA-ZONAS DE CISALHAMENTO, MILONITOS E ULTRAMILONITOS 37
4.1.1 **Faixa milonítica 1** 38
4.1.1.1 Sillimanita-granada-biotita gnaisse milonítico 38
4.1.1.2 Gnaisse quartzo-feldspático 43
4.1.1.3 Anfibolitos 43
4.1.1.4 Cálcio-silicáticas 44
4.1.2 **Faixa Milonítica 2** 46
4.2 FAIXA GRANULÍTICA 46
4.2.1 **Granulitos Máficos** 46
4.2.1.1 Tipo 1 46
4.2.1.2 Tipo 2 51
4.2.2 **Enderbitos** 52
4.2.3 **Granada-hornblenda-biotita gnaisse tonalítico** 55
4.2.4 **Sillimanita gnaisse kinzigítico** 57
4.2.5 **Cálcio-silicáticas** 61
4.2.6 **Anfibolito** 62

4.2.7 **Granitóides** 63
4.2.7.1 Granitóide 1 63
4.2.7.1.1 Domínio da Trama Ígnea 65
4.2.7.1.2 Domínio da Trama Milonítica 67
4.2.7.2 Granitóide 2 69
4.2.7.3 Granitóide 3 73
4.2.8 **Diques Máficos e Félsicos** 73
4.3 FAIXA DE ORTOGNAISSES TONALÍTICOS MIGMATIZADOS 75
4.3.1 **Hornblenda-biotita gnaisse** 76
4.3.2 **Biotita-hornblenda gnaisse** 79
4.4 FAIXA DE SUPRACRUSTAIS 81
4.4.1 **Xistos Miloníticos** 81
4.4.1.1 Biotita Xistos 81
4.4.1.2 Gnaisses Cálcio-silicáticos 84
4.4.2 **Biotita-muscovita gnaisse com sillimanita** 85
5 GEOLOGIA ESTRUTURAL 89
5.1 TIPOLOGIA DAS ESTRUTURAS 90
5.2 MICROESTRUTURAS 105
5.3 COMPORTAMENTO GEOMÉTRICO DAS ESTRUTURAS 106
5.3.1 **Estruturas Dúcteis** 106
5.3.1.1 Foliação 106
5.3.1.2 Padrões 108
5.3.1.3 Lineação 117
5.3.1.4 Padrões 117
5.3.1.5 Dobras 119
5.3.2 **Estruturas Rúpteis** 119
5.3.2.1 Falhas 122
5.3.2.2 Fraturas/juntas 122
5.3.3 **Outras Informações** 125
5.4 DISCUSSÃO DO QUADRO GEOMÉTRICO E CINEMÁTICO 125
5.5 SÍNTESE 132
6 **METAMORFISMO** 134
6.1 PARAGÊNESES MINERAIS 134
6.1.2 **Assembléias Retromórficas** 137
6.2 REAÇÕES E TEXTURAS METAMÓRFICAS 137
6.3 CONDIÇÕES DE P E T 140
6.4 DISCUSSÃO 141
7 **LITOQUÍMICA** 144
7.1 DISTRIBUIÇÃO DOS ELEMENTOS MAIORES E TRAÇOS 144
7.2 DIAGRAMAS DE DISCRIMINAÇÃO TECTÔNICA 155
7.3 ANÁLISE DOS ELEMENTOS TERRA-RARA 161
7.4 DISCUSSÃO 165
8 GEOCRONOLOGIA 170
8.1 GEOCRONOLOGIA PRÉVIA 170
8.2 APRESENTAÇÃO DOS RESULTADOS E DISCUSSÃO 170
9 UM MODELO EVOLUTIVO PARA A AREA 177
10 CONCLUSÕES 182
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS 186
ANEXO A - MAPA GEOLÓGICO DA ÁREA
ANEXO B - MAPA DE PONTOS

RESUMO

Na região à SSE do Lineamento Sobral-Pedro II, entre as cidades de Jaibaras e Cariré, no noroeste do Estado do Ceará, estão presentes conjuntos litológicos de alto grau metamórfico, representados por granulitos máficos a enderbíticos, ortognaisses tonalíticos migmatizados, e anfibolitos, além de rochas de paraderivação, que compreendem gnaisses kinzigíticos, biotita-muscovita gnaisses com sillimanita, cálcio-silicáticas gnaissificadas ou não, e xistos. Milonitos e ultramilonitos foram gerados associados à zonas de cisalhamento dúcteis. Pequenos corpos graníticos foliados ou não, com freqüência, estão alojados nesse complexo gnáissico-migmatítico.

A disposição espacial dos litotipos, em extensa faixas quilométricas paralelizadas, denotam forte transposição e apontam para condições de elevado **strain** vinculado a deformação dúctil na área. A foliação é penetrativa dispondo-se, preferencialmente, segundo NNE-SSW, com mergulhos alternados para os quadrantes NW e SE. A lineação ocorre de forma também expressiva, adotando a disposição espacial NE-SW, com mergulhos moderados predominantemente para NE. A lineação nos planos da foliação possui um **rake** acentuado, ressaltando o caráter oblíquo desta em relação a foliação, compondo um quadro geométrico de uma rampa oblíqua para a movimentação de massas, definindo-se para o contexto dúctil, um elipsóide com orientação Z - 10/124 Az; Y - 80/280 Az e; X - 04/34 Az. Onde a componente de estiramento é mais intensa, desenvolveram-se tectonitos L, notadamente nos contatos entre os vários litotipos.

A clivagem de crenulação, veios sigmoidais em diques (**tension gashes**), e falhas assinalam a transição entre as condições do regime de cisalhamento dúctil para o rúptil. Famílias de falhas normais, oblíquas e transcorrentes, notadamente com sentido de movimentação sinistral, além de sistemas de fraturas e juntas são registros de uma extensiva história deformacional de cisalhamento rúptil na área, definindo nesse contexto um elipsóide com orientação E_1 - 12/220 Az; E_2 - 70/300 AZ; E_3 - 65/109 Az. Essa zonas de falhas, muitas vezes, favorecem o alojamento de diques básicos e félsicos.

As condições metamórficas que atuaram sobre as rochas da região de Cariré foram definidas, principalmente, com base nas paragêneses dos metabasitos e metapelitos, que possuem minerais índices como ortopiroxênio e sillimanita, associadas às feições de migmatização observadas nestas rochas e em ortognaisses tonalíticos, sin-concordantes as estruturas deformacionais, que são indicadoras, de condições de anatexia durante o pico metamórfico, produtos da atuação de alto grau metamórfico. Como decorrência natural do esfriamento da área após o pico metamórfico, observa-

se a retrogressão metamórfica, que na área é amplamente disseminada. Contudo, paragêneses de fácies xisto-verde alto marcam um evento metamórfico em condições de P e T mais baixas.

Feições texturais assinalam o desequilíbrio entre fases das assembléias minerais nos metapelitos e metabasitos, onde se desenvolvem texturas coroníticas e simplectito em granadas, piroxênios, possivelmente, resultantes de uma descompressão associada a um rápido soerguimento regional. Além dessas feições, exsolução de óxido de ferro em anfibólio e biotita, e pertitas em k-feldspato, também assinalam o pico e declínio da temperatura, observando-se tais feições nos metabasitos, metapelitos e ortognaisses.

Amostras de ortognaisses analisadas isotopicamante através do método da evaporação do Pb em zircão, forneceram idade de 2.118 ± 10 Ma, que podem ser interpretadas como representando a idade do processo de gnaissificação ou, alternativamente da cristalização da rocha. A existência de resultados geocronológicos semelhantes na região de Granja e Forquilha, indicam uma expressiva atuação do Evento Transamazônico na região NW do Ceará.

Granitóides foliados estão alojados nesses terrenos gnáissicos-granulíticos da Faixa de Alto Grau de Cariré, como pequenos corpos alongados, dispostos segundo a estruturação regional. Geoquimicamente, estes corpos exibem uma composição modal predominante monzogranítica, com variação granodiorítica em algumas amostras. São termos sub-alcalinos, per a metaluminosos, e de caracteristicas geoquímicas similares aos granitos isotrópicos da região, que formam corpos batolíticos. Sua ambiência tectônica configurada através dos dados químicos, indicam de início, que são corpos de ambiente intra-placas. A análise isotópica desses corpos, através da evaporação do Pb em monocristais de zircão, não ofereceram ainda, resultados satisfatórios. Contudo, levando-se em conta datações existentes na área, apontam-se para os mesmos idades brasilianas, compatíveis com aquelas encontradas para os corpos graníticos isotópicos da região.

A integração dos resultados levantados juntamente com aqueles já disponíveis, permite compor um quadro evolutivo da área, vinculado à atuação de um cisalhamento dúctil não-coaxial dextral, ocorido em condições metamórficas de alto grau, durante o Evento tecto-termal Transamazônico. Os efeitos da atuação do Ciclo Brasiliano se fazem presente, configurados na reativação de antigas anisotropias, e no desenvolvimento de outras novas, que geraram falhas normais oblíquas e transcorrências sinistrais. A extensiva granitogênese da região, na área é marcada pela colocação de corpos ígneos e diques, muitas vezes vinculadas a zonas de transcorrências, reflexo, possivelmente, da transtensão ao qual relaciona-se o desenvolvimento da Bacia do Jaibaras.

ABSTRACT

In the area to SSE of Sobral-Pedro II Lineament, between the cities of Jaibaras and Cariré, in the northwest of the State of Ceará, there are present litologic groups of high metamorphic degree, represented by mafic granulites, enderbites, ortognaisses tonalitic migmatized, and anfibolite, besides paraderivation rocks, like gnaiss kinzigitics, biotite-muscovite gnaisses with sillimanite, calcium-silicatics gnaissized or not, and schists. Milonites and ultramilonites were generated associated to zones of ductile shear. Small bodies foliated granitics or not, frequently, are housed in that complex migmatitic-gnaissic-.

The space disposition of the litotips, in extensive strips kilometers paralelized, they denote strong conversion and they point for conditions high linked strain the ductile deformation in the area. The foliation is penetrative being disposed, preferencenly, according to NNE-SSW, with dives alternated for the quadrants NW and NE. The lineation also happens in way expressive, adopting the space disposition NE-SW, with moderate dives predominantly for NE. The lineation in the plans of the foliation possesses an accentuated rake, standing out the oblique character of this in relation to foliation, composing a geometric picture of an oblique ramp for the movement of masses, being defined for the ductile context, an ellipsoid with orientation Z - 10/124 Az; Y - 80/280 Az and; X - 04/34 Az. Where to stretching component it is more intense, L tectonite was developed, notedly in the contacts among the several litotips.

The crenulation clivage, veins sigmoids in dikes (tension gashes), and flaws mark the transition among the conditions of the ductile for the ruptil shear. Families of normal, oblique flaws and strike slip, notedly with sense of movement sinistral, besides systems of fractures and committees are registrations of an extensive history deformacional of shear britlle in the area, defining in that context an ellipsoid with orientation E1 - 12/220 Az; E2 - 70/300 AZ; E3 - 65/109 Az. That zones of flaws, a lot of times, they favor the lodging of basic and felsics dikes.

The metamorphic conditions that acted on the rocks of the area of Carire they were defined, mainly, with base in the paragenesis of the metabasites and metapelites, that possess mineral indexes as ortopiroxenio and sillimanita, associated to the migmatization features observed in these rocks and in tonalitic ortognaisses, sin-deformational the structures that you/they are indicative, of anatexia conditions during the metamorphic pick, products of the performance of high metamorphic degree. As natural consequence of the warm of the area after the metamorphic pick, the metamorphic retrogression observed, that in the area is disseminated thoroughly. However, paragenesis of high schist-green facies marks a metamorphic event in conditions of P and lower T.

Features textures marks the unbalance among phases of the mineral assemblies in the metapelitos and metabasitos, where textures coronitics and simplectites are developed in grenades, piroxens, possibly, resultants of a decompression associated to a fast regional uplift. Besides those features, exsolution of iron oxide in amphibole and biotite, and pertites in k-feldspato, also marks the pick and decline of the temperature, being observed such features in the metabasites, metapelites and ortognaiss.

Samples of ortognaiss analyzed isotopicly through the method of the evaporation of Pb in zircão, supplied age of 2.118 ± 10 Ma, that can be interpreted as representing the age of the gnaissification process or, alternatively of the crystallization of the rock. The existence of results similar geocronologics in the area of Granja and Forquilha, they indicate an expressive performance of the Transamazonic Event in the area NW of Ceará.

Foliated Granitoides is housed in those lands gnaissics-granulitics of the Strip of High Degree of Cariré, as small prolonged bodies, disposed according to the regional structuring. Geoquimic these bodies exhibit a composition modal predominant monzogranitic, with variation granodioritic in some samples. They are sub-alkaline terms, per the metaluminosos, and of characteristic similar geoquímics to the granites isotropics of the area, that you/they form bodies batolitics. Its tectonic ambience configured through the chemical data, indicates at the beginning, that are bodies of ambient intra-plates. The isotopic analysis those bodies, through the evaporation of Pb in zircon monocristals, didn't still offer, satisfactory results. However, being taken into account existent datations in the area, they are aimed for the same ages brasilians, compatible with those found for the bodies granitics isotopics of the area.

The integration of the lifted up results together with those already available, it allows to compose an evolutionary picture of the area, linked to the performance of a shear ductile no-coax dextral, happened in metamorphic conditions of high degree, during the tecto-thermal Event Transamazonic. The effects of Brasiliano's Cicle performance make her present, configured in the reativatioin of old anisotropics, and in the development of other new ones, that generated oblique normal flaws and transcorrences sinistrais. The extensive granitegenesis of the area, in the area is marked by the placement of igneous bodies and dikes, a lot of linked times the transcurrences zones, reflex, possibly, of the transtention to which links the development of the Basin of Jaibaras.

1 INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

Estudos geológicos em terrenos metamórficos de alto grau são de grande relevância, pelo fato destes representarem porções exumadas de terrenos montanhosos antigos, servindo para a comparação e entendimento de aspectos estruturais-geológicos de cinturões mais recentes, como o Himalaiano, Caledoniano, Alpino e Pacífico, já que os níveis mais profundos desses cinturões orogênicos não se encontram expostos, oferecendo assim, a oportunidade da investigação e comparação das similaridades e diferenças entre os processos tectônicos antigos e os modernos.

Terrenos metamorfisados em fácies granulito em nível mundial tais como o Limpopo, Enderby Land, Lewisian, Sri Lanka, Greenville e no Brasil, os da Bahia, Granja e Cariré (noroeste do Ceará), entre outros, oferecem importantes informações para petrólogos, geoquímicos e estruturalistas com relação às condições de pressão, temperatura, comportamento de fluidos, processos de fusão, estilos estruturais, e relações temporais dos eventos responsáveis pela formação dos mesmos. Tais parâmetros são de fundamental importância para o entendimento da historia deformacional e tectônica desses áreas.

No âmbito da Província Borborema, conjuntos rochosos gnáissicos e granulíticos que integram complexos gnáissico-migmatíticos, possuem importantes registros estruturais e petrológicos, conseqüentes da atuação de processos tectono-deformacionais. Aliado a essa situação, a existência de um grande número de corpos magmáticos, como os que ocorrem nas proximidades do Lineamento Sobral-Pedro II, cujas idades determinadas por inúmeros autores são principalmente do Proterozóico Superior (Brasiliano), em confronto com as idades dos complexos gnáissicos-migmatíticos em sua totalidade do Proterozóico Inferior (Transamazônico), promovem ampla discussão quanto ao caráter evolutivo desses conjuntos litológicos, se mono ou policíclico e o modo como os eventos Transamazônico e Brasiliano atuaram nessa região.

Os resultados geocronológicos disponíveis até o momento para os conjuntos litológicos encontrados na região noroeste do Ceará, são representados por datações Rb-Sr em rocha total e K-Ar, na sua quase totalidade, concentrados principalmente na porção a norte do Lineamento Sobral-Pedro II. Contudo, o avanço do conhecimento geológico da região proporcionou condições para a realização de estudos geocronológicos mais sistemáticos e detalhados, como os que tem sido

efetivados pelo laboratório de Geologia Isotópica da UFPa, desde 1989 através do métodos Rb-Sr e, mais recentemente pelo método da evaporação do Pb a partir de monocristais de zircão. Nesse contexto citam-se os trabalhos de HACKSPACHER et al. (1991), ABREU & LAFON (1991), GORAYEB et al. (1991), TAVARES Jr. (1992) e GAUDETTE et al. (1993).

Esta dissertação apresenta um conjunto de informações inéditas quanto a geologia, geocronologia e geoquímica da região de Cariré - Jaibaras, que enfatiza os efeitos dos eventos tectônicos Transamazônico e Brasiliano reconhecidos nas unidades litoestruturais ali presentes, na busca de uma melhor caracterização geotectônica da área, contribuindo deste modo, para o avanço do conhecimento geológico deste importante segmento crustal.

1.2 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA

A área em apreço insere-se na porção noroeste da Província Borborema (ALMEIDA et al. 1981), ou conforme SANTOS & BRITO NEVES (1984), situa-se no extremo noroeste do Maciço de Santa Quitéria, no limite com o denominado pelos autores aludidos, Sistema de Dobramento do Médio Coreaú.

O conjunto de rochas sobre as quais se realizaram os estudos petrográficos, geocronológicos e estruturais situa-se na região a SSE do Lineamento Sobral-Pedro II, mais precisamente entre as cidades de Jaibaras e Cariré (Figura 01). A área ocupa porções das folhas do corte cartográfico internacional em escala de 1:100.000 Sobral, Frecheirinha, Santa Quitéria e Ipú. A área definida possui forma retangular, sendo que seus vértices possuem as coordenadas seguintes 39o27'10" W a 41o36'38" W para os meridianos, e de 03o49'36" S a 04o 00'32"S paralelos.

O acesso a área não apresenta muitas dificuldades, sendo feito através de rodovias federais como a BR-222, que atravessa todo o Estado do Ceará e, CE-195 que une Cariré a BR-222, passando pela cidade de Jaibaras.

1.3 OBJETIVOS

Este trabalho tem como principal finalidade contribuir de forma efetiva para o avanço dos conhecimentos geológicos, geoquímicos e geocronológicos da região noroeste do Ceará, através do estudo das rochas da faixa de alto grau de Cariré (GORAYEB & ABREU, 1989), na área situada a sul do Lineamento Sobral-Pedro II, entre as cidades de Jaibaras e Cariré.

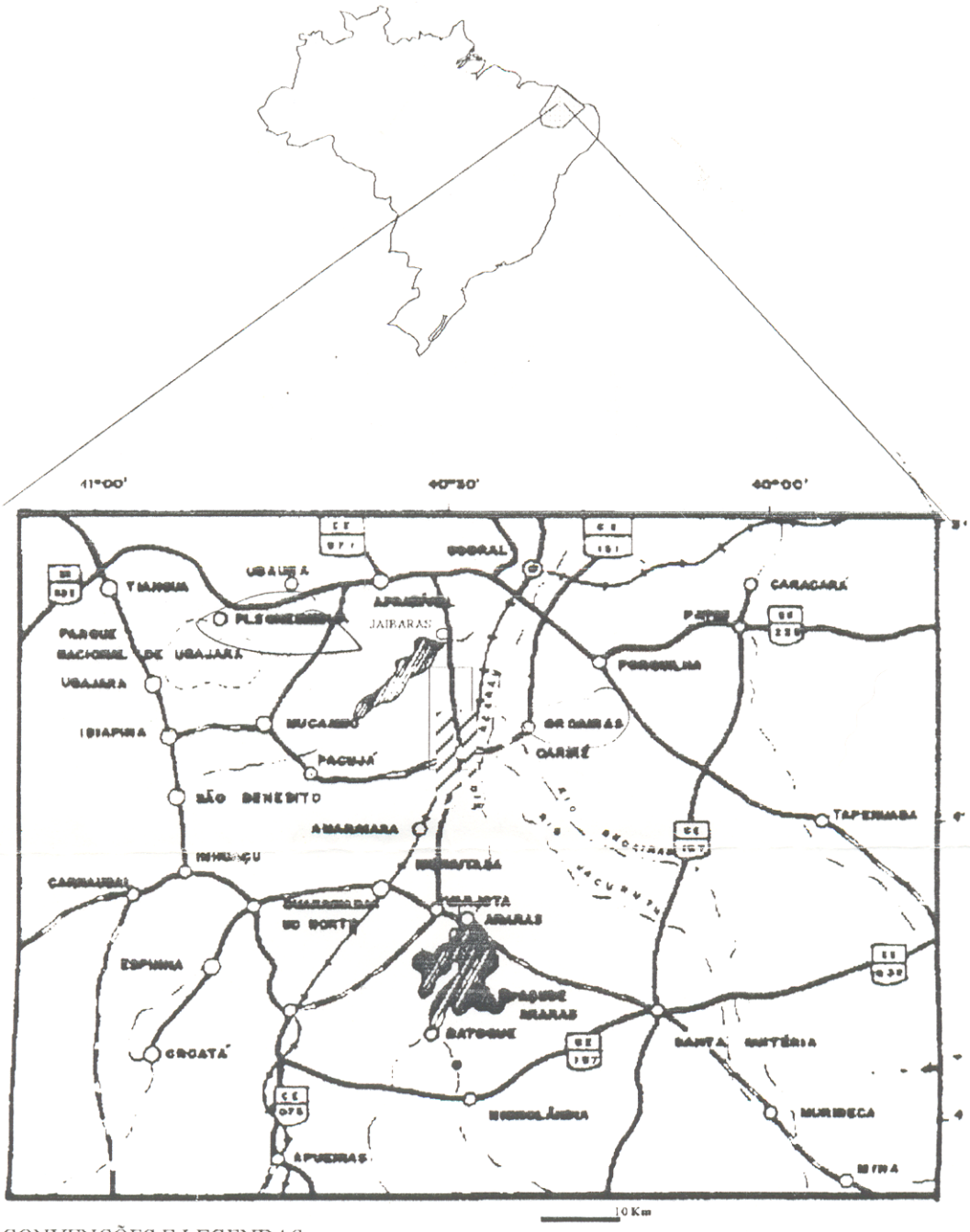


Figura 01 - Mapa de localização da área de estudo. Elaborado a partir da carta planialtimétrica Folha Frecheirinha (SA-24-Y-C-VI / 1:100.000)

As principais proposições dos estudos objetivaram:

a) confecção de um mapa geológico-estrutural e de pontos na escala 1:25.000, que exibisse a disposição espacial dos litotipos predominantes ou grupos de rochas, suas relações estruturais e disposição dos elementos tectógenos observados, com base na fotointerpretação e mapeamento geológico;

b) caracterização petrográfica dos litotipos presentes na área, com base na descrição de campo e das seções delgadas confeccionadas a partir da amostragem dos litotipos;

c) litoquímica de alguns granitóides a partir de amostragem sistemática, a fim de se definir a assinatura geoquímica e ambiência tectônica desses corpos;

d) estudo geocronológico de dois corpos granitóides e ortognaisse migmatizados pelo método da evaporação do Pb em monocristais de Zircão (KOBER 1986, 1987);

e) análise estrutural para caracterização do regime tectono-deformacional desse segmento crustal, enfatizando os aspectos geométricos e cinemáticos;

f) integração dos resultados como suporte para a proposição de um modelo evolutivo para a área.

1.4 METODOLOGIA

Para alcançar os objetivos propostos foram empregados os seguintes procedimentos metodológicos:

- levantamento de informações bibliográficas sobre a área de estudo, numa perspectiva histórica e, subseqüentemente, dos temas propostos para serem tratados no trabalho, através da consulta à literatura técnico-científica nacional e internacional.

- mapeamento geológico por meio da realização de seções contínuas ao longo das principais vias de acesso, e construção dos mapas geológico-estrutural e de pontos na escala de 1:25.000. O passo inicial dos estudos

geológicos na faixa de alto grau de Cariré foi dado pelos alunos da graduação do Curso de Geologia - UFPa, dentro da disciplina Estágio de Campo II, no Estágio CARIRÉ realizado em 1988, cujo resultado do mapeamento foi apresentado em trabalho publicado por GORAYEB & ABREU (1989). Posteriormente, no ano de 1992, a região de Cariré integrou, dentro da mesma disciplina do curso de Geologia da UFPa, o Estágio MUCAMBO, que foi consolidado através do mapa base ali elaborado. O refinamento desta base cartográfica implementado neste trabalho, abrangeu a aplicação de técnicas usuais de fotointerpretação (VERBARA, 1978), buscando-se, principalmente, a redefinição de contatos geológicos demarcados e a retirada de marcadores estruturais observados nas fotografias aéreas.

Durante os trabalhos de campo fez-se uma coleta sistemática e criteriosa de amostras para as análises petrográficas, químicas e geocronológicas;

- nos estudos petrográficos utilizaram-se as técnicas usuais para a descrição e classificação dos litotipos estudados, analisando-se cerca de 40 seções delgadas. As lâminas delgadas foram confeccionadas obedecendo critérios de corte paralelo ao plano de deformação XZ, em amostras orientadas ou não. Destas seções delgadas foram retiradas informações para a efetivação da descrição petrográfica, quanto a mineralogia da rocha, aspectos texturais, microestruturas visualizadas e paragêneses, a fim de se classificar sistematicamente os litotipos, com base nos procedimentos de SPRY (1969), KERR (1977), TURNER (1981), DEER et al. (1983), SHELLEY (1985), BARD (1987) e BARKER (1990).

- a análise estrutural empregada abrangeu os seguintes níveis de abordagem como: a) geométrica - que compreende a caracterização das estruturas reconhecidas nas escalas macro (sensores e fotografias aéreas), meso (afloramentos e amostras de mão) e micro (seções delgadas), onde foram definidas a natureza das estruturas presentes e suas relações estabelecidas espacialmente; b) cinemática - com ênfase aos marcadores estruturais, responsáveis pela geração das tramas observadas no maciço rochoso, coletados estatisticamente e; c) dinâmica, que integra as duas abordagens anteriores, servindo para a definição de um modelo que se coadune com as movimentações das massas rochosas e respectivas estruturas desenvolvidas. Nesse contexto foram tratados estatisticamente dados estruturais de foliação, lineação mineral\estiramento e eixo de dobras, estruturas vinculadas a deformação dúctil; e falhas, juntas e fraturas, no âmbito da deformação rúptil. Os dados foram tratados utilizando-se os diagramas de Schmidt-Lambert, semi-

esfera inferior, confeccionados através dos softwares Qplot e StereoNet for Windows e TRADE/IPT, sendo o último empregado para a definição dos eixos da deformação dúctil e na aplicação da técnica de Arthaud para o contexto rúptil.

A análise estrutural realizada neste trabalho foi estabelecida com base na relação de homogeneidade sistemática de agrupamentos de estruturas, conforme critérios adotados por RAMSAY & HUBER (1987); HATCHER JR. (1990); HASUI & MIOTO (1992); PASSCHIER et al. (1993); Angelier apud HANCOCK (1994); Dunne & Hancock apud HANCOCK (op cit.), Williams et al. apud HANCOCK (op cit.), com ênfase nas relações de truncamento, similaridade de estilos, orientação estrutural, além de correlações das tramas tectônicas e magmáticas.

- a litoquímica apresentada para a Faixa de Alto Grau de Cariré possui como base a análise de corpos granitóides e de suas encaixantes, em três ocorrências desses anatexitos na área em apreço, através de amostras selecionadas dentro de perfis efetivados nesses corpos, de pontos que apresentavam variações texturais importantes em amostras selecionadas de granitóides, em um total de 13. Com essas análises se determinaram teores dos óxidos dos elementos maiores e alguns elementos traços (Rb, Sr, Ba, Nb, Y) e alguns terras-raras. As análises na sua totalidade foram executadas na Divisão de Laboratórios da GEOSOL, que empregou o método da Espectometria de Plasma Induzido (ICP) para a obtenção dos teores dos elementos solicitados.

O resultado dos cálculos das composições mineralógicas normativas e de caracterização de ambiente de formação, foram plotados em diagramas geoquímicos adequados, buscando-se uma melhor definição petroquímica dos litotipos estudados, servindo para embasar a discussão geral sobre a origem dessas rochas, fornecendo, ainda, suporte para uma posterior comparação com outros corpos presentes na área de trabalho, já analisados.

- o estudo geocronológico utilizou amostras devidamente selecionadas de ortognaisses e granitóides foliados. Foram coletadas aproximadamente 40 kg de material por amostras, dos quais utilizaram-se entre 20 e 30 kg para os procedimentos visando a separação de zircões. Posteriormente, fracionaram-se as amostras entre 2 e 5 Kg, as quais foram trituradas e pulverizadas empregando-se triturador de mandíbula e *Shatter-box*, tendo como produto final um pó fino, de granulação inferior a 250 μm. Em seguida foi realizado a concentração dos minerais pesados, inicialmente através do bateiamento das amostras e, posteriormente utilizando-se o elutriador e o

bromofórmio. O concentrado obtido foi submetido a separação magnética (utilizando-se o separador de Franzt), visando a obtenção de diversas frações de zircões com diferentes susceptibilidade magnética. Sendo que, zircões das frações menos magnéticas foram utilizados para as datações.

A técnica da evaporação do Pb utilizando-se monocristais de zircão (KOBER 1986, 1987) parte do princípio de que o componente Pb, mesmo com elevada energia de ativação, permanece estável na fase cristalina do zircão, não exibindo perdas expressivas de Pb nas etapas pós-cristalização. Portanto, idades podem ser determinadas através da razão $^{207}Pb\backslash^{206}Pb$. O Pb destruído pela radiação nas zonas metamíticas possui baixa energia de ativação e, é removido durante a evaporação em baixa temperatura. O método envolve repetidas evaporações dos isótopos de Pb dos zircões depositados em filamentos (canoas). As medidas isotópicas forma efetivadas em espectômetro de massa do Laboratório de Geologia Isotópica do Centro de Geociências da UFPa - Pará-ISO.

Nos experimentos, a evaporação do Pb do zircão é gradualmente incrementada com o aumento da amperagem, a cada 20 mA, podendo este controle da evaporação ser feito manual ou automaticamente. As repetidas varreduras ou leituras realizadas com o incremento da temperatura, produzem diversas razões $^{207}Pb\backslash^{206}Pb$. Apenas as idades obtidas em altas temperaturas (da ordem de 2100 mA) ou aquelas sem modificações nas razões dos isótopos do Pb foram consideradas para posterior avaliação estatística.

Usualmente, os diversos zircões aquecidos durante esses procedimentos analíticos, exibem incrementos significativos da razão $^{207}Pb\backslash^{206}Pb$ em função da progressão da temperatura. O cálculo da razão $^{207}Pb\backslash^{206}Pb$ foi apresentado em histograma e gráfico, o que permite a melhor visualização dos resultados, dos quais as idades são derivadas.

A mencionada metodologia está integrada à rotina do Laboratório de Geologia Isotópica do Centro de Geociências da UFPa.

1.5 ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO

Consiste a dissertação apresentada em uma abordagem da geologia de um segmento crustal pré-cambriano da região noroeste do Ceará, através da coleta de dados geológicos utilizando-se ferramentas multidisciplinares que foram integradas para embasar a proposição de um modelo

evolutivo para a área em estudo, levando-se também em consideração as informações disponíveis até o presente momento.

Os resultados alcançados com a efetivação das diversas linhas de pesquisas propostas no trabalho, foram analisados por assunto abordado, juntando-se no final para compor o quadro geológico evolutivo para a área em apreço.

Deste modo, buscando-se favorecer a abordagem das proposições de pesquisa desta monografia, adotou-se a seguinte organização:

- um capítulo introdutório, que consiste da apresentação da área, os objetivos do trabalho e a metodologia utilizada para se alcançar as metas proposta;

- um segundo capítulo, apresentando o quadro atual do conhecimento geológico da região no qual insere-se a área, que se inicia com um histórico sintético dos trabalhos existentes na literatura técnica enfocando, principalmente, suas propostas estratigráficas, e a composição do arcabouço tectônico da área, ressaltando-se as principais feições tectônicas reconhecidas. Também neste capítulo são apresentados os dados geocronológicos disponíveis. Uma síntese sobre as caracteristicas litoestruturais de terrenos de alto grau metamórfico mundiais fecha o capítulo.

- uma terceira parte, que apresenta a geologia da área, que compõe-se das diversas linhas de pesquisa utilizadas neste trabalho, consolidados em cinco capítulos. O conjunto de resultados alcançados nos capítulos tratados no decorrer da dissertação, foram discutidos no final de cada tópico, permitindo compor interpretações vinculadas aos assuntos em questão.

- uma quarta parte, composta pelos capítulos que integram os resultados alcançados com o emprego das diversas ferramentas, discutindo-os; e o da evolução da área. Esta parte possui a finalidade de se avaliar conjuntamente os resultados obtidos, de forma consistente e objetiva. Culmina o item com uma análise global das informações obtidas em consonância com o conhecimento geológico presente na literatura.

- um capítulo final onde se tecem comentários e se apresentam as conclusões alcançadas no decorrer da dissertação.

2 O ESTADO DO CONHECIMENTO GEOLÓGICO

2.1 ARCABOUÇO TECTÔNICO DA PROVÍNCIA BORBOREMA E DA REGIÃO NW DO CEARÁ.

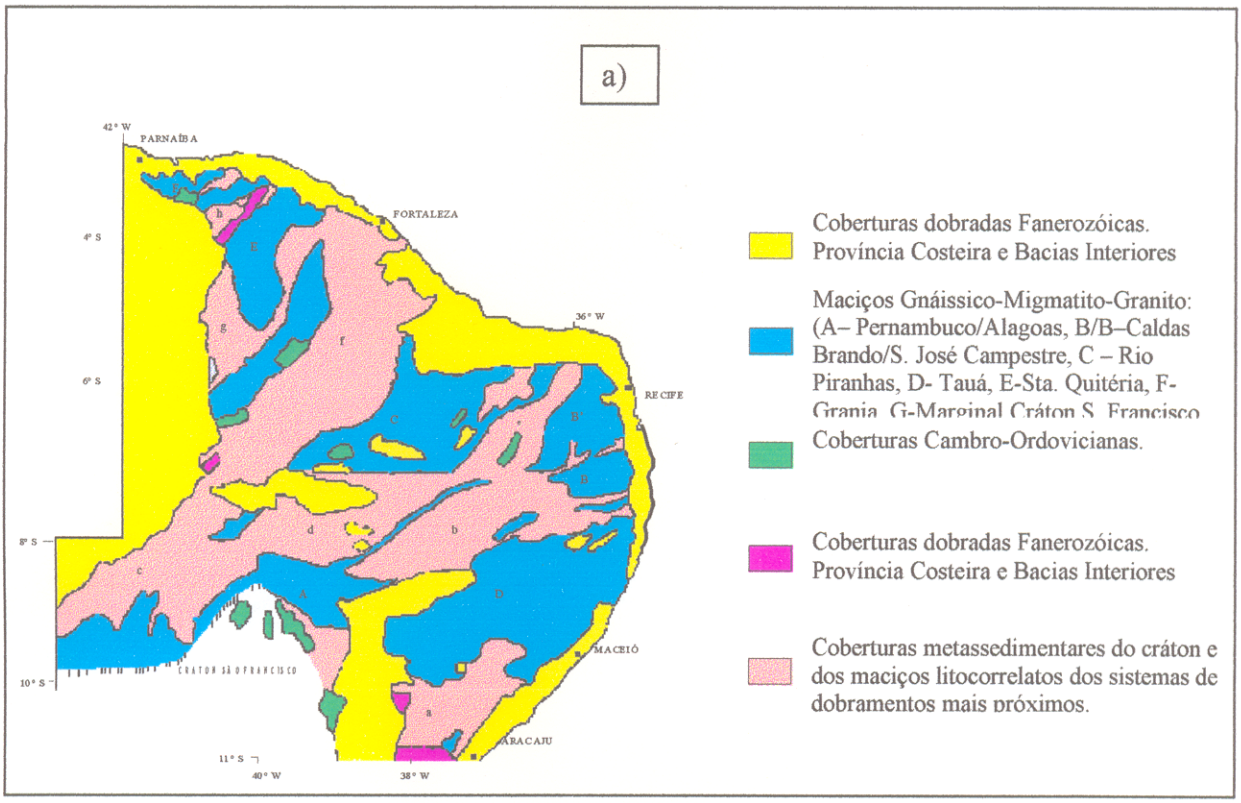
A área estudada situa-se na porção noroeste da Província Borborema, que juntamente com as províncias São Francisco e Mantiqueira integram o Escudo Atlântico, compondo uma mega porção da Plataforma Sul-Americana, onde são reconhecídos os efeitos do evento tectono-termal Brasiliano (ALMEIDA et al.,1981).

O embasamento da Província Borborema compreende basicamente os terrenos formados por complexos gnáissicos-migmatíticos-graníticos ou maciços; e as faixas ou sistemas de dobramentos onde se incluem rochas supracrustais termo-tectonizadas (metavulcânicas e metassedimentares) que se alternam com os terrenos gnáissicos-migmatíticos (SANTOS & BRITO NEVES, 1984) (Figura 02 a).

Dentro da província foram identificados vários sistemas de dobramentos que, de acordo com BRITO NEVES (1983) e SANTOS & BRITO NEVES (op. cit.) podem ser classificados como orogenic belts ou convencionais e, vestigiais ou maciços (Figura 02 b). A área de estudo insere-se no extremo noroeste do domínio Jaguaribeano, mais especificamente no maciço de Santa Quitéria, tendo como limite à noroeste o Lineamento Sobral-Pedro II, que o separa do Sistema Médio Coreaú.

CABY et al. (1991) subdividiram a Província Borborema em 03 (três) domínios estruturais chamados de domínios Médio Coreaú, Central e Sergipano. Para o Domínio Central adotaram a subdivisão em 04 (quatro) sub-domínios - Central Ceará, Seridó, Cachoeiras-Salgueiro e Riacho do Pontal. Nessa proposta, a área de estudo está incluída no subdomínio Central Ceará, que segundo os autores aludidos possuiria uma articulação dos conjuntos rochosos através de nappes, em uma tectônica tangencial.

CABY & ARTHAUD (1986) comentam que as feições tectônicas mais expressivas na Província Borborema seriam as zonas de cisalhamento, cujas relações geométricas sugerem que estas zonas poderiam ser rampas laterais de *nappes*. ABREU (1990) comenta que em termos



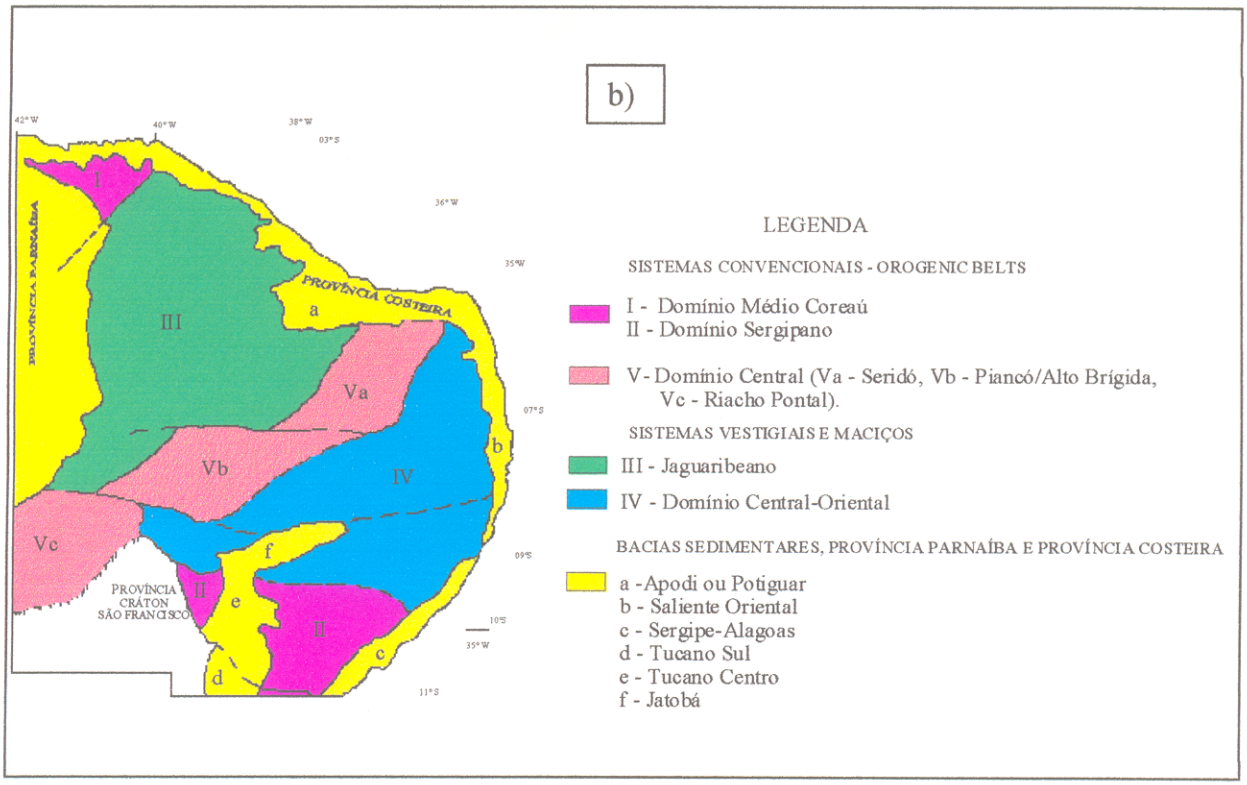


Figura 2.Compartimentação dos principais elementos geológicos da Província Borborema: a) SANTOS & NEVES (1984) e, b) BRITO NEVES (1975).

de organização estrutural a província, é marcada pela presença de expressivos lineamentos, assinalados por zonas miloníticas e cataclástica, responsáveis pelo arranjo espacial e organização interna dos terrenos pré-cambrianos.

CABY & ARTHAUD (1986), CABY (1989) e CABY et al. (1991) consideraram o embasamento arqueano e as rochas supracrustais proterozóicas, como unidades monocíclicas afetadas por um único evento deformacional pós-arqueano, dentro do Ciclo Orogênico Brasiliano. JARDIM DE SÁ et al. (1987, 1988) reconheceram vários cinturões monocíclicos brasilianos, entre eles, o do Médio Coreaú, localizado na porção noroeste do Ceará.

De acordo com os autores supramencionados, percebe-se que em termos de regionalização tectônica, o enfoque geossinclinal predomina na literatura geológica consultada. Nesta abordagem os elementos geotectônicos/geossinclinais reconhecidos estão aglutinados como sistemas ou faixas de dobramentos e os maciços, onde os seus respectivos conjuntos rochosos, foram articulados durante o evento tectono-termal Brasiliano.

Em uma outra abordagem, ABREU et al. (1988) reconheceram para toda a região NW do Ceará a atuação de processos de cisalhamento em larga escala e, propuseram que as feições tectônicas presentes nesse segmento crustal, vincular-se-iam ao desenvolvimento do, por eles denominado, Cinturão de Cisalhamento NW do Ceará. Estabeleceram que o cinturão se estende do extremo noroeste do Estado do Ceará, até à SSE do Lineamento Sobral-Pedro II, correspondendo então, a principal entidade geotectônica desta porção do nordeste brasileiro (Figura 03).

Definiram, ainda, os autores supracitados, no cinturão, conjuntos litoestruturais marcados por um regime tectônico direcional. O conjunto litoestrutural mais antigo, refletiria uma história evolutiva mais complexa, a partir do desenvolvimento de uma crosta siálica que representaria a infracrosta, sendo constituída por terrenos de médio a alto grau metamórfico, possuindo ainda, granitóides associados e, um segundo conjunto, vinculado ao desenvolvimentos de bacias, onde teriam se acumulado sedimentos, que representariam seqüências supracrustais, enfeixadas no Grupo Martinópole. Os elementos estruturais analisados apontam para um desenvolvimento do cinturão, em um sistema de rampa lateral, com forte componente direcional, e transporte de massas de NE para SW, em regime de deformação dúctil.

Um conjunto mais recente, desenvolvido em regime tectônico transtensional ao qual se relacionou o desenvolvimento de bacias, estariam representados pelas seqüências sedimentares e

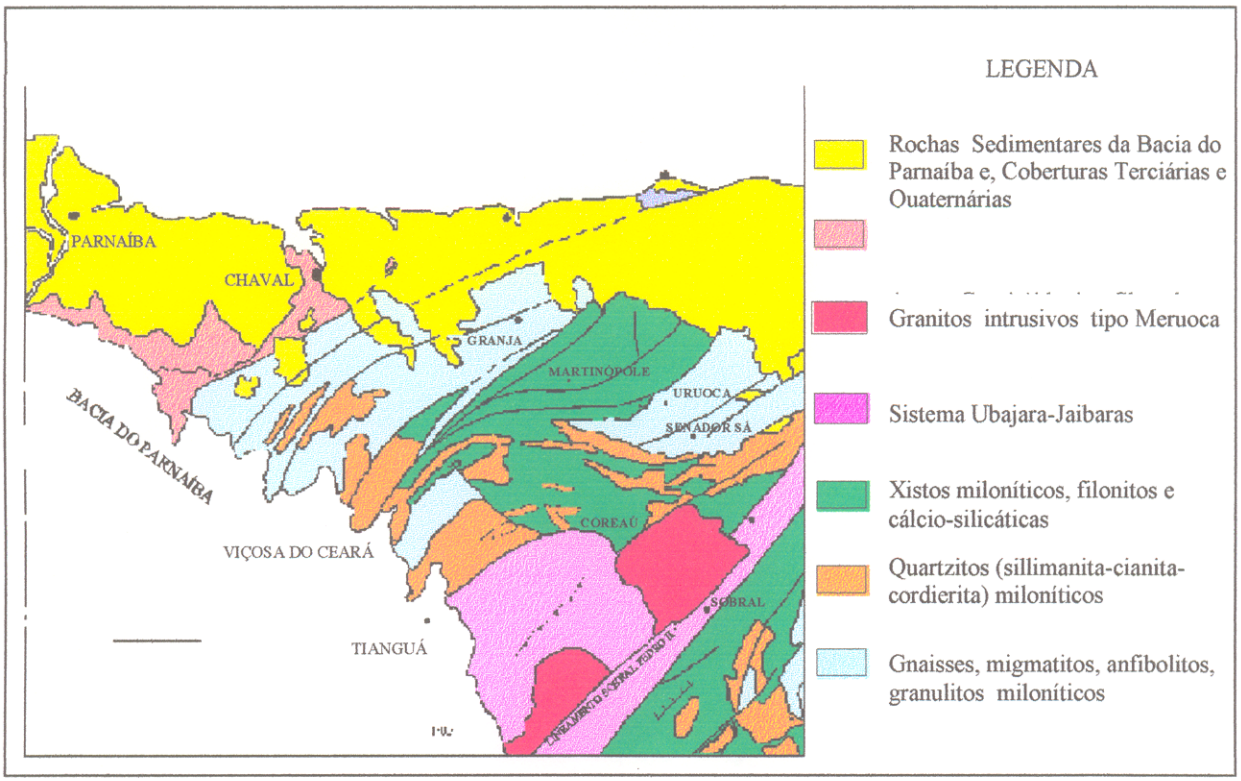


Figura 03. Mapa litoestrutural da região NW do Ceará. Compilado de ABREU et al. (1988), modificado.



Figura 04. Arcabouço tectônico da região NW do Ceará, proposto por COSTA et al. (1979).

vulcanossedimentares, associadas a corpos graníticos, que hoje preenchem os grabens superpostos Ubajara-Jaibaras. A presença de dobramentos nos litotipos dos Grupos Ubajara-Jaibaras, evidencia a presença de uma componente transpressiva, no momento, da inversão das tensões, na bacia.

ABREU et al. (op. cit.) não definiram a idade de implantação do Cinturão NW do Ceará, mas sugerem que o cinturão foi fortemente influenciado pelo evento tectônico do Proterozóico Inferior - Evento Transamazônico e, pelo Evento Brasiliano. Idades recentes obtidas em rochas da região de Granja (ABREU & LAFON, 1991; GAUDETTE et al., 1993), confirmaram valores do Proterozóico Inferior no cinturão, que por sua vez, corresponderia a época da sua instalação. HACKSPACHER et al. (1991) analisaram ortognaisses da região de Granja, obtendo idade arqueana, que segundo eles, refletiria o início da evolução do Complexo Gnáissico-Migmatítico.

Dados obtidos através dos trabalhos de mapeamento em escala de semi-detalhe, desenvolvido por professores e alunos da disciplina Estágio de Campo II, do Curso de Geologia da UFPa, entre as cidades de Reriutaba, Forquilha, Santa Quitéria e Sobral, indicaram uma tendência do arranjo litoestrutural do cinturão NW do Ceará, prolongar-se para as regiões de exposição do Complexo Tamboril-Santa Quitéria, nas proximidades do Lineamento Sobral-Pedro II.

2.2 APRECIAÇÃO HISTÓRICA SOBRE O CONHECIMENTO GEOLÓGICO DA ÁREA.

Os trabalhos até o presente efetivados na região NW do Ceará contribuíram para situar o conhecimento geológico da área em um bom nível, no que concerne às propostas estratigráficas, e também, quanto a caracterização dos litotipos que as integram. Aliado a isso, os dados geocronológicos levantados, ainda em nível regional, fornecem valores que de forma genérica permitem situar os principais processos geológicos como acontecidos durante à atuação dos eventos termo-tectônicos Transamazônico e Brasiliano.

A análise da literatura, percebeu-se que a maior parte das pesquisas realizadas concentraram-se na porção à norte do Lineamento Sobral-Pedro II. Um dos primeiros registros geológicos na região noroeste do Ceará, refere-se ao trabalho de KEGEL et al. (1958), no qual descreveram o conjunto de rochas pré-cambrianas aflorantes entre as cidades de Granja (CE) e Parnaíba (PI). Nesse contexto definiram o "Corpo Orogênico do Coreaú" que foi descrito como integrado por gnaisses, micaxistos, quartzitos e calcários.

Na década de 70 e 80 os trabalhos de reconhecimento estratigráfico regional se intensificaram, resultando em várias publicações, onde se destacam o Projeto Jaibaras (COSTA et al., 1979), RADAMBRASIL (NASCIMENTO et al., 1981), além de outros executados sobre áreas mais restritas, tais como: MABESSONE et alii. (1971), DANNI (1972), JARDIM DE SÁ et al. (1979), GORAYEB et al. (1988, 1991 e 1995), ABREU et al. (1988, 1989 e 1994), GORAYEB & ABREU (1989 e 1993), ABREU (1990), HACKSPACHER et al. (1990 e 1991), ABREU & LAFON (1991), ABREU & GORAYEB 1993), GORAYEB & LAFON (1995), e QUADROS & ABREU (1995).

COSTA et al. (1979) estabeleceram para a região NW do Ceará a compartimentação da área em termos de horts (Granja e Tucunduba) grabens (Martinópole e Bambuí-Jaibaras), situando, ainda, a sudeste do Lineamento Sobral-Pedro II a plataforma de Sobral (Figura 04). Dividiram os autores o pré-cambriano da região em unidades lito-estratigráficas A, B e C. A unidade A seria composta por filitos e xistos de baixo grau metamórfico, quartzitos, calcários e termometamorfitos. O conjunto B abrangeria os migmatitos heterogêneos, quartzitos impuros e feldspatizados, além de granitóides tipo Araras, Serra da Barriga e o Sienito Tucunduba. Na unidade C estariam incluídos os migmatitos homogêneos, quartzitos ferríferos, granitóides tipo Chaval e, os cataclasitos (Figura 04).

Posteriormente PRADO et al. (1981) sustentados por dados geocronológicos, subdividiram o Pré-Cambriano em duas unidades litoestratigráficas - o Complexo Migmatítico-Gnáissico e o Grupo Martinópole. NASCIMENTO et al. (1981), introduziram novas denominações estratigráficas para os conjuntos litológicos presentes na região setentrional cearense, tais como Complexo de Granja, Complexo Nordestino e Grupo Martinópole. GORAYEB et al. (1988) com base nas relações de campo, posicionaram estratigraficamente a Suíte Meruoca e o Vulcanismo Parapuí (NASCIMENTO op. cit.) - denominada na ocasião de Suíte Parapuí, acima do Grupo Jaibaras. Os autores supracitados desvincularam ainda, a Formação Aprazível do Grupo Jaibaras, situando-a após a colocação do Granito Meruoca, pelo fato deste conter seixos do referido granito. Algumas propostas estratigráficas podem ser visualizadas comparativamente na Figura 05.

2.3. UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

A principal particularidade estrutural da região NW do Estado do Ceará, refere-se ao arranjo em faixas das suas unidades litoestruturais. Neste trabalho, para descrever sinteticamente os principais litotipos presentes na área foi adotado um arranjo estratigráfico, onde se utilizam os termos Complexo Gnáissico-Migmatítico, Rochas de Supracrustais compreendendo os Grupos

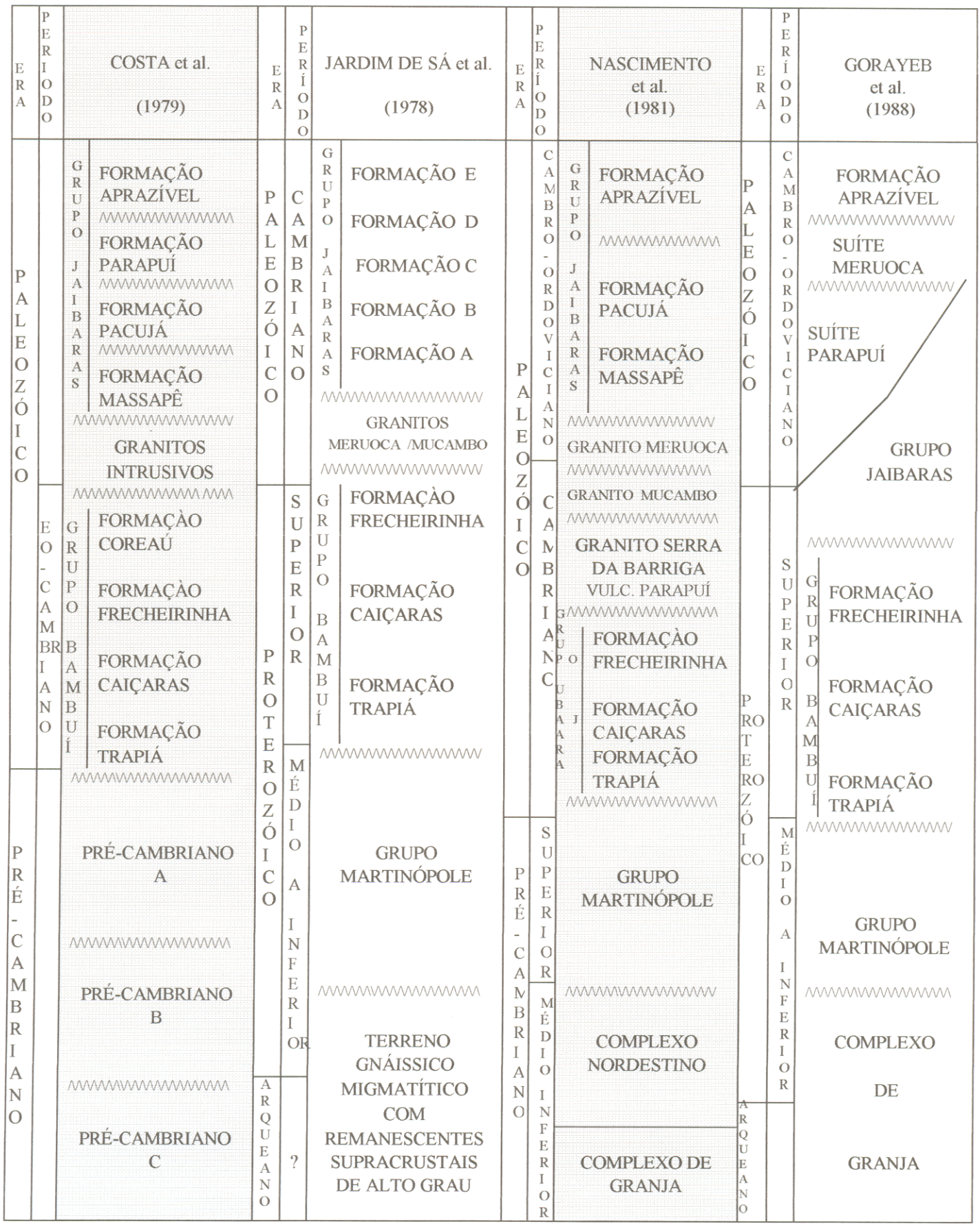


Figura 05. Propostas estratigráficas comparativas de alguns autores para a região NW do Ceará.

Martinópole e Complexo Nordestino (a SE do lineamento Sobral-Pedro II), Grupos Ubajara e Jaibaras, derrames vulcânicos, corpos graníticos intrusivos, granitóides foliados, e coberturas fanerozóicas.

2.3.1 **Complexo Gnáissico-Migmatítico**

O Complexo Gnáissico-Migmatítico abrangeria os litotipos presentes nas porções crustais denominadas maciços ou blocos (BRITO NEVES, 1975), que na área estariam representados a NW do Lineamento Sobral-Pedro II, pelo Maciço de Granja (mais antiga) e a SSE, pelo Maciço de Santa Quitéria. Como denominações estratigráficas esses litotipos seriam especificamente: Complexo Granja e Nordestino (NASCIMENTO et al., 1981). Esse último correspondendo ao Complexo Tamboril-Santa Quitéria (BRAGA et al., 1981).

Em termos descritivos gerais, esta unidade compreende o conjunto de ortognaisses cinza, de composição tonalítica a trondhjemítica-granodiorítica (TTG), ao qual se associam mobilizados graníticos pegmatóides e porções anfibolíticas, na forma de lentes e veios, concordantes ao bandamento ou, como massas sem geometria definida. A migmatização nesses gnaisses ocorreu em intensidades variadas que, pela sua evolução possibilitou a geração de rochas granulares isotrópicas (BRITO NEVES op. cit.; BRAGA et al. op.cit.). Em certos locais, como na região de Granja e Cariré, associam-se a esses gnaisses faixas de rochas granulíticas (enderbíticas a máficas). HACKSPACHER et al. (1991) citaram que o Complexo Gnáissico-Migmatítico é caracterizado por uma associação metamórfica de alto grau, em condições de anatexia, que afetou até mesmo assembléias de fácies granulito de pressão alta como observado no Maciço de Granja.

2.3.2 **Rochas Supracrustais**

Essas rochas expõem-se a NW do Lineamento Sobral-Pedro II, e compreendem os litotipos situados a NW do Lineamento Sobral-Pedro II, integrando o Grupo Martinópole (PRADO et al., 1981). NASCIMENTO et al. (1981) incluíram supracrustais presentes a SSE do Lineamento Sobral-Pedro II, dentro do Complexo Nordestino.

Os litotipos reconhecidos no conjunto são paragnaisses e quartzitos aluminosos, cálcio-silicáticas gnaissificadas ou não, filitos, micaxistos intercalados a quartzitos, mármores, além de metavulcânicas básicas. Essa seqüência de rochas supracrustais são caracterizadas por paragêneses de condições metamórficas de médio a baixo grau.

2.3.3 **Grupos Ubajara e Jaibaras**

Correspondem aos conjuntos de rochas mais jovens de idade proterozóica e, vinculadas à área de atração do Lineamento Sobral-Pedro II, comportando dois grupos.

O Grupo Ubajara restringe-se ao sul do Graben/Faixa Bambuí-Jaibaras e está limitado pelos falhamentos de Arapa e Café-Ipueiras e, tem a sua continuidade interrompida pelos granitos Meruoca e Mucambo. Esse grupo na literatura apresenta-se formado por quatro unidades litoestratigráficas, como reflexo de um ciclo tectonossedimentar completo, em margem continental subsidente. É integrado pelas formações: a) Trapiá, constituída de arenitos finos, micáceos e quartzitos, por vezes conglomeráticos e, arenitos grossos epimetamórficos; b) Caiçaras com suas ardósias vermelhas apresentando níveis quartzíticos; c) Frecheirinha com calcários pretos a azulados intercalados, eventualmente, por margas e; d) Coreaú, constituída por arenitos finos a grauvacas, com níveis conglomeráticos, sendo que sua existência é discutida na literatura.

COSTA et al. (1979) reuniram as formações supracitadas no Grupo Bambuí. Posteriormente, NASCIMENTO et al. (1981) as enquadraram no Grupo Ubajara, com exceção da Formação Coreaú.

GORAYEB & ABREU (1993) consideram que as seqüências do Grupo Ubajara foram depositadas em margem continental, possuindo na base, depósitos essencialmente clásticos com litofácies proximal (Formação Trapiá) e distal (Formação Caiçaras), interdigitadas entre si, com uma sedimentação carbonática marinha (Formação Frecheirinha), no topo.

As seqüências estratigráficas do Grupo Jaibaras preenchem grabens e semi-grabens, localizados entre o Lineamento Sobral-Pedro II e a falha Café-Ipueiras. O arranjo litoestratigráfico desse grupo é bastante discutido na literatura. NASCIMENTO et al. (1981) reuniram na Formação Pacujá as formações Coreaú e Pacujá de COSTA et al. (1979), pelas similaridades dos litotipos constituintes e estruturas sedimentares. HACKSPACHER et al. (1991) separaram o Grupo Jaibaras do Grupo Ubajara pela presença dos corpos intrusivos graníticos Meruoca e Mucambo, diques ácidos e básicos. GORAYEB et al. (1988) consideraram as Formações Massapê e Pacujá cronoequivalentes, por serem transicionais, vinculadas a um sistema deposicional único.

De acordo com GORAYEB & ABREU op cit. o Grupo Jaibaras originou-se de leques aluviais em clima seco, depositado em corpos de água rasos, onde as brechas polimíticas e

ortoconglomerados, intercalaram-se aos metarenitos e metassiltitos das Formações Massapê e Pacujá. A Formação Aprazível ocorre como coberturas irregulares de conglomerados polimíticos brechóides, com matriz arcoseana silicificada.

QUADROS & ABREU (1995) comentam que a deposição dos sedimentos que integram o Grupo Ubajara ocorreu em áreas extensas, que extrapolavam os limites da Bacia de Jaibaras. Para a Formação Massapê e Formação Pacujá os autores supracitados consideram-nas como marcadoras dos primeiros pulsos deposicionais da bacia, que depositaram-se em regiões menos soerguidas. A Formação Aprazível assinalaria o segundo pulso deposicional da bacia.

2.3.4 **Derrames vulcânicos.**

Os derrames vulcânicos de composição básica a ácida são enfeixados na Formação Parapuí de COSTA et al. (1979), termo redefinido por NASCIMENTO et al. (1981) como vulcanismo Parapuí e, posteriormente denominada por GORAYEB et al. (1988) de Suite Parapuí. Esses derrames consistem de um conjunto de rochas vulcânicas a subvulcânicas, além de rochas piroclásticas, representadas por basaltos, andesitos, dacitos e riolitos espilitizados e queratofizados, além de gabros, diabásios e riolitos porfiríticos.

2.3.5 **Corpos Graníticos Intrusivos**

Os diversos corpos graníticos intrusivos, de dimensões batolíticas, como os granitos Meruoca, Mucambo, Pajé e Araras, e outros de menor expressão, tais como o Serra da Barriga, Morrinhos, São Paulo, Taperuaba, etc. cortam as seqüência de metassedimentos dos grupos Ubajara e Jaibaras, além de rochas do embasamento. Estes corpos, de idades em geral do Proterozóico Superior/Eo-Paleozóico, mostram-se com freqüência vinculados a expressivas zonas de cisalhamento. Segundo GORAYEB & ABREU (1993) variam composicionalmente de álcali-feldspato granitos (Meruoca), sienogranitos (Pajé, Serra da Barriga, e Groaíras); quartzo-monzodioritos (Mucambo e Taperuaba), granodioritos (Araras), dioritos, monzonitos, quartzo-dioritos e tonalitos (Tauá e Mandacarú) e, granitos alcalinos (Morrinhos, São Paulo, Serrinha e Cocoá).

A natureza desses corpos, de um modo geral, variam de alcalinos a peralcalinos, apresentando ainda, termos subalcalinos (SIAL, 1987; LAFON et al., 1992; GORAYEB et al., 1991).

Mostram características de granitos anorogênicos, sendo similares aos granitos tipo A de ambiente tectônico intraplaca.

GORAYEB & ABREU (1993) sugerem uma vinculação entre o magmatismo da Suíte Meruoca e o sistema transtrativo Ubajara/Jaibaras, como conseqüência do elevado estiramento litosférico e ascensão das isotermas, que provocou a geração de fusões, que ascenderam ao longo das principais zonas transcorrentes com uma natureza claramente intrusiva, e em um contexto tectônico, no máximo considerado tardi-cinemático.

2.3.6 **Granitóides Foliados**

O conjunto de corpos graníticos foliados de dimensões reduzidas, distribuídos por todo o NW do Ceará, possuem forma geralmente alongada, concordantes a subconcordantes a estruturação das rochas encaixantes. Sua composição usualmente é granítica, constituída por fenocristais centimétricos de quartzo e feldspatos, imersos em uma matriz de granulação mais fina, e muitas vezes milonítica.

NASCIMENTO et al. (1981) citam que os Granitóides Pedra do Sal e Chaval são os principais representantes dessa modo de ocorrência de granitos anatexíticos sin a tardi-cinemáticos. GORAYEB & ABREU (1989) descreveram alguns corpos granitóides foliados expostos no embasamento, entre as cidades de Jaibaras e Cariré, denominando-os de granitóides porfiróides anatexíticos. TAVARES Jr. (1992) cita que estes granitóides foliados possuem características geoquímicas similares aos granitos isotrópicos, sugerindo a possibilidade destes granitóides pertencerem ao mesmo magmatismo que originou os Granitos Meruoca, Pajé, etc., apesar do confronto de dados estruturais e petrográficos.

NOGUEIRA NETO et al. (1995) vinculam os corpos foliados da região de Cariré, a um contexto evolutivo envolvendo transpressão-transcorrência-transtração, em cisalhamento dextral, onde os corpos comporiam geometrias de tension gash. Os estágios finais de alojamento dos granitóides ocorreram em condições rúpteis-dúcteis.

2.3.7 **Coberturas Fanerozóicas**

Os sedimentos fanerozóicos que ocorrem na área do Cinturão de Cisalhamento NW do Ceará (ABREU et al., 1988) se posicionam discordantemente sobre as rochas pré-cambrianas, sendo

representadas por conglomerados heterogêneos e arenitos conglomeráticos caulínicos do Grupo Serra Grande, pertencente à Bacia do Parnaíba. A outra ocorrência de sedimentos é representada pelos depósitos fluviais recentes, nos leitos da drenagem intermitentes e, pelas coberturas costeiras situadas à norte e nordeste no cinturão, completando assim, o quadro estratigráfico da região NW do Ceará.

2.4 GEOCRONOLOGIA NO CINTURÃO DE CISALHAMENTO NW DO CEARÁ.

Os dados geocronológicos existentes na Província Borborema foram obtidos utilizando-se principalmente os métodos Rb/Sr e K-Ar, sendo que ultimamente, outros geocronômetros foram introduzidos (Pb-Pb em zircões, além de Sm/Nd). A análise sobre a natureza dessas determinações radiométricas, mostra que de um modo geral, predominaram trabalhos de reconhecimento de cunho regional, com baixa densidade de amostragem a qual é freqüentemente heterogênea.

A análise geral das informações disponíveis mostra o seguinte panorama:

2.4.1. **Dados K-Ar**

No Quadro 01 estão sintetizados os dados K-Ar existentes para a região NW do Ceará (ALMEIDA, 1967; BRITO NEVES et al., 1974, BRITO NEVES, 1975; NOVAIS et al., 1979; NASCIMENTO et al., 1981; NOGUEIRA NETO et al., 1989).

O maior volume de dados alcançados com esse método foram obtidos sobre rochas do Complexo de Granja, em minerais e rocha total. No geral as idades de gnaisses e anfibolitos situam-se em um patamar entre 1000 e 917 Ma, e refletiriam, segundo os autores, um evento tectônico dessa época que promoveu a remobilização do maciço. As faixas metassedimentares e os corpos graníticos apontam idades no intervalo de 651 a 410 Ma.

Segundo ALMEIDA (op. cit.) as idades situadas entre os intervalos de 640 e 530 Ma representariam o metamorfismo do Grupo Ceará (KEGEL et al., 1958), onde foram gerados granitos e granodioritos sin-tectônicos, granitos e pegmatitos tardi a pós-tectônicos. As idades compreendidas entre 530 e 440 Ma refletiriam o soerguimento subsequente de cadeias de montanhas, relacionado ao Ciclo Orogênico Caririano. Nesse contexto a idade de 512 Ma do Granito Chaval, seria a idade mínima do corpo, enquadrando-o no soerguimento regional.

Quadro 01. Determinações K-Ar na região NW do Ceará.

Local	Litotipo	Método de Datação	Material Utilizado	Idade Obtida (Ma)	Referência	Interpretação
Complexo de Granja (CE)	Vários	K-Ar	Minerais	Entre 640 e 440	ALMEIDA *et al.* (1967).	Metamorfismo do Grupo Ceará vinculado ao Ciclo Caririano.
	Granito Chaval	K-Ar	Minerais	512		Idade mínima, vinculado ao soerguimento regional.
	Anfibolitos, gnaisses e granitóides	K-Ar	Minerais	1000 e 511	BRITO NEVES *et al.* (1974).	Mais antigas como reflexo de um evento ocorrido nessa época, mais jovens, vinculados tectônica brasiliana
	Metassedimentos	K-Ar	Minerais	510 e 460		
	Gnaisses	K-Ar	Anfibólios	917 e 598	BRITO NEVES (1975)	
	Vários	K-Ar	Anfibólio e biotita	entre 651 ± 37 e 429 ± 13.	NOGUEIRA NETO *et al.* (1989).	Atuação do Ciclo Brasiliano
Maciço de Sta. Quitéria (CE)	Vários	K-Ar	Minerais	Entre 1050 ± 34 e 584 ± 14	BRITO NEVES *et al.* (1974).	Como para o Complexo de Granja.
Bacia do Jaibaras (CE)	Granito Meruoca e Formação Parapuí	K-Ar	Minerais	450 e 410 respectivamente.	BRITO NEVES *et al.* (1974).	Resfriamento regional subseqüente ao soerguimento pós-orogenia brasiliana.
	Formaçãso Parapuí - Diabásio e Andesitos	K-Ar	Minerais	502 ± 08 e 478 ± 06, respectivamente	NOVAIS *et al.* (1979).	Idades mínimas para o vulcanismo Parapuí.

obtidas em rochas do Complexo de Granja, como resultantes da atuação do Ciclo Brasiliano, que manteve o complexo quente durante as idades determinadas.

No contexto da Bacia do Jaibaras BRITO NEVES et al. (op. cit.) obtiveram idades entre 450 e 410 Ma para o Granito Meruoca e rochas vulcânicas da Formação Parapuí. Estas idades retratariam o resfriamento regional subseqüente ao soerguimento pós-orogênico. NOVAIS et al. (1979) realizaram duas determinações nas vulcânicas Parapuí a norte de Sobral, obtendo idades de 502 ± 08 Ma para os diabásios e, 478 ± 06 Ma para os andesitos, sendo estas consideradas como idades mínimas para o vulcanismo Parapuí.

As poucas determinações K-Ar obtidas para o Maciço de Santa Quitéria ou Complexo Nordestino (Região de Itapipoca - Santa Quitéria / NASCIMENTO et al., 1981) situaram-se nos intervalos entre 1000 a 590 Ma. As mais antigas, de modo análogo ao Complexo de Granja, são interpretadas como remobilizações do maciço, e as mais jovens, como vinculadas aos efeitos do Evento termo-tectônico Brasiliano.

2.4.2 **Dados Rb/Sr**

De um modo geral as determinações radiométricas pelo cronômetro Rb/Sr em inúmeros trabalhos, foram obtidas através de isócronas de referência em minerais e rochas ou, representam idades convencionais, o que não empresta muita confiabilidade a alguns resultados alcançados. Do conjunto de dados levantados na literatura geológica, visualizados no Quadro 02, podemos separar as seguintes particularidades:

- idades arqueanas obtidas por HACKSPACHER et al. (1991) analisando a ortognaisses trondhjemíticos do Complexo de Granja, cuja idade de 3134 ± 94 Ma, refletiria o início da evolução do Complexo Gnáissíco-Migmatítico;

- idades entre 2235 a 1700 Ma de ortognaisses e granulitos no Complexo de Granja, refletem a atuação do Ciclo Transamazônico no Proterozoico Inferior (NOVAIS et al., 1979, GAUDETTE et al., 1993), que promoveu o retrabalhamento crustal, granulitização, e geração de estruturas tectógenas nesse segmento crustal (HACKSPACHER et al., 1991; ABREU & LAFON, 1991) e; idade de 1981 ± 45 Ma no Maciço de Santa Quitéria, interpretada por GORAYEB et al.

Quadro 02. Datações Rb-Sr na região NW do Ceará (continua).

Local	Litotipo	Método de Datação	Material Utilizado	Idade Obtida (Ma)	Referência	Interpretação
Maciço de Sta. Quitéria (CE)	Enclaves anfibolíticos e escarnitos	Rb-Sr	Rocha total	1050 ± 150	BRITO NEVES (1975)	Idade mínima de formação da rochas mais antigas.
	Rochas graníticas grossas e potássicas	Rb-Sr	Rocha total	510 ± 25		Granitização se estendeu até o final do Ciclo Basiliano.
	Rochas graníticas, tonalíticas e granodioríticas	Rb-Sr	Rocha total	680 ± 25		Fase de granitização
	Granito Pajé	Rb-Sr	Rocha total	533 ± 22	GORAYEB et al. (1991)	Cristalização dos corpos ligados à granitogênese brasiliana.
		Rb-Sr	Rocha total	524 ± 12	TAVARES Jr. (1992)	
	Granito Morrinho	Rb-Sr	Idade aparente	501 ± 21		
	Granito Serra da Barriga	Rb-Sr	Rocha total	482 ± 8		
Cariré (CE)	Granitóides foliados	Rb-Sr	Rocha total	475 ± 15		
Forquilha (CE)	Ortognaisse	Rb-Sr	Rocha total	1.981 ± 45	GORAYEb et al. (1991)	Idade mínima de formação da rocha, vinculado à instalação Cinturão de Cis. NW do Ceará.
Complexo de Granja (CE)	Gnaisses e granulitos	Rb-Sr	Rocha total	Entre 2.000 e 1.700	NOVAIS et al. (1979)	Geração mínima da rocha no Ciclo Transamazônico, reomogeneizadas isotópicamente no Ciclo Brasiliano.
Martinópole (CE)	Metassedimentos (Micaxistos)	Rb-Sr	Idade convencional	1.100		Idade pré-brasiliana.
Martinópole (CE)	Vários	Rb-Sr	Rocha total	entre 1.100 a 1.200	PRADO et al. (1981)	Idade de deposições dos sedimentos do Grupo Martinópole.
	Vários	Rb-Sr	Rocha total	1.665 ± 28	NASCIMENTO *et al.* (1981)	Rochas afetadas parcialmente por eventos posteriores.
Complexo de Granja (CE)	Vários	Rb-Sr	Idade convencional	entre 850 e 450	BRITO NEVES (1983)	Retrabalhamento crustal no Ciclo Brasiliano.
Chaval (CE)	Granito Chaval	Rb-Sr	Rocha total	507 ± 27	NOGUEIRA NETO et al. (1989)	Idade mínima de formação do corpo.
	Granulitos	Rb-Sr	Rocha total	1.935 ± 17	ABREU & LAFON (1991).	Evento no Proterozóico Inferior, respónsável pela granulitização e geração de estruturas tectógenas.

Quadro 02. Datações Rb-Sr na região NW do Ceará (conclusão).

Local	Litotipo	Método de Datação	Material Utilizado	Idade Obtida (Ma)	Referência	Interpretação
Complexo de Granja (CE)	Migmatito Estreito	Rb-Sr	Rocha total	2.235 ± 71	HACKSPACHER et al. (1991)	Retrabalhamento crustal associado à orogênese que afetou os metassedimentos do Grupo Martinópole.
	Ortognaisse Gen. Tibúrcio	Rb-Sr	Rocha total	3.134 ± 64		Início da evolução do Complexo Gnáissico -Migmatítico.
Complexo Nordestino (CE) - Itapipoaca/Sta. Quitéria	Granulito	Rb-Sr	Rocha total	1935 ± 12	GAUDETTE et al. (1993)	Idade reflete um evento geológico no Proterozóico Inferior.
	Vários	Rb-Sr	Rocha total	680 e 860	NASCIMENTO et al. (1981)	Confirma o envolvimento do complexo nos processos termo-tectônicos do ciclo Brasiliano.
	Granito Mucambo e diques ácidos Aprazível	Rb-Sr	Rocha total	580 ± 30	NOVAIS et al. (1979)	Idade mínima de formação desses corpos, vinculados ao Ciclo Brasiliano..
Região de Sobral (CE)	Granito Meruoca	Rb-Sr	Rocha total	540 ± 7	SIAL et al. (1981).	Idade mínima de formação desses corpos, vinculados ao Ciclo Brasiliano.
	Granito Mucambo	Rb-Sr	Rocha total	548 ± 24		
	Diques ácidos Aprazível	Rb-Sr	Rocha total	562 ± 5	TAVARES Jr. & GORAYEB (1990)	
	Granito Mucambo	Rb-Sr	Rocha total	562 ± 05	TAVARES Jr. (1992)	
Reriutaba-Varjota (CE)	Granodiorito Anil	Rb-Sr	Rocha total	587 ± 19	GORAYEB & LAFON (1995)	Idade representativa da cristalização do corpo, que é correlacionável aos granitos Pajé, Serra da Barriga, Mucambo e Meruoca, vinculados à tectônica extensional do evento Brasiliano.

- idades entre 2235 a 1700 Ma de ortognaisses e granulitos no Complexo de Granja, refletem a atuação do Ciclo Transamazônico no Proterozoico Inferior (NOVAIS et al., 1979, GAUDETTE et al., 1993), que promoveu o retrabalhamento crustal, granulitização, e geração de estruturas tectógenas nesse segmento crustal (HACKSPACHER et al., 1991; ABREU & LAFON, 1991) e; idade de 1981 ± 45 Ma no Maciço de Santa Quitéria, interpretada por GORAYEB et al. (1991) como idade mínima de formação da rocha vinculada à instalação do Cinturão de Cisalhamento NW do Ceará;

- idades obtidas no Maciço de Santa Quitéria em anfibolitos e escarnitos (BRITO NEVES, 1975) com uma isócrona de referência de idade 1050 ± 150 Ma, que foi considerada como a idade mínima para a formação das rochas mais antigas da região. Idades de metassedimentos do Grupo Martinópole entre 1200 e 800 Ma (NOVAIS et al., 1979; PRADO et al., 1981; SANTOS et al., 1995), são entendidas como neoproterozóicas (pré-brasilianas), e representativas da sedimentação do Grupo Martinópole, as quais poderiam representar posterior reomogeneização isotópica parcial no Ciclo Brasiliano;

- idades brasilianas entre 680 e 482 Ma obtidas no Maciço de Santa Quitéria, Complexo de Granja, Bacia do Jaibaras, em rochas graníticas (Granitos Pajé, Morrinhos, Serra da Barriga, Chaval, Mucambo, Meruoca e granodiorito Anil, além dos diques ácidos na presentes na Formação Aprazível) (BRITO NEVES 1975, 1983; NOVAIS et al., 1979; SIAL et al., 1981; NOGUEIRA NETO et al., 1989; GORAYEB et al., 1991; TAVARES Jr., 1992; GORAYEB & LAFON, 1995), indicam a cristalização desses corpos ligados a granitogênese ocorrida no Ciclo Brasiliano.

2.4.3 **Outros Métodos**

As primeiras informações da aplicação de geocronômetros diferentes dos usuais Rb/Sr e K-Ar, em rochas da região NW do Ceará (Quadro 03), referem-se às obtidas por GAUDETTE et al. (1993) que utilizaram o método de evaporação do Pb em zircão. Os gnaisses e granulitos da região de Granja, forneceram idades de 2028 ± 38 Ma, 2253 ± 27 Ma, 2076 ± 12 Ma que são interpretadas como idades de cristalização dessas rochas. Idades Sm/Nd de 1.24 Ga e U/Pb em zircão de 808 Ma, foram obtidas por SANTOS et al. (1995) para metassedimentos do Grupo Martinópole, e são entendidas como representativas de uma crosta retrabalhada ou mistura de fontes, ou idade de sedimentação do grupo, respectivamente.

Quadro 03. Datações por outros métodos na região NW do Ceará.

Local	Litotipo	Método de Datação	Material Utilizado	Idade Obtida (Ma)	Referência	Interpretação
Complexo de Granja	Gnaisses e granulitos	Pb-Pb	Zircão	2.028 ± 38 2253 ± 27 2.076 ± 12	Gaudette et al. (1993)	Idade de cristalização dessas rochas.
Martinópole (CE)	Grupo Martinópole - Metariolito	U/Pb	Zircão	808 ± 7.8	Santos et al. (1995)	Idade de sedimentação do Grupo Martinópole.
Martinópole (CE)	Grupo Martinópole - Clorita-xisto	Sm/Nd	Rocha total	1.240		Retrabalhamento crustal, ou misturas entre fontes juvenil e mais antiga.
Cariré (CE)	Gnaisses charnockítico e ortognaisses	Sm/Nd	Rocha total	2.230 e 2.310	NOGUEIRA NETO Et al. (1995)	Idade de geração do protólito.
Chaval (CE)	Granito Chaval	Pb-Pb	Zircão	1.990 ± 18	GORAYEB et al. (1995)	Granitogênese no final do Proterozóico Inferior na Prov. Borborema, sincrônicos aos processos metamórficos de alto grau do evento Transamazônico, na região NW de Ceará.
Região de Granja (CE)	Migmatitos e gnaisses TTG, anfibolitos e granulitos	U/Pb e Sm/Nd	Zircão e rocha total	2.200 - 2.360 e T_{DM} 2.470	FETTER et al. (1995)	Região não compreeende a mistura de rochas arqueanas e proterozóica e sim, material Sideriano (2.50 a 2.30 Ga) juvenil.
Região entre Sobral e Forquilha (CE)	Gnaisses variados e granulitos			2.110 e 2.240 - 2.430		Idades mais jovens do que as determinadas para o bloco anterior, que consistiriam de mistura de material Riaciano (2.30 a 2.05 Ga) e material crustal mais antigo, mas sem uma afinidade com o bloco à NW.
Região entre Santa Quitéria /Itapipoca/ Mombaça e Banabuiú	Vários	Sm/Nd	Rocha total	(T_{DM}) 1.150 - 1.570, 1.730 e entre 2.010-2.400		Idades Mesoproterozóicos para o denominado Complexo Tamboril-Santa Quitéria, e mais antigas no sul do bloco Santa Quitéria e nos blocos Mombaça e Banabuiú,ocorrendo um evento de geração de crosta mesoproterozóico restrito ao Complexo Tamboril-Santa Quitéria
Região de Martinópole (CE)	Metariolito e xisto do Grupo Martinópole	U/Pb e Sm/Nd	Zircão e rocha total	808 e 1.240		Idade neoproterozóicas no zircão de metariolito e rocha total para xistos do Grupo Martinópole, refletiriam uma sedimentação com mistura de material juvenil e fontes mais antigas
	Xistos do Grupo Ceará	Sm/Nd	Rocha total	T_{DM} 1.270-2.010		A seqüência pode ser Mesoproterozóica.

NOGUEIRA NETO et al. (1995) apresentou idades modelos Sm/Nd para gnaisses charnockíticos e ortognaisses do embasamento da região de Cariré (CE), obtendo valores de 2.23 e 2.31 Ga, respectivamente, entendidas como marcadoras da idade de geração do protólito das quais essas rochas se derivaram.

A Idade de 1.909 ± 18 Ma foi obtida por GORAYEB et al. (1995) para o corpo granítico Chaval, NW do Ceará, através do método de evaporação do Pb em zircão, sendo que esta representaria a idade mínima de cristalização dos zircões, e o emplacement do batólito, provavelmente sincrônica ao evento Transamazônico que atuou no Cinturão de Cisalhamento NW do Ceará.

FETTER et al. (1995) empregaram metodologias U/Pb em zircão e Sm/Nd em rocha total, em diversos segmentos crustais do Estado do Ceará, obtendo os seguintes resultados: a) migmatitos e gnaisses TTG, com lentes de anfibolitos e piroxênio granulito à NW do Lineamento Sobral-Pedro II, apontam idades U/Pb em zircão entre 2.2 e 2.36 Ga e Sm/Nd médio de 2.47 Ga, interpretadas, pela proximidade das idades, que a região não compreende uma mistura de material do Arqueano e Proterozóico, relacionando-se mais a material Sideriano (2.50 a 2.30 Ga) juvenil; b) rochas situadas entre o lineamento SPII e falha Forquilha indicam idades em zircão de 2.11 Ga e Sm/Nd entre 2.24 e 2.43, mais jovens do que as determinadas para o bloco anterior, e compreenderiam uma mistura de material Riaciano (2.30 a 2.05 Ga) e material crustal mais antigo, mas sem uma afinidade com o bloco à noroeste; c) dados Sm/Nd apontaram idades Mesoproterozóicos (TDM) 1.15 -1.57 Ga para o denominado Complexo Tamboril-Santa Quitéria, 1.73 Ga no sul do bloco Santa Quitéria e entre 2.01-2.40 Ga nos blocos Mombaça e Banabuiú, sendo interpretado como um evento de geração de crosta mesoproterozóico restrito ao Complexo Tamboril-Santa Quitéria e; d) idade neoproterozóicas U/Pb de 808 Ma em zircão de metariolito, e de 1.24 Ga Sm/N em rocha total para xistos, foram determinadas nas sequências supracrustais do Grupo Martinópole, refletindo uma sedimentação com mistura de material juvenil e fontes mais antigas. Para o xistos do Grupo Ceará idades TDM entre 1.27 e 2.01 Ga indicam, inicialmente, que a seqüência pode ser Mesoproterozóica. Os resultados isotópicos alcançados por estes autores, possibilitam visualizar a ocorrência de episódios tectônicos múltiplos no Estado do Ceará, similar ao observado na porção sudeste da Província Borborema.

Os conjunto de dados obtidos através da geocronologia prévia da região NW do Ceará, na sua avaliação, gera questionamentos no que se refere aos resultados alcançados, principalmente aqueles da década de 70, os quais muitas vezes, serviram de subsídio para proposições estratigráficas. Os seguintes pontos podem ser levantados da análise geral das informações geocronológicas, no que diz respeito ao entendimento temporal dos processos geológicos presentes na área: a) a época da geração do embasamento, e o real significado da idade arqueana obtida, que refletiria o início da evolução do Complexo Gnáissico-Migmatítico, que destoa da proposta evolutiva condicionada ao Ciclo Brasiliano; b) o significado das idades transamazônicas quanto aos eventos tectono-metamórficos que afetaram a região, refletidas pelos marcadores Rb-Sr e Pb-Pb e; c) idades neoproterozóicas U/Pb e Sm/Nd dos metassedimentos do Grupo Martinópole e sua vinculação com os eventos Transamazônico e Brasiliano; d) idades Rb-Sr e K-Ar aproximadamente compatíveis dos corpos graníticos e granitóides foliados, usualmente vinculadas ao Ciclo Brasiliano e; e) o caráter evolutivo policíclico da região e as relações de articulação dos blocos tectônicos crustais, claramente observadas nas informações isotópicas U/Pb em zircão e Sm/Nd em rocha total, em confronto com as propostas de evolução monocíclica para a área.

3 PARTICULARIDADES DOS TERRENOS DE ALTO GRAU

Os terrenos gnáissicos de alto grau que alcançaram o fácies granulito são considerados como representantes da crosta continental inferior, e freqüentemente estão vinculados aos escudos pré-cambrianos e cinturões orogênicos fanerozóicos (PASSCHIER et al., 1993). São derivados em geral de porções variadas de rochas metassedimentares, metavulcânicas e intrusões granitóides, relacionados com uma tectônica colisional.

Durante algum tempo considerou-se que os terrenos de alto grau formados no Arqueano e Proterozóico, restringiam-se apenas aos escudos e estavam vinculados a áreas antigas erodidas. Percebeu-se com o passar do tempo, que o metamorfismo granulítico não era restrito a um determinado intervalo da história da Terra, mas que os terrenos granulíticos estão associados com a formação da crosta continental e episódios de retrabalhamento, incluindo-se os que ocorrem nos dias atuais.

3.1 OCORRÊNCIA DESSES TERRENOS

As rochas de alto grau metamórfico, segundo HARLEY (1989), geralmente ocorrem nos seguintes tipos de ambientes:

a) em grande escala, geralmente nos cinturões pré-cambrianos (centenas a milhares de Km^2), expostos em escudos continentais. Mostram grau metamórfico relativamente uniforme, podendo também, apresentar alguma variação para condições de fácies anfibolito, ou exibir flutuações de pressão regionais (HARLEY, 1985; Hansey et al. apud HARLEY 1989). Estes terrenos podem algumas vezes estar associados com anortositos ou ser compostos por tipos rochosos dominantemente meta-ígneos e charnoquíticos, sendo no entanto, com freqüência, mais complexos e variados do que alguns exemplos poderiam sugerir;

b) como fatias, lascas ou fragmentos expostos em cinturões jovens (ex: granulitos dos Pirineus). Os granulitos nesta ocorrência podem ser relictos ou remanescente de episódios tectônicos pretéritos (ex: Herciniano) sendo neste caso, parcialmente sobrepostos por estruturas e assembléias associados com eventos mais jovens deles desvinculados (Orogenia Alpina), ou mesmo granulitos precoces produzidos dentro desses mesmos eventos;

c) como xenólitos arrastados em magmas basálticos ou kimberlíticos. Estes granulitos dominantemente máficos, podem refletir processos magmáticos de underplating, vinculado-se aos eventos extrusivos que os gerou, ou podem ser mais antigos, poligenéticos e, totalmente desvinculados do magmatismo responsável pela sua ocorrência.

3.2 LITOTIPOS CONSTITUINTES

Segundo HARLEY op cit. a maioria dos terrenos de alto grau são constituídos de mais de um tipo de rocha, e no geral incluem uma variada suite de rochas tais como ortognaisses máficos e félsicos, e paragnaisses derivados de precursores pelíticos, quartzíticos e calcários. Em alguns terrenos dominam ortognaisses, sendo os paragnaisses raros, enquanto que em outros casos, ocorre o contrário. Um grande número de terrenos granulíticos, que mostram igualmente uma média de idade e variedade em P e T, são distinguidos com base na natureza das rochas dominantes, se no caso são granulitos máficos, ortognaisses félsicos a intermediários ou charnoquitos, ou seqüências de paragnaisses incluindo metassedimentos e possíveis metavulcânicas. Alguns terrenos granulíticos contém componentes que se situavam na ou próximo da superfície da Terra, em alguma época anterior ao metamorfismo de alto grau e, em certos casos com uma longa subsequente residência (200 - 2500 Ma) em níveis crustais inferiores.

Em muitos terrenos granulíticos existem registros de uma substancial história geológica pré-granulitização, evidenciados principalmente através das relações de campo e investigações isotópicas. Por exemplo, resquícios de componentes crustais antigos, com idades em torno de 3860 Ma, estão presentes no Complexo Napier de 3070 Ma, do mesmo modo que alguns litotipos do Cinturão Limpopo atingem idades 3600 a 3220 Ma, que foram afetadas posteriormente pelo metamorfismo de fácies granulito em 2900 Ma (HARLEY, op cit.). O metamorfismo granulítico pode muitas vezes acompanhar a formação da crosta continental em algumas instâncias; embora em outros casos, atinja uma crosta continental já formada, quando afetada por eventos tectono-metamórficos recorrentes.

3.3 ESTILOS ESTRUTURAIS DE TERRENOS DE ALTO GRAU

A maioria dos terrenos granulíticos, particularmente àqueles na qual a fusão parcial ocorreu em grande escala e associados com a deformação intensa, é estruturalmente complexa. Usualmente dois, três ou mais "eventos" de deformação dúctil, em condições de alto grau são

reconhecidos. Nos exemplos onde diversas fases de deformação são distinguidas, as recentes ou tardias, com freqüência não se relacionam ao evento que culminou com o metamorfismo de fácies granulito (HARLEY, op cit.).

O cenário estrutural comum em alguns terrenos granulíticos é o seguinte:

a) formação de estruturas iniciais de baixo ângulo pré e sin-metamorfismo, variando de recumbentes a reclinadas e, caracterizadas pelo forte achatamento, tramas flaser, megaboudinage, e dobras em bainha. Tais feições podem ser interpretadas como resultantes de elevado strain cisalhante. Dentro destes, geralmente são encontrados granulitos fortemente deformados, com ocasionais zonas de baixo strain, onde as tramas tectônicas iniciais e estruturas ígneas ou sedimentares podem ser preservadas;

b) desenvolvimento de dobras mesoscópicas com baixo ângulo de mergulho do eixo, inicialmente isoclinais, que são redobradas e tem geração posteriores a algumas tramas metamórficas, onde muitas vezes, reajustamentos texturais sob condições granulíticas continuam através e, mesmo subsequentes a este redobramento. Estas dobras mesoscópicas são com freqüência semi-coaxiais, e os marcadores da deformação inicial sugerem que estruturas descritas nos itens (a) e (b) não são distintas, mas sim parte de um esquema progressivo;

c) redobramentos de estruturas iniciais de variados mergulhos ou estruturas verticalizadas de larga escala. Embora, geralmente formadas em fácies anfibolito a granulito, essas estruturas verticalizadas não são necessariamente relacionadas a história deformacional inicial, e podem algumas vezes resultar da atuação de eventos muito mais jovens.

3.4 ORIGEM E EVOLUÇÃO DOS TERRENOS DE ALTO GRAU

Diversas hipóteses para a evolução de terrenos de alto grau estão presentes na literatura. Contudo, as principais e mais aceitas foram esquematizadas por Newton apud PASSCHIER et al. (1993) em:

1- Hipótese do hot spot - a presença de um hot spot ascendente ou pluma mantélica transportando material do manto quente para a base da crosta, culminando com um fissuramento (rifting) da crosta superior. Pelo fato desse material mantélico ser mais denso que a crosta continental, a maior parte desse material na interfácie crosta-manto, ou próximo a ela, constitui um

underplating magmático. Os magmas máficos e ultramáficos produzidos e armazenados forneceriam o calor necessário para o metamorfismo de alto grau (BOHLEN & MEZGER apud PASSCHIER et al. op cit) e, os voláteis com baixa PH2O removeriam a água da crosta inferior. O metamorfismo crustal estaria associado ao afinamento crustal e a deformação extensional.

2 - Subducção intracontinental (subducção A) - adota o princípio da hipótese anterior, a da pluma mantélica que leva à extensão continental e à formação de uma bacia. A diferença está na extensão que não leva a separação continental completa, e sim a uma delaminação, onde a litosfera mantélica subcrustal fria afunda, promovendo um encurtamento crustal acima e, concomitantemente permitindo a ascensão do fluxo da astenosfera mantélica quente (KRÖNER apud PASSCHIER et al. op cit.). A duplicação crustal pode iniciar o metamorfismo de alto grau e transportar rochas crustais a grandes profundidades.

3 - Underthrusthing em escala crustal -nesta hipótese a crosta continental é empurrada para baixo de outro segmento crustal, duplicando a crosta. Rochas sedimentares da plataforma continental podem ser capturadas nesta interfácie e, levados para grandes profundidades. Aliado a essa situação, um reajustamento isostático ocorre na crosta espessada (ELIS, 1987).

4 - Colisão continental - este modelo de DEWEY & BURKE (1983) foi aplicado para a colisão da Índia com a Ásia e evolução dos Himalaias. Underthrusting continental, o empilhamento de nappes e cavalgamentos associados resultam em uma crosta continental superespessada (MATTAUER apud PASSCHIER et al. op cit), ocorrendo nas porções mais profundas o metamorfismo de alto grau em regime compressivo. As rochas supracrustais depositadas em margens ativas ou passivas dos continentes convergentes, podem ser transferidos para grandes profundidades, durante a colisão. Os magmas que ascenderiam abaixo do continente subjacentes forneceriam o calor para iniciar o metamorfismo de alto grau.

Segundo PASSCHIER et al. (1993) vários terrenos de alto grau demonstram evidências de encurtamento horizontal, antecipando o pico térmico do metamorfismo regional, sendo a deformação acompanhada com freqüência por intrusões tabulares volumosas de granitóides.

4 GEOLOGIA DA ÁREA

A faixa de alto grau de Cariré é limitada à norte pelo Lineamento Sobral-Pedro II, e compreende vários conjuntos de rochas metamórficas (Anexo A), dispostas em mega-fatias com forte controle estrutural. Ali estão presentes rochas de orto e paraderivação, além de corpos ígneos deformados ou não, de caráter plutônico a sub-vulcânico. Nesses conjuntos de rochas são observados granulitos máficos, enderbitos, metapelitos com sillimanita e granada (kinzigitos), cálcio-silicáticas gnaissificadas ou não, gnaisses tonalíticos migmatizados, além de granitóides foliados intrusivos nesse conjunto. O arranjo estrutural do terreno organizou os diversos litotipos em faixas quilométricas, usualmente bordejadas por megazonas de cisalhamento, onde se desenvolvem milonitos e ultramilonitos. Para melhor abordar os diversos termos rochosos, já que estes adotam uma disposição em faixas, optou-se por uma descrição dos conjuntos observados dentro das faixas delimitadas.

4.1 MEGAZONAS DE CISALHAMENTO E MILONITOS E ULTRAMILONITOS ASSOCIADOS

As rochas agrupadas nesse conjunto, abrangem aquelas em que a deformação dúctil promoveu profundas modificações texturais, gerando uma matriz milonítica a qual obliterou feições pré-existentes na rocha. Apesar do processo de milonitização ser amplamente disseminado, os termos aqui descritos, correspondem às faixas normalmente expressivas onde ocorrem tectonitos SL e L.

Os milonitos e ultramilonitos ocupam duas faixas paralelas ao Lineamento Sobral-Pedro II, dispostas segundo a orientação NE-SW, e estendendo-se por vários quilômetros, e apresentando espessura variável (Anexo A). Suas melhores exposições estão localizadas ao longo da CE-195, e nos ramais que ligam esta rodovia à diversas localidades, tais como as Fazendas Beru e Santa Rosa e, ao longo das estradas que ligam as cidades de Cariré e Pacujá, mais especificamente nas proximidades da Fazenda Riacho Fundo.

Neste conjunto ocorrem termos fortemente deformados desenvolvidos usualmente sobre paragnaisses, representados por Sillimanita-granada-biotita gnaisse milonítico, gnaisses

quartzo-feldspático - que são os termos mais expressivos, além de anfibolitos, cálcio-silicáticas que podem ou não apresentar bandamento gnáissico, mobilizados de composição quartzo-feldspática e granítica, em proporções e intensidade de deformação diferentes. Para melhor sistematizar a abordagem dessas rochas miloníticas e ultramiloníticas, optou-se por separá-las em faixas miloníticas 1 e 2.

O desenvolvimento dos milonitos e ultramilonitos envolvem em cada termo descrito, relações entre porfiroclastos e/ou porfiroblastos e matriz em proporções diferentes em cada litotipo afetado pela deformação, em função da relação S\C e nível de cominuição mineral. Localizadamente, desenvolvem-se tectonitos L, sobretudo nos contatos entre litotipos.

4.1.1 Faixa Milonítica 1

Corresponde a faixa de milonitos imediata ao Lineamento Sobral-Pedro II, na qual são observados os seguintes litotipos:

4.1.1.1 Sillimanita-granada-biotita Gnaisse Milonítico

Este litotipo observado principalmente à norte da área (pontos 1 a 4, 88 e 89 - Anexo B). Apresenta coloração que varia do cinza ao amarelo, reflexo do bandamento gnáissico descontínuo presente nesta rocha, que é formado por proporções dos minerais ferromagnesianos e félsicos que o constituem (Figura 06). Este bandamento, de espessura milimétrica a centimétrica, é reconhecido pela alternância de níveis quartzo-feldspáticos de granulação grossa e porções ricas em biotita e granada, de granulação fina a média. A granada, mineral freqüente nos níveis máficos, também ocorre disseminada em bandas félsicas, muitas vezes associado a alguns mobilizados.

O bandamento gnáissico usualmente está sobreposto por tramas de natureza dúctil, que definem uma foliação milonítica penetrativa do tipo S\C de caráter freqüentemente anastomótico. Localizadamente, nos pontos onde a componente de estiramento foi intensa, desenvolveram-se tectonitos L, ressaltados por *rods* de quartzo e feldspato. Além do bandamento gnáissico e da foliação milonítica, ocorrem dobras em bainha, com dimensões centimétricas.

A deformação nesta rocha gerou uma textura *augen* milonítica, que é marcada pela presença de ocelos de feldspato - diâmetro de até 5 cm - envoltos por uma fina matriz cominuída, composta por quarto, biotita e granada. Esses porfiroclastos mostram-se comumente rotacionados, constatando-se movimentações sinistrais e dextrais, predominando a segunda.

Associado a este litotipo tem-se várias gerações de mobilizados, com extensão e volumes variados, e disposição espacial concordante ou não com a estruturação da rocha. São usualmente de composição quartzo-feldspática ou granítica (algumas vezes pegmatóide), podendo ser deslocados por falhas. Mobilizados pré ou sin-deformação, adotam geometria de *rods*, marcando uma forte linearização na rocha. Além destes, rochas anfibolíticas estão preservadas como lentes dentro dessa rocha.

Ao microscópio a rocha apresenta textura milonítica, com porfiroblastos de granada, quartzo e plagioclásio, imersos em uma matriz granolepidoblástica, caracterizada pelo arranjo subparalelo de palhetas de biotita, que define os planos da foliação milonítica SC. Localmente a matriz é granoblástica, quando ocorre o predomínio de níveis com agregados de quartzo e mobilizados.

Constitui-se essencialmente por quartzo (40%), plagioclásio andesina (An_{42}) (20%), biotita marrom (18%), granada (12%) e sillimanita (10%). Como acessórios tem-se minerais opacos, zircão e epidoto, que perfazem cerca de 1%. De origem secundária ocorrem a sericita e a biotita verde.

A granada ocorre como porfiroblastos moderadamente fraturados e apresentando inclusões de outros minerais como o quartzo, biotita marrom e plagioclásio. Estes porfiroblastos possuem forma grosseiramente circular, sendo envolvidos pela matriz recristalizada e agregados lamelares de biotita marrom.

O quartzo apresenta-se como porfiroblastos alongados e também disperso na matriz, sendo normalmente anedral, pouco fraturado e apresentando extinção ondulante forte a moderada. Na matriz forma localmente agregados granulares, que definem uma textura granoblástica. Possui contatos irregulares e curvos com os demais minerais da rocha.

O plagioclásio ocorre como porfiroblastos e também disperso na matriz. Seus grãos variam de subedral a anedral, sendo pouco fraturados, com extinção ondulante moderada, exibindo normalmente maclamento do tipo albita e albita-periclina, onde suas maclas podem se apresentar suavemente encurvadas e/ou com terminações afiladas. Sua composição é andesina An_{42}. Seus contatos podem ser retos, curvos e irregulares com os demais minerais.

A biotita marrom apresenta um pleocroísmo Z = Y = marrom escuro e X = marrom amarelado, mostrando contatos curvos e retos com os demais minerais da rocha. Ocorre predominantemente como agregados policristalinos de forma subédricas, disposta na matriz de forma subparalela e contornando os porfiroblastos de granada. Estes agregados de biotita refletem a foliação S observada na rocha.

A sillimanita ocorre como cristais subédricos de hábito prismático alongado, de tamanho médio e dispostos na matriz concordantemente à orientação geral definida pela biotita marrom. Possui contatos retos e irregulares com os demais minerais. Normalmente estes cristais ocorrem fraturados perpendiculamente ao seu comprimento.

Os minerais opacos, o zircão e o epidoto estão dispersos de forma muito subordinada na matriz, onde ocorrem como cristais subédricos a anédricos.

Como minerais de origem secundária tem-se a biotita verde e a sericita. A primeira é oriunda de reações envolvendo a granada e a matriz milonítica, que promove o desenvolvimento de palhetas subédricas muito pequenas e com pleocroísmo esverdeado. A segunda é originada pela alteração do plagioclásio ocorrendo na forma microcristalina.

4.1.1.2 Gnaisse Quartzo-Feldspático Milonítico

Este litotipo bordeja o Lineamento Sobral-Pedro II, marcando o limite do Gráben Jaibaras no sudoeste da área. Aflora em exposições restritas ao longo da estrada que liga as cidades de Pacujá a Cariré, nas proximidades da Fazenda Riacho Fundo (ponto 54) (Anexo B).

Suas principais características são uma coloração creme amarelado, leucocrática, de granulação fina, sendo constituída essencialmente por quartzo e feldspato (Figura 07). Apresenta a



Figura 06 - Metapelito com sillimanita que integra a faixa milonítica I, exposto na proximidades da Faz. Beru. Notar a forte trama planar com mergulho moderado, e os níveis de mobilizados sinconcordantes à estruturação.



Figura 07 - Exposição do gnaisse quartzo-feldspático milonítico, nas proximidades do Lineamento Sobral-Pedro II, onde se observa a obliteração das estruturas dúcteis, pelo desenvolvimento acentuado de feições rúpteis, tais como fraturas e juntas regularmente espaçadas.

foliação milonítica com marcante lineação de estiramento mineral, definida pelos bastões de quartzo e feldspatos estirados, que conferem um aspecto linearizado à rocha, caracterizando-a como um tectonito LS.

Este litotipo, como reflexo da sua proximidade com o Lineamento Sobral-Pedro II, encontra-se intensamente fraturado, sendo que, freqüentemente, a estruturação dúctil é obliterada (Figura 07).

Ao microscópio são rochas constituídas essencialmente por quartzo e plagioclásio (90%), tendo como mineral varietal a moscovita (10 %). O zircão ocorre raramente como mineral acessório. Exibe uma trama milonítica (ou *augen* milonítica) visualizadas nos porfiroclastos de plagioclásio amendoados, envoltos por uma matriz quartzo-feldspática cominuida, orientados subparalelamente, definindo uma foliação anostomosada. Por apresentar uma razão porfiroclastos-matriz muito pequena, classifica-se, segundo BARD (1987), como ultramilonitos.

O plagioclásio está presente sob a forma de porfiroclastos amendoados, desenvolvendo feições de sombras de pressão, de modo geral simétricas. Contudo, observa-se ainda, cristais xenoblásticos em agregados cristalinos na matriz, juntamente com o quartzo, o que dificulta a sua diferenciação. Usualmente, os porfiroblastos não apresentam geminações, mas quando observadas, correspondem ao maclamento albita, identificado somente em alguns porfiroclastos, entretanto, não foi possível determinar seu teor de anortita.

O quartzo ocorre na matriz cominuída, juntamente com os agregados de plagioclásio, apresentando-se sob a forma de níveis fortemente estiradas (*ribbon*), onde observam-se feições de recuperação (*recovery*) marcados pelo desenvolvimento de subgrãos, que apresentam contatos difusos e mal definidos. Localmente a recuperação evolui para a recristalização, originando novos grãos com contatos retilíneos bem definidos, com o processo de recuperação predominando em relação à recristalição, como resposta às condições deformacionais atingidas pelo litotipo.

A moscovita está presente na forma de trilhas (*trails*) muito finas dispostas subparalelamente, podendo desenvolver cristais sigmoidais (mica*fish*), cujas porções terminais podem também exibir pequenas trilhas, que servem como marcadores cinemáticos.

O zircão está presente de modo restrito, principalmente na forma de cristais idioblásticos dispersos. Seus contatos com outros cristais geralmente são retilíneos, podendo mostrar-se com fraturas.

4.1.1.3 Anfibolitos

Esta rochas ocorrem como lentes ou níveis de espessura métricas a decimétricas de formas sigmoidais, interpretadas como *pods* preservados nos planos de foliação do sillimanita-granada-biotita gnaisse milonítico (ponto 01), ou como *boudins*, originados pelo contraste de competência com a encaixante, refletindo então, o forte estiramento que a rocha sofreu.

Sua coloração é preta-esverdeada, com granulação fina a média, ultramelanocráticas, sendo composto predominantemente por anfibólio e/ou plagioclásio. Pode exibir uma estruturação maciça, ou com um incipiente bandamento gnáissico, quando apresenta mobilizados quartzo-feldspáticos. Seus cristais podem adotar uma incipiente orientação.

4.1.1.4 Cálcio-silicáticas:

Apresentam-se como intercalações pouco expressivas no sillimanita-granada-biotita gnaisse milonítico, aleitadas tectônicamente, sendo que suas melhores exposições ocorrem na CE-195 (ponto 01) e nas proximidades da Fazenda Beru (ponto 88).

São rochas escuras, de tons cinza esverdeadas, com granulação fina a média, constituída essencialmente por anfibólio e epidoto, sem estruturação evidente, por vezes apresentado bandamento gnáissico incipiente, definido pela alternância de níveis ricos em anfibólio e epidoto e bandas esbranquiçadas (quartzo-feldspáticas).

4.1.2 Faixa Milonítica 2

Esta faixa ocupa a porção central da área, possuindo suas melhores exposições localizadas na CE-195 (ponto 19) nas proximidades da Fazenda Delícia, no leito do riacho Seco, e nas estradas que ligam as cidades de Cariré e Pacujá (pontos 51 e 65 - Anexo B). Nesta faixa desenvolvem-se tectonitos L e LS sobre gnaisses cálcio-silicáticos, xistos e no ortognaisse que bordeja essa zona. Nestas rochas desenvolvem-se tramas deformacionais de natureza dúctil, em condições metamórficas mais brandas de fácies anfibolito baixo a xisto verde alto. Caracterizam-se pela presença nos litotipos que a compõem, de abundante matriz cominuída e recristalizada, onde constata-se o predomínio do estiramento mineral sobre a foliação, evidenciado, principalmente em mobilizados, que contribuem para a definição de tramas fortemente linearizadas (Figuras 08 e 09).

Um bandamento composicional descontínuo sobreposto pelo processo de milonitização, constitui a textura mais expressiva na rocha, onde se constata a presença de mobilizados estirados, com a geometria de *charutos* e *rods*, bem definidos em cortes perpendiculares ao estiramento. Concomitante ao processo de estiramento, os contrastes de competência entre as camadas ou rochas misturadas, promovem o desenvolvimento de estricção e boudinage, com freqüência assimétrica. Planos de movimentação dextral geram dobras intrafoliais ou de arrasto (*drag folds*) com geometria em Z. A presença da foliação C sobre a S promove uma quase total transposição da estruturação pré-existente.

Ao microscópio os litotipos desse conjunto mostram tratarem-se de milonitos e ultramilonitos, que exibem uma textura característica, evidenciada pelos porfiroblastos de feldspatos e micas (10% - 20%), algumas vezes rotacionados, que desenvolvem sombras de pressão simétricas e assimétricas, imersos em uma matriz granoblástica fortemente cominuída e recristalizada, com composição mineralógica aparentemente predominante de quartzo *ribbon*, feldspato e biotita. Nos termos desenvolvidos sobre o biotita gnaisse podem ser observar feições de mica *fish*.



Figura 08 - Ultramilonito da faixa II, caracterizado pela expressiva presença de matriz recristalizada envolvendo porfiroclastos de k-feldspato. Afloramento nas proximidades da Faz. Maltez

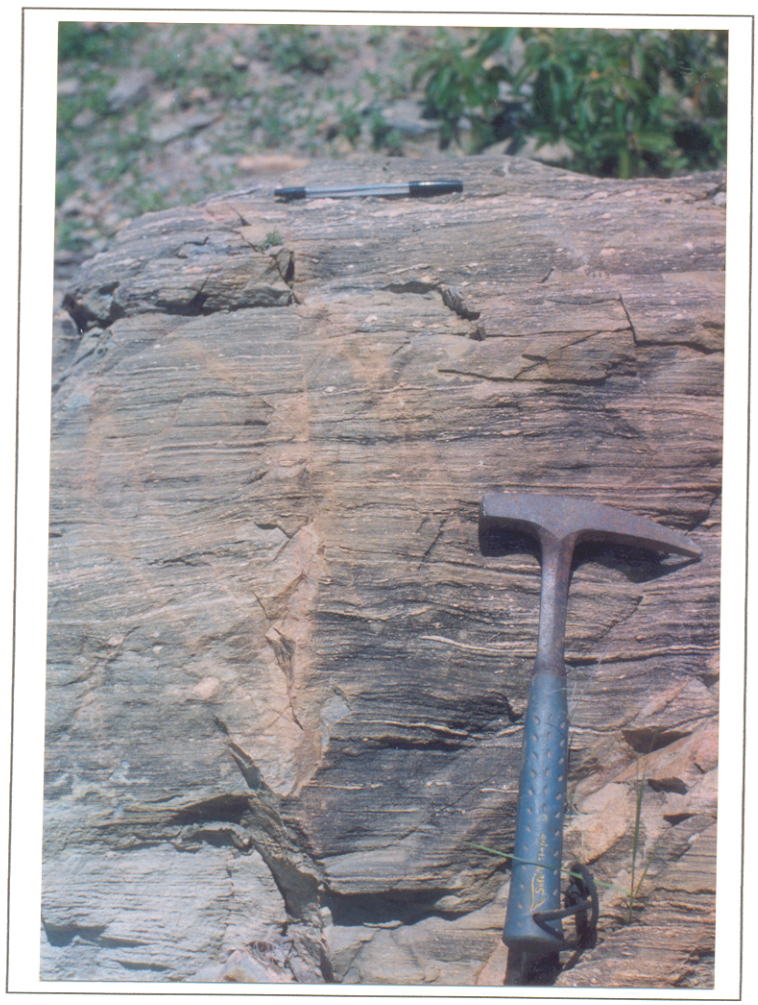


Figura 09 - Detalhe do ultramilonito da faixa II, onde se percebe a presença dos porfiroclastos de k-feldspato rotacionados, caracterizados como do tipo σ (PASSCHIER & SIMPSON,1986).

4.2 Faixa Granulítica

Sob essa denominação se engloba uma mega-fatia de rochas que se inicia nas proximidades da Fazenda Santa Maria, e que se estende até as cercanias da Fazenda Delícia (Anexo A). Nesta faixa ocorrem diversas rochas metamorfisadas em fácies granulito representadas por sillimanita-granada-biotita gnaisse (kinzigitos), granulitos máficos, enderbitos, ortognaisses com granada. Além destes, outros litotipos que podem ou não estar vinculados às condições metamórficas granulíticas, e de menor expressão, como calcio-silicáticas, lentes de anfibolito, granitóides de composição monzogranítica, que apresentam uma trama milonítica, e diques básicos e félsicos (aplitos).

Nesta faixa a diversidade de litotipos observados indica uma forte influência de controle estrutural que proporcionou a disposição espacial dessas rochas, misturando-as tectônicamente.

4.2.1 Granulitos Máficos

Em função do aspecto textural que essas rochas exibem, podem ser separados dois tipos de granulitos máficos.

4.2.1.1 Tipo I

Ocorrem como faixas de espessura métrica e extensão quilométrica, intercalados com o sillimanita-granada-biotita gnaisse kinzigítico com o qual mantém um contato por aleitamento tectônico. Suas melhores exposições estão situados na CE-195, próximo a Fazenda Santa Maria e São Pedro (pontos 6-8, 13, 17, 90 e 91) e na Fazenda Riachão (ponto 62) aflorando sob a forma de lajedos, blocos e em cortes de estrada (Figura 10).

Macroscopicamente a rocha apresenta coloração cinza-esverdeado escuro com leves tons esbranquiçados, que pode insinuar um bandamento gnáissico, comumente ausente, onde se observa uma granulacão fina a média, sendo definido por bandas milimétricas de coloração branca, ricas em minerais félsicos (quartzo, feldspato) que intercalam-se com bandas escuras mais espessas constituídas de minerais máficos (piroxênio e/ou anfibólio) (Figura 11).



Figura 10 - Exposição de granulito máfico e gnaisse kinzigítico nas proximidades da Faz. São Pedro. Atentar para as zonas de alto *strain*, onde se associam níveis de mobilizados quartzo-feldspáticos com granada.



Figura 11 - Granulito máfico do tipo I de coloração cinza-chumbo, caracterizado pelo incipiente bandamento composiciona. Afloramento nas cercanias da Faz. S. Pedro.

Mobilizados quartzo-feldspáticos de espessura centimétrica com concentração de porfiroblastos de granada de tamanho centimétrico, também são observados na rocha, constituindo trama *augen* milonítica sob a forma de ocelos, amêndoas ou olhos de granada (Figura 12). Feições de migmatização, se fazem presente definidas por níveis de mobilizados milimétricos quartzo-feldspáticos, que podem ocorrer como dobras assimétricas ou pitigmáticas, em meio a porções mais escuras de composição máfica.

Petrograficamente, nas proximidades dos pontos 6-8, 13 e, 17 foram individualizadas duas variações **texturais** nos granulitos máficos, que serão descritas seguir. Uma variação que apresenta textura granoblástica típica de condições deformacionais estáticas, configurado pelo caráter heterogranular poligonizado dos cristais constituintes, o que de acordo com BARD (1987) é marcadora de condições termais de fácies granulito. Nesta rocha, os cristais de plagioclásio e de alguns ferro-magnesianos mostram contatos com junções tríplices, podendo também, os minerais ferromagnesianos exibir, algumas vezes, contatos curvos com outros minerais, que são indicadores de alguma minimização de energia. Logo esta textura pode refletir porções da rocha preservada da deformação, o que é reforçado, quando visualiza-se em outras pontos, na presença de zonas de cisalhamento, que esta textura torna-se milonítica.

Esta textura granoblástica é caracterizada pela ocorrência dos constituintes minerais sob a forma de agregados granulares aproximadamente equidimensionais e de contatos poligonizados. Já a textura milonítica (Figura 13) é caracterizada pela ocorrência de porfiroblastos ocelares e/ou alongados de grãos de minerais félsicos e ferromagnesianos, imersos numa matriz lepidoblástica, onde o arranjo espacial dos minerais micáceos configura uma trama anostomosada. Localmente, a textura granoblástica pode ser vista na matriz recristalizada.

O litotipo é constituído por plagioclásio, hornblenda marrom, biotita marrom, hiperstênio, diopsídio, quartzo, minerais opacos, zircão e apatita, sendo minerais de origem secundária a moscovita (de ocorrência extremamente localizada), sericita, epidoto e clorita.

O plagioclásio é o constituinte predominante (entre 45% e 50%), e tem o seu modo de ocorrência diferenciado em função da natureza da textura observada. Pode se apresentar como porfiroblastos ocelares (na amostra milonitizada) ou como grãos subedrais a anedrais de contatos



Figura 12 - Trama S/C observada em mobilizados quartzo-feldspáticos associados a zonas de alto *strain* no granulito máfico da Faz. S. Pedro com sentido de movimentação dextral.



Figura 13 - Granulito máfico do tipo I milonitizado, onde se percebe uma melhor definição do bandamento composicional. A lineação mineral é ressaltada pelos níveis félsicos ou mobilizados concordantes à estruturação da rocha.

em ponto tríplice, nas rochas com textura granoblástica. Apresenta maclamentos dos tipos albita e albita-periclina, sendo que alguns cristais mostram maclas levemente encurvadas e com extinção moderadamente ondulante, como reflexo da atuação da deformação. Seus contatos podem ser retos, curvos e irregulares. Sua composição é andesina (An_{34} a An_{41}), sendo que na seção da amostra do ponto 10, o plagioclásio apresenta a composição labradorita An_{58}, que é diferente da composição média dos cristais observados nos demais granulitos .

A hornblenda (35% - 40%) está presente como porfiroblastos ocelares ou como cristais menores dispersos em meio a matriz lepidoblástica, mostrando pleocroísmo Z = marrom avermelhado escuro, Y = marrom e X = marrom amarelado pálido, sendo subédrica e pouco fraturada.

A biotita (5-10%) ocorre como palhetas subedricas com pleocroísmo Z = Y = vermelho-marrom e X = marrom avermelhado pálido, com contatos retos e curvos com os demais minerais da rocha, e podem definir uma trama anastomosada (foliação milonítica).

Os piroxênios são representados pelo hiperstênio, que se apresentam como cristais subédricos moderadamente fraturados, possuindo leve pleocroísmo de tons rosados, exibindo contatos retos e irregulares com os demais minerais. Sua proporção nas seções estudadas fica em torno de 10%; e pelo diopsídio, que mostra comportamento similar ao do hiperstênio, exceto no que se refere ao pleocroísmo, que é ausente no diopsídio. Seu percentual é menor do que o hiperstênio, variando entre 2 e 7%.

O quartzo é anedral, ocorrendo quase sempre de forma intersticial com cristais pouco fraturados, e extinção ondulante. Exibe contatos retos e irregulares e é encontrado em proporções pequenas que variam entre 1% e 5%.

A moscovita é um mineral de ocorrência secundária. Apresenta-se sob a forma de palhetas subédricas orientadas conforme a direção preferencial da trama milonítica, estando em desequilíbrio com o plagioclásio ao longo dessas microzonas de cisalhamento. Este mineral foi observado somente na lâmina da amostra do ponto 08, onde chega a constituir 3% da rocha. Pode

ocorrer ainda a sericita e a clorita, vinculando-se o primeiro aos plagioclásio e o segundo aos minerais ferromagnesianos como anfibólios e piroxênios.

4.2.1.2 Tipo II.

Granulitos do tipo II podem ser observados na Fazenda Maltez (ponto 12) e nas vias que unem Cariré a Pacujá e Ararius (pontos 45 e 61). Ocorrem sob a forma de lentes de espessuras métricas a decimétricas, no anfibólio-biotita gnaisse tonalítico, aparentando possuir uma relação de contato tectônico. Sua cor é cinza escura, de granulação fina a média, estrutura aparentemente isotrópica (maciça), constituída mineralogicamente por quartzo, plagioclásio, anfibólio, piroxênio e biotita (Figura 14).

Microscopicamente apresenta uma textura granoblástica, caracterizada pela ocorrência de agregados granulares equidimensionais poligonizados sendo constituída essencialmente por plagioclásio (60%), quartzo (5%), biotita (14%) e diopsídio (11%), tendo-se ainda como subordinados o hiperstênio (7%), minerais opacos e zircão (3% no total).

O plagioclásio An_{34} ocorre como cristais subedrais com extinção ondulante, normalmente maclado, com geminação albita, albita-periclina, e albita-carlsbad, que usualmente se apresenta encurvada, embora alguns grãos (raros) não mostrem maclamento, refletindo a deformação sofrida pela rocha. Possui contatos retos e curvos com os demais minerais.

O quartzo é anedral, com cristais pouco fraturados e extinção fraca a moderadamente ondulante, definindo contatos irregulares com os demais minerais.

A biotita está presente como palhetas subédricas, por vezes, formando agregados lamelares. Possui pleocroísmo forte (Z = Y = marrom avermelhado e X = marrom pálido). Mostra contatos retos e curvos com os demais minerais.

O hiperstênio apresenta-se como cristais subédricos, moderadamente a pouco fraturados, exibindo leve pleocroísmo de tons pálidos de róseo, sendo seus contatos retos e irregulares com os demais minerais.

O diopsídio ocorre como cristais subédricos, similares aos de hiperstênio, apresentando-se pouco fraturado e exibindo contatos retos e irregulares com demais constituintes de rocha.

Os minerais opacos e o zircão possuem ocorrência subordinada, sob a forma de cristais subédricos, possuindo relações de contato dos tipos retos e curvos com os demais minerais já descritos.

As feições de origem tectógena são poucas e estão relacionadas à deformação observada em alguns grãos de plagioclásio maclados. Sua distinção em relação ao granulito anteriormente descrito, é feita, exclusivamente em razão da falta de estruturação nessa rocha, em oposição à anterior, que apresenta-se levemente bandada.

4.2.2 Enderbitos

Este litotipo presente na faixa granulítica possui sua melhor exposição na Fazenda Riachão, onde apresenta-se como extensos lajedos (ponto 62), nas margens das estradas que ligam Cariré a Pacujá (pontos 43 a 45), e nas cercanias da Fazenda São Pedro (ponto 97).

Macroscópicamente apresenta-se com coloração cinza esverdeada, mesocrática, granulação variando de média a grossa, com cristais atingindo dimensões de até 3 mm. Exibe um bandamento gnaíssico incipiente caracterizado por intercalações milimétricas a centimétricas de níveis félsicos constituído por quartzo e feldspato e bandas máficas com anfibólio, biotita e piroxênio. A granada pode estar amplamente disseminada na rocha, como agregados ou cristais de tamanho variado (até 1 centímetro). A rocha exibe marcante foliação milonítica anastomosada, ressaltada pela disposição dos grãos minerais, onde se observam cristais de anfibólio e biotita orientados, cristais de plagioclásio amendoados (ocelos) e cristais de quartzo estirados (*ribbon*) estes também definindo uma lineação de estiramento mineral (Figura 15).

A rocha mostra, ainda, feições de migmatização assinalada pela presença de mobilizados de quartzo ou quartzo-feldspáticos (dimensões centimétricas a decimétricas), usualmente concordantes com a foliação. Os níveis de mobilizados podem exibir feições de estricção definindo estruturas *pinch and swell*. A foliação pode isolar *pods* ou *boudins* de níveis



Figura 14 - Granulito máfico do tipo II exposto na estrada que liga Cariré a Pacujá, que apresenta uma granulação mais fina e ausência de bandamento composicional. A lineação mineral/estiramento é ressaltada pelos níveis de mobilizados.



Figura 15 - Enderbito milonitizado exposto nas proximidades do riacho Jerimum, que exibe um bandamento composicional, ressaltado pelos níveis máficos e félsicos. Observam-se ainda, granadas amplamente disseminadas na rocha, e níveis de mobilizados quartzo-feldspáticos de aspecto ondulado ou sigmoidal.

máficos que podem ser de granulitos ou anfibolitos. São observados também veios de quartzo parcialmente transpostos por uma clivagem de crenulação (foliação C') dentro de uma movimentação estatisticamente sinistral.

Microscopicamente este litotipo constitui-se de plagioclásio (40%), quartzo (30%), hornblenda (15%), biotita (8%), hiperstênio e diopsídio (5%). Minerais acessórios como zircão, granada, apatita, epidoto e opacos ocupam menos de 2%. Como minerais secundários temos hornblenda, biotita, epidoto e sericita.

Sua textura se caracteriza pela alternância de níveis descontínuos de biotita e hornblenda orientados como faixas grano(lepido)blásticas, representando a xistosidade da rocha, que intercalam-se com os níveis de plagioclásio e quartzo *ribbon*, localmente amendoadas, compondo deste modo, o bandamento da rocha. São faixas subparalelas que se entrelaçam, desenvolvendo uma foliação milonítica ondulada como resposta a atuação do cisalhamento.

O plagioclásio An_{36} se apresenta como cristais subdioblásticos a xenoblásticos, que mostram contatos retilíneos e mais raramente lobados com outros minerais, exibindo de modo geral maclamento polissintético complexo, com terminações usualmente afiladas, que indicam a presença de deformação mecânica nestes cristais. Em alguns cristais, o maclamento encontra-se ondulado como reflexo do desenvolvimento de *kink bands*. Possui inclusões de apatita e opacos e, altera-se para sericita.

O quartzo está presente como cristais xenoblásticos e agregados policristalinos (*ribbon*), mostrando forte extinção ondulante, contatos irregulares e retilíneos. Em alguns grãos fitados observam-se a presença de sub-grãos com contatos difusos e mal definidos, e em outros, o processo de recuperação (*recovery*) gerou novos grãos individualizados, de contatos bem definidos.

O anfibólio hornblenda concentra-se preferencialmente nas faixas máficas juntamente com a biotita, e de modo mais restrito, como cristais dispersos na rocha. Os cristais variam de subdioblásticos a xenoblásticos, orientados e localmente estirados, de contatos irregulares a retilíneos. Exibe pleocroísmo variando de verde amarromzado (Z), verde amarelado

(Y) amarelo pálido (X). Apresenta inclusões de biotita e opacos. Desequilibra-se para uma biotita secundária de cor verde e epidoto.

A biotita ocorre nos níveis máficos juntamente com o anfibólio, onde seus cristais são predominantemente subdioblásticos, sendo raramente xenoblásticos e de contatos retilíneos e irregulares. Apresenta pleocroísmo marrom avermelhado (Z=Y) a amarelo (X), caracterizando-se assim como biotita titanífera. Possui inclusões de opacos. De forma localizada sua clivagem mostra-se encurvada como reflexo da presença de *kink bands*. A biotita secundária está relacionada aos cristais xenoblásticos que apresentam coloração verde, estando diretamente vinculada à alteração da hornblenda e hiperstênio.

O hiperstênio exibe cristais sub a xenoblásticos, de baixa birrefringência, com contatos retilíneos e irregulares, sendo com freqüência fraturado. Mostra alteração para hornblenda, biotita e opacos, possivelmente, reflexo de reações de fases minerais desestabilizadas.

O diopsídio apresenta-se principalmente como cristais subdioblásticos, de contatos retilíneos a irregulares. Mostra-se moderadamente fraturado.

A granada ocorre como cristais xenoblásticos intensamente fraturados, muita vezes com a textura esqueletal, apresentando contatos irregulares com os demais minerais.

O zircão, apatita e titanita mostram-se dispersos na rocha como cristais subdioblásticos ou na forma de inclusões nos demais minerais da rocha.

O epidoto associa-se à hornblenda, como cristais subdioblásticos predominantemente, e mais raramente idioblásticos e xenoblásticos, apresentando contatos retilíneos a irregulares.

4.2.3 Granada-hornblenda-biotita Gnaisse Tonalítico

Este litotipo possui suas melhores exposições nas proximidades e ao longo do Rio Riachão e do Riacho das Aroeiras, como lajedos, e nas estradas que ligam Cariré a Pacujá, Cariré a Alto Feliz (pontos 36-39, 57 e 58), na forma de extensos lajedos.

Correspondem a rochas de coloração esverdeada, de granulação fina a média, levemente bandada, com níveis milimétricos quartzo-feldspáticos e máficos (biotita e anfibólio), nos quais se observa uma forte lineação de estiramento, que é ressaltada por mobilizados quartzo-feldspáticos estirados. A ocorrência de ocelos de anfibólio, de dimensões variadas e de forma lenticularizada (anfibólio *fish*) imersos em matriz finamente bandada, são marcadores da deformação nesta rocha, podendo, ainda, exibir esses cristais rotação e fraturas. A foliação milonítica bem pronunciada é definida pela trama de pequenos cristais de feldspato, envoltos por uma matriz fina, composta de biotita e hornblenda. A granada ocorre dispersa na rocha, sendo, possivelmente, de natureza pós-deformacional, por obliterar a foliação da rocha.

Pelas feições observadas, este litotipo pode ser caracterizado como um tectonito LS (Figura 16).

Ao microscópio constituí-se por plagioclásio andesina (An_{32-36}) (48%), quartzo (36%), hornblenda (8%), biotita (5%), acessórios como zircão, apatita, opacos, clinopiroxênio e granada (3%) e, secundários como biotita e sericita.

Apresenta-se com uma textura bandada de faixas descontínuas granolepidoblásticas de biotita e hornblenda, envoltas por níveis granoblásticos de plagioclásio e quartzo. Os cristais de biotita e hornblenda mostram-se orientados como reflexo do desenvolvimento da foliação milonítica, que é definida principalmente, pelo quartzo fitado (*ribbon*). São observados ainda, alguns cristais de plagioclásio amendoados.

A andesina (An_{32-36}) ocorre como cristais xenoblásticos a subdioblásticos, localmente amendoados, apresentando contatos retilíneos, irregulares e raramente lobados com outros minerais. Exibem maclamento polissintético do tipo albita, deformado mecanicamente, evidenciado pela extinção fortemente ondulante e terminações afiladas. Possui inclusões de apatita e biotita. Altera-se para sericita.

Os cristais de quartzo estão presentes principalmente como agregados policristalinos, representando quartzo *ribbon,* e subordinadamente como cristais xenoblásticos. Nos cristais xenoblásticos seus contatos são irregulares e apresentam extinção fortemente

ondulante.Nestes, são evidenciados processos iniciais de recuperação (*recovery*) que dá origem a subgrãos mal definidos, que podem evoluir para processos de recristalização, onde se individualizam novos grãos, de contatos bem marcados, visualizados nos agregados policristalinos.

A hornblenda apresenta um forte pleocroísmo verde-azulado (Z), verde-oliva (Y) e amarelo (X), que, por suas propriedades óticas, pode ser definida como ferro-hastingsita. Ocorre associada a biotita definindo as faixas estreitas dos níveis máficos do bandamento composicional. Seus cristais variam de subdioblásticos a xenoblásticos, de contatos retilíneos a irregulares, localmente originam formas sigmoidais (*fish*) quando intensamente deformados. A hornblenda altera-se para biotita secundária.

A biotita primária está associada a hornblenda formando faixas estreitas, com cristais subdioblásticos e subordinadamente xenoblásticos, de contatos retilíneos a irregulares. Exibe forte pleocroísmo marrom-avermelhado (Z=Y) e amarelo (X), que a caracteriza como biotita titanífera.

Clinopiroxênio, zircão e apatita se apresentam como cristais que variam de subdioblásticos a xenoblásticos na rocha, ou, ainda, como inclusões nos demais minerais que constituem o litotipo. A granada ocorre como cristais xenoblásticos, fraturados, de contatos irregulares com os demais minerais, e tal como os outros minerais, apresenta-se disseminada na rocha.

A composição mineralógica deste litotipo aproxima-se da dos enderbitos milonitizados anteriormente descritos, apesar da ausência do ortopiroxênio, refletindo, talvez, sua desestabilização na rocha, que está ajustada a fácies anfibolito.

4.2.4 Sillimanita-granada-biotita Gnaisse Kinzigítico

Este litotipo é similar ao termos anteriormente mencionados que ocorrem na faixa milonítica 1 e ao sul da área. Sua melhores exposições são encontradas na CE-195, nas cercanias da Fazenda São Pedro (Figura17).

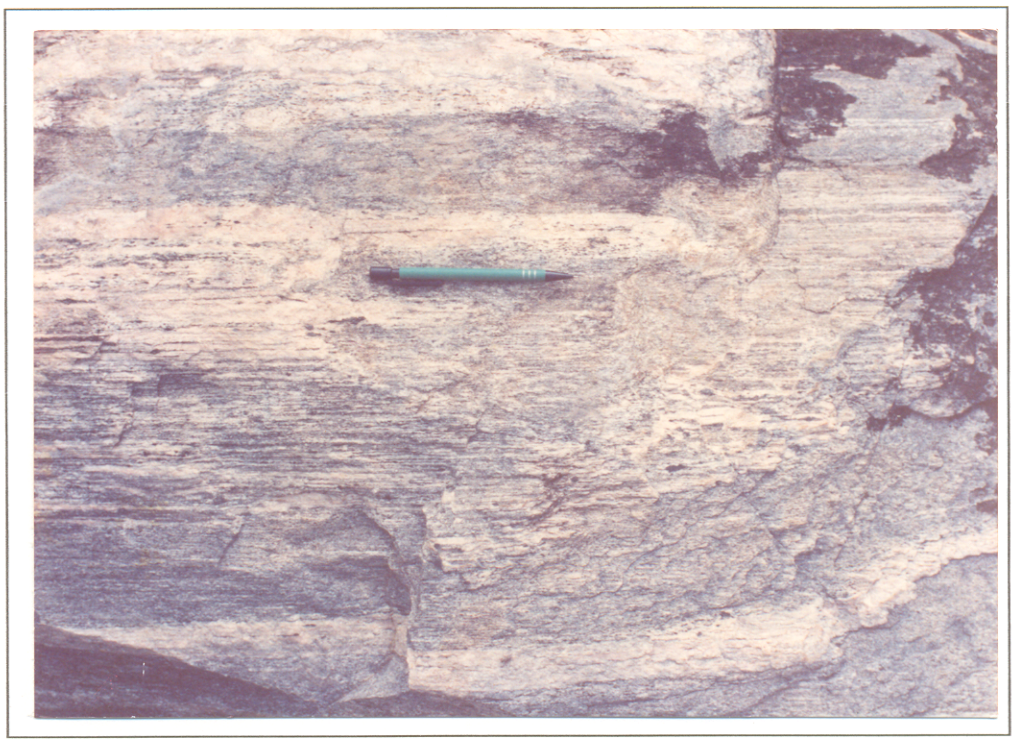


Figura 16 - Gnaisse tonalítico com granada exposto nas proximidades da Faz. Riachão. Notar a forte lineação de estiramento na rocha ressaltado pelos níveis de mobilizados quartzo-feldspáticos associados, que definem a trama LS.



Figura 17 - Gnaisse kinzigítico envolvendo um budin ou *pod* métrico de granulito máfico do tipo I, exposto nas proximidades da Faz. S. Pedro. Atentar para a marcante foliação do gnaisse, que se ausenta no granulito.

Macroscopicamente correspondem a rochas de coloração cinza amarelada, de granulação fina a média, enriquecida em quartzo, biotita, plagioclásio e granada, possuindo subordinadamente k-feldspato e sillimanita. Exibe um bandamento irregular, definido por níveis máficos alternados por frações de mobilizados quartzo-feldspáticos. Com freqüência esta feição estrutural cede lugar a uma xistosidade do tipo S\C.

Ao microscópio a rocha apresenta uma textura porfiroblástica com blastos de granada poiquilítica e de k-feldspato cujos cristais são envoltos por uma matriz milonítica, composta por quartzo (40%), biotita (20%), plagioclásio (18%), k-feldspato (8%), granada (7%), sillimanita (5%), e como acessórios opaco e zircão (2%). A matriz milonítica exibe um bandamento composicional, com a segregação de níveis ricos em biotita, sillimanita e opacos, e outros com quartzo e feldspato, que constituem agregados lamelares, ou granular irregulares, que se orientam de acordo com a foliação milonítica S\C. observa-se que onde há domínio de níveis ricos em biotita e sillimanita a foliação mostra-se ondulada, e envolve os pórfiros. Nos níveis félsicos são encontradas diversas microestruturas tais como cristais com extinção ondulante, quartzo *ribbon*, maclas mecânicas (plagioclásio). Constata-se ainda, a existência de porfiroblastos subédricos de k-feldspato com feições de deformação configurados pela extinção fortemente ondulante, além de uma deformação cisalhante em regime dúctil mais avançada, onde se percebe a exsolução da albita pertita, gerando a textura de manchas orientadas (pertita sintectônica).

Em certos locais, onde a matriz milonítica envolve porfiroclastos e porfiroblastos produz-se texturas similares a textura mortar, com o desenvolvimento de pequenos cristais recristalizados de plagioclásio (com maclas mecânicas albita) e falsa poligonização (resultando em bandas de deformação e *tension slots*) e k-feldspatos, onde se desenvolve a microclinização do k-feldspato pelo aparecimento da geminação polissintética sintectônica albita + periclina.

Localmente, nesses níveis félsicos, se desenvolvem simplectitos (mirmequitas) marcados pelo crescimento do quartzo vermicular no k-feldspato, podendo estar associada esta feição a retrogressão ou *lacking* do k-feldspato, muitas vezes nas proximidades dos mobilizados ricos em quartzo.

A presença de expressiva quantidade de veios de quartzo, podem estar relacionada à existência de processos de migmatização atuante nessas rochas. Esses veios são descontínuos e com freqüência mostram-se ondulados, com feições em Z, como reflexo da atuação de uma cinemática dextral. O quartzo de veio, deformado plasticamente, exibe-se como cristais *ribbon*, que podem apresentar extinção fortemente ondulante, ou possuir ainda, lamelas de deformação, desenvolvimento de subgrãos, muitas vezes como esteiras. Além disso, subgrãos formados também exibem extinção ondulante, indicando a continuidade da deformação na rocha.

O quartzo está presente na forma fitada, ou, ocorre como agregados cristalinos de contato semi-poligonizados, ou grãos irregulares na matriz milonítica. Seus níveis de deformação variam desde a extinção ondulante até a recristalização de novos grãos. Presente ainda, como inclusões na granada, onde está pouco fraturado, apresentando superfície límpida.

A biotita possui pleocroísmo Z= marrom e X = Y = amarelo, ocorrendo como agregados lamelares orientada principalmente, segundo a foliação milonítica, e associando-se intimamente com a sillimanita.

O plagioclásio aparece na matriz milonítica como grãos ou agregados irregulares de tamanhos variados. Algumas vezes, apresenta geminação do tipo albita, que pode estar relacionada à deformação (geminação mecânica). A presença de *kink bands* promove modificações nas maclas. Apresenta extinção ondulante e desenvolvimento de novos grãos, além de fraturas preenchidas com soluções tardias.

A granada apresenta-se como porfiroblastos subdioblásticos a xenoblásticos, de tamanho variado, intensamente fraturada, sendo que estas fraturas são usualmente preenchidas por soluções tardias. Apresenta inclusões de quartzo xenomórfico, plagioclásio com maclas albita e opacos. As granadas aqui encontradas são entendidas como pré a sin-tectônicas, com base nas relações observadas entre diversos porfiroblastos e a trama milonítica, sendo que algumas granadas se mostram relativamente rotacionadas. Estruturas internas em alguns blastos, como fraturas de formato sigmoidal, pode refletir a rotação desses minerais. Com freqüência, reações de fases minerais desestabilizadas geram simplectitos, visualizados pelo desenvolvimento de coroas de plagioclásio envolvendo as granadas. São notadas ainda, o desenvolvimento de sombras de

pressão usualmente assimétricas. Os cristais estão bastante fraturados e fragmentados como reflexo de uma fase rúptil-dúctil bastante ativa.

A sillimanita apresenta-se como pequenos prismas associados com os agregados lamelares de biotita e de quartzo. Ocorre sob a forma de pequenos prismas na matriz milonítica, envolvendo os porfiroblastos de granada e k-feldspato.

O k-feldspato ocorre como porfiroclastos subdiomórficos a xenomórficos, que exibem muitas vezes resquícios de textura pertítica na forma de manchas, além de extinção ondulante, e fraturas preenchidas por soluções tardias. Altera-se para sericita.

Os opacos apresentam-se como cristais anédricos a subédricos, associados com a biotita e sillimanita, ou em menor freqüência aos k-feldspato, de forma concordante a estruturação da rocha, ocupando espaços inter e intracristalinos, com a biotita, ou ainda como inclusões na granada, ou preenchendo planos de clivagem na biotita. O zircão está presente disseminado na rocha, como cristais xenoblásticos.

Minerais secundários como carbonatos estão associados a alteração do plagioclásio, além de preencher fraturas em diversos cristais, principalmente no contato dos porfiroblastos e matriz. A sericita também ocorre como produto da alteração dos k-feldspatos.

4.2.5 Cálcio-Silicáticas

Estão expostas em afloramentos no trecho da CE-195, próximo a Fazenda Maltez, em cortes de estrada (ponto 10), e na estrada que liga a Fazenda Maltez ao Açude Chuí. Esta rocha é similar àquela descrita anteriormente na faixa milonítica, sendo que exibe um bandamento composicional conspícuo, definido pela alternância de bandas milimétricas a centimétricas, de coloração esverdeada ricas em diopsídio e epidoto, com faixas de mesma espessura, de tonalidade rosada a esbranquiçada, de composição quartzo-feldspática.

Ao microscópio a rocha apresenta textura granoblástica, caracterizada pela presença de agregados de grãos anedrais a subedrais. Localmente, na seção, observa-se uma zona cataclástica marcada pelo quebramento de grãos félsicos, onde aqueles que não foram totalmente

cominuídos, mostram-se ligeiramente alongados segundo a direção desta zona. Além disto, os cristais de plagioclásio mostram maclamento bastante fino, difuso, levemente encurvado e com extinção fortemente ondulante.

Constitui-se essencialmente por diopsídio (50%), plagioclásio (35%) e quartzo (10%). Como minerais acessórios ocorrem a titanita (4%) e o zircão (traço). De origem secundária tem-se a sericita.

O diopsídio está presente como cristais de tamanho médio, subedrais a anedrais, com um pleocroísmo muito fraco, variando entre tons esverdeados a amarelados muito pálidos. Está fracamente fraturado e mostra contatos retos e irregulares com os demais minerais da rocha.

O plagioclásio ocorre como cristais subedrais a anedrais de tamanho médio a pequeno, pouco fraturado, com contatos retos e irregulares, apresentando-se, algumas vezes, com geminação albita e albita-periclina, embora estas maclas encontrem-se muito difusas, finas, ou levemente encurvadas, mostrando os grãos extinção ondulante forte a moderada. Todavia, predominam grãos isentos de maclamento.

O quartzo ocorre como cristais anedrais de tamanho pequeno, apresentando-se moderadamente fraturado, com extinção fortemente ondulante, e exibindo contatos irregulares com os demais minerais da rocha.

A titanita está presente como cristais anedrais a subedrais, estes com seção aproximadamente rômbica, de tamanho pequeno, sendo levemente pleocróica, com cores variando entre o marrom e o marrom amarelado e exibindo relações de contato retos e irregulares.

O zircão ocorre como cristais anedrais de tamanho pequeno. A sericita é microcristalina e de origem secundária, sendo oriunda da desestabilização do plagioclásio.

4.2.6 Anfibolitos

Estão presentes de modo restrito nesta faixa, limitando-se a corpos lenticulares de dimensões métricas, isolados pela foliação milonítica como lentes, *boudins* ou *pods* no sillimanita-

granada-biotita gnaisse kinzigítico, sendo suas ocorrências localizadas no Anexo A. Corresponde litologicamente ao corpo anfibolítico anteriormente descrito na faixa milonítica 1 (Figura 18).

4.2.7 Granitóides

Nas proximidades das Fazendas São Pedro e Delícia ocorrem corpos ígneos alongados, de pequenas dimensões (dezenas de metros), correspondentes à granitóides foliados, cujas relações de campo apontam contatos de natureza intrusiva sin a tardi-tectônica. Estes corpos caracterizam-se por apresentar estruturas tectógenas miloníticas (foliação e lineação). Para facilitar a descrição essas rochas foram separadas conforme três tipos,aos quais se atribuem as denominações de granitóides GrI, GrII e GrIII.

4.2.7.1 - Granitóide I (GrI):

É o corpo de maior expressão na área, possuindo dimensões de aproximadamente 400 X 100 m, sendo intrusivo nos sillimanita-granada-biotita gnaisse milonítico e granulitos. Ocorre nas cercanias da Fazenda São Pedro (pontos 9, 93, 94 e 95). Corresponde a um corpo de forma alongada, disposto aproximadamente secante à orientação da foliação regional NE-SW (Anexo A), interrompendo-a de modo brusco, produzindo uma borda irregular com reentrâncias. É secionado em sua porção mediana pela rodovia CE-195 (ponto 09).

Composicionalmente, corresponde a um monzogranito que exibe variações texturais/faciológicas, sendo que, nas bordas noroeste e sul, o corpo mostra uma trama milonítica superimposta à ígnea, a qual está vinculada a atuação de zonas de cisalhamento. Em direção a parte central do corpo, a textura ígneas está preservada, notando-se apenas uma leve orientação dos cristais de feldspatos, minerais máficos e enclaves, o que caracteriza uma textura de fluxo ígneo (Figura 19).

Para a melhor caracterização das variações faciológicas observadas pode-se separar descritivamente o corpo em domínios, onde se destacam as tramas milonítica e a ígnea, a seguir descritas.



Figura 18 - Porções anfibolíticas presentes como lentes ou níveis concordantes à estruturação, presentes em rochas da faixa granulítica.

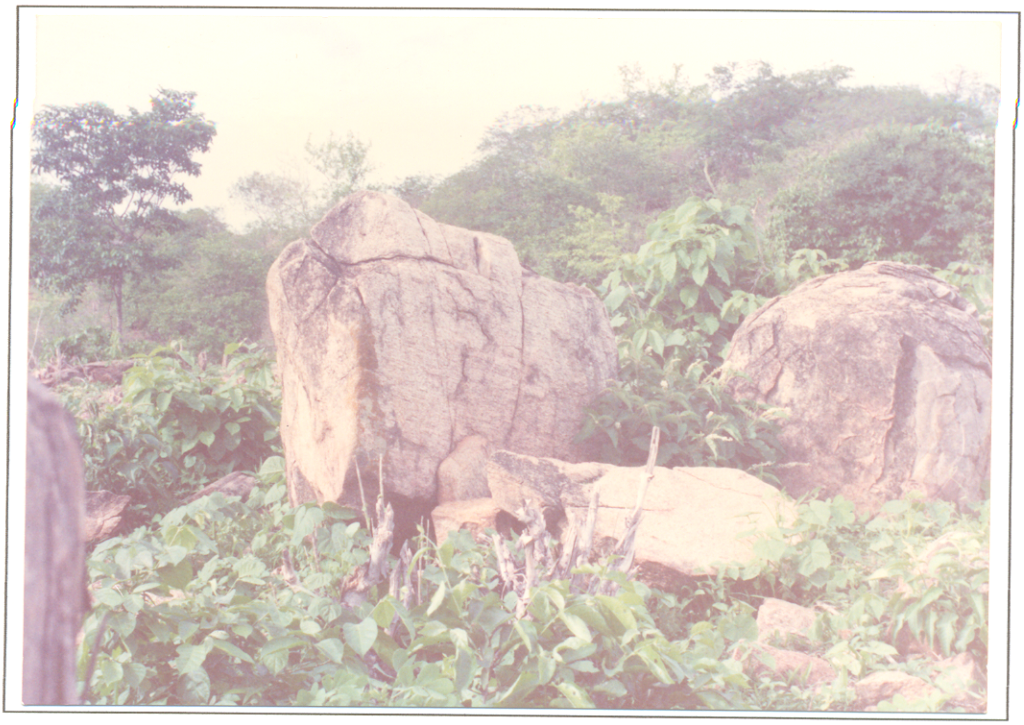


Figura 19 - Exposição do granitóide I nas proximidades da Faz. Maltez, onde sustenta o relevo do local.

4.2.7.1.1 Domínio da Trama Ígnea

É representada por uma textura magmática caracterizada macroscopicamente por ser de coloração cinza-esbranquiçada, fanerítica, holocristalina, seriada, de granulação média a grossa, sendo constituída essencialmente de feldspato (50%), quartzo (30%), biotita (19%) e titanita (1%), que aparentemente, adotam uma fraca orientação caracterizada pelo alinhamento de cristais de feldspato e concentrações de minerais ferromagnesianos dispersos, constituindo uma textura de fluxo ígneo. Esta trama em direção às bordas do corpo, sofre uma variação faciológica gradando para um domínio onde predomina a trama milonítica. Mostra enclaves centimétricos a decimétricos de rochas gnáissicas e anfibolíticas, preservadas ou parcialmente assimiladas dentro da rocha ígnea (Figura 20). Agregados de minerais ferromagnesianos tendem a se concentrar em algumas porções, caracterizando manchas (Figura 21). Veios pegmatíticos centimétricos também são observados, refletindo a percolação de soluções tardias no corpo.

Ao microscópio, a rocha apresenta textura granular alotriomórfica, caracterizada pelo predomínio dos cristais félsicos anedrais sobre os subedrais e euedrais. É constituída essencialmente por quartzo (40%), microclina (30%) e plagioclásio (20%), possuindo como minerais varietais e acessórios a biotita marrom (6%), a titanita (2%), a allanita (2%) e o zircão (traço). De origem secundária ocorrem a clorita, a biotita verde e os argilo-minerais.

O quartzo é anedral, com extinção ondulante moderada a forte e está pouco fraturado. Por vezes, observam-se grãos de quartzo de aspecto policristalino de contornos difusos. Está presente também sob a forma de intercrescimentos gráfico e granofírico.

A microclina é subedral, apresentando seu maclamento xadrez típico (albita-periclina), podendo estar, às vezes intercrescida no plagioclásio (intercrescimento antipertítico).

O plagioclásio é subedral, apresentando geminação do tipo albita. Alguns grãos mostram maclas muito levemente encurvadas e algo difusas, enquanto que outros mostram intercrescimento antipertítico. Sua composição estimada apontou andesina An_{34}.

A biotita é subedral e apresenta pleocroísmo Z = Y = marrom escuro e X = marrom amarelado pálido. O zircão é subedral, estando na maioria das vezes associado à biotita marrom. A



Figura 20. Domínio da trama ígnea no Granitóide I, onde. Se observam concentrações de minerais máficos orientados e um restito de rocha encaixante, à direita.



Figura 21. Exemplos de xenólitos de gnaisses e anfibolitos observados no granitóide I, exibindo reação de assimilação nas bordas.

allanita é subedral, com fraco pleocroísmo de tons marroms amarelados, mostrando contorno pseudo-hexagonal e com algum zoneamento concêntrico.

A clorita é um mineral secundário oriundo da desestabilização da biotita marrom. A sericita também é de origem secundária, embora provenha do plagioclásio. Assim como a clorita e a sericita, os argilo-minerais também são de origem secundária, sendo provenientes da desestabilização do plagioclásio e da microclina.

4.2.7.1.2 Domínio da Trama Milonítica

Corresponde as porções onde há o predomínio da textura de natureza tectógena. Caracteriza-se por ser mesocrática e constituída essencialmente de porfiroclastos milimétricos de quartzo e feldspato estirados, que desenvolvem incipientes sombras de pressão, imersos em uma fina matriz milonítica composta por minerais ferromagnesianos (biotita) e quartzo alongado e/ou achatado (Figura 22). Neste domínio também observa-se a presença de uma trama milonítica bem pronunciada, do tipo S\C, cuja orientação adota uma disposição próxima a N-S ou a NNE-SSW, subverticalizada.

Ao microscópio, a fácies granitóide milonítico apresenta textura milonítica conspícua, perfeitamente caracterizada pela presença de porfiroclastos ocelares de composição félsica (quartzo, plagioclásio e microclina) imersos em matriz granoblástica fortemente cominuída, orientada e recristalizada, sendo então, definida como textura *augen* milonítica. Ressalta-se também na matriz a orientação de pequenas palhetas de biotita marrom segundo duas direções preferenciais, que materializam em seção delgada os planos da foliação S\C.

Constitui-se essencialmente por quartzo (35%), microclina (40%) e plagioclásio (15%), possuindo como varietais e acessórios a biotita marrom (8%), allanita, zircão e apatita (2%). De origem secundária ocorrem a clorita, a biotita verde, a sericita, argilo-minerais e carbonatos.

O quartzo é anedral, com extinção fortemente ondulante, pouco a moderadamente fraturado, exibindo contatos suturados, curvos e irregulares. Ocorre na rocha como porfiroblastos

ocelares e/ou alongados, alguns com aspecto policristalino devido a forte recristalização e milonitização, e também como grãos dispersos na matriz.

A microclina ocorre como porfiroblastos ocelares, por vezes apresentando cominuição nas bordas dos cristais, que são contornados pelas palhetas de biotita marrom e desenvolvendo zonas de sombra contendo grãos de quartzo e feldspato. Apresenta em sua grande totalidade grãos com maclamento xadrez característico, embora alguns cristais apresentem um maclamento do tipo Carlsbad. Ressalta-se também sua presença também na matriz.

O plagioclásio se apresenta como cristais subedrais a anedrais, pouco fraturados e com extinção moderadamente ondulante. Possui maclamento do tipo albita, por vezes, com suas maclas ligeiramente encurvadas. Seus contatos são irregulares, curvos e retos, ocorrendo na rocha como porfiroblastos ocelares e também disperso na matriz. Suas propriedades óticas (sinal ótico negativo e ângulo 2V de 85°) permitem defini-lo como de composição andesina, conforme determinado no domínio descrito anteriormente.

A biotita é subedral, apresentando pleocroísmo Z = Y = marrom escuro e X = marrom amarelado pálido, exibindo contatos retos, curvos e irregulares. Mostra orientação preferencial segundo duas direções, podendo refletir a transposição da foliação S pela C.

A allanita é subedral, com fraco pleocroísmo de tons marroms amarelados, mostrando contorno pseudo-hexagonal e com algum zoneamento concêntrico. Suas relações de contato se dão de forma reta, curva e irregular. O zircão e a apatita ocorrem como pequenos cristais anédricos a subédricos dispersos na matriz.

A clorita é um mineral secundário oriundo da desestabilização da biotita marrom. A sericita também é de origem secundária, embora provenha do plagioclásio. Assim como a clorita e a sericita, os argilo-minerais e os carbonatos também são de origem secundária, sendo provenientes da desestabilização do plagioclásio (carbonatos) e da microclina (argilo-minerais).

4.2.7.2 Granitóide 2 (GrII)

Consiste de um pequeno corpo (25 X 15m), localizado nas proximidades do Riacho Jerimum (ponto 96), sendo exposto sob a forma de lajedos no ramal que liga a CE-195 ao Açude Chuí. Sua relação de contado com o gnaisse kinzigítico e os enderbitos foi caracterizada como intrusiva (Figura 23).

A rocha apresenta coloração cinza-rosada, de granulação fina a média, constituindo-se essencialmente por pequenos (milimétricos) porfiroclastos alongados de quartzo e feldspato, imersos em uma matriz de granulação fina, composta por biotita e quartzo *ribbon* (Figura 24). Os cristais de quartzo e feldspato envoltos pela matriz cominuída, definem uma trama milonítica, onde os níveis de mobilizados quartzo-feldspáticos e xenólitos alongados ressaltam o forte estiramento a que foi submetida a rocha. Esta trama dispõe-se de modo similar ao granitóide GrI, segundo às orientações N-S até NNE-SSW, adotando um comportamento verticalizado. Composicionalmente, classifica-se como um monzogranito milonitizado.

Ao microscópio a rocha apresenta textura *augen*milonítica definida pelos porfiroclastos ocelares de quartzo, k-feldspato e plagioclásio imersos em uma matriz granoblástica cominuída. É constituída essencialmente por plagioclásio (50%), quartzo (32%) e k-feldspato (14%). Como minerais acessórios tem-se a biotita marrom (3%), moscovita (1%), minerais opacos e o zircão (1% no total), sendo que de origem secundária ocorrem a clorita, os carbonatos, a sericita e os argilo-minerais.

As principais feições texturais presentes são representadas por porfiroclastos ocelares, alongados e/ou fitados, a cominuição dos grãos de quartzo, a orientação subparalela de cristais de biotita definindo foliação S\C, e a deformação mecânica das maclas dos cristais de plagioclásio.

O plagioclásio ocorre como porfiroclastos ocelares, e também disperso na matriz, sob a forma de pequenos cristais subedrais. Apresenta-se maclado segundo a geminação da albita, tendo por vezes suas maclas suavemente encurvadas, difusas e com extinção moderadamente



Figura 22. Trama milonítica reconhecida no corpo I, que é caracterizada principalmente pelos clastos de feldspato envolto por uma matriz cominuída.



Figura 23. Exposição do granitóide II nas cercanias da Faz. Maltez.

ondulante. Mostra contatos curvos, retos e irregulares com os demais minerais. Sua composição é andesina (An_{33}). Alguns grãos possuem intercrescimento do tipo antipertítico.

O quartzo se apresenta como porfiroclastos alongados e fitados, e também disperso na matriz, sob a forma de pequenos cristais anedrais. Apresenta-se moderado a fortemente fraturado, com extinção ondulante, onde se destacam por vezes, subgrãos de contorno difuso e pouco nítido (feições de *recovery* e recristalização). Exibe contados curvos, irregulares e suturados.

O k-feldspato ocorre como porfiroclastos ocelares amendoados e também disperso na matriz, sob a forma de grãos subedrais a anedrais. Mostra-se pouco fraturado e com extinção ondulante moderada a forte. Seus contatos com os demais minerais da rocha variam entre retos e curvos. Mostra maclamento do tipo Carlsbad, e superimposto a ele, existe o maclamento xadrez (albita-periclina) típico da microclina.

A biotita apresenta-se como palhetas subédricas de tamanho pequeno, com pleocroísmo Z = Y = marrom esverdeado escuro e X= marrom esverdeado claro. Seus contatos com os demais minerais são retos e curvos. Mostra-se orientada paralelamente umas as outras, definindo uma certa foliação que contorna os porfiroclastos ocelares dos minerais félsicos. Nota-se ainda uma subordinada orientação subparalela de palhetas de biotita cuja direção preferencial faz um ângulo de aproximadamente de 40° com a direção da orientação principal, definindo a foliação S\C.

A moscovita ocorre como pequenas palhetas subédricos que exibem contatos retos e curvos com os minerais da rocha. Está orientada concordantemente à biotita segundo os planos da foliação S\C.

Os minerais opacos e o zircão estão presentes como pequenos cristais euédricos, subédricos a anédricos dispersos em meio a matriz, constituindo-se em minerais acessórios.

Como minerais de origem secundária tem-se a clorita, a sericita, o carbonato e os argilo-minerais. A clorita provém da biotita. A sericita e o carbonato são produtos de alteração do



Figura 24. Aspecto da milonitização do granitóide II. Observar os níveis de mobilizados concordantes, estirados e/ou budinados, além do xenólito não assimilado, também estirado.



Figura 25. Aspecto do granitóide III injetado concordantemente a estruturação do gnaisse encaixante isolando xenólito de gnaisse.

plagioclásio, enquanto que os argilo-minerais parecem ser oriundos, em sua grande totalidade, da desestabilização do k-feldspato.

4.2.7.3 Granitóide 3 (GrIII)

Corresponde a um corpo restrito de pequenas dimensões que aflora na CE-195, próximo a Lagoa das Delícias (ponto 10), sob a forma de lajedos e corte de estrada. Suas relações de contato com o anfibólio biotita gnaisse indicam que o corpo é sin-cinemático, posto que, xenólitos métricos da encaixante são isolados no interior do mesmo, o qual exibe uma textura milonítica similar a descrita em algumas porções dos corpos GrI e GrII (Figura 25). Trata-se de uma rocha cinza esbranquiçada, fanerítica, holocristalina, leucocrática, seriada, granulação grossa, constituída por porfiroclastos milimétricos alongados de quartzo e feldspato, imersos em uma matriz de granulação fina, composta por minerais máficos (biotita). Observa-se o desenvolvimento de uma foliação milonítica, definida pela orientação dos cristais de quartzo e feldspato, bem como da fina matriz rica em máficos.

4.2.8 Diques Máficos e Félsicos

Várias gerações de diques são observadas notadamente associados a faixa granulítica. Os principais pontos de observação são encontrados ao longo da CE-195, próximo a Fazenda São Pedro e, no ramal que une Cariré a Pacujá, mais especificamente, na Fazenda Riachão (ponto 62). São diques de composição básica a granítica (pegmatitos e aplitos) que exibem uma textura afanítica, estando usualmente dispostos discordantemente a estruturação da rocha, apresentando extensão e largura variáveis. Podem exibir estruturas internas de natureza tectógena (Figuras 26 e 27).

Nos granulitos e enderbitos comumente ocorrem injeções de diques máficos e félsicos, muitas vezes, se aproveitando de anisotropias de orientação WSW - ENE, pode desenvolver uma foliação interna cataclástica, ou promover a geração de dobras de arrasto normalmente sinistrais (*drag folds*) na foliação da encaixante, possuindo no seu interior, pequenos volumes de mobilizados, que podem assumir formas sigmoidais correspondentes a *tension gashes*, ou dobras assimétricas.

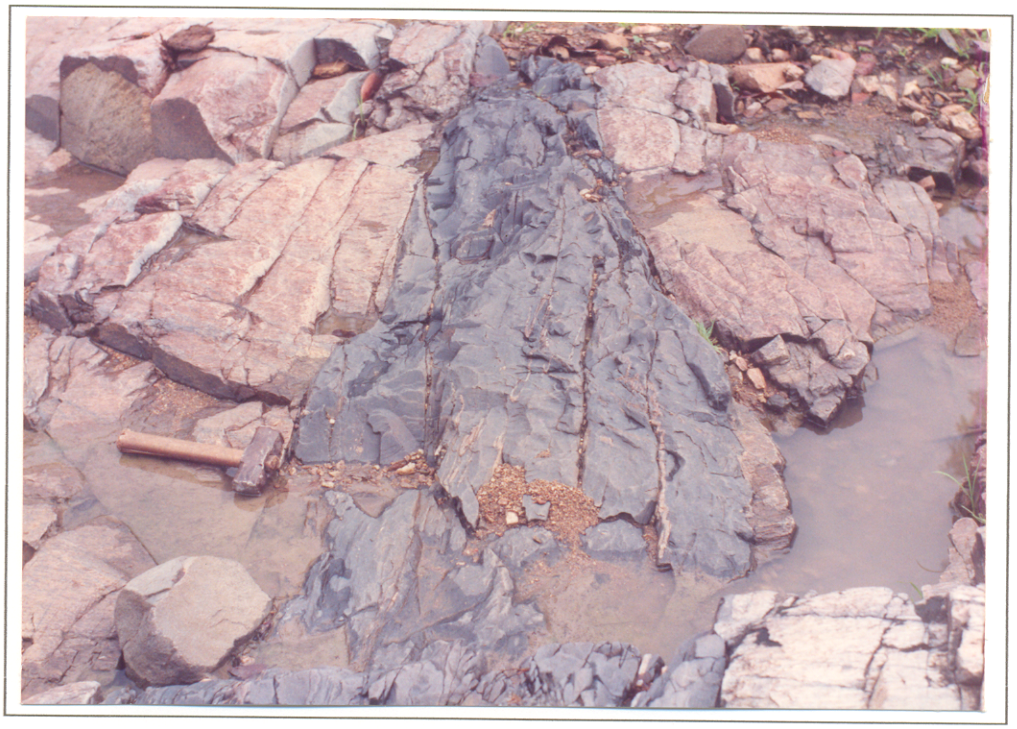


Figura 26. Exemplo de dique básico alojado no granulito máfico do tipo I, exposto no leito do riacho Jerimum, nas proximidades da Faz. S. Pedro, adotando uma orientação W-E. Observar as pequenas dobras em mobilizados no interior do dique, que refletem, possivelmente, a atuação de um cisalhamento sinistral durante a colocação do dique.

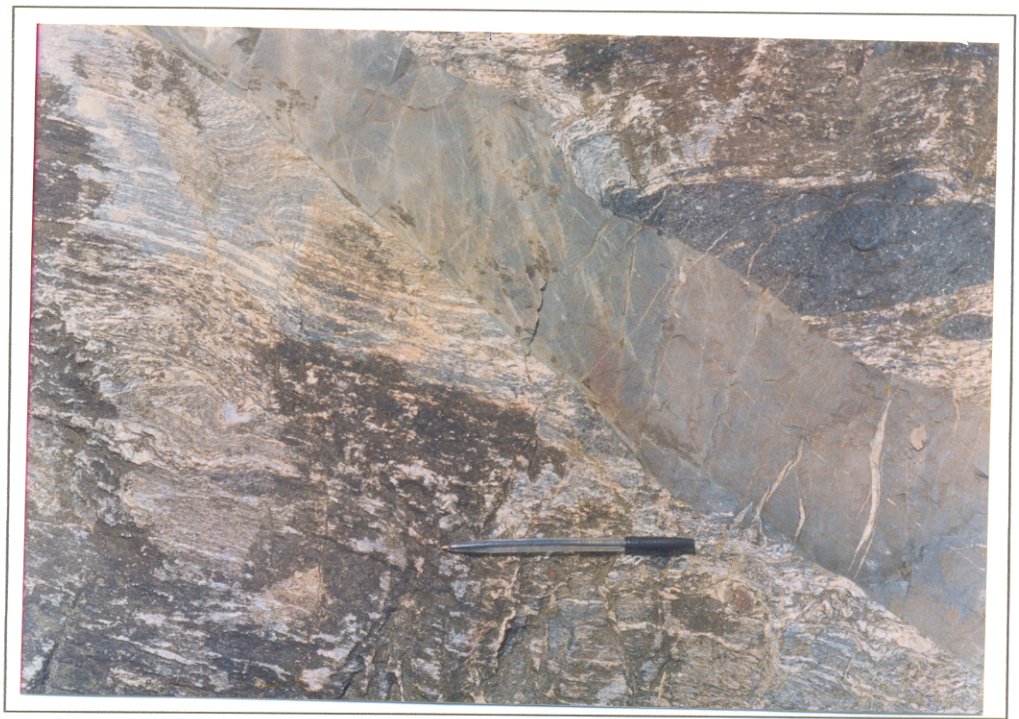


Figura 27. Dique alojado nos enderbitos da Faz. Riachão, que promoveu o desenvolvimento de *drag folds*, com sentido de movimentação destral. Notar *tension gashes* presentes no mesmo.

Várias gerações de diques/mobilizados podem ser distinguidas. O grupo de diques mais antigos intrudiu-se antes ou durante a deformação dúctil e do pico metamórfico. Estes diques foram caracterizados por assembléias com anfibólios e plagioclásio, que foi extensivamente estirada e boudinada durante a primeira deformação.

O segundo grupo de diques foi deformado, dobrado metamorfisado em condições de alto grau, mas não experimentaram o *alto strain* que os primeiros diques sofreram. Além de dois piroxênios e plagioclásio, a hornblenda é um constituinte comum desses diques. Eles precedem os diques do primeiro grupo que foram budinados, mas antecedem ao evento posterior.

O terceiro grupo de diques está desvinculado do contexto da deformação dúctil, aos quais os grupos anteriores se relacionavam, aparentando ser contemporâneos a um episódio de deformação frágil-dúctil. Correspondem aos diques alcalinos e básicos que intrudiram ao longo de zonas de cisalhamento, adotando disposições preferenciais W-E. O mais largo desses diques tardios possui 3-5m de largura, sendo o seu comprimento indefinido, em razão de suas exposições localizadas.

Os diques félsicos correspondem a aplitos que apresentam variáveis proporções de quartzo, feldspatos, turmalina, berilo, granada, ilmenita e micas brancas, alojados, principalmente, nas rochas da faixa granulítica.

4.3 Faixa de Ortognaisses Tonalíticos Migmatizados

Os ortognaisses tonalíticos, no contexto da área de trabalho, estão presentes como três extensas faixas, de disposição concordante ao *trend* regional NE-SW. Suas melhores exposições ocorrem na forma de lajedos, situados nos ramais que unem Cariré a Pacujá e a Ararius, e em uma pedreira abandonada, à margem da CE-195, distando cerca de um quilometro de Cariré. As principais paragêneses observadas nesses ortognaisses são biotita-hornblenda gnaisse e horblenda-biotita gnaisse, além dos diferentes níveis de migmatização e deformação cisalhante percebidas nessa rochas, compondo texturas migmatíticas, onde predominam feições tipo *schlieren* e estromatíticas, que estão relacionados aos neossomas de composição granítica e quartzo-feldspáticas.

4.3.1 Hornblenda-biotita Gnaisse

Suas melhores exposições ocorrem ao longo da CE-195, nas proximidades da Fazenda Delícia (ponto 18), na pedreira abandonada em frente ao ramal que leva ao lugarejo de Tanque (ponto 25), ao longo dos demais ramais que ligam Cariré a Pacujá e Cariré a Alto Feliz (pontos 35, 36, 47, 48 e 63). As mega-fatias onde ocorrem esses gnaisses são alternadas com os demais litotipos que integram esse segmento crustal, desenvolvendo, geralmente nos contatos, verdadeiros tectonitos L ou LS (Anexo A).

Correspondem a gnaisses cinzas bandados, tendo o anfibólio como o mineral ferromagnesiano dominante, além de biotita. O bandamento gnáissico é caracterizado pela intercalação milimétrica a centimétrica de níveis félsicos (quartzo- feldspáticos), de granulação média, com bandas máficas (anfibólio e biotita) de granulação fina a média. Mobilizados leucocráticos concordantes ao bandamento conferem à rocha o aspecto migmatizado, possuindo a textura *schlieren* como feição predominante (Figuras 28 e 29). Esses níveis migmatizados podem ser de composição granítica, com coloração róseo-esbranquiçada, e exibindo feições deformacionais em níveis distintos, como dobras em Z, ou dobras quase totalmente transpostas pelo cisalhamento (ponto 25). Nestes gnaisses a orientação dos minerais, principalmente dos ferromagnesianos, corresponde a xistosidade da rocha. A foliação milonítica é fortemente desenvolvida superimposta ao bandamento composicional, adotando o *trend* regional NE-SW. Seus contatos com as mega-fatias de milonitos e rochas supracrustais são caracterizados pelo desenvovimento de uma forte lineação de estiramento/mineral, ressaltado, principalmente, pelos níveis de mobilizados quartzo-feldspáticos que compõe a rocha.

Microscopicamente apresenta textura gnáissica bandada, caracterizada pelo arranjo de níveis minerais placóides e anfibólios (textura lepidoblástica), intercalados aos níveis quartzo-feldspáticos granoblásticos. Nas porções félsicas, notam-se cristais de quartzo em agregados levemente estirados, denotando um certo padrão textural milonítico. Ressalta-se também, que estas faixas possuem contornos irregulares e de espessuras variaveis. Dentro das porções lepidoblásticas, observa-se alguns cristais de biotita, de anfibólio e piroxênio em relativa oposição ou discordância ao arranjo espacial preferencial dos minerais micáceos, que definem a foliação milonítica.



Figura 28. Exposições de gnaisses tonalíticos migmatizados, que se caracterizam por apresentar um típico bandamento gnaissico consistindo de componentes tonalíticos, leucograniticos e pegmatiticos acamadados do Hb-bt ortognaisse. Obvservam-se porções migmatíticas dobradas e parcialmente transpostas.



29. Detalhe do bandamento gnáissico desta rocha, no qual se observam os níveis félsicos budinados/estirados, marcando a componente de estiramento na rocha.

Compõe-se de plagioclásio (50%), biotita marrom (16%), quartzo (13%), hornblenda (9%), diopsídio (7%), tremolita-actinolita (4%), minerais opacos (1%), zircão (traço) e sericita (traço).

O plagioclásio é predominantemente subedral, está pouco fraturado, possui maclamento tipo albita e extinção moderadamente ondulante. Alguns cristais mostram suas maclas suavemente encurvadas, sendo estas algumas vezes difusas. Seus contatos são irregulares, curvos e retos com os demais minerais, e sua composição é andesina (An_{34}). Este mineral mostra alteração para sericita.

O quartzo apresenta-se como cristais anédricos, pouco fraturados, com extinção ondulante, e de maneira intersticial, intercrescido ao feldspato ou em barra. Alguns cristais mostram subgrãos de contorno irregular, conferindo um aspecto policristalino ao cristal, caracterizando a feição de *recovery* ou recristalização. Seus contatos são irregulares, curvos e retos.

A biotita marrom ocorre como palhetas subédricas, de tamanho pequeno, possuindo pleocroísmo forte (Z = Y = marrom escuro X = marrom amarelado), e exibe contato reto com os demais minerais da rocha, marcando a foliação milonítica neste termo.

A hornblenda é subedral, pouco fraturada, com pleocroísmo (Z = verde escuro, Y = verde pálido e X = amarelo esverdeado). Seus contatos com os demais minerais são retos, curvos e irregulares. Ocorre sob a forma de cristais individuais e também bordejando cristais de diopsídio, do qual parece ser em parte oriunda.

O diopsídio apresenta-se de forma subédrica, pouco fraturada e exibindo contatos retos e irregulares com os demais minerais. Mostra-se em desequilíbrio com o mineral tremolita-actinolita, para o qual se altera, bem como para a hornblenda, sendo observado principalmente em suas bordas.

A tremolita-actinolita é fibrosa e possui um pleocroísmo esverdeado fraco. Seus contatos com os demais minerais são retos e irregulares. Associa-se a hornblenda e ao diopsídio,

dos quais origina-se por desestabilização, formando algumas vezes, feições em coroa, principalmente na hornblenda.

Os minerais opacos ocorrem como pequenos cristais subedrais a anedrais. O zircão é subedral a anedral e forma cristais muito pequenos.

A sericita é microcristalina e proveniente da alteração do plagioclásio.

4.3.2 Biotita - hornblenda Gnaisse

Este litotipo bordeja a faixa milonítica 1, possuindo suas melhores exposições nas estradas que ligam Cariré a Ararius, Cariré a Pacujá, no leito do Rio Riachão (ponto 63), e nas proximidades da Fazenda Santo Antônio (pontos 54 e 55).

É representado por uma rocha de coloração cinza-escuro a esverdeada, de granulação predominante média, média a fina restrita, com cristais até milimétricos. Exibe um bandamento gnáissico descontínuo (Figura 30), formado por níveis quartzo-feldspáticos e de biotita e anfibólio, de espessura variando entre 1 a 2 centímetros. Os cristais se mostram orientados, definindo a xistosidade da rocha, que é superposta por uma foliação milonítica pouco pronunciada, que promove o estiramento de grãos de quartzo e feldspato, que por sua vez, é a feição estrutural mais marcante na rocha.

A migmatização é um processo expressivo, que ressalta na rocha o aspecto bandado, e onde observam-se mobilizados quartzo-feldspáticos e graníticos, de coloração rosada a esbranquiçada, com granulação variando de fina a pegmatóide, em níveis variados de espessura e extensão (centimétrica a métrica), concordantes a subconcordantes à estruturação da rocha, de modo similar à estrutura migmatítica *schlieren*. Nos mobilizados quartzo-feldspáticos se percebe a existência de ocelos de feldspato (2-4 mm) amendoados, que indicam sentidos de movimentação dextral e sinistral, com o predomínio do primeiro.

Em veios de quartzo tardios observa-se, algumas vezes, a presença de sulfetos.

Ao microscópio mostrou-se mineralogicamente constituída de modo essencial por plagioclásio (42%) e quartzo (32%), possuindo como varietais biotita (10%) e hornblenda (15%),

além de zircão e apatita como acessórios (<1%). Como secundários tem-se epidoto, carbonato, clorita, biotita e sericita.

Texturalmente exibe níveis granolepidoblásticos espessos e descontínuos de hornblenda e biotita, de orientação subparalela, envolvido por agregados granoblásticos de plagioclásio e quartzo estirados, que insinuam a presença de um bandamento gnáissico incipiente na rocha. A hornblenda e a biotita definem uma foliação S, enquanto que os agregados de quartzo e plagioclásio materializam uma foliação C. O entrelaçamento dos níveis de biotita e anfibólio com o quartzo fitado (*ribbon quartzo*) aponta para uma foliação milonítica mal caracterizada.

O plagioclásio é de composição andesina An_{32-34}, possuindo grãos subdioblásticos a xenoblásticos, de contatos retilíneos, irregulares e curvos (raros). Exibe maclamento polissintético do tipo albita, e de modo restrito maclamento albita-periclina, que em alguns cristais se mostram deformados, evidenciado pelas suas terminações afiladas. Feições como bandas de deformação e intercrescimento gráfico se fazem presentes. Apresenta inclusões de apatita e altera-se para sericita e carbonato, além de conter microfraturas.

O quartzo está presente como agregados policristalinos (*ribbon*) ou cristais xenoblásticos. Seus contatos são predominantemente irregulares. Nos agregados policristalinos constata-se a presença de processos de formação de subgrãos mal definidos, até a completa recristalização de grãos, que caracteriza a natureza dúctil da deformação cisalhante do quartzo. Os cristais xenoblásticos são marcados, principalmente, pela forte extinção ondulante e pela presença de bandas de deformação. Possui inclusões de apatita.

A hornblenda, associa-se à biotita nas faixas lepidoblásticas, definindo uma xistosidade. Ocorre como cristais subdioblásticos a xenoblásticos, de contatos retilíneos a irregulares, exibindo pleocroísmo verde (Z), amarelo esverdeado (Y) e amarelo pálido (X). Possui fraturas e inclusões de apatita. Os cristais alteram-se para biotita, clorita e epidoto. O epidoto pode atingir dimensões expressivas, desenvolvendo cristais xenoblásticos, de contatos irregulares.

A biotita está presente como cristais subdioblásticos a xenobláticos, de contatos retilíneos e subordinadamente irregulares. Possui pleocroísmo marrom avermelhado (Z = Y) e

amarelado (X). Sua clivagem mostra-se encurvada, pela presença de *kink bands*. Altera-se para clorita, que intensifica-se quando associado a microfraturas.

4.4 Faixa das Supracrustais

4.4.1 Xistos Miloníticos

Estas rochas são denominadas de xistos em função da presença abundante de minerais micáceos. Suas melhores exposições encontram-se ao longo da CE-195 , nas proximidades da Fazenda Delícia (pontos 20 a 24, 26-28) e nos ramais que ligam Cariré a Pacujá, e a Ararius, em cortes de estradas. Abrange um conjunto de rochas que incluem biotita xistos miloníticos e rochas calcio-silicáticas, que bordejam a faixa milonítica 2, na porção central da área. Mostram paragêneses que refletem condições metamórficas mais brandas.

4.4.1.1 Biotita Xistos Miloníticos

Este litotipo é o mais expressivo no conjunto dos xistos miloníticos. Apresenta-se como uma rocha de coloração cinza-amarelada, que exibe um bandamento gnáissico pouco pronunciado, definido pela alternância de níveis milimétricos de granulação média, quartzo-feldspáticos, e de bandas mais espessas (centimétricas) de granulação fina, ricas em minerais máficos micáceos, o que empresta à rocha um aspecto xistoso (Figura 31). Sua estruturação, fortemente milonítica, é marcada pela presença de uma textura porfiroclástica, com cristais de feldspato e quartzo amendoados (0,5 a 4 cm), envoltos por uma matriz milonítica cominuída. Esses porfiroclastos estão relacionados principalmente aos níveis de mobilizados quartzo-feldspáticos presentes na rocha.

Em seção delgada, a rocha apresenta textura milonítica definida pela ocorrência de porfiroblastos de quartzo e plagioclásio sob a forma de ocelos e/ou amêndoas, que são envolvidos por uma fina matriz lepidoblástica, caracterizada pela organização sub-paralela de palhetas de biotita e moscovita, que compõem os planos da foliação milonítica. Localmente, a textura granoblástica é evidenciada pela presença de agregados anedrais de grãos de quartzo, em níveis de mobilizados.

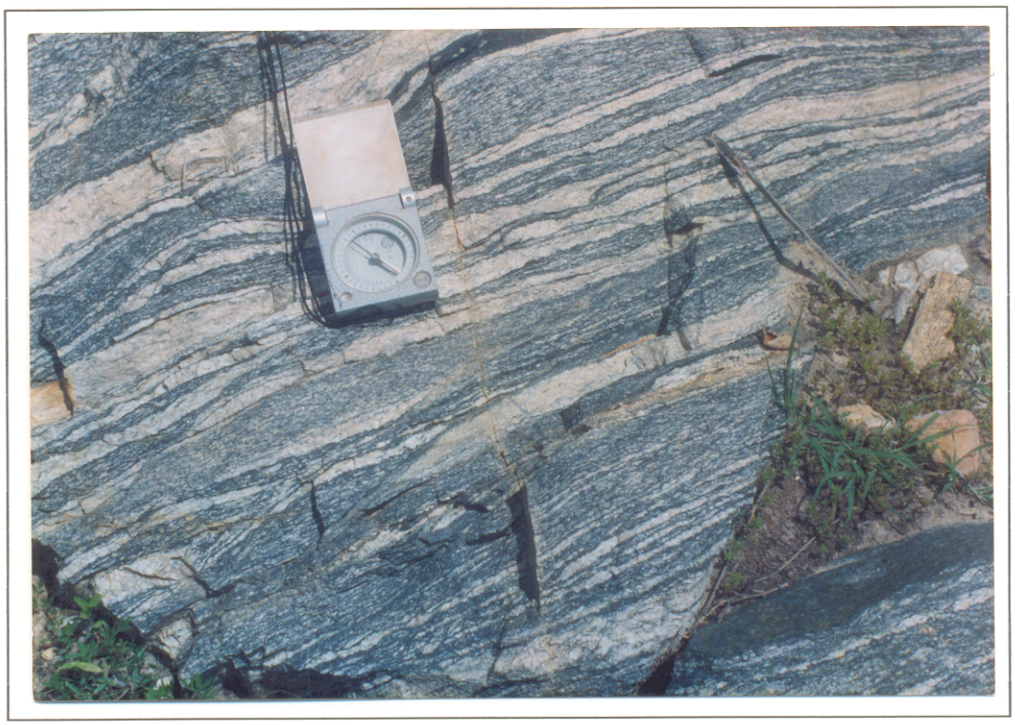


Figura 30. Bt-hb ortognaisse aflorante na estrada que liga Cariré a Pacujá, onde a transposição do bandamento composicional poderia estar vinculada a uma deformação em alto *strain.* Observar os leucossomas de composição granítica desmembrados.



Figura 31. Biotita Xisto exposto na estrada que liga Cariré a Pacujá, onde a foliação milonítica é uma estrutura marcante. Atentar para a zona de movimentação rúptil-dúctil de movimentação destral.

Constitui-se essencialmente de quartzo (30%), plagioclásio (35%), biotita (30%) e em menor quantidade de moscovita, zircão, epidoto, titanita, apatita, opacos e turmalina (5% do total) como acessórios e/ou traços e, sericita, carbonato e clorita como minerais de alteração.

O quartzo é anedral, ocorrendo na forma de porfiroblastos alongados e/ou fitados, na forma de ocelos, por vezes com subgrãos de contornos poucos nítidos (*recovery*). Apresenta-se pouco fraturado e possui extinção fortemente ondulante. Está presente também na matriz de forma dispersa, como grãos cominuídos, na maioria das vezes também alongados e com extinção moderadamente ondulante. Este mineral exibe contatos retos, curvos e irregulares com os demais constituintes da rocha.

O plagioclásio forma cristais anedrais a subedrais, se apresentando na forma de porfiroblastos alongados de forma ocelar. Está pouco fraturado e apresenta maclamento do tipo albita, por vezes com maclas de contorno difuso encurvadas, e outras maclas desenhando feições do tipo *kink bands*. Exibe extinção moderadamente ondulante. Pode ocorrer também disperso na matriz como agregados minerais de forma prismática e de tamanho bem reduzido. Seus contatos com os demais minerais, se dá de forma reta, curva e irregular. Sua composição estimada é de oligoclásio (An_{11}), calculada a partir de suas propriedades óticas, visto que não há seção adequada para o emprego do método Michel-Levy, ou Albita-Carlsbad.

A biotita está presente como agregados lamelares compostos por palhetas subédricas de tamanho pequeno, disposta na matriz de forma sub-paralela, caracterizando a foliação milonítica. Apresenta pleocroísmo (Z = Y = marrom, X = marrom amarelado), sendo seus contatos com os demais minerais retos e curvos.

A turmalina ocorre na forma subedral, de tamanho pequeno a médio, exibindo pleocroísmo (Ne = verde-amarelado claro e No = verde escuro). O zircão apresenta-se na forma de cristais subedrais, de tamanho muito pequeno. Os opacos ocorrem na forma de cristais subédricos a anédricos, de tamanho pequeno. Apatita está presente como cristais subédricos a euédricos, por vezes fraturados. Todos estes minerais encontram-se dispersos na matriz da rocha.

Como minerais de alteração tem-se a sericita, na forma microcristalina, originada a partir da alteração do plagioclásio. A clorita também é microcristalina, ocorrendo sob a forma de pequenas franjas de cristais, dispostos perpendicularmente às paredes das microfraturas observadas na rochas. O carbonato apresenta-se na forma de agregados cristalinos que preenchem as microfraturas, sendo, por vezes, envoltos por tênues franjas de clorita.

A foliação milonítica, os porfiroblastos ocelares, a cominuição de grãos, feições de *recovery* e recristalização, e as microfraturas são as principais feições texturais presentes na rocha.

4.4.1.2 Gnaisses Cálcio-Silicáticos

Apresenta-se entremeado ao biotita-moscovita xistos, possuindo suas melhores exposições no leito do rio Riacho Seco (Anexo A), e no ramal que liga Cariré a Tanque. Consiste de uma rocha de coloração predominantemente esverdeada, de granulação fina a média, composta por anfibólio, epidoto, plagioclásio e quartzo. Exibe um bandamento gnáissico descontínuo, que é reforçado pela presença de níveis milimétricos a centimétricos de mobilizados de composição quartzo-feldspática, que apresentam, no geral, uma disposição espacial concordante a subconcordante ao bandamento composicional observado.

Este litotipo encontra-se aleitado tectônicamente com as outras rocha que bordejam a faixa milonítica 2. Exibem feições estruturais resultantes de processos de estricção e budinage de níveis de mobilizados, que são os termos mais competentes no conjunto, além de desenvolverem dobras em Z, principalmente associadas com zonas mesoscópicas de movimentação dúctil e frágil-dúctil dextrais. O processo de milonitização nessas rochas proporcionou o desenvolvimento de um tectonito LS.

Ao microscópio exibe uma textura granonematoblástica marcada pela alternância de níveis onde predominam o anfibólio (actinolita) e níveis com plagioclásio e quartzo. Os níveis com anfibólio são descontínuos e envolvem os outros minerais, conferindo à rocha um aspecto anastomótico. A alternância de faixas ou níveis ricos em anfibólio, epidoto e carbonato e porções quartzo-feldspáticas, dá origem ao bandamento composicional observado na rocha.

A sua composição mineralógica é marcada pela presença de anfibólio (actinolita), epidoto, plagioclásio, carbonato, clinopiroxênio (augita), quartzo e, como acessórios zircão, apatita e opaco. Secundariamente são encontrados carbonatos.

O anfibólio actinolita, pelo seu hábito fibroso, confere à rocha um aspecto anastomótico, envolvendo ou isolando outros minerais como amêndoas. Ocorre também o desenvolvimento de feições texturais como anfibólio-*fish*.

O epidoto exibe grãos anédricos concentrados em níveis alongados e descontínuos, associando-se a este, minerais como titanita e actinolita.

O clinopiroxênio ocorre como cristais isolados, anédricos, com maclamento bem definido, e bastante fraturado. Reage com outras fases minerais originando texturas similares à coronítica, no caso, sendo com freqüência envolvido por coroas de actinolita.

O plagioclásio apresenta-se como cristais xenoblásticos, maclados (albita e albita-periclina), concentrando-se em níveis na rocha, compondo assim, o bandamento composicional desta. Seus contatos com outros minerais são irregulares. Mostra feições de deformação mecânica, definido pelas maclas encurvadas em alguns minerais. Apresenta no seu interior inclusões na forma de gotas, possivelmente como produto de reações de fases minerais.

O quartzo está presente em faixas ou níveis alongados com agregados granoblásticos. Encontra-se deformado ductilmente, desenvolvendo sub-grãos, além de recristalizar-se em estágios mais avançados da deformação. Alterna-se às faixas ricas em epidoto e carbonato.

4.4.2 Biotita-moscovita gnaisse com sillimanita

Este litotipo ocorre a sudeste da área próximo a cidade de Cariré, estando suas melhores exposições localizadas na CE-195 e no trecho da estrada de ferro no sul da área (Vide Anexo AI, pontos 29, 30, 31, 32). São rochas de coloração amarelada, ressaltada principalmente pelo intemperismo (Figura 32). Exibe um bandamento composicional irregular onde níveis máficos, predominantes, alternam-se aos félsicos e frações quartzo-feldspáticas, com espessura

variando de centimétrica a milimétrica (até 3 cm). Sobreposto ao bandamento ocorre o desenvolvimento de uma foliação milonítica incipiente.

Ao microscópio é constituída por plagioclásio, granada, microclina, biotita, e sillimanita, possuindo como acessórios apatita e opacos e, secundários sericita, carbonatos e argilo-minerais.

Sua textura predominante é do tipo granolepidoblástica definida pelos níveis ricos em plagioclásio e quartzo alternado aos dos minerais micáceos. O bandamento gnáissico bem marcado é descontínuo, com faixas de espessura milimétrica a centimétricas, onde se constata a presença de ondulação com desenho em Z, como resposta a atuação de uma cinemática dextral. Além das ondulações são observadas porções amendoadas centimétricas de composição granítica, geralmente paralelos aos planos de foliação milonítica, além de lentes de anfibolito, com mesma disposição espacial.

O plagioclásio apresenta-se como cristais xenoblásticos, com leve extinção ondulante, algumas vezes maclados (do tipo albita), concentrando-se em níveis, ressaltando deste modo, o bandamento composicional visualizado na rocha. Seus contatos com outros minerais são irregulares. Exibe feições de deformação mecânica, com maclas encurvadas em alguns minerais.

A microclina ocorre como xenoblastos concentrados nas porções granoblásticas, apresentado leve extinção ondulante. Seus contatos com os demais minerais da rocha são irregulares. Mostra maclamento xadrez (albita-periclina) típico.

O quartzo apresenta-se na forma xenoblástica em cristais isolados, ou como agregados policristalinos nas porções granoblásticas, ocorrendo seus contatos de forma variada com outros cristais.

A granada ocorre como porfiroblastos arredondados, bastante fraturados, que usualmente mostram-se preenchidas por soluções tardias.

A biotita da variedade titanífera, exibe pleocroísmo que varia de Z = marrom e Y = X = amarelo, integrando agregados lamelares, na porção máfica do bandamento composicional.

A sillimanita apresenta-se na variedade fibrolítica, associando-se à biotita nas porções lepidoblástica, alternados aos níveis félsicos.

Como minerais secundários tem-se a sericita, produto da desestabilização do plagioclásio, e argilo-minerais, como produto da alteração do k-feldspato.



Figura 32. Paragnaisse a duas micas e sillimanita exposto nas proximidades da estrada de ferro, ao sul da área. Atentar para os níveis de mobilizados estrictados concordantes a estruturação da rocha, e o caráter anastomótico da foliação presente na rocha.



Figura 33. Banda de cisalhamento de caráter frágil-dúctil no metapelito com movimentação sinistral, gerando uma nova foliação na rocha.

5 GEOLOGIA ESTRUTURAL

A principal característica estrutural da área em estudo, do ponto de vista geométrico, diz respeito ao arranjo dos conjuntos rochosos em faixas contínuas e alongadas, expressos pelas sucessões e alternâncias de litotipos distintos, visualizados tanto em nível de mapa, quanto em escala meso e microcroscópica, pela misturação tectônica.

De um modo geral, estruturas planares e lineares, no que se refere à orientação, mostram uma postura similar. São evidenciados estruturas como xistosidade, bandamento composicional, foliação milonítica, lineação de estiramento e mineral, eixo de dobras, que, pelas suas relações, são indicadoras da intensidade da deformação dúctil que atuou nesse segmento crustal, e que se expressa sobre os diversos litotipos.

A análise estrutural, na abordagem geométrica, teve como base a separação da área em domínios, fundamentada na relação de homogeneidade sistemática de agrupamentos de estruturas, com ênfase nas relações de truncamento, similaridade de estilos, orientação estrutural, além de correlações das tramas tectônicas e magmáticas. A análise cinemática foi efetivada através de marcadores típicos de movimentações como simetria de dobras (Z, S), sombras assimétricas, etc., responsáveis pelo desenvolvimento das estruturas na área. Uma abordagem dinâmica que integrou os aspectos geométricos e cinemático, na busca da definição do movimento das massas rochosas e de suas estruturas.

Utilizou-se a letra D para nomear os eventos deformacionais ou estágios destes, organizado dos mais antigos aos mais jovens, em um total de três estágios - D_1, D_2 e D_3. Para as superfícies planares foi adotado a letra S, estruturas lineares (L), e eixo de dobras (F). Conforme esses critérios supra, os dados estruturais permitiram estabelece para a área em apreço, três eventos ou estágios de deformação: D_1 - correspondendo ao desenvolvimento da foliação/bandamento gnáissico metamórfico (S) observado principalmente nos ortognaisses e rochas granulíticas e xistosidade/bandamento nos metapelitos; D_2 - que afetou as estruturas D_1 nos ortognaisses, granulitos e metapelitos e; D_3 - correspondente a fase da deformação rúptil, onde foram gerados falhas e fraturas.

O elipsóide de deformação finita, que correspondesse espacialmente a deformação em cada lugar e a cada passo do processo, é simbolizado pelos eixos cinemáticos X, Y, Z, sendo X >

Y > Z. A superfície XY define o plano de foliação, do bandamento e da xistosidade, sendo o eixo cinemático X correspondente ao estiramento máximo e direção do transporte tectônico. O eixo Z, perpendicular a X, representa a posição espacial do encurtamento máximo.

Os diversos tipos de estruturas evidenciadas no campo, podem ser compatibilizados em regimes de deformação por cisalhamento coaxial e não-coaxial, sendo que na maioria dos casos, vários são indicativos apenas do segundo tipo, que é o que será enfatizado neste trabalho.

5.1 TIPOLOGIA DAS ESTRUTURAS

As principais estruturas observadas em macro e meso escala, referem-se às seguinte feições: foliação bem marcante; lineações mineral e de estiramento; bandamento composicional; falhas e fraturas bem desenvolvidas. A movimentação ao longo de zonas de cisalhamento promoveu o desenvolvimento de marcadores estruturais tais como: porfiroclastos rotacionados, dobras intrafoliais e, estruturas S/C que indicam a movimentação e contribuem para a definição do quadro cinemático da área em estudo.

As principais características dessas estruturas são a seguir descritas:

- Foliação - estrutura planar associada ao desenvolvimento de zonas de cisalhamento. Pode ser visualizada como bandamento composicional/tectônico, xistosidade, clivagem de crenulação, etc., que são feições expressivas em todos os litotipos, marcando diferentes estágios da deformação. Na área, essa estrutura assume uma orientação NNE-SSW, com mergulhos moderados a fortes para os quadrantes NW e SE, alternadamente;

- Xistosidade - constitui uma anisotropia impressa principalmente nos xistos, definida pelo arranjo dos minerais micáceos (biotita, moscovita), ou porções quartzo-feldspáticas alongadas, que integram o bandamento composicional da rocha (Figuras 31 e 32). Desenvolveu-se concomitante a deformação principal sintectônica e ao metamorfismo regional;

- Bandamento composicional - é reconhecido nos litotipos pela sucessão de bandas diferentes em composição e/ou textura, expressados nas sucessões ou intercalações de leitos de rochas distintas, ou ainda, nas atitudes diferentes da foliação, sendo seus limites usualmente nítidos. Sua origem tem vinculação tectônica e/ou metamórfica (Figuras 15 e 30). A espessura desses níveis individuais varia da escala milimétrica a métrica, e se torna mais expressivo, quando constitui o

aleitamento ou acamadamento composicional\tectônico. Estas bandas ou leitos de diferentes rochas se mostram normalmente lenticularizadas, tendo dimensões variáveis e desenham, por vezes, corpos amendoados. Apresentam-se em todas as escalas, sendo que as amêndoas mostram, freqüentemente, formas sigmoidais;

- Bandas de cisalhamento - ocorrem como faixas de espessuras variadas, submilimétricas a centimétricas, podendo, algumas vezes, gradar para a formação de zonas de cisalhamento. Uma rede muito densa de bandas e zonas de cisalhamento, vinculadas a um regime de grande deformação, impõe caráter pervasivo à foliação, gerando uma feição de anostomosamento ou foliação milonítica. Foram reconhecidas bandas de cisalhamento cuja natureza varia de dúctil a rúptil, e que de acordo com a sua articulação promovem modificações localizadas ou de maior expressão em anisotropias pré-existentes (Figuras 33 e 34);

- Budins, zonas de estricção e estruturas *augen* - percebidos principalmente como feições assimétricas. Trilhas de porfiroclastos lenticularizados, ou *augens* de forma sigmoidais isolados, gerados por uma componente de cisalhamento dúctil assimétrica, que promoveu estiramento e cominuição, com ou sem rotação, mostram assimetrias indicadoras da direção do fluxo dúctil. Nos budins ou estricções, os contrastes de competência das rochas desenvolveu separações e a formação de budins que variam de pouco arredondados a sigmoidais (de menor expressão). Onde assimetrias estão presentes, a relação entre a foliação e o contorno das zonas estiradas, podem indicar o sentido de movimentação nesses locais (Figuras 35, 36, 37 e 38);

- Crenulação - é reconhecida como uma estrutura de natureza dúctil-frágil que modifica geometrias preexistentes, sendo mais expressiva nas rochas da faixa granulítica e nos ortognaisses, onde gera microndulações no bandamento composicional. Podem estar vinculadas a dobras, ou ser mais penetrativa, evoluindo para uma clivagem de crenulação (Figura 39);

- Estruturas S/C - são feições pouco freqüentes, sendo perceptíveis nas faixas miloníticas e nos corpos granitóides foliados, configurando uma anisotropia localizada. Nas faixas miloníticas, a atuação de um alto *strain* promoveu um quase paralelismo dessas feições, gerando um milonito, que segundo a classificação de LISTER & SNOKE (1984) enquadra-se no Tipo I. Os granitóides foliados também desenvolvem milonitos do Tipo I, sendo que os porfiroclastos de k-feldspato representam a foliação C, sendo que estas superfícies C sinistrais possuem um ângulo que varia de 15-30° em relação a superfície S, que é representada pelo arranjo dos minerais placóides



Figura 34. Banda de cisalhamento frágil no granulito máfico, desenvolvendo pela articulação das fraturas, geometria de romboedros.



Figura 35. Exemplo de budinagem no ortognaisse da Faz. Sto. Antônio.



Figura 36. Detalhe da amêndoa, exibindo budins anfibolítico rotacionado destralmente.



Figura 37. Porfiroclasto de k-feldspato rotacionado destralmente, no ortognaisse exposto na Faz. Sto. Antonio. Observar que o cristal se apresenta fraturado.

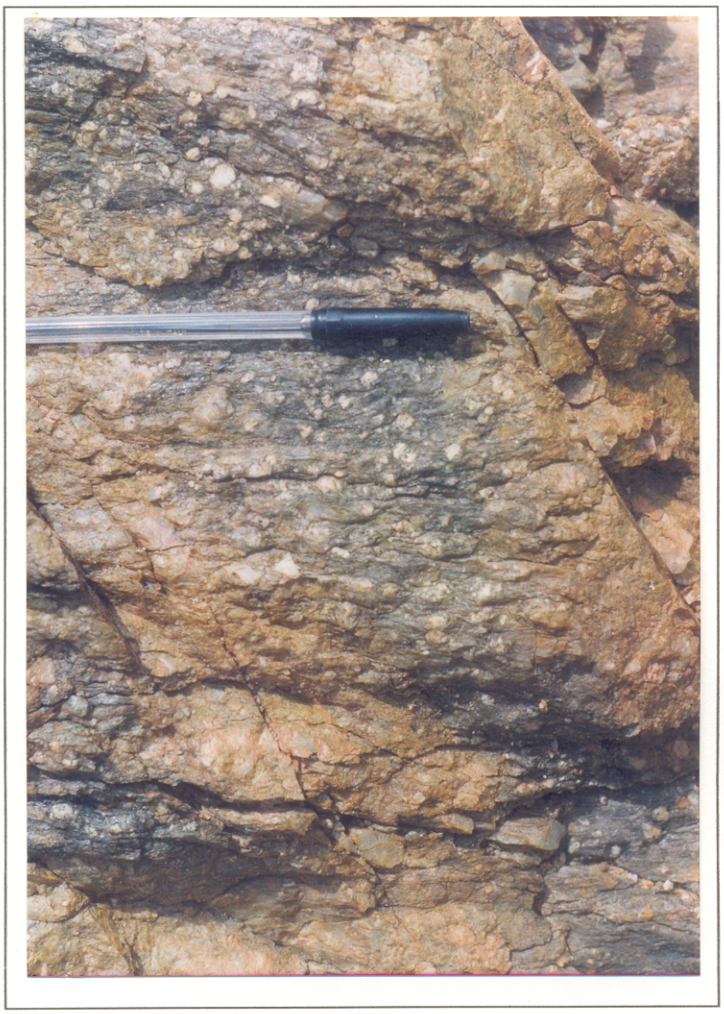


Figura 38. Porfiroclastos de k-feldspato no milonito da Faixa I, compondo um sistema de porfiroclastos do tipo σ (PASSCHIER & SIMPSON, 1986).



Figura 39. Crenulação com movimentação sinistral neste corte, observado no enderbito da faixa granulítica. Atentar para as fraturas perpendiculares a estruturação da rocha.

(Figuras 40 e 41). Veios quartzo-feldspáticos, vinculados a zonas de alto *strain*, dentro da faixa granulítica, também promovem o desenvolvimento de estruturas S/C sinistrais;

- Lineação de estiramento - o seu grau de desenvolvimento é variável, chegando a configurar localmente tectonitos L, nas proximidades de zonas de contatos de diferentes litotipos ou de zonas de cisalhamento dúctil (Anexo A), sendo comumente assinalado pela presença de *rods* de quartzo (Figuras 42, 43 e 44);

- Lineação mineral- percebido pelo alinhamento de minerais tais como anfibólios, feldspatos, micas, e algumas vezes quartzo nos granulitos, metapelitos e ortognaisses. Sombras de pressão de quartzo, micas ou do mesmo material que do mineral, em cristais de granada ou k-feldspato, também são indicadoras da lineação mineral na área em apreço (Figura 45);

- Dobras intrafoliais simétricas e assimétricas, dobras assimétricas sem flancos rompidos, dobras de arrasto vinculadas a falhamentos, dobras em olho - aparecem esparsamente desenhadas por bandamento e xistosidade. Seus eixos e planos axiais estão orientados variavelmente, tendendo a se paralelizar à lineação e à foliação, respectivamente. Estas relações indicam que elas se formaram em momentos diversos da história deformacional (deformação progressiva). Assimetrias indicam a rotação sofrida pelas rochas. Dobras isoclinais e dobras transpostas definidas pelo acamadamento composicional seriam remanescentes de uma trama inicial, e só raramente são preservadas nos gnaisses bandados (Figuras 46, 47, 48 e 49);

- Falhas - presentes na área como descontinuidades que marcam a fase rúptil da deformação. Freqüentemente, estas anisotropias promovem modificações significativas nas atitudes das feições preexistentes. Podem ser agrupadas como famílias ou sistemas de falhas, conforme suas relações (Figuras 50, 51, 52, 53 e 54);

- Juntas - compõem famílias entrecruzadas, que exibem espaçamentos e extensões variáveis. São caracterizadas como juntas sistemáticas, quando exibem algum paralelismo na orientação e um espaçamento regular, ou ainda, como um sistema de juntas quando compõem mais de um grupo (Figuras 55 e 56).

Assim, para a análise das feições estruturais presentes na área, será usada a terminologia a seguir explicitada:



Figura 40. Textura augen da fácies milonítico do granitóide I, com relação S/C sinistral.



Figura 41. Textura augen-milonítica do granitóide III, com trama S/C sinistral.

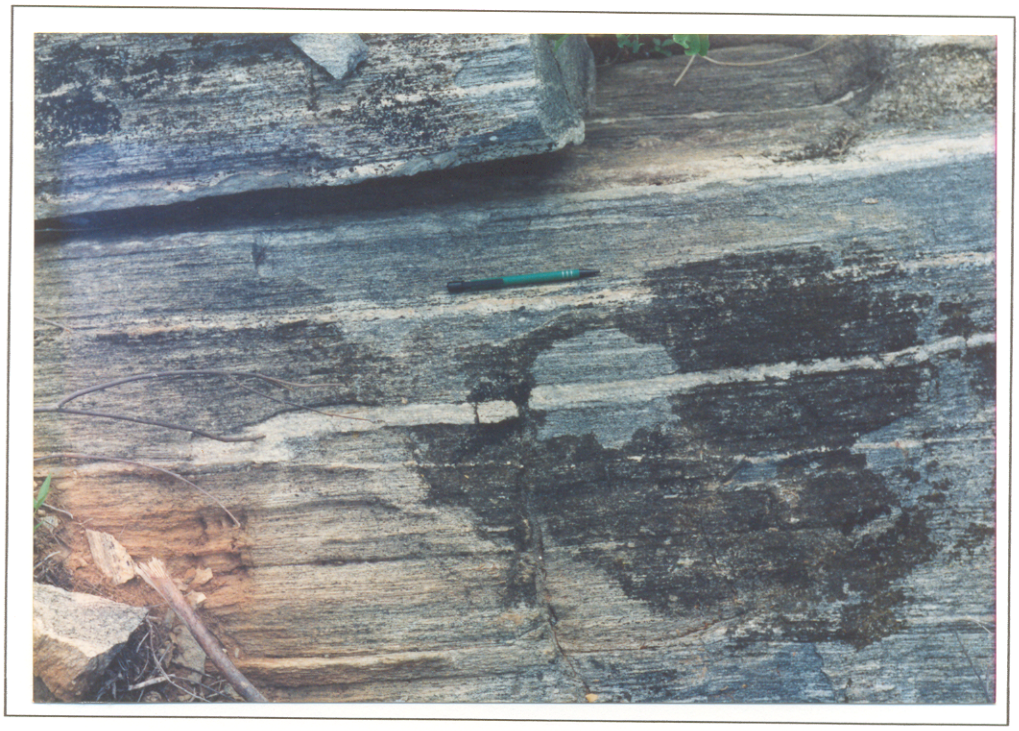


Figura 42. Tectonito L desenvolvido no ortognaisse observado na estrada que une Pacujá a Cariré. Notar a incipiente feição planar, sobreposta pelo forte estiramento a que a rocha foi submetida.



Figura 43. Tectonito L no milonito da faixa I, onde a lineação é fortemente acentuada pelos mobilizados com geometria de *rods* ou charutos.

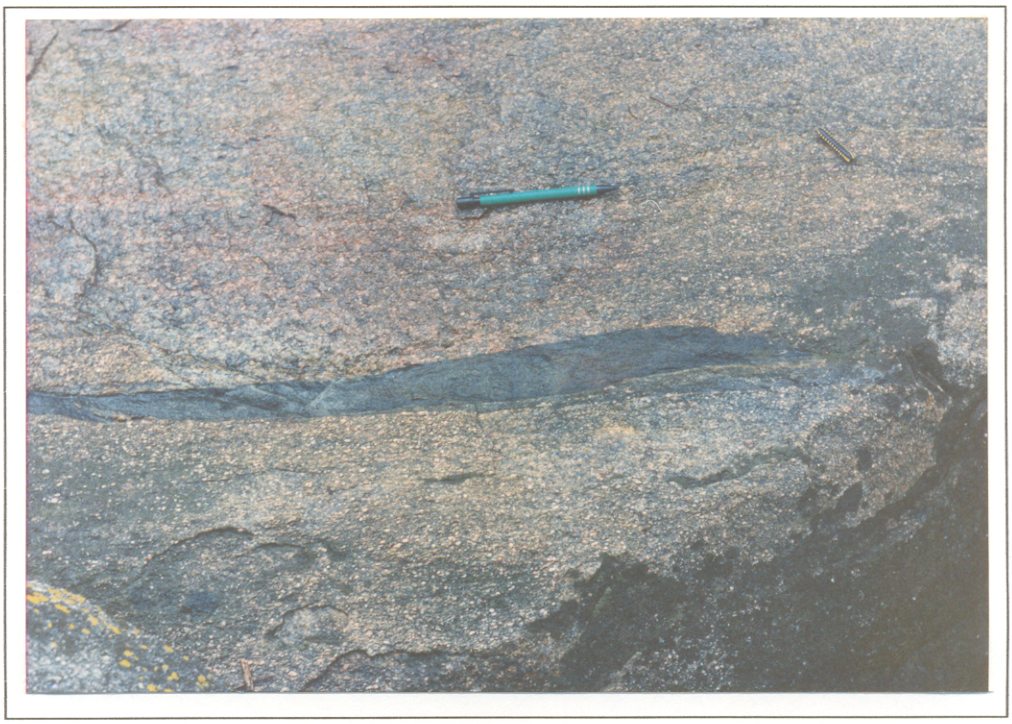


Figura 44. Xenólito de rocha anfibolítica fortemente estirado, presente no granitóide II.



Figura 45. Lineação mineral observada no granulito máfico tipo II, aflorante na estrada que une Cariré a Pacujá. O alinhamento dos minerais máficos ressaltam a lineação.



Figura 46. Ondulações suaves associadas a presença da amêndoa.



Figura 47. Dobra em olho em paragnaisses nas proximidades de Cariré, com eixo apontando para a direção do maior estiramento sofrido pelo conjunto rochoso.



Figura 48. Ondulações em "Z" no bandamento migmatítico do ortognaisses, vinculadas a um cisalhamento dúctil-frágil destral.



Figura 49. *Drag-fold* desenvolvida pela movimentação sinistral de um plano de falha inversa oblíqua. Notar que o veio de composição quartzo-feldspática acompanha e marca o sentido de movimentação do plano de falha.

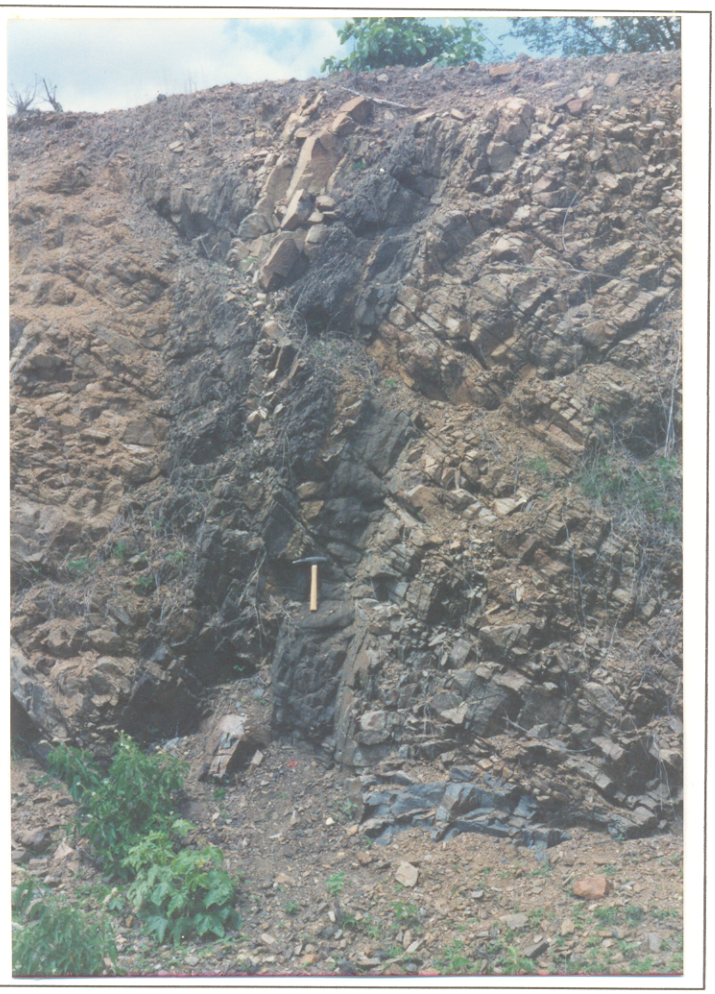


Figura 50. Falha inversa de ângulo moderado, presente no granulito máfico, seccionando a estruturação mais antiga. A porção mais escura na foto se refere a um dique máfico, que exibe foliação interna.



Figura 51. Detalhe da zona de falha, onde a feição planar interna está orientada aproximadamente segundo W-E, o que contrasta com a foliação do granulito encaixante, que se orienta segundo NE-SW.



Figura 52. Falha transcorrente sinistral disposta segundo NNW-SSE, desenvolvida nos milonitos da faixa I, proxímo ao Lineamento Sobral-Pedro II, na estrada que une Cariré a Pacujá.



Figura 53. Falha inversa secionando veio granítico e a encaixante granulítica, próximo a Faz. S. Pedro.

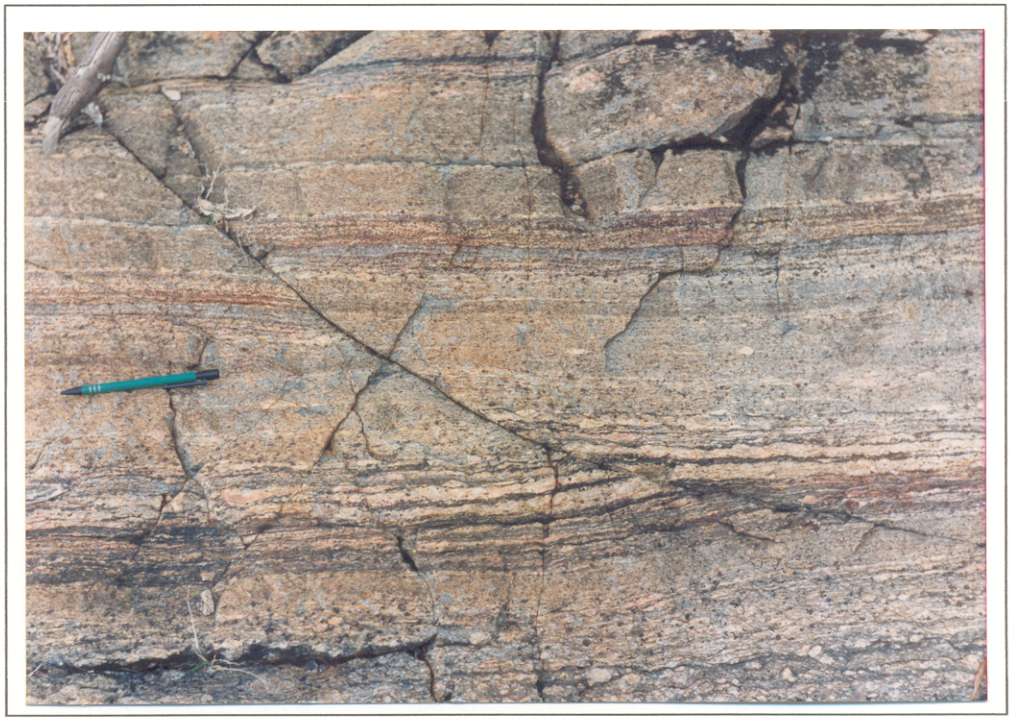


Figura 54. Visão em planta de uma descontinuidade observada no enderbito, nas proximidades da Faz. Maltez, que apresenta geometria encurvada, e movimentação sinistralmente.



Figura 55. Juntas subverticais regularmente espaçadas presentes no granitóide III. Observar as fraturas semi-perpendiculares a esses planos de juntas.



Figura 56. Padrão de fraturamento observado no granulito máfico do tipo I, onde esses planos tendem a adotar uma relação de perpendicularidade com a foliação da rocha. Notar ainda, o espelho de um plano de falha normal desenvolvido na local.

- o termo foliação será usado em sentido amplo e compreenderá a xistosidade, o bandamento\aleitamento e a foliação milonítica que mostram em geral, uma disposição espacial concordante, representando assim, o plano XY do elipsóide de deformação finita (plano de achatamento);

- as lineações de estiramento e mineral exibem um comportamento espacial similar na área, sendo denominadas então, simplesmente lineação. Estão, em grande parte contidas, nos planos de foliação e permitem deduzir a posição do eixo X (eixo de estiramento principal);

- a crenulação e a clivagem de crenulação superpõem-se às foliações, modificando-as localmente, sendo um indicador estrutural de uma fase mais tardia da deformação;

- as juntas, amplamente distribuídas em toda a área, com geometria que permite caracterizar esse segmento crustal como relativamente fraturado; em número de até seis famílias que se entrecruzam.

5.2 MICROESTRUTURAS

As observações em seções delgadas permitiram o reconhecimento de variadas feições microestruturais de deformação, a seguir descritas:

- extinção ondulante, observada em minerais como quartzo, plagioclásio, k-feldspato, micas, anfibólios é um reflexo da presença de defeitos cristalinos produzidos em diversos estágios da deformação;

- sistemas de porfiroclastos (PASSCHIER & SIMPSON, 1986), que exibem sombras de pressão, nas quais se encontram normalmente quartzo ou feldspato recristalizado dinamicamente, ao redor de granadas ou k-feldspatos. De um modo geral, esses porfiroclastos foram interpretados como sin-cinemáticos, e teriam sido rotacionados durante a deformação, definido durante esse processo franjas que servem como indicadores cinemáticos. Pelas observações efetivadas, foram definidos tipos que possuem simetrias internas ortorrômbicas, sendo classificados, aparentemente, como porfiroclastos do tipo σ, que são caracterizados por uma franja de pressão composta por material derivado do próprio clasto (Passchier & Simpson apud WILLIAMS et al., 1994);

- fraturamento de cristais como resposta à deformação rúptil-dúctil ou rúptil, sendo mais expressivo em minerais como granadas, piroxênios, anfibólios, plagioclásios, k-feldspatos, não se constatando deslocamento ao longo desses planos de fraturas, o que caracterizaria microfalhas, nesses minerais;

- quartzo com textura "mortar", em lamelas e estirado (*ribbon*), são típicas feições observadas no mineral, configurando resposta à progressão da deformação;

- geminação e deformação de maclas de feldspatos estirados, são também produtos vinculados à progressão da deformação;

- arqueamentos, kinks e anostomose em micas, são feições vinculadas principalmente a micas e feldspatos, sendo de ocorrência localizada e pouco expressiva. A anastomose é uma particularidade das porções mais micáceas, e reflete o arranjo "ondulado" e a forma sigmoidal dos agregados de micas;

- rotação de porfiroblastos de granadas que ainda exibem grãos fortemente fraturados. Esses cristais comumente se mostram rotacionados, sendo o sentido de movimento marcado pela foliação que o envolve;

- feições pisciformes de cristais de micas e anfibólios que foram submetidos à deformação cisalhante dúctil, são respostas à intensificação da deformação nesses minerais, conferindo-lhes o aspecto sigmoidal, principalmente nos milonitos.

5.3 COMPORTAMENTO GEOMÉTRICO DAS ESTRUTURAS

5.3.1 Estruturas Dúcteis

5.3.1.1 Foliação

De um modo geral, em todos os conjuntos rochosos se desenvolve uma foliação milonítica, que segue a orientação NE-SW, conforme evidenciado pelo mapa de contorno estrutural da Figura 57. Esta foliação exibe mergulhos moderados a fortes para NW ou SE, ou localmente, NNW ou ESE. No extremo sul da área percebe-se uma atenuação na intensidade do mergulho, onde a foliação se sub-horizontaliza. Uma melhor caracterização desse elemento planar, será feita quanto da análise dos diversos conjuntos de rochas:

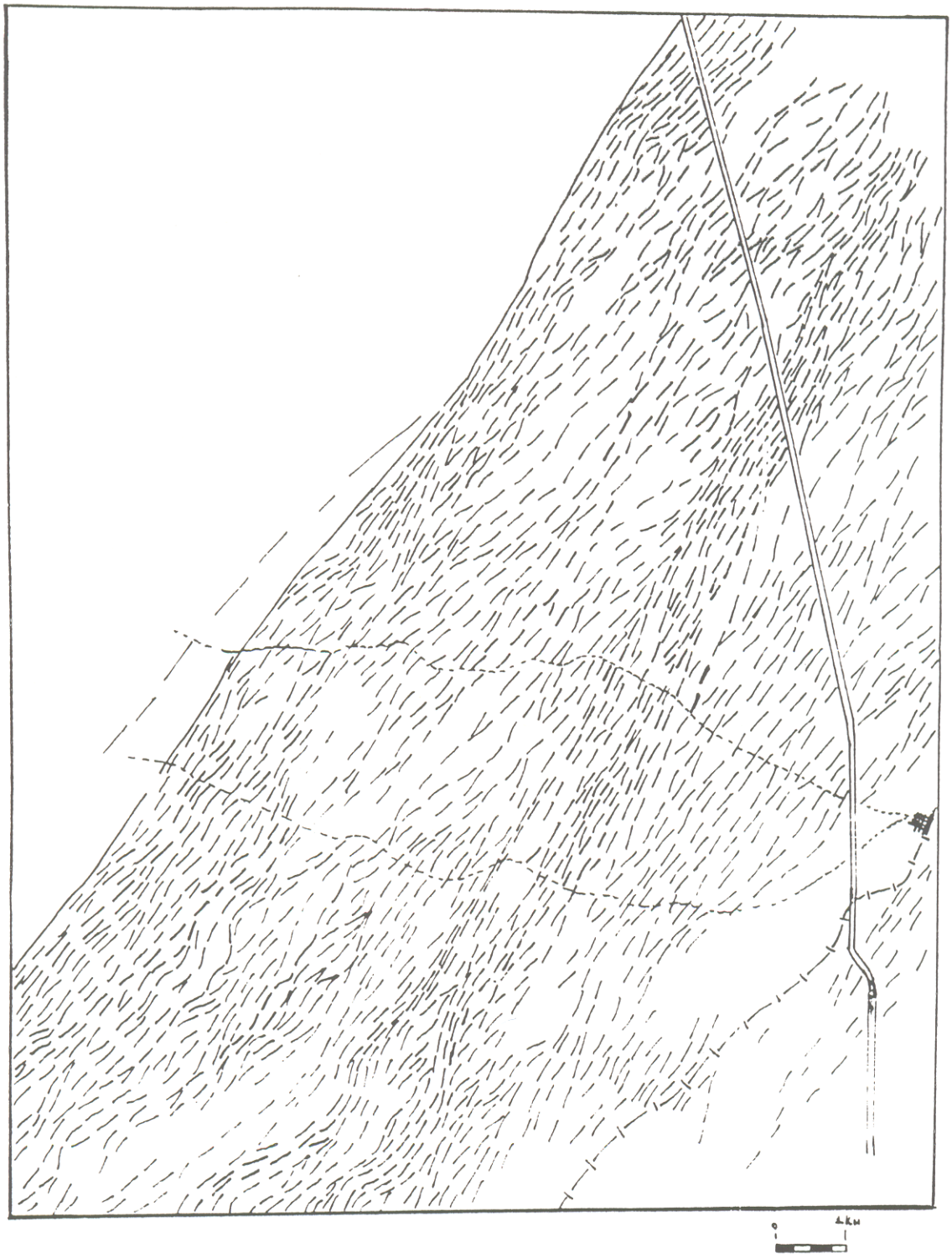


Figura 57. Mapa de contorno estrutural da foliação obtido para a região de Cariré.

- Faixa de Milonitos - os planos da foliação milonítica nos conjuntos I e II são bem desenvolvidos, sendo definidos pela relação matriz cominuída-porfiroclastos- mobilizados, sobrepostas ao bandamento metamórfico, marcando bem as passagens de níveis máficos e félsicos. Nos milonitos desenvolvidos sobre rochas calcio-silicáticas, a foliação é expressa, principalmente, pelo anfibólio tremolita, de variedade acicular. Nesses milonitos, o acentuado volume de mobilizados sin-tectônicos contribuem para ressaltar esta feição planar. As atitudes dos planos da foliação coletadas na faixas miloníticas I e II, podem ser visualizados nos perfis exibidos nas Figuras 58, 59 e 60 onde percebem-se mergulhos fortes a subverticais desses planos;

- Metapelitos e micaxistos - a foliação milonítica é materializada pelo arranjo de minerais micáceos (biotita/moscovita), sendo que, a foliação mais consistente é um bandamento definido pela concentração de granada e quartzo mais feldspato em finas camadas, emoldurados por micas e eventualmente silimanita (Figura 61);

- Ortognaisses e rochas granulíticas - a foliação é marcada por uma foliação S, realçada pelo bandamento metamórfico-composicional descontínuo, que se mostra paralelizado as bordas das zonas de cisalhamento (Figuras 62 e 63).

5.3.1.2 Padrões da Foliação

No mapa de contorno estrutural da área (Figura 57) podem ser observados alinhamentos correspondentes a traços de foliações que exibem uma orientação NE-SW marcante, com variações locais de orientação N-S. Baseando-se na orientação do mergulho da foliação torna-se possível a separação de domínios estruturais. Seu comportamento nos domínios definidos e os respectivos diagramas (Figura 64), serão apresentados a seguir .

Os domínios I, III, V, VII e IX possuem foliações que têm orientação geral em torno de NE-SW, com mergulhos moderados a fortes, predominantemente voltados para NW. O domínio VIII segue o padrão mencionado, contudo, apresenta os valores mais baixos de mergulho observados na área.

Os domínios supramencionados tendem apresentam nos diagramas um padrão de distribuição de dados do tipo axial, com alguma dispersão de atitudes. A orientação preferencial do domínio I é 62°/305° Az, sendo os mergulhos dos planos moderados a fortes (entre 34° a 88°). No

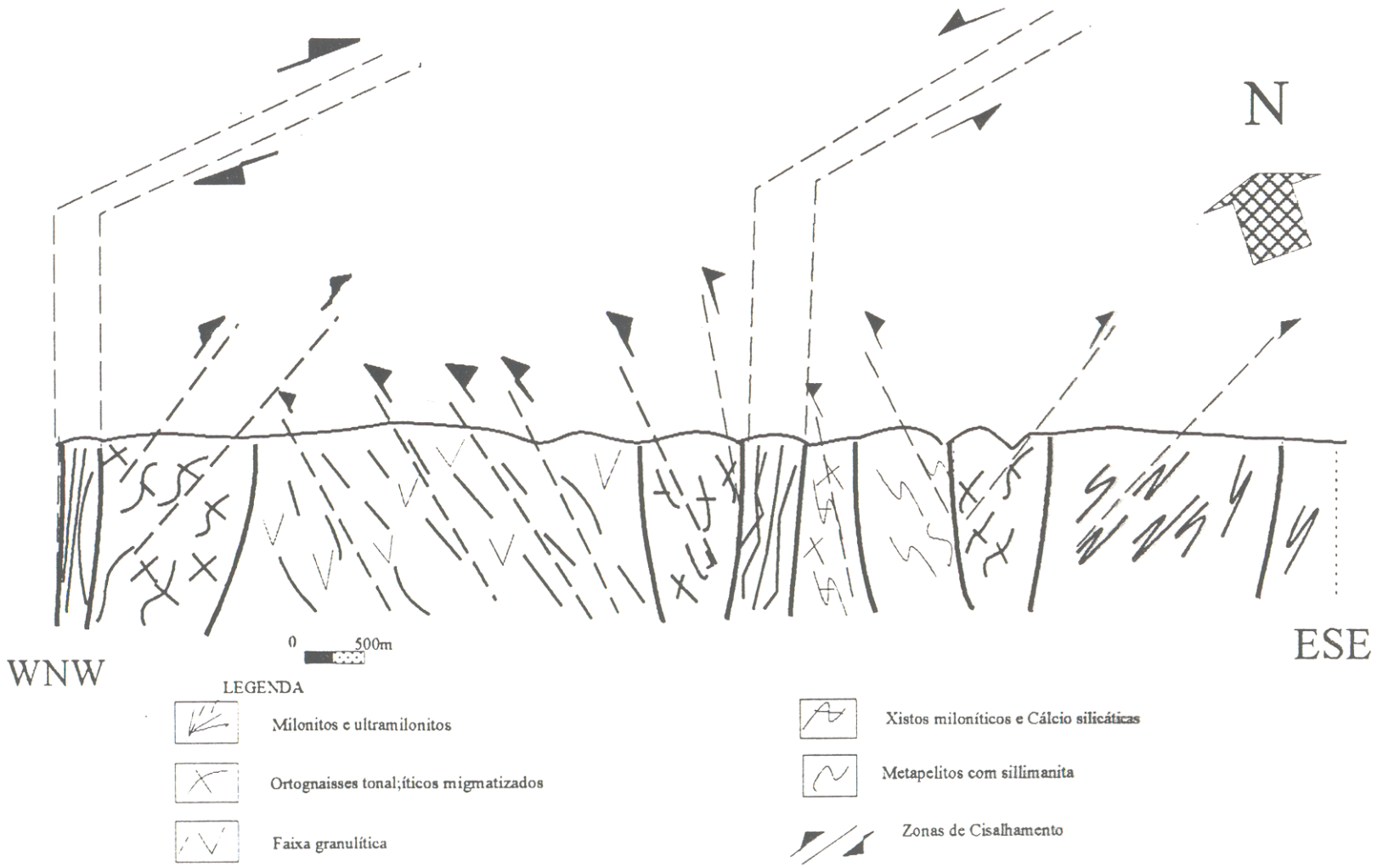


Figura 58. Seção geológica esquemática da estrada que liga Cariré a Ararius.

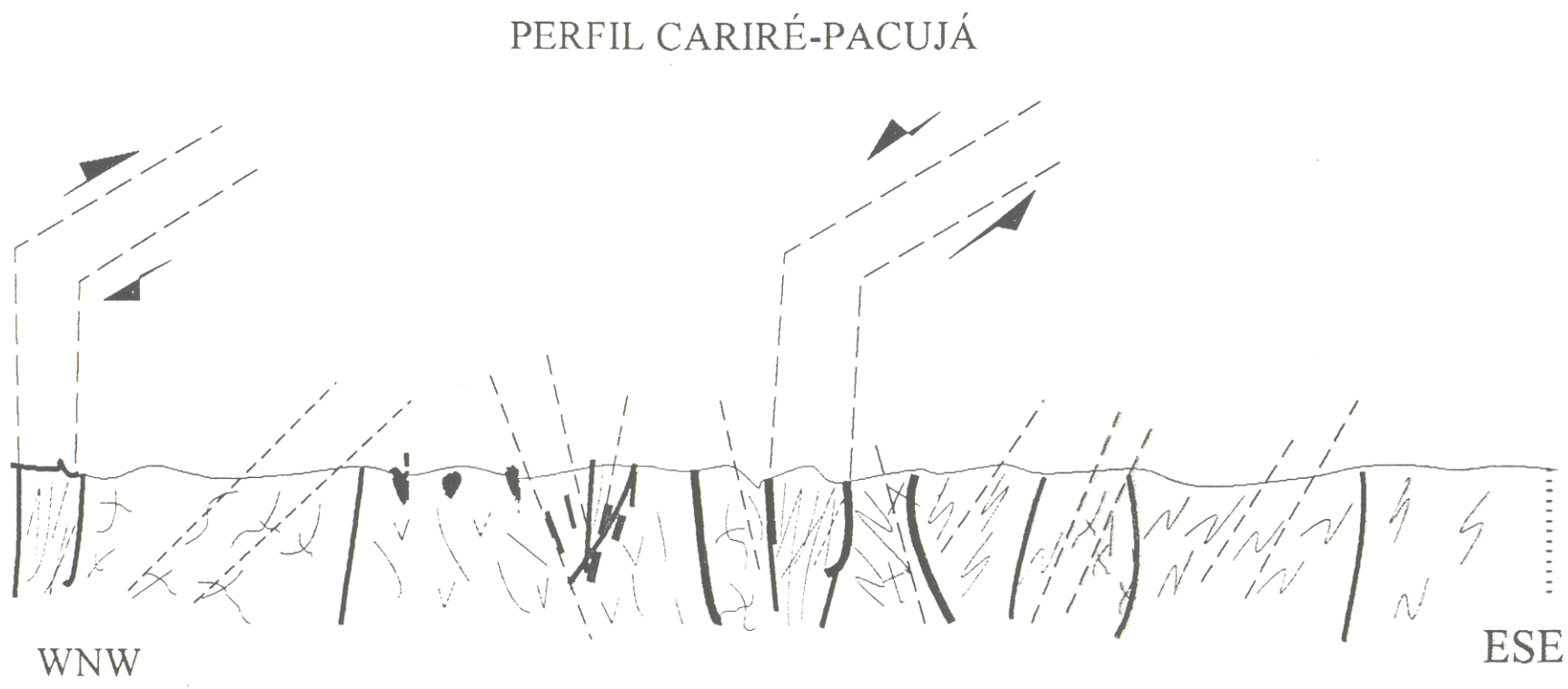


Figura 59. Seção geológica esquemática da estrada que une Cariré a Pacujá.

PERFIL JAIBARAS-CARIRÉ



Figura 60. Seção geológica esquemática da estrada CE-195.



Figura 61. Foliação desenvolvida nos metapelitos da faixa milonítica I, onde se percebe o forte mergulho desta estrutura. Notar o paralelismo de mobilizados presentes.



Figura 62. Foliação exibida pelo ortognaisse da Faz. Sto. Antônio ressaltados principalmente pelos níveis migmatíticos budinados ou estrictados, acamadados.

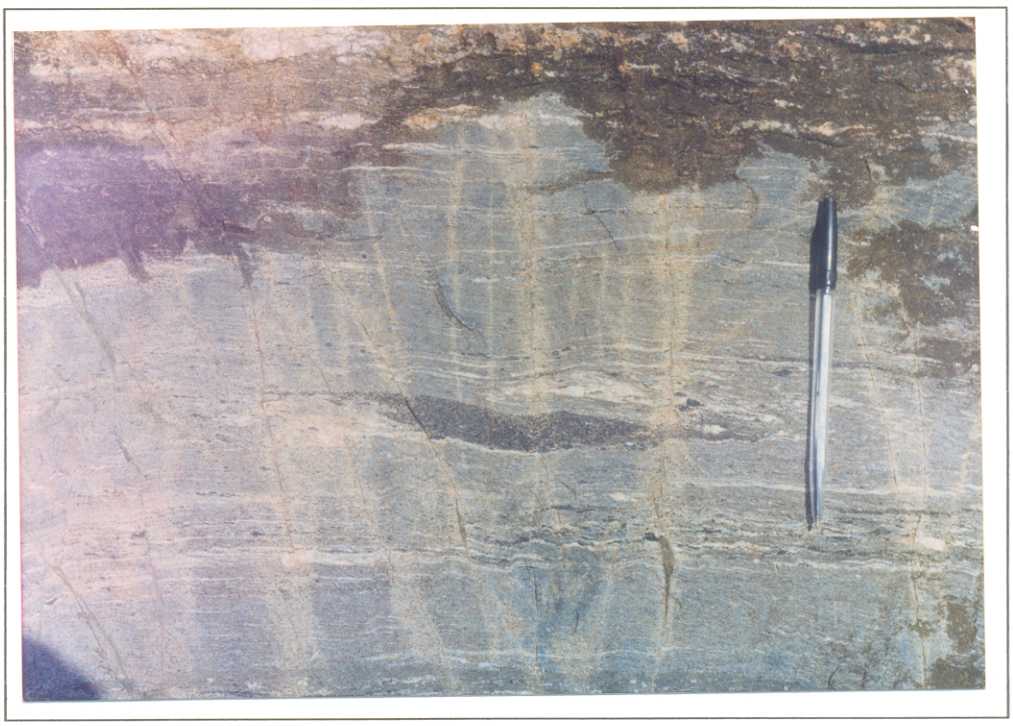


Figura 63. Foliação no granulito da Faz. Riachão, onde esta é composta pelo bandamento milonitizado acamadado. Atentar para o budin anfibolítico de forma sigmoidal, que ressalta o forte estiramento a que foi submetida esta rocha, além dos níveis crenulados, que se desenvolvem perpendicularmente à orientação da foliação.

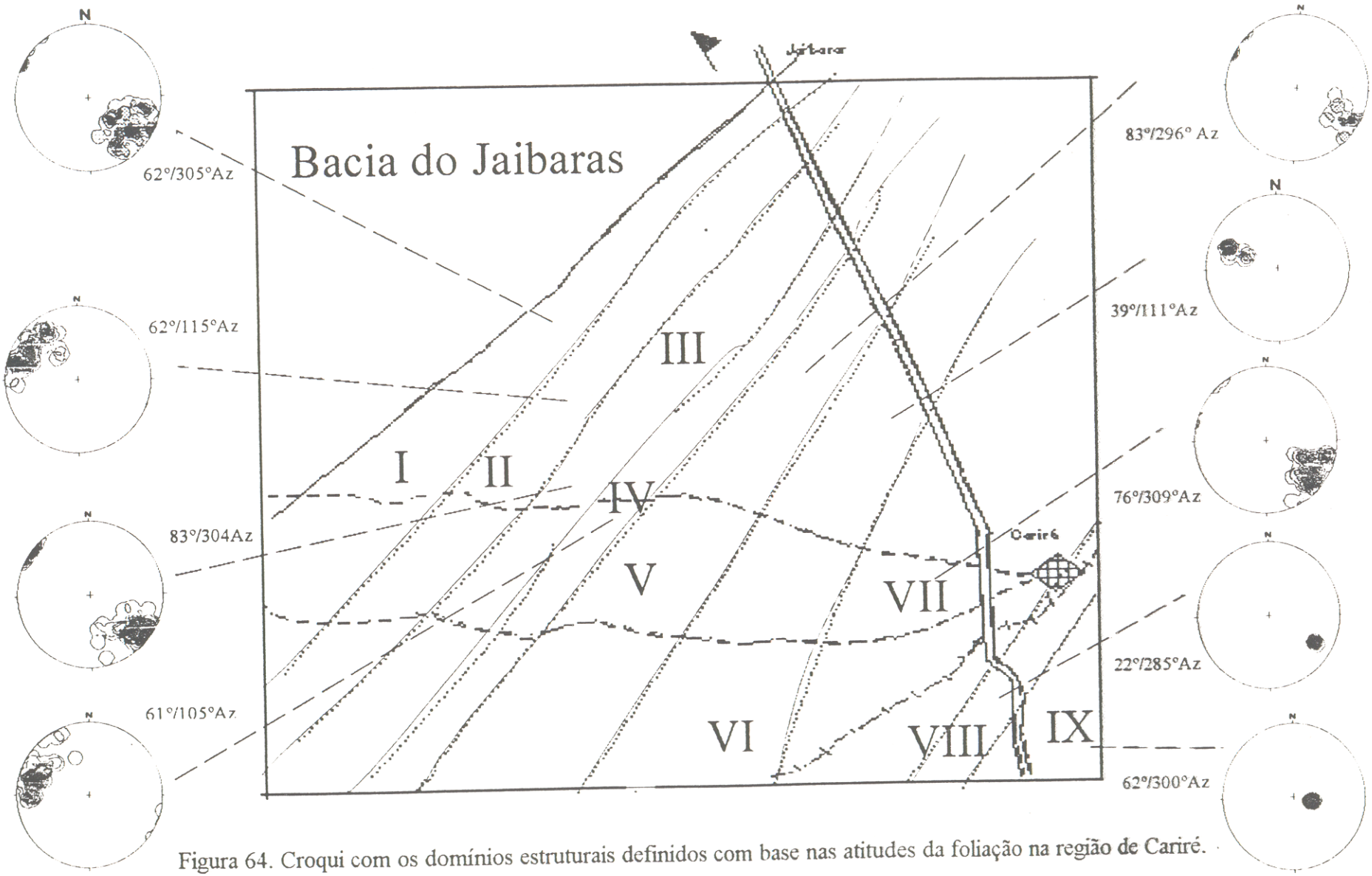


Figura 64. Croqui com os domínios estruturais definidos com base nas atitudes da foliação na região de Cariré.

domínio III os mergulhos variam entre 45 e 88 graus, com um máximo de 83° /304° Az. Para o domínio V a foliação exibe um de 83°/296° Az, com mergulhos entre 45° a 85°. O domínio VII, apresenta atitudes representadas por caimentos entre 40° e 86°, com o predomínio dos mergulhos fortes, e define um plano médio de 76°/309° Az. No domínio VIII são observados os menores valores de mergulho da foliação na área (entre 20° e 25°), com os dados definindo uma atitude média de 22°/285° Az. O domínio IX, no extremo sul da área, marca a volta dos mergulhos mais acentuados da foliação, que se situa na faixa de 60° e 70° , com plano médio de 62°/300° Az.

Os domínios II, IV e VI exibem a mesma orientação NE-SW, contudo, apresentando agora, mergulhos moderados a fortes para SE. O padrão de distribuição dos dados observado nos diagramas é também o tipo axial, com dispersões localizadas. No domínio II o máximo apresenta a orientação 72°/115° Az, com mergulhos entre 62° a 80°. Para o domínio IV, a foliação modifica levemente sua orientação, adotando uma disposição NNE-SSW, com mergulhos moderados a fortes para ESE, sendo o seu máximo de 61°/105° Az, com mergulhos que apresentam valores entre 60° e 80°. O domínio VI exibe um plano médio de 39°/111° Az, com mergulhos moderados entre 35° a 60°, o que foge ao anteriormente observado nos outros domínios.

Casos particulares de comportamento das foliações, estão presentes nos três granitóides foliados (GrI, GrII e GrIII), conforme mostrado na Figura 65. Exibem, aproximadamente, a mesma disposição regional NE-SW, contudo, apresentando variações localizadas, mencionadas a seguir. No GrI, a foliação é caracterizada pelo sua disposição subverticalizada, como mostrado no ponto 09, onde a mesma mergulha com valores entre 84° e 88° para W. Neste ponto a lineação possui mergulhos subhorizontais, entre 03° e 05° para N. No lado oeste do corpo (ponto 95), a foliação mergulha com valores entre 81° e 86° para 330° -340° Az, e as respectivas lineações, são do mesmo modo caracterizadas por mergulhos subhorizontais (entre 03° e 09°) para NE (65° Az) ou SW (240° - 260° Az).

No granitóide II, as foliações medidas possuem mergulhos fortes, com disposição que seguem o padrão regional (NE-SW), entretanto, exibindo agora, mergulhos para ESE.

O granitóide III exibe uma foliação de orientação próxima a NE-SW, com seus mergulhos (Figura 65) mostrando valores fortes a subverticais (entre 78° e 86°) para NW. As lineações medidas nesses planos possuem mergulhos para NE (entre 40° e 60° Az) com valores moderados (entre 15° e 27°).

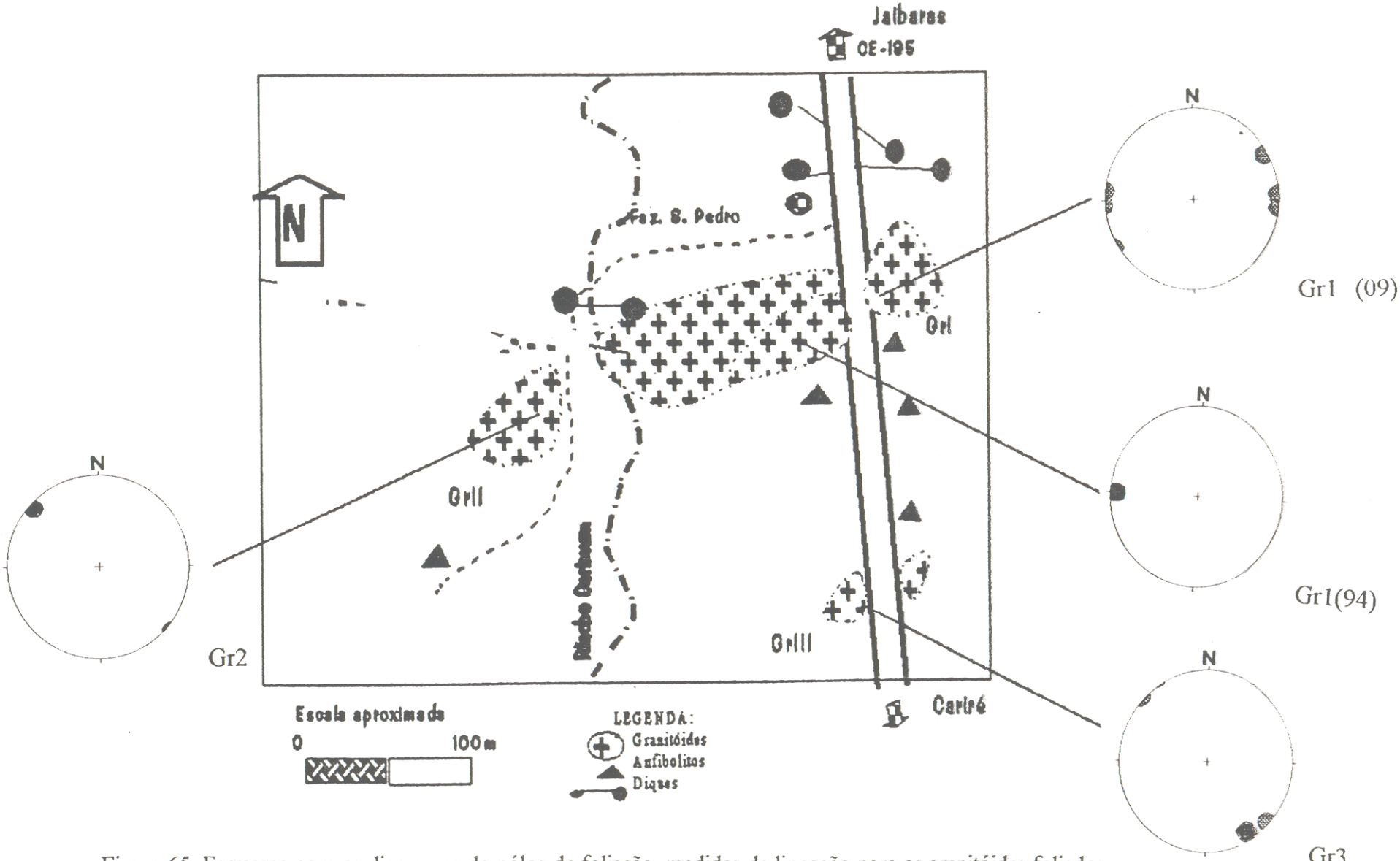


Figura 65. Esquema com os diagramas de pólos de foliação, medidas de lineação para os granitóides foliados.

Nos corpos I e II as foliações tem aproximadamente a postura da foliação presentes na(s) rocha(s) encaixante(s), resguardando-se variações localizadas. O corpo III é o que mais destoa nesse quadro, pelo fato da foliação mergulhar para NW e, a foliação da encaixante mergulhar para SE.

5.3.1.3 Lineações

A lineação é definida principalmente pela orientação de mobilizados estirados, grãos de quartzo alongados, ou de outros minerais como anfibólios e micas, segundo a direção X do elipsóide de deformação finita. Como esta feição desenvolve-se ao longo do plano XY, orienta-se preferencialmente, segundo a direção NE e SW, podendo então, do mesmo modo que a foliação, ser abordada levando-se em consideração os mesmos domínios estruturais definidos para a análise da foliação.

5.3.1.4 Padrões de Lineação

Os dados gerais da lineação obtidos nos vários domínios, são mostrados nos estereogramas da Figura 66. No geral as lineações exibem uma concentração de pontos predominantemente no quadrante NE, e outra concentração no quadrante SW, com eventuais dispersões locais, apresentando mergulhos moderados a fracos. Exibem uma relação de obliqüidade com os planos das foliações.

O domínio I possui mergulhos entre 10° e 30° e uma orientação preferencial de 28°/022° Az. No domínio II mergulha com valores entre 12° e 30°, e adota um máximo de 21° /010° Az. O domínio III mostra caimentos preferenciais em torno de 15° a 40° Az e 250° a 275° Az, sendo seus mergulhos entre 10° e 30°, com atitude média de 28°/033 Az. No domínio IV exibe medidas com mergulhos preferenciais para 0° a 30° Az e 170° a 210° Az, além de dispersões para ENE, WNW e SE, sendo o seu máximo de 07°/013° Az. Tais dispersões são influenciadas pelos dados coletados na Fazenda Riachão, ponto que integra este domínio, em decorrência de ser um local de forte atuação de zonas de falhas, que promovem modificações nas atitudes originais destas feições. No domínio V suas medidas exibem mergulhos entre 10° e 21° para 10°-40° Az e 180°-210° Az, definindo um máximo de atitude 21° /025° Az. Para o domínio VI, são observados caimentos para o quadrante NE (entre 10° - 45° Az), adotando um padrão axial de distribuição, com poucas dispersões. Sua atitude média é de 28°/016° Az. No domínio VII, as lineações apresentam caimento

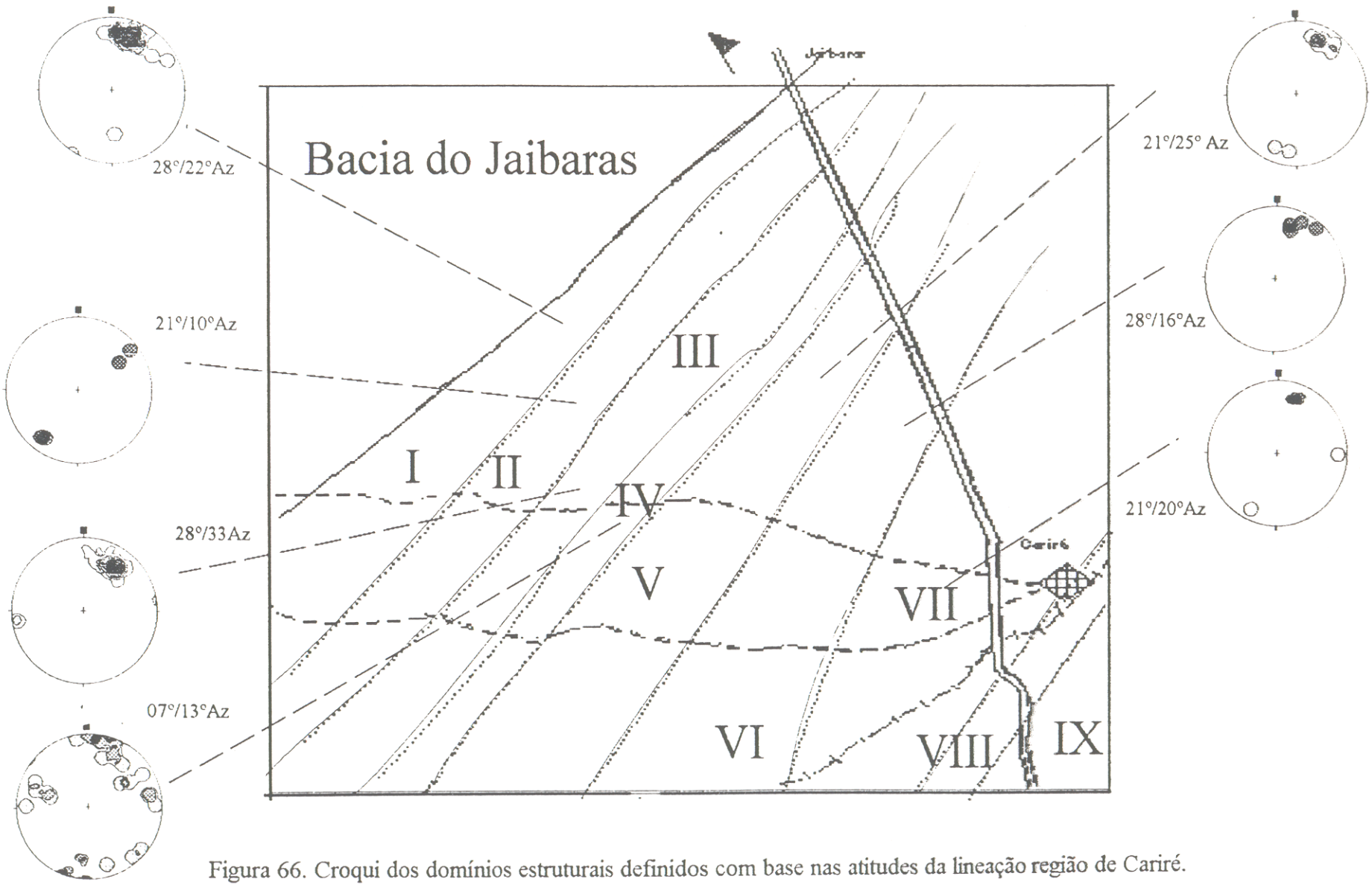


Figura 66. Croqui dos domínios estruturais definidos com base nas atitudes da lineação região de Cariré.

para NE (entre 0° e 30° Az) e SW (entre 200° e 215° Az), com predomínio para NE. Os valores de mergulhos oscilam entre 18° e 34°, sendo a atitude média de 21°/020° Az.

Para os domínios VII e IX não foram obtidos dados desta feição.

5.3.1.5 Dobras

Os eixos de dobras (F) colhidos na área, referem-se a estruturas curviplanares mesoscópicas observadas em afloramentos, que são desenhadas pela foliação/bandamento ou ainda, por mobilizados, na maior parte dos litotipos descritos. De um modo geral possuem dimensões deciméticas a centimétricas, podendo ser fechadas ou isoclinais, isoladas ou não pela foliação do conjunto. Foram reportados tipos assimétricos, dobras em bainha, e associadas com a movimentação da trama milonítica, que gera padrões em Z e S, com o predomínio do primeiro.

O estereograma da Figura 67 representa algumas medidas de eixos de dobras colhidas na área. Ao se comparar esse diagrama aos das Figuras 68 e 69, que representam o conjunto de dados da foliação e lineação respectivamente, percebe-se que os eixos das dobras estão praticamente perpendiculares ao grande círculo que enfeixara os pólos de foliação que insinua a composição de uma guirlanda. Além do mais os grandes círculos médios das foliaçõs mostradas na Figura 68 fornecem uma interseção (eixo β) que se situaria na mesma porção espacial dos eixos das medidas no campo. Observa-se ainda, conforme mostrado na Figura 69, que as lineações também ocupam a mesma posição espacial que os eixos de dobras.

5.3.2 Estruturas Rúpteis

As estruturas desta natureza referem-se, principalmente, a falhas e fraturas, que representam extensivos e sucessivos episódios de colapso dos maciços rochosos associados a uma história deformacional recorrente desde o pré-cambriano/neoproterozóico, (eventos Transamazônico e Brasiliano, e respectivas estruturações vinculadas à instalação das bacias Ubajara/Jaibaras e Parnaíba), passando pelo Mesozóico (separação América/ África) até os tempos mais recentes (neotectônica). São observadas falhas de diversos tipos, com rejeitos segundo o mergulho, ou oblíquo, além de transcorrências. Possuem porte variado, alcançando extensões de dezenas a milhares de metros, exibindo, muitas vezes, zonas de cataclase centimétricas a

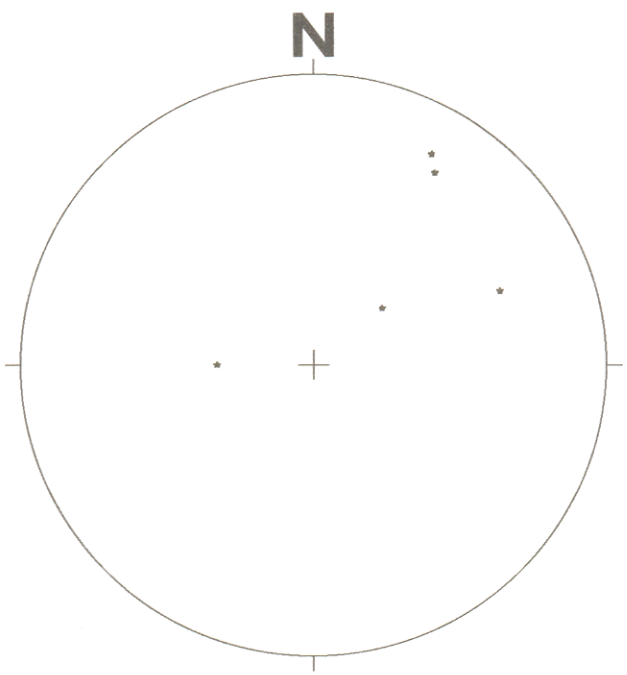


Figura 67. Algumas medidas de eixos de dobras (F) obtidas na região de Cariré.

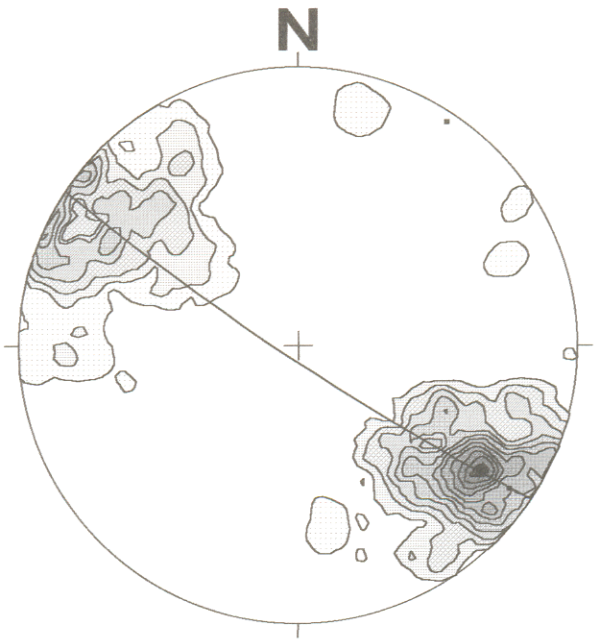


Figura 68. 207 medidas de foliação obtidas na região de Cariré, que define o plano médio de 69°/308° Az. O ponto no quadrante NE corresponde ao eixo X, Y ocupa a posição quase vertical e Z corresponde aproximadamente ao máximo obtido, que mergulha, no caso, para NW.

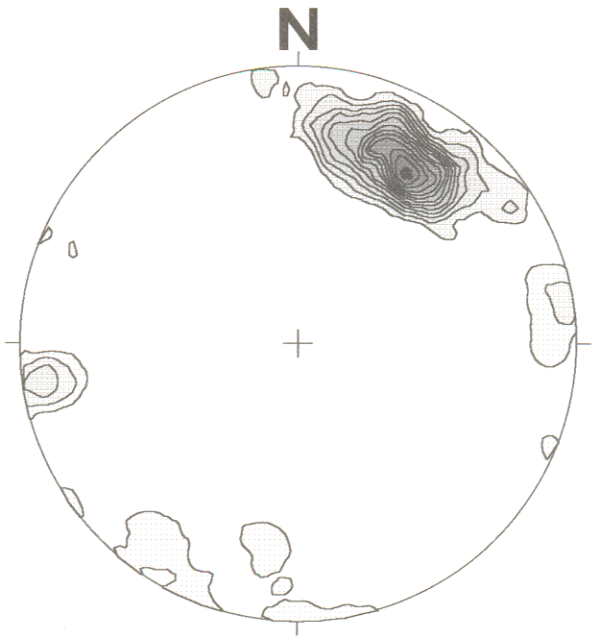


Figura 69. Conjunto de medidas da lineação obtidas na região de Cariré.

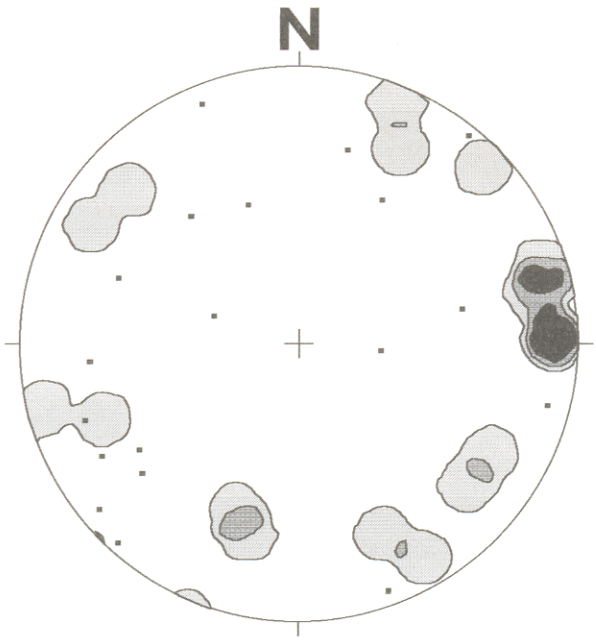


Figura 70. 21 medidas de falhas e estrias (quadradados), onde percebe-se o predomínio de uma família N-S, com mergulhos subverticais, caracterizando transcorrências, e subordinadamente, famílias W-E, NW-SE e NE-SW. Pelas relações de campo, a família N-S tende a ser a mais jovem por seccionar as demais. Curvas de 5, 10 e 15 %.

decimétricas, e rejeitos extremamente variáveis. Mostram relações de truncamento entre sí, com orientações variadas, que podem algumas vezes, coincidir com famílias de fraturas.

As fraturas/juntas que se observam na área são amplamente distribuídas, compondo, como as falhas, famílias entrecruzadas, que exibem espaçamentos e extensões variáveis. Podem refletir alívios de tensões em diversos momentos da história deformacional da área.

5.3.2.1 Falhas

O volume de informações coletado é restrito, destacando-se apenas padrões de falhas de orientação N-S e W-E, que predominam, e subordinadamente NW-SE e NE-SW, representado por falhas normais, inversas e transcorrentes. O estereograma da Figura 70 mostra o comportamento das atitudes de falhas, bem como das respectivas estrias de movimento coletadas ao longo do trabalho. Constata-se pelo diagrama, o predomínio da família N-S e subordinadamente, de famílias com orientações W-E, NW-SE e NE-SW. Através das relações de campo, percebe-se que a família N-S tende a ser a mais jovem por seccionar as demais.

O afloramento da Fazenda Riachão, por sua relativa extensão e excelente qualidade em termos de presença das rochas e feições estruturais propiciou uma análise mais acurada do comportamento das estruturas rúpteis (Figura 71). Percebe-se o predomínio de transcorrências sinistrais de direção W-E, e outras famílias de falhas N-S e NW-SE, dentro do padrão regional estabelecido. Nesse local, observa-se através das relações entre as diversas famílias, que a família W-E é a mais antiga e a N-S a mais jovem. Tal acertiva é corroborada pela orientação preferencial de diques segundo W-E, que podem ser os primeiros registros estruturais do campo de tensões que proporcionou, posteriormente, o desenvolvimento da família supramencionada.

5.3.2.2 Fraturas/Juntas

A partir do conjunto de dados coletados, mostrados na Figura 72, podem ser definidas quatro conjunto de fraturas, cujas direções gerais se situam em torno de WNW-ESE, N-S, NW-SE e ENE-WSW. Estas famílias se caracterizam por exibir mergulhos fortes a subverticais e de regular espaçamento. As concentrações de pólos dessas medidas permitem observar o predomínio das famílias orientadas segundo WNW-ESE, e que exibem mergulhos para NE e, subordinadamente para SW. A concentração do pólos delineia uma guirlanda com um máximo em 88°/208°Az.

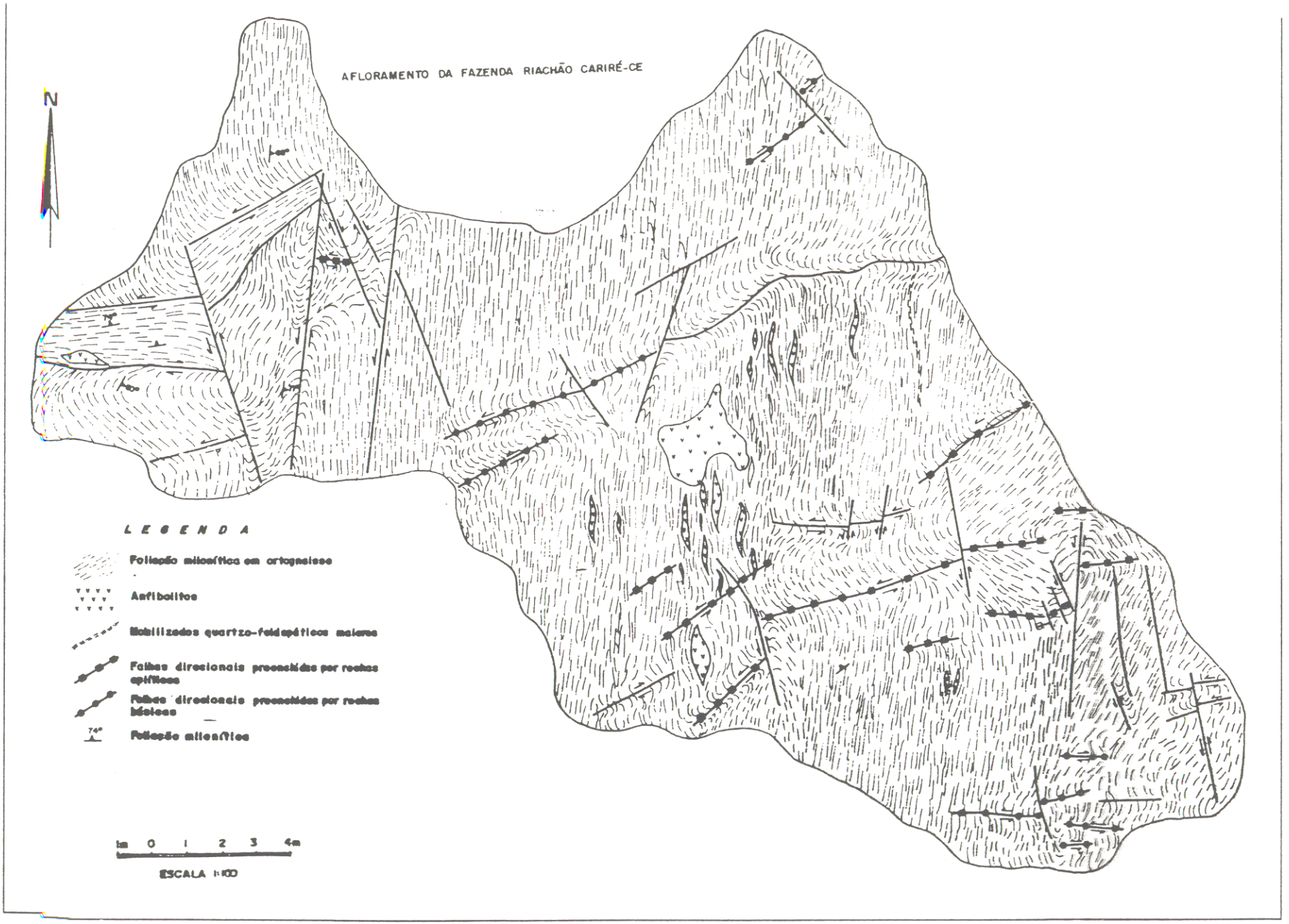


Figura 71. Mapa esquemático com as estruturas presentes no afloramento da Faz. Riachão. Elaborado pelos alunos da disciplina Análise Geométrica do Curso de Pós-Graduação em Geologia da UFPa.



Figura 72. 135 medidas de fraturas coletadas na área, sendo mais expressivas as famílias de orientação NW-SE, com mergulhos fortes para SSW e NNE, e secundariamente, famílias N-S, WSW-ENE e NE-SW. Curvas de 0.6, 1.9, 3.1, 4.4, 5.7, 6.9, 7.6, 8.8 %.

Comparando-se a posição deste eixo com o estereograma da foliação (Figura 73), verifica-se que as fraturas que se orientam segundo WNW-ESE tendem a adotar uma relação de quase perpendicularidade com a foliação.

5.3.3 Outras informações

As rochas de um modo geral apresentam, adicionalmente, ondulações vinculadas à clivagem de crenulação, onde a orientação de seus planos mostram uma direção em torno de W-E e mergulhos altos para N ou S.

Diques máficos e félsicos associam-se a zonas trativas, e freqüentemente exibem estruturas internas, como resposta a atuação de uma deformação cisalhante, no momento de sua colocação. Essas zonas, por seu deslocamento, promovem o desenvolvimento de dobras de arrasto, de onde se deduzem sentido de movimentação dextrais e sinistrais, com o predomínio do segundo. Normalmente adotam uma disposição preferencial W-E.

5.4 DISCUSSÃO DO QUADRO GEOMÉTRICO E CINEMÁTICO

O quadro geométrico das estruturas da área está delineado no mapa geológico/estrutural (Anexo A) e nos perfis apresentado nas Figura 58 a 60.

No que concerne as estruturas vinculadas à deformação dúctil, registradas em toda a área, a foliação é a anisotropia principal observada nos conjuntos de rochas, sendo amplamente distribuída em toda a área, compreendendo os planos de aleitamento, bandamento composicional e xistosidade.

Um outro tipo de foliação observada, compreende bandas de cisalhamento e clivagem de crenulação, que segundo WILLIAMS et al. (1994) desenvolvem-se tardiamente e em rochas que possuem boa trama planar (trama S/C), marcando a fase transicional rúptil-dúctil ou rúptil da deformação. Inclina-se cerca de 45° em relação à foliação mais antiga. Essa geometria é perceptível em afloramentos e amostras, não sendo, contudo, notada em seções delgadas.

O comportamento do mergulho da foliação permite a separação da área em domínios homogêneos. Nos domínios I, III, V, e IX, as foliações têm mergulho em torno de 60°-80°, para o azimute médio de 300° Az. O domínio VIII, que apesar de adotar a mesma disposição

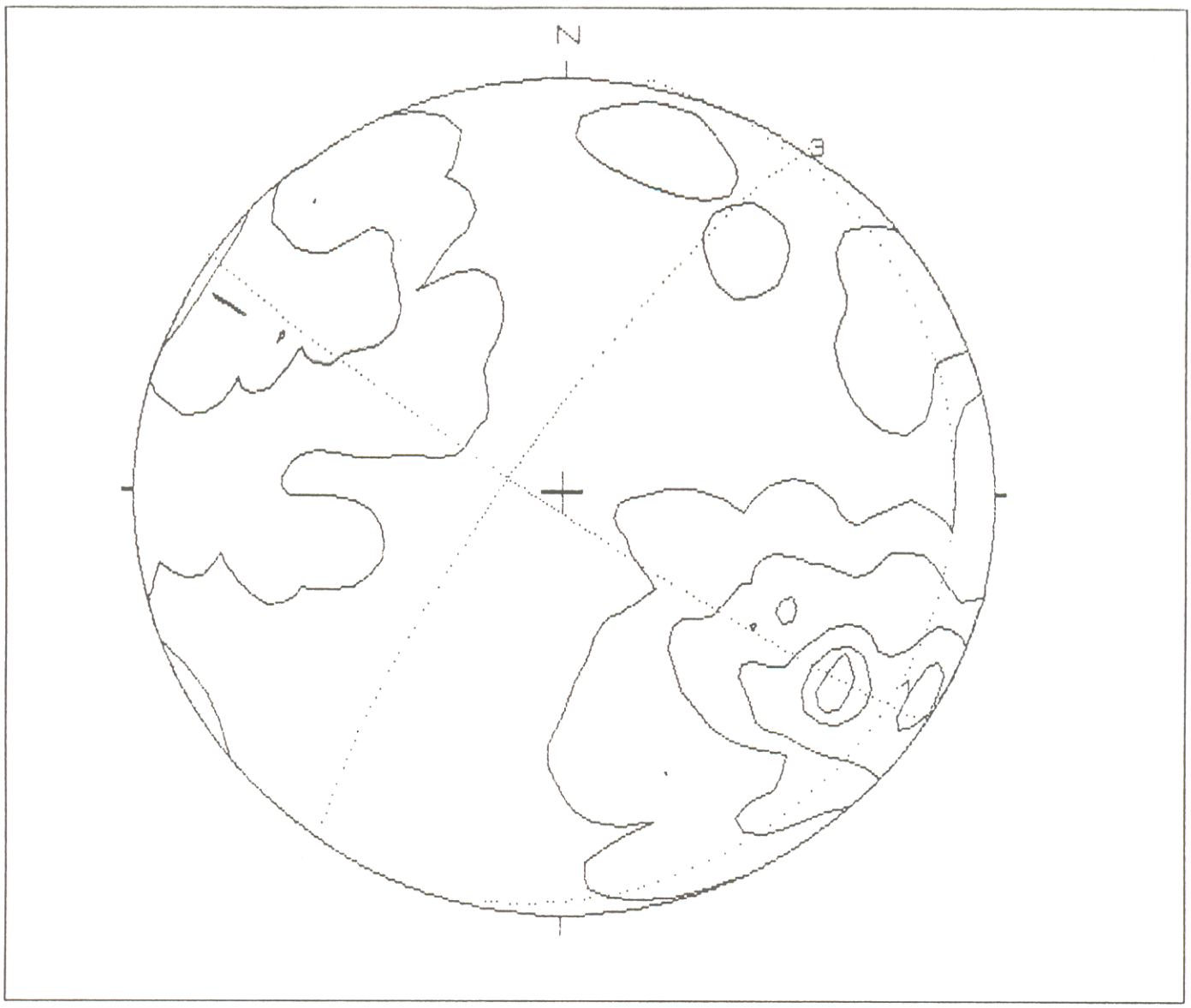


Figura 73. Diagrama de contorno de pólos de foliação e eixos cinemáticos obtidos através do *softwere* TRADE (IPT) para a região de Cariré.

regional dos domínios anteriormente mencionados, apresenta mergulhos baixos, com média de 22°/285° Az. Nos domínios II, IV a foliação mantém a mesma orientação, porém mergulha com valores elevados para SE. Neste contexto, o domínio VI apresenta a mesma disposição, contudo mergulhando para SE com valores mais baixos, com média de 39°/111° Az.

A foliação observada nos granitóides é marcado por mergulhos fortes a subverticais da foliação. No granitóide I possui atitude média de 79° - 88° com mergulhos para W ou 330° - 340° Az, ou seja, com disposição aproximada N-S a NE-SW. A do granitóide II, de orientação N-S, mergulha forte para E, com média de 82°/090° Az. No corpo III, a foliação de disposição NNE-SSW, mergulha forte para NW (entre 76° e 85°), em contraste com a encaixante que mergulha forte para SE. A alternância de mergulhos para os quadrantes NW e SE, pode refletir a presença de dobramento apertados em escala regional, posteriormente afetados pelas grandes zonas de cisalhamento.

A lineação, cuja atitude média é de 28°/033° Az, tal qual a foliação, pode ser agrupada em domínios homogêneos, sendo nos domínios I de 28°/022° Az; II de 21°/010° Az; III de 28°/033° Az; IV de 07°/013° Az; V de 21°/025° Az; VI de 28°/016° Az; e VII de 21°/020° Az. As dispersões observadas dessa feição podem refletir rotações incompleta de elementos estruturais, na modificação do caráter de cavalgamento para transcorrência, ou ainda, as alternâncias do mergulho da foliação como reflexo das grandes ondulações, ou até mesmo, anostomoses desta feição.

O limite entre os domínios, de um modo geral, tendem a não ser abruptos, mesmo quando da presença de zonas de cisalhamento dúctil, como observado no extremo norte e porção central da área.

As feições curviplanares, como pequenas dobras intrafoliais simétricas ou assimétricas e as assimétricas de flanco não rompido, *drag folds* (dobras com desenho da foliação ou mobilizados em S e Z) formaram-se em momentos distintos durante a deformação que originou as foliações, não se vinculando a dobramento regionais. Essas dobras foram rotacionadas durante a movimentação ao longo das zonas de cisalhamento, o que levou seus eixos a convergirem para a direção de extensão máxima. Seus eixos tendem a ser paralelos às direções das foliações e, suas posições espaciais se paralelizaram às lineações. Algumas dessas dobras, após cuidadosa análise, podem ser utilizadas como indicadores do sentido de movimentação da zona de cisalhamento.

Outro conjunto de *drag folds*, é gerado como resposta a atuação de cisalhamento em regime rúptil-dúctil a rúptil e reporta-se à presença de descontinuidades, que promoveram o arrasto de anisotropias mais antigas.

Os dados de foliação e o comportamento da lineação e eixos de dobras, por suas relações espaciais, permitem que sejam compatibilizados a atuação de uma zona de cisalhamento de direção NNE-SSW, e mergulho médio a forte para NW. Pelo fato de apresentar a lineação de estiramento com inclinação preferencialmente para NE, subordinadamente para SW, com mergulhos fracos a médios, é indicativo da presença de transpurrões na movimentação de massas, em associação ao desenvolvimento de transcorrências oblíquas.

A associação das variadas estruturas dúcteis são indicativas da existência de um evento tectônico que envolveu movimentos de massas rochosas, com rotação, o que leva a se reconhecer um regime de cisalhamento não-coaxial. O evento referido deve ser entendido em termos de incrementos sucessivos de deformação até alcançar a estruturação final hoje observada, em termos de deformação progressiva. Nesse contexto deve-se mencionar que o caráter alternado do mergulho da foliação, poderia estar vinculado a um forte encurtamento do eixo Z, do elipsóide de deformação finita, o que proporcionaria condições para o desenvolvimento de dobras apertadas, em escala regional. O caráter não-coaxial implicou na rotação gradativa das feições geradas sucessivamente, promovendo o paralelismo das estruturas entre si e com o binário. Em situações de deformações acentuadas, este paralelismo é praticamente alcançado, como é o visualizado pelo arranjo em macroescala dos diferentes litotipos, e das feições estruturais que os integram (as estruturas S/C representam situações não avançadas de paralelismo, e de ocorrência localizada).

As feições curviplanares, como dobras intrafoliais e as assimétricas, são indicadoras da ocorrência de transposições e, por sua incidência ocasional e geometria variável, podem não estar vinculadas a dobramentos regionais, mas sim a feições desenvolvidas em diversos momentos do evento do cisalhamento não-coaxial dúctil, produtos de distúrbios no fluxo plástico e da rotação, impostos pelo binário, ou ainda, transposições. Como marcadores cinemáticos são observadas geometrias em Z e S, com o predomínio da primeira.

A guirlanda obtida do conjunto de dados de foliação (Figura 68) permite deduzir que a foliação tem uma atitude geral 69°/305° Az, e que além da alternância da orientação dos mergulhos da foliação, essa guirlanda reflete, por suas ondulações, grandes dobras regionais, e/ou ainda,

possivelmente, alongamento maior das lentes e budins, sendo seus eixos paralelizados com a lineação.

A lineação de estiramento tem direção geral próxima de NNE-SSW (Figura 69), possuindo atitude média de 28°/033° Az. Os indicadores de rotação tais como as feições curviplanares em Z e S, porfiroclastos rotacionados dextralmente, e de menor expressão, estruturas S/C dextrais, convergem no sentido de se definir o movimento de massas como sendo de nordeste para sudoeste. Tais dados permitem recompor o sistema de eixos de deformação para o último incremento da deformação finita, como sendo:

- plano de achatamento XY com direção NE-SW e mergulho forte a médio para NW;

- eixo de maior estiramento X com direcão NE-SW; o eixo Y que lhe é perpendicular envolveu estiramento menor; e.

- transporte aproximado de NNE para SSW.

Assim, de acordo com o estereograma da Figura 73 considerando-se que os círculos máximos representem os planos principais da deformação dúctil, suas interseções marcariam os eixos principais, de atitudes:

Z - 10/124 Az; Y - 80/280 Az e; X - 04/034 Az.

A alternância dos mergulhos da foliação estariam vinculadas ao cavalgamento oblíquo e representariam acomodações dos blocos ou mega-fatias durante o cavalgamento, aliados, posteriormente, ao desenvolvimento de ramificações de transcorrências regionais, de direção NNE-SSW, que promoveram distúrbios localizados, o que é corroborado pelas atitudes das lineações, ou ainda, não se descartando a possibilidade a extensão de grandes dobras apertadas.

A análise das estruturas rúpteis, representada por falhas e fraturas/juntas mostrou no diagrama de pólos (Figura 70) uma dispersão dessas estruturas, talvez, como reflexo de sucessivos episódios de deformação dessa contexto tectônico. No conjunto de medidas de planos de falhas, percebem-se padrões preferenciais de orientações W-E, NNE-SSW, e subordinadamente NNW-SSE, NE-SW. As medidas de estrias contidas nos planos de falhas também estão exibidas no mesmo

estereograma. As observações de campo permitem definir que existem tipos diversificados de falhas: normais e inversas, com deslocamentos segundo o mergulho e oblíquos, além de transcorrências dextrais e sinistrais. As falhas normais oblíquas e transcorrências sinistrais, são as que predominam.

O padrão de fraturamento é penetrativo por toda a área com direções gerais segundo WNW-ESE, N-S, NW-SE e ENE-WSW. Estas famílias se caracterizam por seus mergulhos altos, onde o padrão WNW-ESE tende a ser perpendicular a foliação e a lineação de estiramento. As atitudes médias das famílias de fraturas são:

I - 86°/027° Az, II - 65°/060° Az, III - 60°/148° Az e IV - 84°/168 Az.

Para as estruturas rúpteis, entende-se que, pelo menos, o momento inicial do seu desenvolvimento, ocorreu quando da troca de posição dos eixos de tensão em condição de relaxamento do binário, quando se instalaram as primeiras anisotropias dessa natureza. Posteriormente, sucessivos episódios de deformação rúptil também deixaram sua marca nas rochas desse segmento crustal, como por exemplo, falhas e padrão de fraturas geradas quando da instalação das Bacias de Jaibaras, do Parnaíba, e até da tectônica Mesozóica ou mais recente, que contribuem para o aumento da complexidade do estudo dessas estruturas na área.

Em termos cinemáticos constatou-se a existência de falhas de diversos tipos, com movimentações dextrais e sinistrais, contudo, predominando o segundo critério.

Deste modo, aos dados de planos e estrias de falhas, tratados através da técnica de ARTHAUD, através do *softwere* TRADE (IPT), para o conjunto de medidas coletados, obteve-se os eixos cinemáticos mostrados na Figura 74:

E_1 - 80° /284 Az; E_2 - 04°/174 AZ; E_3 - 83° /010 Az.

Para a geração dos diferentes tipos de falhas, existiu uma atitude dos eixos cinemáticos que traduzia aquele momento da deformação rúptil, suscitando-se que na área, devem ter cambiado posições, através de pulsações, sem, talvez, uma expressiva modificação na orientação acima definida. Comparando-se os dados das falhas com os diques, suscita-se a possibilidade da família W-E ter se desenvolvido, inicialmente, como zonas distensivas, evoluindo a seguir, para falhas transcorrrentes e normais.

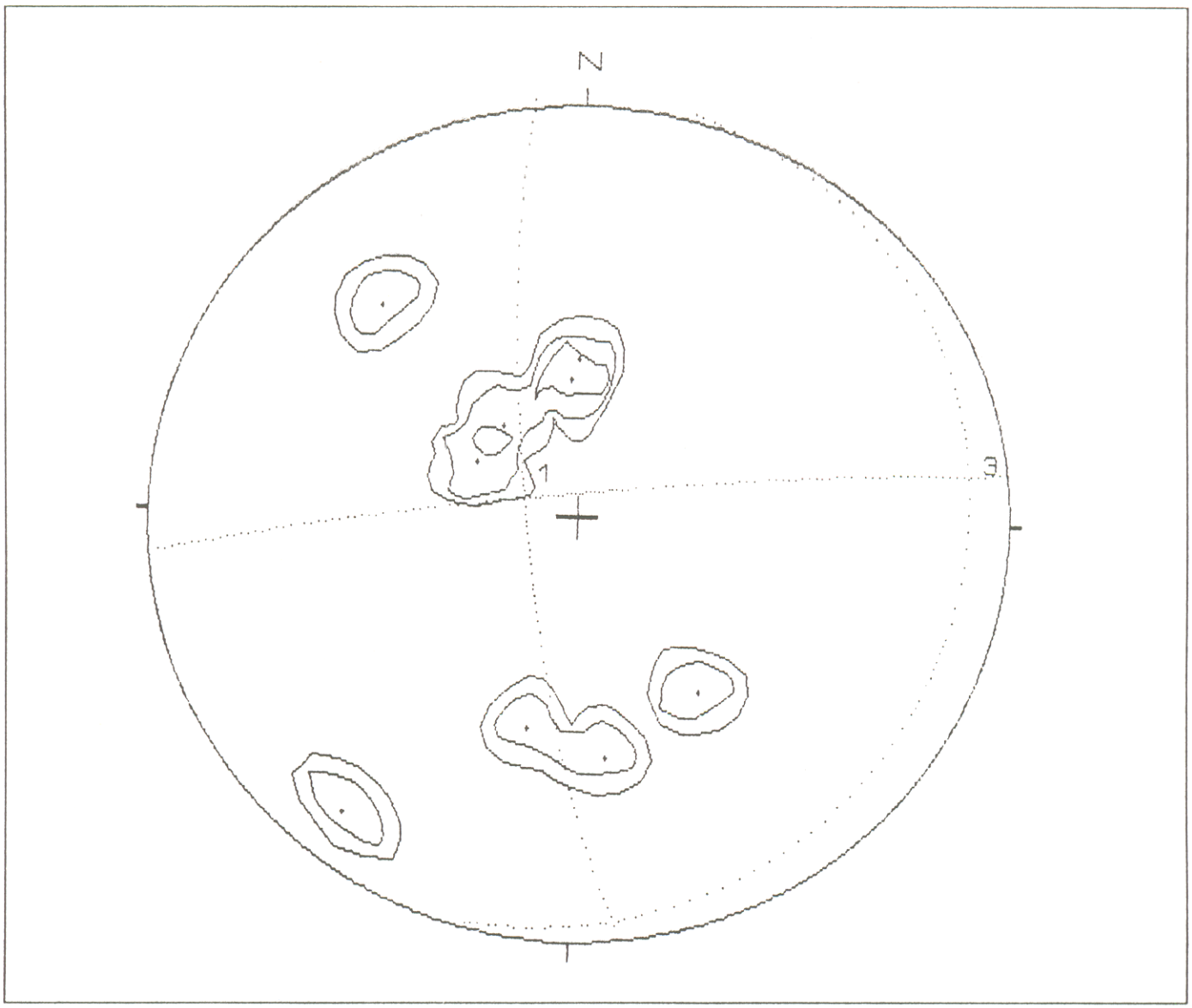


Figura 74. Diagrama de Arthaud e respectivos eixos cinemáticos obtidos através do *software* TRADE (IPT), para o conjunto de medidas de falhas e estrias na região de Cariré.

A comparação entre os eixos cinemáticos da fase dúctil e rúptil alcançados pela análise dos respectivos dados, permite a visualização de um modelo cinemático para a área, que traz no seu bojo registros de uma tectônica polifásica. Nesse contexto, a deformação dúctil refletiria da atuação de um binário dextral orientado aproximadamente segundo NE-SW. A diversidade a deformação rúptil observada na área, dificulta a adoção de um modelo específico, contudo, nossos dados, apontam para um caráter bem diferenciado do encontrado para a deformaçào dúctil.

5.5 SÍNTESE

Do explanado podemos ressaltar as seguintes informações:

- o modelo geométrico das estruturas da área acha-se consubstanciado no mapa litoestrutural e nos perfis das Figuras 58-60, que refletem principalmente a foliação, devendo-se acrescentar/realçar os seguintes detalhes mais importantes:

a) as estruturas mais antigas são representadas principalmente pelas foliação e lineação. Outras feições associadas são particularidades que não influem no modelo geral. Nos domínio I, III, V, VII, VIII e IX, a foliação tem direção NNE-SSW e mergulho moderado a forte para NW, exceto no domínio VIII, onde o mergulho torna-se baixo. Nos domínios II, IV e VI, a foliação mergulha para SE, também com valores fortes a moderados; a lineação, de um modo geral tem mergulhos baixos a moderados para NE, e de menor incidência para SW;

b) a estas estruturas sobrepôs-se uma crenulação. A orientação da clivagem de crenulação associada é W-E/mergulhos altos; e que corresponde a uma fase de transição rúptil-dúctil que atuou na área;

c) igualmente, sobrepuseram-se famílias de fraturas/juntas, em número de quatro, todas de alto mergulho. As orientações variam um pouco de local para local, em torno de WSW-ENE, N-S, W-E e NW-SE em ordem de predominância. A família WNW-ESE mantém relações de obliquidade com a foliação, exceto as famílias W-E que tendem a ser perpendiculares a esta, relação também válidas com as lineações.

- o modelo cinemático aponta para um contexto policíclico, sendo o evento tectõnico de cisalhamento dúctil não-coaxial, ligado à ação de um binário dextral, que impôs movimento de massas de NNE para SSW, em condições mais brandas de P e T, possívelmente, em

regime dúctil-rúptil, arrefecendo até a de condições da fácies xisto verde baixa) e, rúptil, com processo herdados deformação superpostas, sob atuação de um binário sinistral, separados por um longo intervalo de tempo.

- este modelo cinemático é coerente com a articulação de blocos crustais que têm sido reconhecida na região, contudo, tendo os *pulsos* deformacionais deixado tramas bem distintas. A trama dúctil estaria vinculada à deformação transamazônica e, a rúptil, principalmente, ao contexto da deformação brasiliana.

6 METAMORFISMO

As associações paragenéticas definidas quando dos estudos petrográficos apresentados no capitulo IV mostraram a ocorrência de minerais índices que são excelentes marcadores do metamorfismo que atuou sobre esse segmento crustal, desde o pico até às condições mais brandas, cujo o entendimento espaço-temporal será buscado apreciando-se também os aspectos deformacionais definidos para a área. Para alicerçar a proposta de organização dos eventos metamórficos, algumas reações minerais serão discutidas com maior detalhe. Os conceitos básicos sobre o metamorfismo aqui empregados foram extraídos de obras básicas tais como VERNON (1976), BARD (1987), BARKER (1990) e YARDLEY (1981).

As condições metamórficas que afetaram os litotipos da região de Cariré refletem a atuação de um metamorfismo regional dinâmico ou de zonas de cisalhamento, associado a taxas de *strain* elevadas, e condições de P-T variáveis em função do nível crustal onde os processos de transformação tiveram lugar. Estes níveis variaram de infracrustais, evidenciados pela presença de granulitos e derivados, além de gnaisses migmatizados, com P-T elevados, até níveis mais rasos onde as condições mais brandas são manifestadas pela presença de paragêneses metamórficas desestabilizadas. As associações minerais resultantes marcam a atuação de eventos tectono-metamórficos ou, alternativamente, podem significar o gradual processo isostático regional.

Nos estudos realizados não apenas foram analisadas as fases minerais constituintes, que marcam as condições do pico metamórfico e subsequente decréscimo das condições de P-T, mas igualmente, importantes microestruturas, uma vez que, minerais e microestruturas estão intimamente relacionados, e resultam da combinação de parâmetros físico-químicos experimentados pelas rochas durante a sua evolução (BARKER op.cit).

6.1 PARAGÊNESES MINERAIS

As paragêneses definidas no variado conjunto de litotipos estudados na Faixa de Alto Grau de Cariré estão listadas no Quadro 04. A feição mais persistente percebida é a presença de paragêneses com ortopiroxênio a NW e SW da área; sillimanita nas porções norte e sul; e a ausência da sillimanita na porção central da área, próximo à faixa milonítica II, onde é marcante a

Quadro 04. Litotipos e assembléias minerais primárias e secundárias presentes na região de Cariré.

LITOTIPOS	ASSEMBLÉIAS MINERAIS	ASSEMBLÉIAS SECUNDÁRIAS
FAIXA DE MILONITOS E ULTRAMILONITOS		
Sillimanita-granada-biotita gnaisse	Qz+Plg+Bt+Gr+Sill +(Ilm+Zr)	Epd+Bt+Sericita
Gnaisse quartzo-feldspático	Qz+Plg+Ms +(Zr)	Sericita
Anfibolito	Anf+Plg	----------
Cálcio-silicáticas	Dp+Plg+Qz	----------
FAIXA GRANULÍTICA		
Gnaisse Kinzigítico	Qz+Bt+Plg+K-fd+Sill +(Opc+Zr)	Carbonato+Sericita
Granulito Máfico Tipo I a)	$Plg(An_{34-41})$+Hb+Bt+Hyp+Dp+Qz + (Opc+Zr+Ap)	Ms+Cl
Granulito Máfico Tipo I b)	$Plg(An_{58})$+Hb+Hyp+Cpx + (Op)	Sericita+Cl
Granulito Máfico Tipo II	$Plg(An_{34})$+Bt+Dp+Hyp+Qz +(Op+Zr)	----------
Enderbito	$Plg(An_{36})$+Qz+Hb+Bt+Dp+Hyp + (Zr+Gr+Ap+Op)	Hb+Bt+Epd+Sericita
*Ortognaisse com granada	$Plg(An_{32-36})$+Qz+Hb+Bt + (Zr+Ap+Op+Cpx)	Bt+ Sericita
Cálcio-silicática	Dp+Plg+Qz +(Tn+Zr)	Sericita
Anfibolito	Anf+Plg	----------
Granitóides		
Gr I (trama ígnea)	Qz+Mic+$Plg(An_{34})$+(Bt+Tn+All+Zr)	Cl+Bt+Arg min+Sericita +Carb
Gr I (trama milonítica)	Qz+Mic+Plg+(Bt+All+Ap+Zr)	Cl+Bt+Arg min+Sericita +Carb
Gr II	Plg+Qz+K-f +(Bt Ms+Op+Zr)	Cl + Carb+Sericita +Arg min
GR III	Plg + K-f +Qz + Bt	-
FAIXA DE ORTOGNAISSES TONALÍTICOS		
Hb-Bt gn	$Plg(An_{34})$+Bt+Qz+Hb+Dp(Zr+Op)	Trm Act+Ser
Bt-Hb gn	$Plg(An_{32-34})$+Qz+Hb+Bt(zr+Ap)	Epd+Cl+Bt+Ser
FAIXA DE SUPRACRUSTAIS		
XISTOS MILONÍTICOS		
Bt - xisto	$Plg(An_{11})$+Qz+Bt(Zr+Tn+Ap+Op+Tm)	Epd+Seric+Carb+Cl
Gnaisse Calcio-silicático	Act+Epd+Plg+Cpx+Carb(Qz+Zr+Ap+Op)	Carb
Bt-MsGnaisse com Sill	Plg+Gr+K-fd+Bt(Sill+Ap+Op+Zr)	Serc+Carb+Arg min

presença de rochas que refletem condições metamórfica mais brandas; a ampla distribuição de granadas e biotita em diversas paragêneses; e o caráter migmatítico dos ortognaisses tonalíticos.

A sillimanita freqüentemente coexiste com a granada, indicando uma similaridade no volume composicional das rochas onde estas foram geradas e, as condições metamórficas vigentes na época.

Com algumas exceções, todas as fases minerais dentro da listagem da Quadro 04, exibem algum contato mutual. Contudo, sillimanita e quartzo são separadas por granada e biotita e/ou bordas de feldspato, embora eles sejam constituintes comuns das rochas.

Percebe-se que os termos metamórficos e as respectivas paragêneses, atingiram as condições máximas do metamorfismo e foram em seguida, em muitos casos desestabilizadas. A maior parte das paragêneses definidas indicam que o pico metamórfico foi alcançado em condições de fácies granulito. As condições mais brandas do metamorfismo, correspondentes ao fácies xisto-verde alto, são também evidenciadas e foram registradas, sobretudo, nos xistos miloníticos.

As paragêneses das rochas pelíticas e granulíticas são as que retratam melhor às condições sob as quais teve lugar o pico do metamorfismo. Nos metapelitos, as associações minerais, onde se inclui a sillimanita de variedade fibrolítica, indicam condições metamórficas de temperatura acima de 600 °C (BARKER, 1990) compatíveis com a fácies metamórfica anfibolito alto, no mínimo. Nos granulitos e enderbitos, os minerais índices tais como ortopiroxênio e plagioclásio anortítico, indicam, de modo consistente que foram alcançadas as condições metamórficas da fácies granulito. A presença de granada nessas paragêneses denotam condições de alta pressão (BARKER op.cit).

Nos ortognaisses, as paragêneses descritas não possuem minerais índices, definidores de fácies. Contudo, como essas rochas se apresentam migmatizadas, pode-se considerá-las como integrantes, de no mínimo, um ambiente compatível com as condições de fácies anfibolito alto, em virtude das condições anatéticas terem sido alcançadas (BARKER op. cit.).

A assembléia mineral presente nas rochas cálcio-silicáticas e nos xistos da faixa milonítica, assinalam outras condições metamórficas, em fácies xisto-verde alta, ressaltada, pela presença dos minerais biotita, tremolita, e do plagioclásio de composição An_{11} (BARKER *op. cit.*).

6.1.2 Assembléias Minerais Retromórficas

O processo de retrogressão envolve a desestabilização das paragêneses estabilizadas em condições de P e T mais elevadas. A retrogressão pode estar associada ao declínio dos valores de P-T, quanto da atuação de um outro evento metamórfico. Em qualquer caso é sempre essencial a presença de um fase fluida para a sua ocorrência (BARD, 1987; BARKER *op. cit*). Na área, a desestabilização de paragêneses foi observada em todos os litotipos, conforme se mostra no Quadro 04, podendo este fato ser interpretado como uma retrogressão associada ao soerguimento da área. Entretanto, paragêneses típicas da fácies xisto-verde alta são interpretadas como resultantes da reativação termo tectônica de antigas zonas de cavalgamento oblíquo, que possivelmente atuaram como transcorrências, em condições metamórfica mais brandas.

6.2 REAÇÕES E TEXTURAS METAMÓRFICAS

As condições termo-tectônicas que atuaram sobre os litotipos que integram o embasamento da região de Cariré, exibem texturas metamórficas, freqüentemente superpostas por texturas deformacionais.

Nos granulitos as texturas observadas são normalmente granoblásticas, ou heterogranular de contatos entre grãos poligonizados, típicas de condições termais da fácies granulito. Nelas os cristais de plagioclásio possuem contatos com junções tríplices, sendo que os minerais ferro-magnesianos mostram, algumas vezes, contatos curvos, indicando alguma minimização de energia. Segundo BARD (1987) texturas como esta se desenvolvem estaticamente em altas temperaturas (759° - 800 °C).

O bandamento composicional observado em seções delgadas nos gnaisses migmatizados, pode estar associado a uma fusão parcial *in situ*, sendo marcado pelo interbandamento de níveis de minerais quartzo-feldspáticos e máficos.

Estruturas/texturas granoblásticas, segundo BARKER (1990), para grãos com variadas formas, de contatos curvos a irregulares e junções múltiplas são indicadoras de não-equilíbrio. Em rochas de alto grau a minimização da área de superfície durante a recristalização e o desenvolvimento de estrutura granoblástica-poligonal é indicativa de alto decréscimo de estabilidade,

na qual essa interfácie apresenta junções tríplices com ângulos de aproximadamente 120° e com certa regularidade.

Porfiroblastos de granada, anfibólio (em menor quantidade) apresentam inclusões (normalmente quartzo, e menos freqüentemente, opacos, apatita) que dão ao mineral o aspecto de esponja. Tal feição é denominada estrutura poiquiloblástica, sendo que, normalmente, essas inclusões não se encontram orientadas. As inclusões representam fases inertes durante o processo de desenvolvimento do porfiroblasto (BARKER op. cit.).

As texturas de exsolução refletem o declínio da temperatura, e tem lugar quando soluções sólidas exibem uma imiscibilidade entre soluto e solvente (BARKER, op.cit). Uma das texturas de exsolução mais freqüentes observadas referem-se a presença de pertitas e antipertitas (em granulitos), que compõem intercrescimentos orientados, interpretados como oriundos de contínua precipitação. Os álcali-feldspatos de diversas paragêneses, preferencialmente, nos pelitos e nos ortognaisses, exibem textura pertítica, nas formas de gotas (*string*), lamelas (*banded* ou *lamellar*). Outro tipo de exsolução é observado na presença de óxido de ferro associado a micas (biotita) em metapelitos, muitas vezes associando-se aos planos de clivagem.

Simplectitos também são observados, notadamente nos granulitos e enderbitos. Marcam a cristalização simultânea de duas ou mais fases minerais. Assinala-se a presença de simplectitos (bordas quelifíticas) de granada + ortopiroxênio separados de ortopiroxênio e plagioclásio. BARKER (1990) afirma que a maior parte dos simplectitos está associada ao metamorfismo de alto grau, comum em gnaisses e granulitos, e é marcado, comumente, por intercrescimentos de pares minerais, sendo na maioria dos casos, considerados como o resultado direto da descompressão durante o soerguimento, o qual promove a desestabilização e conseqüente retrogressão das paragêneses de granulitos.

Outro tipo específico de simplectito observado, diz respeito a mirmequita (intercrescimento de quartzo com plagioclásio), que segundo alguns autores, vinculam-se a desestabilização do k-feldspato, sendo freqüentemente observado em gnaisses de alto grau submetidos à condições retrogressivas (Smith apud BARKER, 1990).

exemplos de coroa de plagioclásio envolvendo porfiroblastos de granada, e de anfibólio envolvendo piroxênio, os quais podem representar texturas indicadoras de descompressão de granulitos (BARD, 1987; BARKER op.cit). A ocorrência seqüencial de bordas de reação de (1) gr + cpx e (2) opx + pg em granulitos básicos a intermediários, pode ser indicativa da ocorrência de um resfriamento semi-isobárico antes do soerguimento.

As texturas em coroa e de borda de reação são exemplos de desequilíbrio entre fases, que podem avançar até o processo de pseudomorfismo (cristal que foi completamente alterado ou substituído por outro mineral), conforme se observa em diversos exemplos: anfibólio substituindo piroxênio, micas substituindo anfibólio, clorita ou biotota substituindo anfibólio, sericitização em feldspatos.

No geral as texturas descritas são indicadoras de reações de retrogressão, sendo de pouca freqüência a observação de reações que marcam a progressão metamórfica. Poucas são as relações entre minerais que podem ilustrar essa progressão, restringindo-se aos exemplos listados abaixo:

moscovita + quartzo ----> Al_2SiO_5 + k-feldspato + H_2O (1)

moscovita + quartzo ----> k-feldspato + sillimanita + fusão (melt) (2)

biotita + sillimanita + quartzo ---> k-feldspato + granada + fusão (melt) (3)

As reações acima são observadas nos metapelitos, onde a reação (1) marca a coexistência da sillimanita e k-feldspato, e a (2) representa o desenvolvimento da migmatização nessas rochas, comumente observado, face ao volume de mobilizados que as mesmas encerram. A reação (3) ilustra o aparecimento da granada. Segundo YARDLEY (1981), a granada se desenvolve em função da pressão, sendo indicadora de condições de alta pressão; e também, em função da razão Mg/Fe presente na rocha.

Nos metapelitos reações texturais indicadoras de condições de alta temperatura foram observados entre sillimanita e cristais de quartzo, coroas de granada e álcali-feldspatos. Estas texturas provavelmente resultaram de reações de desidratação progressiva. Bordas de plagioclásio

envolvendo granadas são interpretadas como produtos de reações retrógradas formadas durante um estágio tardio de soerguimento (BARD, 1987).

Biotita retromórfica é comumente encontrada em metapelitos e outros litotipos da área. Esta biotita secundária ocorre em bordas de grãos como pequenos cristais de coloração verde. Sillimanita, biotita e quartzo de granulação fina desenvolvem-se em volta de granadas, indicando a reversão de uma reação de progradação.

Os pelitos metamorfisados em condições de P-T mais brandas, conforme se observa pelas paragêneses com biotita + clorita + moscovita + quartzo, segundo YARDLEY (op. cit.), estariam inseridos na zona da biotita, e seriam marcadores de condições de baixa pressão.

Os constituintes minerais dos metabasitos (granulitos e enderbitos) são bons indicadores das condições de P e T, a que foram submetidas essas rochas. O anfibólio hornblenda é típico de alta temperatura. O clinopiroxênio diopsídio e o ortopiroxênio hiperstênio, se desenvolvem em temperaturas muito altas, e são característicos da fácies granulito. O plagioclásio se caracteriza pelo aumento do conteúdo da anortita com o incremento da temperatura. A granada é indicativa de pressões médias a altas (YARDLEY op. cit.).

Em função das paragêneses encontradas nos metabasitos podem ser apontadas as seguintes reações de fases:

ortopiroxênio + plagioclásio = granada + clinopiroxênio + quartzo (4)

ortopiroxênio + plagioclásio = granada + quartzo (5)

As reações (4) e (5) apontam a existência de condições de média a alta pressão, na geração da paragêneses dos metabasitos. A coexistência do quartzo com a granada e clinopiroxênio, aponta para condições da fácies granulito de alta pressão.

6.3 CONDIÇÕES DE P-T

A distribuição espacial das paragêneses e das reações de fases minerais, mostram a existência de duas áreas que apresentam caracteristicas distintas.

As paragêneses dos metapelitos e granulitos, e subordinadamente dos ortognaisses estão de acordo com as estimativas de P-T do metamorfismo de alto grau, sendo indicadoras, nos metapelitos, da atuação de condições de média a alta pressão, e temperaturas altas, o que proporcionou o desenvolvimento das reações de fases descritas nessas rochas. A distribuição espacial dessas rochas podem ser visualizadas no Anexo A.

Nos metabasitos, as paragêneses assinalam a ocorrência da fácies granulito na área, em estimativas de média a alta pressão e temperaturas também altas, o que é corroborado pelas reações de fases descritas para esses litotipos.

As rochas que encerram evidências de terem sido submetidas à condições de baixo grau metamórfico ocorrem na parte central da área. São representadas por xistos e rochas cálcio-silicáticas metamorfisadas em fácies xisto-verde alto a anfibolito baixo, encontradas adjacentes a faixa milonítica II .

O volume e a composição de feldspatos exsolvidos nos metapelitos, também pode ser utilizado como um indicador de que a temperatura foi muito elevada durante o pico do metamorfismo. Embora a composição aproximada somente possa ser obtida através da análise de microssonda integrada por causa da inomogeneidade, estima-se uma cristalização desse mineral em alta temperatura, a aproximadamente 900º C (BARD, 1987; BARKER, 1990).

6.4 DISCUSSÃO

O estudo das relações de fases, texturas de reações, nas diversas associações minerais observadas, mostrou que a área investigada experimentou evolução metamórfica similar, com exceção da porção central, metamorfisada em níveis crustais mais elevados do que o restante da região.

Os feldspatos ternários nos metapelitos e ortognaisses evidenciam a imposição de uma elevada temperatura metamórfica, em torno de 900°C (BARD, 1987). Esta suposição, pode levar a uma interpretação inicial de que os piroxênios de alta temperatura presentes em metabasitos intercalados nos metassedimentos possam ser de origem metamórfica, não se descartando, contudo, a possibilidade de representarem relictos magmáticos, uma vez que são encontrados nesse contexto geológico diques máficos granulitizados.

A foliação e lineação presentes nas rochas que se mostram bem desenvolvidas, são definidas pelo quartzo achatado e estirado e pela biotita, presente normalmente como agregados lamelares. O estiramento e achatamento foram atribuídos aos processos cinemáticos que ocorreram durante o metamorfismo de alto grau. A intensidade da deformação acentuou-se em algumas zonas de cisalhamento, especialmente ao norte e no centro da área. Esta deformação dúctil estirou, rotacionou minerais, como os porfiroclastos de quartzo e feldspato, e os blastos de granada, anfibólios e micas. Contudo, aparentemente, a progressão das reações formadoras de granada ocorreram concomitante ou tardiamente ao evento de estiramento, uma vez que nestes minerais não apresentam inclusões orientadas. Assim, na maioria das situações, o estiramento e o achatamento, provavelmente se sucedeu durante os estágios de metamorfismo em condições de alto grau, tendo prosseguido com o decréscimo das condições metamórficas.

À despeito das altas temperaturas alcançadas, a fusão parcial dos ortognaisses, metapelitos, e das rochas granulíticas, embora extensiva, não foi volumetricamente importante. Isto pode indicar condições de fusão em presença de reduzida fase fluída nessas rochas, ou reduzida atividade de H_2O devido a presença de CO_2 ou outros componentes fluidos (BARD, 1987; BARKER, 1990; BOHLEN, 1991).

A progressão dos parâmetros de P e T é marcada pelo incremento da pressão a por temperaturas muito altas, ocorridos subseqüentes ao estiramento litosférico. Isto pode ser explicado por modelos geodinâmicos envolvendo espessamento crustal orogênico, vinculado a um contexto regional, composto por cavalgamento de modo oblíquo de bloco(s) crustal(ais).

O estágio inicial da retrogressão de P e T foi assinalado pelas reações texturais e de fases observadas nos metabasitos, onde, nessas rochas, marcariam claramente, reações dependentes da pressão alta (reações 4 e 5), que possivelmente, atravessaram o esfriamento semi-isobárico que sugere-se a área ter experimentado, após o episódio de soerguimento crustal ocorrido.

A temperatura mínima que assinalaria o início do soerguimento, pode ser indicado pelas paragêneses formadas durante o episódio da descompressão, tais como os simplectitos de piroxênio + plagioclásio ao redor da granada em rochas metabásicas, e também, pelas bordas de reação e simplectitos observadas em granadas nos metapelitos.

A paragênese biotita-moscovita-oligoclásio-quartzo assinala condições metamórficas da fácies xisto-verde alto em baixa pressão.

7 LITOQUÍMICA

Este capítulo apresenta os dados litoquímicos de elementos maiores, traços e alguns terras-raras, relativos à amostragem realizada em três granitóides presentes na faixa granulítica de Cariré. As amostras selecionadas, em um total de treze, foram tomadas no sentido de que se contemplassem as variações faciológicas existentes nesses corpos ígneos.

7.1 DISTRIBUIÇÃO DOS ELEMENTOS MAIORES E TRAÇOS

Os resultados químicos e a norma CIPW dos granitóides foliados, enclave e gnaisses encaixantes estão listadas na Tabela 01. Observa-se que as amostras dos granitóides foliados, de um modo geral, exibem teores de sílica em uma faixa que varia entre 65% e 73%, e os gnaisses encaixantes e os enclaves entre 55% a 71%, sendo que os teores mais baixos de sílica são observados nas amostras do granitóide foliado I - GrI-C e GrI-D. Esse fato pode ser reflexo da contaminação local de enclaves apenas parcialmente assimilados, de gnaisses e rochas anfibolíticas, conforme observado no local de amostragem. Nos outros corpos granitóides foliados II e III, os teores de SiO_2 variam entre 71.8% e 72.6% respectivamente, sendo estes valores próximos aos encontrados por TAVARES Jr. (1992) nos granitos foliados e isotrópicos.

Os diagramas de Harker mostram o comportamento dos elementos principais em relação à sílica para os corpos granitóides foliados (Figura 75). Nesses diagramas destaca-se o comportamento distinto das amostras GrI-C e GrI-D do granitóide I.

Os teores de alumina possuem médias de 14.55%, 14.00% e 13.67% para os granitóides I, II e III respectivamente, e, o índice A/CNK indica uma tendência peraluminosa para esses granitóides (Tabela I). Ao se analisar as amostras no diagrama de saturação em alumina (*Shand's index*) (Figura 76), se confirmou um comportamento predominante peraluminoso para esses corpos, sendo que, as amostras GrI-C e GrI-D se situam no campo metaluminoso. Tal comportamento é também observado similarmente, no diagrama A-B de DEBON & LE FORT (1983), na qual as amostras ocupam o limite dos campos meta e peraluminoso, com o predomínio do primeiro (Figura 77).

Tabela 01 - Resultados analíticos para os elementos maiores e norma CIPW das amostras dos granitóides foliados e gnaisses.

Amostra / Elemento	Enclave *	Amostras do granitóide foliado I				Amostras do granitóide foliado II			Gnaisse **	Amostras do granitóide foliado III			Gnaisse ***
	Ecv GrI	GrI-C	GrI-D	GrI-E	GrI-F	MT-25	MT-35C	MT-35D	Enc Gr II	MT-41A	MT-41B	MT-41C	MT-41D
SiO_2 (%)	55.5	65.6	61.7	72.3	72.2	71.5	71.8	72.1	69.5	73.3	72.3	73.2	60.8
Al_2O_3	18.4	15.0	15.5	13.9	13.8	14.2	14.0	13.8	15.2	13.7	13.7	13.6	17.3
Fe_2O_3	2.2	2.1	2.7	1.3	0.96	0.96	1.1	1.4	2.8	0.92	0.90	1.0	2.3
FeO	5.0	3.4	4.8	1.1	1.7	1.8	1.7	1.4	2.8	1.3	1.6	1.3	3.5
CaO	4.8	2.8	2.9	1.2	1.3	1.3	1.3	1.2	1.3	1.1	1.2	1.0	4.6
MgO	3.5	0.90	1.3	0.26	0.44	0.43	0.39	0.40	1.6	0.17	0.28	0.15	2.5
TiO_2	0.66	0.68	0.92	0.27	0.30	0.31	0.32	0.31	0.64	0.22	0.26	0.24	0.70
P_2O_5	0.28	0.24	0.31	0.055	0.066	0.069	0.063	0.071	0.23	< 0.05	< 0.05	< 0.05	0.18
Na_2O	5.0	3.8	3.0	3.2	2.9	3.1	3.1	2.9	1.5	3.0	3.2	3.1	4.5
K_2O	2.8	4.2	5.4	5.4	5.5	5.5	5.4	5.6	2.8	5.4	5.4	5.5	2.2
MnO	0.11	0.07	0.09	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.14	0.03	0.03	0.03	0.09
P.F.	0.75	0.49	0.59	0.46	0.53	0.42	0.44	0.49	0.93	0.50	0.54	0.54	0.79
Total	99.64	99.52	99.37	99.59	99.83	99.73	99.76	99.79	99.53	99.71	99.55	99.75	99.84
Qz (%) +		19.34	13.92	29.97	30.16	28.25	29.12	30.39		32.11	29.34	31.33	
Or		24.88	31.91	31.91	32.50	32.50	31.91	33.09		31.91	31.91	32.50	
Ab		32.15	25.39	27.08	24.54	26.23	26.23	24.54		25.39	27.08	26.23	
An		11.47	12.36	5.59	6.02	6.00	6.04	5.49		5.14	5.63	4.64	
Hyp		5.40	8.47	1.18	2.98	3.13	2.71	1.95		1.74	2.52	1.59	
Ilm		1.29	1.75	0.51	1.39	1.39	0.61	0.59		0.42	0.49	0.46	
Mt		3.04	3.91	1.88	0.57	0.59	1.59	2.03		1.39	1.36	1.45	
Ap		0.56	0.72	0.13	0.16	0.16	0.15	0.16		0.11	0.11	0.11	
Cn		-----	0.19	0.74	0.87	0.95	0.84	0.96		1.04	0.53	0.85	
Dp		0.72	-----	-----	-----	-----	-----	-----		-----	-----	-----	
K_2O/Na_2O		1.1	1.8	1.6	1.9	1.7	1.7	1.9		1.8	1.6	1.7	
Fe_2O_3/ FeO		0.6	0.5	1.18	0.5	0.5	0.6	1.0		0.7	0.5	0.7	
A/CNK		1.38	1.37	1.41	1.42	1.43	1.42	1.42		1.44	1.39	1.41	

* Enclave de gnaisse máfico no granitóide foliado I.

** Gnaisse metapelítico encaixante do granitóide foliado II.

***Gnaisse granulítico encaixante do granitóide foliado III.

+Norma CIPW para as amostras dos granitóides foliados.

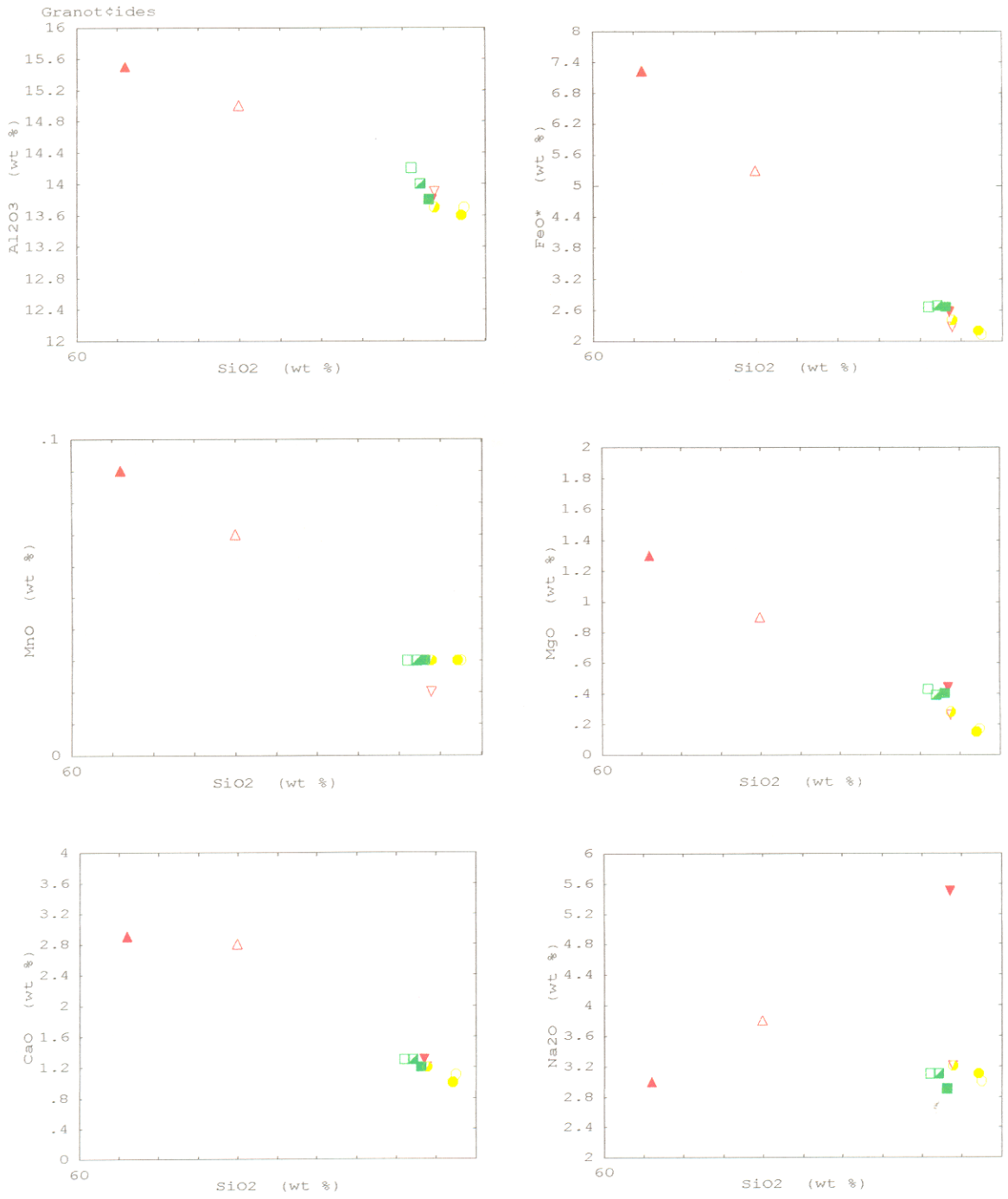


Figura 75. Diagramas de Harker para os elementos maiores (continua).

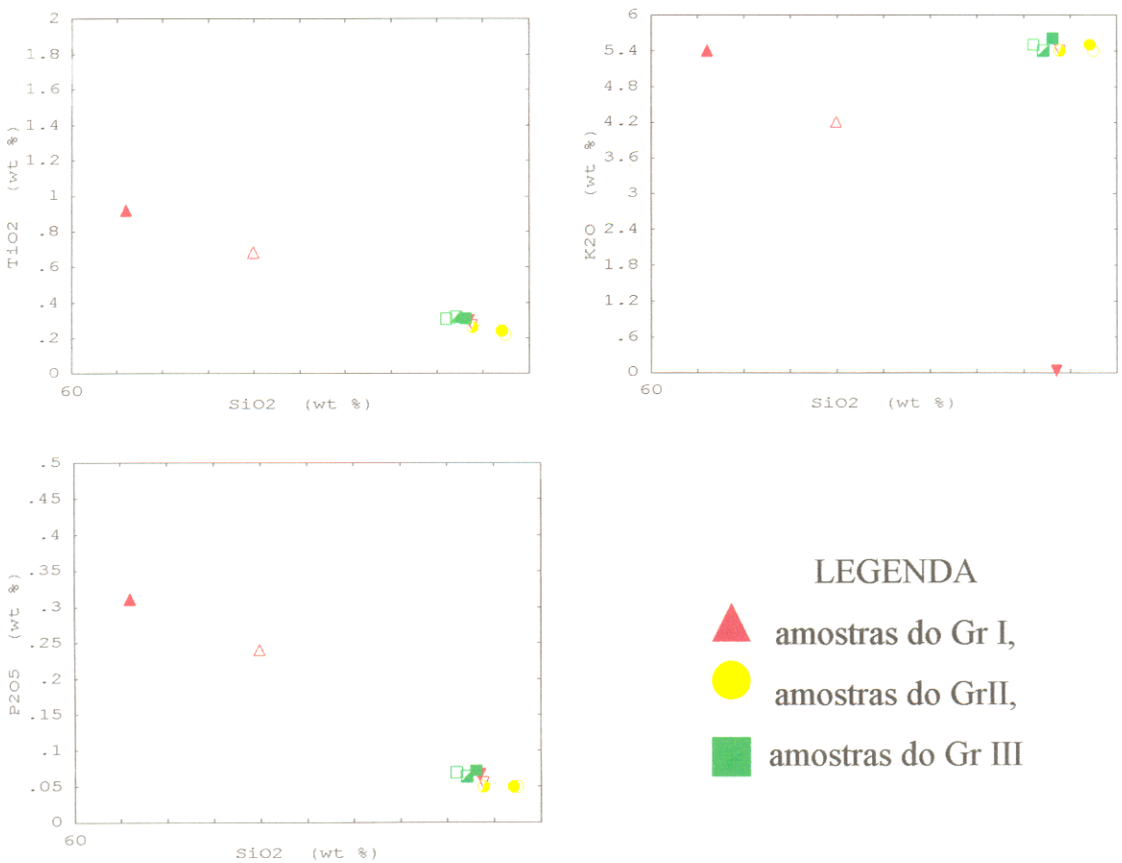


Figura 75 (continuação.). Diagramas de Harker para os elementos maiores.

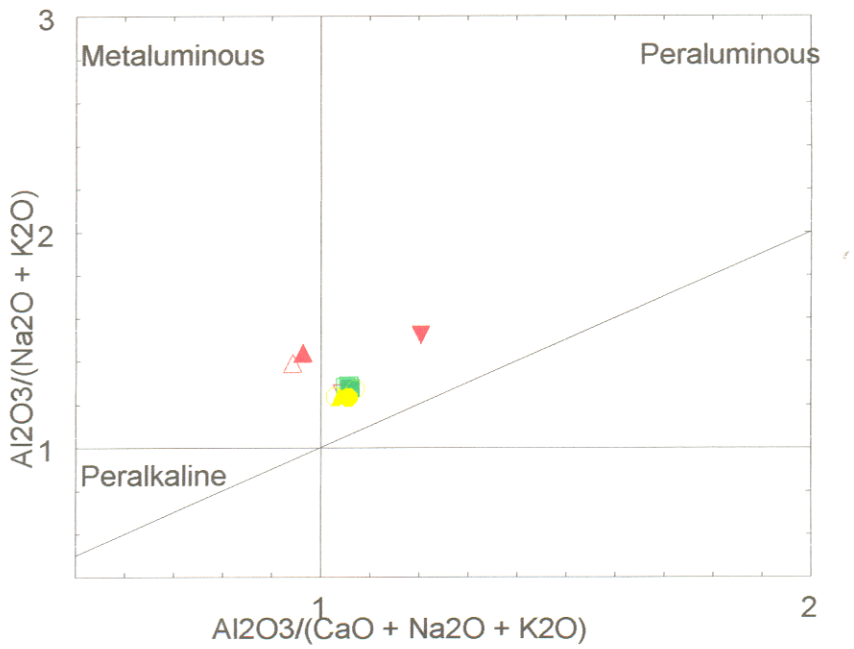


Figura 76. Diagrama de índice de alumina "*Shand's Index.*" Legenda conforme Figura 75.

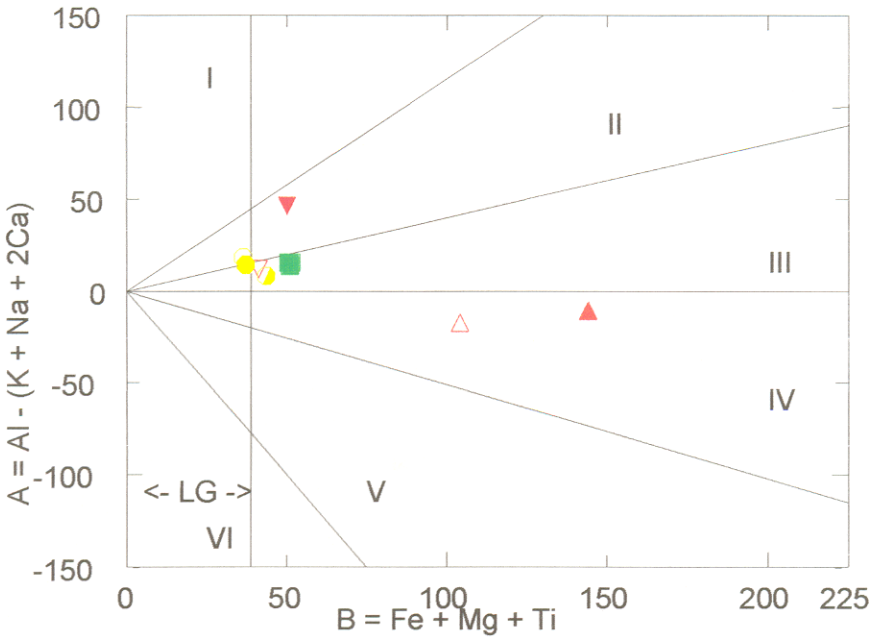


Figura 77. Diagrama A-B de DEBON & LE FORT (1983) para as amostras de granitóides. Idem legenda

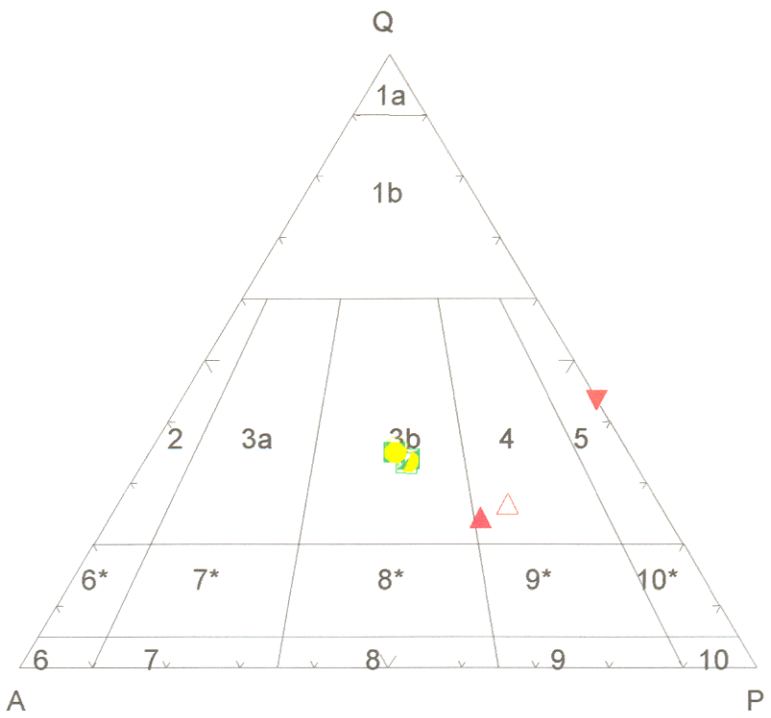


Figura 78. Diagrama normativo QAP de LE MAITRE (1989). Legenda conforme figuras anteriores.

Quanto aos álcalis, determinou-se uma média de K_2O para granitóide I de 3.76%, granitóide II de 5.5% e granitóide III de 5.4% e; Na_2O de 3.8%, 3.04% e 3.1%, respectivamente para esses corpos. Estes valores são semelhantes àqueles obtidos por TAVARES Jr. (1992) para os granitóides foliados, sendo também estes valores mais elevados que os dos granitos isotrópicos, analisados pelo autor supramencionado. Os teores de álcalis são confirmados pela mineralogia desses corpos, refletida na presença marcante de porfiroclastos de k-feldspato. A média da razão K_2O/Na_2O é de: granitóide I = 1.6, granitóide II = granitóide III = 1.7, ressaltando a composição mais potássica dos corpos II e III. Este comportamento é melhor observado nos diagramas de Harker para os elementos maiores (Figura 75), com exceção do Na_2O, que apresenta comportamento inverso. Os óxidos principais tendem a diminuir com o aumento do teor de sílica.

Os teores de MgO nestes corpos mostram variações. No granitóide I, este óxido possui teores com média de 0.73 (essa média se mostra elevada, em função da contribuição dos resultados analíticos das amostras GrI-C e GrI-D, que são maiores do que os das outras amostras do granitóide I (Tabela 01), diminuindo nos granitóides II e III (0.28 e 0.25 respectivamente).

O CaO possui comportamento similar ao MgO no granitóide I, com teores maiores nas amostras GrI-C e GrI-D (média de 2.85) os quais diminuem nas amostras GrI-E e GrI-F (média de 1.25), sendo a média geral de 2.05. Nos granitóides II e III a média do CaO é de 1.27 e 1.1 respectivamente.

O comportamento do FeO + Fe_2O_3 segue o dos elementos acima, exibindo variações similares as observadas nas amostras GrI-C e GrI-D do granitóide I para outros óxidos. Seus teores são mais elevados, diminuindo nas amostras GrI-E e GrI-F, que se aproximam dos teores observados nos corpos granitóides II e III. A razão Fe_2O_3/FeO (Tabela 01) é maior no granitóide I, com 0.9, sendo de 0.7 e 0.6, para os granitóides II e III.

As variações dos óxidos de Mg, Ca e Fe anteriormente mostradas, são mais expressivas nas amostras do granitóide I, pelo fato da existência de concentrações de minerais ferro-magnesianos no corpo, e que é refletida nos teores elevados destes elementos determinado nas análises. Nessas amostras, os teores de outros óxidos também sofrem variações, ora para valores mais elevados ora para valores menos elevados, como por exemplos SiO_2, MgO, Al_2O_3.

De um modo geral, esses corpos foliados exibem um caráter alcalino a subalcalino e peraluminoso, sendo metaluminoso nas amostras de granitóide I, GrI-C e GrI-D.

Quartzo, albita e ortoclásio, e eventualmente a anortita, são os principais componentes minerais da norma CIPW (Tabela 01). Na maior parte das amostras dos granitóides a anortita normativa é pouco expressiva, e quase todo o Ca é utilizado para o cálculo da apatita e hiperstênio normativos. O córidon marca o caráter peraluminoso das amostras desses granitóides foliados. Consideram-se que estes resultados obtidos, expressem um relacionamento próximo entre a composição mineral-normativa e modal.

A caracterização desses corpos no diagrama Q-A-P de LE MAITRE (1989) (Figura 78) mostra os mesmos situando-se no campo dos monzogranitos, sendo que a amostra do granitóide I (GrI-C) plota no campo dos tonalitos e as amostras GrI-D e GrI-E no campo dos granodioritos. No diagrama Q-P de DEBON & LEFORT (1983) as amostras do granitóide I GrI-C, GrI-D e GrI-E ocupam predominantemente o campo dos monzogranitos (Figura 79). Essas amostras quando analisadas através dos diagramas de WHALEN et al. (1987) situaram-se no campo dos granitos alcalinos ou tipo-A (Figura 80 a, b).

De acordo com SYLVESTER (1989), o diagrama $100(MgO+FeO_t+TiO_2/SiO_2)$ X $(Al_2O_3+CaO/FeO_t+Na_2O+K_2O)$ discriminativo de *trend* composicional para elementos principais nas amostras de granitos com SiO_2 >69% em peso (Figura 81), pode ser subdividido em três campos composicionais distintos: granitos cálcio-alcalinos, leucogranitos fortemente peraluminosos e granitos alcalinos. O quarto tipo, granitos calcio-alcalinos altamente fracionados, possuem comportamento similar aos dos granitos alcalinos normais, e são considerados por SYLVESTER (op. cit.) como uma variedade dos granitos alcalinos. Os diagramas de Harker para os elementos traços *versus* SiO_2 (Figura 82) indicam que estes corpos sofreram processos de cristalização similares, evidenciados pelo comportamento dos elementos traços das amostras analisadas (Tabela 02).

No granitóide I, a fácies cumulativa é representada pelos enclaves máficos e de gnaisses, além de concentrações de minerais máficos, sendo exemplificados pelas amostras GrI-C e GrI-D desse local, que mostram um comportamento distinto para os elementos maiores e traços, em relação às demais amostras do granitóide I e dos corpos II e III.

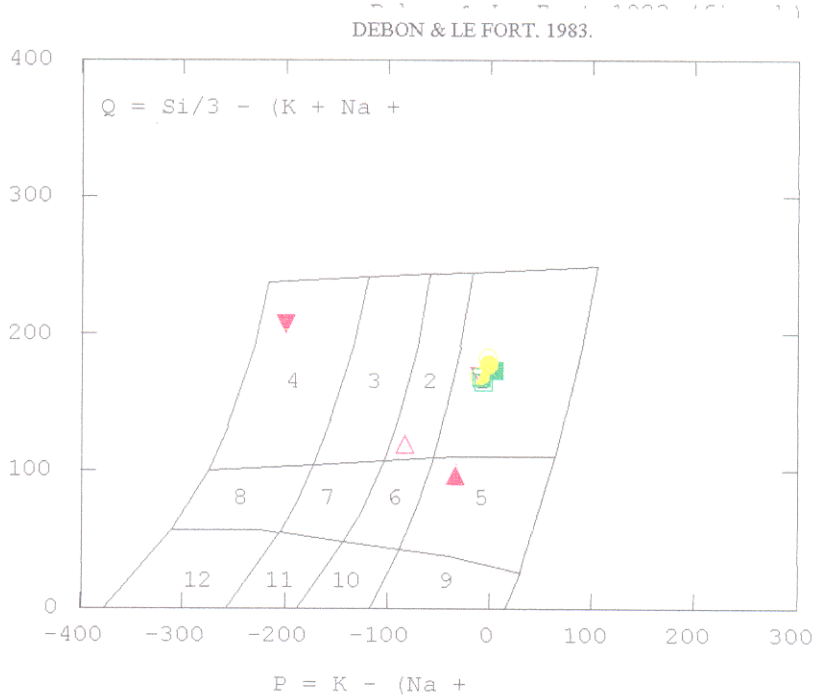


Figura 79. Diagrama normativo de DEBON & LE FORT (1983) para os granitóides foliados. Idem legenda.

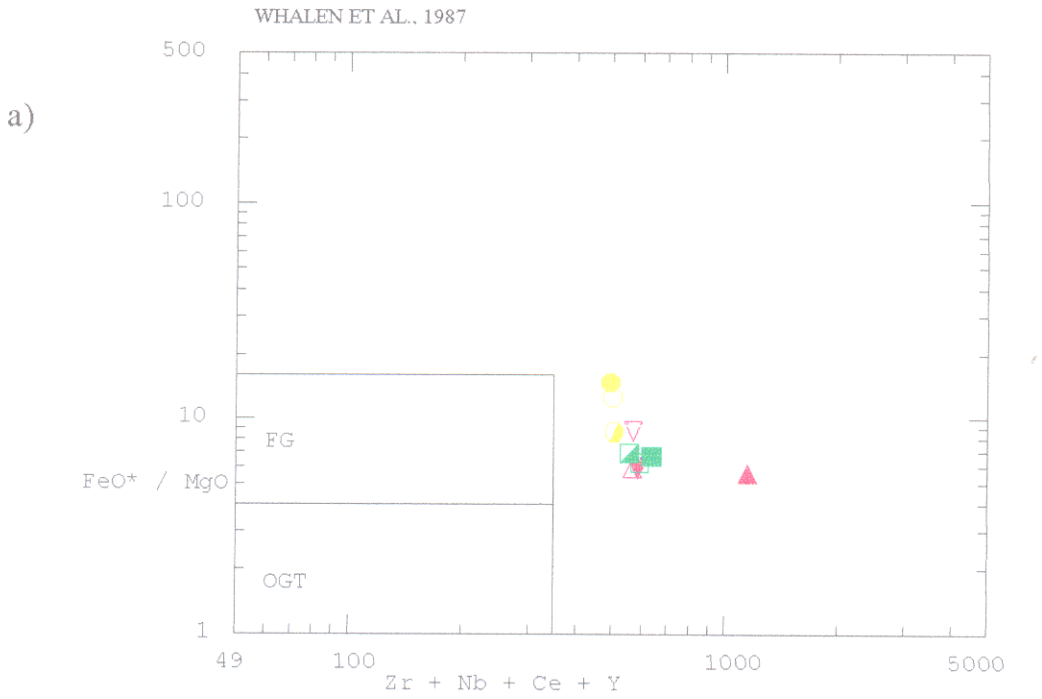


Figura 80. Diagrama de WHALEN *et al.* (1987) para as amostas dos granitóides foliados: a) FeO/MgO x Zr + Nb + Ce + Y. Idem legenda.

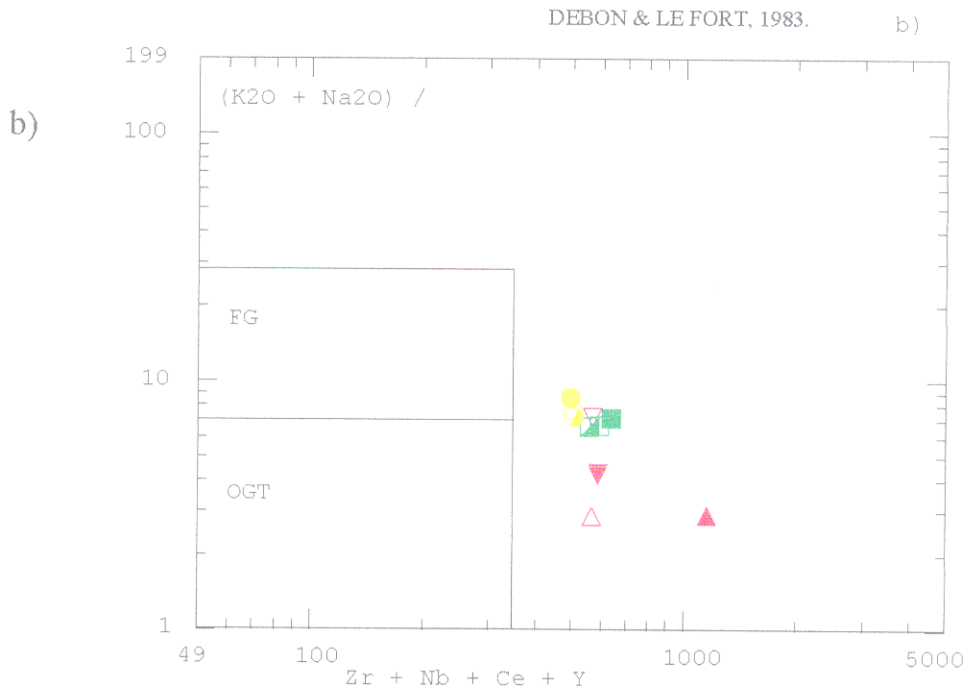


Figura 80 (cont.). Diagrama de WHALEN *et al.* (1987) para as amostas dos granitóides foliados: b) $(K_2O + Na_2O) / CaO$ x Zr + Nb + Ce + Y. Idem legenda.

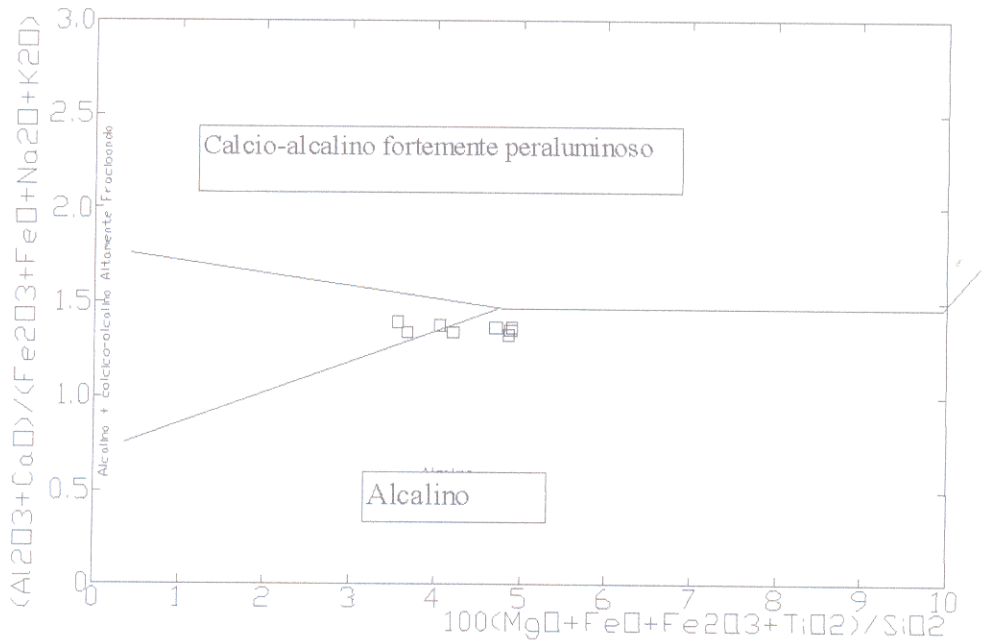
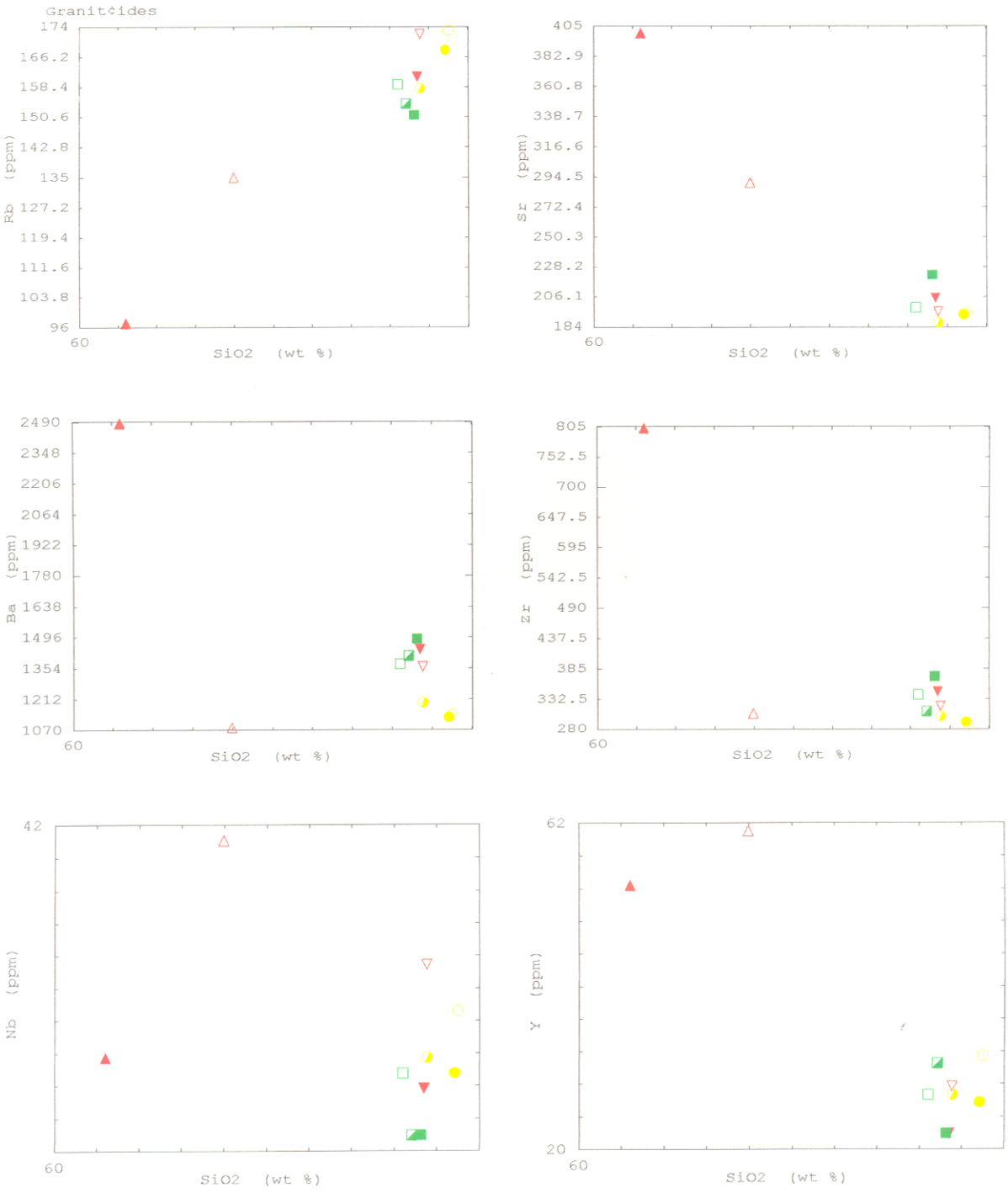


Figura 81. Diagrama de *trend* composicional de SYLVESTER (1989).



LEGENDA

▲ amostras do Gr I, ● amostras do GrII, ■ amostras do Gr III

Figura 82. Diagramas de Harker para os elementos traços.

Tabela 02 - Resultados analíticos para elementos traços das amostras dos granitóides foliados e gnaisses.

Amostra / Elemento	Enclave*	Granitóide foliado I				Granitóide foliado II			Gnaisse **	Granitóide foliado III			Gnaisse ***
	Ecv Grl	Grl-C	Grl-D	Grl-E	Grl-F	MT-25	MT-35C	MT-35D	Enc Gr II	MT-41A	MT-41B	MT-41C	MT-41D
Ba (ppm)	429	1080	2480	1360	1440	1373	1411	1488	1577	1140	1196	1127	499
Hf	< 8	< 8	21	< 8	< 8	< 8	< 8	10	< 8	< 8	< 8	< 8	< 8
Nb	8	41	27	33	25	26	22	22	14	30	27	26	12
Rb	149	135	97	172	161	159	154	151	74	173	158	168	145
Sr	353	290	400	195	205	198	184	222	258	194	187	193	609
Ta	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
Th	< 5	< 5	5	12	12	8	11	15	<5	11	12	10	< 5
Y	15	61	54	28	22	27	31	22	21	32	27	26	8
Zr	96	307	802	319	345	340	311	371	157	286	302	292	168
Rb\Sr		0.46	0.24	0.88	0.78	0.80	0.83	0.68		0.89	0.84	0.87	
Ba\Sr		3.72	6.20	6.67	7.02	6.93	7.66	6.70		5.87	6.39	5.83	

* Enclave de gnaisse máfico no granitóide foliado I.
** Gnaisse metapelítico encaixante do granitóide foliado II.
***Gnaisse granulítico encaixante do granitóide foliado III.

Nos corpos granitóides II e III, o Ba, Sr, Nb, Zr e Y exibem uma certa tendência ao decréscimo com o incremento da sílica, enquanto que o Rb, mostra um comportamento inverso. No fácies cumulativo do granitóide I todos os elementos traços demonstram comportamento diferenciado do exibido globalmente, pelas outras amostras e pelos corpos foliados. Esta disposição é aqui interpretada, como conseqüência da variação dos níveis de acumulação de feldspato, apatita, anfibólio e outros minerais de óxidos. Logo, no granitóide I, a porção mais máfica pode ser considerada como representante da mistura de cumulados + líquidos residuais, misturados mecânicamente durante os estágios magmáticos.

Os teores de Rb variam em uma faixa de 97 a 172 ppm no granitóide I, sendo a média de 141 ppm. Nos granitóides II e III a média é de 153 ppm e 166 ppm, respectivamente. 160 ppm é a média global para o elemento Rb nesses granitóides. O Rb está bem próximo da média de 150 ppm admitida para granitos por Taylor apud FUJIMORI (1990). O Sr possui a média de 272 ppm no granitóide I, 201 ppm no granitóide II e 191 ppm no granitóide III. O Zr, no granitóide I, mostra uma média de 443 ppm, sendo de 340 ppm e 293 ppm para os granitóides II e III. Com base em Taylor apud FUJIMORI (op. cit.) observa que o Zr está bem acima do teor normal para essas rochas, que é de 180 ppm. O elemento Ba exibe teores bem elevados nessas rochas com média global de 1517 ppm.

7.2 DIAGRAMAS DE DISCRIMINAÇÃO TECTÔNICA

Dentre os diversos diagramas empregados na literatura para discriminação do ambiente tectônico com base em dados químicos, utilizaram-se principalmente os de LA ROCHE (1980), PEARCE et al. (1984), Harris et al. apud SYLVESTER (1989) e MANIAR & PICCOLI (1989).

MANIAR & PICCOLI (op. cit.) usam o quimismo dos elementos maiores para discriminar o ambiente tectônico de corpos ígneos como segue: a) granitóides orogênicos: - IAG - granitóide de arco de ilha oceânico; CAG - granitóide de arco continental; CCG - granitóide de colisão continental; POG - granitóide pós-orogênico e; b) granitóides anorogênicos: RRG - granitóides relacionados a riftes; CEUG - granitóides de soerguimento epirogenético continental; OP - plagiogranitos oceânicos. De acordo com a proposta dos autores aludidos, os granitóides possuiriam características químicas que permitiram relacioná-los a diferentes ambientes tectônicos.

Assim, por exemplo, o SiO_2 exibindo caráter unimodal, se correlacionaria ao contexto dos granitos orogênicos. Pelo *alkali-lime index* de PEACOCK (1931) (Figura 83), as amostras analisadas situar-se-iam nos campos cálcico a cálcio-alcalino e em menor quantidade, no limite álcali-cálcico e cálcio-alcalino, cujas médias permitiram classificá-los, também, como granitóides orogênicos. As características composicionais baseadas no índice de alumina (*Shand's index*) (Figura 76) situam as amostras, no limite dos campos meta e peraluminosos, onde se enquadram os granitos CAG, IAG e POG).

Do exposto acima, verifica-se que os granitóides estariam vinculados a um contexto orogênico, necessitando, então, especificar-se a qual ambiente tectônico orogênico estariam vinculados, adotando-se para tal, os procedimentos de MANIAR & PICCOLI (op. cit.), com a utilização dos diagramas na ordem que se segue.

O diagrama K_2O X SiO_2 (Figura 84) permitiu distinguir os granitóides dos plagiogranitos. O passo seguinte é dado através da utilização dos diagramas que distinguem os componentes do grupo I (IAG, CAG, CCG), do grupo II (RRG, CEUG) e do grupo III (POG). O diagrama Al_2O_3 X SiO_2 (Figura 85) é discriminativo para granitóides com SiO_2 > 70% em peso, o qual evidencia que as amostram analisadas situam-se no campo correspondente ao Grupo III (POG). O diagrama FeO_t/FeO_t+MgO X SiO_2 (Figura 86) que é um excelente discriminante para os granitóides com baixos valores de sílica dos grupos II e III, com menor sobreposição para teores elevados de SiO_2, apresentam as amostras situando-se entre os campos POG e RRG+CEUG. Com o emprego do diagrama AFM (Figura 87) que é discriminativo para os grupos I e II, não se obteve resultados satisfatórios. No diagrama ACF (Figura 88) as amostras se posicionaram no limite dos campos POG e RRG+CEUG.

Assim, os resultados analíticos avaliados utilizando-se os diagramas de MANIAR & PICCOLI (1989) indicam que os granitóides podem ser considerados como formados durante um período de estabilização crustal em condições pós-tectônicas. Isto poderia representar um episódio importante de estabilização da crosta, subseqüente a processos orogenéticos.

Os diagramas discriminativos como o multicatiônico R1-R2 com os campos de la ROCHE et al. (1980) e PITCHER (1982) mostram que esses corpos posicionam-se no campo dos granitos anatéticos a subalcalinos (Figura 89). Com os campos de BATCHELOR & BOWDEN (1985) (Figura 90) a maioria das amostras situa-se no campo dos granitóides sin-colisionais, sendo

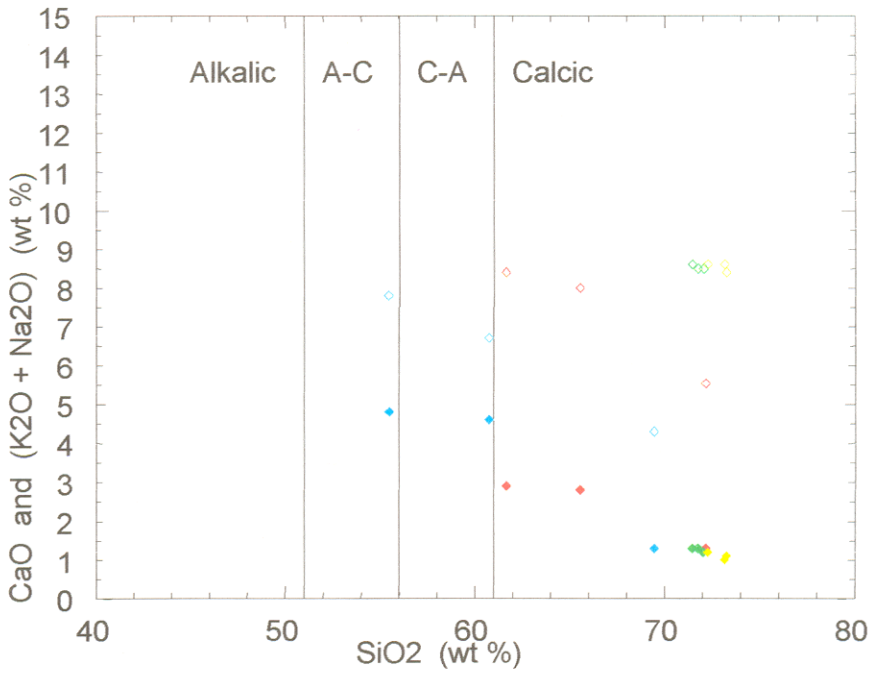


Figura 83. *Alcali-lime Index* de PEACOCK (1931) para as amostras dos granitóides foliados. Idem legenda

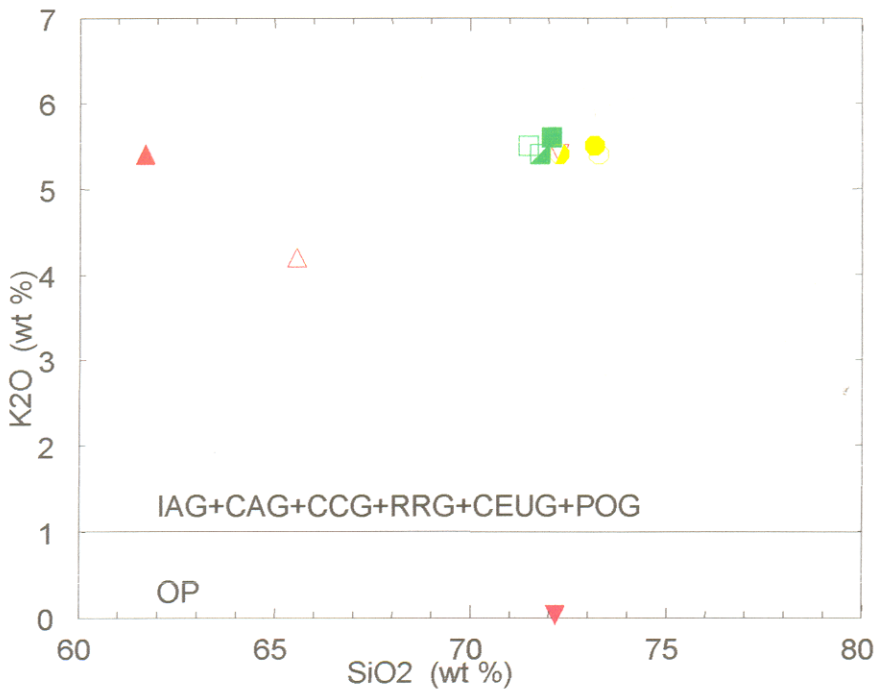


Figura 84. Diagrama K_2O X SiO_2 de MANIAR & PICCOLI (1989) para a distinção entre os demais tipos de granitóides e os plagiogranitos. Idem legenda.

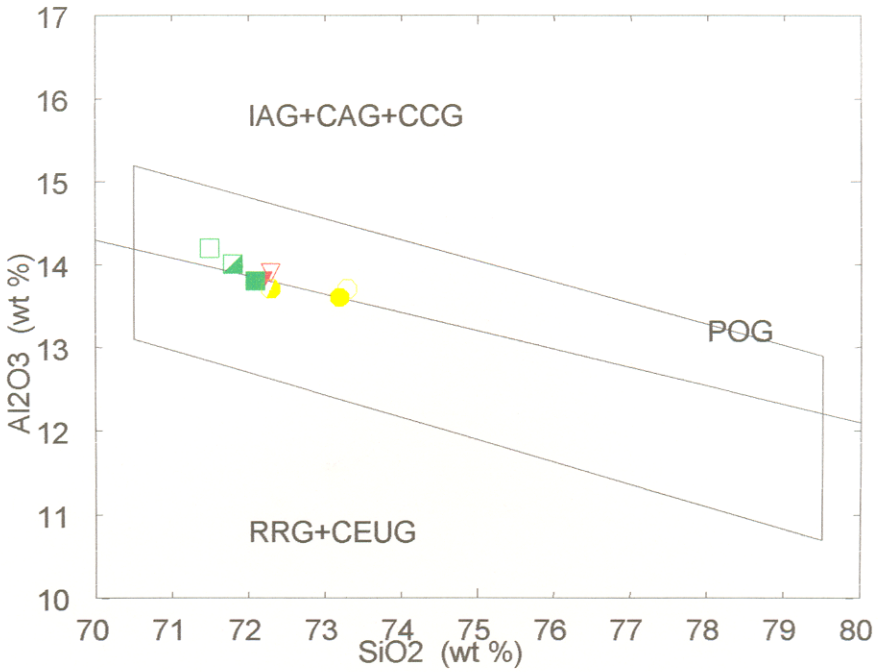


Figura 85. Diagrama Al_2O_3 X SiO_2 de MANIAR & PICCOLI (1989) para discriminação dos grupos I, II e III. Idem legenda.

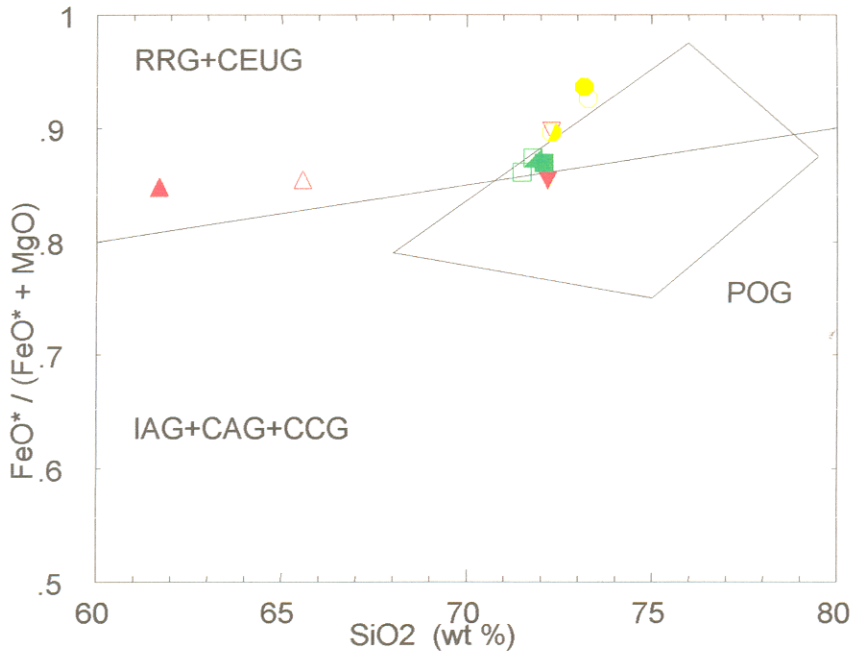


Figura 86. Variação do diagrama FeOt/FeOtMgO de MANIAR & PICCOLI (1989) para discriminar baixos valores de sílica entre os grupos II e III, nos granitóides foliados. Idem legenda.

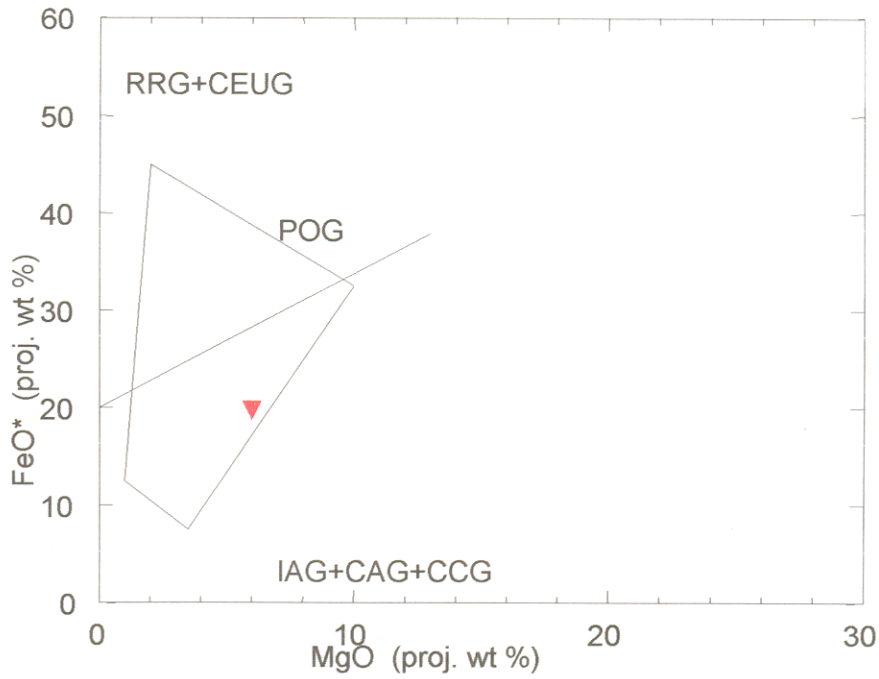


Figura 87. Diagrama AFM discriminativo de MANIAR & PICCOLI (1989) para os grupos I e II dos granitóides foliados, onde se enquadra apenas uma amostra do GrI. Idem legenda.

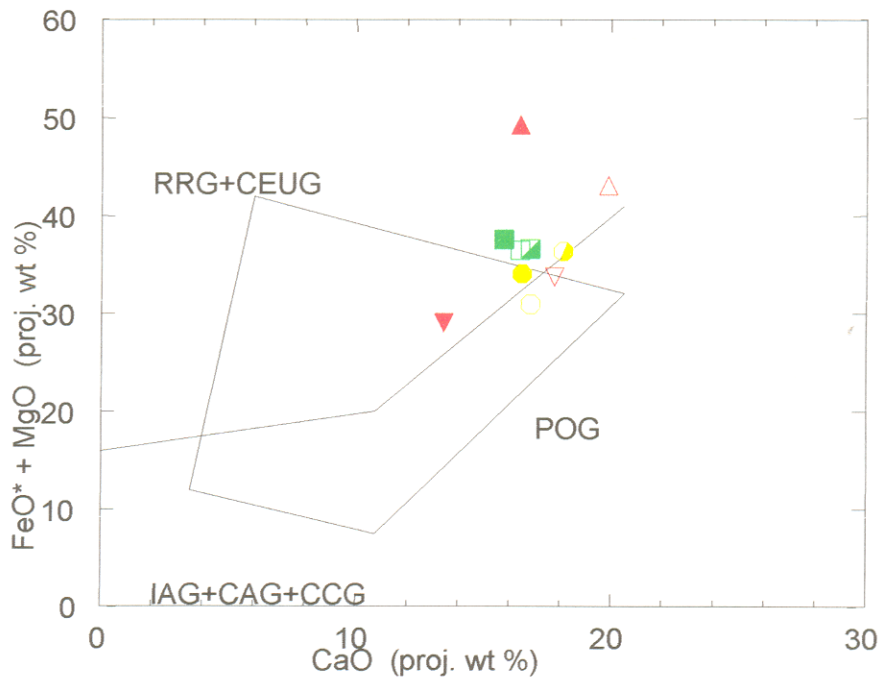


Figura 88. Diagrama ACF de MANIAR & PICCOLI (1989) discriminativos dos grupos I e II dos granitóides foliados. Idem legenda.

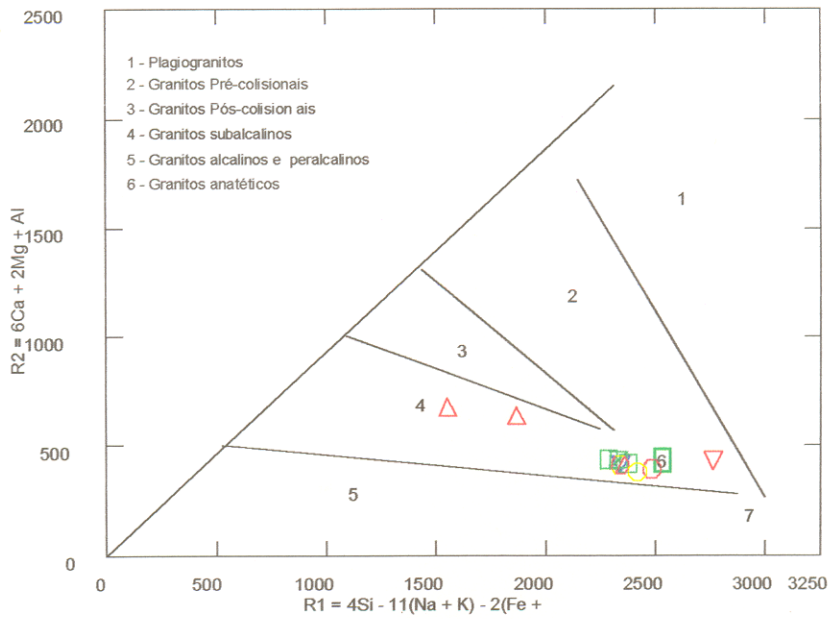


Figura 89. Diagrama multicatiônico R1X R2 de LA ROCHE (1980) e PITCHER (1982). Idem legenda.

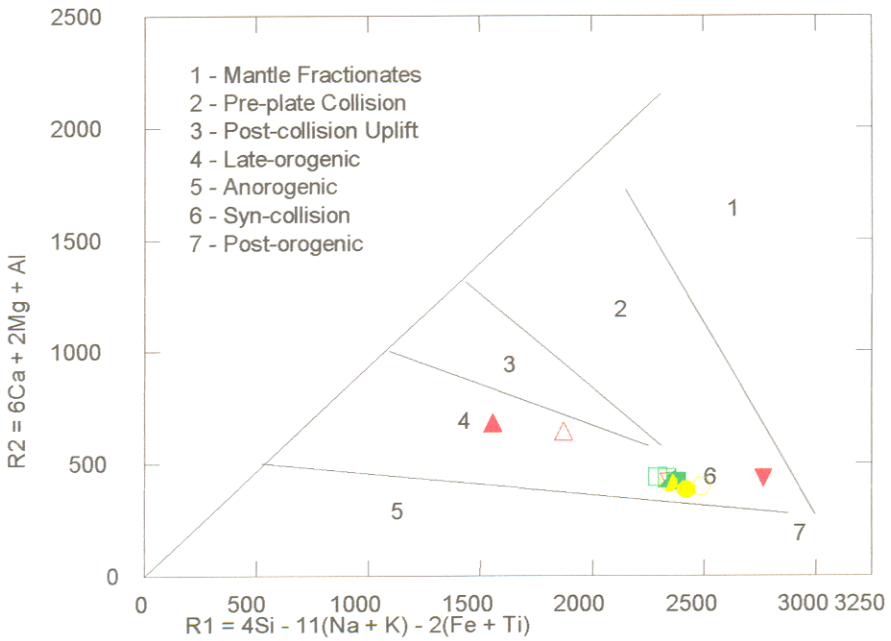


Figura 90. Diagrama multicatiônico R1X R2 com os campos de BATCHELOR & BOWDEN (1985). Idem legenda.

que duas amostras do granitóide I (GrI-C e GrI-D) se situam no campo dos granitos tardi-orogênicos.

Segundo Sturchio et al, Jackson et al. apud SYLVESTER (1989) os granitos alcalinos de afinidade tectônica incerta são temporal e espacialmente associados com alguns dos granitos cálcio-alcalinos relacionados a ambientes sincolisionais/subducção.

Ao se analisar esses granitóides empregando-se os diagramas de PEARCE et al. (1984) Rb x Y+Nb e Nb x Y (Figura 91 a, b), observa-se que as amostram plotam, no primeiro diagrama, no limite dos campos dos granitos intra-placa (WPG) e dos granitos de arco vulcânico (VAG). No outro diagrama (Figura 91 b), as amostram também situaram-se no campo dos granitos intra-placa (WPG) e dos granitos de arco vulcânico + sincolisional (VAG + Syn-colg).

As amostras quando plotadas nesse diagrama se situaram no limite dos campos dos granitos alcalinos e dos alcalinos + cálcio-alcalinos fortemente fracionados. Ainda, segundo o autor supracitado, os granitos alcalinos intra-placa (anorogênicos) e os granitos alcalinos pós-orogênicos podem ser similares em terrenos de elevada complexidade tectônica/estrutural. Visando resolver-se essa ambigüidade empregou-se o diagrama de Harris et al. apud SYLVESTER, 1989) Rb-Hf-Ta (Figura 92) que discrimina campos de granitos intraplaca e pós-orogênico, para esses granitóides, o qual mostrou as amostras situando-se no campo dos granitos intra placa (WPG).

7.3 Análise dos Elementos Terra-Raras

Nas amostras estudadas foram também realizadas determinações de teores de elementos terra-raras (ETR), que são mostrados na Tabela 03. Esses elementos foram normalizados com relação aos condritos utilizando valores de EVENSEN et al. (1978).

A Figura 93 mostra o comportamento dos ETR no granitóide I e enclave de gnaisse. Neste diagrama percebe-se que há uma clara separação entre enclave e granitóide, principalmente no que se refere a concentração dos elementos terra-raras leves (ETRL), os quais mostram um elevado fracionamento nas amostras do granitóide I e moderado nos enclaves. A anomalia negativa do Eu, observada nessas amostras de granitóide deve-se, possivelmente, aos minerais plagioclásio e anfibólio, sendo que o primeiro encontra-se em proporções modais elevadas nesse corpo, não sendo acentuada no enclave. No que se refere aos elementos terra-raras pesados (ETRP) existe uma

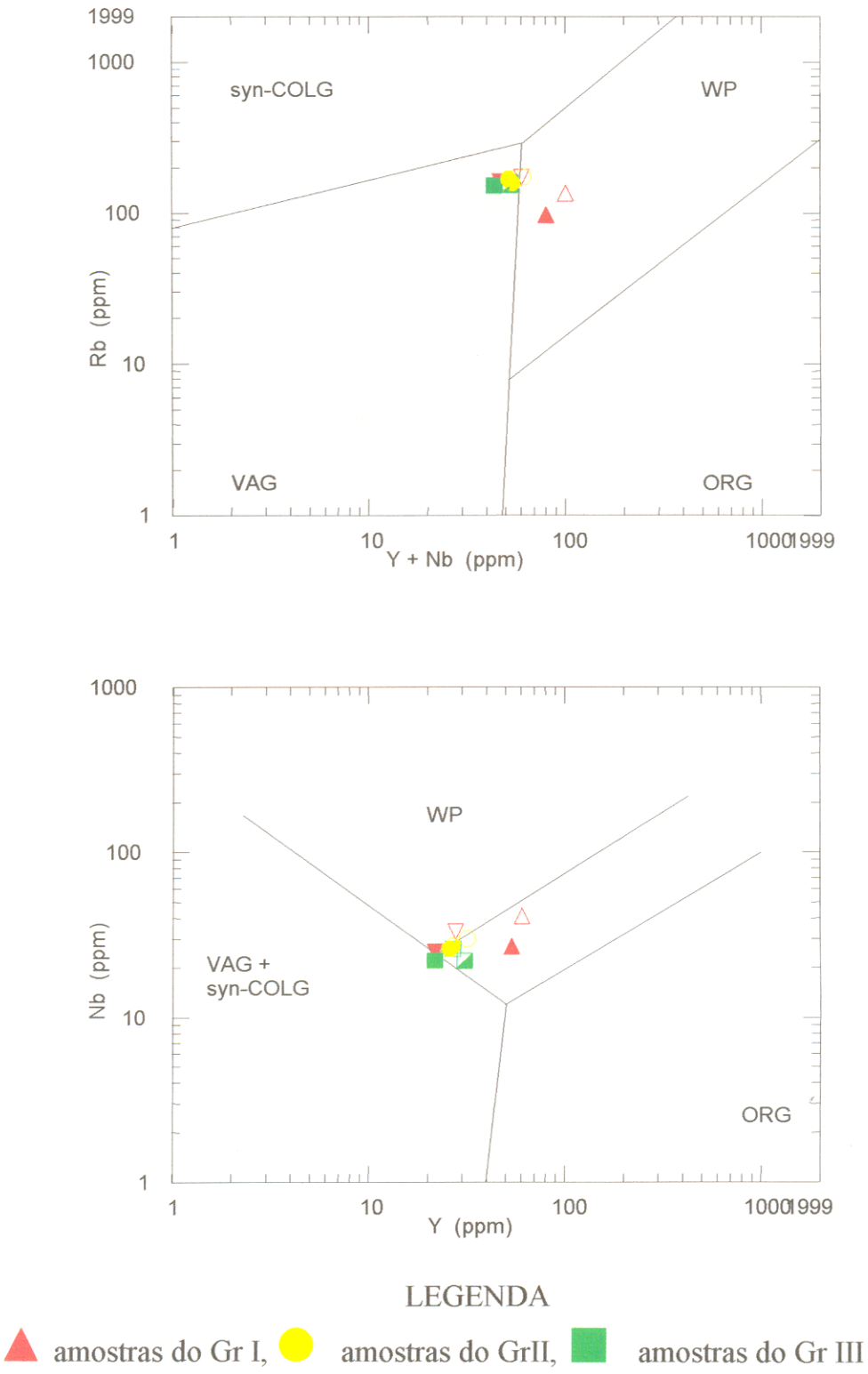


Figura 91. Diagramas de discriminação tectônica de Pearce et al. 1984: a) Rb x Y + Nb; b) Nb x Y.

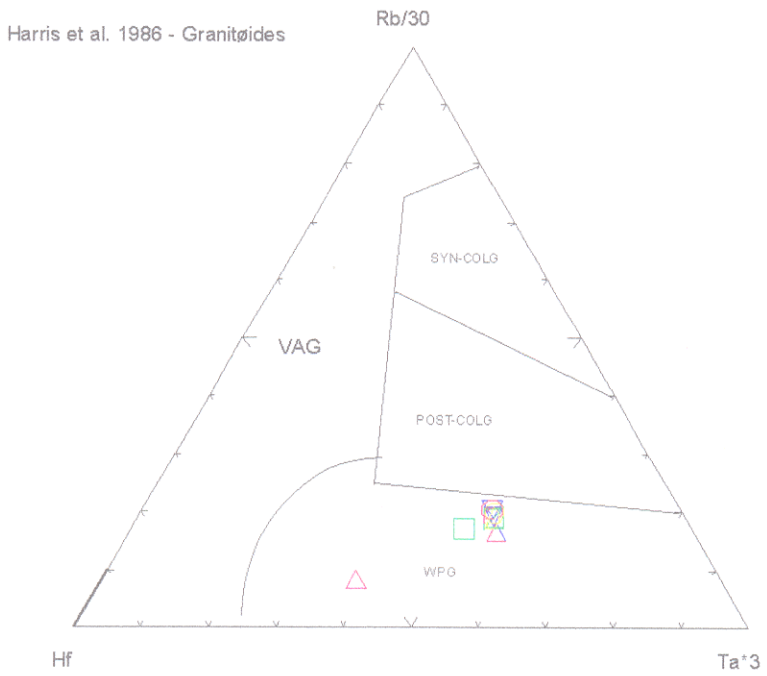


Figura 92. Diagrama de Harris *et al.* (1986) *apud* SYLVESTER (1989) para discriminação de ambiente tectônico.

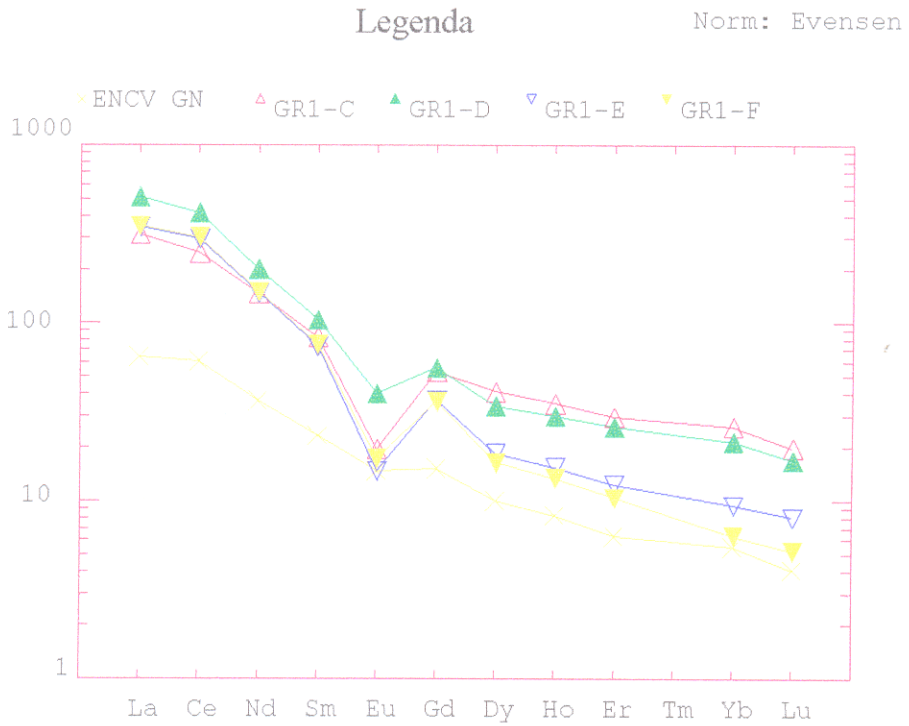


Figura 93. Diagrama de ETR para as amostras do GRI e enclave de gnaisse.

Tabela 03 - Resultados analíticos de elementos terra-raras normalizados a Evensen (1986) das amostras dos granitóides foliados e gnaisses.

Amostra / Elemento	Enclave *	Granitóide foliado I (GrI)				Granitóide foliado II (GrII)			Gnaisse **	Granitóide foliado III (GrIII)			Gnaisse ***
	Ecv GrI	GrI-C	GrI-D	GrI-E	GrI-F	MT-25	MT-35C	MT-35D	Enc Gr II	MT-41A	MT-41B	MT-41C	MT-41D
La (ppm)	63.818	3.14.22	512.67	346.19	350.164	363.410	351.635	415.781	92.069	284.791	271.341	271.341	60.589
Ce	60.354	263.05	418.24	296.91	303.653	311.804	302.398	349.271	85.029	242.044	235.147	235.147	49.475
Nd	36.218	144.97	199.59	146.94	148.924	159.920	151.562	182.102	47.425	130.625	119.439	119.439	25.158
Sm	23.130	82.468	103.27	73.312	74.740	85.649	77.403	89.286	32.266	66.299	59.851	59.851	15.240
Eu	14.650	19.493	39.952	14.633	17.184	17.528	17.322	19.286	17.649	14.650	12.306	12.306	9.635
Gd	15.140	52.717	55.605	36.549	35.928	40.871	38.967	41.542	20.113	34.278	29.290	29.290	9.344
Dy	9.996	40.717	33.971	18.422	16.305	21.519	21.551	18.190	13.967	20.555	14.589	14.589	6.541
Ho	8.236	34.974	29.630	15.414	13.422	18.395	19.277	15.414	13.016	17.954	12.275	12.275	5.520
Er	6.331	29.982	25.861	12.319	10.337	15.410	17.675	12.687	12.831	15.723	9.910	9.910	4.506
Yb	5.494	26.087	21.460	9.455	6.317	11.405	15.942	9.219	12.290	14.331	7.517	7.517	3.695
Lu	4.057	19.732	16.896	8.074	5.238	9.886	14.927	9.216	11.579	13.037	5.750	5.750	3.230
$La_N \backslash Lu_N$	15.732	15.925	30.342	42.878	66.847	36.761	23.557	45.114	7.951	21.845	47.187	47.187	18.760
La_N/Sm_N	2.759	3.810	4.959	4.722	4.685	4.243	4.543	4.657	2.853	4.296	4.534	4.534	3.976

* Enclave de gnaisse máfico no granitóide foliado I.
** Gnaisse metapelítico encaixante do granitóide foliado II.
***Gnaisse granulítico encaixante do granitóide foliado III.
Razão para elementos normalizados.

separação entre as amostras do granitóide I (GrI-C,GrI-D) e (GrI-E,GrI-F) e do enclave, em termos de concentrações.

O comportamento dos elementos terra-raras observado na Figura 94, para o granitóide II e sua encaixante assemelha-se ao descrito no granitóide I, mostrando que estes elementos exibem concentrações distintas quanto ao fracionamento dos terra-raras leves (ETRL) moderado a forte, sendo isto, mais perceptível no granitóide do que na encaixante. A anomalia negativa não muito acentuada do Eu neste corpo, reflete a proporção modal de minerais como o plagioclásio, não sendo expressiva na encaixante. Observa-se ainda, um comportamento similar entre encaixante e granitóide quanto aos elementos terra-raras pesados.

Os elementos terra-raras observados na Figura 95 determinados sobre amostras do granitóide III e sua encaixante, demonstra uma faixa de concentração próxima entre as amostras, onde há distribuição similar dos resultados analíticos, constatados pelo fracionamento forte a moderado dos terra-raras leves (ETRL) e depressão pouco acentuada entre os pesados (ETRP), além da anomalia moderada a leve do Eu, como reflexo da presença marcante do mineral plagioclásio no esquema de fracionamento.

Resumidamente, pode-se dizer que de acordo com o observado na Figura 96 as amostras dos granitóides foliados demonstram uma correlação próxima em termos de concentrações, fracionamento de terra-raras leves (ETRL), que são fortes a moderadamente pronunciadas nos granitóides e menos expressivas nos gnaisses; anomalia negativa do Eu, reflexo na participação no esquema de fracionamento e proporção modal do mineral plagioclásio, principalmente e, um fracionamento dos ETR pesados pouco expressivos, observando-se isto, tanto nos granitóides quanto nos gnaisses.

7.4 Discussão

A análise dos resultados litoquímicos permite esboçar interpretações sobre as características geoquímicas e os possíveis ambiente tectônicos nos quais se formaram os granitóides foliados da região de Cariré.

Assim pode se dizer que os granitóides compreendem suítes moderada a altamente fracionadas (geralmente $SiO2 > 71\%$ peso, e razão $Rb/Sr > 0.5$ e < 20.5), compreendendo

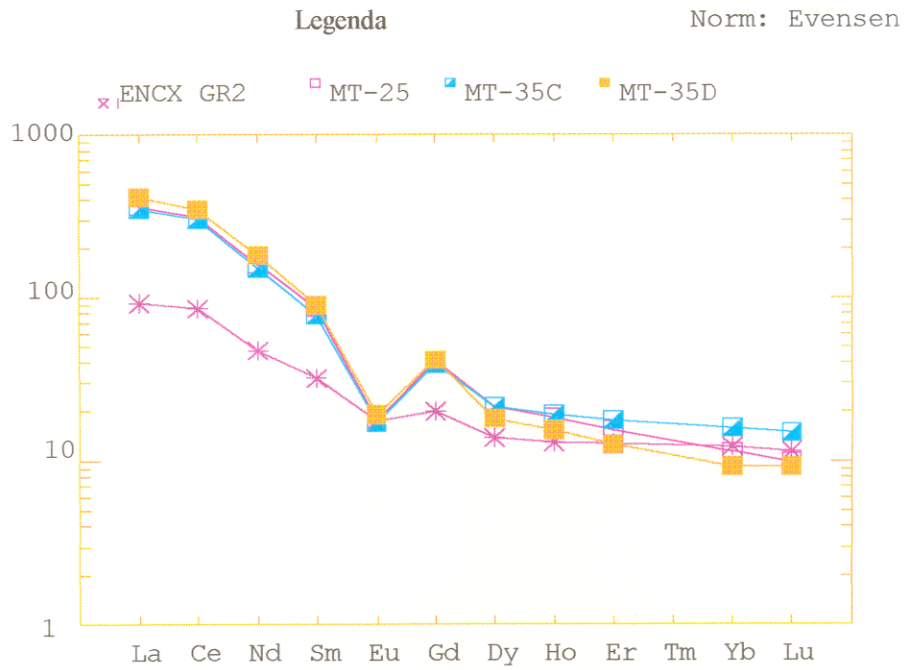


Figura 94. Diagrama ETR para as amostras do GRII e encaixante.

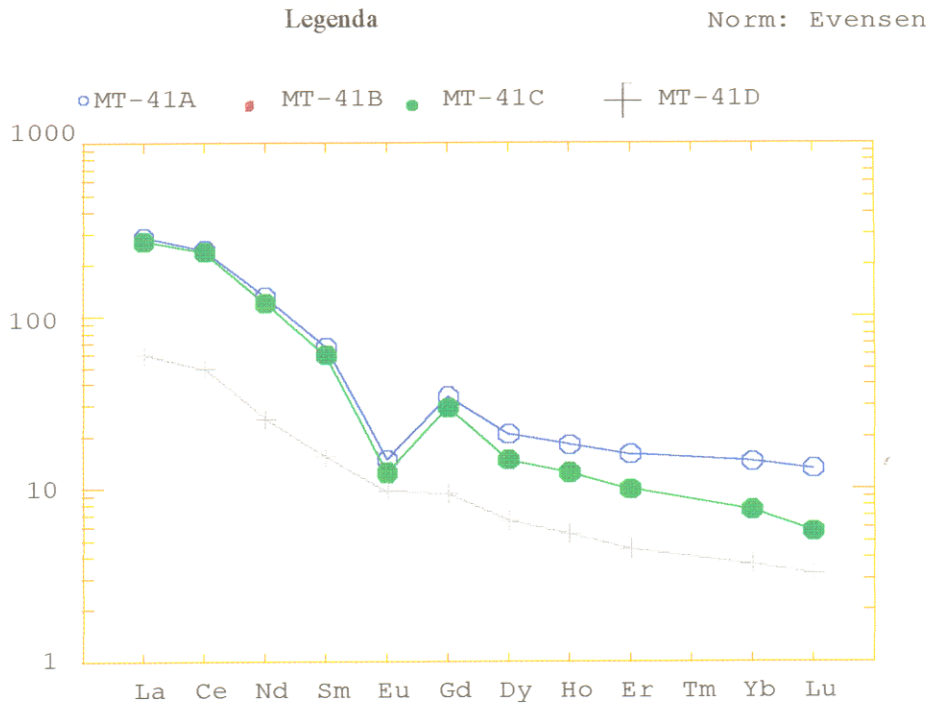


Figura 95. Diagrama ETR para as amostras do GRIII e encaixante.

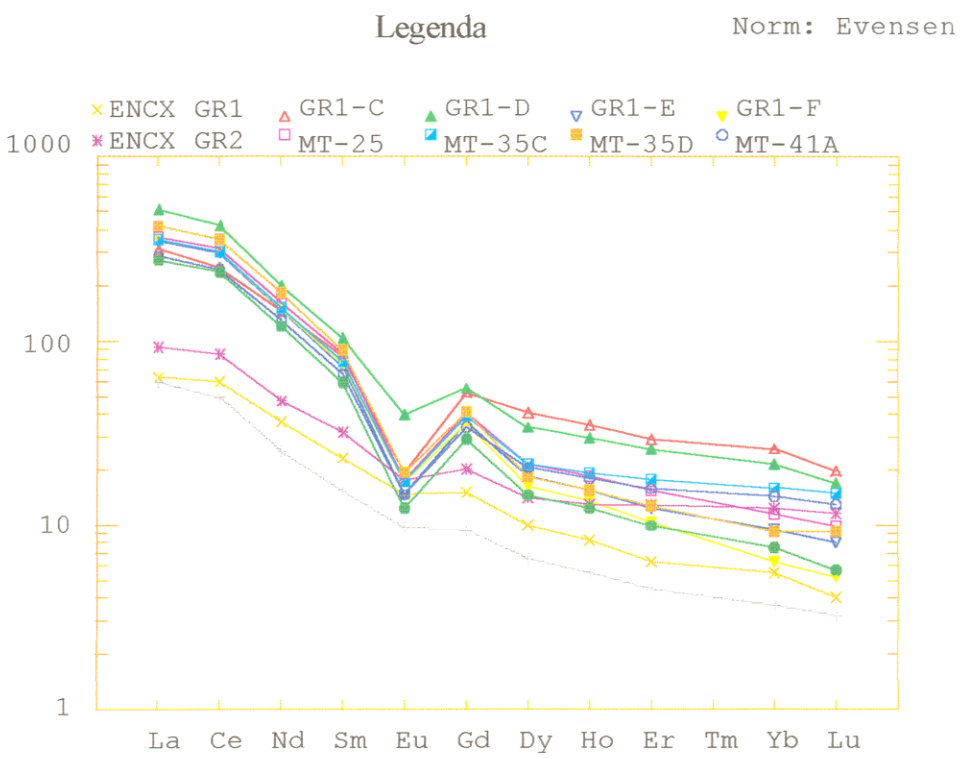


Figura 96. Diagrama normalizado a Evensen para todas as amostras analisadas.

monzogranitos do tipo A, em função dos resultados analíticos e plotagem em diagramas próprios para esta definição.

Esses corpos demonstram com os dados obtidos, uma certa homogeneidade composicional, que tende a ser ácido e peraluminoso. A alcalinidade pode variar de cálcio-alcalina a alcalina, conforme o diagrama utilizado. Os diagramas AFM e de *alcali-lime* de PEACOCK (1931) exibem melhor essa situação. Contudo, o diagrama $100(MgO+FeO_t+TiO_2/SiO_2)$ X $(Al_2O_3+CaO/FeO_t+Na_2O+K_2O)$ de SYLVESTER (1989) é mais específico ao discriminar uma tendência maior desses granitos serem alcalinos.

Os diagramas R1 X R2 com os campos de la ROCHE et al. (1980) e PITCHER (1982); e BATCHELOR & BOWDEN (1985) posicionaram esses granitóides como anatéticos, em ambiente sin a tardi-colisional, que são compatíveis com as observações de campo, posto que, esses corpos exibem uma trama milonítica bem pronunciada.

Essa relação até o momento constatada é questionada pelos resultados alcançados com o emprego dos diagramas de MANIAR & PICCOLI (1989), que mostram terem os corpos características mineralógicas e químicas de granitos orogênicos (IAG, CAG, CCG), que não é corroborada quando do emprego dos diagramas discriminativos, que os classifica como granitos pós-orogênicos. Como os resultados do emprego dessa técnica foram contraditórios, esses dados não serão levados em consideração, servindo apenas para ilustrar as diferentes abordagens empregadas neste trabalho.

A discriminação do ambiente tectônico obtida com a utilização dos diagramas de PEARCE et al. (1984), Harris et al. apud SYLVESTER (1989), aponta para esses corpos uma natureza geoquímica alcalina similar à granitos do tipo A, alojados em ambiente intraplaca (anorogênico).

Os resultados obtidos são comparáveis, com àqueles disponíveis para outros corpos granitóides da região, analisados por TAVARES Jr. (1992), quando foram avaliados geoquímica e geocronologicamente diversos corpos graníticos da região NW do Ceará, inclusive aqueles foliados, os quais foram interpretados como granitos do tipo A, similares aos granitos intra-placas ou sin-colisionais. Apesar disso, não se descarta a hipótese desses corpos representarem granitos alcalinos pós-tectônicos. SIAL (1987), LAFON et al. (1992), GORAYEB & ABREU (1993) afirmaram que os

granitos da região oeste do Ceará exibem características alcalinas a peralcalinas em vários corpos, e subalcalina em outros, sendo similares aos granitos do tipo A de ambiente intra-placa, comparáveis aos granitos jovens da Nigéria e do Hoggar Central (Boissonais apud GORAYEB et al., op. cit.).

As características geoquímicas obtidas com as análises desses corpos não levaram a resultados conclusivos, no que concerne ao ambiente tectônico no qual foram gerados. A assinatura geoquímica alcalina a subalcalina e a afinidade com os granitos do tipo A, sugerem a vinculação de sua gênese a um ambiente tectônico extensional.

8 GEOCRONOLOGIA

Foram analisados através do método da evaporação de Pb (KOBER 1986, 1987) modificado por OLSZEWSKI et al. (1990) monocristais de zircão, provenientes de amostras de ortognaisse tonalítico migmatizado, coletado em uma pedreira abandonada (ponto 25), e em amostras de dois corpos granitóides foliados alojados na faixa granulítica (Anexo B).

8.1 GEOCRONOLOGIA PRÉVIA

Um apanhado dos trabalhos desse cunho já foi abordado no item 2.4, contudo, especificamente, dentro da faixa de alto grau de Cariré, alguns trabalhos de cunho geocronológico já foram desenvolvidos anteriormente, conforme se observa nos Quadro 02 e 03. TAVARES Jr. (1992) realizou determinações Rb/Sr em rocha total em dois corpos granitóides foliados, presentes na área estudada, obtendo idades da ordem de 434 ± 23 Ma. GAUDETTE et al. (1993) tentaram datar um granitóide e granulitos máficos pelo método da evaporação do Pb em zircões, sem contudo, terem obtidos resultados com significado geológico para essas rochas. NOGUEIRA NETO *et al.* (1995) fizeram determinações Sm/Nd em gnaisses chanoquíticos(?) e ortognaisses da região, obtendo idades modelo de 2.23 Ga e 2.31 Ga, respectivamente. FETTER et al. (1995) empregaram metodologias U/Pb em zircão e Sm/Nd em rocha total, em diversos segmentos crustais do Estado do Ceará, dentre eles a área em apreço, obtendo para as rochas situadas entre o lineamento SPII e a falha Forquilha, idades em zircão de 2.11 Ga e Sm/Nd entre 2.24 e 2.43, interpretadas como mais jovens do que as determinadas para o bloco a NW do lineamento, e que compreenderiam uma mistura de material Riaciano (2.30 a 2.05 Ga) e material crustal mais antigo, mas sem uma afinidade com o bloco à noroeste. Desse modo, verifica-se que as informações geocronológicas disponíveis para esse segmento crustal são ainda limitadas.

8.2 APRESENTAÇÃO DOS RESULTADOS E DISCUSSÃO

A amostra do ortognaisse tonalítico forneceu zircões em abundância, com diversas frações de tamanho e forma (Quadro 05). Os cristais de zircão desse litotipo são predominantemente prismáticos e no geral translúcidos, observando-se terminações arredondadas em muitos desses cristais, que podem ser produtos da recristalização metamórfica. De menor expressão tem-se cristais bipiramidais (balões) bem facetados. Foram analisados 36 zircões, sendo que, somente 14 cristais forneceram resultados que permitiram o cálculo da idade aparente

Quadro 05. Informações isotópicas da evaporação de monocristais de zircão para os cristais das amostras analisadas (continua).

Rocha	Grão */Zircão	Nº de leituras	Morfologia	Razão $^{207}Pb\backslash^{2106}Pb$ média	Idade no cristal (Ma)	Idade** (Ma)
Ortognaisse	4 - Zr5	14	Prismático, euédrico, longo, com terminações arredondadas, superfície limpa e de boa transparência.	0.132153 ± 0.000676	2.115 ± 22	2.118 ± 10
	8 - Zr10	19	Bi-piramidal, ovalado, com terminações arredondadas, euédrico, multifacetado, transparência excelente, apresentando pequenas inclusões.	0.132229 ± 0.000474	2.119 ± 14	
	9 - Zr12	13	Bi-piramidal, ovalado, euédrico, multifacetado, multifacetado, transparência boa, superfície limpa, cristal de cor amarelada, apresentando algumas fraturas.	0.13105 ± 0.04797	2.135 ± 39	
	11 - Zr26	10	Prismático, euédrico, com terminações arredondadas, de cor amarelada, transparência regular, com superfície apresentando irregularidades (spots).	0.14922 ± 0.03129	2.114 ± 29	
Granitóide I	1	17	Bipiramidal, incolor, superfície limpa, sem inclusões, bem facetado, excelente transparência.	-	-	-
	2	6	Bipiramidal (balão), incolor, superfície limpa, sem inclusões, excelente transparência.	-	-	

Quadro 05. Informações isotópicas da evaporação de monocristais de zircão para os cristais das amostras analisadas (conclusão).

Rocha	Grão */Zircão	Nº de leituras	Morfologia	Razão $^{207}Pb/^{206}Pb$ média	Idade no cristal (Ma)	Idade** (Ma)
Granitóide I	3	5	Prismático, incolor, superfície limpa, fraturado, transparência excelente.	-	-	-
	2	18	Bipiramidal (oval), amarelado, superfície limpa, apresentando bolhas como inclusões, excelente transparência.	0.054137 ± 0.001972	406 ± 131	
Granitóide II	4	18	Bipiramidal (oval), amarelado, transparência boa, superfície com irregularidades (furos), boa translucência.	0.080976 ± 0.003349	1050 ± 328	-
	5	19	Bipiramidal (oval), incolor, transparência excelente, superfície com irregularidades (furos), e inclusões de bolhas.	0.016583 ± 0.000839	1.909 ± 25	
	6	11	Bipiramimdal (oval), incolor, transparência excelente, superfície com algumas irregularidades e inclusões.	0.096276 ± 0.001683	1.523 ± 48	

* Nº da análise do cristal de Zircão.
** Idade média obtida através das razões isotópicas dos cristais acima descritos.

$^{207}Pb\backslash^{206}Pb$. Contudo, como as diversas razões $^{207}Pb\backslash^{206}Pb$ nesses cristais apresentaram leituras ou blocos anômalos (idade obtida para cada incremento de corrente/temperatura), conforme se observa na Figura 97, fez-se uma triagem, separando-se cristais que mostravam um comportamento analítico refletido pela presença de blocos de leituras de comportamento estável, resultando na seleção de quatro cristais de zircão, que foram utilizados na determinação da idade de 2.118 ± 10 Ma, exibida na Figura 76. O histograma da Figura 98 mostra a variação das idades alcançadas pelos quatro zircões selecionados. A idade obtida com os 14 zircões foi descartada em função da elevada margem de erro analítico, que foi minimizado com a seleção dos cristais que apresentaram leituras mais estáveis de razões $^{207}Pb\backslash^{206}Pb$.

A variabilidade de idades obtidas com a análise dos zircões do ortognaisse tonalítico, visualizados principalmente na Figura 99 seria reflexo de distúrbios resultantes do metarmorfismo de alto grau que afetou as rochas desse segmento crustal, e o pico da razão $^{207}Pb\backslash^{206}Pb$ com a idade predominante de 2.118 ± 10 Ma marcaria no mínimo o episódio de cristalização da rocha.

Os granitóides foliados analisados foram os granitóides GrI e GrII. O primeiro forneceu zircões de várias frações de tamanho e cristais bem facetados em abundância, de forma predominante piramidal (balões), sendo transparentes, possuindo, ainda, de maneira menos expressiva, cristais prismáticos em proporções menores. As amostras do granitóide GrII não forneceram zircões em quantidades satisfatórias. Contudo, a reduzida fração conseguida mostrou que os cristais exibiam características similares aos cristais do granitóide I, como a forma piramidal e a excelente transparência. Foram analisados 11 zircões do granitóide II e seis do granitóide I. Inafortunadamente os cristais não forneceram boas leituras das razões isotópicas do $^{207}Pb\backslash^{206}Pb$, pelo fato destes produzirem poucos blocos de leituras, o que contribuiu de forma decisiva para a não obtenção de idades confiáveis, em função da dispersão dos valores alcançados, como por exemplo, idades de 1.9, 1.5, 1.0 e 0.4 Ga, em diferentes cristais de zircão (vide Quadro 05). A interpretação que se pode dar para essa ampla variação dos valores obtidos nos granitóides é a de que os zircões trazem em seu bojo, possivelmente, *informações* isotópicas herdadas de uma história geológica mais antiga, não totalmente apagada(s) quando de sua inserção nos corpos granitóides.

Ao se compararem os resultados obtidos com o volume de informações geocronológicas presentes até o momento para a região NW do Ceará, visualizados nos Quadros 01,

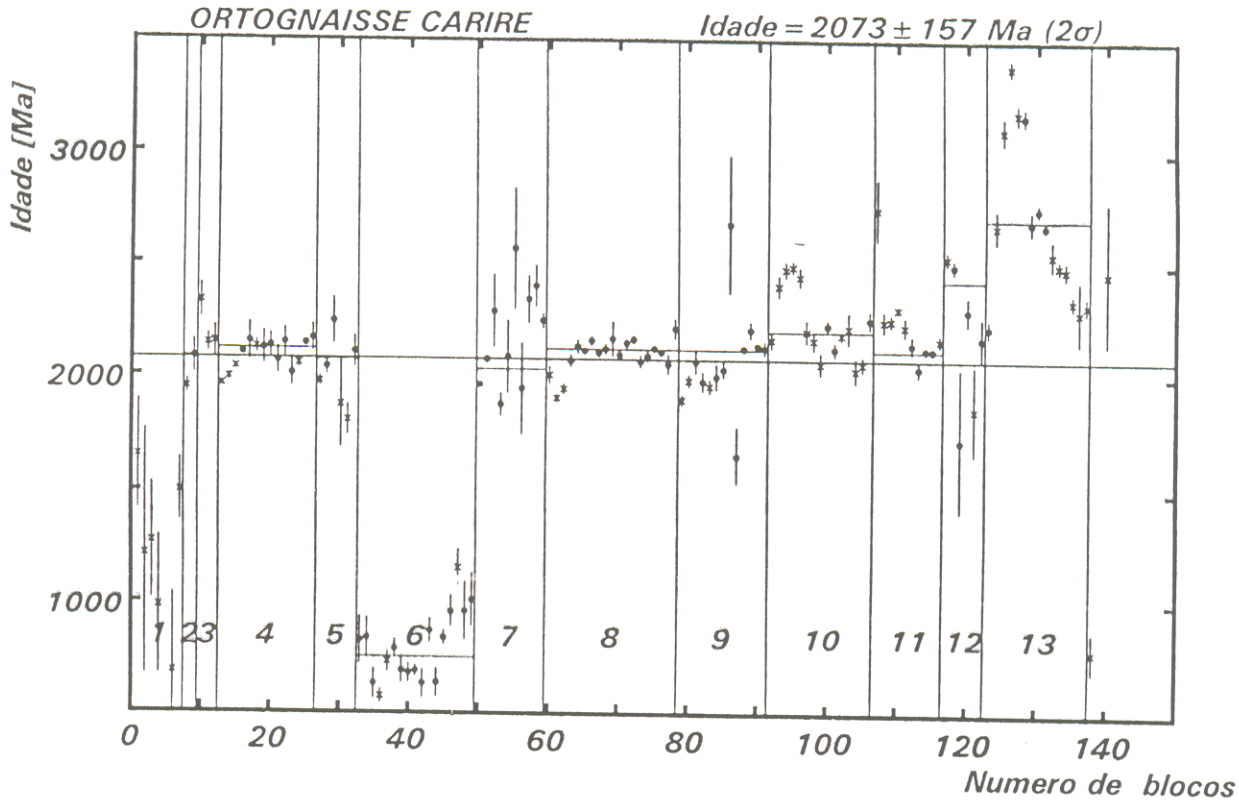


Figura 97. Diagrama exibindo os resultados analíticos para o conjunto de 14 zircões de ortognaisse.

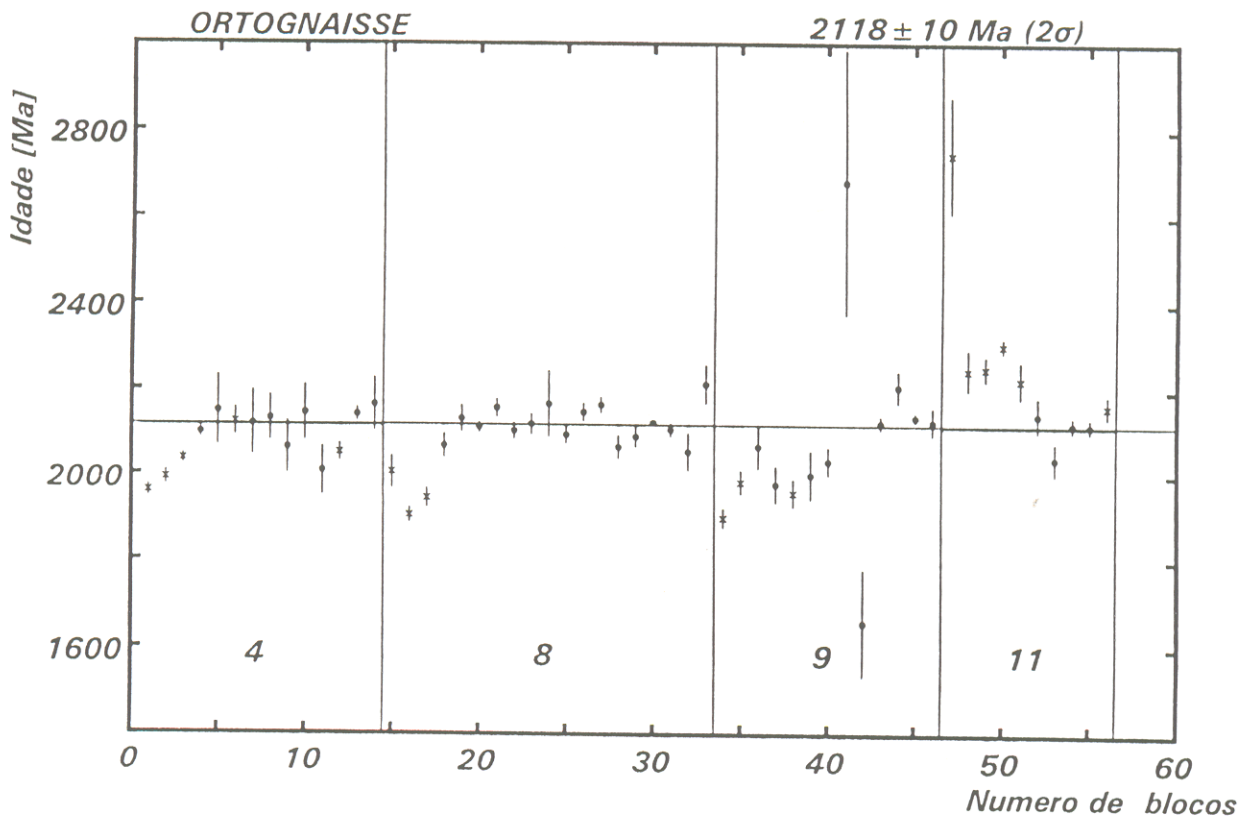


Figura 98. Diagrama com os resultados analíticos dos 04 zircões selecionados do ortognaisse.

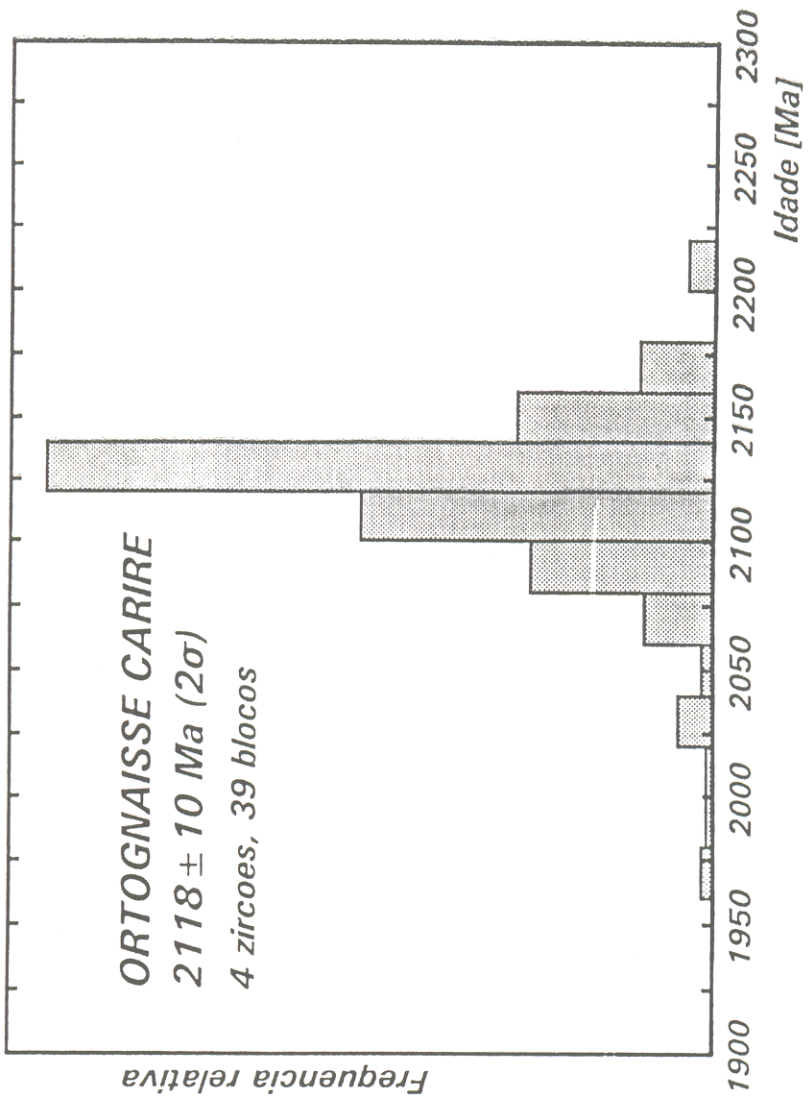


Figura 99. Histograma apresentando os parâmetros estatísticos dos 04 zircões selecionados do ortognaisse.

02 e 03, a idade obtida no ortognaisse tonalítico acompanha, por seus resultados, as idades com significado geológico a nível regional, vinculando-a a organização tectono-termal da macro-feição geológica dessa área, denominada de Cinturão de Cisalhamento NW do Ceará, dentro do Evento Transamazônico.

Os zircões do granitóide foliado II não forneceram resultados confiáveis (idade) para embasar uma melhor discussão acerca do posicionamento temporal dos mesmos. Possivelmente, estes resultados podem representar informações isotópicas acerca da ocorrência de sucessivos *eventos* geológicos registrados pelo zircão.

Ao se avaliar a idade obtida pelo método Rb\Sr por TAVARES Jr. (1992) de 445 ± 20 Ma em alguns granitóides foliados da região de Cariré - NW do Ceará, observa-se que esta idade, apesar de mais jovem do que as idades determinadas em granitos isotrópicos da região (TAVARES Jr. op. cit.; SIAL *et al.*, 1981; NOGUEIRA NETO et al., 1989; GORAYEB & LAFON, 1995) - vide Quadros 03 e 04 para maiores detalhes), sugere uma vinculação genética dos corpos foliados com o episódio da granitogênese de ampla expressão na região NW, como reflexo dos efeitos tectono-termais do Evento Brasiliano. Em contrapartida, a idade transamazônica obtida por GORAYEB et al. (1995) para o granito Chaval, até então considerado brasiliano, torna a discussão sobre a qual evento termo tectônico estariam vinculados os corpos graníticos deformados mais estimulante, pois, a questão ainda não está elucidada.

9 UM MODELO EVOLUTIVO PARA A ÁREA ESTUDADA

A reconstrução da história deformacional que afetou os litotipos que integram a faixa de alto grau de Cariré, é um exaustivo exercício de quebra-cabeça, pois, muitas das feições desenvolvidas no início da deformação foram obliteradas pelos processos superimpostos.

O desenvolvimento das rochas que compõem o segmento crustal NW do Estado do Ceará (sedimentação e termo-tectonismo), está inserido em um contexto tectônico regional, onde são observáveis os efeitos da atuação do Ciclo Transamazônico (2.2 a 1.9 Ga), e superposição de efeitos termo-tectônicos do Ciclo Brasiliano (0,7-0,4 Ga). A identificação clara dos dois ciclos tectono-termais, e as evidências do policiclismo, são representadas, no primeiro evento, pela arquitetura das geometrias desenvolvidas nesse segmento crustal, notadamente vinculada a uma deformação dúctil não coaxial, associada a um binário NE-SW dextral. O segundo evento, seria responsável pelo magmatismo e geração/reativação de grandes lineamentos, como o Lineamento Sobral-Pedro II, e de grandes transcorrências (Falhas de Sobral, Forquilha e de Groaíras, entre outras), bem como, da geração de bacias associadas a esse contexto (Bacia do Jaibaras).

Uma tentativa da reconstituição da história inicial da deformação na região de Cariré, que reflete a organização tectono-estrutural da área, pode ser efetivada nos ortognaisses tonalíticos migmatizados e granulitos, através de seus marcadores estruturais. A maioria dos ortognaisses dessa região são derivados de antigas rochas ígneas do Proterozóico Inferior, confirmado pelo resultado isotópico Pb-Pb em monocristais de zircão de 2.18 Ga.

Organizando em uma ordem cronológica de desenvolvimento as feições estruturais reconhecidas em ortognaisses, pode-se dizer que a 1ª fase de deformação (D_1) desenvolveu uma foliação S (bandamento composicional) que foi modificada e reorientada por deformações tardias, sendo em alguns casos, completamente modificada. Nos ortognaisses, S_1 é definido pela alternância de lentes ricas em biotita e/ou anfibólio e bandas leucocráticas, as quais envolveram, muitas vezes, os cristais de k-feldspato, dando origem a sombras de pressão, notadamente assimétricas, e trilhas de quartzo, k-feldspato e plagioclásio. Os ocelos de feldspato são arranjados paralelamente a estas bandas, sendo algumas vezes estirados, com recristalizações nas bordas, definindo uma lineação de estiramento.

A evolução metamórfica, no contexto da deformação D_1, com base nas observações de campo e reações minerais nos metapelitos, granulitos e ortognaisses, pode ser sugerida como contínua, onde o pico do metamorfismo ocorreu sob condições de fácies granulito, o que caracteriza o metamorfismo M_1, que foi superimposto pela trama principal S_1 (algumas seções do granulito exibem minerais recristalizados estaticamente, suportando a idéia de uma recristalização pré-cinemática). Os parâmetros máximos de P e T não estão determinados por falta de estudos adequados para tal, entretanto, as reações de fases e texturais, apontam para condições de P alta a moderada e T elevada.

A repetição de gnaisses e a presença de rochas de infracrosta (granulitos e enderbitos) sugere que estas rochas (Anexo A) podem compor lascas alçadas tectônicamente, em um período inicial da história deformacional, no contexto da implantação das rampas oblíquas, ou, conforme sugerido pelos dados das atitudes da foliação, o desenvolvimento de grandes dobras recumbente apertadas. Tal assertiva é corroborada pela relação foliação/lineação que mostra um *rake* elevado, indicador da atuação na área, de cavalgamentos oblíquos ou em rampa lateral.

A superposição da deformação D_1 nos granulitos, promoveu a modificação de texturas estáticas, proporcionando o desenvolvimento do bandamento gnáissico e da lineação mineral (S_1). Tais estruturas são indicadoras de uma possível recristalização sincinemática a D_1. O acelerado soerguimento crustal durante D_1, promoveu a descompressão isobárica (caracterizadora do evento metamórfico M_2), sendo isto, evidenciado através das reações minerais e texturais nos metapelitos e granulitos, tais como, simplectitos e coroas, que indicam uma rápida descompressão para a área. Essas reações se adequam a um modelo de rápido soerguimento tectônico proposto por ROERING et al. 1992.

Os veios quartzo-feldspáticos estão intimamente interlaminados com as rochas deformadas, em particular gnaisses tonalíticos e quartzo-feldspáticos, que dão a rocha o aspecto migmatizado. A presença destes veios indicam que uma fase fluida granitóide foi um componente essencial da deformação D_1. Estes veios dispõem de típica estrutura *pinch and swell* ou estricção, sendo muitas vezes seccionados por bandas de cisalhamento mesoscópicas. Estas bandas de cisalhamento possuem movimento dextral e sinistral, mas com predomínio do primeiro

Marcadores cinemáticos de meso e microescala como porfiroblastos e porfiroclastos rotacionados, dobras intrafoliais, *drag folds*, estricção e boudinage, observados em diversos pontos da

área, mostram movimentações dextrais e sinistrais, com o predomínio do primeiro, são indicadoras de diferentes etapas da deformação dúctil. Esses dados, em confronto com os advindos da foliação, lineação, eixo de dobras, indicam que seu desenvolvimento ocorreu no contexto de um cisalhamento não-coaxial, como resposta a atuação de um binário dextral, orientado segundo NE-SW, cujos eixos cinemáticos adotaram a disposição de X - 04°/34° Az, Y - 80°/280° Az e Z - 10°/124° Az.

Essa deformação não-coaxial acarretou desmembramento, transporte, imbricação e aloctonismo das rochas da região. No contexto regional, o segmento crustal de Cariré representaria *nappes* alçadas em determinados momentos da extensiva história deformacional dúctil que afetou o setor NW do Ceará.

A fase D_2 da deformação concentra-se em zonas de cisalhamento, e ao longo das superfícies de cavalgamento notadamente oblíquas, promovendo a diminuição do *rake* entre a lineação e foliação, e a geração de milonitos associados a essas zonas, em uma tectônica verticalizada. Tais zonas são marcadas por lentes de rochas metassedimentares ou metabásicas, estrictadas e budinadas entre massas de gnaisses altamente deformados. Embora as zonas de cisalhamento miloníticas incluam expressivas porções de metassedimentos, não significando isto, que todos os metassedimentos foram milonitizados. As zonas de cisalhamento representariam cavalgamentos dúcteis profundos nos ortognaisses, sobre eles mesmos, configurando o empilhamento de lascas finas alotóctones.

Durante a fase D_2, uma trama LS foi desenvolvida subparalelamente aos contatos litológicos, notadamente nos contatos dos diversos litotipos com ortognaisses (Anexo A), sendo marcada por *rods* de quartzo alinhados segundo a direção de extensão das zonas de cisalhamento. A foliação S_2 é uma xistosidade ou uma trama milonítica na qual, em alguns instantes microdobras localizadas afetaram a foliação mais antigas, transpondo-as. Deste modo, afetou a xistosidade S_1 nos metassedimentos, mas nos ortognaisses migmatizados, a foliação dobrada aparece vinculada aos níveis de mobilizados quartzo-feldspáticos, que podem ser interpretadas como associdos à progressão da deformação, como dobras intrafoliais.

Na maioria dos ortognaisses a fase D_2 não foi muito importante, a não ser pelo desenvolvimento das tramas LS e, em alguns casos, essas rochas não foram de todo afetadas, sendo sua presença notada pela atuação de zonas de alto *strain*, ou apenas pelo aparecimento de bandas de

cisalhamento localizadas. Próximo a bandas miloníticas os ocelos de feldspatos se tornam mais achatados e estirados, dando origem a *ribbon* de feldspato, com sentido de movimentação preferencialmente dextral.

Nos metassedimentos a deformação devido a essa fase é muito pronunciada. A deformação cisalhante, com os fenômenos de transposição, budinage e milonitização, é expressiva. Novo achatamento, dobras assimétricas isoclinais ou dobras em bainha, localizadas, foram originados subparalelamente a foliação S_2. Os metassedimentos miloníticos são escuros e de granulação variável.

Estruturas que marcam a fase de transição dúctil-rúptil da deformação (D_2) , são evidenciadas através da clivagem de crenulação, bandas de cisalhamento e veios sigmoidais em diques. A crenulação modifica normalmente a atitude da trama mais antiga, exibindo movimentação sinistral. As bandas de cisalhamento desse contexto possuem movimentações dextrais. Os *tension gashes* em diques máficos, indicam um cisalhamento dextral. Da observação desses marcadores, estimou-se a orientação dos eixos cinemáticos de $\sigma_1 \approx$ NNE - SSW, $\sigma_3 \approx$ ENE - WSW e $\sigma_2 \approx$ verticalizado, distinto, portanto, da orientação dos eixos cinemáticos definidos para o regime dúctil do cisalhamento.

As injeções de material ígneo básico e félsico, na forma de diques ou de plutons de composição monzogranítica, que, com freqüência, exibem tramas planares sin-cinemáticas bem desenvolvidas, refletem a atuação de um binário sinistral, no momento de sua colocação. A colocação desse material ocorreu, possivelmente pré-D_3, e talvez, assinalem a mudança de regime tectônico, de um contexto transpressivo para um transtensivo.

O metamorfismo M_3 esteve associado ao desenvolvimento ou reativação de zonas de cisalhamento em condições de P e T mais brandas, conforme evidenciado pelas assembléias minerais dos xistos miloníticos e gnaisses cálcio-silicáticos. Essas zonas, condutoras de fluidos, favoreceram o desenvolvimento de paragêneses que refletem condições metamórficas da fácies xisto verde alto a anfibolito baixo. Posteriormente, predominaram processos de alteração hidrotermal na área, observados através da ampla desestabilização das paragêneses preexistentes, que é marcada pela saussiritização de feldspatos e alguma geração de epidotos.

A deformação rúptil reconhecida na região, traz em seu bojo, registros de histórias deformacionais antigas e mais recentes. Um exemplo que pode ser empregado para ilustrar esta colocação, é o Lineamento Sobral-Pedro II, ao qual estão associados milonitos, marcadores da fase dúctil da deformação, uma zona de cataclase, superposta aos milonitos. O lineamento exibe uma extensiva história de reativações a partir do Proterozóico Inferior, passando pelo neopaleozóico (vinculado ao desenvolvimento das Bacias do Jaibaras e Parnaíba), do Mesozóico, quando da separação da África, ou até mesmo mais recentes.

A fase D_3 da deformação é marcada pelo desenvolvimento de geometrias vinculadas à deformação rúptil, onde reativaram-se antigas e instalaram-se novas estruturas, reconhecidas por grupos de falhas transcorrentes, fraturas\juntas. A rotação da trama mais antiga indica, estatisticamente, movimentações sinistrais e dextrais, com o predomínio da primeira. As estruturas que marcam essa fase são representados, principalmente, por famílias de fraturas/juntas e grupos de falhas normais, oblíquas e transcorrentes, que mantém diversas relações genéticas. A análise dos dados coletados permitiu o reconhecimento de famílias de fraturas/juntas com disposição preferenciais segundo WNW-ESE e N-S, e subordinadamente NW-SE e W-E. As primeiras podem ser consideradas como fraturas de cisalhamento, sendo a família WSW-ENE, considerada trativas, e as restantes, vinculadas a progressão da deformação rúptil (talvez, fraturas p e x). As falhas podem compor grupos de orientação preferencial N-S e W-E, além de outras subordinadas. Podem ter se aproveitado de anisotropias mais antigas para se desenvolver.

A análise de falhas e estrias de movimentação associadas, com a aplicação da técnica de Arthaud, definiu a posição dos eixos de deformação assim expressados: σ_1 = 80°/284 Az; σ_2 = 04°/174 AZ; σ_3 = 83° /10 Az. As observações das relações dessas estruturas em afloramentos, como o da Fazenda Riachão, foram entendidas como vinculadas a atuação de um binário sinistral, com seus eixos orientados como acima descrito. As famílias de fraturas e juntas em comparação as observadas para falhas, percebe-se uma certa compatibilidade entre anisotropias, podendo algumas famílias de fraturas, como às N-S, W-E e NW-SW se relacionarem aos pulsos iniciais da deformação rúptil, progredindo, posteriormente, para zonas de falha, ou compondo por sua densidade, zonas de cataclase.

10 CONCLUSÕES

Os estudos empregados na faixa de alto grau de Cariré, conforme os resultados obtidos, permitem estabelecer as seguintes deduções:

- os levantamentos de campo e petrografia empregados na área de trabalho, permitiram organizar os litotipos em função de características estruturais, metamórficas e texturais em faixas que abrangem milonitos e ultramilonitos; faixa granulítica, onde se agruparam rochas com paragêneses de alto grau; ortognaisses tonalíticos migmatizados; e faixa de supracrustais, onde se observa xistos miloníticos e cálcio-silicaticas, e sillimanita gnaisses. São ainda encontrados pequenos corpos monzograníticos foliados e diversos volumes de diques de composição básica a ácida, intrusivos no conjunto. A distribuição espacial desses litotipos pode ser visualizada no mapa geológico apresentado (Anexo A);

- a análise estrutural da área mostrou que o arranjo dos litotipos em faixas paralelas, é notadamente, a macrofeição marcante desse segmento crustal, e estão organizadas a partir do Lineamento Sobral-Pedro II. O comportamento geométrico das estruturas dúcteis presentes nos litotipos é caracterizado pelo paralelismo geral das feições planares (xistosidade, acamadamento/bandamento composicional e foliação milonítica); e lineares (lineação mineral/estiramento, eixo de dobras), compondo um modelo geométrico de estruturas desenvolvido em um contexto de deformação não-coaxial;

- as relações de fases e texturas metamórficas observadas nas diversas associações minerais, indicaram que a região de Cariré experimentou evolução metamórfica similar, excetuando-se a porção central, que apresenta condições metamórficas de níveis crustais mais elevados do que o restante da região.

As paragêneses dos metapelitos e granulitos, e subordinadamente dos ortognaisses estão de acordo com as estimativas de P-T do metamorfismo de alto grau, sendo indicadoras, nos metapelitos, da atuação de condições de média a alta pressão, e temperaturas altas, o que proporcionou o desenvolvimento das reações de fases descritas nessas rochas. A progressão dos parâmetros de P e T são marcados pelo incremento da pressão em temperaturas muito altas, ocorridos subseqüentes ao estiramento litosférico. Isto pode ser explicado por modelos

geodinâmicos envolvendo espessamento crustal orogênico, vinculado a um contexto regional, composto por cavalgamento de modo oblíquo de bloco(s) crustal(ais).

O estágio inicial da retrogressão de P e T foi assinalado nas reações texturais e de fases observadas nos metabasitos, marcadoras de reações dependentes da pressão alta (reações ortopiroxênio + plagioclásio = granada + clinopiroxênio + quartzo, e ortopiroxênio + plagioclásio = granada + quartzo), que possivelmente, atravessaram o esfriamento semi-isobárico que sugere-se a área ter experimentado, após o episódio de soerguimento crustal ocorrido.

A assembléia biotita-moscovita-oligoclásio-quartzo assinala condições metamórficas da fácies xisto-verde alto, ocorrido em baixa pressão;

- A deformação dúctil promoveu o desenvolvimento da complexa geometria das rochas aleitadas em mega-faixas, sob condições metamórfica da fácies granulito. Nesse contexto, o metamorfismo M_1 de alto grau é caracterizado pelo o desenvolvimento de texturas estáticas nos granulitos e migmatização em ortognaisses, modificados pela deformação D_1, que gerou o bandamento gnáissico observado nessas rochas, indicando uma possível recristalização sincinemática com M_1. O soerguimento crustal durante D_1, promoveu a descompressão isobárica, o que caracteriza o evento metamórfico M_2. A deformação D_1 progride com a geração das tramas miloníticas nos diversos litotipos da área ao longo de superfícies de cavalgamento oblíquo. A diminuição do *rake* da lineação nos planos da foliação, com a deformação concentrando-se ao longo de zonas de cisalhamento, caracterizam a deformação D_2, tendo ocorrido durante esse processo o metamorfismo M_3, que é estritamente vinculado à essas zonas de cisalhamento, indicando pelas relações minerais observadas em xistos e rochas cálcio-silicáticas, condições metamórficas de fácies anfibolito baixo a xistos verde alto.

A deformação dúctil e o metamorfismo de alto grau são interpretados em um contexto de um modelo evolutivo ligado a atuação de um binário, com movimento de massas de NE para SW em regime de cisalhamento dúctil não-coaxial dextral, sob condições metamórficas de alto grau, ocorrido no Proterozóico Inferior. Essa deformação, inicialmente se desenvolveu sob a geometria de cavalgamentos ou rampa oblíqua, posteriormente, como transcorrências. Esta proposição é corroborada pela determinação isotópica efetivada em ortognaisse, utilizando-se a evaporação do Pb em zircão, onde se obteve a idade de 2.118 ± 10 Ma, que foi interpretada como a

idade de cristalização da rocha, portanto, marcadora dos processos tectono-termais que afetaram a área;

A fase D_3 da deformação é eminentemente rúptil, e desvinculada do contexto que promoveu o desenvolvimento da deformação dúctil. A deformação rúptil, possivelmente, vinculou-se a atuação de um binário sinistral, onde foram reativadas anisotropias antigas e geradas novas, como grupos de falhas transcorrentes, normais e oblíquas, dentro de um contexto extensional ou transtensional;

- no que concerne aos monzogranitos, as relações entre a foliação e lineação presente nessas rochas, mostrando um *rake* pequeno (foliação verticalizada e lineação subhorizontal), indicam a atuação de uma tectônica direcional. Suas relações de campo, os apontam como sin a tardi-cinemáticos. Contudo, a assinatura geoquímica desses corpos os caracterizou como suítes moderada a altamente fracionadas (SiO_2 > 71% em peso, razão Rb/Sr > 0,5 e < 20,5), de composição monzogranítica, apresentado certa homogeneidade composicional, que varia de ácida a peraluminosa, variando ainda, de alcalino a cálcio-alcalino. Em termos de ambiente tectônico, esses corpos possuem características geoquímicas alcalinas similares aos granitos tipo A, alojados em ambientes intra-placa (Anorogênico). Portanto, os resultados obtidos através dos estudo dos granitóides, indicam para sua formação, um contexto tecto-deformacional diferenciado do que gerou as rochas mais antigas, vinculando-os, talvez, a um contexto ex(trans)tensional mais jovem.

As análises isotópicas dos granitóides foliados não forneceram idades com significados geológicos, apenas indicaram a existência de "informações" isotópicas herdadas nos zircões, conforme observado pela ampla variação das idades nesses corpos. Isto refletiria uma história geológica mais antiga, cujos registros não foram totalmente apagados quando da inserção dos zircões nos corpos granitóides. A questão da vinculação genética dos corpos foliados com o episódio da granitogênese de ampla expressão na região NW, como apontam algumas idades brasilianas anteriormente mencionadas, não está totalmente esclarecida, pois, dados recentes apontam para granito Chaval, tido como brasiliano, uma idade transamazônica, indicando deste modo, que a discussão deve permanecer em aberto. Talvez, a discrepância de algumas idades obtidas nos zircões do granitóide II sejam indicadoras da ambigüidade destes corpos graníticos foliados quanto aos aos eventos termo tectônicos que afetaram a região.

A relação desses corpos e também volumes pequenos de material ígneo básico e ácido (diques), com o contexto da deformação em níveis crustais mais elevados observados na área, podem ser reflexo da passagem do regime dúctil dextral transpressivo para um regime rúptil sinistral transtensivo, ou até mesmo, podem assinalar vários *episódios* geológicos que afetaram a área.

O conjunto de dados obtidos com os estudos empregados no segmento crustal da região de Cariré, apontam para um caráter deformacional policíclico para a área. A deformação dúctil estaria vinculada aos efeitos da atuação do Evento Transamazônico, e por associação e extensão, quando da implantação do Cinturão de Cisalhamento NW do Ceará, respaldado nas similaridades das características geométricas e deformacionais dúcteis, metamórficas e isotópicas dessa área com os litotipos que compõem o segmento crustal a NW do Lineamento Sobral-Pedro I.

A deformação rúptil é a que melhor demonstra o caráter policíclico da deformação da área, conforme evidenciado através dos sucessivos episódios dessa deformação, que deixaram registros nas rochas desse segmento crustal, como por exemplo, falhas e padrão de fraturas geradas quando da instalação das Bacias de Jaibaras, do Parnaíba, e até da tectônica Mesozóica ou mais recente, que contribuem para o aumento da complexidade do estudo dessas estruturas na área, sendo seu desenvolvimento, principalmente, vinculado aos efeitos da Ciclo Brasiliano.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ABREU, F.A.M. de. 1990. **Evolução geotectônica do Pré-Cambriano da região meio-norte do Brasil e sua correlação com a África Ocidental**., Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 427 p. Tese (Doutorado em Geologia) - Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Centro de Geociências, UFPa, 1990.

ABREU, F.A.M.de & GORAYEB, P.S.S. 1993. Ortognaisse do Complexo de Granja, Noroeste do Ceará: Feições tectônicas e critérios cinemáticos. In: SIMPÓSIO GEOLOGIA DO NORDESTE, 15, Natal, 193. **Anais**. Natal, SBG. p. 370-371.

ABREU, F.A.M. de & LAFON, J.M. 1991. Granulitos transamazônicos no Cinturão de Cisalhamento Noroeste do Ceará. In: SIMPÓSIO GEOLOGIA DO NORDESTE, 14., Recife, 1991. **Anais**. Recife, SBG., V. 12, p. 229-231.

ABREU, F.A.M. de; GORAYEB, P.S.S.; GAMA Jr., T. 1989. Aspectos tectônicos da região de Martinópole-Massapê-CE. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 2., Fortaleza, 1989. **Atas**. Fortaleza, SBG., p. 265-269.

ABREU, F.A.M. de; GORAYEB, P. S. S.; GAMA Jr., T.; HASUY, Y. 1988. O Cinturão de Cisalhamento Noroeste do Ceará. In: CONGRESSO LATINO-AMERICANO DE GEOLOGIA, 7., Belém, 1988. **Anais**. Belém, SBG., v.1, p. 20-34.

ABREU, F.A.M.; MOURA, C.A.V.; GORAYEB, P.S.S; GAUDETTE, H. 1994. Correlação entre os dados geocronológicos e eventos tectono-termais no NW cearense. In: CONGRESSO BRASILEIRO GEOLOGIA, 38., Camboriú, 1994. **Boletim de Resumos** 1, Camboriú, SBG., p. 218-219.

ALMEIDA, F.F.M. de. 1967. Origem e evolução da Plataforma Brasileira. DNPM, **Bol. Div. Geol. Mineral**. Rio de Janeiro (241): 1-36.

ALMEIDA, F.F.M. de; HASUI, Y.; NEVES, B.B.B. de; FUCK, R. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. **Earth Science Reviews**, v. (17), 1-29.

ANGELIER, J. 1994. Fault slip analysis and palaeostress reconstruction. In: HANCOCK, P. L. ed. **Continental Deformation.** Bristol. Inglaterra. Pergamon Press. p. 53-100.

BARD, J.P. 1987. **Microtextures of Igneous and Metamorphic Rocks**. D. Reidel Publishing Company. 265 p.

BARKER, A.J. 1990. **Introduction to Metamorphic Textures and Microstructure**. Blackie. 170 p.

BATCHELOR, R.A & BOWDEN, P. 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters**. Chemical Geology**, 48:43-55.

BERTHÉ, D.; CHOUCROUNE, P.; JEGOUZO, P. 1979. Orthogenesis, mylonites and non-coaxial deformation of granites: the example of the South Armorican shear zone. **Journal of Structural Geology**, 11: 31-42.

BOHLEN, S.R. 1991. On the formation of granulites. **J. Metamorphic Geology**, (9), 223-229.

BRAGA, A.P.G.; MORAES, A.M.T.; PASSOS, C.A.B.; SOUZA, E.M.; MORAIS, J.B.A.; FRANÇA, J.B.; MEDEIROS, M.F.; VALE, P.A.B.R.; ANDRADE, V.A. 1981. **Projeto Fortaleza**. Brasília, DNPM/CPRM. 123 p.

BRITO NEVES, B.B. de. 1975. **Regionalização geotectônica do Pré-Cambriano Nordestino**. São Paulo, Universidade de São Paulo. Instituto de Geociência. 198 p. Tese (Doutorado em Geologia). Curso de Pós-Graduação do Instituto de Geociências da Univ. de São Paulo, USP, 1975.

BRITO NEVES, B.B. de. 1983. **O Mapa Geológico do Nordeste Oriental do Brasil,** escala 1:1.000.000. São Paulo, Universidade de São Paulo. Instituto de Geociência. 177 p. Tese (Livre Docência). Curso de Pós-Graduação do Instituto de Geociências da Univ. de São Paulo, USP, 1983.

BRITO NEVES, B.B. de & CORDANI, V.G. 1991. Tectonic evolution of the South America durant the Late Proterozoic. **PreCambrian Research** - Special Issue: Crustal Evolution in the Late Proterozoic. 53: 1\2 : 23-40.

BRITO NEVES, B. B. de; KAWASHITA, K.; MONTAVANI, M. S. 1976a. Contribuição a geocronologia do Pré-Cambriano Cearense. In: SIMPÓSIO GEOLOGIA DO NORDESTE, 7., Fortaleza, 1976. **Atas**. p. 299-318.

BRITO NEVES, B.B. de; KAWASHITA, K., PESSOA, R.R. 1976b. A posição estratigráfica do Complexo Caicó. In: SYMP. OF GEOLOGY., 7., Fortaleza, 1976. **Atas**.p. 289-297.

BRITO NEVES, B. B. de; VANDOROS, P.; PESSOA, P.A.R.; CORDANI, V. G. 1974. Reavaliação dos dados geocronológicos do Pré-Cambriano do Nordeste Brasileiro. In: CONGRESSO BRASILEIRO GEOLOGIA, 28., 1974. **Anais**. p. 261-271.

CABY, R. 1989. Precambrian terranes of benin-Nigeria and northeast Brazil and the Late Proterozoic south Atlantic fit. **Geolog. Soc. of america - Special Paper 230**. p. 145 -158.

CABY, R.; ARTHAUD, M. 1986. Major Precambrian nappes of the Brazilian Belt, Ceara, northeast Brazil. **Geology**, 14: 871-874.

CABY, R.; SIAL, A.N.; ARTHAUD, M.; VAUCHEZ, A. 1991. Crustal evolution and the Brasiliano Orogeny in Northeast Brazil. In: **The West African Orogeny and Circum Atlantic Correlatives**. Spring-Verlag, Berlin, p. 373-97.

COSTA, M.J.; FRANÇA, J.B.; LINS, C.A.C.; BACCHIEGGA, J.F.; HABEKOSTA, C.R.; CRUZ, W.B. 1979. **Geologia da Bacia de Jaibaras, Ceará, Piauí, Maranhão**. Projeto Jaibaras. Belém. MME/DNPM/CPRM. Brasília, 106 p.

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

DEBON, F. & LE FORT, P. 1983. **A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations**.

DEER, W., HOWIE, R. A., ZUSSMAN, J. 1983. **Minerais Constituintes das Rochas - Uma Introdução**. Trad. Louis E. N. Conde. Ed. Fundação Calouste Gilberkian. 560 p.

DEWEY, J.F. & BURKE, K.C.A. 1983. Tibetan, Variscan and Precambrian basement reactivation: products of continental collision. **J. Geol**. 81:683-692.

DUNNE, W. M. & HANCOCK, P.L. 1994. Palaeostress analysis and palaeostress reconstruction. In: HANCOCK, P. L. ed. **Continental Deformation.** Bristol. Pergamon Press. p. 101-120.

ELLIS, D.J. 1987. Origin and evolution of granulites in normal and thickned crust. **Geology**, 15:167-70.

EVENSEN, N.M.; HAMILTON, P.J.; ONIONS, R.K. 1978. Rare-earth abundances in chondritic meteorites. **Geochim. et Cosmochim. Acta**, 42:1199-1212.

FETTER, A. H.; SANTOS, T.S.; NETO, J.A.N.; Van SCHMUS. 1995. Geocronologia U/Pb em zircão e Sm/Nd em rocha total do Estado do Ceará - resultados iniciais. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 16., Recife, 1995. **Atas**. P. 418-421.

FUJIMORI, S. 1990. **Composição química de rochas e suas aplicações**. Salvador. Centro Editorial e Didático da UFBa. 31 p.

GAMA Jr., T.; COSTA, J.B.S.; HASUI, Y.; OLIVEIRA, A.F. 1990. A Zona de Cisalhamento de Granja e seu significado tectônico. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, Natal, 1990. **Anais**. Natal, SBG. v.5, pp. 2330-2339.

GAUDETTE, H.E.; ABREU, F.A.M.; LAFON, J.M.; GORAYEB, P.S.S. 1993. Evolução transamazônica do Cinturão de Cisalhamento Noroeste do Ceará: Novas evidências geocronológicas. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 15., Natal. 1993. **Atas**, p. 317 - 319.

GORAYEB, P.S.S. & ABREU, F.A.M. 1989. A faixa de alto grau de Cariré. In: SYMPOSIUM NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 2., Fortaleza, 1989. **Atas**, SBG, p. 261-264.

GORAYEB, P.S.S. & ABREU, F.A.M. 1993. A tectônica distensiva e a geração de granitos Eopaleozóicos no oeste do Ceará. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 15., Natal, 1993. **Atas.** Natal, SBG. p. 254-255.

GORAYEB, P.S.S. & LAFON, J.M. 1995. Geocronologia Rb-Sr do Granodiorito Anil - CE. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 16., Recife, 1995. **Atas**. Recife, SBG. p. 274-275.

GORAYEB, P.S.S.; ABREU, F.A.M.; CORREA, J.A.M.; COSTA, C.A.V. 1988. Relações estratigráficas entre o Granito Meruoca e a seqüência Ubajara-Jaibaras. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., Belém, 1988. **Anais**. Belém, SBG. v.6, p. 2678-2688.

GORAYEB, P.S.S.; ABREU, F.A.M.; MOURA, C.A.V. 1995. Geração de corpos graníticos batolíticos sintransamazônico na Província Borborema: o exemplo do Granitóide Chaval. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 16., Recife, 1995. **Atas**. Recife, SBG. p. 414-417.

GORAYEB, P.S.S.; TAVARES Jr., S.S.; LAFON, J.M. 1991. Novos dados gecronológicos na região entre Forquilha e Santa Quitéria - NW do Ceará. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 14., Recife. **Atas**. Recife, SBG. p. 260-63. (Boletim 12)

HACKSPACHER, P.G.; SANTOS, T .J. S.; LAFON, J .M. 1991. Evolução geocronológica do Complexo Gnáissico-Migmatítico NW do Ceará. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 14., Recife. 1991. **Atas.** Recife, SBG. p. 268-71. (Boletim 12)

HACKSPACHER, P.C.; SCHUMS, W.R. VAN; DANTAS, L. 1990. Um embasamento transamazônico na Província Borborema. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36., Natal. 1990. **Anais**. Natal, SBG. vol. 06, p. 2683 - 96.

HANCOCK, P. L. 1994. **Continental Deformation.** Bristol. Pergamon Press. p. 101-120.

HARLEY, S.L. 1985. Garnet-orthopyroxene bearing granulites from Enderby Land - Antartica: Metamorphic pressure-temperature-time evolution of the Archean Napier Complex. **J. Petrology**, 26:819-56.

HARLEY, S.L. 1989. The Origins of Granulites: A metamorphic perspective. **Geol. Mag**. 126: 215-47.

HASUI, Y. & MIOTO, J.A. 1992. **Geologia Estrutural Aplicada**. Votorantim. Associação Brasileira de Geologia de Engenharia: 500 p.

HATCHER Jr., 1990. **Principles of Structural Geology**.

HYNDMAN, D. W. 1972. **Petrology of Igneous and Metamorphic Rocks.** McGraw-Hill, 534 p.

JARDIM DE SÁ, E.F.; HACKSPACHER, P.C.; NOGUEIRA, A.M.B; LINS, F.A.P; McREATH, I.; SRIVASTAVA, N.K. 1979. Observações sobre a estratigrafia e seqüências ígneas da Bacia do Jaibaras, Noroeste do Ceará. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 9., Natal. **Atas**. Natal, SBG. p. 30-38.

JARDIM DE SÁ, E.F.; MACEDO, M.H.; LEGRAND, J.M.; McREATH, I.; GALINDO, A.; SÁ, J.M. 1987. Proterozoic Granitoids in a policyclic setting: The Seridó Region, NE Brazil. In: INT. SYMP. GRAN. ASSOC. MINERAL (ISGAM). Salvador, 1987. **Extend. Abstr**., p. 103-110.

JARDIM DE SÁ, E.F.; MACEDO, M.M. de F.; TORRES, H.H.F.; KAWASHITA, K. 1988. Geochronology of metaplutonics and the evolution of the supracrustal belts in the Borborema Province, NE Brazil. In: CONGRESSO LATINO-AMERICANO DE GEOLOGIA, 7., Belém, 1988. **Atas**. Belém, SBG. p. 49-62.

KEGEL, W.; SCORZA, E.T.; COELHO, F.C.T. 1958. **Estudos Geológicos do Norte do Ceará**. Rio de Janeiro, IBGE, DNPM. 46 p. Boletim, 184.

KERR, P. F. 1977. **Optical Mineralogy**, 4. ed., McGraw-Hill Inc., 493 p.

KOBER, B. 1986. Whole-grain evaporation on single zircons using a double filament thermal ion source. **Contrib. Miner. Petrol.**, 93:482-490.

KOBER, B. 1987. Single-zircon evaporation combined with Pb^{+} emitter-bedding for $^{207}Pb/^{206}Pb$-age investigation using thermal ion mass spectometry, and implications to zirconology. **Contrib. Miner. Petrol.**, 96:63-71.

LAFON, J.M.; TAVARES Jr., S.S.; GORAYEB, P.S.S. 1992. Caracterização litoquímica e geocronológica dos granitóides da região de Sobral-Santa Quitéria, noroeste do Ceará. In: CONGRESSO BRASILEIRO GEOLOGIA, 37. São Paulo, 1992. **Boletim de Resumos Exp**. S. Paulo, SBG. p. 371-72.

LA ROCHE, H.; GRANDCLAUDE, P.; MARCHAL, M. 1980. A classification of vulcanic-plutonic using R1-R2 diagram and major element analysis:its relationships with current nomenclature. **Chem. Geol.**, 29(2):183-210.

LE MAITRE, R.W. 1989. **A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms**. Oxford, Blackwell. 193 p.

LISTER, G.S. & SNOKE, A.W. 1984. S-C Mylonites. **Journal of Structural Geology**, 6:617-638.

MABESOONE, J.M *et alii*. 1971. Geologia da Bacia do Jaibaras, Ceará. Recife. Univ. Fed. Pernambuco, Inst. Geoc., **Bol. Est. Pesq**., 21 p.

MANIAR, P.D. & PICCOLI, P.M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. **Geol. Soc. Amer. Bull.**, 101:635-643.

NASCIMENTO, D.A.; GAVA, A.; PIRES, J.L.; TEIXEIRA, W. 1981. Geologia. In: BRASIL. Projeto RADAM-BRASIL. **Folha SA-24 Fortaleza**: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro. v.21, p. 23 - 212 (Levantamento de Recursos Naturais).

NOGUEIRA NETO, J.A.; SANTOS, T.J.S; FETTER, A.H.; VERÍSSIMO, C.U.V.; NOGUEIRA, J.F. 1995. Tectônica transpressiva-transtrativa e posicionamento de corpos graníticos da região de Cariré - NW do Ceará. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 5., 1995. **Atas**, p. 202-204.

NOGUEIRA NETO, J.A.; TORQUATO, J.R.; ARTHAUD, M.H.; MACAMBIRA, M.J.B. 1989. Reavaliação e novos dados geocronológicos do Maciço Mediano de Granja (CE). In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 13., Fortaleza. 1989. **Atas**. Fortaleza, SBG. p. 181-83.

NOVAIS, F. R. G.; BRITO NEVES, B. B.; KAWASHITA, K. 1979. Reconhecimento crono-estratigráfico na Região Noroeste do Ceará. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 9., Natal, 1979. **Atas**. Natal, SBG. p. 93 - 110.

OLSZEWSKI, W.J.; GAUDETTE, H.F.; CHEATHAM, M.M. 1990. ^{207} pB/ ^{206} pB ages form the chain lakes massif, N.W., Meine, using single grain direct thermal ionization. In: ANNUAL MEETING NE SECTION, 25., Syracuse, 1990. **Geol. Soc. Amer. Abstr. Progs**. p. 61.

PASSCHIER, C.W. & SIMPSON, C. 1986. Porphyroclast system as kinematic indicators. **Jour. Struct. Geol.**, 8:831-843.

PASSCHIER, C. W.; MYERS, J.S.; KRÖNER, A. 1993. **Geologia de Campo de Terrenos Gnaíssicos de Alto Grau**. Tradução por Mário C. H. Figueiredo. São Paulo: Ed. da Universidade de São Paulo.

PEACOCK, M.A. 1931. Classification of igneous rock series. **Journal of Geology**, vol.39, p.54-67.

PEARCE, J. A.; HARRIS, N.B.W.; TINDLE, A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. **Journal of Petrology**, 25(4):956-983.

PITCHER, W.S. 1982. Granite-type and tectonic enviroment. In: HSU, K. J. ed. **Mountain building processes**. London. Academic Press. p. 19-40.

PRADO, F.S.; MENDONÇA, J.C.G.S.; MORAES, J.B.A.; MEDEIROS, M.F.; ASSUNÇÃO, P.R.S.; ANDRADE, V.A. 1981. **Geologia da região NW do Estado do Ceará, Projeto Martinópole**. Brasília, DNPM/CPRM. 59 p.

QUADROS. M.L.E.S. & ABREU, F.A.M. 1995. Bacia do Jaibaras - NW do Ceará: considerações sobre a evolução tectono-sedimentar. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 5., 1995. **Anais**. SBG. p. 307-309.

RAMSAY, J.G. & HUBER, M.I. 1987. **The Techniques of Modern Structural Geology**. London. Academic Press. 700 p. Vol. 2: folds and fractures.

ROERING, C.; van REENEN, D.D.; de WIT, M.J.; de BEER, J.H.; van SCHALKWYK, J.F. 1992. Structural geology and metamorphic significance of the Kaapvaal Craton - Limpopo Belt contact. **Precambian Research**, 55:69-80.

SANDIFORD, M. A. 1985. The origin of retrograde shear zones in the Napier Complex: implications for tectonic evolution of Enderby Land, Antartica. **Journal of Structural Geology**, 7: 477 - 88.

SANTOS, E.S. & BRITO NEVES, B.B. 1984. Província Borborema. In: ALMEIDA, F.M.M. & Hasui, Y.; eds. **O Pré-Cambriano do Brasil**. Ed. Edgar Blücher, p. 123-186.

SANTOS, T.J.S; HACKSPACHER, P.C.; FETTER, A.H.; NOGUEIRA NETO, J.A.; VAN SCHMUS, R.; BRITO NEVES. 1995. Deformação monocíclica Brasiliana\Pan-Africana das seqüências supracrustais do domínio Médio-coreaú - região noroeste do Ceará. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 5., 1995. **Atas.** SBG. p. 81-83.

SHELLEY, D. 1985. **Optical Mineralogy.** 2. ed., Elsevier. 328 p.

SIAL, A. N. 1987. Granitic rocks of Northeast Brazil. In: INTENATIONAL SYMPOSIUM ON GRANITES AND ASSOCIATED MINERALIZATIONS. Salvador, 1987. **Extends Abstracts**, 61-69.

SIAL, A. N.; FIGUEIREDO, M. C. H.; LONG, L. E. 1981. Rare-earth element geochemistry of cambrian Meruoca and Mucambo plutons, Ceará - Northeast Brazil. **Chem. Geol**., 31: 271 - 283.

SPRY, A.1969. **Metamorphic Textures**. Pergamon Press, 350 p.

SYLVESTER, P.J. 1989. Post-collisional alkaline granites. **Jour. Geology**, 97:261-280.

TAVARES JR, S. S. 1992. **Caracterização Litoquímica e Geocronologia Rb - Sr de Rochas Granitóides e Ortognaisse da Região de Santa Quitéria - Sobral, NW do Ceará**. Belém, Universidade Federal do Pará. Tese (Mestrado em Geoquímica). Curso de Pós-Graudação em Geologia e Geoquímica, Centro de Geociências, UFPa, 1992.

TAVARES Jr., S.S. & GORAYEB, P.S.S. 1990. Petrografia e geocronologia Rb-Sr do feixe de diques da borda oeste do Granito Meruoca. In: CONGRESSO BRASILEIRO GEOLOGIA, 36., Natal, 1990. **Anais**. Natal, SBG. Boletim de Resumos, p. 333.

TURNER, F. J. 1981. **Metamorphic Petrology - Mineralogical Field and Tectonic Aspects**, 2ª ed., McGraw-Hill, 525 p.

VERBARA, M. I. L. 1978. **Manual de Fotogeologia**, 2ª ed. Ediciones J.E.N., Madri, 1978, 310 p.

VERNON, R.H. 1976. **Metamorphic Processes**. New York. Wiley.

WHALEN, J.B.; CURRIE, K. L.; CHAPPELL, B.W. 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, 95:407-419.

WILLIAM, P.F.; GOODWIN, L.B.; RALSER, S. 1994. Ductile deformation processes. In: HANCOCK, P. L., ed. **Continental Deformation.** Bristol. Pergamon Press. p.1-27.

YARDLEY, B. W. D. 1981. **An Introduction to Metamorphic Petrology**. 249 p. (Longman Earth Science Series)