



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

**EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DA REGIÃO NORDESTE DO ESTADO DO
PARÁ COM BASE EM ESTUDOS ESTRUTURAIS E ISOTÓPICOS DE
GRANITÓIDES**

TESE APRESENTADA POR

EDNEY SMITH DE MORAES PALHETA

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

Data de Aprovação: **04 / 07 / 2001**

Comitê de Tese:

FRANCISCO DE ASSIS MATOS DE ABREU (Orientador)

BENJAMIN BLEY DE BRITO NEVES
CANDIDO AUGUSTO VELOSO MOURA

Belém

**Aos meus pais,
minha esposa Roselée e
meus filhos Kramer e Kélishi**

AGRADECIMENTOS

Meus profundos agradecimentos a todos aqueles que de alguma forma contribuíram para realização deste trabalho em especial:

- A Deus.
- Ao Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará pelo apoio financeiro, de material e humano.
- Ao Projeto “ Magmatismo, metalogênese e evolução crustal da Província Carajás e províncias adjacentes” – PRONEX.
- Ao CNPq pelo apoio financeiro com a concessão de bolsa de estudo durante o período de realização desta pesquisa.
- Ao Prof. Dr. Francisco de Assis Matos de Abreu pelas valiosas orientações fornecidas durante a realização deste trabalho.
- Ao Prof. Dr. Candido Veloso pelas explanações referentes aos métodos Pb/Pb em zircão e Sm/Nd em rocha total utilizados neste trabalho.
- Ao geólogo Valter Avelar e a engenheira química Elma Oliveira pela ajuda laboratorial pertinente ao método Sm/Nd.
- Aos professores do Laboratório Pará-Iso Thomas Scheller, Moacir Macambira e Jean-Michel Lafon.
- Ao técnico do Laboratório de Sedimentologia, Lopes e da oficina de laminação, Eduardo.

- Ao técnico Afonso Quaresma pelas fotografias de afloramentos tiradas durante uma das operações de campo e ao motorista Valter Pompeu.

- Aos colegas geólogos João Almiro pela participação em uma das etapas de campo, Klábin Almeida pela ajuda no *software Arc View* e Raquel Cota durante a operação no espectrômetro de massa.

- As bolsistas de iniciação científica Luciene Leão, Cristiane Souza, Érica Viana, Adriane Saraiva e Roberta Tavares que me ajudaram nos trabalhos geocronológicos realizados no método Pb/Pb em monocristais de zircão.

- Aos colegas da pós-graduação Alan Brunelli, Alex Sardinha, Gerson Estumano, Homero de Melo Junior, Marcos Gleidson e Marcelo Moreno pelo companheirismo durante o curso.

- A minha família pelo grande afeto e compreensão, em especial à minha esposa Roselée pelo incentivo indispensável e paciência que me ajudou muito na elaboração desta dissertação.

**“De nada
adianta
a liberdade
se não temos liberdade de errar”**

GANDHI

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	i
AGRADECIMENTOS	ii
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	ix
RESUMO	1
ABSTRACT	3
1- INTRODUÇÃO	5
2- LOCALIZAÇÃO E ACESSO	5
3- OBJETIVOS	7
4- METODOLOGIAS E PROCEDIMENTOS	8
4.1- ANÁLISE ESTRUTURAL	8
4.2- COLETA E PREPARAÇÃO DE AMOSTRAS	8
4.3- ANÁLISE PETROGRÁFICA	10
4.4- ANÁLISE ISOTÓPICA	10
5- ATIVIDADES DESENVOLVIDAS	14
6- GEOLOGIA REGIONAL	15
6.1- UNIDADES LITO-ESTRATIGRÁFICAS	15
6.1.1- Complexo Maracaçumé	18
6.1.2- Suíte Tromai	18
6.1.3- Suíte Rosário	19
6.1.4- Suíte Tracuateua	20
6.1.5- Grupo Gurupi	21
6.1.6- Suíte Alcalina Boca Nova	22
6.1.7- Formação Igarapé de Areia	23
6.1.8- Formação Viseu	24
6.1.9- Granito Maria Suprema	24
6.1.10- Suíte Brasileira	25
6.1.11- Formação Piriá	28
6.1.12- Sequência Camiranga	29

6.1.13- Coberturas Fanerozóicas.....	29
6.2- ESTRUTURAÇÃO REGIONAL	29
6.2.1- O Domínio Cratônico (Cráton São Luís)	30
6.2.2- O Domínio Móvel	31
6.3- SÍNTESE GEOCRONOLÓGICA REGIONAL	35
6.4- EVOLUÇÃO GEOLÓGICA-GEOCRONOLÓGICA	39
7- ASPECTOS GERAIS DO CRÁTON OESTE AFRICANO	41
7.1- INTRODUÇÃO	41
7.2- CONFIGURAÇÃO GERAL DO CRÁTON OESTE-AFRICANO (C. O. A.)	41
7.2.1- Bloco <i>Man-Léo</i>	42
7.2.2- Faixas Marginais do Cráton Oeste Africano	51
7.2.2.1- Faixas Marginais do Lado Ocidental do Cráton Oeste Africano	52
7.2.2.2- Faixas Marginais do Lado Oriental do Cráton Oeste Africano (Cinturão de Dobramento Trans-Sahara)	53
7.2.2.2.1- Faixa Farusiana	53
7.2.2.2.2- Faixa <i>Dahomeyides</i>	55
7.2.3- Coberturas do Cráton Oeste Africano	57
7.2.3.1- Bacia <i>Taoudeni</i>	57
7.2.3.2- Bacia do <i>Volta</i>	57
7.3- SÍNTESE EVOLUTIVA DO CRÁTON OESTE AFRICANO	58
8- GEOLOGIA DOS GRANITÓIDES DO NORDESTE DO PARÁ.....	60
8.1- GRANITÓIDE TRACUATEUA	60
8.1.1- Localização e Descrição Macroscópica	60
8.1.2- Descrição Microscópica	60
8.2- GRANITÓIDE MIRASSELVAS	62
8.2.1- Localização e Descrição Macroscópica	62
8.2.2- Descrição Microscópica	64
8.3- GRANITÓIDE CANTÃO	68
8.3.1- Localização e Descrição Macroscópica	68
8.3.2- Descrição Microscópica	69
8.4- GRANITÓIDE JAPIIM	71

8.4.1- Localização	71
8.4.2- Fácies Monzogranítica a Sienogranítica	71
8.4.2.1- Ocorrência e Descrição Macroscópica.....	71
8.4.2.2- Descrição Microscópica	75
8.4.3- Fácies Granodiorítica	78
8.4.3.1- Ocorrência e Descrição Macroscópica.....	78
8.4.3.2- Descrição Microscópica	78
8.5- GRANITÓIDE OURÉM	79
8.5.1- Localização e Descrição Macroscópica	79
8.5.2- Descrição Microscópica	80
8.6- GRANITÓIDE JONASA	81
8.6.1- Localização e Descrição Macroscópica	81
8.6.2- Descrição Microscópica	83
8.7- GRANITÓIDE NEY PEIXOTO	86
8.7.1- Localização e Descrição Macroscópica	86
8.7.2- Descrição Microscópica	86
9- GEOLOGIA ESTRUTURAL	89
9.1- ESTRUTURAS PLANARES	89
9.1.1- Foliação Milonítica	89
9.2- ESTRUTURAS LINEARES	89
9.3- DOBRAS	90
9.4- DESCRIÇÕES DAS ESTRUTURAS PLANARES E LINEARES DOS GRANITÓIDES	90
9.4.1- Granitóide Mirasselas	90
9.4.2- Granitóide Jonasa	91
9.4.3- Granitóide Japiim	92
9.4.4- Granitóide Ney Peixoto	94
9.5- JUNTAS E FALHAS	94
9.6- CONSIDERAÇÕES ESTRUTURAIS	95
10- GEOCRONOLOGIA DOS GRANITÓIDES	97
10.1- MÉTODO DE EVAPORAÇÃO DE Pb EM MONOCRISTAIS DE ZIRCÃO	97

10.1.1- Apresentação dos Resultados Experimentais	98
10.1.1.1- Granitóide Ney Peixoto	98
10.1.1.2- Granitóide Mirasselas	100
10.1.1.3- Granitóide Tracuateua	101
10.1.1.4- Granitóide Jonasa	103
10.1.1.5- Granitóide Cantão	104
10.1.1.6- Granitóide Japiim	106
10.1.1.7- Granitóide Ourém	107
10.2- MÉTODO Sm/Nd EM ROCHA TOTAL	109
10.2.1- Considerações Gerais	109
10.2.2- Apresentação e Interpretação dos Resultados Experimentais	111
10.3- DISCUSSÕES DOS RESULTADOS GEOCRONOLÓGICOS	115
10.4- A INSERÇÃO REGIONAL DOS RESULTADOS GEOCRONOLÓGICOS DOS GRANITÓIDES DO NORDESTE DO PARÁ	117
11- MODELAMENTO GEOTECTÔNICO	119
11.1- INTRODUÇÃO	119
11.2- COMPARTIMENTAÇÃO GEOTECTÔNICA	119
11.3- A EVOLUÇÃO DA REGIÃO DO GURUPI	121
11.3.1- Evidência de Crosta Arqueana	121
11.3.2- As Seqüências Supracrustais e a Granitogênese do Paleoproterozóico	121
11.3.3- Modelo para o Aparecimento das Seqüências Supracrustais na África Ocidental e no Lado Brasileiro – As Evidências	123
11.3.4- Cenário Geológico entre o Final do Paleoproterozóico e o Neoproterozóico-Eo- Paleozóico	127
12- CONCLUSÕES	131
REFERÊNCIAS BIBLIOGRAFICAS	135
ANEXO – MAPA DE PONTOS AMOSTRADOS	

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

FIGURAS

Figura 1- Mapa de localização e acesso aos granitóides do nordeste do Pará	6
Figura 2- Distribuição das unidades lito-estratigráficas da região do Gurupi	16
Figura 3 - Coluna estratigráfica da Folha Castanhal (SA-23-V-C), região nordeste do Estado do Pará	17
Figura 4- Mapa geológico simplificado da Folha Castanhal (SA-23-V-C)	26
Figura 5- Padrão regional de dobras da Formação Igarapé de Areia, divisa Pará-Maranhão	31
Figura 6- Compartimentação tectono-estrutural do domínio móvel	33
Figura 7- Mapa esquemático do Cráton Oeste Africano	42
Figura 8- Mapa esquemático do Bloco <i>Man-Léo</i>	43
Figura 9- Modelo evolutivo dos Terrenos Birrimianos segundo Boher <i>et al.</i> (1992)	47
Figura 10- Blocos esquemáticos da evolução geológica da região de <i>Haute-Comoé</i>	49
Figura 11- A) Representação da evolução geológica dos Terrenos Birrimianos; B) Lineamentos geotectônicos dos Terrenos Birrimianos	50
Figura 12- Mapa esquemático da localização das faixas Farusiana ao norte, <i>Dahomeyides</i> ao sul e no centro o aulacógeno de <i>Gourma</i>	54
Figura 13- Principais zonas tectônicas da Faixa Dahomeyides: <i>nappes</i> externas, <i>nappes</i> da zona de sutura, terreno alóctone da planície de <i>Accra</i>	56
Figura 14- Granitóide Tracuateua. A, B e C: exposições de monzogranitos e sienogranitos à duas micas, na pedreira Santa Mônica, próximo à cidade de Tracuateua (PA); D e E: textura granular hipidiomórfica a alotriomórfica; F e G: os principais minerais que compõem os monzogranitos e sienogranitos, ressaltando o predomínio de moscovita em relação a biotita	61
Figura 15- Granitóide Mirasselas. A e B: antiga pedreira de Mirasselas, atualmente inundada, expondo um pequeno afloramento do granitóide; C: seta mostrando linhas que destacam traços da foliação milonítica; D: seta destacando lineação de estiramento mineral subhorizontal e feldspatos amendoados	63

Figura 16- Granitóide Mirasselas. A: biotita-moscovita-monzogranito foliado; B e C: textura granolepidoblástica; D: textura granular alotriomórfica	65
Figura 17- Granitóide Mirasselas. A: biotita-moscovita-monzogranito milonitizado; B: plagioclásio mostrando microfratura sigmoidal; C: microclínio e plagioclásio de vários tamanhos e fraturados; D: quartzo fitado; E: plagioclásio fraturado; F: agregados de subgrãos de quartzo; G: quartzo com contato em <i>bulging</i>	67
Figura 18- Granitóide Cantão. A: bloco isolado de dimensões métricas; B, C e D: enclaves de várias formas e tamanhos embutidos no granitóide	68
Figura 19- Granitóide Cantão. A: biotita-monzogranito porfirítico; B: textura inequigranular porfirítica; C: intercrescimento micrográfico; D: textura granular hipidiomórfica; E: cristais de zircão associados a biotita; F: plagioclásio zonado e alterado para mica branca; G: inclusões de plagioclásios em cristais de microclínio	70
Figura 20- Granitóide Japiim. A: afloramento do Granitóide Japiim no leito do rio Piriá, vila Japiim; B: leuco-sienogranito; C: juntas definindo romboedros em leuco-sienogranito; D, E e F: afloramentos em forma de lajedos e blocos isolados, de dimensões métricas, das fácies monzogranítica e sienogranítica	72
Figura 21- Granitóide Japiim. A: textura isotrópica (rocha variando entre monzogranito e sienogranito); B: biotita-granodiorito porfirítico; C e D: textura inequigranular alotriomórfica de moscovita-biotita-sienogranito; E: textura granular hipidiomórfica da fácies granodiorítica; F: intercrescimento mimerquítico no biotita-granodiorito	73
Figura 22- Granitóide Japiim. A: leuco-sienogranito milonitizado; B: microclínio fraturado; C: quartzo em forma alongada; D: moscovitas em feição “fish”; E: plagioclásio fraturado; F e G: intercrescimento micropertítico	74
Figura 23- Granitóide Japiim. A: recristalização dinâmica em quartzo; B, C e D: cristais de quartzo, geralmente, em forma de subgrãos alongados; E: contatos irregulares de quartzos gerados a partir do processo de migração de limites de grãos; F e G: processo de cominuição de cristais	77

Figura 24- Afloramento do Granitóide Ourém, no leito do rio Guamá, em frente à cidade de Ourém	79
Figura 25- Granitóide Jonasa. A: segregações de sílica, envolvendo porções do granitóide; B: veios pegmatóides e bolsões seccionam o granitóide; C: locais de foliação incipiente; D: injeções graníticas discordantes à foliação; E: concentrações de biotita concordantes à foliação; F: estrutura de arrasto, de movimentação dextral	82
Figura 26- Granitóide Jonasa. A: biotita-moscovita-granodiorito; B: textura protomilonítica; C: detalhe da foto B, mostrando o arranjo irregular dos contatos dos principais minerais; D e E: porfiroclasto de quartzo contornado por micas	84
Figura 27- Granitóide Jonasa. A e C: cristais de quartzo alongados; B, C, D e E: contatos irregulares e suturados entre cristais de quartzo, e também entre cristais de quartzo e plagioclásio; D: subgrão de quartzo destacado pela extinção ondulante	85
Figura 28- Granitóide Ney Peixoto. A: antiga pedreira Ney Peixoto, no município de Irituia (PA), situada na margem direita da via que liga a vila Salmista (PA-253) à vila Castanhalzinho; B: mobilizados graníticos desenhando dobras em “S”; C e D: dobras fechadas desenhadas por mobilizados quartzo-feldspáticos	87
Figura 29- Granitóide Ney Peixoto (biotita-moscovita-monzogranito). A: textura inequigranular alotriomórfica; B: textura granolepidoblástica; C: palhetas de moscovita orientadas e bem desenvolvidas; D: os contatos curvos e retos entre os principais minerais que compõem o monzogranito	88
Figura 30- a) Rosácea da foliação milonítica do Granitóide Mirasselas, indicando a direção preferencial WNW-ESE; b) Estereograma da foliação milonítica, mostrando a concentração dos pólos na porção NNE e a lineação de estiramento mineral, caindo para ESE.....	91

Figura 31- a) Rosácea da foliação milonítica do Granitóide Jonasa, indicando a direção preferencial NNW-SSE; b) Estereograma da foliação milonítica, mostrando dispersão dos pólos, na porção ENE e a lineação de estiramento mineral, caindo principalmente para NNW e WSW	92
Figura 32- a) Rosácea da foliação milonítica do Granitóide Japiim, indicando a direção preferencial NW-SE e a secundária N-S; b) Estereograma da foliação milonítica, mostrando a dispersão dos pólos no quadrante SW e a lineação de estiramento mineral, mergulhando, principalmente para ENE	93
Figura 33- a) Rosácea da foliação do Granitóide Ney Peixoto, indicando a direção preferencial NW-SE; b) Estereograma da foliação, mostrando a concentração dos pólos no quadrante NE	94
Figura 34- Granitóide Ney Peixoto. Diagrama Idade (em Y) versus Etapas de evaporação (em X) dos cristais de zircão; Desvio analítico a 2σ	99
Figura 35- Granitóide Mirasselas. Diagrama Idade (em Y) versus Etapas de evaporação (em X) dos cristais de zircão; Desvio analítico a 2σ	100
Figura 36- Granitóide Tracuateua. Diagrama Idade (em Y) versus Etapas de evaporação (em X) dos cristais de zircão; Desvio analítico a 2σ	102
Figura 37- Granitóide Jonasa. Diagrama de Idade (em Y) versus Etapas de evaporação (em X) dos cristais de zircão; Desvio analítico a 2σ	103
Figura 38- Granitóide Cantão. Diagrama de Idade (em Y) versus Etapas de evaporação (em X) dos cristais de zircão; Desvio analítico a 2σ	105
Figura 39- Granitóide Japiim. Diagrama de Idade (em Y) versus Etapas de evaporação (em X) dos cristais de zircão; Desvio analítico a 2σ	106
Figura 40- Granitóide Ourém. Diagrama de Idade (em Y) versus Etapas de evaporação (em X) dos cristais de zircão; Desvio analítico a 2σ	108
Figura 41- Diagrama ϵNd versus tempo geológico, mostrando o modelo de evolução isotópica de Nd dos granitóides do nordeste do Estado do Pará	116
Figura 42- Diagrama BID de idade Rb/Sr em minerais (a e b) do Granitóide Jonasa	118
Figura 43- As grandes paleoplacas continentais do oeste do Gondwana	120

Figura 44- Articulações dos blocos cratônicos (CA, CSL, CSF e CP), destacando o Núcleo Cratônico Central do embasamento da Bacia do Parnaíba	120
Figura 45- Posição regional dos núcleos arqueanos na circunvizinhança da região do Gurupi. A- Liberiano (África Ocidental, B- Amapá, C- sul do Pará e D- parte central da Bacia do Parnaíba	124
Figura 46- Esquema evolutivo da região do Gurupi no Paleoproterozóico	125
Figura 47- Esquema evolutivo da região do Gurupi entre o final do Paleoproterozóico/Mesoproterozóico e o Eo-Paleozóico	129
Figura 48- Proposta estratigráfica para a região do Gurupi	134

TABELAS

Tabela 1- Principais datações encontradas nos domínios cratônico e móvel, referentes à região do Gurupi e áreas adjacentes	38
Tabela 2- Localização dos pontos de coleta das amostradas analisadas	97
Tabela 3- Granitóide Ney Peixoto: Resultados analíticos dos zircões	99
Tabela 4- Granitóide Mirasselas: Resultados analíticos dos zircões	101
Tabela 5- Granitóide Tracuateua: Resultados analíticos dos zircões	102
Tabela 6- Granitóide Jonasa: Resultados analíticos dos zircões	104
Tabela 7- Granitóide Cantão: Resultados analíticos dos zircões	105
Tabela 8- Granitóide Japiim: Resultados analíticos dos zircões	107
Tabela 9- Granitóide Ourém: Resultados analíticos dos zircões	108
Tabela 10- Resultados analíticos dos padrões La Jolla e de BCR-1, durante o período de análise	111
Tabela 11- Dados isotópicos, das concentrações Sm e Nd, das razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	112
Tabela 12- Dados isotópicos, destacando as TDMs e ϵNd s dos granitóides do nordeste do Pará	113

RESUMO

Na região do Gurupi, nordeste do Estado Pará, afloram rochas proterozóicas e granitóides, em janelas erosivas, em meio às coberturas fanerozóicas.

No sentido de contribuir para o entendimento das relações espaço-temporais entre essas rochas, as quais constituem unidades lito-estruturais-estratigráficas, foram estudados com maior detalhe corpos granitóides, ali ocorrentes. Os dados e as informações regionais, adquiridos neste trabalho, sobre as diferentes unidades, foram correlacionados, com as grandes unidades geotectônicas do sudoeste-sudeste do Cráton Oeste Africano, considerado como parte integrante do Cráton São Luís, antes da deriva continental meso-cenozóica.

Os granitóides datados através dos métodos de evaporação de Pb em monocristais de zircão e Sm/Nd em rocha total, forneceram os seguintes resultados: Cantão (GC) - 2.159 ± 13 Ma, $T_{DM} = 2,48-2,21$ Ga, $\epsilon Nd_{(T)} = -0,93; 2,68$; Mirasselas (GM) - 2.091 ± 5 Ma, $T_{DM} = 2,32-2,31$ Ga, $\epsilon Nd_{(T)} = 0,97; 1,15$; Tracuateua (GT) - 2.086 ± 10 Ma, $T_{DM} = 2,46-2,50$ Ga, $\epsilon Nd_{(T)} = 0,19; -1,33$; Japiim (GJp) - 2.084 ± 5 Ma, $T_{DM} = 2,22-3,23$ Ga, $\epsilon Nd_{(T)} = 1,89; -3,43$; Jonasa (GJo) - 2.061 ± 8 Ma, $T_{DM} = 2,40-2,09$ Ga, $\epsilon Nd_{(T)} = -1,15; 3,17$; Ney Peixoto (GNP) - 549 ± 4 Ma, $T_{DM} = 1,78-1,60$ Ga, $\epsilon Nd_{(T)} = -8,50; -7,38$ e Ourém (GO) - idade mínima paleoproterozóica (2,0 Ga), que não foi analisado pelo método Sm/Nd.

Os corpos são petrograficamente similares, e definem dois grupos: granitóides do tipo I, com um único representante, o GC, o qual é correlacionável aos corpos das suítes Tromai (2.132 Ma) e Rosário (2.139-2.080 Ma), situadas no Maranhão; granitóides à duas micas, tipo S, a maioria deles, enfeixados na Suíte Tracuateua.

Estruturalmente, os corpos são: isotrópicos (GT, GC e GJp- localmente apresenta faixas foliadas NW-SE e lineação de estiramento mineral); e os demais apresentam, foliações, geralmente, miloníticas, nas direções NNW-SSE (exceto o GM – WNW-ESE), e lineações de estiramento mineral (exceto o GNP).

Os magmas geradores dos granitóides paleoproterozóicos provêm de fontes mistas, mantélicas e crustais (ϵNd s positivos e negativos), tendo tido os mesmos colocações sin colisionais a tardi colisionais (?).

O ambiente geotectônico de formação desses granitóides foi o de arcos de ilhas, os quais ao se chocarem com núcleos arqueanos (da Libéria- África Ocidental, e o Núcleo

Cratônico Central da Bacia do Parnaíba) produziram fusões, gerando os corpos. Nessa oportunidade, rochas supracrustais, representadas pelo conjunto Grupo Gurupi/Terrenos Birrimianos, associados à evolução dos arcos referidos, foram deformadas e metamorfasadas em condições, predominantemente, de fácies xisto-verde. O Cinturão de Cisalhamento Gurupi-CCG (NW-SE) teria se instalado durante o funcionamento desses processos colisionais, antes de 2,16 Ga.

Como produto final dessa colisão, surgiram as seqüências flúvio-deltáicas representadas pelas formações Viseu e Igarapé de Areia (?).

No final do Paleoproterozóico/Mesoproterozóico sobreveio uma discreta fragmentação dessa grande área. Na região do Gurupi, o processo de afastamento foi bem reduzido e dessa fase, o principal evento registrado é a colocação da Alcalina Boca Nova (idade mínima de 730 Ma). A partir desta separação, iniciou-se a deposição da Formação Piriá (Mesoproterozóico/Neoproterozóico ?). Este afastamento teve seu ápice no Neoproterozóico, quando o Núcleo Cratônico Central distanciou-se do Cráton São Luís/Oeste Africano, permitindo colocações de rochas básicas e ultrabásicas (?).

Nova reaproximação de massas e colisão, envolvendo o Núcleo Cratônico Central e o Cráton São Luís/Oeste Africano, fez surgir no CCG, com movimento de massa de SW para NE, uma zona de *foreland*, retrabalhando alguns granitóides paleoproterozóicos, com o desenvolvimento de estruturas planares, lineares e recristalizações localizadas. Esta convergência gerou entre lascas tectônicas, fusões restritas, que formaram o Granitóide Ney Peixoto no Eo-Cambriano (550 Ma), e a inversão da Formação Piriá.

Essa colisão envolveu os crátons Amazônico e o São Luís/Oeste Africano, que confinou o Núcleo Cratônico Central, produzindo uma estrutura *pop-up*. O regime tectônico progrediu para transcorrências, tendo como estrutura mais expressiva, na região do Gurupi, à Zona de Cisalhamento Tentugal, de movimento sinistral.

O Cambro-Ordoviciano assistiu à deposição da seqüência Camiranga, representando os sedimentos molássicos do choque continental (Núcleo Cratônico Central-Cráton São Luís/Oeste Africano).

ABSTRACT

In the Gurupi region, northeastern of the Pará State, proterozoic rocks and granitoids occur in erosional windows within Phanerozoic cover.

With objective of contributing for the understanding of the space-time relationships between those rocks, which constitute litho-structurals/stratigraphics units, the granitoids were studied with larger detail. The data and regional informations, acquired in this work, on the different litho-structurals/stratigraphics units, were correlated with the geotectonic unit of the southwestern-southeastern region of West African Craton, considered as part of São Luís Craton before Meso-cenozoic continental drift.

The granitoids dated through single Pb-evaporation zircon and Sm/Nd methods supplied the following results: Cantão(CG)- 2.159 ± 13 Ma, $T_{DM} = 2,48-2,21$ Ga, $\epsilon Nd_{(T)} = -0,93; 2,68$; Tracuateua(TG)- 2.086 ± 10 Ma, $T_{DM} = 2,46-2,50$ Ga, $\epsilon Nd_{(T)} = 0,19; -1,33$; Mirasselas(MG)- 2.091 ± 5 Ma, $T_{DM} = 2,32-2,31$ Ga, $\epsilon Nd_{(T)} = 0,97; 1,15$; Japiim(JpG)- 2.084 ± 5 Ma, $T_{DM} = 2,22-3,23$ Ga, $\epsilon Nd_{(T)} = 1,89; -3,43$; Jonasa(JoG)- 2.061 ± 8 Ma, $T_{DM} = 2,40-2,09$ Ga, $\epsilon Nd_{(T)} = -1,15; 3,17$; Ney Peixoto(NPG)- 549 ± 4 Ma, $T_{DM} = 1,78-1,60$ Ga, $\epsilon Nd_{(T)} = -8,50; -7,38$; and Ourém (OG)- minimum age of 2,0 Ga, this unit was not analyzed by the Sm/Nd method.

The granitic bodies present similar petrographics compositions, and they define two groups: I-type granitoids, with only one representative, the GC, which is correlated to the granitic rocks of the Tromaí (2.132 Ma) and Rosário (2.139-2.080 Ma) suites, located in Maranhão; two-micas granitoids (S-type), most of them, included in the Tracuateua Suite.

The studied bodies are: isotropics (TG, CG and JpG- locally presents foliated NW-SE strike and stretching lineation); and the others present, generally, mylonitic foliation NNW-SSE strike (except MG- WNW-ESE), and stretching lineation (except NPG).

The magmas of the Paleoproterozoics granitoids originated from mixed sources mantelic and crustal (positive and negative ϵNd s), and the emplacement of the bodies syn-collisional to late-collisional (?).

The geotectonic environment of formation of these bodies was of island-arc, which collided with archaean nuclei (Liberia - Ocidental Africa and of the Central Cratonic Nuclei of the Basin Parnaíba). In that opportunity, supracrustals rocks, represented by the Gurupi

Group /Birimian terrains, associated of island-arc evolution, were deformed and metamorphosed in conditions, predominantly, of greenschist metamorphic facies. The Gurupi Shear Belt (NW-SE) would have been installed during this collisional process, before 2,16 Ga.

How final product of that collision initiated the deposition of fluvio-deltaic sequences represented by the Viseu and Igarapé de Areia formations (?).

In the end of Paleoproterozoic/Mesoproterozoic happened a weak fragmentation of this large continental area. In the Gurupi region, the process of the separation was very reduced and of that phase the main registered event is the emplacement of the Alkaline Boca Nova (minimum age 730 Ma). In Mesoproterozoic/Neoproterozoic (?) occur the deposition of the Piriá Formation begin. This separation have its culmination in Neoproterozoic, when the Central Cratonic Nuclei distanced of West African Craton, allowing emplacement of basic and ultrabasic rocks (?).

New continental collision, involving the Central Cratonic Nuclei and São Luís/West African Craton, generated in Gurupi Shear Belt transport of continental mass to NE and reworked some Paleoproterozoic granitoids, with formation of localized plane and linear structures and recrystallization. This convergence generated tectonic sheets and restricted melts, forming Ney Peixoto Granitoid (550 Ma) and the Piriá Formation inversion.

That collision involved Amazonian Craton and the São Luís/West African Craton, generated a pop-up structure and centralized the Central Cratonic Nuclei. The tectonic regime prograded to strike-slip, that formed in the Gurupi region the Tentugal Shear Zone (sinistral sense).

Finally, in Cambro-Ordovician, the deposition Camiranga molassic sequence took place.

1- INTRODUÇÃO

Na porção nordeste do Estado do Pará afloram rochas pré-cambrianas em janelas erosivas, em meio as coberturas fanerozóicas. Esta região, encontra-se compartimentada em duas unidades geotectônicas, conhecidas como Cráton São Luís (Almeida *et al.* 1968) e Cinturão de Cisalhamento Gurupi-CCG (Costa *et al.* 1988).

O conhecimento atual das unidades geológicas da região do Gurupi, deve-se muito aos trabalhos pioneiros, destacando-se, principalmente aqueles realizados por Costa *et al.* (1977) e Abreu *et al.* (1980) dentre outros. No que se refere aos trabalhos recentes, podem ser destacados Pastana (1995), e Costa *et al.* (1998) que mapearam, na escala de 1:250.000 (Folha Castanhal), as unidades aflorantes no nordeste do Pará. Esta região apresenta uma carência de cartografia geológica em escala de semi-detálhe, motivada pelo fato dos afloramentos se constituírem, no geral, restos esparsos das unidades lito-estratigráficas em consideração. Outros trabalhos científicos merecem destaque, como os de cunho geocronológico, realizados através dos métodos K/Ar e Rb/Sr (Hurley *et al.* 1967, Almeida *et al.* 1968, Almaraz & Cordani 1969, Wanderley Filho 1980, Villas 1982 e Lowell 1985), principalmente em granitóides.

Neste trabalho, serão apresentados dados estruturais, geocronológicos e isotópicos, referentes aos granitóides do nordeste do Pará, os quais se expõem tanto na área cratônica como naquela de maior mobilidade crustal. A partir da utilização dessas “ferramentas” geológicas, este trabalho tem como finalidade contribuir para o entendimento do quadro geotectônico da região do Gurupi, enfatizando a reconstrução da história evolutiva, basicamente das rochas pré-cambrianas.

2- LOCALIZAÇÃO E ACESSO

Os granitóides estudados situam-se na região nordeste do Estado do Pará. Estão inseridos na Folha Castanhal (SA-23-V-C), limitada pelos meridianos 46° 30' e 48° 00' WGr, e os paralelos 1° 00' e 2° 00' de latitude S (Fig. 1).

As principais vias de acesso presentes são: as rodovias BR-316 e BR-010, que fazem ligações de Belém com o nordeste brasileiro e com sul-sudeste do Brasil, respectivamente. As rodovias PA-242, PA-124 e PA-253, são as principais estradas estaduais que ligam, a partir das rodovias federais anteriormente citadas, as cidades de Bragança, Irituia, Ourém e Capitão Poço.

3- OBJETIVOS

O conhecimento geológico atual da região do Gurupi pode ser dito como razoavelmente estabelecido, quando se trata de estudos de cunho geotectônico. No que diz respeito aos aspectos geocronológicos, entretanto, as informações são ainda escassas.

O principal objetivo dessa dissertação é a busca de uma melhor compreensão acerca da origem e a colocação espaço-temporal dos granitóides do nordeste do Estado do Pará, contribuindo assim, para se estabelecerem os passos principais da evolução geotectônica da região do Gurupi.

Pela sua importância, utilizou-se como marcadores de processos geológico, expressivos corpos granitóides - Tracuateua, Mirasselas, Cantão, Japiim, Jonasa, Ourém e Ney Peixoto - que foram estudados, visando definir os seguintes aspectos:

a) Relações das estruturas impressas sobre os granitóides e as estruturas regionais, buscando definir as possíveis condições tectônicas de alojamento. Procurou-se compreender as relações espaço-temporais entre os granitóides Tracuateua e Mirasselas e as demais rochas do Cráton São Luís, bem como dos demais granitóides localizados ao longo do Cinturão de Cisalhamento Gurupi (CCG);

b) Obter as idades de cristalização dos granitóides pelo método de evaporação de Pb em monocristais de zircão. No caso dos granitóides Ourém e Japiim estão sendo apresentados resultados das primeiras datações realizadas sobre estes corpos;

c) Com os resultados isotópicos de Nd, tecer considerações acerca da origem do material, a partir do qual se originaram os corpos, definindo se o material é de origem juvenil e/ou de retrabalhamento crustal;

d) Finalmente, agrupar todos os dados conseguidos nesse trabalho, de caráter local e regional, e apresentar um modelo evolutivo consistente para explicar a colocação desses granitóides, que visa contribuir para um melhor entendimento do quadro geotectônico regional.

6- GEOLOGIA REGIONAL

6.1- UNIDADES LITO-ESTRATIGRÁFICAS

O arranjo espaço-temporal das unidades lito-estratigráficas pré-cambrianas da região do Gurupi, encontra-se sinteticamente esboçado nos trabalhos regionais de Costa *et al.* (1998) e Pastana (1995), em estudos desenvolvidos, respectivamente nas folhas Castanhal (SA-23-V-C) e Turiaçu (SA-23-V-D)/Pinheiro (SA-23-Y-B), dentro do Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, realizado pelo Serviço Geológico do Brasil-CPRM. Vários outros trabalhos pioneiros tiveram relevância para a formalização do quadro estratigráfico atual desta região (Costa *et al.* 1977, Abreu *et al.* 1980, Hasui *et al.* 1984, Abreu & Lesquer 1985).

O quadro estratigráfico da região do Gurupi não apresenta-se totalmente definido, em razão da precariedade de afloramentos das rochas pré-cambrianas, que se apresentam em janelas erosivas, em meio à extensa área fanerozóica. Esta área, oculta, na maioria das vezes, os contatos dos corpos granitóides com as suas encaixantes, principalmente, àqueles inseridos no nordeste do Pará. Essa situação, deu lugar a uma diversidade de denominações para as unidades estratigráficas. Some-se a isso, a insuficiência de dados geocronológicos regionais, o que também dificulta a tarefa de correlação com a porção ocidental africana, melhor conhecida.

As unidades, a seguir descritas, tiveram como base os estudos cartográficos realizados por Costa *et al.* (1998) e Pastana (*op. cit.*), e a consideração das observações aduzidas por Gorayeb *et al.* (1999). A distribuição das unidades da região do Gurupi e a coluna estratigráfica da região nordeste do Pará são apresentadas, respectivamente, nas Figuras 2 e 3.

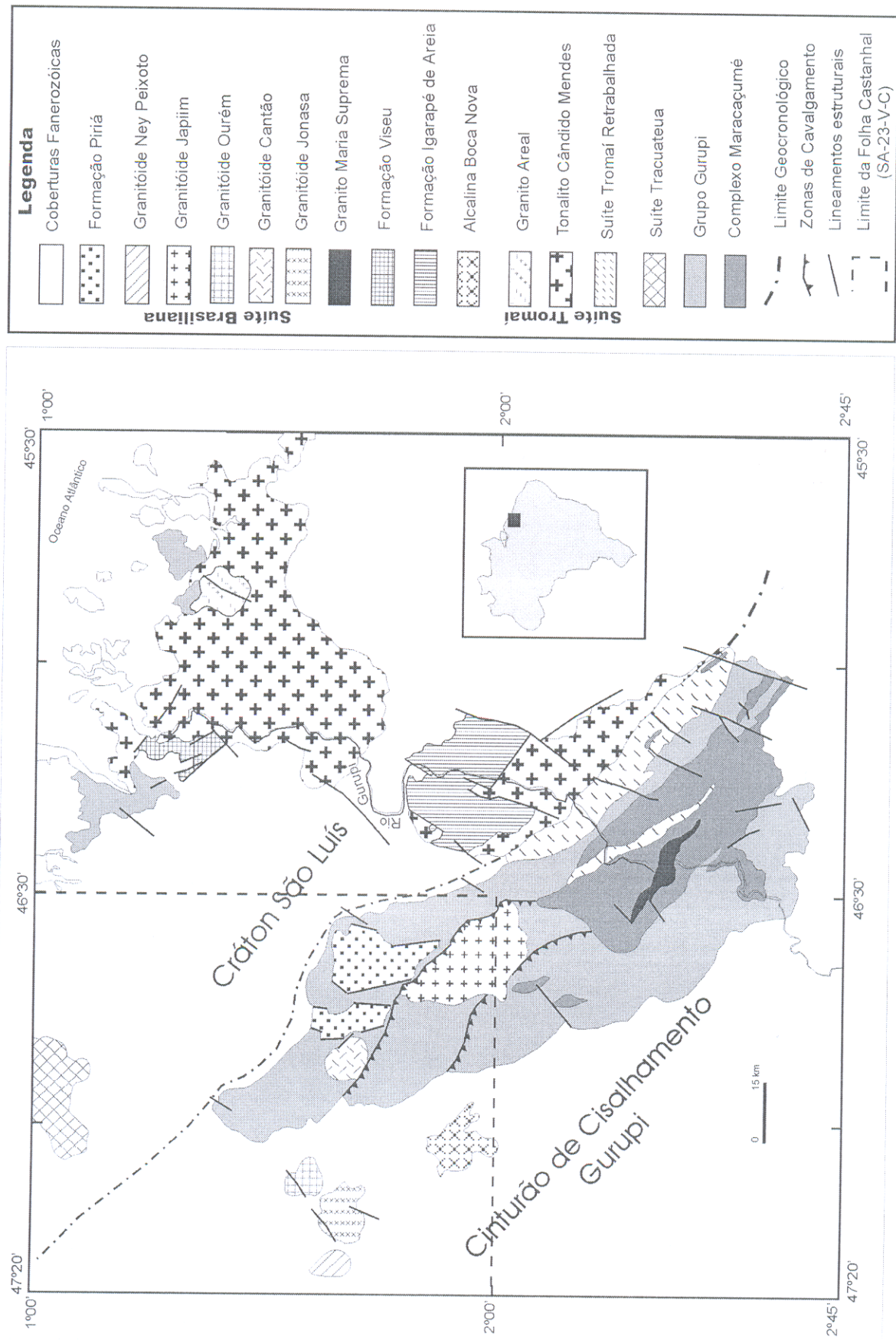


Figura 2- Distribuição das unidades lito-estratigráficas da região do Gurupi (nordeste do Pará e noroeste do Maranhão), compilado e modificado de Almeida (no prelo), Costa *et al.* (1998) e Pastana (1995).

EON	ERA	UNIDADE		LITOTIPOS
FANEROZÓICO	Meso-Cenozóico	Coberturas Fanerozoicas	Sedimentos Recentes e Pós-Barreiras; Grupo Barreiras Formações Pirabas, Itapecuru e	Sedimentos inconsolidados; materiais arenosos e argilosos; depósitos argilo-arenoso; calcários fossilíferos, margas e argilas; depósitos areno-conglomeráticos e arenitos.
	Eopaleozóico		Arenito Guamá	
	Neoproterozóico	Formação Piriá		Arcóseos, sub-arcóseos e pelitos
		Suíte Brasileira		Granitóides Ney Peixoto, Japiim, Ourém, Jonasa e Cantão Sienogranitos, monzogranitos e granodioritos
PROTEROZÓICO	Retrabalhado no Evento Brasileiro	Meso proterozóico	Suíte Alcalina Boca Nova	Nefelina-sienito-gnaissificado
		Paleoproterozóico	Suíte Tracuateua	Granitóides Mirasselas, Tracuateua e Tauari - Sienogranitos à duas micas
			Grupo Gurupi	Ardósia, filitos, metagrauvacas, quartzitos, xistos diversos, metaultramafitos, metadacitos, matariolitos e formações ferríferas (?) metamorfisados em condições de fácies xisto verde

Figura 3- Coluna estratigráfica da Folha Castanhal (SA-23-V-C), região nordeste do Estado do Pará, adaptado de Costa *et al.* (1998).

6.1.1- Complexo Maracaçumé

Esta unidade foi definida, primeiramente, por Costa *et al.* (1977), sob a denominação de Associação Metamórfica Maracaçumé. Posteriormente, Abreu *et al.* (1980) empregaram para a mesma o termo Complexo.

Posiciona-se, cartograficamente, no domínio do Cinturão de Cisalhamento Gurupi, no interflúvio Gurupi-Maracaçumé, principalmente no médio-alto curso do rio Gurupi (Fig. 2).

Consiste de rochas tonalíticas, trochjemíticas, granodioríticas e anfibolitos, apresentando efeitos de migmatização, e, regionalmente, feições miloníticas a ultramiloníticas. Os minerais mais freqüentes, nesses litotipos, são plagioclásio, quartzo, biotita, microclínio, epidoto e em proporções menores moscovita, opacos, zircão, apatita, titanita e granada.

A textura predominante nos litotipos é granolepidoblástica com uma importante foliação proto a ultramilonítica penetrativa. O metamorfismo que atuou sobre essas rochas atingiu a fácies anfibolito, em condições de médio a alto grau.

Os contatos com as unidades Granito Maria Suprema e o Grupo Gurupi tem forma imbricada (Pastana 1995).

Pastana (*op. cit.*) a considera como a unidade mais antiga da região do Gurupi, de idade arqueana, devido a presença de anatexia e de estruturas migmatíticas que evidenciam eventos geológicos pretéritos. Outros autores também a posicionaram nesse Eon (Costa *et al. op. cit.*, Abreu *et al. op. cit.*, Hasui *et al.* 1984, Abreu & Lesquer 1985, Abreu 1990).

Para Gorayeb *et al.* (1999), os tipos litológicos do Complexo Maracaçumé são similares aos da Suíte Tromai, adjacente a ela. Por esta razão, a mesma poderia representar a Suíte Tromai altamente deformada, em condições metamórficas que atingiram a anatexia (Pastana *op. cit.*).

6.1.2- Suíte Tromai

Inicialmente, denominada Suíte Anorogênica Tromai por Costa *et al. (op. cit.)*, foi redefinida por Pastana (*op. cit.*) como Suíte Tromai, e individualizada em dois litotipos: o Tonalito Cândido Mendes e o Granito Areal. O Tonalito Itamoari é considerado por

Pastana (1995) ser composto por rochas retrabalhadas da Suíte Tromai, no domínio do Cinturão de Cisalhamento Gurupi.

A suíte faz-se presente na porção noroeste do Maranhão e, em uma pequena parte no Pará, nas vizinhanças da divisa entre os dois estados aludidos (Fig. 2).

No geral, é composta por tonalitos, trondhjemitos, granitos e granodioritos. A sub-unidade Tonalito Cândido Mendes possui como minerais, plagioclásio, quartzo, hornblenda, clorita, biotita e epidoto, que dá aspecto esverdeado aos litotipos. Em quantidades menores estão titanita, apatita, zircão e minerais opacos. Os litotipos do Granito Areal representam monzogranitos e sienogranitos, constituídos por microclínio, plagioclásio, quartzo e biotita. Acha-se presente a hornblenda apenas no último litotipo citado. Seus acessórios são epidoto, opacos, titanita, apatita e zircão.

Os litotipos mostram uma estrutura isotrópica, e fracos indícios de metamorfismo e/ou alteração hidrotermal, que quando presente são manifestados pela presença de sericita e carbonato, gerados, principalmente a partir da alteração do plagioclásio. Em locais restritos, a orientação dos minerais leva ao aparecimento de foliação.

Geoquimicamente, representam corpos cálcio-alcálinos, de baixo e alto teores de K, peraluminosos, sendo que os tonalitos apresentam semelhanças com os TTGs arqueanos Pastana (*op. cit.*).

A idade encontrada para a unidade, de 2.132 Ma por Sousa (1995), nas rochas aflorantes nos arredores da vila de Igarapé de Areia, a posiciona no Paleoproterozóico.

Os seus contatos são discordantes, do tipo intrusivo, com as supracrustais do Grupo Gurupi, na zona litorânea do noroeste do Maranhão; tectônico com às formações Igarapé de Areia e Viseu, incluindo também discordância erosiva com as unidades supracitadas e com as unidades sedimentares fanerozóicas.

6.1.3- Suíte Rosário

Rodrigues *et al.* (1994) descreveram e denominaram esta unidade, a qual ocorre entre os rios Mearim e Munim, a sul de São Luís (MA), na região de Rosário. A referida unidade, encontra-se, cartograficamente, afastada da região do Gurupi, porém, faz parte do contexto evolutivo regional.

Esta suíte, detalhada por Gorayeb *et al.* (1999), compreende granitóides com variações tonalíticas a granodioríticas, além de monzogranitos e leucotonalitos.

Na composição mineralógica dos litotipos, encontram-se plagioclásio (oligoclásio), quartzo, microclínio, hornblenda, biotita, e porções menores de titanita, apatita, opacos e zircão. O aspecto esverdeado das rochas se deve à presença de minerais secundários, tais como os epidotos.

A suíte é cortada, principalmente, onde ocorrem os tonalitos, por veios pegmatóides e diques leucocráticos centimétricos a métricos, de mergulhos acentuados, orientados, geralmente segundo a direção NE-SW. Outra característica destacada é a presença de enclaves de formas variadas, de tamanhos centimétricos, concordantes à foliação e de diques máficos subverticais.

Gorayeb *et al.* (*op. cit.*) caracterizaram a unidade, segundo estudos petrográficos, como relacionados à suítes do tipo I, de afinidade cálcio-alcalina, gerada a partir da intrusão de múltiplos plútons. Apresentaram também dados geocronológicos, que forneceram idades Pb/Pb em zircão entre 2,08 e 2,13 Ga, interpretadas como representando a colocação dos mesmos. A geração das rochas da suíte foi interpretada como tendo acontecido a partir do funcionamento de um arco magmático, à semelhança do que está estatuído para os granitóides dos Terrenos Birrimianos, do Cráton Oeste Africano.

Rodrigues *et al.* (1994) estabeleceram uma correlação, desta unidade, com a Suíte Tromai.

6.1.4- Suíte Tracuateua

A Suíte Tracuateua (Fig. 2) foi recentemente definida e descrita por Costa *et al.* (1998).

A unidade é composta pelos corpos Tauari, Mirasselas e Tracuateua, aflorantes na zona bragantina do Estado do Pará.

Suas melhores exposições encontram-se nas vizinhanças da cidade de Tracuateua e nas pedreiras desativadas de Tauari e Mirasselas.

No geral, são corpos graníticos à duas micas, isotrópicos a levemente foliados. A análise petrográfica indicou a presença de microclínio, quartzo, plagioclásio do tipo oligoclásio, moscovita, biotita e em quantidades inferiores apatita, óxido de ferro, epidoto,

zircão e opacos. São classificados, petrograficamente, como sienogranitos, com variações nas proporções de biotita e moscovita.

Geoquimicamente, representam granitóides do tipo S, que compõem o Batólito Bragança (Lowell 1985).

Esta suíte, encontra-se seccionada por aplitos e pegmatitos que contêm granada, turmalina, berilo e sulfetos.

São encontrados enclaves escuros, de formas arredondadas ou equidimensionais, concentrações centimétricas de biotitas e xenólitos métricos (xistos), concordantes à uma foliação fracamente desenvolvida (Costa *et al.* 1998).

Também são visualizados, localmente, bandamentos composicionais, onde se destacam bandas quartzo-feldspáticas e outras com grandes concentrações de micas.

As idades obtidas para esta unidade situam-se entre de 1.900 e 2.070 Ma (Hurley *et al.* 1967, Wanderley Filho 1980, Wanderley Filho inédito *apud* Abreu 1990).

6.1.5- Grupo Gurupi

A denominação Grupo Gurupi, para as supracrustais da região topônima, é uma proposta de Costa *et al.* (1977).

Nos trabalhos executados, nesta região, foram dadas várias denominações para essas rochas: formações Santa Luzia, Gurupi, Chega Tudo, Viseu e Igarapé de Areia (Abreu *et al.* 1980, Hasui *et al.* 1984, Abreu & Lesquer 1985), e mais recentemente Grupo Aurizona, Kinzigito Marajupema (Pastana 1995), formações Peritoró, Jeritequara e Vila Cristal (Costa *et al.* 1996a). A luz do conhecimento atual preferiremos acatar a proposta apresentada por Gorayeb *et al.* (1999), a qual enfeixa todas essas unidades em uma única, à qual denominou Grupo Gurupi. Nesta unidade não se incluíam as formações Viseu e Igarapé de Areia que serão descritas adiante.

A sua maior ocorrência, do ponto de vista cartográfico, situa-se ao longo do Cinturão de Cisalhamento Gurupi. Uma pequena porção ocorre também próximo aos litorais paraense e maranhense (Fig. 2).

Os litotipos compreendem ardósia, filitos, metagrauvacas, quartzitos, micaxistos diversos com moscovita, clorita, e/ou biotita, granada e estaurolita (?), xistos aluminosos com cordierita e/ou moscovita, xistos grafitosos com veios auríferos associados,

metaultramafitos, metadacitos, metariolitos e prováveis formações ferríferas (Costa *et al.* 1977, Abreu *et al.* 1980, Vilas & Dias *apud* Abreu 1990, Pastana 1995, Costa *et al.* 1996a, Costa *et al.* 1998).

As condições metamórficas a que foram submetidas as rochas, variam desde as de anquimetamorfismo até anfibolito baixo (Costa *et al.* 1996a).

A unidade designada por Pastana (*op. cit.*) de Kinzigito Marajupema, que apresenta xistos com a paragênese plagioclásio-granada-cordierita-biotita-moscovita, poderia representar a fácies anfibolito do Grupo Gurupi e não rochas kinzigíticas de condições de pressão e temperatura alta (Costa *et al.* 1996a, Costa *et al.* 1998).

As intrusões dos granitóides da Suíte Tromai de 2.132 Ma (Sousa 1995), além da intrusão do Granito Cantão (Borges *et al.* 1988) de 2.051 ± 165 Ma (C. A. V. Moura inédito), nesta sequência supracrustal, dentro do cinturão considerado, leva a posicionar, esta unidade, no Paleoproterozóico, retificando interpretações anteriores que atribuíram idades neoproterozóicas e até mesmo arqueanas para a mesma (Costa *et al.* 1977, Abreu *et al. op. cit.*, Hasui *et al.* 1984, Abreu & Lesquer 1985, Abreu *op. cit.*, Pastana *op. cit.*).

O Grupo Gurupi apresenta um contato tectônico, gerando imbricação com as rochas da Suíte Tromai, no cinturão de cisalhamento, e também nas vizinhanças de Porto Chatão no rio Gurupi (Pastana *op. cit.*).

6.1.6- Suíte Alcalina Boca Nova

Costa *et al.* (1998) denominaram de Suíte Alcalina Boca Nova (Fig. 2) ao conjunto de rochas que se expõem nos arredores da vila topônima, no município de Garrafão do Norte (PA).

Trata-se de uma rocha cinza, de granulação média, leucocrática, constituída, microscopicamente, por microclínio pertítico e antipertítico, nefelina, plagioclásio (albita) e biotita. Tem como acessórios apatita, zircão, pirocloro, calcita, moscovita, sodalita, cancrinita, hematita e magnetita (Villas 1982, Costa *et al.* 1998), sendo classificada como um nefelina-sienito-gnaiss.

No corpo, encontram-se veios pegmatóides de dimensões centimétricas a decimétricas, concordante com a foliação, vênulas centimétricas a milimétricas, concordantes e discordantes, e veios budinados (Abreu *op. cit.*).

Dobras ptigmáticas e estruturas *pinch-and-swell* são também descritas (Costa *et al.* 1998), além de feições de migmatização, que poderiam ter alcançado condições de fácies anfibolito.

As vênulas discordantes, compostas basicamente por feldspatos e nefelinas, tem uma história secundária, caracterizada pela substituição parcial de feldspatos e biotitas blásticas por nefelina, e geração de microclínio e albita secundária (Villas 1982). Com isso, o estudo petrográfico individualiza duas gerações para os minerais principais. A primeira relacionada a processos ígneos e a segunda a processos tectono-metamórficos que alcançaram condições anatéticas e retrometamorfismo, atingindo até fácies xisto verde.

A estrutura principal impressa é uma foliação milonítica (Costa *et al. op. cit.*), de direção NNW-SSE, com mergulhos altos para sudoeste (Abreu 1990).

Villas (*op. cit.*) obteve para o nefelina-sienito gnaissificado Boca Nova uma idade Rb/Sr em rocha total de 723 Ma, interpretada como a idade mínima do corpo.

6.1.7- Formação Igarapé de Areia

Abreu *et al.* (1980) descreveram uma cobertura sedimentar composta por arenitos arcoseanos médios a grossos, conglomerados contendo feldspatos; arenitos finos a médios e pelitos subordinados, à qual denominaram Formação Igarapé de Areia (Fig. 2).

Os arenitos e arcóseos apresentam estruturas sedimentares, como estratificações cruzadas acanaladas, tabulares e tangenciais, de pequeno e médio porte. Os pelitos formam estratificações plano-paralelas e laminações onduladas (*climbing ripples*). Os conglomerados possuem uma organização interna incipiente, com truncamentos.

Essas características sugerem que a Formação Igarapé de Areia representaria sedimentos de um ambiente continental, de um sistema desértico, com leques aluviais, rios entrelaçados e lagos. Segundo Pastana (1995) foram depositados durante o Mesoproterozóico/Neoproterozóico.

Os arenitos exibem uma foliação plano-axial (Pastana *op. cit.*), e desenham dobras abertas, de dimensões quilométricas, com seus eixos orientados na direção NW-SE (Abreu & Lesquer 1985).

Segundo Pastana (*op. cit.*), os seus contatos com as unidades adjacentes são, predominantemente, tectônicos, com direções principais NW-SE (falhas normais ou de

cavalcamento ?), NE-SW (falhas de transferência), sendo, essa unidade, correlacionável à Formação Viseu.

Abreu (1990) considerou que a Formação Igarapé de Areia teria sido depositada nos períodos finais do Evento Transamazônico, representando uma cobertura cratônica do final do Paleoproterozóico-início do Mesoproterozóico, correspondendo, a então, sequência sedimentar Tarkwaiano, da porção sul do Cráton Oeste Africano.

6.1.8- Formação Viseu

Denominação dada por Abreu *et al.* (1980), para a sequência sedimentar, em que predominam metarenitos, de ocorrência restrita, próxima ao litoral paraense, nas vizinhanças da cidade de Viseu (Fig. 2).

Seus litotipos são arenitos arcoseanos médios a grossos, conglomerados com níveis areníticos e pelitos. Todos encontram-se anquimetamorfisados.

As estruturas sedimentares observadas são estratificações cruzadas acanaladas, tabulares, de médio e grande porte, e plano-paralelas.

O ambiente deposicional, configura condições continentais desérticas, com leques aluviais (?), rios entrelaçados e lagos. Segundo Pastana (1995) foram depositados durante o Mesoproterozóico/Neoproterozóico.

Em certos locais, ocorre foliação plano-axial (Pastana *op. cit.*), e segundo Abreu *et al.* (*op. cit.*), o acamamento têm mergulhos entre 50° a 60° para sul. Os eixos das dobras posicionam-se na direção E-W.

Os contatos com as unidades adjacentes são tectônicos, tendo as mesmas direções (NW-SE e NE-SW) que as da Formação Igarapé de Areia, julgada ser sua correlata (Pastana *op. cit.*).

6.1.9- Granito Maria Suprema

Pastana (*op. cit.*) individualizaram este corpo na cachoeira homônima, no médio curso do rio Gurupi, onde ocorre suas melhores exposições (Fig. 2).

Esta unidade representa um granitóide à duas micas, milonitizado, composto por plagioclásio (albita e oligoclásio), microclínio, quartzo, biotita, moscovita, e quantidades

subordinadas de apatita, titanita, opacos, andaluzita e zircão. O estudo petrográfico indica variedades de sienogranitos a tonalitos.

Os litotipos estão bastante deformados, desenvolvendo milonitos e ultramilonitos, gerando notável foliação, devido à grande quantidade de minerais micáceos presentes.

Sua estruturação regional é concordante à do Cinturão de Cisalhamento Gurupi, onde esses granitóides encontram-se encaixados, concordantemente aos litotipos mais intensamente deformados da Suíte Tromaí.

A presença de minerais como moscovita e andaluzita é indicativa de paraderivação, e estariam relacionadas a fusões parciais, em níveis profundos da crosta superior, produzidas sin-cisalhamento ou sin-colisão, em um sistema imbricado, com cavalgamentos e transporte de massas de SW para NE (Pastana 1995).

Até o presente momento, não existem tem dados geocronológicos sobre a unidade. Pastana (*op. cit.*) a considerou como do Paleoproterozóico e atribuiu ser a mesma formada por anatexia do Complexo Maracaçumé.

6.1.10- Suíte Brasileira

Costa *et al.* (1998) agruparam os corpos granitóides Cantão, Japiim, Ourém, Jonasa e Ney Peixoto, que estão inseridos no Cinturão de Cisalhamento Gurupi, na denominada Suíte Intrusiva Brasileira (Fig. 4).

Todos os granitóides situam-se na região nordeste do Estado do Pará. De modo geral, são monzogranitos a granodioritos à duas micas, constituídos por quartzo, plagioclásio, microclínio, biotita e moscovita.

As características de cada granitóide serão descritas em seguida:

a) Granitóide Cantão

O Granitóide Cantão, ocorre a sudeste do município de Santa Luzia do Pará, na vila Cantã.

O corpo foi descrito e cartografado, primeiramente por Borges *et al.* (1988), tendo sido a rocha classificada como um biotita-monzogranito.

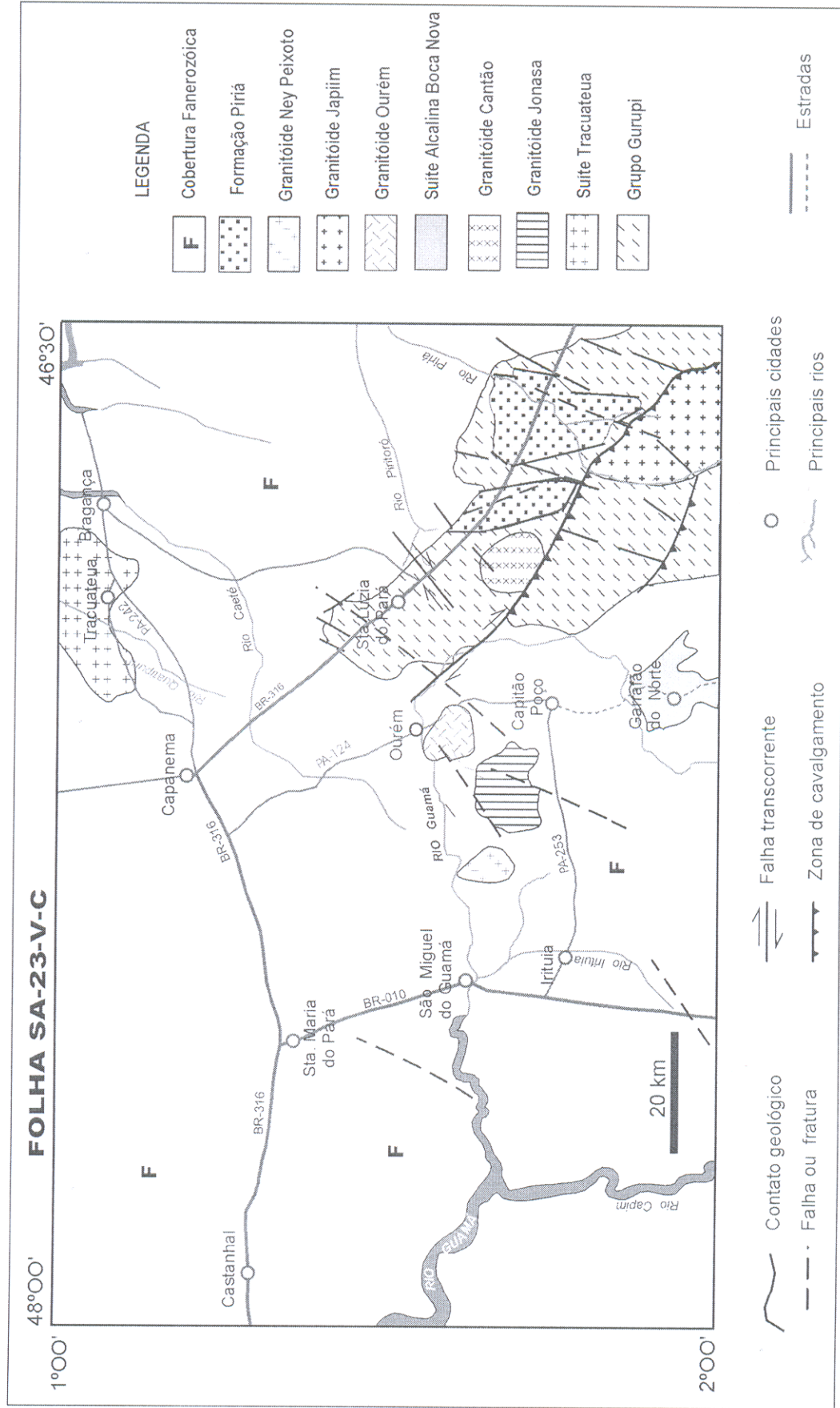


Figura 4- Mapa geológico da Folha Castanhal (SA- 23-V-C), modificado de Costa *et al.* (1998).

Este corpo, apresenta-se isotrópico, com variação textural de heterogranular a levemente porfirítica. Possui juntas subverticais de direção N-S e E-W. Encontram-se com frequência enclaves máficos, constituídos por biotita, em grande proporções, quartzo e feldspatos.

O granito é intrusivo nas supracrustais do Grupo Gurupi, possuindo vários xenólitos provenientes desta unidade e veios de quartzo com clivagem extensional preservada (Borges *et al.* 1988).

b) Granitóide Japiim

O corpo Japiim aflora no município de Vizeu, a partir da vila homônima até os arredores da vila Cristal. Compreende um corpo de forma amebóide, de 16 Km de largura e 33 Km de comprimento. Seus litotipos variam de sienogranito a granodiorito (Costa *et al.* 1998).

Alguns sienogranitos desenvolvem milonitos e protomilonitos, o que permite o aparecimento de foliação anastomosada do tipo S/C e localmente de tectonito L/S.

Segundo Costa *et al.* (*op. cit.*), o seu contato com o Grupo Gurupi é tectônico. Estes autores o consideraram um corpo sin a tardi-orogênico, em relação ao Evento Brasileiro.

c) Granitóide Ourém

O Granitóide Ourém localiza-se no município topônimo e seu melhor afloramento encontra-se no leito do rio Guamá, em frente à cidade de Ourém. É classificado como um monzogranito (Costa *et al. op. cit.*) ou biotita-moscovita-gnaiss (Silva *et al.* 1994a).

Apresenta uma foliação milonítica NW-SE, com mergulhos leves para SW, e lineação de estiramento mineral, caindo entre 5°-15° para SW.

Possui famílias de juntas em várias direções. Segundo Costa *et al.* (*op. cit.*) representaria um granitóide sin a pós-tangencial.

d) Granitóide Jonasa

O corpo Jonasa expõe-se na fazenda Cachoeira, antiga pedreira da Jonasa, no município de Capitão Poço. O corpo é classificado como um monzogranito (Costa *et al. op. cit.*) ou um gnaiss de composição granodiorítica (Oliveira 1997).

Apresenta uma foliação milonítica, de direção geral NW-SE, com mergulhos médios para SW, e lineação de estiramento mineral, de aproximadamente 23° para W.

As juntas têm direções preferenciais N-S, NNW-SSE, NE-SW. As falhas principais, de direção NNW-SSE, são dextrais. Outras secundárias, NW-SE, possuem movimentações sinistrais (Silva *et al.* 1994b).

Villas (1982) apresenta o Granitóide Jonasa como a provável encaixante do Granitóide Ney Peixoto.

e) Granitóide Ney Peixoto

Localiza-se no município de Irituia, na margem esquerda do rio Guamá. Seu melhor afloramento situa-se na pedreira homônima, a qual está desativada. Seu litotipo representa um sienogranito, de caráter peraluminoso (Villas *op. cit.*).

A foliação é definida pela orientação de minerais micáceos, de direção NW-SE, com mergulho acentuado para SW, sem estiramento mineral associado (Abreu 1990).

Segundo Costa *et al.* (1998), esse granito representa um corpo sin a tardi Evento Brasileiro, enquanto Villas (*op. cit.*) o considera como relacionado a um magmatismo pós-tectônico.

6.1.11- Formação Piriá

A área de ocorrência desta unidade, localiza-se entre a cidade de Santa Luzia do Pará e o rio Gurupi (Fig. 2). Litologicamente, é representada por arcóseos, sub-arcóseos, finos a grossos, cinza esverdeados a esbranquiçados e pelitos.

Truckenbrodt & Corrêa (1985) caracterizaram os minerais presentes nas rochas dessa formação, identificando o feldspato como o principal mineral constituinte, além de plagioclásio, quartzo e fragmentos de rochas. Dentre os fragmentos líticos identificados, encontram-se rochas granitóides (tonalitos), metapelitos e vulcânicas. Os minerais pesados presentes são epidoto, turmalina, zircão, granada, titanita, rutilo, hornblenda, apatita e espinélio (?). Segundo estes autores, a Formação Piriá alcançou condições de anquimetamorfismo, caracterizado por feições texturais e mineralógicas.

O ambiente de formação da unidade, segundo os autores aludidos, seria o de clima seco, talvez frio. As fontes dos minerais pesados (epidoto, titanita, granada e apatita) teriam

sido as rochas do Complexo Maracaçumé, e os metapelitos e as vulcânicas do Grupo Gurupi.

A unidade é limitada por falhamentos, sendo as rochas metassedimentares aprisionadas em grábens, onde se deu um soterramento de no mínimo 5 Km (Truckenbrodt & Corrêa 1985).

6.1.12- Seqüência Camiranga

Cobertura sedimentar denominada por Igreja (1985), aflorante na área entre Cachoeira e o rio Gurupi. Esta unidade recobre, discordantemente, as demais unidades da região.

Litologicamente, é representada por para e ortoconglomerados polimíticos, arenitos, siltitos e folhelhos. Estas rochas clásticas foram depositadas em ambientes glaciais, de leques deltáicos e marinho (periglacial), que segundo Igreja (*op. cit.*) teria ocorrido durante o Siluriano.

6.1.13- Coberturas Fanerozóicas

São agrupados sob a denominação de “Coberturas Fanerozóicas” (Fig. 2), as rochas sedimentares que compõem as unidades Arenito Guamá (Cambriano), formações Itapecuru (Cretáceo), Pirabas e Grupo Barreiras (Terciário Inferior), e os sedimentos do Pós-Barreiras e recentes (Quaternário). Estas unidades são constituídas por arenitos, argilitos, calcários, sedimentos arenosos, argilosos inconsolidados.

6.2- ESTRUTURAÇÃO REGIONAL

A região do Gurupi apresenta duas áreas distintas, no que diz respeito a estruturação regional. Um domínio fortemente estruturado, na direção NW-SE, situado na porção sudoeste. Um segundo domínio, a nordeste, onde essa forte estruturação não é encontrada de forma pervasiva, o que levou à individualização de dois domínios geotectônicos: o primeiro dito móvel e o segundo tido como cratônico.

6.2.1- O Domínio Cratônico (Cráton São Luís)

Esta unidade geotectônica ocorre desde o nordeste do Pará até o noroeste do Ceará. As semelhanças lito-estratigráficas, estruturais, geofísicas e geocronológicas do Cráton São Luís (Almeida *et al.* 1968) com o Cráton Oeste Africano, principalmente na Costa do Marfim e Gana, são bastante fortes, o que sustenta a interpretação de tratar-se, o mesmo, de um fragmento do Cráton Africano, separado pelos processos relacionados a deriva continental do Mesozóico (Hurley *et al.* 1967).

As estruturas tectônicas presentes no domínio cratônico estão impressas sobre as rochas das suítes Tromai, Rosário e Tracuateua, Grupo Gurupi e as formações Viseu e Igarapé de Areia.

Os litotipos das suítes acima citadas mostram aspectos texturais semelhantes, em que predominam, internamente, nas rochas feições isotrópicas. Estas, são, localmente afetadas por efeitos metamórfico-deformacionais, representados pela ocorrência de discretas zonas de cisalhamento, de dimensões métricas e inferiores, estabelecidas nas direções preferenciais NE-SW, NNE-SSW, NW-SE, N-S (Abreu 1990, Borges *et al.* 1994, Costa & Hasui 1997, Costa *et al.* 1998, Gorayeb *et al.* 1999). Nestas zonas, as estruturas planares e lineares principais são caracterizadas, respectivamente, por foliações miloníticas e lineações de estiramento mineral.

Na Suíte Tracuateua, a foliação, orientada N30°-40°E, apresenta mergulhos que variam de 75° para SE a verticais e têm impressas lineações de estiramento de baixo *rake*. Outras orientações estão presentes como as de foliação N70°W e WNW-ESSE, com inclinação de 50° a 58° para SW e SSW, lineações 240° Az, apresentando caimento de 30°. Estas últimas orientações foram observadas a medida que se afasta da cidade de Tracuateua rumo a sudoeste, e também nas vizinhanças da vila de Mirasselas (Costa *et al. op. cit.*).

O arranjo dessas estruturas na Suíte Rosário assemelha-se às da Suíte Tracuateua, tendo foliações miloníticas posicionadas na direção N50°-70°E, inclinadas cerca de 60° a 70° para SE, lineações de estiramento com mergulhos, variando entre 30° e 35° para SW (Gorayeb *et al.* 1999).

Nas pequenas áreas, em que se expõe o Grupo Gurupi, nas proximidades do litoral do Pará e Maranhão, a orientação estrutural dos litotipos é NE-SW (Abreu & Lesquer 1985).

Abreu (1990) descreveu acamamentos na Formação Viseu, com mergulhos tanto para SW como para NE, eixos de dobras abertas, segundo a direção NNE-SSW, e planos axiais subverticais. Para Pastana (1995) a Formação Viseu orienta-se segundo o rumo N70°E, com uma inclinação de 40° para SE, além de apresentar foliação plano-axial ENE-WSW, com mergulho de 40° para SSW.

A Formação Igarapé de Areia, situada nas adjacências da passagem do cráton para a zona móvel, encontra-se deformada, provavelmente, influenciada por esta zona de alta mobilidade. O acamamento, inclina-se entre 20°-40°, para NE e SW, desenhando dobras abertas em anticlinais e sinclinais (Fig. 5), quilométricos, que possuem planos axiais subverticais e eixos, geralmente, nas direções N40°-50°W (Abreu *op. cit.*).

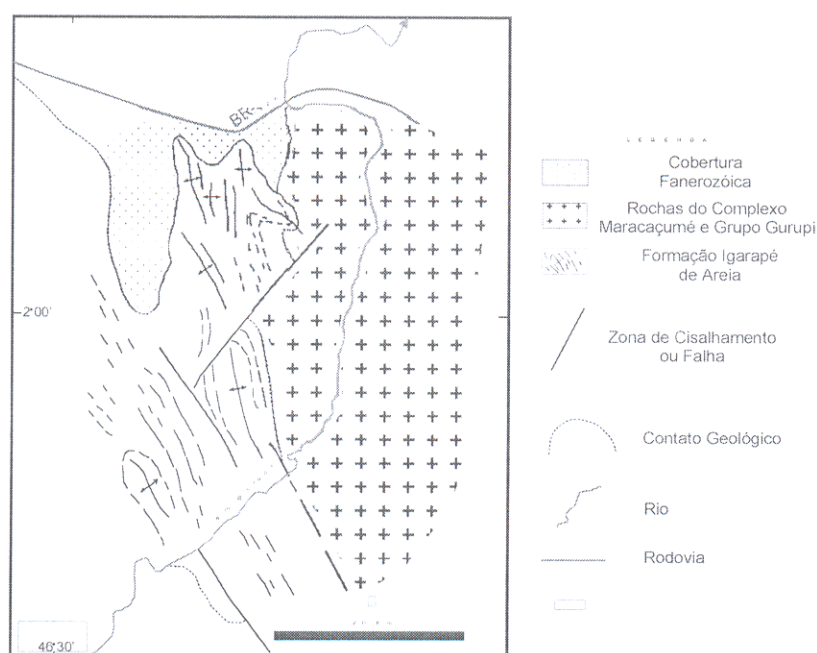


Fig. 5- Padrão regional de dobras da Formação Igarapé de Areia, divisão Pará-Maranhão (Abreu 1990).

6.2.2- O Domínio Móvel

Várias denominações tem sido atribuídas a este domínio, o que tem levado a uma certa confusão no entendimento do quadro geotectônico regional. Dentre elas, destacam-se: Faixa de Dobramento Gurupi, Cinturão de Cisalhamento Tentugal e Faixa de Cisalhamento Gurupi (Hasui *et al.* 1984, Abreu *op. cit.*, Pastana *op. cit.*, Costa *et al.* 1998).

Seguindo a definição proposta por Abreu (1990), o domínio móvel seria um cinturão de cisalhamento, em que as áreas de maior grau de deformação representariam zonas de cisalhamento. A análise regional, das relações espaciais das estruturas planares principais, indica a presença de zonas de cisalhamento que isolam fatias e lentes menos deformadas, ao longo de uma faixa alongada, configurando um sistema anastomosado, constituindo o Cinturão de Cisalhamento Gurupi (Costa *et al.* 1988).

A Zona de Cisalhamento Tentugal (Abreu & Lesquer 1985), de direção NW-SE, configura a principal descontinuidade regional, que separa a área cratônica da faixa de maior mobilidade crustal na região. A separação entre os dois domínios também é visualizada a partir de dados gravimétricos.

As unidades que fazem parte deste contexto lito-estrutural são: Grupo Gurupi, Suíte Alcalina Boca Nova, granitóides Ney Peixoto, Cantão, Jonasa, Ourém e Japiim. Mais a sudeste da região, ocorrem o Complexo Maracaçumé, a Suíte Tromai (retrabalhada) e o Granito Estratóide Maria Suprema (Fig. 6).

Na região de Santa Luzia (PA), Abreu & Hasui (1980) descreveram as estruturas mesoscópicas das rochas do Grupo Gurupi. Estes autores detectaram nos xistos, foliações, na direção NNE-SSW, com predomínio de mergulhos entre 40°-60° para NW. Verificaram também a ocorrência de ondulações dos planos da foliação, proporcionando o surgimento de dobras métricas e decimétricas, com eixos posicionados em várias direções. Nos filitos, os acamamentos apresentam direções NNW-SSE a N-S, com inclinações entre 70°-80° para ENE e WSW, foliações com a mesma atitude do acamamento, dobras métricas apertadas, com planos axiais subverticais, eixos subhorizontais, orientados segundo N10°-20°W.

A análise geométrica permitiu caracterizar dois distintos conjuntos de eixos de ondulações. Os eixos NW-SE seriam comuns aos dois litotipos encontrados e o eixo NE-SW apenas estariam presentes nos xistos (Abreu *op. cit.*), o que levou a uma separação lito-estratigráfica dessa unidade.

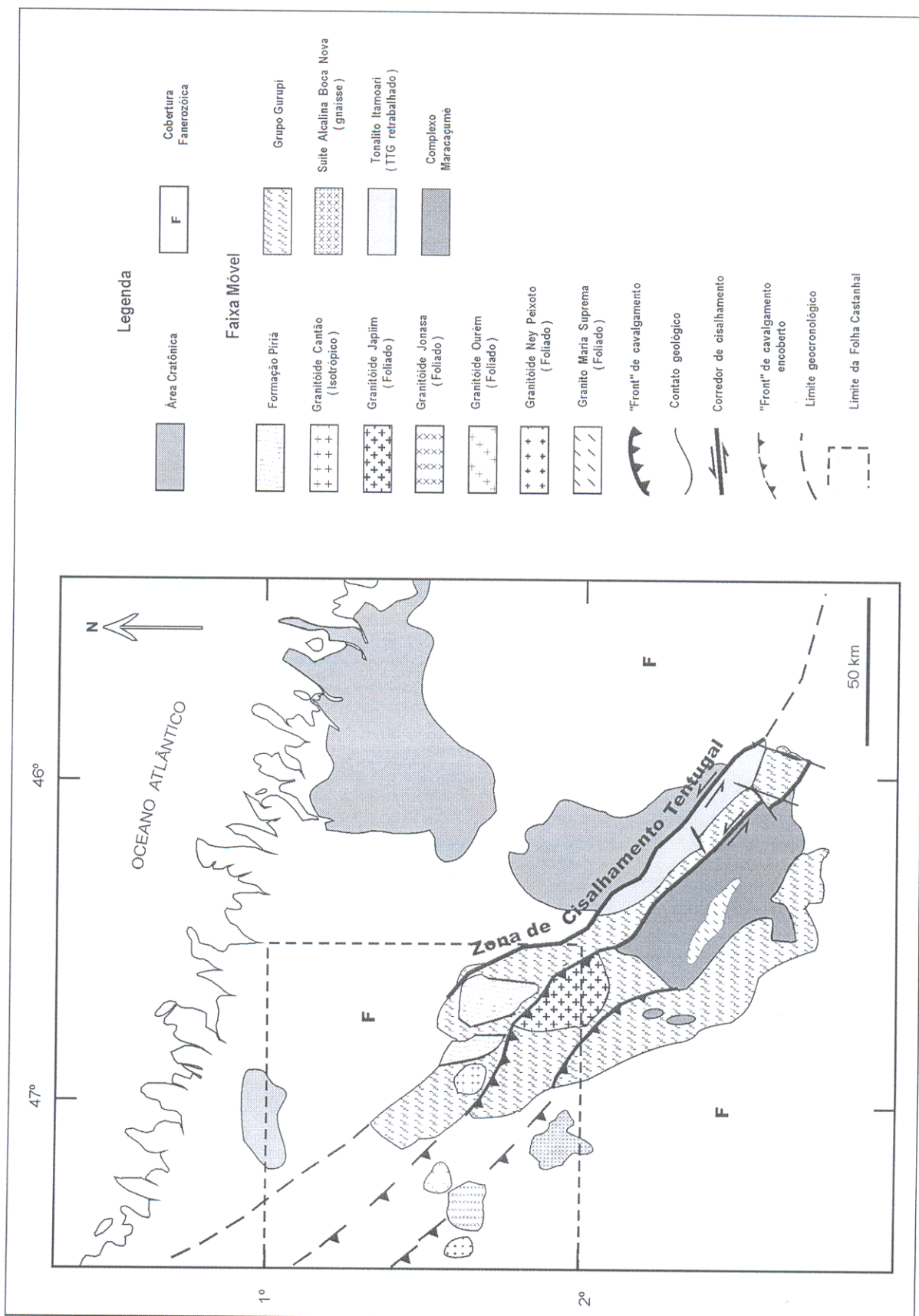


Figura 6- Compartimentação tectono-estrutural do Domínio Móvel, modificado de Costa *et al.* (1998).

Borges *et al.* (1988) voltaram a estudar com mais detalhe esta região, identificando dois principais eventos deformacionais: o primeiro estaria ligado a um sistema de cavalgamento, que gerou uma foliação milonítica, preferencialmente na direção NW-SE. Esta estrutura, apresenta mergulhos médios inferiores a 40°, inclinando-se para os quadrantes NE e SW, além de outras mergulhando para NW. Nos planos da foliação estão impressos lineações de estiramento, mergulhando para WSW, NW e NE, em torno de 10° a 20°, atingindo às vezes 40°. Os eixos das mesodobras mergulham para WNW, NW, SW e NNE. Ainda são caracterizados, neste sistema, rampas laterais de cavalgamento, manifestadas pela ocorrência de lineações paralelas as direções da foliação.

O segundo comporia um sistema transcorrente sinistral, responsável pela geração de aleitamento composicional, de direção NNW-SSE, mergulhos subverticais, lineações de estiramento, com mergulhos entre 5° e 30° para SSE, e eixos de dobras orientadas na direção NW e SE.

Estruturações semelhante a essas, anteriormente citadas, também foram caracterizadas por Costa *et al.* (1988) na região noroeste do Maranhão, nos litotipos do Grupo Gurupi e do Complexo Maracaçumé, onde são encontrados feixes anastomosados, de zonas de cisalhamento dúctil, de movimentação sinistral, os quais, conjuntamente, definem a Zona de Cisalhamento Tentugal.

Por estar em uma faixa que sofreu intensa movimentação é comum ocorrerem lado a lado, em *fronts* de cavalgamento, litotipos do Grupo Gurupi, relacionados à fácies metamórficas distintas (Costa *et al.* 1998).

O nefelina-sienito gnassificado (Suíte Alcalina Boca Nova) apresenta uma foliação N15°-25°W, com uma inclinação para SW entre 60°-70° (Abreu 1990). Nos granitóides Jonasa e Ourém, encontram-se impressos uma foliação milonítica (NW-SE), com mergulhos baixos para SW e lineações de estiramento mineral, com caimento por volta 5° a 23° para SW (Silva *et al.* 1994a, Silva *et al.* 1994b, Costa *et al.* 1998). Esta estrutura planar também foi registrada no Granitóide Japiim (Abreu *op. cit.*, Costa *et al.* 1998). O Granitóide Ney Peixoto (Suíte Brasileira) apresenta-se foliado, segundo a orientação N20°-30°W e com mergulhos altos para SW (Abreu *op. cit.*).

A Formação Piriá, a qual ocorre na área configurada como do domínio móvel, mas que não pertence à sua evolução principal, foi estruturada por meio de falhas normais

inclinadas para SE. Estas, foram truncadas por falhas inversas mergulhantes para SE, e por último por falhas de empurrão, com caimento para NW (entre 25° e 40°). O acamamento presente apresenta valores de mergulho baixos, no geral para NW. Outras direções são também assinaladas como por exemplo NW-SE, mergulhando para NE (Borges *et al.* 1988). Estas relações geométricas configuram o aprisionamento dos litotipos desta unidade em grábens, os quais foram levemente invertidos.

Analisando o quadro estrutural macroscópico e mesoscópico regional, Abreu & Lesquer (1985) mostraram que nas proximidade da Zona de Cisalhamento Tentugal, as direções estruturais são NW-SE. A medida que avança para nordeste, a orientação torna-se NE-SW, o que pode ser compreendido como tendo relação com o estabelecimento de uma movimentação sinistral do Cráton São Luís em relação ao Cinturão de Cisalhamento Gurupi. A deformação no cinturão de cisalhamento, concentra-se, principalmente, próximo à Zona Tentugal.

Em outras zonas, dentro deste mesmo contexto, a intensidade dos processo deformacionais torna-se mais expressiva, caracterizando um regime deformacional heterogêneo e anisotrópico.

Os modelos utilizados, para explicar esse arranjo geométrico geral, consideram um esquema iniciado a partir de um sistema compressivo oblíquo, com movimentação de massa de SW para NE, formando rampas laterais, gerando granitóides estratóides e elevando rochas de grau metamórfico mais elevado (fácies anfibolito/xisto verde alto) a condições de níveis crustais mais rasos, além de ter proporcionado uma forte imbricação dos litotipos. Finalizando, são assinalados o desenvolvimento de zonas transcorrentes sinistrais, na direção NW-SE. (Pastana 1995, Borges *et al.* 1996, Costa & Hasui 1997, Costa *et al.* 1998).

6.3- SÍNTESE GEOCRONOLÓGICA REGIONAL

Os primeiros dados geocronológicos sobre região encontram-se nos trabalhos de Hurley *et al.* (1967), Almeida *et al.* (1968), Cordani *et al.* (1968), Almaraz & Cordani (1969), Wanderley Filho (1980) e Villas (1982). Estes autores dataram, principalmente, rochas granitóides pelos métodos Rb/Sr e K/Ar.

A partir desses trabalhos, delinearam-se duas províncias geocronológicas, que têm como balizador a Zona de Cisalhamento Tentugal. Nas porções norte e nordeste, destacam-

se os dados referente ao Evento Termo-tectônico Transamazônico (correlato ao Evento Eburneano da África), manifestado, principalmente, em torno de 2.000 Ma. Nas porções sul, sudeste e sudoeste se encontram idades relacionadas ao Evento Termo-tectônico Brasileiro (correlato ao Evento Pan-africano), que atuou ativamente no final do Neoproterozóico. Outros dados mais recentes corroboram este arranjo (Gaudette *et al.* 1996, Sousa 1995, Klein 1998, Gorayeb *et al.* 1999).

Dentro do domínio cratônico estão datadas rochas das suítes Tracuateua, Tromai e Rosário. Wanderley Filho (1980) datou os litotipos da Suíte Tracuateua, para os quais obteve os seguintes resultados: idade Rb/Sr em rocha total de 2.047 ± 140 Ma ($RI = 0,703 \pm 0,0042$) e K/Ar em minerais (moscovita e biotita) entre 1.906 ± 92 Ma a 2.056 ± 60 Ma, no chamado Granito Mirasselas. Essas idades são semelhantes às encontradas por Hurley *et al.* (1967) de 2.070 Ma (Rb/Sr em rocha total) e 1.933-1.910 Ma (K/Ar em moscovita) no Granito Tracuateua.

As idades relacionadas à Suíte Tromai foram obtidas por Sousa (*op. cit.*) de 2.132 ± 18 Ma, em Pb/Pb em zircão e por Klein (*op. cit.*) de 1.982 ± 6 Ma, utilizando o mesmo método. O número de análise da Suíte Rosário, em torno de cinco, utilizando a metodologia Pb/Pb em zircão, ofereceram valores entre 2,08-2,13 Ga para a colocação dos corpos (Gorayeb *et al. op. cit.*).

O valor de 2.054 ± 64 Ma do “filito” obtido por Amaral *apud* Abreu (1990), através do método K/Ar, poderia representar uma idade mínima, referente às supracrustais do Grupo Gurupi. Deve-se acrescentar a este fato, a idade inédita Rb/Sr em rocha total, de 2.051 ± 165 Ma, do Granitóide Cantão, encontrado por C. A. V. Moura (inédito), o qual é intrusivo nessas supracrustais, no Cinturão do Cisalhamento Gurupi, e que posiciona, este corpo, no Paleoproterozóico.

Os resultados acima indicam um período de cratonização, que teve lugar por volta de 1,8 a 2,0 Ga. Isso é confirmado, principalmente, pelos dados K/Ar, que denotam a ausência de um evento termo-tectônico posterior, em nível regional.

Um dado isolado de 2.416 ± 31 Ma, obtido com a aplicação do método Pb/Pb em zircão, em amostra do Granitóide Jonasa (Oliveira 1997), poderia ser indicativo da cristalização ou da existência de relíquia de uma possível crosta mais antiga na região.

Abreu (1990) analisando os dados K/Ar e Rb/Sr, referente as suítes Tracuateua, Rosário e os do Grupo Gurupi, argumentou que a granitogênese que gerou os granitos da Suíte Tracuateua teria provocado um rejuvenescimento isotópico regional. A partir deste interpretação, concluiu que a colocação da Suíte Rosário e da sedimentação que deu origem as supracrustais do Grupo Gurupi teria ocorrido antes do alojamento da Suíte Tracuateua.

As impressões do Evento Brasileiro estão registrados na área sudoeste da região do Gurupi. Ali, encontram-se valores Rb/Sr e K/Ar, na maioria, entre 660 e 500 Ma. Dentre essas idades, está o mais representativo corpo geológico considerado resultante da atuação do Evento Brasileiro, o Granito Ney Peixoto. A idade Rb/Sr em rocha total, de 544 ± 22 Ma, considerada como da sua formação, foi obtida por Villas (1982). Neste mesmo trabalho, o autor aludido apresentou a idade Rb/Sr em rocha total de 723 ± 30 Ma ($RI=0,703 \pm 0,008$), para o nefelina-sienito-gnaiss Boca Nova, interpretada como a idade mínima de sua colocação. Essa alcalina também possui uma datação K/Ar em biotita de 518 ± 10 Ma (Jorge João *apud* Villas *op. cit.*), que poderia representar um efeito do Evento Termo-tectônico Brasileiro.

Cordani *et al.* (1984) apresentaram dados geocronológicos, referente ao Cráton São Luís e à faixa móvel, sendo que uma idade K/Ar (anfíbólio) de 2.360 ± 30 Ma (RP-1-MA) em um granodiorito, chama atenção pelo seu valor, indicando uma idade mínima, que, possivelmente, representa indícios da presença de uma crosta mais antiga. Neste mesmo trabalho, os autores consideraram que o embasamento da Bacia do Parnaíba poderia encerrar um núcleo cratônico pré-Brasileiro rejuvenescido, ao sul e sudoeste do Cinturão de Cisalhamento Gurupi, que posteriormente foi comprovado a partir de levantamentos geofísicos – Núcleo Cratônico Central (Nunes 1993).

Agrupando-se todos os dados geocronológicos existentes, delineia-se, na região do Gurupi, a atuação do Evento Transamazônico, ao qual se associa uma intensa granitogênese, seguida pela cratonização da área, estabelecida a partir de 2,0 Ga. Posteriormente, nas áreas sul, sudeste e sudoeste a região foi retrabalhada durante o Evento Termo-tectônico Brasileiro, porção esta que circunda o cráton. Tudo indica que a evolução desta faixa móvel seja correlacionável às faixas brasileiras Araguaia, Médio Coreá e as da África (*Daomeyides, Rockelides e Farusiana*) (Abreu *op. cit.*, Costa *et al.* 1996b).

A Tabela (1a - 1b) apresenta as principais datações obtidas nos domínios cratônico e móvel, referentes a região do Gurupi e áreas adjacentes.

Tabela 1a- Domínio Cratônico

UNIDADE	LOCALIZAÇÃO	LITOTIPO	MÉTODO	IDADE (Ma)/REF
Suíte Tromai	Rio Gurupi-Mirim Caxias (MA)	Tonalito	Pb/Pb (zircão)	2.132±18 (1)
		Microtonalito	Pb/Pb (zircão)	1.982±6 (2)
Suíte Tracuateua	Tracuateua (PA)	Granitóides	Rb/Sr	2.070 (3)
	Tracuateua (PA)	Granito	K/Ar (moscovita)	1.933 (3)
	Mirasselas (PA)	Granito	K/Ar (biotita)	1.906±54 (4)
	Mirasselas (PA)	Granito	K/Ar (Moscovita)	2.056±41 (4)
	Mirasselas (PA)	Granito	Rb/Sr (RT)	2.047±140 (5)
Suíte Rosário	Sul de São Luís (MA)	Granitóide	K/Ar (hornblenda)	2.120 (3)
	Axixás (MA)	Ortognaisse	K/Ar (anfíbólio)	2.009±68 (6)
	Sul de São Luís (MA)	Gnaiss	K/Ar (hornblenda)	2.180±80 (7)
	Sul de São Luís (MA)	Granitóide	Rb/Sr	2.008 (3)
	Rosário, Perizes, Pte. Jucelino (MA)	Metatonalito	Pb/Pb (zircão)	2.079±48 (8)
		Metagranodiorito	"	2.139±22 (8)
		Granito	"	2.136±14 (8)
		"	"	2.129±11 (8)
	Bacia do Maranhão (PAF-7- MA)	Gnaiss	"	2.112±32 (8)
			K/Ar (biotita)	504±15 (14)
Grupo Gurupi	Bacia de Bragança (VNst1PA)	Filito	Rb/Sr (RT)	2.054±64 (9)
	Bacia de Bragança (VN-1-PA)	Ardósia	"	1.820 (14)

Tabela 1a- Domínio Cratônico

UNIDADE	LOCALIZAÇÃO	LITOTIPO	MÉTODO	IDADE (Ma)/REF
Granito Ney Peixoto	Irituia (PA)	Granito	Rb/Sr (RT)	544±22 (10)
		"	Rb/Sr (RT)	553 (3)
		"	Rb/Sr (RT)	559 (3)
Suíte Alcalina Boca Nova	Garrafão do Norte (PA)	Gnaiss	Rb/Sr (RT)	723±30 (10)
			K/Ar (biotita)	518±10 (11)
Granito Cantão	Vila Cantão (PA)	Granito	Rb/Sr (RT)	2.051±165 (12)
Grupo Gurupi	Bacia do Maranhão (PM-1-MA)	Filito	Rb/Sr (RT)	520 (14)
	Bacia da Costa do PA e MA (CG-1-MA)	Metaconglomerado	"	1.096±104 (14)
		Matriz de metaconglom	"	580±91 (14)
		Metaconglomerado	"	746±192 (14)
Granitóide Jonasa	Capitão Poço (PA)	Granitóide	Pb/Pb Zircão	2.416±31 (13)

Referências: 1- Sousa (1995); 2- Klein (1998); 3- Hurley *et al.* 1967; 4- Wanderley Filho *apud* Abreu (1990); 5- Wanderley Filho (1980); 6- Brito Neves *apud* Abreu (1990); 7- Almeida *et al.* (1968); 8- Gorayeb *et al.* (1999); 9- Amaral *apud* Abreu (1990); 10- Villas (1982); 11- Jorge João *apud* Villas (1982); 12- C. A. V. Moura (inédito); 13- Oliveira (1997), 14- Cordani *et al.* (1984). RT- rocha total.

6.4- EVOLUÇÃO GEOLÓGICA-GEOCRONOLÓGICA

O quadro evolutivo da região do Gurupi de acordo com a síntese regional é a seguinte:

a) Arqueano

A idéia da existência de uma crosta arqueana sempre foi especulada para região, mas nunca comprovada definitivamente. Alguns dados isolados de 2,4 e 2,3 Ga (Cordani *et al.* 1984, Oliveira 1997) indicam a presença de uma crosta antiga na área do Gurupi. A questão da existência concreta do Complexo Maracaçumé, considerada a unidade mais antiga regional, continua ainda em aberto. Uma das razões é que os litotipos descritos, como fazendo parte do Complexo, apresentam semelhanças composicionais com os da Suíte Tromai, que a ele encontra-se adjacente.

b) Paleoproterozóico

Sem dúvida nenhuma, foi uma era de intensa granitogênese, que levou a formação das suítes Tromai, Rosário e Tracuateua. As suítes Tromai e Rosário foram geradas a partir de várias granitogêneses, entre 2,08-2,13 Ga, possivelmente em um esquema de arcos magmáticos relacionados ao evento Transamazônico/Erbuneano. Num estágio posterior, surgiram as intrusões da Suíte Tracuateua, por volta de 1,9-2,0 Ga e o Granito Cantão.

Essas suítes, estão associadas as supracrustais do Grupo Gurupi, depositadas no Paleoproterozóico, antes das granitogêneses citadas.

c) Mesoproterozóico

A partir desta era, com a cratonização, ocorreu a estabilização crustal e depositaram as coberturas cratônicas, a partir do Mesoproterozóico, relacionadas aos sedimentos das formações Igarapé de Areia e Viseu. No final do Mesoproterozóico, o cráton sofreu uma tentativa abortada de fragmentação, durante a qual se instalou a Alcalina Boca Nova, que possibilitou a formação de pequenas bacias (Formação Piriá).

d) Neoproterozóico/Eo-Paleozóico

O Neoproterozóico tornou-se o palco do Evento Termo-tectônico Brasileiro/Pan-africano. Nesta era, durante um regime tectônico compressivo, as massas do Cráton São Luís dirigiram-se de SW para NE, formando frentes de empurrão, que colocaram lado a lado corpos geológicos de níveis crustais diferentes e retrabalharam os metamorfitos do Grupo Gurupi (520-580 Ma/ idade Rb/Sr) e a Alcalina Boca Nova (518 Ma/idade K/Ar). A granitogênese brasileira encontra-se representada pelo Granito Ney Peixoto (544 Ma), e outros corpos como Jonasa, Ourém, Japiim e talvez o Maria Suprema.

Este quadro tectônico evoluiu para a composição de uma transcorrência sinistral NW-SE.

O final desta evolução tem como representante a Sequência Camiranga, formada nos últimos estágios colisionais.

7- ASPECTOS GERAIS DO CRÁTON OESTE-AFRICANO

7.1- INTRODUÇÃO

O entendimento do contexto geodinâmico do Cráton Oeste-Africano se faz necessário para se compreender melhor a evolução do Cráton São Luís, considerado um pequeno fragmento daquela entidade geotectônica africana, que na América do Sul restou quando da deriva continental Meso-Cenozóica.

Neste capítulo, então, de forma sintetizada, se apresenta a descrição das grandes unidades geotectônicas do Cráton Oeste-Africano, bem como a natureza dos eventos responsáveis pela constituição dessas unidades, as idades dos principais eventos e os processos geológicos envolvidos. De forma breve, descrevem-se também os modelos geotectônicos principais apresentados atualmente na literatura científica, pertinentes àquela área.

7.2- CONFIGURAÇÃO GERAL DO CRÁTON OESTE-AFRICANO (C. O. A.)

O Cráton Oeste-Africano (Fig. 7) tem um extensão norte-sul e leste-oeste de 3.000km e 1.500km, respectivamente. Encontra-se circundado por cinturões de idades pan-africana e herciniana. Fazendo parte deste segmento ocidental, encontram-se as faixas pan-africanas *Bassarides* e *Rockelides*.

No lado oriental do cráton estão as demais faixas de idades pan-africanas: *Anti-Atlas*, *Ougarta*, *Farusiana* e *Dahomeyides* (Villeneuve & Cornée 1994), que integram o denominado Cinturão de Dobramento Trans-Sahara (Trompette 1994; Unrug 1996). Estas duas primeiras faixas não serão abordadas.

O cráton divide-se em dois blocos: ao norte do cráton situa-se o Bloco de *Reguibat*, que não será discutido, e ao sul o Bloco *Man-Léo*, cuja a extensão prolonga-se até o Brasil, compreendendo o Cráton São Luís. Nas proximidades de Mali, Mauritânia e Senegal ocorrem janelas erosivas, onde expõe-se o embasamento, denominadas de *Kenieba* e *Kayes*. Estes blocos estão cobertos, em grande parte, por rochas sedimentares de bacias com idades que se estendem do final do Mesopreterozóico ao Paleozóico. Ao norte do Bloco de *Reguibat* estão depositados os sedimentos da Bacia *Tindouf*. A Bacia de *Taoudeni* separa os

dois blocos citados acima, e a sudeste do Bloco *Man-Léo* acha-se exposto a seqüência sedimentar da Bacia do *Volta*.

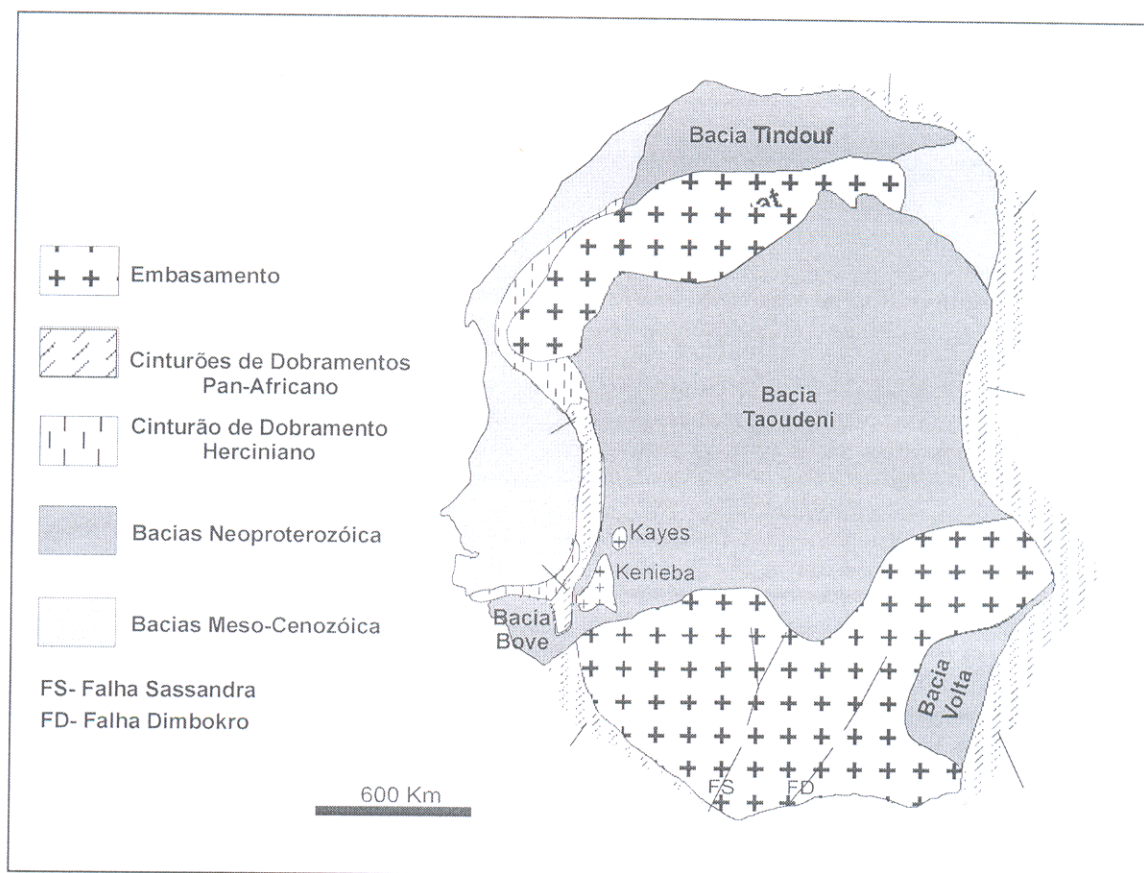


Figura 7- Mapa esquemático do Cráton Oeste Africano (Trompette 1994). Na porção ocidental, as faixas *Rockelides*, *Bassarides* e *Mauritanides*.

7.2.1- Bloco *Man-Léo*

Crono-estratigraficamente o bloco *Man-Léo* foi dividido em três grandes unidades (Fig. 8): Liberiana, Birrimiana e Tarkwaiana (Trompette 1994).

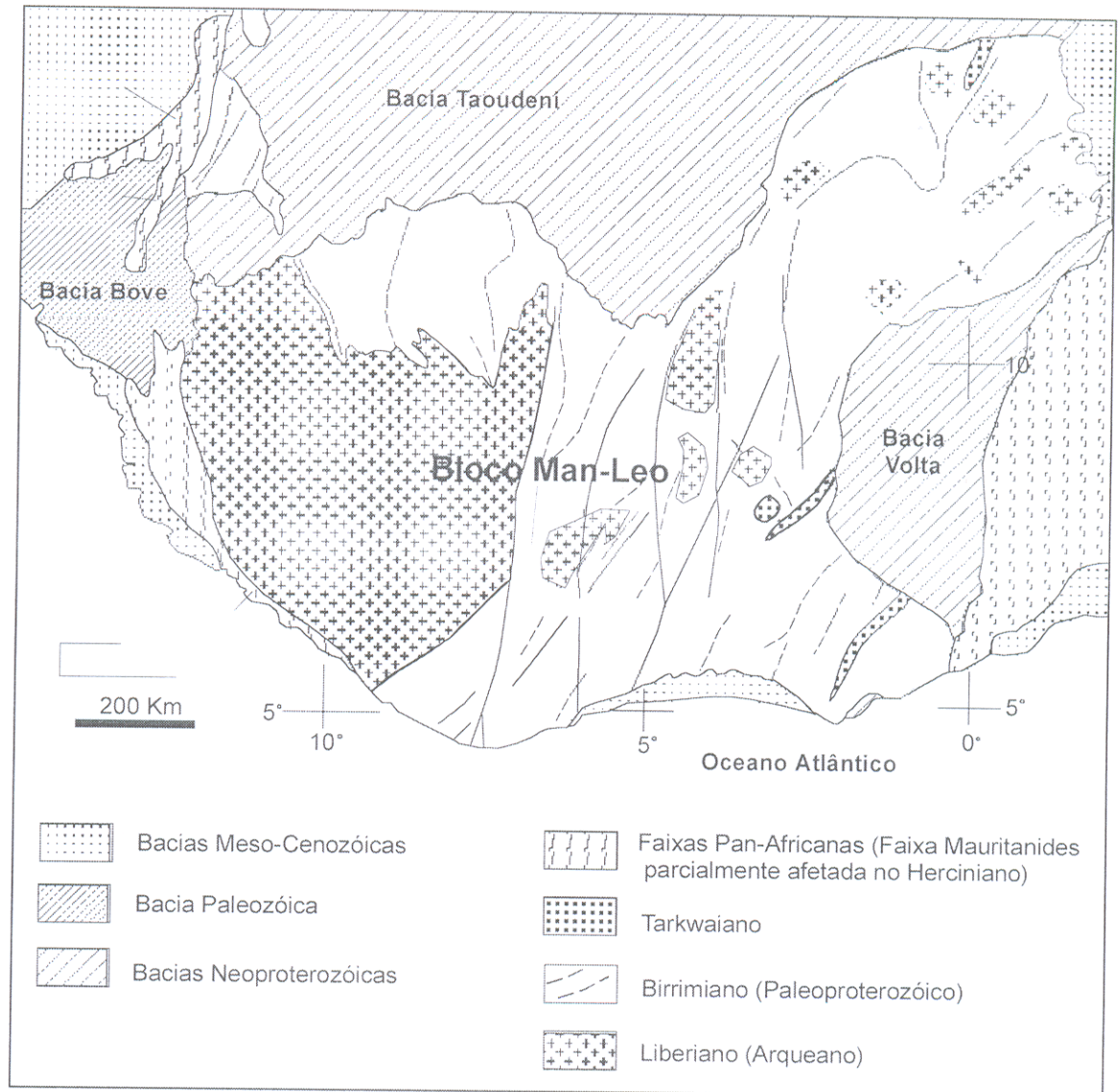


Figura 8- Mapa esquemático do Bloco Man-Léo, com as suas sub-divisões, segundo Trompette (1994)

a) **Unidade Liberiana:** encontra-se bem caracterizada na porção sudoeste do bloco, na região da Libéria, sendo também conhecida como *Domínio Kenema-Man*. Os seus litotipos são granito-gnaisses, granulitos, lentes de paragnaisses associados com xistos e anfibolitos, metamorfisados em condições de fácies anfibolito e granulito. As idades que se encontram com mais frequência estão entre 2.800-2.700 Ma. Em Serra Leoa, as datações do metamorfismo indicam idades de 2.200, 2.800 e 3.000 Ma, sendo a primeira representativa de atuação do Evento Eburneano.

Na Costa do Marfim são encontrados quartzitos ferruginosos, piroxenitos, anfíbólio-piroxenitos, anfibolitos, leptinitos, migmatitos, charnockitos e gnaisses dioríticos, intrudidos por granitos. Nesta região, foram encontrados idades de 3.000-3.200 Ma (Kouamelan *et al.* 1997).

b) **Unidade Birrimiana:** Esta unidade concentra-se nas áreas centrais e a leste do Bloco *Man-Léo*, nas regiões de Gana, Costa do Marfim, Senegal, Mali e Burkina Faso. Acredita-se que o contato entre os Terrenos Birrimianos e a Unidade Liberiana, a oeste, seja tectônico, e esteja relacionado à Zona de Cisalhamento *Sassandra* (Fig. 7).

Os Terrenos Birrimianos são caracterizados por rochas de origens vulcânica e detrítica, metamorfisadas, predominantemente em condições de fácies xisto-verde, entre 2.175-2.100 Ma (Papon *apud* Trompette 1994). Consistem de ardósia, xistos, quartzitos, metagrauvacas, metatufos, metabasaltos e metandesitos. Os sedimentos birrimianos derivaram-se, principalmente, dos cinturões vulcânicos adjacentes as bacias (Taylor *et al.* 1992, Davis *et al.* 1994).

Dentro da Unidade Birrimiana estariam terrenos de idade Liberiana, consistindo de rochas de alto grau metamórfico (Hirdes *et al.* 1996, Vidal & Alric 1994). Estas, teriam sido afetadas por um evento entre 2.400-2.150 Ma. Essas rochas foram denominadas de "Dabakaliano". Vidal & Alric (*op. cit.*) propuseram alternativamente que este embasamento teria dado origem aos detritos da base Birrimiana da bacia *Hauté-Comoé*.

Segundo Feybesse & Milési (1994), a lito-estratigrafia dos Terrenos Birrimianos comporta duas seqüência: B1- na base, predominantemente sedimentar com basaltos toleíticos, localmente preservados, e intercalações de depósitos vulcano-sedimentares, de composições toleíticas e carbonatos; B2- no topo, seqüência essencialmente vulcânica, composta por rochas básicas ou toleíticas bimodais e rochas vulcânicas tardias, de composições cálcio-alcalinas, associadas com rochas sedimentares de origem flúvio-deltáicas, posicionadas, localmente, próximo ao topo da seqüência.

Nos Terrenos Birrimiano são encontrados dois tipos principais de granitóides intrusivos, caracterizados como:

a) Tipo "*Cape Coast*" ou "*Basin*": intrusões colocadas entre 2.116-2.073 Ma, e que, geralmente, edificam grandes batólitos de formas alongadas. Constituem-se de granitos à

duas micas, leucogranitos, monzogranitos e granodioritos, de composições cálcio-alcálica. São predominantemente potássicos e aluminosos, e são intrusivos nas bacias sedimentares-vulcanoclásticas, em colocações tardi-cinemáticas, tendo geralmente suas bordas foliadas;

b) Tipo "*Dixcove*" ou "*Belt*": intrusões acontecidas entre 2.179-2.126 Ma, e que geraram granitos contendo biotita ou biotita e hornblenda, associados com granodioritos, dioritos, quartzo-dioritos, tonalitos e trondhjemitos, de composições cálcio-alcálicas, mas menos potássico e mais sódico em relação aos do Tipo "*Cape Coast*" (Liegeois *et al.* 1991, Hirdes *et al.* 1992, Trompette 1994, Davis *et al.* 1994, Hirdes *et al.* 1996, Doumbia *et al.* 1998).

Os granitóides "*Cape Coast*" e "*Dixcove*" possuem grandes afinidades mantélicas, sendo que poucos como os "*Cape Coast*", intrusivos nas bacias, tem valores de razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ que indicam retrabalhamento de crosta arqueana (Boher *et al.* 1992, Trompette *op. cit.*, Doumbia *op. cit.*).

Nos Terrenos Birrimianos, segundo Feybesse & Milési (*op. cit.*), podem ser identificados três grandes eventos deformacionais a saber: 1) D1- primeiro evento deformacional que afetou apenas as rochas da seqüência B1, no intervalo de 2.150 a 2.090-2.085 Ma, o qual gerou uma foliação S1 de transposição de contatos litológicos, lineação de estiramento mineral de direções variadas, dobras isoclinais e superfícies de cavalgamentos; 2) D2- segundo evento de deformação que afetou B1 e B2, a partir de aproximadamente 2.090 Ma, o qual deu lugar a dobramentos e falhas transcorrentes sinistrais, de direções N-S e NW-SE; e D3- terceiro evento deformacional, do qual resultaram falhamentos transcorrentes NE-SW e dobramentos associados.

Para Tempier *et al. apud* Trompette (*op. cit.*), três eventos de granitogêneses são bem estabelecidos nos Terrenos Birrimianos: os dois primeiros compreendem magmatismos cálcio-alcálicos, que deram lugar a ocorrência, principalmente, de tonalitos, trondhjemitos e monzonitos, com enclaves máficos, gerados a partir de fusão da crosta inferior, induzindo a ascensão de magmas mantélicos. A última granitogênese gerou rochas intrusivas intracratônicas, de natureza alcalina a hiperalcalina, com idades entre 1.800 a 1.500 Ma, que constituiriam os sienitos e os granitos associados às zonas de cisalhamento.

A partir de vários dados geocronológicos, são identificados nos Terrenos Birrimianos os efeitos da atuação de dois principais eventos termo-tectônicos: o Burkiniano, que teve lugar entre 2.400 a 2.150 Ma aproximadamente (Hirdes *et al.* 1996, Vidal & Alric 1994),

envolvendo o embasamento Liberiano (Dabakaliano) e o Erbuneano entre 2.150-1950 Ma (Trompette 1994).

a.1) Os principais modelos geotectônicos sobre a origem da Unidade Birrimiana

Vários modelos foram formulados para entender a origem e evolução das rochas birrimianas. Dentre eles, destacam-se os seguintes modelos:

- Àqueles que advogam serem as rochas geradas em arcos de ilha imaturos (Liégeois *et al.* 1991), sendo assim, os Terrenos Birrimianos, derivados da edificação de arcos vulcânicos, de composição, geralmente andesítica, por volta de 2.098 Ma. A erosão que ocorreria tão logo esse corpos fossem formados, gerariam clastos imaturos que se depositaram sobre um embasamento desconhecido. Subseqüentemente, processos plutônicos, relacionados de algum modo com a deformação regional, de provável regime tangencial, geraram granitóides pré ou sin-tectônicos (2.091-2.073 Ma). Por último, reativações de zonas de cisalhamento se estabeleceram ao redor de 1.982 Ma.

- Àqueles em os Terrenos Birrimianos seriam resultado de acreção em platôs oceânicos (Boher *et al.* 1992) (Fig. 9). Este modelo sugere a evolução a partir de um ambiente oceânico, longe de um continente Arqueano. Segundo os autores, os estágios iniciais, desta evolução, estiveram relacionados ao funcionamento de plumas mantélicas, que deram origem aos platôs oceânicos, posteriormente cobertos por sedimentos abissais. A crosta oceânica, ambiente de formação dos platôs, foi subductada, gerando magmatismo cálcio-alcálico. Em seguida, teria havido a colisão com o Bloco Man-Léo, surgindo a partir daí os granitóides. Os sedimentos vulcanoclásticos teriam sido depositados em bacias controladas por falhas transcorrentes.

A evolução crustal ocorreu em um curto período de tempo entre 2,12-2,07 Ga. Com base em dados isotópicos, é possível assegurar que houve a participação expressiva de material juvenil e o retrabalhamento de uma parcela ínfima de rochas de idade arqueana.

- Para Davis *et al.* (1994), a formação das bacias sedimentares birrimianas, possivelmente foi produto de acreção de arcos e platôs oceânicos, que atualmente representam cinturões vulcânicos alóctones, semelhante a evolução crustal, que teve lugar quando da Orogenia Kenorânica, da Província Superior.

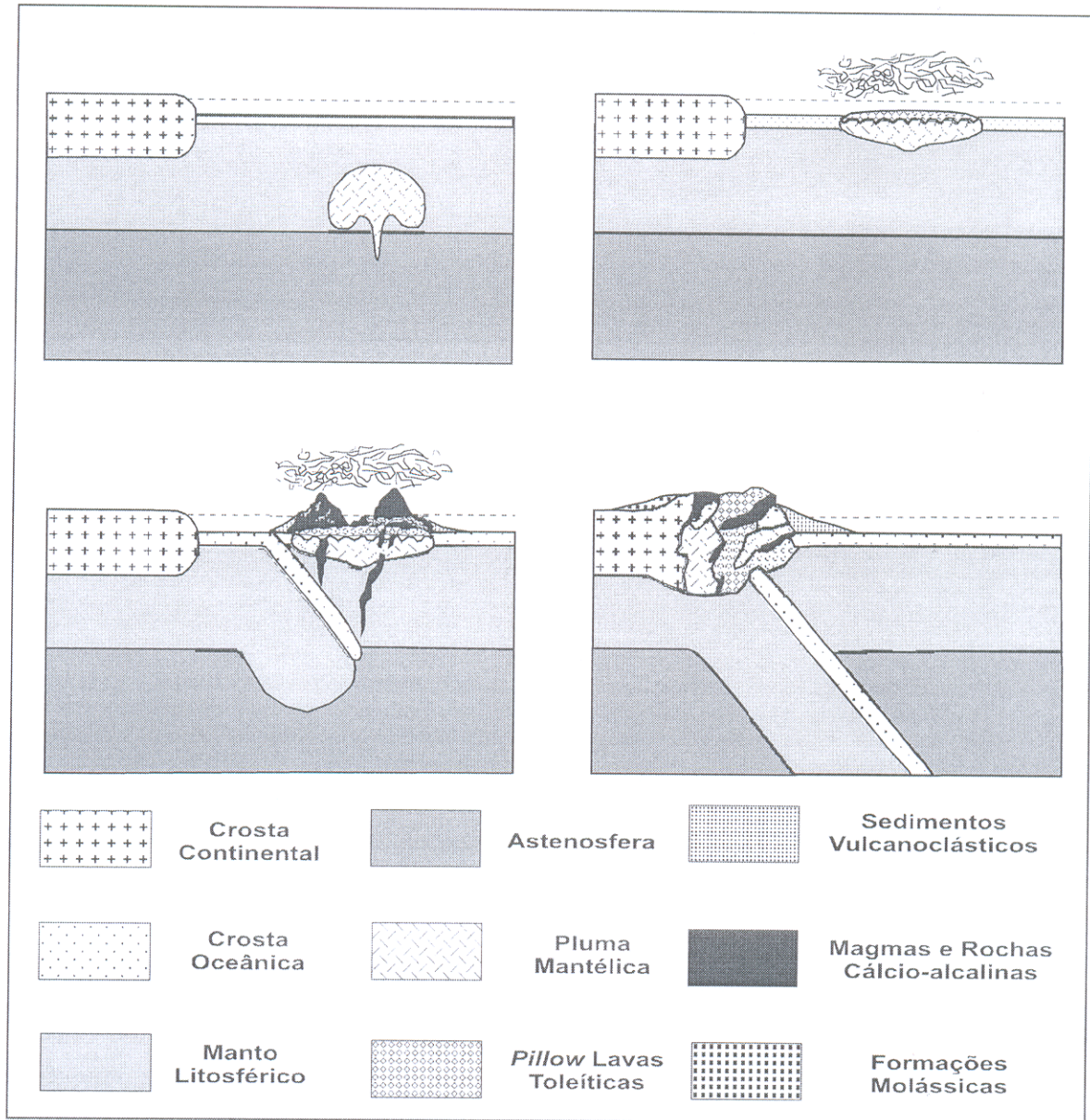


Figura 9- Modelo evolutivo dos Terrenos Birrimianos, segundo Boher et al. (1992).

- Para Vidal & Alric (1994), a evolução dos Terrenos Birrimianos está relacionado ao desenvolvimento de várias bacias retro-arcos. O modelo admite que os principais lineamentos N-S dos Terrenos Birrimianos (Fig. 10), tiveram a evolução semelhante ao do

Lineamento Wango-Fitine, a qual é a principal zona de cisalhamento da região de *Hauté-Comoé*.

A evolução da região *Hauté-Comoé*, segundo esses autores, se deu da seguinte forma (Fig. 11):

a) ≈ 2.200 Ma- a partir da implantação de um regime transtensional, com alongamento na direção NW-SE, instalou-se, possivelmente, uma zona de cisalhamento dextral, de direção 130° Az. Ocorreram, então, rifteamentos intracontinentais, associadas a vulcanismo, além de terem surgido as primeiras intrusões granodioríticas. Foi gerada também uma clivagem S1 e aconteceu o total preenchimento da bacia por sedimentos;

b) ≈ 2.075 Ma- inversão da bacia em regime compressivo, na direção NW-SE, gerando dobras (clivagem S2 na direção NE) e, induzindo a instalação de zonas de cisalhamento N-S (sinistral) e $N70^\circ W$ (dextral), às quais associou-se uma clivagem S3;

c) A evolução é finalizada por uma deformação tardi ou pós-erburneana, em regime compressivo NNE-SSW (25° Az), gerando uma clivagem S4, na direção 120° Az.

Segundo Vidal & Alric (1994), os Terrenos Birrimianos seriam o resultado de uma evolução entre 2.200 a 1.900 Ma, a qual é sintetizada conforme mostrado na Figura 11.

a) Instalação de zonas de cisalhamento intracontinentais, no chamando embasamento "Dabakaliano", gerando sedimentação e vulcanismo, controlados por riftes continentais, interpretados como sendo bacias retro-arcos;

b) Na extremidade NW, instalou-se uma zona de subducção (zona de cavalgamento), que gerou, em toda a área birrimiana, magmas cálcio-alcalinos (granodioritos). As sucessivas intrusões graníticas (S1 e S2) consumiram quase todo o embasamento "Dabakaliano", que na região de *Hauté-Comoé* não é encontrado;

c) Finalmente, as várias bacias retro-arcos colidiram obliquamente (S3), ocasionando nos últimos estágios, transcorrências (N-S), gerando magmas toleíticos.

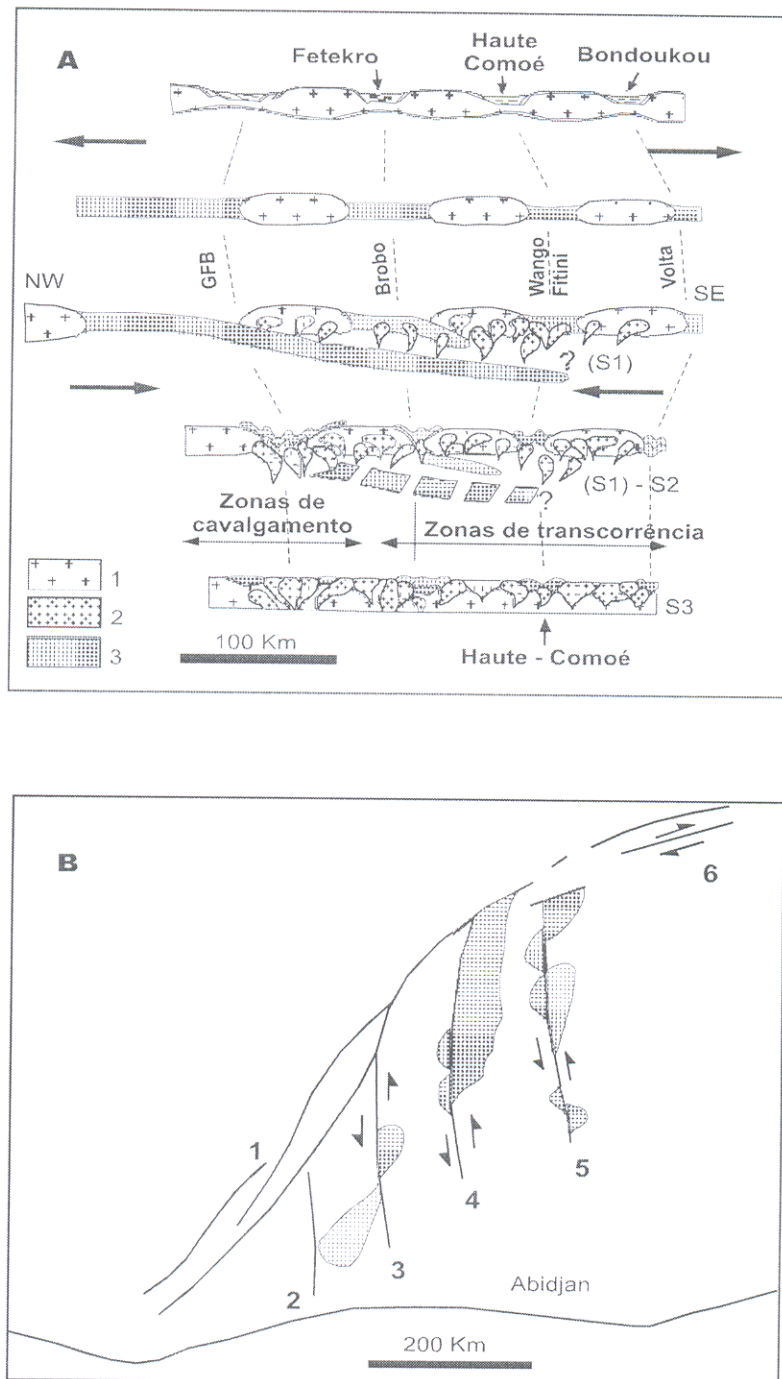


Figura 10- A) Representação da evolução geológica dos Terrenos Birrimianos. 1) Crosta burkiniana, 2) Rochas graníticas eburneas, 3) Rochas vulcânicas; b) 1-Linha hipotética da sutura eburneana, 2)- Falha transcorrente de Gagnoa, 3- Falha transcorrente de Brobo, 4- Falha transcorrente de Wango-Fitini, 5- Falha transcorrente de Volta e 6- Falha transcorrente de Perkoa (Vidal & Alric 1994).

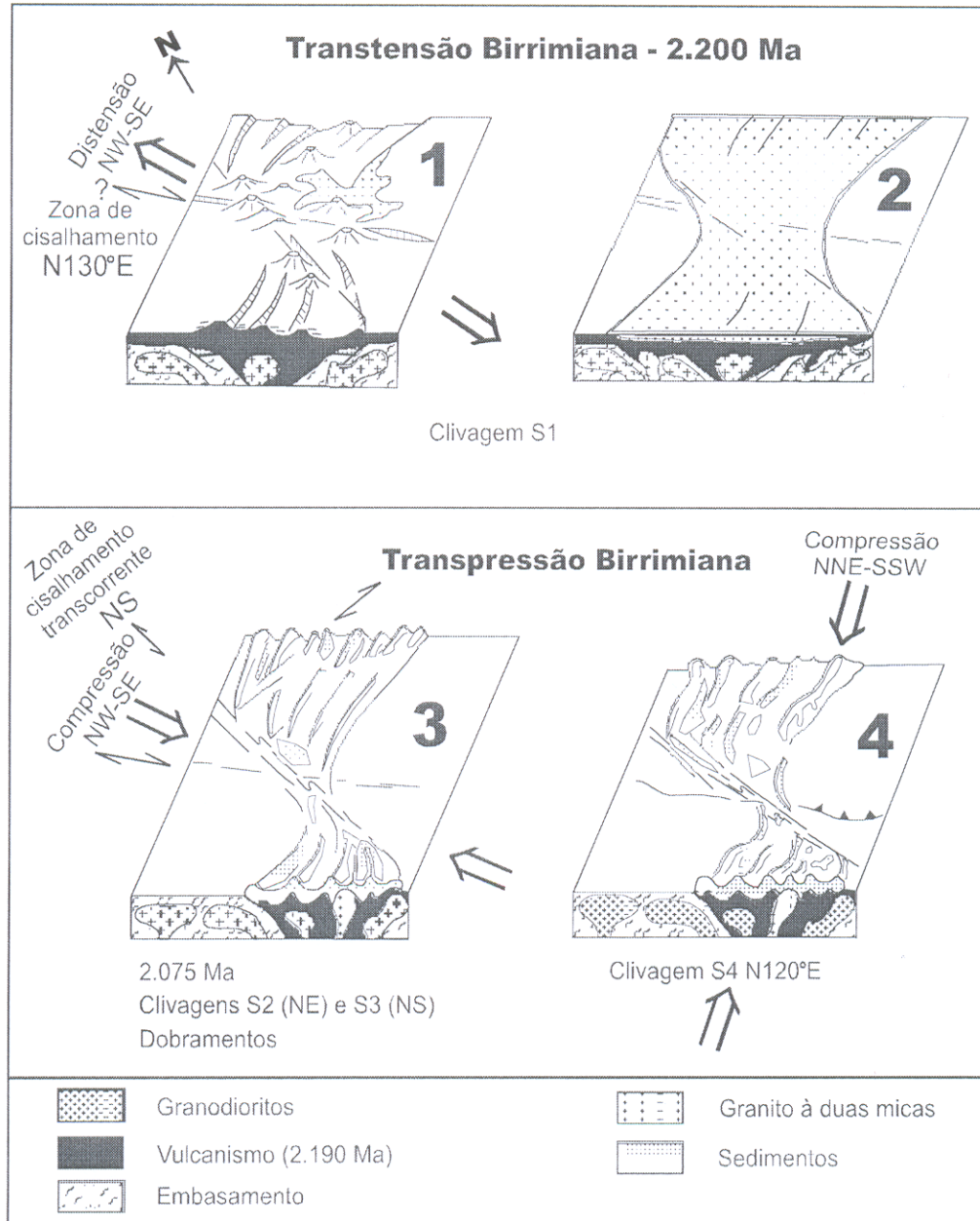


Figura 11- Blocos esquemáticos da evolução da região de Haute-Comoé. 1) Transtensão, 2) Fim do evento extensional, 3) Compressão, 4) Compressão tardi eburneana ou pós-eburneana (Vidal & Alric 1994).

c) **Unidade Tarkwaiana:** são coberturas sedimentares que ocorrem em Gana, Costa do Marfim e Burkina Faso.

Os litotipos presentes são, do topo para base: quartzitos de granulação fina, contendo feldspatos, com acamamento marcado por níveis de magnetita, estratificação cruzada, camadas e lentes de xistos. Estes xistos são cloríticos ou sericíticos, tornando-se mais clásticos em direção ao topo. Contêm pórfiros de carbonato, magnetita, hematita e cloritóides. A parte inferior consiste de quartzitos, brechas, diamictitos e conglomerados com ouro, arenitos feldspáticos e *cherts* com matriz areno-argilosa. Todo o pacote, com espessuras que variam entre 2.500 e 6.700 m, é considerado como sendo um depósito continental (Trompette 1994).

Os conglomerados e quartzitos são interpretados como fácies de ambiente fluvial, os diamictitos produzidos por fluxo gravitacional, e os de fácies argilosas formados em ambiente lacustre.

A deposição, dessa seqüência, se deu em grábens alongados, paralelos às estruturas eburneanas.

Os litotipos, nas partes mais basais, estão associados a rochas máficas e ácidas hipoabissais, e o metamorfismo varia de anquimetamorfismo a xisto-verde (Trompette *op. cit.*).

Trata-se de uma seqüência sedimentar flúvio-deltáica depositada e dobrada nos estágios finais da Orogenia Eburneana ao redor de 2,0 Ga (Ledru *et al.* 1994, Trompette *op. cit.*).

7.2.2- Faixas Marginais do Cráton Oeste Africano

As faixas tectônicas que contornam o Cráton Oeste Africano tiveram a sua evolução relacionada, principalmente, ao Evento Pan-africano, correspondente na América do Sul ao Evento Brasileiro.

A atuação do Pan-africano/Brasiliano abrangeu todo o Neoproterozóico e cessou quando as áreas africanas e sul-americanas uniram-se para formar parte do supercontinente gondwânico, entre os períodos Cambriano e Ordoviciano (Brito Neves & Cordani 1991).

O registro do Pan-africano indica uma história evolutiva com o desenvolvimento de vários episódios tectônicos, sedimentológicos e magmáticos, que refletem uma semelhança estreita à evolução geológica moderna.

7.2.2.1- Faixas Marginais do Lado Ocidental do Cráton Oeste Africano

Compreendem três faixas de dobramento (Fig. 7) (Villeneuve & Dallmeyer 1987): *Bassarides*, com idades ao redor de 660 Ma; *Rockelides*, instalada há cerca de 550Ma; e *Mauritanides*, com rochas de idade pan-africana, mas retrabalhadas pela orogenia herciniana (Trompette 1994).

Serão descritas apenas as faixas *Bassarides* e *Rockelides*, principalmente pelo fato desta última ser considerada no Brasil uma continuidade do Cinturão de Cisalhamento Gurupi (Trompette *op. cit.*).

O embasamentos dessas faixas consiste de rochas migmatíticas, associadas a rochas gnáissicas de composições graníticas, anfibolitos, xisto e granulitos. Sobrepostas, estão rochas vulcânicas e sedimentares, metamorfisadas em condições de fácies xisto verde, atingindo fácies anfibolito.

A seqüência lito-estratigráfica segue com uma sedimentação de clastos finos, do tipo *flyschóides*, de fácies glaciais, dobrados e metamorfisados, e depósitos molássicos.

No topo, estão rochas vulcânicas, de composição cálcio-alcálica, seguidas por diamictitos, associados com ritmitos e turbiditos, interpretados como de ambiente flúvio-glacial, correlacionados ao Neoproterozóico do Bacia *Tauodeni*.

Villeneuve & Cornée (1994) resumiram a evolução geodinâmica do Cinturão de Dobramento Pan-africano da porção oeste do cráton da seguinte maneira:

- 1) Processo de rifteamento na região do *Bassarides* e a formação de um pequeno oceano, antes de 700 Ma;
- 2) Processo de subducção, com mergulho da "crosta" em direção oeste, produzindo magmatismo cálcio-alcálico, entre 680-660 Ma;
- 3) Colisão entre o Cráton Oeste Africano e o Bloco *Senegalese* a 660 Ma aproximadamente, durante o Evento Tectônico Pan-africano I, registrado na Faixa *Bassarides* (Villeneuve & Dallmeyer *op. cit.*), e a deposição de molassas e sedimentos glaciais, entre 660-640 Ma;

4) Segundo processo de rifteamento intracratônico, e a deposição de sedimentos glaciais e do tipo *flychóides*, antes de 550 Ma;

5) Evento tectônico intracratônico, que gerou uma "sutura" na margem sudoeste do Cráton Oeste Africano, devido a um choque continente-continente (Bloco da Guiana e Cráton Oeste Africano), representando o Evento Tectônico Pan-africano II, ao redor de 550 Ma, presente na Faixa *Rockelides* (Villeneuve & Dallmeyer 1987), seguindo-se a deposição de molassas;

6) Deposição das coberturas sedimentares paleozóicas em toda a região.

7.2.2.2- Faixas Marginais do Lado Oriental do Cráton Oeste Africano (Cinturão de Dobramento Trans-Sahara)

As faixas desta porção são individualizadas em quatro segmentos, de norte ao sul (Fig. 7): *Anti-Atlas*, *Ougarta*, *Farusiana* e *Dahomeyides* (Villeneuve & Cornée 1994). Serão destacadas as faixas *Farusiana* e *Dahomeyides*, por apresentarem continuidade para sul, expressa na região noroeste do Estado do Ceará.

7.2.2.2.1- Faixa Farusiana

A Faixa Farusiana (Fig. 12) faz parte de um contexto geotectônico que envolve a borda oriental do Cráton Oeste Africano e o denominado Escudo de *Touareg*. Este último segmento crustal tem uma história evolutiva bastante complexa e está compartimentado, segundo Black (1980) e Caby *et al.* (1981) em:

Domínio Policíclico do *Hoggar Central-Aïr*- consiste de rochas arqueanas e do paleoproterozóico, intrudidas por granitóides de idades pan-africanas;

Domínio *Hoggar Oriental-Ténéré*- constituído de uma seqüência vulcano-sedimentar, do final do Neoproterozóico e de rochas pré pan-africanas.

Essa faixa, na sua porção oeste, teve uma evolução geodinâmica que pode ser sintetizada da seguinte forma (Black *op. cit.*, Caby *et al. op. cit.* e Villeneuve & Cornée *op. cit.*):

a) 1.100-680 Ma: deposição de sedimentos terrígenos (Grupo *Atar el Hank*) e de calcários, contendo estromatólitos (Série Estromátolitos), sobre a Plataforma *Tassendjanet*. Período de extensa sedimentação cratônica;

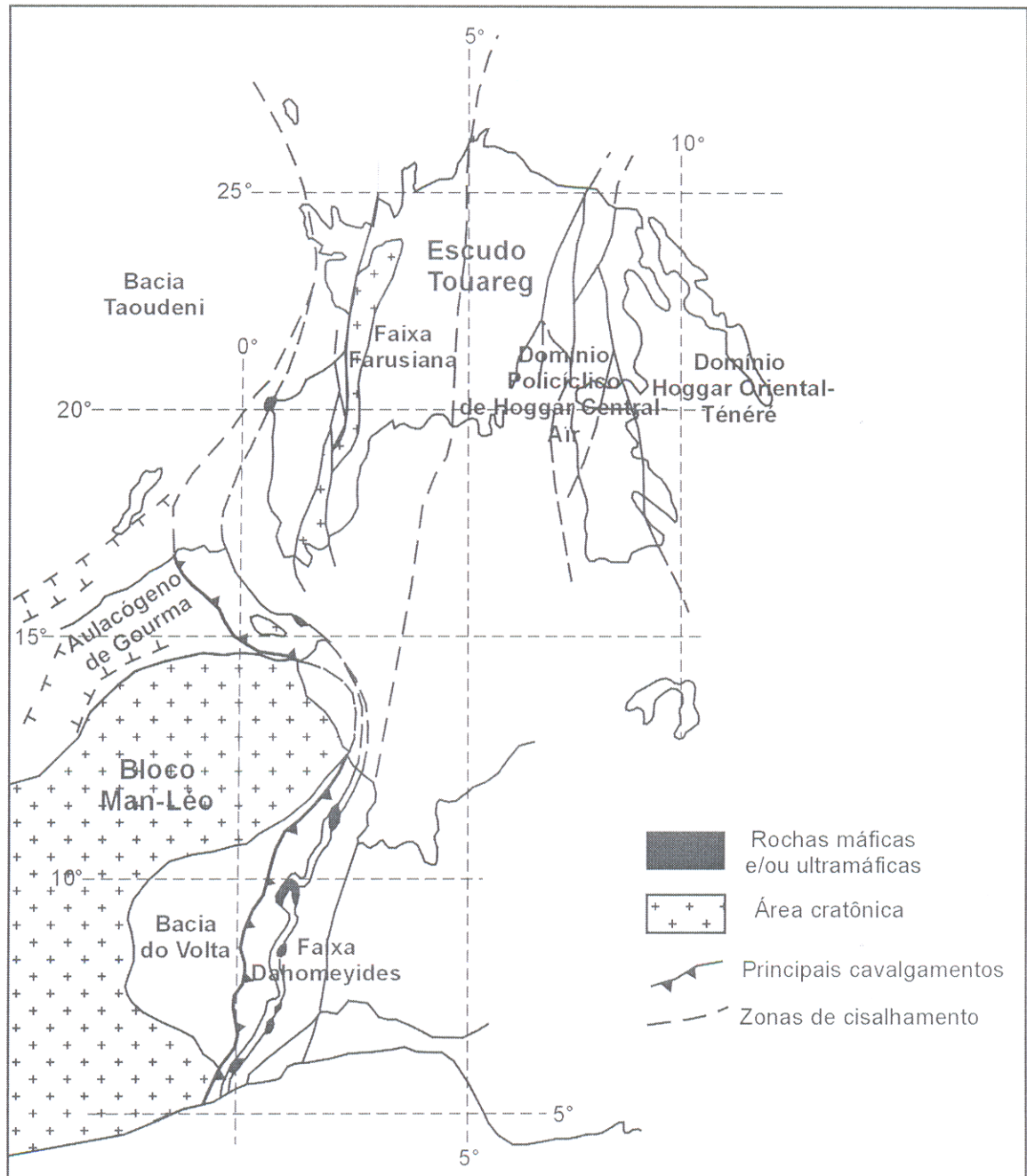


Figura 12- Mapa esquemático da localização das faixas Farusiana ao norte, *Dahomeyides* ao sul e no centro o aulacógeno de *Gourma* (Trompette 1994).

b) 800 Ma aproximadamente: surgimento de uma crosta oceânica (Oceano Farusiano, Unrug 1996), em uma bacia retro-arco (Liégeois *et al.* 1994), a partir do rifteamento da margem leste do Cráton Oeste Africano, manifestada pela ocorrência de enxame de diques alcalinos e peralcalinos, traquitos, fonolitos, associados a rochas plutônicas, intrusões de rochas máficas e ultramáficas, reconhecidas como ofiolitos, levando ao desenvolvimento de uma margem continental passiva;

c) 730-620 Ma: instalação de uma margem ativa (ambiente de subducção), na parte oeste do Escudo *Touareg*, com mergulho da crosta para leste, e a formação de um orógeno acrecionário (arco de ilha *Telemsi*), com intrusões de composição cálcio-alcalina, sequência andesítica típica de margem continental ativa, de vulcanismo do tipo Cordilheriano, deposição de sedimentos como grauvas e *flyches* associados, da chamada Série Verde;

d) 620-600 Ma: colisão oblíqua entre o Cráton Oeste Africano e o arco de ilha *Telemsi*, tendo como consequência a deformação das bacias sedimentares de *foreland*.

e) 600-500 Ma: deposição de molassas, incluindo sedimentos glaciais associados a vulcânicas félsicas e intrusões graníticas, da *Série Pourprée*, nas bacias intracratônicas com *trend* N-S.

7.2.2.2.2- Faixa *Dahomeyides*

Segmento crustal encontrado no extremo sul do Cinturão de Dobramento Trans-Sahara (Fig. 12). Seu modelo de evolução tectônica assemelha-se ao da Faixa Farusiana. A Faixa *Dahomeyides* representa um amalgama de *nappes*, relacionado à convergência de terrenos exóticos (Attoh *et al.* 1997), fazendo parte, provavelmente do Escudo *Touareg*. Athoh *et al.* (*op. cit.*) dividiram a faixa em três zonas tectônicas (Fig. 13):

a) *Nappes* externas (*foreland*)- compreende as unidades de *Buem* que consistem de arcóseos, folhelhos e argilitos intercalados com *chert* e calcários, e rochas vulcânicas alcalinas; *Kande*- composta por xistos cloríticos que compreendem as *nappes* filoníticas; *Atacora*- constituída por quartzitos e quartzo-xistos, imbricados e cavalgados pelos gnaisses eburneanos (Gnaisses *Kara*);

b) *Nappes* da zona de sutura- compreendem os gnaisses de *Kabye* e *Shai Hills*, respectivamente, no Togo e Gana. Consistem de rochas máficas e ultramáficas

metamorfisadas em condições de fácies granulito e retrometamorfisadas para fácies anfibolito, com efeitos de vários estágios deformacionais impressos;

c) Terreno alóctone da Planície de *Accra*- são os terrenos a leste da zona de sutura, compostos por biotita-gnaisses migmatíticos, intrudidos por granitóides sin-cinemáticos e aplitos, e os chamados gnaisses de *Dzodze*, constituídos por granadas ameboidais e camadas ricas em hornblenda.

A evolução geodinâmica a seguir foi sumarizada por Villeneuve & Cornée (1994):

a) 1.100-700 Ma: estabelecimento de um domínio oceânico;

b) Após 700 Ma: surgimento de um regime convergente (instalação de zona de subducção), com mergulho para leste;

c) 600 Ma aproximadamente: colisão com o Cráton Oeste Africano e a sedimentação molássica, principalmente na Bacia *Tamale*. As idades dos eventos de cavalgamentos, predominantemente decrescem de W para E (Attoh *et al.* 1997).

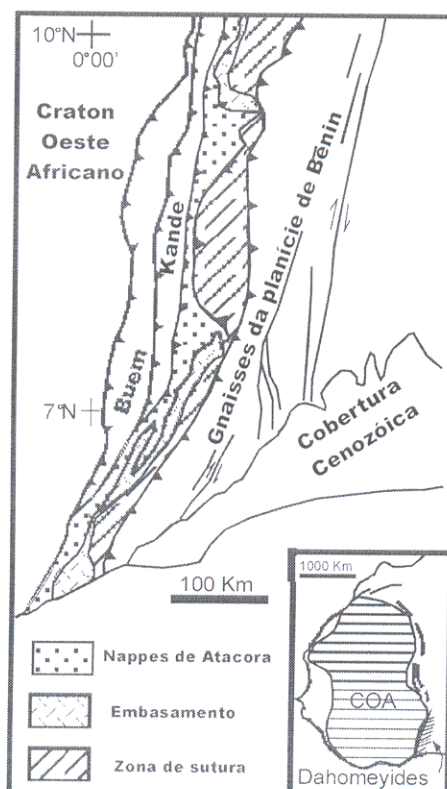


Figura 13- Principais zonas tectônicas da Faixa Dahomeyides: *nappes* externas, *nappes* da zona de sutura, terreno alóctone da planície de *Accra*. (Attoh *et al.* 1997).

7.2.3- Coberturas do Cráton Oeste Africano

São coberturas sedimentares depositadas entre o Neoproterozóico e o Paleozóico Inferior, em quatro bacias distintas: *Tindouf*, *Taoudeni*, *Volta* e *Gourma* (Figs. 7 e 12). Dentre elas, destacam-se as bacias de *Toudeni* e *Volta* que se situam na parte sul do Cráton Oeste Africano. A Sequência *Guelb el Hadid* (Clauer *et al.* 1982) representa uma deposição do Mesoproterozóico.

7.2.3.1- Bacia *Taoudeni*

Geograficamente, posiciona-se entre os dois blocos, *Reguibat* e *Man-Léo* (Fig. 7). O empilhamento em grandes unidades lito-estratigráficas, da base para o topo, segundo a concepção de Trompette (1994), pode ser assim sumarizada:

- a) **Supergrupo 1:** composto, principalmente, por materiais argilosos e arenosos. Apresenta níveis alternados de carbonatos, dolomitos com estromatólitos, siltitos, arenitos finos e médios.
- b) **Supergrupo 2-** compreende litotipos como tilitos, calcários dolomíticos com barita e camada de *cherts*, folhelhos, arenitos, às vezes com lentes de carbonato vermelho e "escólitos". A individualização dos dois supergrupos ocorre a partir de uma discordância angular.

7.2.3.2- Bacia do *Volta*

Refere-se a uma bacia de *foreland*, situada a sudeste do Cráton Oeste Africano. A bacia compreende dois principais conjuntos estratigráficos (Affaton *apud* Villeneuve & Cornée 1994):

- a) **Porção Inferior-** constituída por arenitos, folhelhos e tilitos fosfáticos representantes de um ambiente de margem passiva, depositados entre 1.000-600 Ma;
- b) **Porção Superior-** compreende os folhelhos, arenitos, conglomerados com níveis de tilitos, que podem representar um depósito molássico.

7.3- SÍNTESE EVOLUTIVA DO CRÁTON OESTE AFRICANO

De forma sintetizada podem ser assinaladas os seguintes marcos, na história evolutiva dessa importante unidade geotectônica.

a) As unidades mais antigas, no contexto do Cráton Oeste Africano, estão nos blocos de *Reguibat* e *Man-Léo* nas suas porções ocidentais. Representam rochas de idade arqueana, que foram deformadas e metamorfasadas, tanto no Arqueano (3 a 2,5 Ga) como no Paleoproterozóico (2,0 Ga), em condições de fácies anfibolito e granulito, sendo que algumas foram retrometamorfisadas para fácies xisto-verde. O último evento, refere-se ao retrabalhamento Eburneano;

b) Entre 2.200-2.000 Ma houve um período importante de acreção crustal (Evento Eburneano). Neste período surgiram os Terrenos Birrimianos, representados por rochas vulcânicas e sedimentares. As primeiras seqüências vulcânicas birrimianas teriam contribuído para o aparecimento das bacias sedimentares presentes nesse segmento crustal. Posteriormente, essas rochas foram deformadas e metamorfasadas em condições de fácies xisto-verde. Ainda neste intervalo de tempo, ocorreu o maior período de granitogênese, predominantemente cálcio-alcálica. Essa acreção crustal configura o aporte de materiais de origem juvenil e de retrabalhamento crustal;

c) O desfecho deste episódio geológico está configurado na deposição dos sedimentos Tarkwaiano, considerados como sendo depósitos molássicos, que foram dobrados e anquimetamorfisados, durante os últimos pulsos do Evento Eburneano. A partir de 2,0 Ga aproximadamente, a cratonização se fez presente, com algum magmatismo intracratônico entre 1.800-1.500 Ma;

d) Após atingir estabilidade crustal, essa grande área foi palco de uma extensa sedimentação, que deu lugar ao aparecimento das bacias de *Taoudeni*, *Tindouf* e Volta, a partir do final do Mesoproterozóico/ou início do Neoproterozóico, adentrando o Cambriano Inferior;

e) Os dados geocronológicos demonstram também que, no final do Mesoproterozóico, importantes processos magmáticos, sedimentológicos e tectono-metamórficos instalaram-se, mas, não sincronicamente, tendo o lado oriental do Cráton Oeste Africano (Cinturão de Dobramento Trans-Sahara), registrando os primeiros episódios magmáticos.

A edificação da faixa pan-africana Farusiana, teve como ponto de partida o surgimento de uma margem passiva e a criação de um domínio oceânico entre o cráton e o Escudo *Touareg* a oeste. Dando seqüência a esta evolução geodinâmica, instalou-se no limite oeste do Escudo *Touareg*, a convergência desta crosta oceânica (730-620 Ma

aproximadamente), amalgamando vários terrenos, e culminando com a colisão do Cráton Oeste Africano com o arco de ilha *Telemssi* entre 620-600 Ma. Este episódio gerou complexos cavalgamentos, em condições metamórficas de fácies granulito, anfibolito e retrometamorfismo para fácies xisto-verde. Situação semelhante ocorreu na Faixa *Dahomeyides*,

f) No lado ocidental do Cráton Oeste Africano o desenvolvimento dos processos geológicos pan-africanos, semelhante aos do lado oriental, se deu a partir de aproximadamente 700 Ma, com a formação de uma crosta oceânica. Entre 680-660 Ma, esta crosta subductou-se e posteriormente ocorreu a colisão do C. O. A. a leste com o Bloco *Senegalese* a oeste, instalando-se a Faixa *Bassarides*. Em seguida, um evento tectônico intracratônico, ao redor 550 Ma, teve lugar mais a sul da região comentada, ao qual se liga a evolução da Faixa *Rockelides*,

g) Em todas as faixas pan-africanas assinala-se um período pós-orogénético, representado por depósitos molássicos, principalmente, entre o final do Neoproterozóico e o Cambriano Inferior;

h) No lado ocidental africano, principalmente ao norte, a Faixa *Mauritanides* apresenta-se parcialmente afetada pelo Evento Hercíniano;

i) Finalmente, o Cráton Oeste Africano recebeu sedimentação das bacias, essencialmente fanerozóicas, a partir do Ordoviciano.

8- GEOLOGIA DOS GRANITÓIDES DO NORDESTE DO PARÁ

8.1- GRANITÓIDE TRACUATEUA

8.1.1- Localização e Descrição Macroscópica

A melhor exposição, deste granitóide, encontra-se na pedreira Santa Mônica (Fig. 14), próximo à cidade de Tracuateua. Porções centimétricas e raramente métricas de xenólitos de biotita-xisto estão embutidas neste corpo.

Suas características mesoscópicas são de rochas de colorações que variam de róseo, cinza rosado a cinza esbranquiçado, possuindo uma textura isotrópica, fanerítica, hololeucocrática a leucocrática, holocristalina, granulações média a grossa, composta por quartzo, plagioclásio, álcali-feldspato, moscovita e biotita.

8.1.2- Descrição Microscópica

Mineralogicamente, são encontrados, como minerais essenciais, quartzo (36,8-31,8%), microclínio (35,6-19,6%), plagioclásio (28,3-18,5%), moscovita (16,6-6,4%) e biotita (5,2-1,0%) (Fig. 14). Os acessórios são zircão, apatita e minerais opacos. Os minerais secundários são sericita, argilo-minerais, gerados a partir das alterações do plagioclásio e microclínio, clorita, resultado da alteração da biotita, e óxidos de ferro, como produtos de decomposições da moscovita e biotita. Segundo as análises modais mineralógicas a rocha varia, geralmente, de moscovita-biotita-monzogranito a sienogranito (Fig. 14). Apresenta textura granular hipidiomórfica a alotriomórfica (Fig. 14).

O plagioclásio tem forma subédrica a anédrica, hábito prismático e maclamento albita sutilmente distorcido. Os contatos com o quartzo, a moscovita e o microclínio variam de reto a curvo. Alguns cristais estão fraturados. A composição do plagioclásio varia entre albita-oligoclásio (An_{6-11}).

O microclínio ocorre sob a forma de pequenos cristais subédricos a anédricos, claramente com suas maclas típicas xadrez. Os contatos irregulares, às vezes, são desenhados com os cristais de quartzo e plagioclásio.

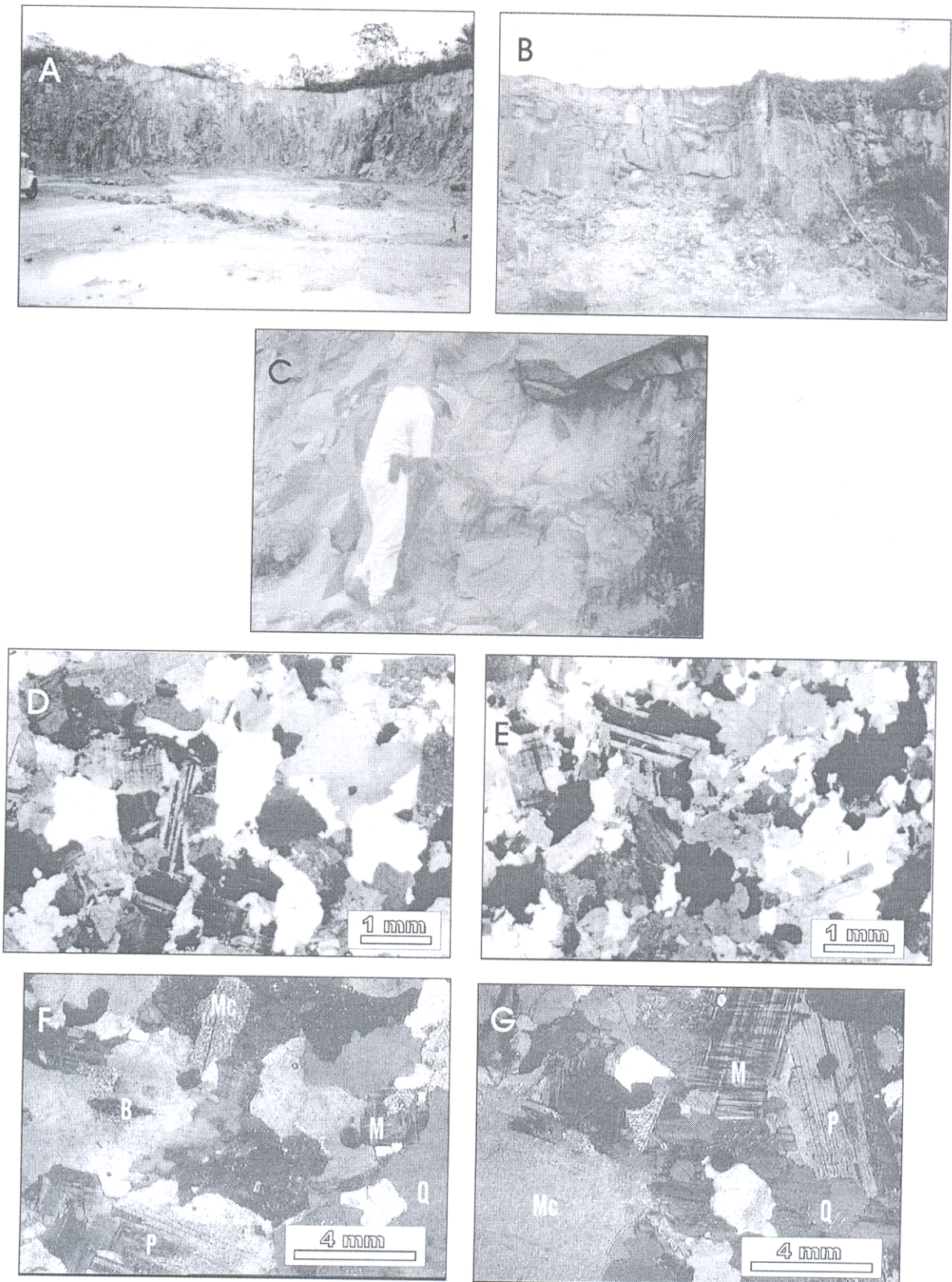


Figura 14- Granitóide Tracuateua. A, B e C: exposições de monzogranitos e sienogranitos à duas micas, na pedreira Santa Mônica, próximo à cidade de Tracuateua (PA); D e E: textura granular hipidiomórfica a alotriomórfica; F e G: os principais minerais que compõem os monzogranitos e sienogranitos, ressaltando o predomínio de moscovita em relação a biotita. Q- quartzo, M- microclínio, P- plagioclásio, Mc- moscovita e B- biotita.

O quartzo é anédrico, possui extinção ondulante fraca a moderada e encontra-se pouco fraturado. Em alguns cristais de quartzo, os contatos são curvos. Com os demais minerais são irregulares e sem evidência de recrystalização.

As palhetas de moscovita e biotita são subédricas a anédricas, no geral, sem orientação e sem deformação. Os contatos com os outros minerais são retos a curvos. As moscovitas são de dimensões maiores que as biotitas, encontrando-se porções em que apatitas circulares a elípticas estão inclusas nas grandes palhetas de moscovita.

8.2- GRANITÓIDE MIRASSELVAS

8.2.1- Localização e Descrição Macroscópica

Este granitóide, expõe-se na pedreira de Mirasselas, atualmente desativada e quase totalmente inundada, revelando um pequeno afloramento. Ocorre nas adjacências do rio Quatipuru, próximo ao povoado de Pedreira (Fig. 15).

Em análise mesoscópica, a rocha tem como característica uma coloração que varia de cinza, cinza escuro a cinza esbranquiçado, textura fanerítica, hololeucocrática a leucocrática, holocristalina, granulação média a grossa, algumas vezes fina. Mineralogicamente é formada por quartzo, álcali-feldspato, plagioclásio, moscovita e biotita. A rocha apresenta veios pegmatóides, de largura centimétrica, em que cristais de moscovita, bem desenvolvidos, atingem até 3 cm, e onde também ocorre granada. São encontrados ainda aplitos e pequenas injeções quartzo-feldspáticas.

Nos afloramentos são encontrados faixas decimétricas a métricas, onde existe concentração de deformação, demonstrando que o processo deformacional manifesta-se de forma heterogênea no corpo (Fig. 15).

As micas dispõem-se orientadas, definindo espacialmente o plano da foliação, o qual tem direção ESE-WNW e caimento para SW. Os quartzos fitados produzem lineações subhorizontais, e os cristais de feldspatos formam amêndoas, que estão contornadas por micas, configurando, desta forma, uma foliação milonítica, e às vezes uma leve foliação S/C (Fig. 15).

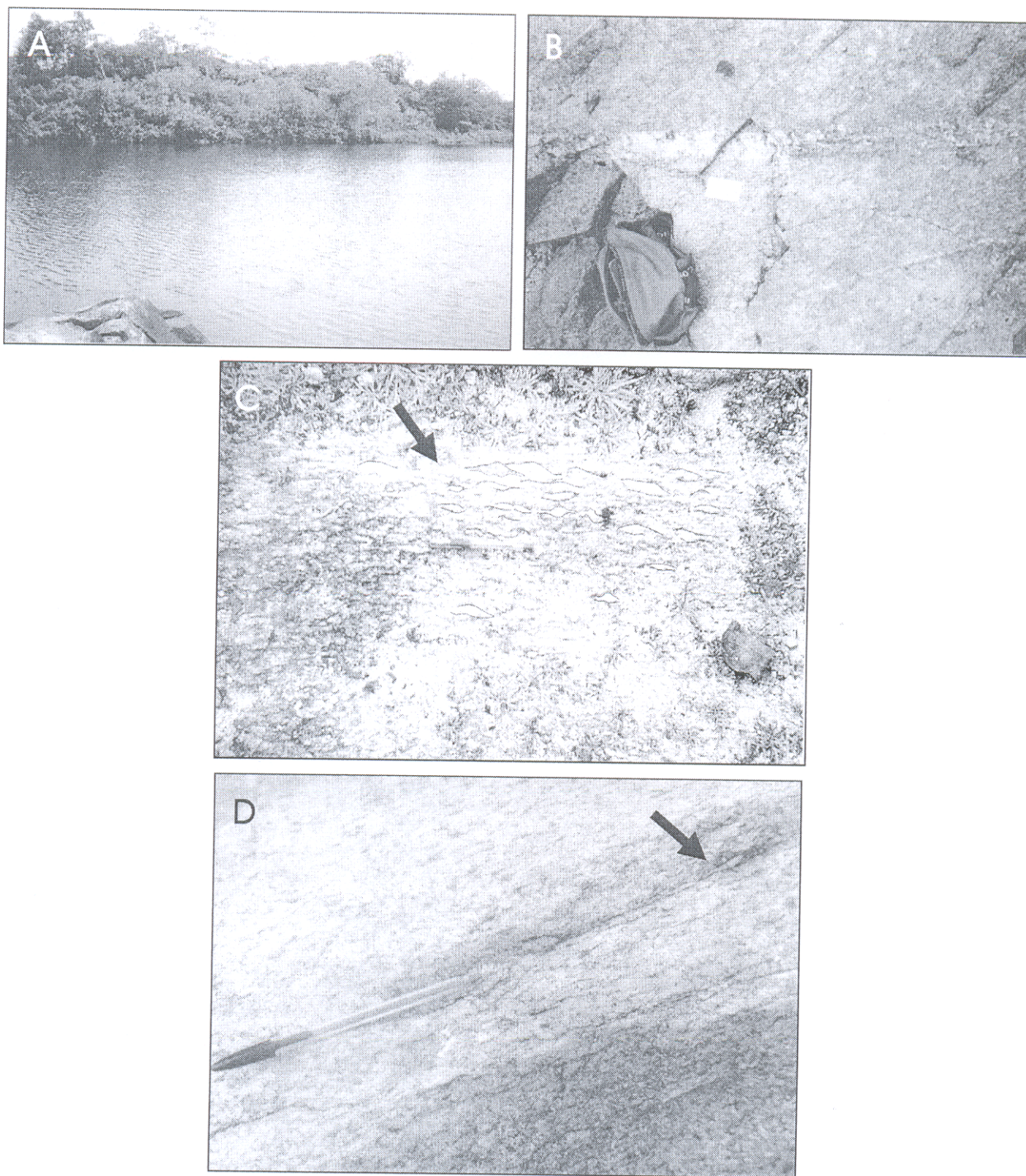


Figura 15– Granitóide Mirassol. A e B: antiga pedreira de Mirassol, atualmente inundada , expondo um pequeno afloramento do granitóide; C: seta mostrando linhas que destacam traços da foliação milonítica; D: seta destacando lineação de estiramento mineral subhorizontal e feldspatos amendoados.

8.2.2- Descrição Microscópica

a) Porções Isotrópicas

Ao microscópio, os minerais essenciais são quartzo (37,1-27,8%), microclínio (32,4-18,9%), plagioclásio (29,7-22,3%), biotita (13,7-5,3%) e moscovita (10,9-2,7%). Os acessórios são apatita, zircão e minerais opacos. Os secundários, como óxidos de ferro e clorita, são resultantes de alterações da biotita e moscovita, a sericita e argilo-minerais do plagioclásio e microclínio. A classificação modal leva a enquadrar a rocha como um biotita-moscovita-monzogranito.

Sua textura é do tipo granular alotriomórfica (Fig. 16), apresentando intercrescimentos mimerquítico e micrográfico localizados.

O plagioclásio forma cristais subédricos a anédricos, tabulares, com extinção fracamente ondulante, às vezes moderada, maclamento albita com alguns planos distorcidos. Os contatos são, geralmente, curvos e irregulares com o quartzo e microclínio, retos a curvos com as micas, e também difuso com o próprio plagioclásio. Alguns cristais maiores de plagioclásio englobam pequenos cristais de microclínio, além de apresentarem inclusões de biotita e moscovita. Sua composição varia de albita (An_7) a oligoclásio (An_{13}).

O microclínio tem formas subédricas a anédricas, maclamento xadrez distorcido, em alguns cristais, extinção ondulante, geralmente fraca. Os contatos são curvos e irregulares com o plagioclásio e o quartzo.

O quartzo forma cristais anédricos, possui extinção ondulante moderada. Os contatos com os demais minerais são irregulares.

As micas são subédricas a anédricas e estão orientadas. Algumas vezes tendem a contornar aglomerados de cristais de quartzo, microclínio e plagioclásio, ou encontram-se “esmagadas” entre estes cristais. As moscovitas, em proporções menores, são maiores que as biotita. As grandes palhetas de moscovita possuem inclusões de biotitas.

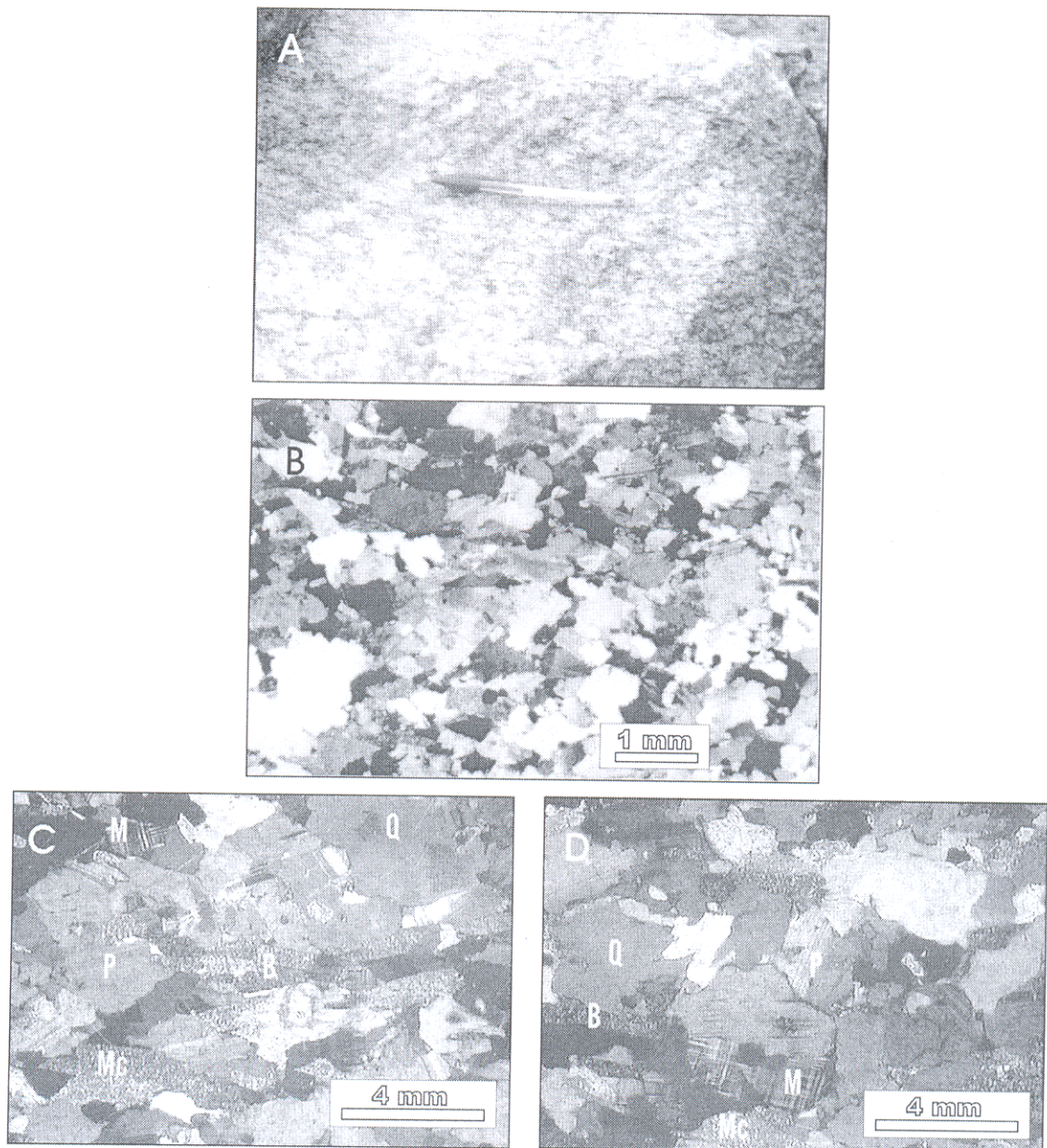


Figura 16- Granitóide Mirasselas. A: biotita-moscovita-monzogranito foliado; B e C: textura granolepidoblástica; D: textura granular alotriomórfica. Q- quartzo, M- microclínio, P- plagioclásio, Mc- moscovita, B- biotita.

b) Feições Deformacionais

Nas faixas mais deformadas, os biotita-moscovita-monzogranitos apresentam-se foliados, com textura que varia de granoblástica, granolepidoblástica (Fig. 16) a situações locais de milonitização (Fig. 17).

Os cristais de quartzo evidenciam bem a lineação de estiramento. Estes cristais, estão em formas alongadas, às vezes fortemente achatados, demonstrando deformação intracristalina, definida por extinção ondulante.

Evidencia-se textura do tipo *recovery*, chegando a formação de subgrãos. Entre alguns quartzos, os contatos irregulares foram formados a partir do processos de migração de limites de grãos, do qual resultaram saliências arredondadas (*bulging*), gerados por recristalizações dinâmicas restritas (Fig. 17).

Podem ser vistas, fitas de quartzo que contornam os porfiroclastos (microclínio e plagioclásio), junto com as lamelas de micas.

Essa feições demonstram que os cristais de quartzo atingiram condições de plasticidade elevada.

O plagioclásio e o microclínio acham-se, na maioria das vezes, fraturados, e em certos locais exibem microfraturas, em forma de sigmóides, preenchidas por óxido de ferro (Fig. 17).

Essas características dão conta de que esses minerais foram submetidos a condições de ruptibilidade expressiva.

As maclas dos plagioclásios estão quase totalmente apagadas, mas ainda observa-se, em alguns cristais, o maclamento albita distorcido.

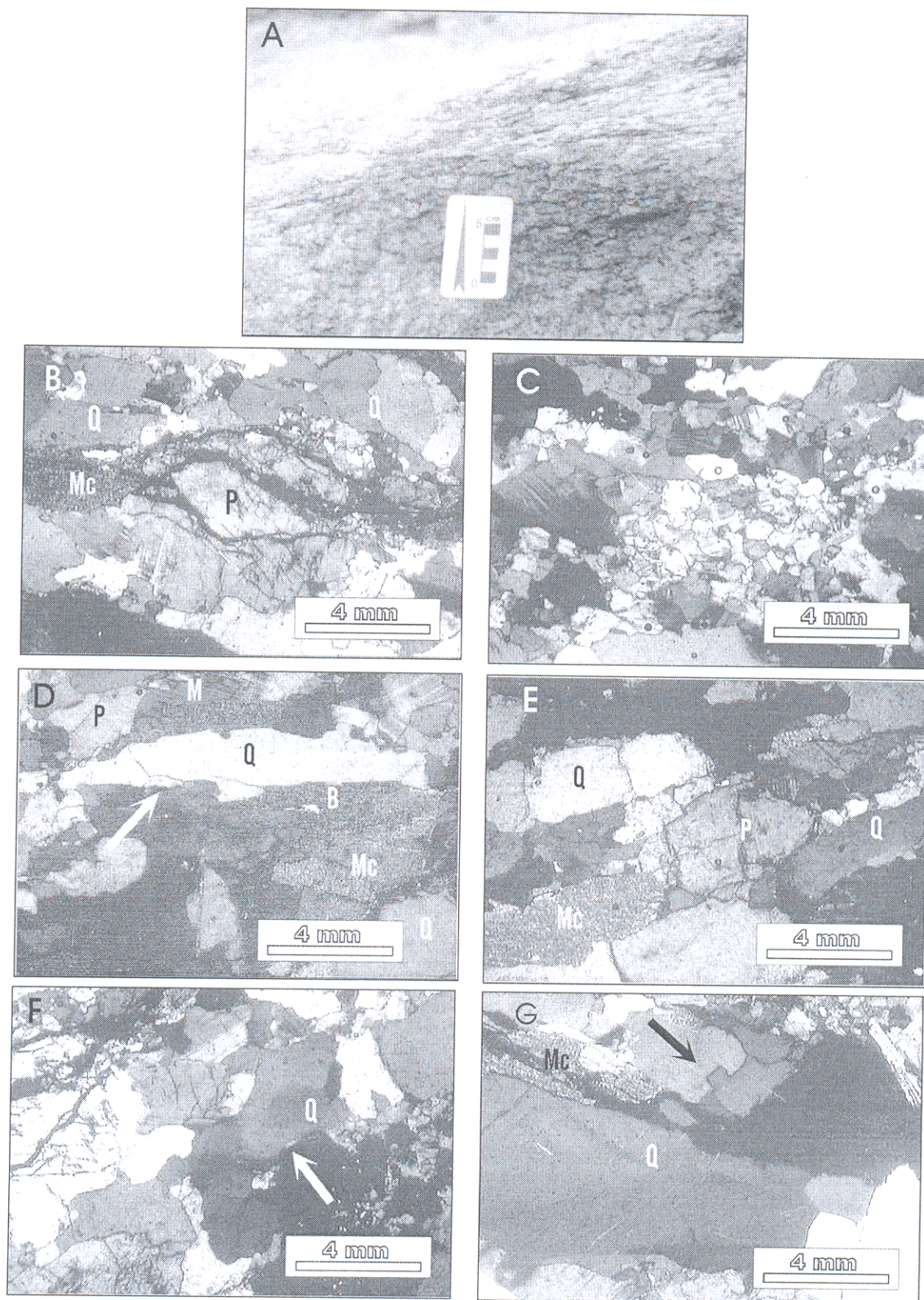


Figura 17- Granitóide Mirassol. A: biotita-moscovita-monzogranito milonitizado; B: plagioclásio (P) mostrando microfratura sigmoidal; C: microclínio (M) e plagioclásio de vários tamanhos e fraturados; D: quartzo (Q) fraturado; E: plagioclásio fraturado; F: agregados de subgrãos de quartzo; G: quartzo com contato em *bulging* (seta).

8.3- GRANITÓIDE CANTÃO

8.3.1- Localização e Descrição Macroscópica

Este corpo, situa-se a sudeste da cidade de Santa Luzia do Pará, no ramal do Broca, estrada vicinal que parte do Km 64 da BR-316, aproximadamente a 6 Km da vila Cantã. Os afloramentos constituem blocos isolados e lajedos de dimensões métricas (Fig. 18).

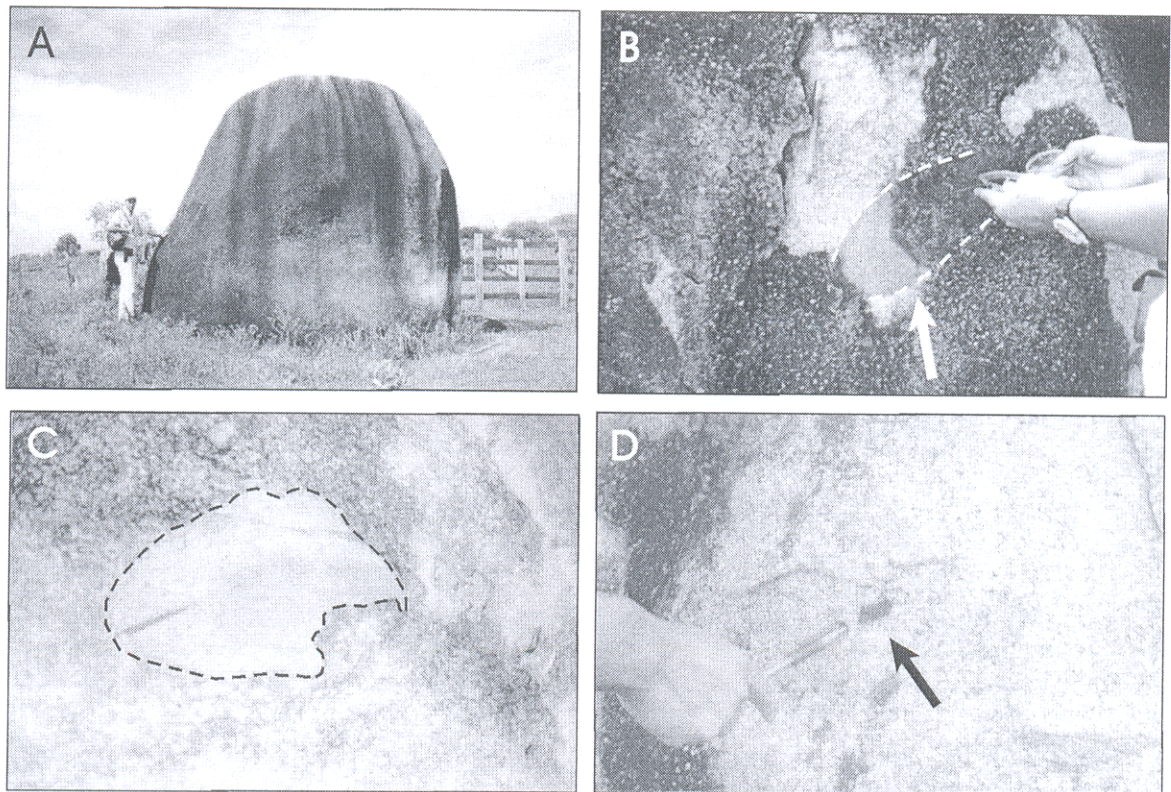


Figura 18– Granitóide Cantão. A: bloco isolado de dimensões métricas; B, C e D: enclaves de várias formas e tamanhos embutidos no granitóide (ver linha tracejada e as setas).

Em nível mesoscópico, a rocha possui uma coloração que varia de cinza a cinza esbranquiçado, textura fanerítica, leucocrática, holocristalina, granulação grossa a muito grossa, raramente fina a média. Mineralogicamente, é constituída por quartzo, plagioclásio, álcali-feldspato e biotita. Destacam-se pórfiros de álcali-feldspato euédricos a subédricos, atingindo até 2 cm de comprimento, em seu maior eixo. O corpo apresenta-se seccionado por veios quartzo-feldspáticos, com larguras variando entre 2 a 5 cm.

Na vila Cantã, local de melhor exposição deste corpo, estão embutidos enclaves escuros, de formas tabulares, arredondadas, ovaladas e elípticas, alcançando até 45 cm, segundo o eixo maior, ricos em biotitas (Fig. 18). Em razão da ocorrência de muitos enclaves, inclusive de rochas semelhante aquelas do Grupo Gurupi, esse corpo é considerado como intrusivo naquela sequência metassedimentar, a qual possui vários afloramentos situados à sua proximidade.

8.3.2- Descrição Microscópica

Em lâminas delgadas, são descritos, como minerais essenciais, plagioclásio (42,3-33,1%), microclínio (34,7-24,0%), quartzo (23,5-18,9%) e biotita (11,8-6,2%). Os acessórios são apatita, zircão, titanita e epidoto (pistacita). Os secundários são clorita e óxidos de ferro, produtos de alteração da biotita, sericita e argilo-minerais, gerados a partir do microclínio e plagioclásio, além da mica branca e epidoto, resultantes também da alteração do plagioclásio. Trata-se de um biotita-monzogranito.

A textura é granular hipidiomórfica a inequigranular porfirítica, localmente com intercrescimento micrográfico (Fig. 19).

O plagioclásio tem forma que varia de euédrica a anédrica, sendo a maioria tabular. Os cristais maiores estão zonados e bastante alterados para mica branca (Fig. 19). O maclamento é do tipo albita e raramente *carsbard*, sutilmente distorcido. Os contatos com o quartzo e o microclínio são curvos e irregulares, às vezes retos. Os cristais estão pouco fraturados. O teor de anortita está entre An₂₆₋₂₉, configurando um oligoclásio.

O microclínio encontra-se bem desenvolvido, sobressaindo-se como pórfiro, de forma subédrica a anédrica e com maclamento xadrez. Os grandes cristais possuem aspecto poiquilítico com inclusões de plagioclásio, biotita e intercrescimento mesopertítico (Fig. 19). Os contatos com os demais minerais são tanto curvos como irregulares.

O quartzo é anédrico, apresenta extinção ondulante fraca a moderada. É pouco a moderadamente fraturado.

As micas são subédricas a anédricas e não possuem orientação preferencial. As palhetas encaixam-se entre os principais minerais, às vezes estão “esmagadas” deixando suas clivagem encurvadas. Associadas, a maioria das vezes, com a biotita, são encontradas titanita e epidoto. Os contatos com os demais minerais são desde curvos até retos.

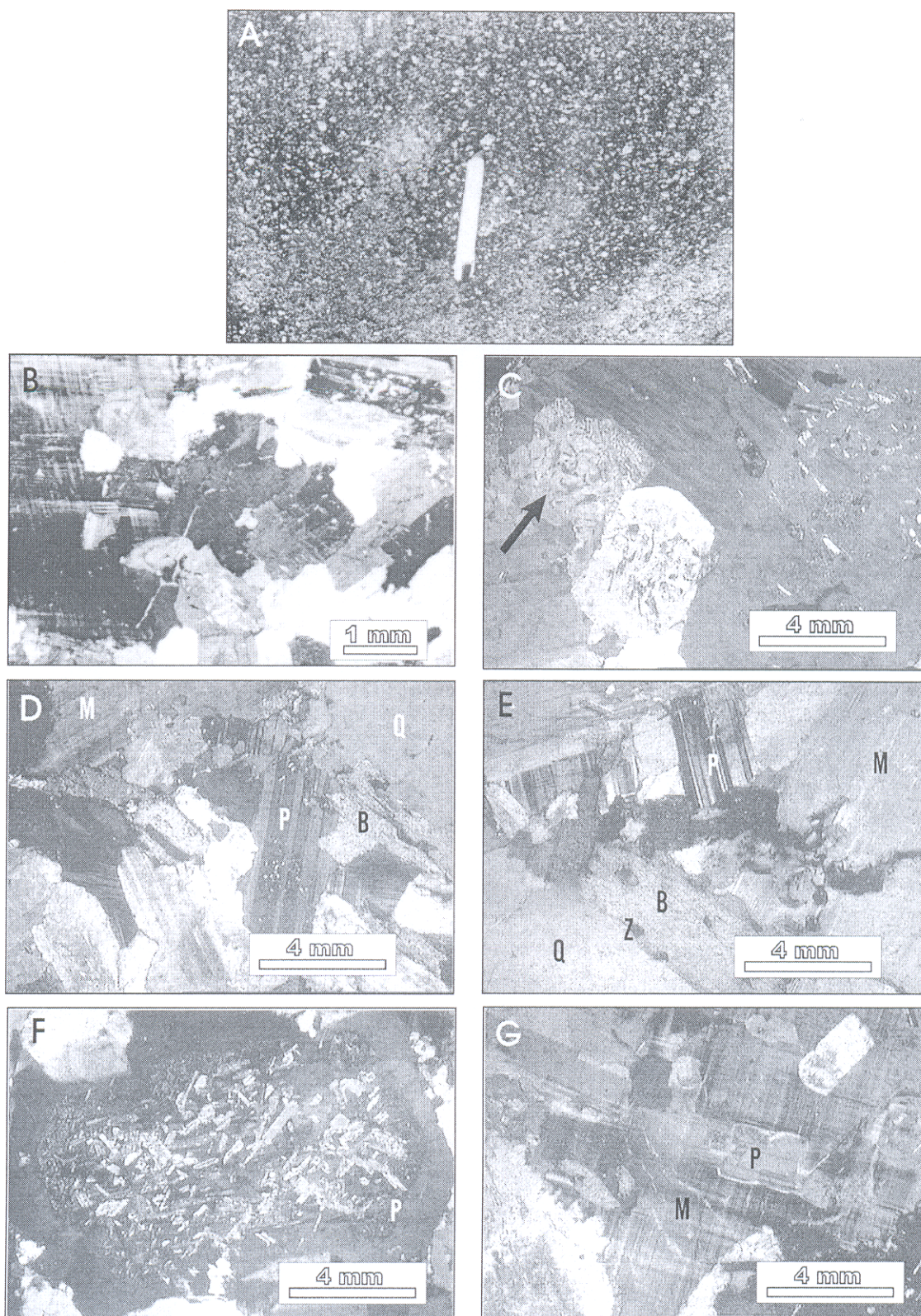


Figura 19– Granitóide Cantão. A: biotita-monzogranito porfíritico; B: textura inequigranular porfírica; C: intercrescimento micrográfico; D: textura granular hipidiomórfica; E: cristais de zircão associados a biotita; F: plagioclásio zonado e alterado para mica branca; G: inclusões de plagioclásios em cristais de microclínio (textura poiquilítica). Q- quartzo, M- microclínio, P- plagioclásio, B- biotita, Z- zircão.

8.4- GRANITÓIDE JAPIIM

8.4.1- Localização

O corpo aflora no município de Vizeu, nas vizinhanças da vila Japiim (Fig. 20). Os melhores afloramentos estão na cachoeira do rio Piriá, nas adjacências da vila homônima. Também é encontrado na estrada vicinal que liga as vilas de Timbozal e Cristal. Expõe-se como lajedos e blocos isolados, de formas abauladas, de dimensões métricas (Fig. 20).

O Granitóide Japiim têm dimensões batolíticas. Acha-se seccionado por injeções, principalmente de veios de quartzo, de largura centimétrica, em várias direções. Comporta diferentes fácies petrográficas, das quais as mais importantes serão destacadas:

8.4.2- Fácies Monzogranítica a Sienogranítica

8.4.2.1- Ocorrência e Descrição Macroscópica

As fácies monzograníticas a sienograníticas são as mais representativas do corpo. Afloram nos arredores da vila Japiim. São constituídos por rochas de colorações esbranquiçada, cinza esbranquiçada a cinza escuro, textura fanerítica, hololeucocrática a leucocrática, holocristalina, granulação grossa, compostas por quartzo, plagioclásio, álcali-feldspato, moscovita e eventualmente biotita. Mesoscopicamente, individualizam-se duas texturas: uma isotrópica (Fig. 21) e outra milonítica, marcada pelo traço anastomosado de micas, que envolvem os cristais de feldspatos e quartzo (Fig. 22).

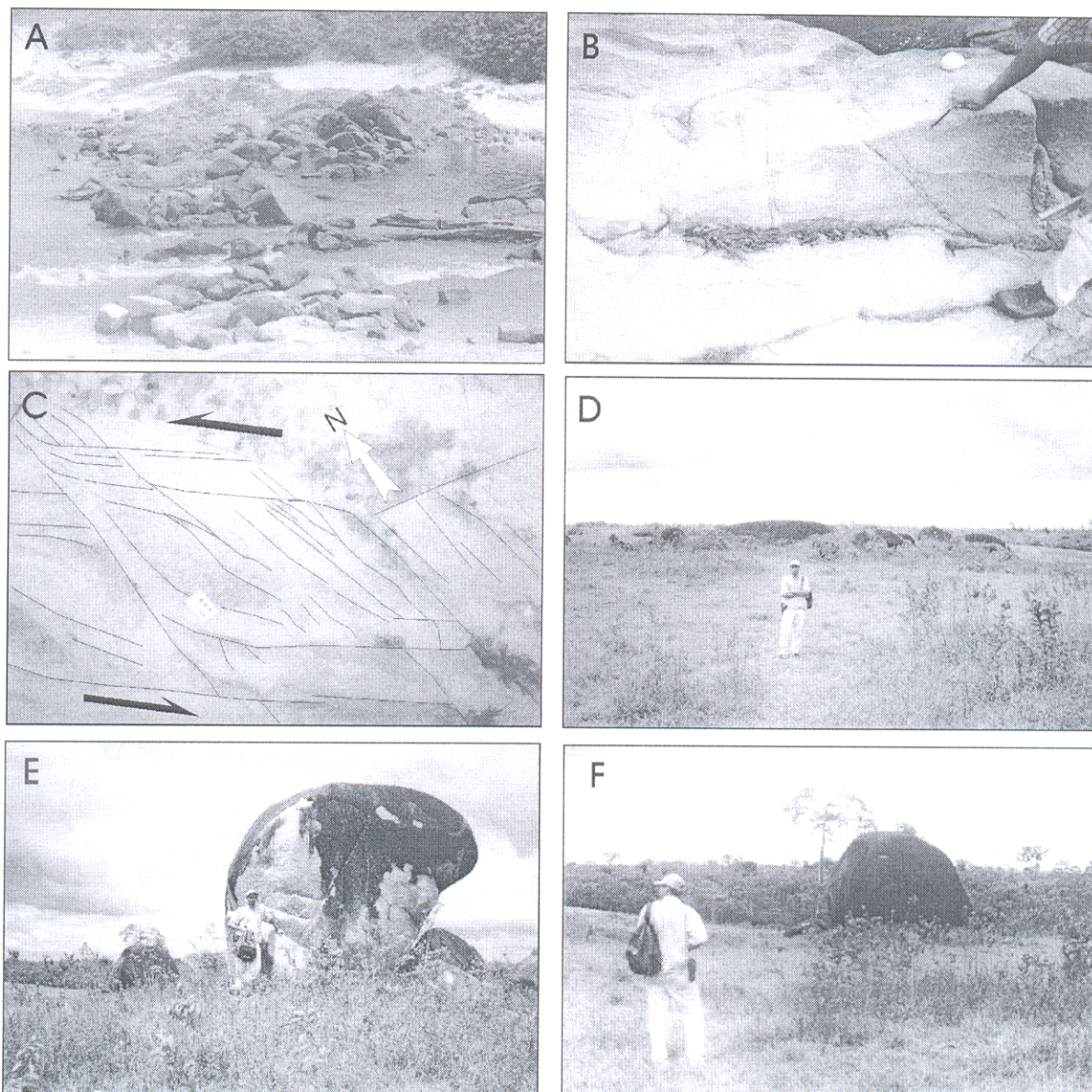


Figura 20— Granitóide Japiim. A: afloramento do Granitóide Japiim no leito do rio Piriá, vila Japiim, **B:** leuco-sienogranito; **C:** juntas definindo romboedros em leuco-sienogranito; **D, E e F:** afloramentos em forma de lajedos e blocos isolados, de dimensões métricas, das fácies monzogranítica e sienogranítica.

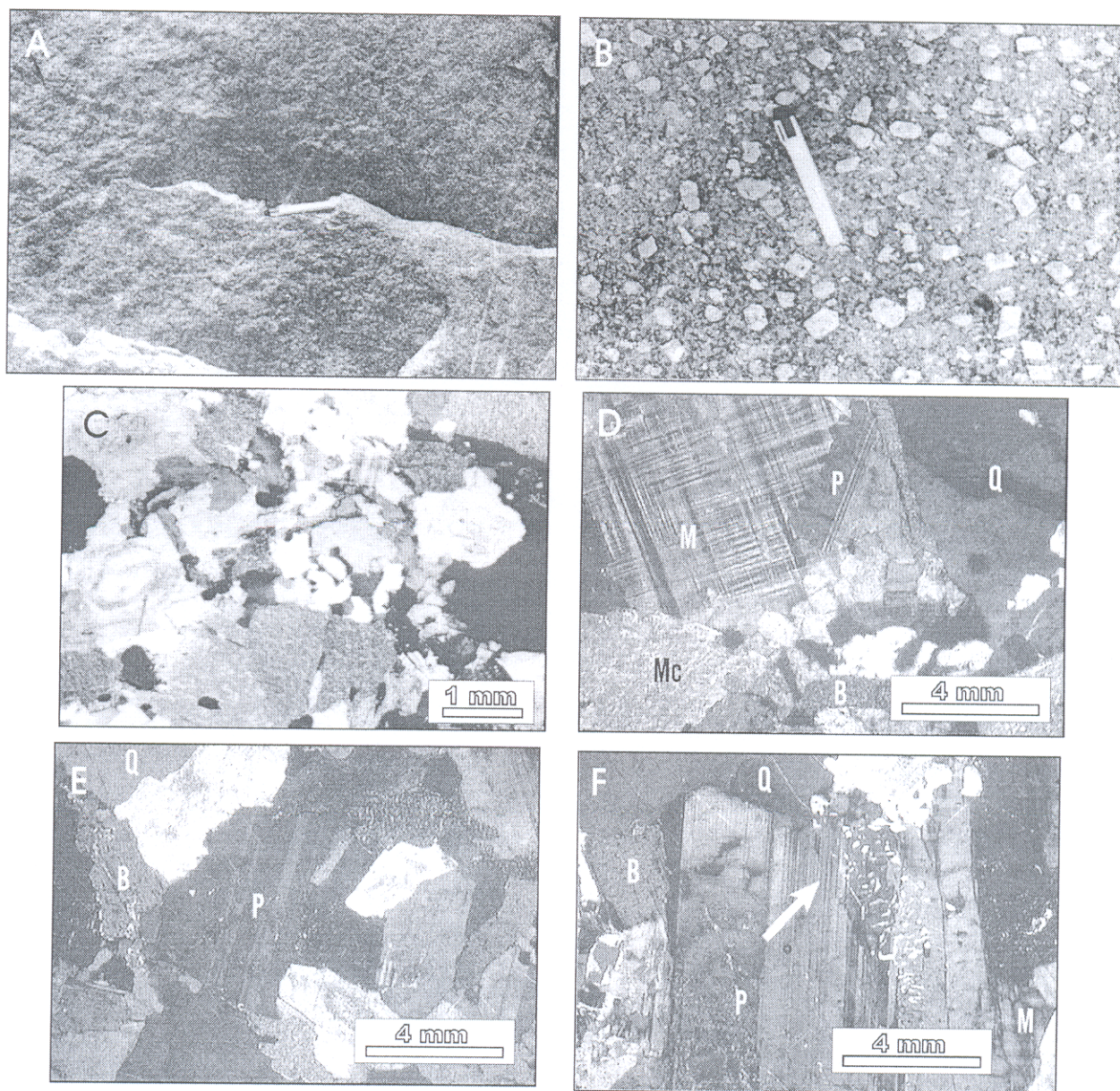


Figura 21– Granitóide Japiim. A: textura isotrópica (rocha variando entre monzogranito a sienogranito); B: biotita-granodiorito porfírico; C e D: textura inequigranular alotriomórfica de moscovita-biotita-sienogranito; E: textura granular hipidiomórfica da fácies granodiorítica; F: intercrescimento mimerquítico no biotita-granodiorito. Q- quartzo, M- microclínio, P- plagioclásio, Mc- moscovita; B- biotita.

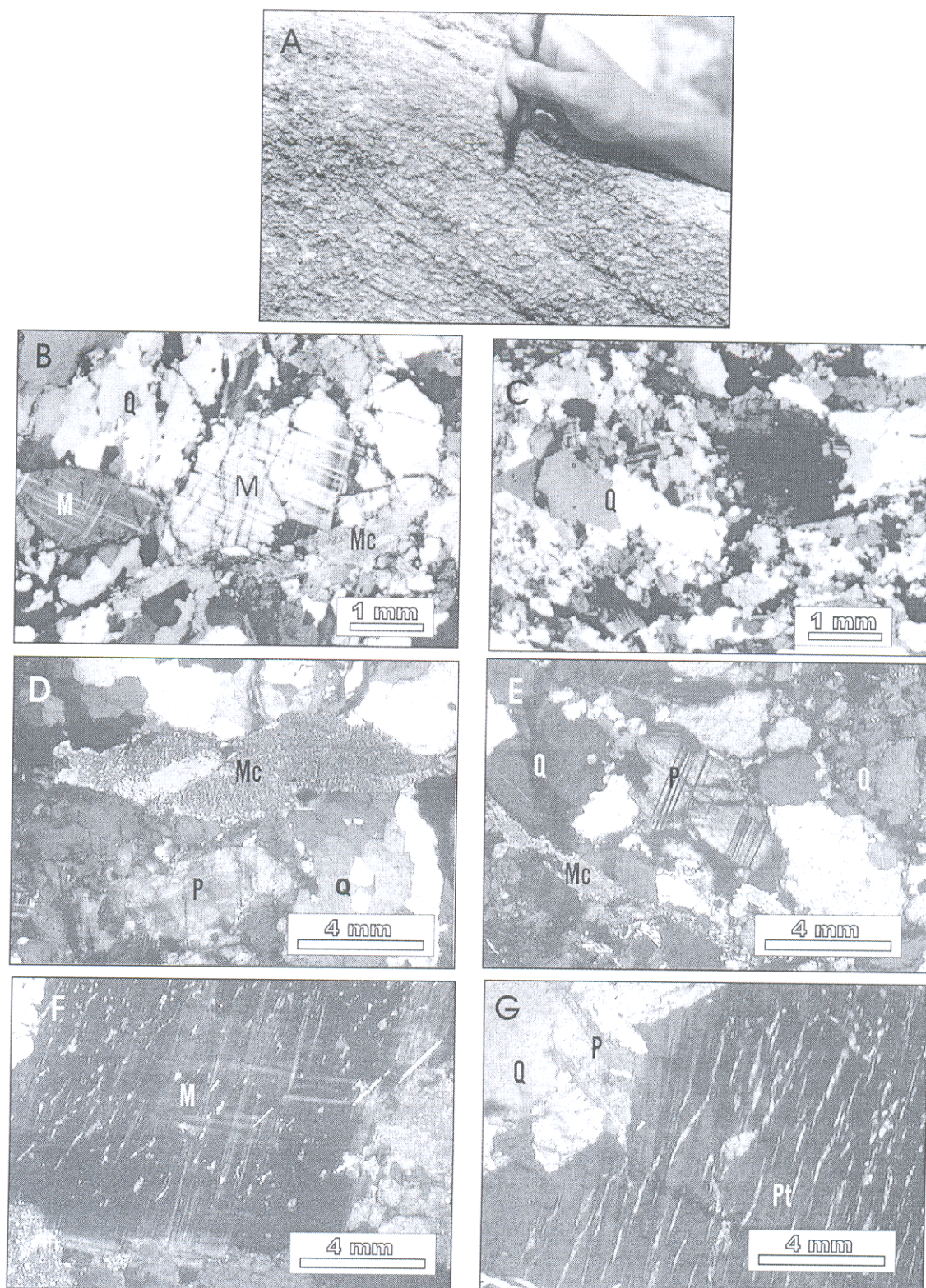


Figura 22– Granitóide Japiim. A: leuco-sienogranito milonitizado; B: microclínio fraturado; C: quartzo em forma alongada; D: moscovitas em feição “fish”; E: plagioclásio fraturado; F e G: intercrescimento micropertítico. Q- quartzo, M- microclínio, P- plagioclásio, Mc- moscovita, Pt- micropertita.

8.4.2.2- Descrição Microscópica

a) Porções Isotrópicas

Petrograficamente, predominam como minerais essenciais quartzo (35,4-32,5%), microclínio (29,3-26,6%), plagioclásio (25,2-21,7%), biotita (13,6- 2,7%) e moscovita (9,6-4,2%). Os minerais acessórios são apatita, zircão e epidoto (pistacita). Os secundários são clorita, resultante da alteração da moscovita e biotita, óxidos de ferro, produtos de desestabilizações da moscovita e biotita, argilo-minerais e sericitas, derivados do plagioclásio e do microclínio. Segundo a classificação modal, tratam-se de: moscovita-monzogranito, biotita-moscovita-monzogranito, moscovita-biotita-monzogranito e moscovita-biotita-sienogranito.

A textura varia de inequigranular hipidiomórfica a alotriomórfica. Localmente, destacam-se intercrescimento micrográfico, mimerquítico e micropertítico (Fig. 21).

O plagioclásio forma cristais subédricos a anédricos, tabulares, pouco fraturados, com maclamentos tipo albita, pouco distorcidos. Os contatos com o quartzo e o microclínio são, geralmente, irregulares e retos. O conteúdo em anortita encontra-se entre albita (An_9) e oligoclásio (An_{12}).

O microclínio tem forma subédrica a anédrica, maclamentos xadrez, como os cristais apresentando aspectos poiquilíticos com inclusões de plagioclásios, além de cristais micropertíticos. Os contatos são curvos e irregulares com os demais minerais. No geral, os cristais de microclínio são maiores do que os de plagioclásio.

O quartzo é anédrico, possui extinção ondulante moderada e encontra-se bastante fraturado. Os contatos, entre si e com os demais minerais, são irregulares e curvos.

As micas são subédricas a anédricas, às vezes suavemente orientadas. As palhetas de moscovita são mais desenvolvidas do que as de biotita.

b) Feições Deformacionais

Ao microscópio, encontram-se como minerais essenciais quartzo (39,2-33,2%), microclínio (38,1-32,1%), plagioclásio (30,6-19,1%) e moscovita (4,1-2,1%). Os minerais acessórios estão representados apenas pelo zircão. Os minerais secundários são sericita, resultante da alteração do plagioclásio, e óxidos de ferro, produtos de desestabilização da

moscovita. A classificação modal indica tratar-se de um leuco-sienogranito entre estágios protomiloníticos a miloníticos.

Apresenta também textura granolepidoblástica, e localmente destacam-se intercrescimento micropertítico (Fig. 22) e mimerquítico.

Os cristais de microclínio e plagioclásio apresentam, algumas vezes, formas arredondadas, sendo predominante as formas subedrais. As maclas do plagioclásio estão encurvadas e as do microclínio distorcidas. São observados, também nestes cristais, microcisalhamentos, gerando microfraturas em formas sigmoidais.

Os cristais de quartzo estão estirados, acompanhando a orientação das micas e apresentando forte extinção ondulante, originada a partir de deformação intracristalina.

Esses cristais, apresentam-se, às vezes, em forma de subgrãos (Fig. 23), produtos mais acentuados do mecanismo de *recovery*, e ainda com algumas feições que lembram texturas do tipo *mortar* e granoblástica. Cristais maiores de quartzo passam lateralmente para um domínio de pequenos cristais, indicando a presença de recristalização dinâmica (Fig. 23). Outros cristais mostram contatos irregulares, gerados a partir do processo de migração de limites de grãos (Fig. 23).

Os cristais de quartzo apresentam-se também bastante fraturados. Encontram-se misturados com fragmentos de cristais de microclínio e plagioclásio, gerados a partir do aumento da deformação rúptil, o que resultou em cominuição dos cristais (Fig. 23).

Algumas micas, estão com suas clivagens tortas e “esmagadas” entre cristais, geralmente de quartzo. Algumas apresentam-se sob a forma “*fish*” (Fig. 23). As moscovitas contornam o plagioclásio e o microclínio, definindo a foliação.

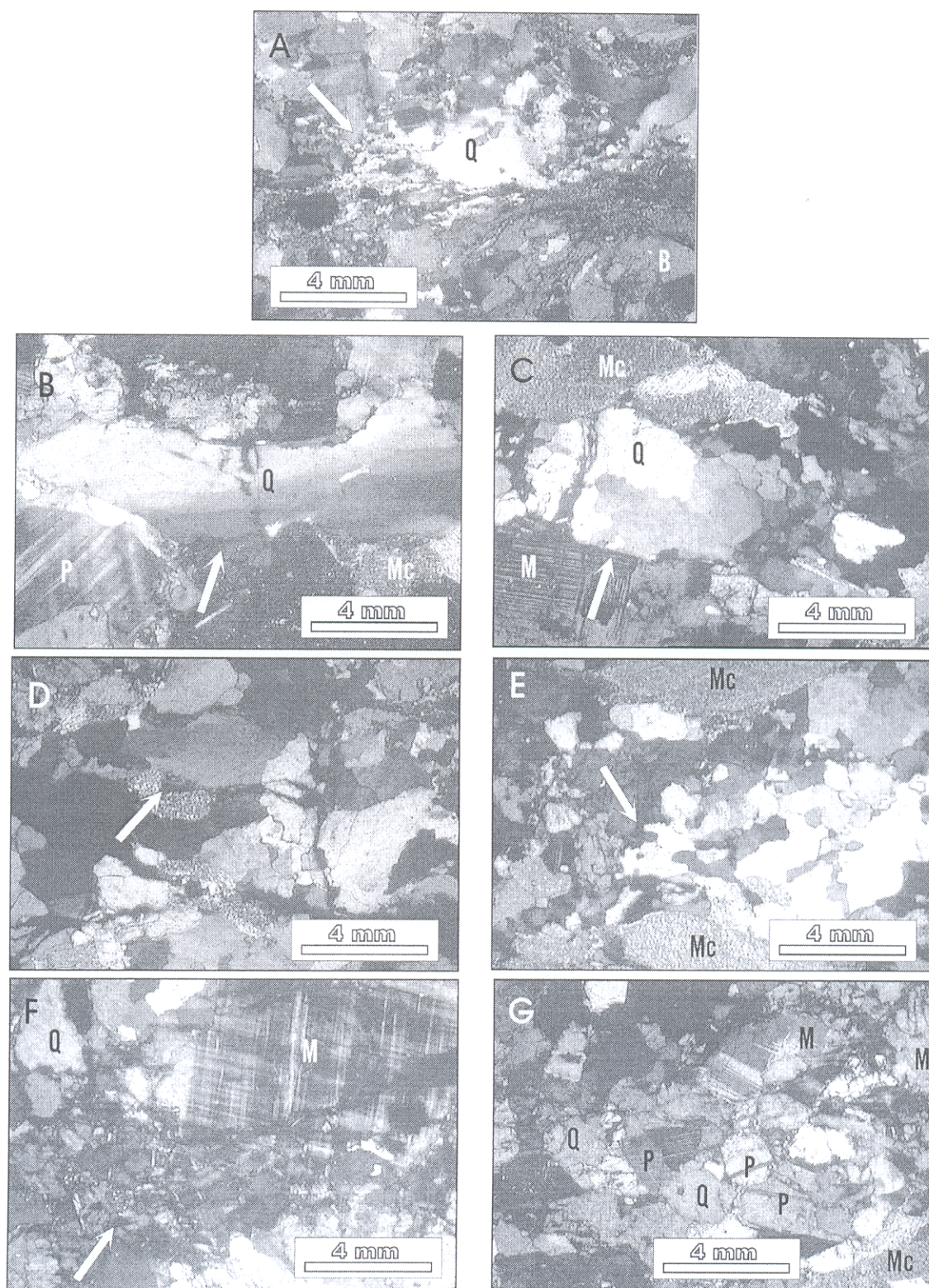


Figura 23— Granitóide Japiim. A: recristalização dinâmica em quartzo (seta); B, C e D: cristais de quartzo, geralmente, em forma de subgrãos alongados (seta); E: contatos irregulares de quartzos gerados a partir de processo de migração de limites de grãos (seta); F e G: processo de cominuição de cristais (seta). Q- quartzo, M- microclínio, P- plagioclásio, Mc- moscovita, B- biotita.

8.4.3- Fácies Granodiorítica

8.4.3.1- Ocorrência e Descrição Macroscópica

A fácies granodiorítica ocorre nos arredores da vila Timbozal, compondo uma rocha de coloração cinza com tons rosados. Apresenta textura fanerítica, leucocrática, holocristalina, granulação grossa a muito grossa, com quartzo, plagioclásio, álcali-feldspato e biotita.

Nessa fácies, são encontrados pórfiros, euédricos a subédricos, de álcali-feldspato, com dimensões de 2 a 4 cm (Fig. 21).

8.4.3.2- Descrição Microscópica

Ao microscópio, os minerais essenciais são quartzo (43,90%), plagioclásio (39,50%), microclínio (8,90%) e biotita (6,70%). Os minerais acessórios são titanita, apatita e zircão. Os minerais secundários são sericita e argilo-minerais, produtos de alteração do plagioclásio, clorita, derivada da biotita e também argilo-minerais, resultados de desestabilização do microclínio. Segundo a análise modal, tratar-se de um biotita-granodiorito, contendo pórfiros de microclínio.

A textura varia de granular hipidiomórfica a inequigranular porfirítica. Localmente, encontra-se intercrescimento mimerquítico (Fig. 21).

Os cristais de quartzo são anédricos, apresentam extinção ondulante fraca a moderada e estão pouco fraturados. Os contatos entre seus próprios cristais são retos, irregulares e raramente suturados. Em relação aos cristais de plagioclásio, microclínio e biotita, os contatos são irregulares.

O plagioclásio possui, geralmente forma subédrica, tabular, maclamento do tipo albita e *carsbard*, e cristais zonados. Seus contatos com os demais minerais são retos e curvos. O teor de anortita situa-se entre An_{26} - An_{30} (oligoclásio e andesina).

O microclínio ocorre como pequenos cristais anédricos. Quando ocorrem como pórfiros, suas formas são subédrica a anédrica, com o típico maclamento xadrez. Os contatos com os demais minerais são, na maioria das vezes, curvos e irregulares. Alguns cristais porfiríticos mostram inclusões de biotita.

As biotitas são subédricas a anédricas, bem desenvolvidas, sem orientação preferencial. Às vezes estão aglomeradas, possuindo contatos retos e curvos com os demais minerais.

8.5- GRANITÓIDE OURÉM

8.5.1- Localização e Descrição Macroscópica

A única exposição, deste granitóide, situa-se em frente à cidade de Ourém, no leito do rio Guamá (Fig. 24).

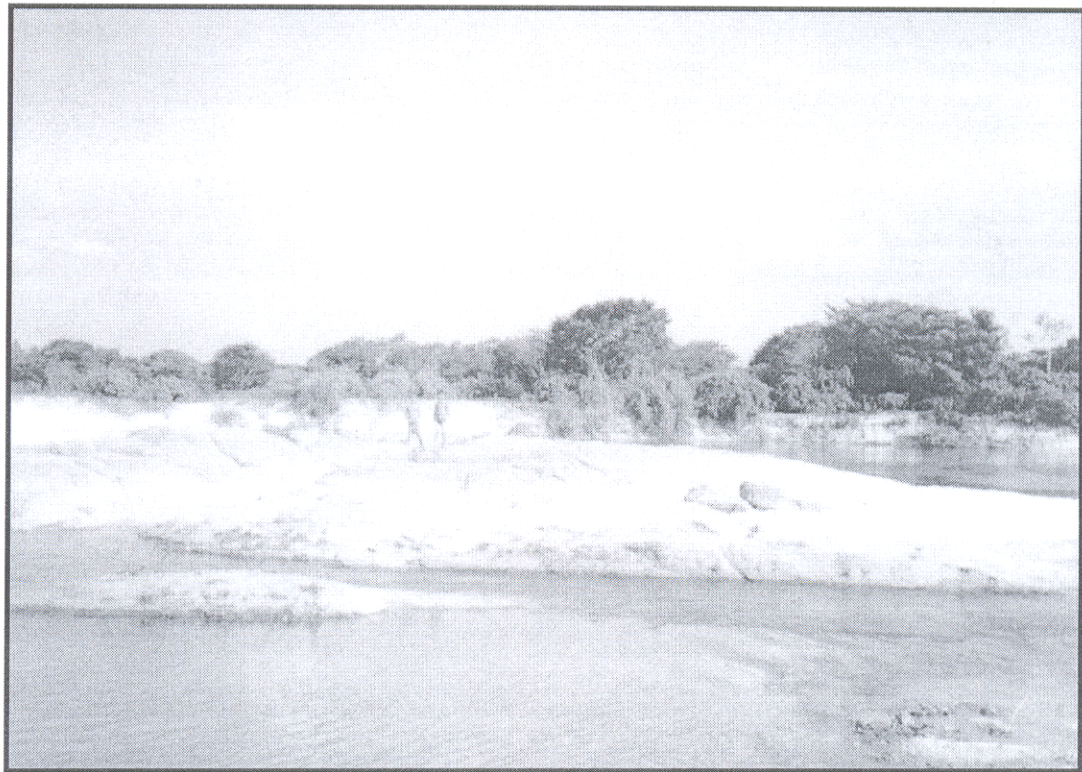


Figura 24- Afloramento do Granitóide Ourém, no leito do rio Guamá, em frente à cidade de Ourém.

Apresenta-se bastante alterado, despedaçando-se com facilidade. Caracteristicamente, é uma rocha de coloração cinza esbranquiçada a amarelada, textura fanerítica, leucocrática, holocristalina, granulação média a grossa, constituída por quartzo, plagioclásio, álcali-feldspato, moscovita e biotita.

Os cristais de feldspatos estão amendoados, os de quartzo às vezes estão estirados, sendo que todos esses cristais estão contornados por sigmóides de micas, o que desenha uma foliação milonítica.

Essa estrutura planar é claramente a principal encontrado no corpo. Orienta-se na direção NW-SE, mergulhando com valores médios para SW. Também está presente à foliação S/C rara, a qual denota movimentação sinistral.

O corpo é seccionado por veios de quartzo centimétricos, concordantes e discordante à foliação.

8.5.2- Descrição Microscópica

Descrito, petrograficamente, por Silva *et al.* (1994a), tem como minerais essenciais quartzo, plagioclásio, microclínio, moscovita e biotita, em ordem decrescente de abundância. Os minerais acessórios são apatita, zircão, turmalina, epidoto e opacos. Os minerais secundários como sericita e epidoto foram formados a partir do plagioclásio, o microclínio também gerou a sericita. A clorita é um produto de alteração da biotita. A rocha é classificada como um biotita-moscovita-gnaiss milonítico.

A textura da rocha é granolepidoblástica, com intercrescimentos micrográfico e mimerquítico localizados.

O plagioclásio apresenta-se em forma de amêndoa, preservando maclamento albita. Em certos cristais, encontram-se feições poiquilíticas, englobando cristais de biotita e moscovita. A sua composição encontra-se entre oligoclásio-andesina (An_{30}).

Os cristais de quartzo estão fragmentados e misturados com as micas. Os seus contatos são suturados e côncavo-convexos.

O microclínio comporta cristais amendoados, maclamento típico xadrez, raros cristais com aspectos poiquilíticos e micropertíticos. Pouco cristais estão fraturados.

As micas são subedrais e a moscovita ocorre em maior quantidade em relação a biotita. Apresentam-se orientadas, contornando cristais porfiroclásticos de plagioclásio, microclínio e quartzo, formando à foliação milonítica.

8.6- GRANITÓIDE JONASA

8.6.1- Localização e Descrição Macroscópica

O melhor afloramento, deste corpo, situa-se na Fazenda Cachoeira, a noroeste da cidade de Capitão Poço, onde existiu uma pedreira, hoje um pólo de lazer.

Nele, distinguem-se duas características texturais: na primeira, mais restrita, observa-se uma foliação incipiente (Fig. 25), estando preservadas as feições ígneas do granitóide: textura fanerítica, leucocrática, holocristalina, granulação variando de fina a grossa, coloração cinza esbranquiçado, composto por plagioclásio, quartzo, álcali-feldspato, biotita e moscovita.

Na segunda, predominante, a deformação está presente com o aparecimento de feições gnáissicas (Fig. 25). Apresenta-se com um fraco bandamento composicional, levando a uma incipiente alternância de minerais máficos e félsicos.

Observa-se o desenvolvimento de foliação milonítica, destacada pelo contorno entrelaçado das micas com os cristais de feldspato e quartzo. Esta foliação, estrutura-se na direção NW-SE e apresenta mergulhos médios para SW. A estrutura linear evidenciada é a de uma lineação de estiramento mineral, principalmente desenhada pelo quartzo.

Esta rocha é seccionada por veios, de dimensões centimétricas a métricas, de composição granítica, com feições pegmatóides que contêm berilo e granada, subconcordante e discordante à foliação (Fig. 25). As porções pegmatóides apresentam-se sob formas tabulares e como bolsões (Fig. 25). Em alguns desses veios, os álcali-feldspatos apresentam-se amendoados, com o eixo maior na direção 175° Az.

Restos centimétricos do granitóide ocorrem embutidos, concordantemente nesses mobilizados, paralelos à foliação milonítica. Também são encontrados concentrados de biotita alongados, de dimensões centimétricas, que também acompanham à foliação (Fig. 25). Segregações de sílica, gerando cristais maiores e bolsões, envolvem porções do granitóide (Fig. 25).

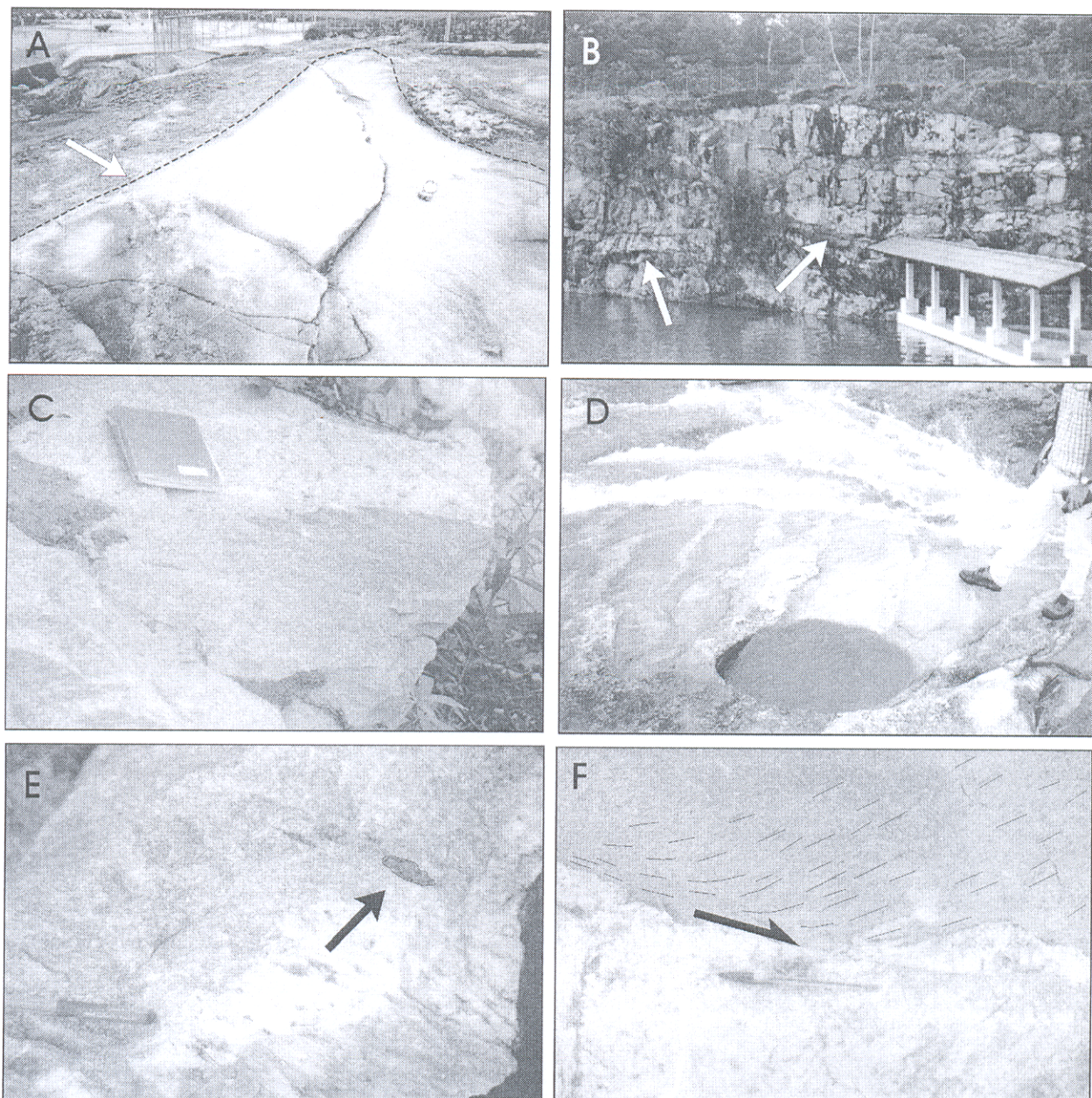


Figura 25— Granitóide Jonasa. A: segregações de sílica, envolvendo porções do granitóide (seta); B: veios pegmatóides e bolsões seccionam o granitóide; C: locais de foliação incipiente; D: injeções graníticas discordantes à foliação; E: concentrações de biotita concordantes à foliação; F: estrutura de arrasto, de movimentação dextral, (parte superior da foto- granitóide milonitizado; parte inferior da foto- veio pegmatóide).

8.6.2- Descrição Microscópica

A análise microscópica indica como minerais essenciais plagioclásio (44,2-36,1%), quartzo (31,8-21,7%), microclínio (19,2-11,0%), biotita (13,1-9,4 %) e moscovita (12,3-2,4%). Os minerais acessórios são zircão e titanita. Como minerais secundários, são encontrados a clorita, produto de alteração da biotita, a sericita e argilo-minerais, resultantes de alterações do plagioclásio e microclínio. Baseada na composição modal, a rocha pode ser classificada como biotita-moscovita-granodiorito.

A textura é, geralmente, granolepidoblástica, mas ocorre também textura do tipo granular alotriomórfica e protomilonítica (Fig. 26). O plagioclásio varia de eudral a anedral. Apresenta maclamento tipo albita, levemente encurvado, extinção moderadamente ondulante. Os contatos com o quartzo e o microclínio são curvos e irregulares. A composição em anortita situa-se entre An_{27-31} (oligoclásio-andesina).

O quartzo é anedral, possui extinção moderadamente ondulante, às vezes forte. Seu contato com os demais minerais é irregular.

O microclínio varia de subedral a anedral, possuindo seu maclamento típico xadrez, às vezes distorcido, devido a imposição da deformação. Seu contato com os outros minerais varia de curvo a irregular.

As palhetas de biotita são subedrais e anedrais, e estão orientadas. Tendem a contornar porfiroclastos de quartzo, que configuram uma forma anastomosada, definindo a foliação (Fig. 26). Os seus contatos com os demais minerais é do tipo reto, às vezes encurvado, encontrando-se cristais “esmagados” entre plagioclásio, quartzo e microclínio.

A moscovita apresenta-se subedral a anedral. Acompanha a orientação e os aspectos deformacionais da biotita e exhibe contatos retos e curvos com os demais minerais.

As feições microestruturais que encontram-se com frequência são contatos irregulares entre os quartzos, formados a partir de processo de migração dos limites de grãos (Fig. 27). Raramente ocorrem feições de *recovery*, com a geração de subgrãos (Fig. 27) e localizados pontos tríplexes. O quartzo, em seu estágio mais deformado, apresenta-se em formas alongadas (Fig. 27). Em alguns casos, quando encontra-se junto com outros cristais de quartzo, os mesmos formam amêndoas (Fig. 27).

Normalmente, encontram-se contatos côncavo-convexo, alguns suturados entre cristais de plagioclásio e quartzo (Fig. 27).

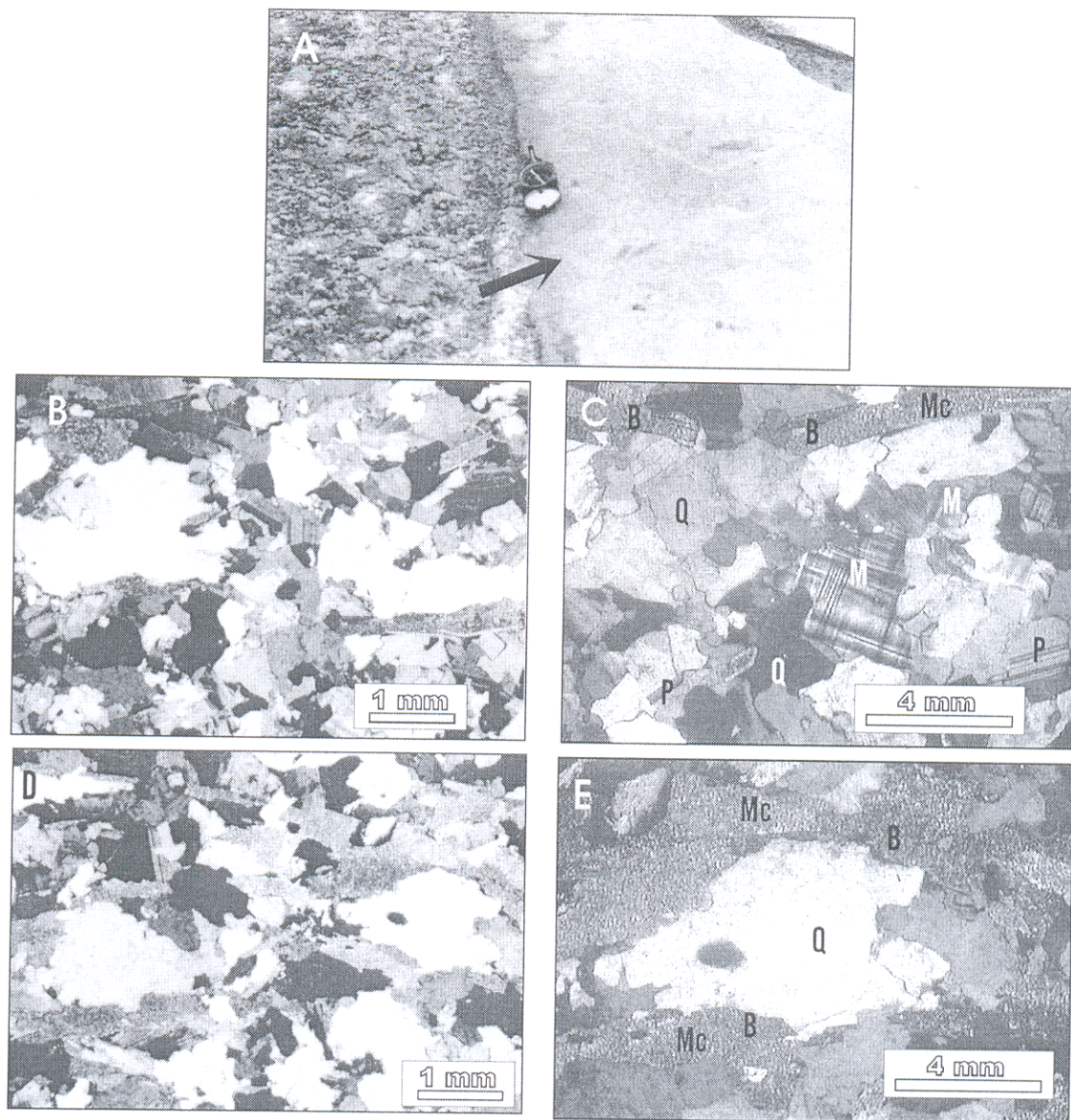


Figura 26– Granitóide Jonasa. A: biotita-moscovita-granodiorito (seta); B: textura protomilonítica; C: detalhe da foto B, mostrando o arranjo irregular dos contatos dos principais minerais; D e E: porfiroclasto de quartzo contornado por micas. Q– quartzo, P- plagioclásio, M- microclínio, B- biotita, Mc- moscovita.

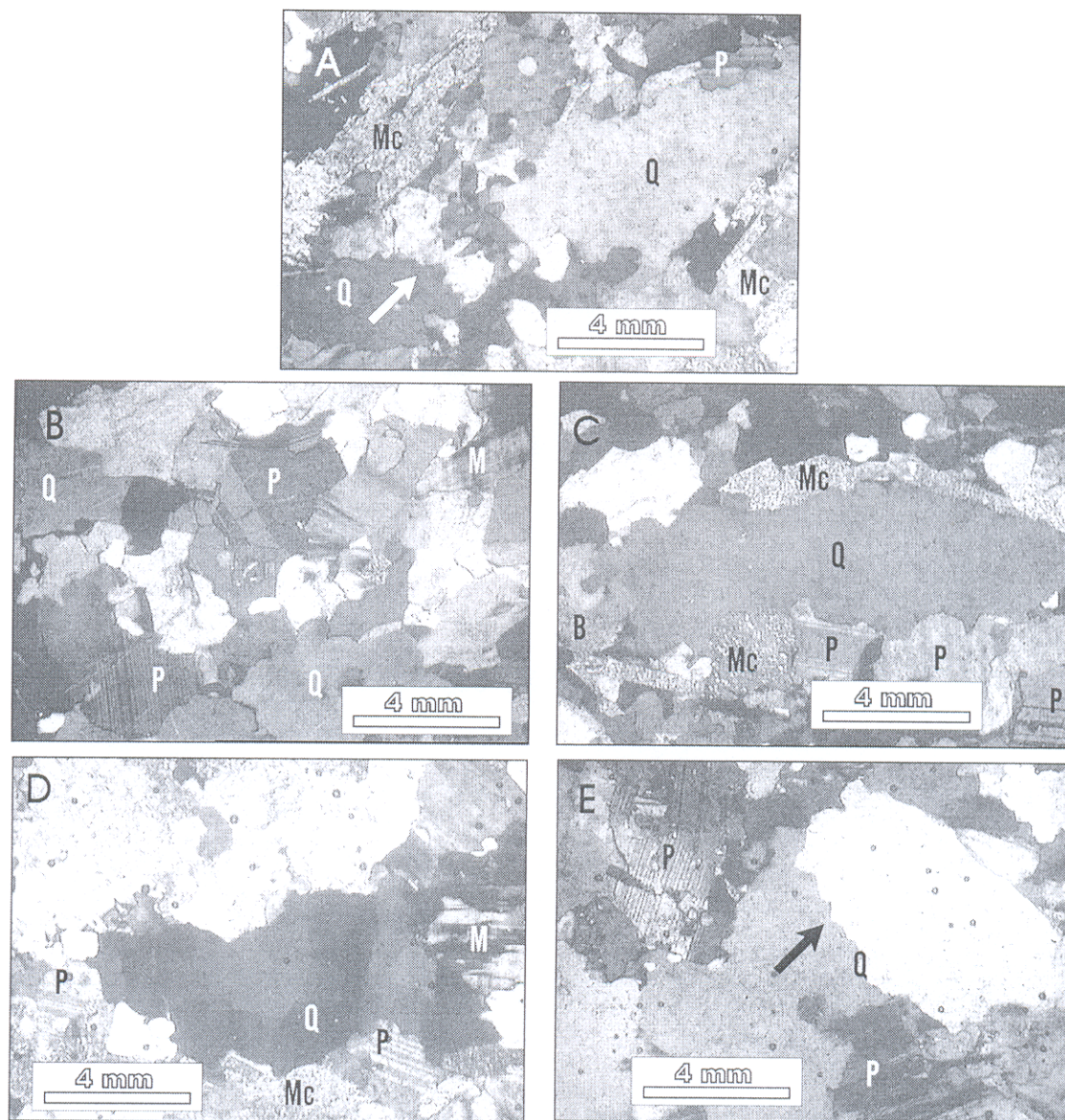


Figura 27– Granitóide Jonasa. A e C: cristais de quartzo alongados; B, C, D e E: contatos irregulares e suturados entre cristais de quartzo (seta), e também entre cristais de quartzo e plagioclásio; D: subgrão de quartzo destacado pela extinção ondulante. Q- quartzo, P- plagioclásio, M- microclínio, B- biotita, Mc- moscovita.

8.7- GRANITÓIDE NEY PEIXOTO

8.7.1- Localização e Descrição Macroscópica

O corpo aflora, principalmente, na pedreira homônima, hoje desativada (Fig. 28), próximo a margem esquerda do rio Guamá, a nordeste da cidade de Irituia.

A rocha apresenta, como característica mesoscópica, coloração cinza a cinza esbranquiçado, textura fanerítica, leucocrática, holocristalina, granulação média a grossa, sendo composta por quartzo, plagioclásio, álcali-feldspato, biotita e moscovita.

As micas estão orientadas, ressaltando uma foliação de direção NW-SE, mergulhando forte para SW. O corpo é cortado por veios quartzo-feldspáticos e pegmatóides, de largura centimétrica, concordantes, subconcordantes e discordantes à foliação. A foliação acompanha subconcordantemente o desenho de dobras fechadas, de movimentação geralmente sinistral (Fig. 28). Não foi observado, nos planos da foliação, estruturas lineares.

8.7.2- Descrição Microscópica

Ao microscópio, os minerais essenciais são quartzo (33,9-23,3%), microclínio (30,2-24,5%), plagioclásio (32,2-21,4%), biotita (15,1-10,7%) e moscovita (9,2-6,1%). Os acessórios são apatita, zircão, epidoto e minerais opacos. Os secundários são clorita, produto de alteração da biotita, óxidos de ferro, resultantes das alterações da moscovita e biotita, a sericita do plagioclásio e moscovita, e os argilo-minerais do microclínio. A análise modal indica tratar-se de um biotita-moscovita-monzogranito (Fig. 29).

A textura geral varia de inequigranular alotriomórfica a granolepidoblástica (Fig. 29). Localmente, ocorrem intercrescimentos micrográficos.

Os cristais de plagioclásio são, geralmente, subédricos a anédricos e tabulares. Mostram maclamento do tipo albita, levemente distorcido. Os contatos com o quartzo e microclínio são curvos, irregulares e alguns retos. A composição em anortita varia entre albita e oligoclásio (An_{8-13}).

O microclínio forma cristais subédricos a anédricos, maclamento xadrez, e apresenta alguns cristais englobando plagioclásio e quartzo. Os contatos com as micas são retos e curvos.

O quartzo é anédrico, com extinção ondulante fraca a moderada, sendo os contatos irregulares e curvos.

As micas são subédricas a anédricas, bem orientadas. Os contatos com os demais minerais são, geralmente, retos. As palhetas de moscovita são maiores que as de biotita.

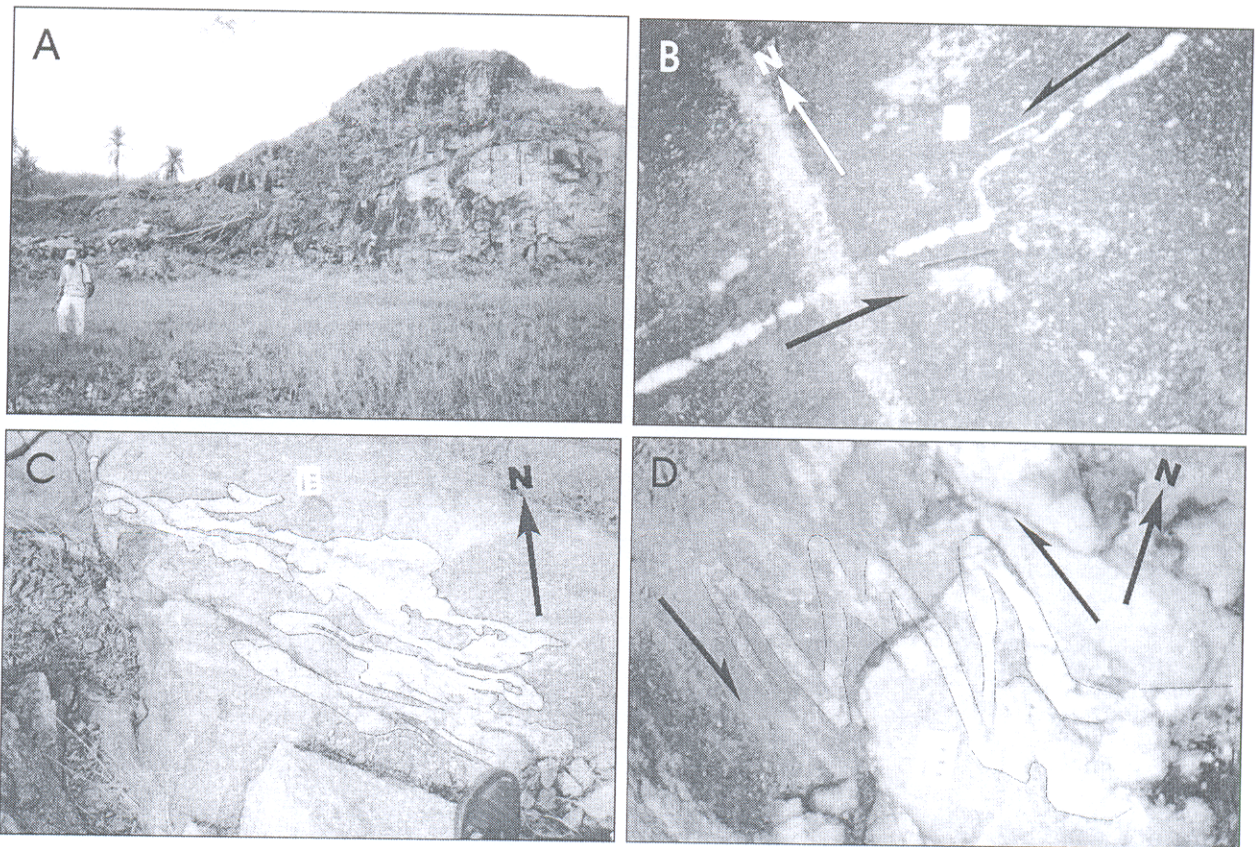


Figura 28– Granitóide Ney Peixoto. A: antiga pedreira Ney Peixoto, no município de Irituia (PA), situada na margem direita da via que liga a vila Salmista (PA-253) à vila Castanhalzinho ; B: mobilizados graníticos desenhando dobras em “S”; C e D: dobras fechadas desenhadas por mobilizados quartzo-feldspáticos.

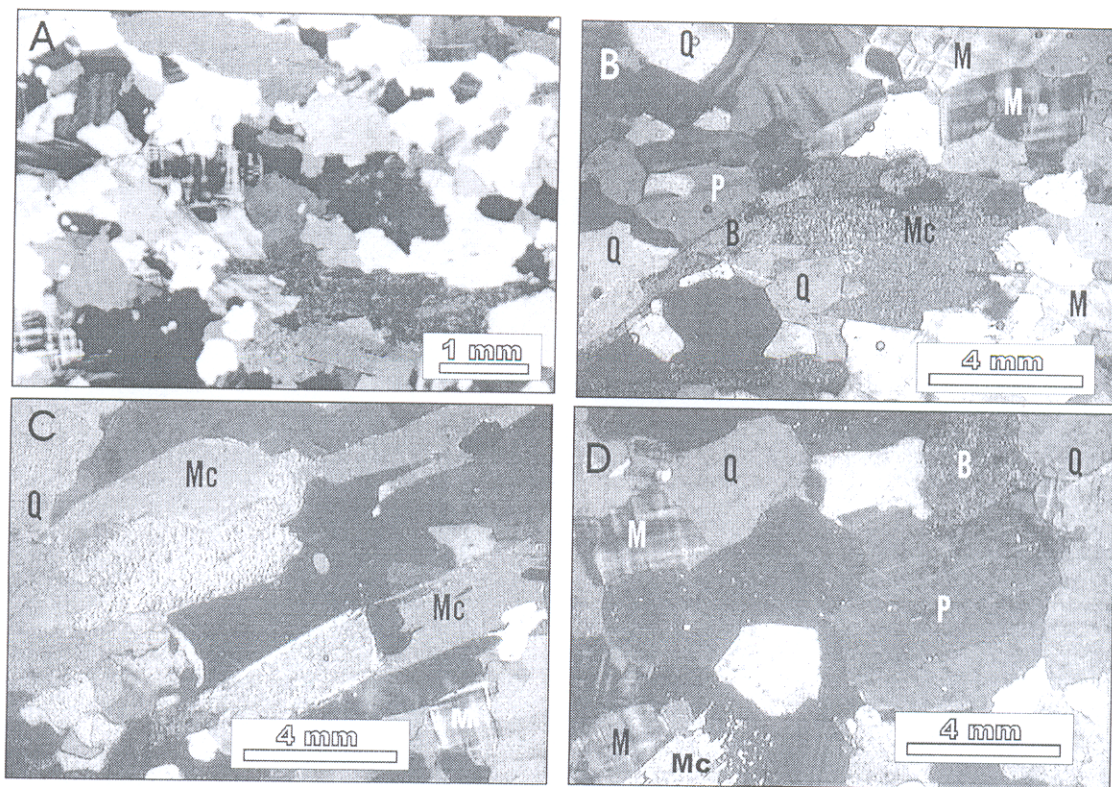


Figura 29- Granitóide Ney Peixoto (biotita-moscovita-monzogranito). A: textura inequigranular aliotriomórfica; B: textura granolepidoblástica; C: palhetas de moscovita orientadas e bem desenvolvidas; D: os contatos curvos e retos entre os principais minerais que compõem o monzogranito. Q: quartzo, M: microclínio; P- plagioclásio; B- biotita; Mc- moscovita.

9- GEOLOGIA ESTRUTURAL

Poucos foram os afloramentos de granitóides que permitiram a realização de um estudo estrutural mais consistente, no sentido de uma melhor caracterização das feições estruturais presentes. Devido à pouca quantidade de dados estruturais levantados, em razão do número reduzido de afloramentos estudados, por serem eles descontínuos e da qualidade de exposição dos corpos, não se conseguiu avançar muito em termos de realizar uma análise estrutural detalhada. Por isso, o estudo tornou-se limitado para uma análise estrutural de forma significativa.

As estruturas tectógenas não estão presentes em todos os corpos, e quando ocorrem não o fazem, no geral, de modo penetrativo. Esta situação é encontrada em granitóides como o Japiim, que em sua maior área aflorante, apresenta-se isotrópico, assim como também os granitóides Tracuateua e Cantão.

9.1- ESTRUTURAS PLANARES

Algumas estruturas planares foram observadas apenas em certos corpos: bandamento composicional (Granitóide Jonasa), fraca foliação S/C (granitóides Mirasselas e Japiim), e uma foliação, destacada apenas pela orientação de minerais micáceos (granitóides Mirasselas e Ney Peixoto).

9.1.1- Foliação Milonítica

Esta feição estrutural é o elemento planar mais importante impresso nos granitóides. Ela está presente nos granitóides Mirasselas, Jonasa e localmente no Japiim. Tem como características cristais de quartzo, plagioclásio e microclínio, geralmente em formas de amêndoas, envolvidos por palhetas de moscovita e biotita, produzindo configurações anastomosadas e ocorrendo de modo penetrativo (Fig. 17 e 22).

9.2- ESTRUTURAS LINEARES

Nos granitóides que apresentam anisotropias, a lineação de estiramento mineral representa a principal estrutura linear, encontrada nos planos da foliação milonítica, definindo o eixo X do elipsóide de deformação finita. Caracteriza-se, principalmente, pelo alongamento de minerais de quartzo, e é muito bem observada em lâmina delgada.

No Granitóide Mirasselas, além de lineações de estiramento mineral, estão presentes lineações minerais, caracterizadas por “livros” de micas, tais como biotita e moscovitas centimétricas.

Dentre os granitóides que apresentam-se foliado, o Granitóide Ney Peixoto foi o único em que não se observou estrutura linear.

9.3- DOBRAS

Estão presentes, de forma clara, nos granitóides Jonasa e Ney Peixoto. No granitóide Jonasa, os mobilizados produzem dobras de estilos complexos e dobras ptigmáticas, que aparecem no plano YZ. As dobras assimétricas, em Z e S, apresentam seus planos axiais, geralmente, sub-paralelos a paralelos às foliações, principalmente, nas direções entre 338°-345° Az. Dentre os estilos de dobras observadas, não há o predomínio de uma em relação a outra.

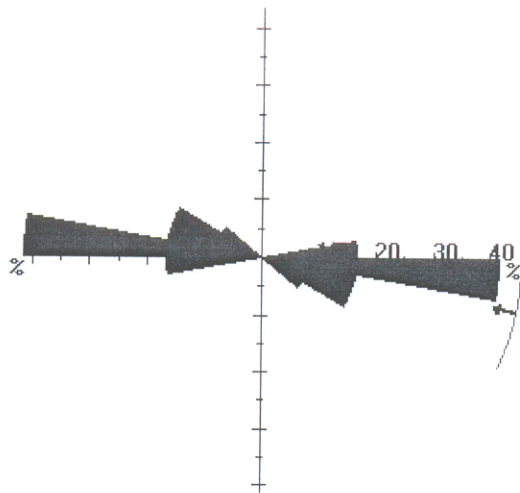
As dobras do Granitóide Ney Peixoto são desenhadas por mobilizados, de composição quartzo-feldspática, de dimensões centimétricas. São predominantemente dobras fechadas e de formas complexas, com desenhos em Z e S, sendo que prevalece o último estilo (Fig. 28). Nas porções onde ocorrem as dobras, normalmente à foliação acompanha os contornos das dobras.

9.4- DESCRIÇÕES DAS ESTRUTURAS PLANARES E LINEARES DOS GRANITÓIDES

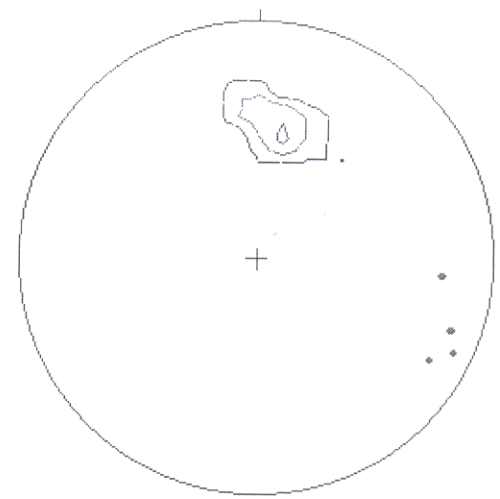
9.4.1- Granitóide Mirasselas

A foliação milonítica corresponde a uma superfície planar, impressa em um monzogranito (Fig. 15 e 17), cuja direção situa-se entre 277°-295° Az (Fig. 30a). Seus mergulhos apresentam ângulos médios a relativamente altos, geralmente, com valores entre 48°-68° para SSW (Fig. 30b). Localmente, de forma bem sutil, encontra-se uma foliação S/C dextral.

A lineação de estiramento mineral tem caimento ao redor de 5° - 14° , para os azimutes situados entre 95° - 120° (Fig. 30b). Embora, poucas foram as medidas de lineação, mas, pode-se dizer que o ângulo do *rake* é baixo.



a)



b) Foliação: 12 medidas
Lineação: 4 medidas

Figura 30- a) Rosácea da foliação milonítica do Granitóide Mirasselas, indicando a direção preferencial WNW-ESE; b) Estereograma da foliação milonítica, mostrando a concentração dos pólos na porção NNE e a lineação de estiramento mineral, caindo para SE (círculo cheio).

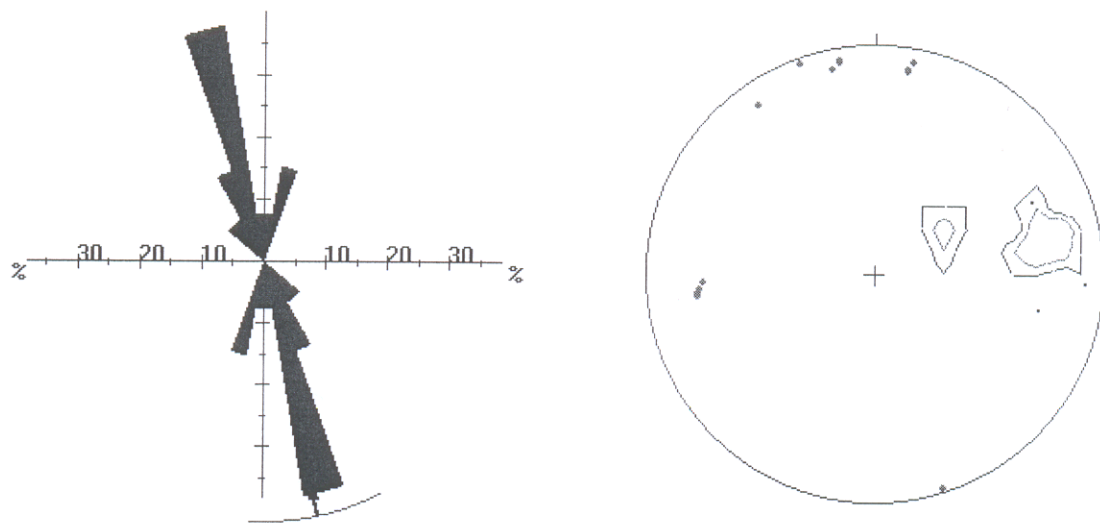
9.4.2- Granitóide Jonasa

A foliação milonítica está presente em um granodiorito gnaissificado. Este litotipo, apresenta um complexo arranjo estrutural, onde ocorrem mobilizados de sílica, que aparentemente englobam e isolam partes da rocha (Fig. 25). Além desta característica, uma grande rede de veios pegmatóides secciona o corpo.

A foliação milonítica, posiciona-se, preferencialmente, entre 320° - 351° Az (Fig. 31a). Os mergulhos variam de médio a alto, entre 25° - 80° para WSW (Fig. 31b). Ocorrem situações em que a direção da foliação encontra-se desviada por estruturas de arrasto (Fig. 25).

A lineação de estiramento mineral, dada, principalmente, pela alongamento de cristais de quartzo, possui mergulhos, predominantemente baixos entre 3° - 11° , no intervalo de 325° - 353° Az. Outro posicionamento espacial da lineação encontra-se com ângulos de caimento entre 24° - 26° , e azimutes no intervalo de 263° - 267° (Fig. 31b).

As relações entre a foliação e a lineação indicam duas posições espaciais para o *rake*. Uma delas é de ângulo baixo (predominante) e a outra é quase frontal (Fig. 31b).



a)

b) Foliação: 13 medidas
Lineações: 12 medidas

Figura 31- a) Rosácea da foliação milonítica do Granitóide Jonasa, indicando a direção preferencial NNW-SSE; b) Estereograma da foliação milonítica, mostrando dispersão da concentração dos pólos na porção ENE e a lineação de estiramento mineral, caindo, principalmente para NNW e WSW (círculo cheio).

9.4.3- Granitóide Japiim

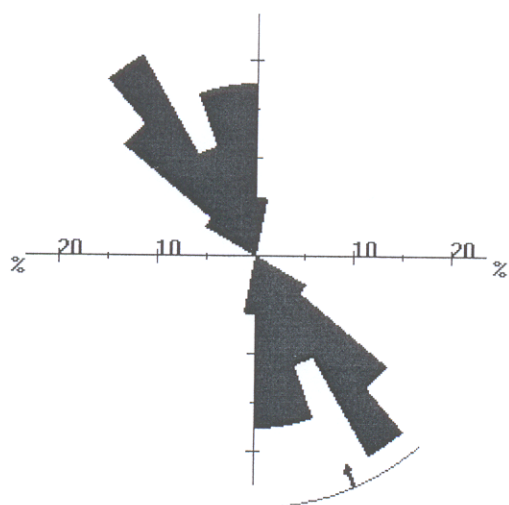
Neste corpo, as estruturas planares e lineares são encontradas de forma restrita. Ocorrem, principalmente, nos afloramentos da cachoeira do rio Piriá, na vila Japiim, onde o granitóide apresenta-se completamente deformado, manifestando tanto estruturas dúcteis como rúpteis.

Essa área está representado por um leucosienogranito, de granulação grossa, com faixas centimétricas milonitizadas (Fig. 22). Os feldspatos e o quartzo estão amendoados,

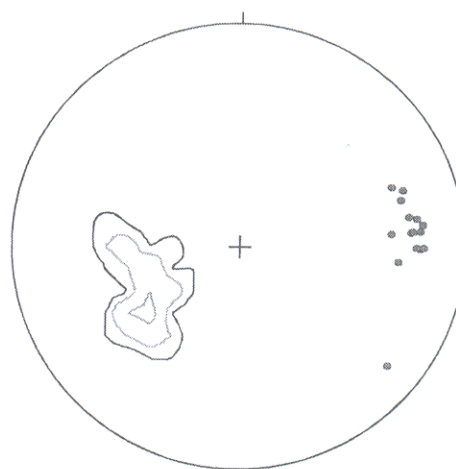
sendo que as micas, com padrão anastomótico, ressaltam à foliação, além de uma fraca foliação S/C sinistral.

A foliação milonítica ocorre segundo duas direções principais: NW-SE (125° - 155° Az) a mais comum e N-S (170° - 185°) (Fig. 32a). Os seus mergulhos, de médio ângulo, variam com valores entre 25° - 55° para NE e ENE (Fig. 32b).

A lineação, caracterizada pelo estiramento de cristais de quartzo, tem mergulhos médios, predominantemente, entre 20° - 33° , e direções azimutais que variam entre 70° - 95° (Fig. 32b). A relação espacial entre a foliação e a lineação sugere um *rake* de ângulo médio.



a)

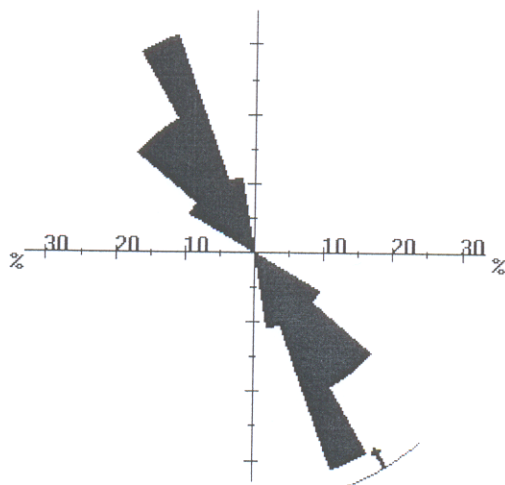


b) Foliação: 17 medidas
Lineação: 15 medidas

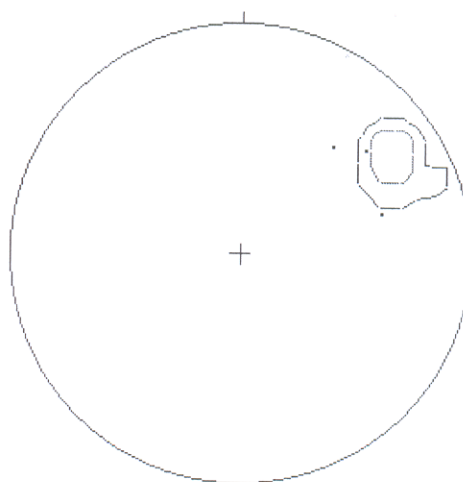
Figura 32- a) Rosácea da foliação milonítica do Granitóide Japiim, indicando a direção preferencial NW-SE, e uma outra secundária, N-S; b) Estereograma da foliação milonítica, mostrando a dispersão dos pólos no quadrante SW e a lineação de estiramento mineral, caindo, principalmente para ENE (círculo cheio).

9.4.4- Granitóide Ney Peixoto

A foliação presente neste corpo é definida pela disposição espacial de moscovita e biotita, que emprestam um caráter foliado, de ocorrência localizada, ao monzogranito que ali ocorre. A direção da foliação posiciona-se entre 310° - 344° Az (Fig. 33a). Os seus mergulhos, de alto ângulo, possuem valores entre 63° - 85° para SW (Fig. 33b).



a)



b) Foliação: 9 medidas

Figura 33- a) Rosácea do Granitóide Ney Peixoto, indicando a direção preferencial NW-SE da foliação; b) Estereograma da foliação, mostrando a concentração dos pólos no quadrante NE .

9.5- JUNTAS E FALHAS

Além das estruturas dúcteis, descritas anteriormente, todos os granitóides estão seccionados por juntas e falhas, encontradas em diversas direções e em diferentes graus de penetratividade, as quais relacionam-se a eventos deformacionais tardios em suas evoluções.

O arranjo geral, das direções preferenciais, das estruturas rúpteis dos granitóides são as seguintes:

Mirasselas: Juntas- NW-SE (predominantes), N-S e NNE-SSW. Falhas- NNE-SSW, NNW-SSE e NW-SE;

Tracuateua: Juntas- NW-SE (predominantes), NNW-SSE e NE-SW. Falhas- NNW-SSE, NE-SW e N-S;

Jonasa: Juntas- NNW-SSE (predominantes), NW-SE e WSW-ENE. Falhas- NNW-SSE e NW-SE;

Japiim: Juntas- N-S (predominantes), NNW-SSE e W-E. Falhas- NNW-SS, NW-SE e W-E;

Cantão: Juntas- N-S (predominantes), WNW-ESE e WSW-ENE.

Ney Peixoto: Juntas- WNW-ESE (predominantes), NNW-SSE e W-E.

9.6- CONSIDERAÇÕES ESTRUTURAIS

Com base na análise geométrica das estruturas planares, lineares e feições microestruturais, anteriormente descritas, tornam-se possível as seguintes considerações, no que se refere ao comportamento dos granitóides estudados:

- No Granitóide Mirasselas, a concentração da deformação provocou o aparecimento de faixas de milonitização no corpo, na direção WNW-ESE. O *rake* baixo sugere uma situação em transcorrência.

- A foliação preferencial, na direção NNW-SSE, do Granitóide Jonasa apresenta dois distintos ângulos de mergulho para WSW: o predominante, com ângulos alto e *rake* baixo, sugere a existência de movimentos transcorrentes. Um segundo, com ângulos de mergulho médio e *rake* médio, sugere uma componente de movimentação oblíqua. Também pode ser uma disposição espacial de foliação S/C no corpo. As dobras ora em S ora em Z, estatisticamente não ajudam na indicação da movimentação.

- No Granitóide Japiim, a foliação milonítica predomina na direção NW-SE. Porém, existe uma tendência da foliação a posicionar-se em uma direção secundária (N-S). Esta variação, possivelmente está relacionado ao forte corredor de cisalhamento rúptil, em que se encontra esse granitóide, nessa área, o qual formou falhas, de movimentações dextrais e sinistrais, e padrões de fraturamentos romboédricos (Fig. 20). Estas discontinuidades promoveram modificações que desviaram o padrão NW-SE das feições preexistentes.

Uma outra feição encontrada no Granitóide Japiim, diz respeito ao mergulho da foliação para NE, que difere do padrão regional (mergulho para SW). Esta situação pode ser compreendida considerando-se a hipótese de que existiria uma estrutura na borda nordeste do batólito, como por exemplo estruturas planares de fluxo magmático, que, posteriormente foram submetidas a um evento deformacional, gerando a foliação milonítica, e provocando um caso de superposição de estrutura, mascarando a estrutura pretérita. Mas, não se pode descartar a possibilidade de retrocavalcamento localizado, como pode ser deduzido a partir do arranjo geométrico entre a foliação e a lineação, cujo *rake* é médio.

- No Granitóide Ney Peixoto, marcadores cinemáticos, representados por mesodobras em S, numericamente mais expressivas, definem a impressão de uma movimentação sinistral no corpo, semelhante ao padrão regional.

- Algumas microestruturas descritas nos granitóides deformados, são compatíveis com condições mecânicas deformacionais rúptil-dúcteis (fraturamento de cristais de plagioclásio e microclínio, e quartzos alongados). Este mecanismo deformacional produziu recristalizações restritas, principalmente em cristais de quartzo. Os produtos desse processo promoveu, nos litotipos, evoluções miloníticas entre os estágios de protomilonitos a milonitos.

- Os granitóides Tracuateua e Cantão, estruturalmente, são isotrópicos. Neles, com a restrição de que foram poucos os afloramentos estudados, não foram encontrados marcadores de deformação, em condições mecânicas, rúptil-dúctil.

- As principais direções do conjunto de juntas e falhas que afetaram os granitóides estudados foram NW-SE e NNW-SSE, que coincidem com as direções preferenciais da estruturas pretéritas dúcteis (NW-SE).

10- GEOCRONOLOGIA DOS GRANITÓIDES

Para o estudo geocronológico, dos granitóides da região nordeste do Pará, utilizou-se, de forma principal, o método de evaporação de Pb em monocristais de zircão.

Além desse método geocronológico, serão apresentados também os primeiros dados da aplicação do método de análise isotópica Sm/Nd em rocha total, referentes aos granitóides em estudo, objetivando indicar as fontes e as idades dos protólitos, a partir das quais estes se originaram.

10.1- MÉTODO DE EVAPORAÇÃO DE Pb EM MONOCRISTAIS DE ZIRCÃO

Foram estudados corpos, de diversos locais da região abordada, conforme a tabela abaixo:

Tabela 2- Localização dos pontos de coleta das amostras analisadas.

(Continua)			
GRANITÓIDE/ AMOSTRA	COORDENADAS	LOCAL	LITOTIPO
Ney Peixoto (NP-5)	01° 37' 35" S	Próximo à margem esquerda do rio Guamá	Biotita-moscovita- monzogranito foliado
	47° 20' 09" W	(Município de Irituia)	
Mirasselas (M-2e)	01°03' 35" S	Próximo à margem direita do rio Quatipuru	Biotita-moscovita- monzogranito foliado
	46° 58' 11" W	(Município de Tracuateua)	
Tracuateua (T-1)	01°04' 03" S	Pedreira Santa Mônica	Moscovita-biotita- monzogranito
	46° 55' 43" W	(Município de Tracuateua)	
Jonasa (Jo)	01°39' 07" S	Fazenda Cachoeira	Biotita-moscovita- granodiorito gnaissificado
	47° 07' 00" W	(Município de Cap. Poço)	
Cantão (C-5)	01°39' 03" S	Vila Cantã	Biotita-monzogranito
	46° 49' 47" W	(Município de Sta. Luzia)	

(Conclusão)			
GRANITÓIDE/ AMOSTRA	COORDENADAS	LOCAL	LITOTIPO
Japiim (J-5)	01°58' 38" S	Vila Timbozal	Biotita-granodiorito
	46° 39' 56" W	(Município de Vizeu)	porfírico
Ourém (O-1)	01 33' 11" S		
	47° 06' 55" W	Cidade de Ourém	Biotita-moscovita-gnaiss

10.1.1- Apresentação dos Resultados Experimentais

Os valores encontrados são considerados idades médias e interpretadas como idades mínimas de cristalização. Em alguns corpos, valores discrepantes, normalmente maiores que as idades médias, são considerados representarem zircões herdados.

10.1.1.1- Granitóide Ney Peixoto

Esta amostragem ofereceu zircões no intervalo 0,250-0,125 mm, proporcionando uma quantidade relativamente grande de cristais prismáticos, bipiramidais, alguns com faces bem arredondadas, incolores e raras inclusões. Separou-se 15 cristais de zircão e 12 foram levados para análise.

Dentre estes zircões, 7 forneceram idades semelhantes, definindo uma idade média de 549 ± 4 Ma (Fig. 34 e Tab. 3). O zircão NP5/4 forneceu um erro considerado elevado, mas observou-se, com a sua exclusão, que a idade média não se modificava, por isso a presença dele no cálculo. Um zircão ofereceu, em sua maior temperatura de análise, a idade de 1.901 ± 7 Ma, afastando-se da idade média calculada.

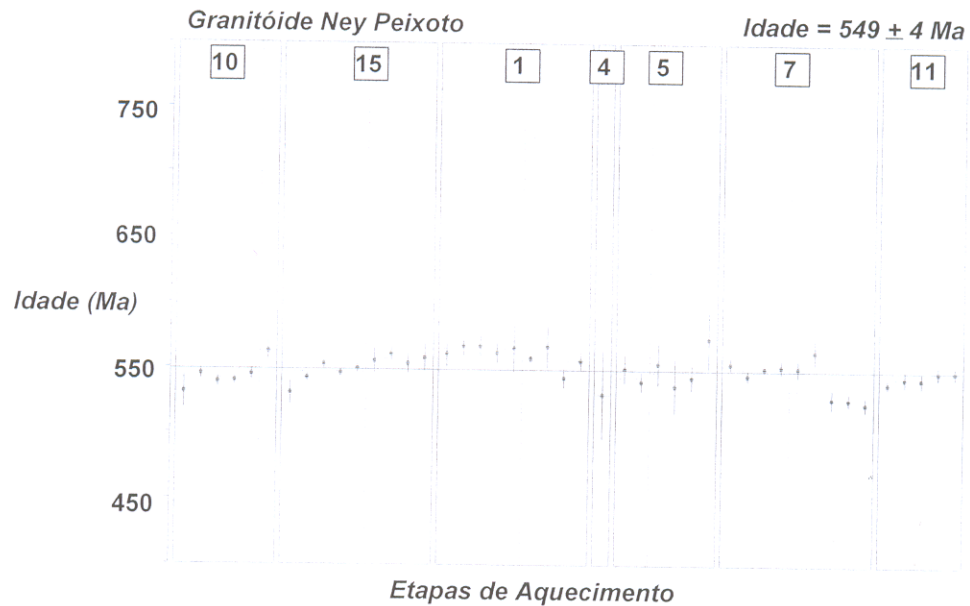


Figura 34- Granitóide Ney Peixoto. Diagrama Idade (em Y) versus Etapas de evaporação (em X) dos cristais de zircão. Círculo cheio - bloco de razões isotópicas utilizado para o cálculo da idade; Desvio analítico a 2σ .

Tabela 3- Granitóide Ney Peixoto. Resultados analíticos dos zircões. Razão ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$)c corrigida para Pb comum.

Zircão	Temp. C°	Razões	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ $\pm 2\sigma$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ $\pm 2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ $\pm 2\sigma$	$(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_c$ $\pm 2\sigma$	Idade (Ma)
NP2/10	450	86/86	0,000021±1	0,15964±861	0,05865±10	0,05831±12	542±4
	500	18/18	0,000035±20	0,10928±89	0,05938±34	0,05887±44	563±16
NP2/15	500	88/88	0,000014±2	0,08050±65	0,05865±13	0,05845±13	547±5
	550	72/72	0,000056±10	0,22480±66	0,05963±19	0,05873±23	557±8
NP2/1	450	90/90	0,0000118	0,07061±56	0,05902±22	0,05894±23	565±8
	470	68/68	0,000000±0	0,08524±64	0,05870±14	0,05870±14	556±5
NP2/4	450	16/16	0,000280±80	0,09782±718	0,06208±138	0,05801±182	530±69
NP2/5	450	34/34	0,000000±0	0,04755±344	0,05835±34	0,05835±34	543±13
	470	66/66	0,000000±0	0,51141±196	0,05847±40	0,05847±40	548±15
NP2/7	500	70/70	0,000008±3	0,04183±167	0,05868±11	0,05855±12	551±4
	550	88/88	0,000084±14	0,26501±155	0,05936±15	0,05811±36	534±14
NP2/11	500	76/76	0,000045±8	0,10998±1269	0,05900±11	0,05837±12	544±5
772/772							549±4

10.1.1.2- Granitóide Mirasselas

Os zircões encontrados foram extraídos no intervalo 0,177-0,082 mm, que ofereceram uma quantidade relativamente grande de zircões, de forma prismática, bipiramidal, alguns bem alongados em seu eixo C, com as extremidades arredondadas, translúcidos, incolores e de colorações castanho claro e róseo. Em sua maioria, os cristais estavam fraturados, com inclusões, sobrecrecimentos nas suas bordas e alguns com características metamíticas.

Separou-se 16 cristais de zircão para análise. 7 zircões forneceram idades aproximadas, definindo uma idade média de 2.091 ± 5 Ma (Fig. 35 e Tab. 4).

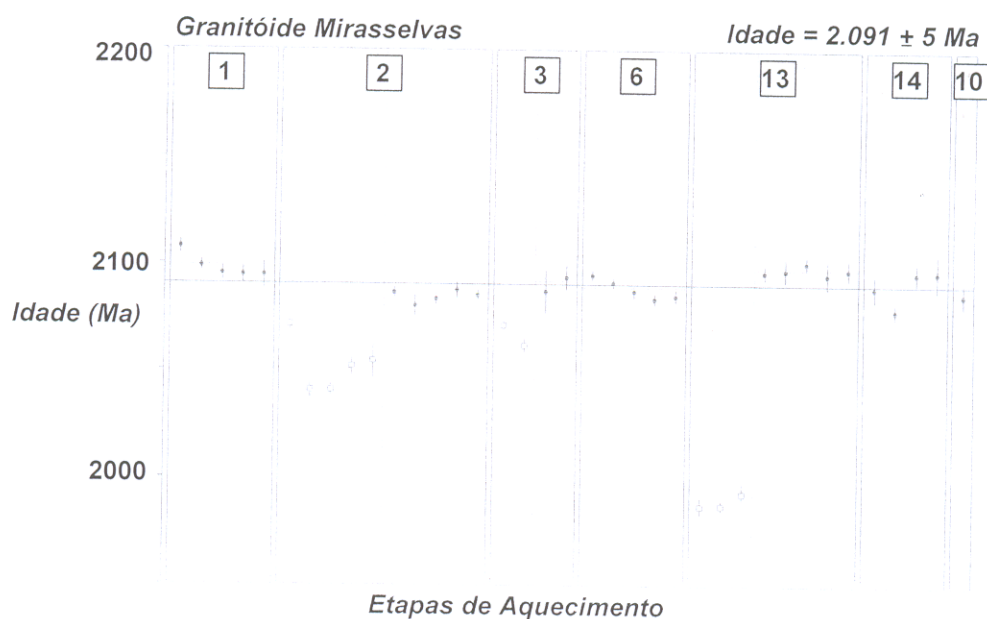


Figura 35- Granitóide Mirasselas. Diagrama Idade (em Y) versus Etapas de evaporação (em X) dos cristais de zircão. Círculo cheio - bloco de razões isotópicas utilizado para o cálculo da idade; Quadrado - bloco eliminado subjetivamente; Desvio analítico a 2σ .

Tabela 4- Granitóide Mirasselas. Resultados analíticos dos zircões.(*)- Etapa eliminada subjetivamente; Razão ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$)c corrigida para Pb comum.

Zircão	Temp. °C	Razões	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ $\pm 2\sigma$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ $\pm 2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ $\pm 2\sigma$	$(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_c$ $\pm 2\sigma$	Idade (Ma)
M2e/1	1500	86/86	0,000039±3	0,04069±402	0,13059±36	0,13006±36	2.099±5
M2e/2	*1450	0/84	0,000050±9	0,02086±49	0,12733±91	0,12677±100	2.054±14
	1500	86/86	0,000004±4	0,00785±9	0,12907±21	0,12905±21	2.085±3
M2e/3	*1450	0/34	0,000112±19	0,02243±122	0,12937±27	0,12779±66	2.068±9
	1500	36/36	0,000003±4	0,01794±470	0,12956±76	0,12955±76	2.092±10
M2e/4	*1450	0/16	0,000094±50	0,02129±34	0,12450±43	0,12325±79	2.004±11
M2e/6	1450	84/84	0,000067±7	0,13114±62	0,13018±27	0,12934±30	2.089±4
M2e/12	*1450	0/18	0,000294±52	0,07632±205	0,11657±111	0,11260±132	1.842±21
M2e/13	*1450	0/52	0,000179±24	0,09751±361	0,12457±27	0,12218±29	1.988±4
	1470	88/88	0,000004±4	0,03587±40	0,13002±29	0,12999±29	2.098±4
M2e/14	1470	72/72	0,000037±14	0,06919±46	0,12958±50	0,12912±68	2.086±9
M2e/7	*1450	0/54	0,000132±9	0,08035±691	0,12256±354	0,12116±366	1.974±54
M2e/10	1470	16/16	0,000000±0	0,03805±61	0,12911±88	0,12911±88	2.086±12
M2e/15	*1450	0/50	0,000258±30	0,06825±21	0,11640±143	0,11291±184	1.847±29
468/776							2.091±5

10.1.1.3- Granitóide Tracuateua

Os zircões selecionados foram encontrados na fração 0,177-0,082 mm. Esta rocha proporcionou uma quantidade significativa de zircões prismáticos, bipiramidais, alguns com formas irregulares. A maioria deles, apresentavam-se com as extremidades arredondadas, eram translúcidos, raramente incolores, sendo que ocorriam também com colorações róseo, amarelado a castanho claro. Às vezes, mostravam-se fraturados, com inclusões, sobrecrecimento, além da existência de bastante cristais metamíticos.

Foram separados 12 cristais de zircão para análise. Apenas 9 cristais deram sinais de Pb suficiente para os procedimentos do cálculo da idade. Dentre estes cristais, 5 zircões definiram uma idade média de 2.086 ± 10 Ma (Fig. 36 e Tab. 5).

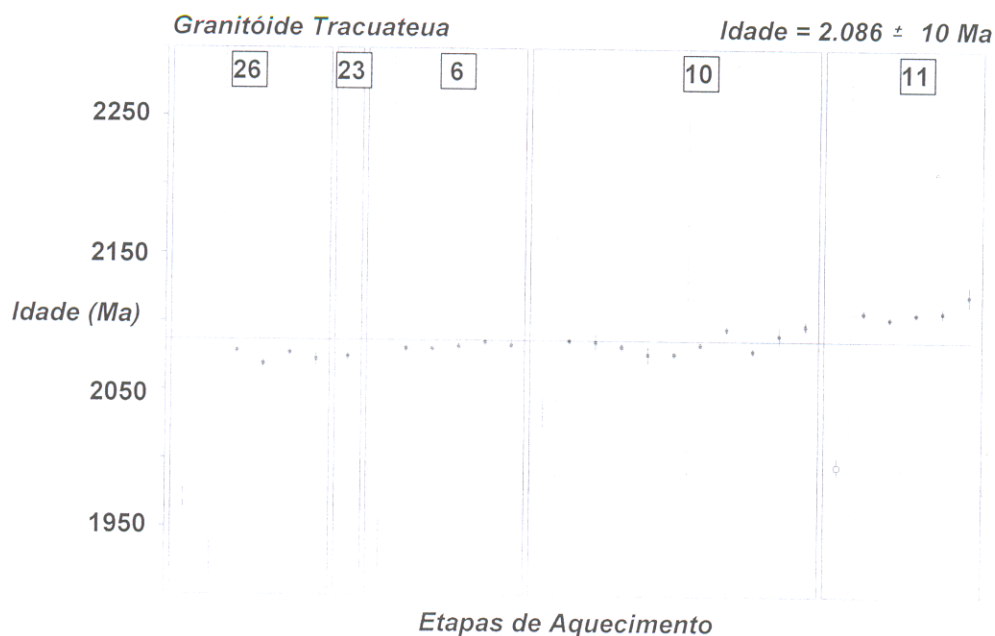


Figura 36- Granitóide Tracuateua. Diagrama Idade (em Y) versus Etapas de evaporação (em X) dos cristais de zircão. Círculo cheio - bloco de razões isotópicas utilizado para o cálculo da idade; Quadrado - bloco eliminado subjetivamente; Desvio analítico a 2σ .

Tabela 5- Granitóide Tracuateua. Resultados analíticos dos zircões.(*)- Etapa eliminada subjetivamente; Razão ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$)c corrigida para Pb comum.

Zircão	Temp. °C	Razões	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ $\pm 2\sigma$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ $\pm 2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ $\pm 2\sigma$	$(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_c$ $\pm 2\sigma$	Idade (Ma)
TZ/26	*1450	0/30	0,000681±54	0,10030±210	0,12904±159	0,12031±248	1.961±37
	1500	68/68	0,000033±5	0,06295±29	0,12876±30	0,12829±30	2.075±4
TZ/23	1450	18/18	0,000276±20	0,06601±62	0,13187±43	0,12822±51	2.074±7
TZ/6	*1450	0/16	0,000547±148	0.03169±137	0,12608±153	0,11875±253	1.938±38
	1470	88/88	0,000045±3	0,01502±7	0,12937±19	0,12875±19	2.081±3
TZ/10	*1450	0/18	0,000442±84	0,04633±66	0,13121±113	0,12534±160	2.034±22
	1470	90/90	0,000127±9	0,02909±22	0,13045±25	0,12873±31	2.081±4
	1500	78/78	0,000009±5	0,02035±50	0,12925±58	0,12918±51	2.087±7
TZ/11	*1450	0/18	0,000255±50	0,04938±98	0,12605±64	0,12265±93	1.995±13
	1470	86/86	0,000018±11	0,10314±66	0,13080±28	0,13061±25	2.107±3
428/510							2.086±10

10.1.1.4- Granitóide Jonasa

A seleção dos zircões foi feita, principalmente, no intervalo 0,250-0,082 mm. Esses zircões tinham como características formas prismáticas, bipiramidais, com terminações arredondadas, outras ovaladas e irregulares, translúcidos, incolores e de colorações amarelada a castanho claro. Alguns apresentavam fraturas, inclusões e estavam bastante metamitizados.

Foram selecionados e analisados 22 cristais de zircão. Dentre estes, 13 forneceram idades e apenas 5 cristais ofereceram um platô, definindo a idade média de 2.061 ± 8 Ma (Fig. 37 e Tab. 6). Os cristais de zircão - Jo/3, Jo/4, Jo/7 e Jo/8, em suas maiores temperaturas de análise, ofereceram idades superiores a idade média, estabelecendo valores de 2.325 ± 10 , 2.374 ± 6 , 2.387 ± 5 e 2.446 ± 7 Ma.

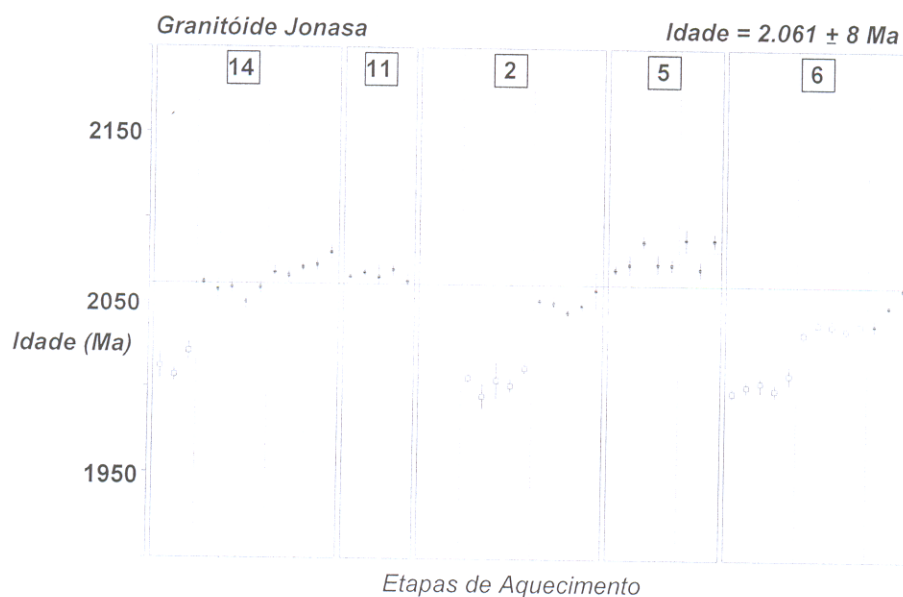


Figura 37- Granitóide Jonasa. Diagrama de Idade (em Y) versus Etapas de evaporação (em X) dos cristais de zircão. Círculo cheio - bloco de razões isotópicas utilizado para o cálculo da idade; Quadrado - bloco eliminado subjetivamente; Desvio analítico a 2σ .

Tabela 6 – Granitóide Jonasa. Resultados analíticos dos zircões.(*)- Etapa eliminada subjetivamente; Razão ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$)c corrigida para Pb comum.

Zircão	Temp. °C	Razões	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ $\pm 2\sigma$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ $\pm 2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ $\pm 2\sigma$	($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$)c $\pm 2\sigma$	Idade (Ma)
Jo/14	*1500	0/54	0,000105±13	0,04403±46	0,12529±52	0,12378±60	2.010±9
	1550	84/84	0,000000	0,02051±23	0,12710±29	0,12710±29	2.050±4
	1580	86/86	0,000012±5	0,00565±54	0,02051±23	0,12801±29	2.072±4
Jo/10	1500	88/88	0,000011±7	0,11136±34	0,12815±25	0,12623±40	2.046±6
Jo/2	*1450	0/54	0,000108±12	0,01271±32	0,10326±45	0,10166±50	1.655±9
	*1500	0/90	0,000004±6	0,00812±16	0,12340±30	0,12338±31	2.006±4
	1550	86/86	0,000004±6	0,00585±19	0,12638±23	0,12637±23	2.048±3
Jo/5	1550	72/90	0,000036±18	0,02251±36	0,12836±33	0,12808±34	2.072±5
	1600	52/52	0,000011±9	0,01905±35	0,12889±90	0,12877±86	2.081±12
Jo/6	*1500	0/82	0,000006±6	0,02142±23	0,12322±36	0,12305±26	2.001±4
	*1550	0/86	0,000001±2	0,00700±5	0,12554±20	0,12554±20	2.037±3
	1570	34/50	0,000000±0	0,00509±35	0,12656±56	0,12656±56	2.051±8
502/902							2.061±8

10.1.1.5- Granitóide Cantão

Os zircões foram encontrados, principalmente, na fração 0,177-0,125 mm. Esta amostra forneceu pouquíssimos cristais em condições propícias para análise. Grande parte dos zircões eram metamíticos. Os cristais eram prismáticos, arredondados nas suas extremidades, alguns mostrando bem as faces bipiramidais, além de outras formas irregulares. Eram cristais, na maioria, translúcidos e outros de colorações amarelada a castanho claro. Poucas fraturas e inclusões foram encontradas.

Foi possível selecionar 11 cristais e todos foram analisados. Dentre estes cristais, 5 zircões forneceram idades. Apenas 2 cristais definiram uma idade média de 2.159 ± 13 Ma (Fig. 38 e Tab. 7), o que fragiliza o resultado, o qual deve ser visto com reservas.

10.1.1.6- Granitóide Japiim

Esta rocha ofereceu zircões no intervalo 0,177-0,125 mm, com uma quantidade de cristais relativamente reduzida. As características morfológicas mostraram zircões prismáticos, bipiramidais, a maioria arredondados nas suas terminações, alguns bem alongados em seu eixo maior e outros ovalados, translúcidos, raramente incolores e de colorações amarelada e castanho claro. Possuíam fraturas, inclusões e em certos cristais, raras feições metamíticas nas bordas.

Foram analisados 9 cristais de zircão. Destes, 5 forneceram uma idade que definiu um platô com a média de 2.084 ± 5 Ma (Fig. 39 e Tab. 8). Um zircão ofereceu a idade de 2.351 ± 12 Ma.

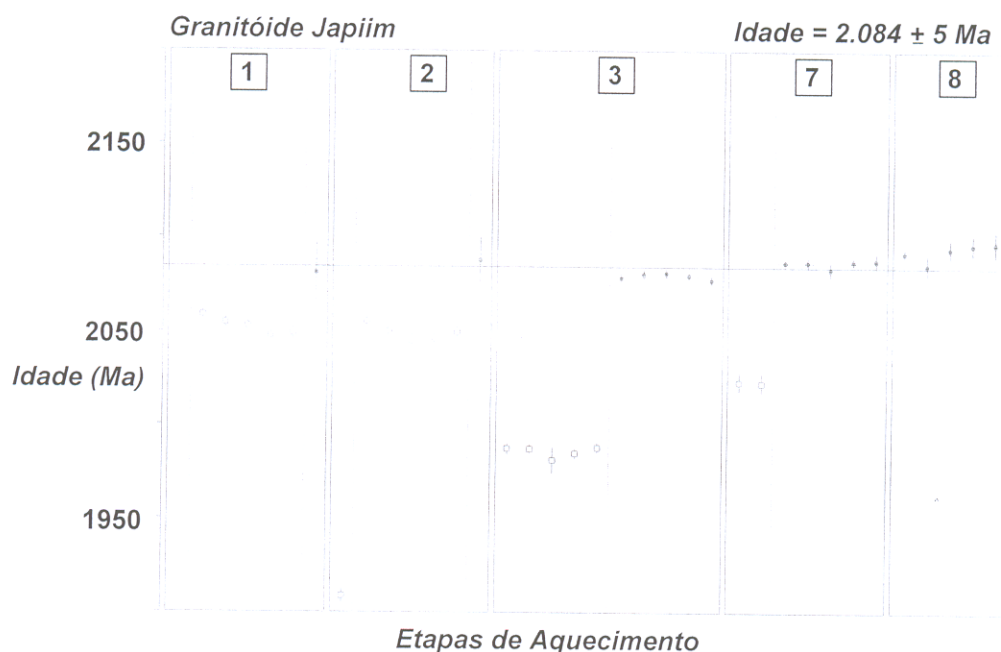


Figura 39- Granitóide Japiim. Diagrama de Idade (em Y) versus Etapas de evaporação (em X) dos cristais de zircão. Círculo cheio - bloco de razões isotópicas utilizado para o cálculo da idade; Quadrado - bloco eliminado subjetivamente; Desvio analítico a 2σ .

Tabela 8- Granitóide Japiim. Resultados analíticos dos zircões.(*)- Etapa eliminada subjetivamente; Razão ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$)c corrigida para Pb comum.

Zircão	Temp. °C	Razões	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ $\pm 2\sigma$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ $\pm 2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ $\pm 2\sigma$	($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$)c $\pm 2\sigma$	Idade (Ma)
JPN/01	*1450	0/14	0,000393±38	0,05714±118	0,12135±74	0,11606±91	1.897±14
	*1500	0/90	0,000072±8	0,08199±244	0,12764±22	0,12669±28	2.053±4
	1550	16/16	0,000053±26	0,10772±78	0,12943±235	0,12873±237	2.081±32
JPN/02	*1450	0/18	0,000261±32	0,05883±63	0,12035±49	0,11685±65	1.909±10
	*1500	0/88	0,000069±3	0,09556±199	0,12749±22	0,12650±25	2.050±4
	1450	16/16	0,000070±32	0,16170±146	0,13016±173	0,12924±178	2.088±24
JPN/03	*1450	0/82	0,000220±5	0,05271±15	0,12498±18	0,12204±19	1.987±3
	1500	86/86	0,000018±3	0,11106±188	0,12887±17	0,12861±17	2.079±2
JPN/07	*1450	0/36	0,000098±23	0,05079±119	0,12588±44	0,12457±55	2.023±8
	1500	88/88	0,000030±3	0,08339±40	0,12960±20	0,12915±20	2.087±3
JPN/08	1500	86/86	0,000047±12	0,11850±77	0,13018±28	0,12959±30	2.093±4
292/620							2.084±5

10.1.1.7- Granitóide Ourém

Os zircões foram encontrados, principalmente, no intervalo 0,177-0,082 mm. A amostra forneceu uma quantidade grande de zircões, mais todos estavam metamitizados. Os cristais eram prismáticos, bipiramidais, ovalados, alongados no seu eixo maior, arredondados nas suas pontas. Alguns cristais apresentaram-se com formas irregulares e estavam fraturados. As colorações, devido aos seus vários estágios metamíticos, eram acaramelado a amarelado, às vezes leitoso, alguns totalmente negros.

Pela ausência de cristais de zircão, em condições apropriadas para a análise, foram selecionados, para os procedimentos laboratoriais, os cristais menos metamíticos. O número selecionados de zircões foi em torno de 13. De todos os exemplares analisados, apenas um cristal não ofereceu Pb suficiente para concluir a análise.

As idades obtidas variaram de 1.166±28 a 2.459±16 Ma (Tab. 8). A maioria das idades dos zircões posicionam-se entre 1.840 a 2.011 Ma (Fig. 40). Como foi analisado apenas cristais metamitizados, não calculou-se a idade média. Os resultados forneceram dados inéditos, que não haviam até então sido obtidos, o que permitiu considerar esse corpo

como tendo sido cristalizado no mesmo período que os demais granitóides, de idade Paleoproterozóica, analisados neste trabalho.

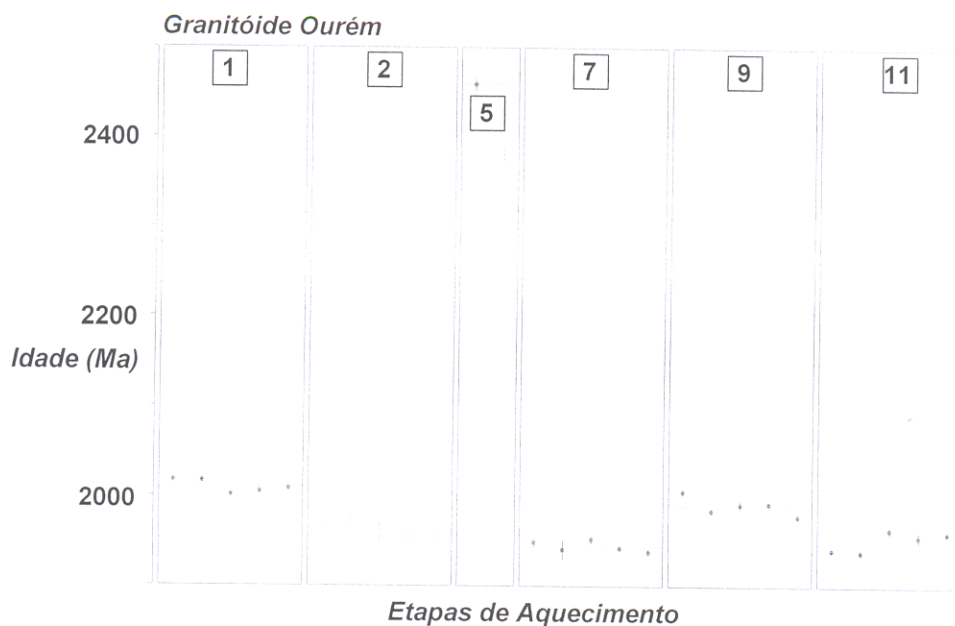


Figura 40- Granitóide Ourém. Diagrama de Idade (em Y) versus Etapas de evaporação (em X) dos cristais de zircão. Círculo cheio e quadrado - bloco de razões isotópicas; Desvio analítico a 2σ .

Tabela 9- Granitóide Ourém. Resultados analíticos dos zircões. Razão ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$)c corrigida para Pb comum.

Zircão	Temp. °C	Razões	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ $\pm 2\sigma$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ $\pm 2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ $\pm 2\sigma$	$(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_c$ $\pm 2\sigma$	Idade (Ma)
OI/01	1500	88/88	0,000270 $\pm$ 13	0,14377 $\pm$ 127	0,12730 $\pm$ 30	0,12370 $\pm$ 45	2.011 $\pm$ 6
OI/02	1500	0/88	0,000515 $\pm$ 35	0,13773 $\pm$ 57	0,12734 $\pm$ 38	0,12045 $\pm$ 67	1.963 $\pm$ 10
OI/03	1450	0/18	0,000988 $\pm$ 64	0,06629 $\pm$ 121	0,12711 $\pm$ 59	0,11378 $\pm$ 106	1.861 $\pm$ 17
OI/04	1450	0/76	0,000798 $\pm$ 43	0,06209 $\pm$ 212	0,11248 $\pm$ 100	0,11248 $\pm$ 100	1.840 $\pm$ 16
OI/05	1500	16/34	0,000370 $\pm$ 32	0,15071 $\pm$ 100	0,16495 $\pm$ 141	0,16027 $\pm$ 147	2.459 $\pm$ 16
OI/06	1450	0/18	0,001273 $\pm$ 74	0,08922 $\pm$ 98	0,09677 $\pm$ 34	0,07876 $\pm$ 113	1.166 $\pm$ 28
OI/07	1500	84/84	0,000222 $\pm$ 10	0,08085 $\pm$ 59	0,12204 $\pm$ 23	0,11919 $\pm$ 33	1.944 $\pm$ 5
OI/08	1500	0/90	0,001083 $\pm$ 32	0,13246 $\pm$ 36	0,11612 $\pm$ 21	0,10124 $\pm$ 59	1.647 $\pm$ 11
OI/09	1500	90/90	0,000170 $\pm$ 19	0,08028 $\pm$ 119	0,12454 $\pm$ 35	0,12226 $\pm$ 62	1.990 $\pm$ 9
OI/11	1500	84/84	0,000197 $\pm$ 23	0,08025 $\pm$ 33	0,12211 $\pm$ 48	0,11942 $\pm$ 69	1.948 $\pm$ 10
OI/12	1500	0/32	0,000908 $\pm$ 99	0,09474 $\pm$ 81	0,10329 $\pm$ 33	0,09075 $\pm$ 133	1.442 $\pm$ 28

10.2- MÉTODO Sm/Nd EM ROCHA TOTAL

10.2.1- Considerações Gerais

Dentre os sete isótopos que existem de Sm, o ^{147}Sm é o único isótopo radioativo. O ^{147}Sm transforma-se em ^{143}Nd , por meio de uma emissão espontânea de partícula α , tendo a constante de desintegração (λ_{Sm}) equivalente a $6,54 \times 10^{-12} \text{ anos}^{-1}$.

O que se pretende obter com a utilização do método Sm/Nd são as idades modelo dos protólitos geradores dos granitóides e seu indicador petrogenético ϵNd .

Essa idade modelo representa o tempo em que o magma original, que gerou o protólito crustal, diferenciou-se do manto, ou seja, quando foi extraído, modificando a razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ (Arndt & Goldstein 1987).

O método parte do princípio de que, no instante em que o magma incorpora-se à crosta, sua razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ não se modifica significativamente com os eventos intracrustais, variando apenas por efeito de decaimento radioativo, ao longo do tempo geológico (Sato *et al.* 1995, Arndt & Goldstein *op. cit.*).

Atualmente, dois modelos se destacam, no que se refere a explicar a evolução do Nd. O mais difundido, considera que a maioria dos magmas são originários no manto empobrecido (DM) (Eq. 1). Este modelo admite que o manto poderia sofrer fases de fracionamento, que envolveriam a retirada de magmas basálticos, ficando um manto residual com alto valor na razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ e empobrecido em elementos litófilos de íons grandes (Sato *et al. op. cit.*).

Um outro modelo reconhece que a derivação deu-se a partir do manto primordial (CHUR- Chondritic Uniform Reservoir) (Eq. 1), tomando por base a evolução dos condritos, que, em linhas gerais, admitiria que o manto da terra primitiva teria a mesma composição isotópica da média dos meteoritos condriticos, surgidos na mesma época da formação da Terra (Rollinson 1993). Esta evolução do Nd foi construída com base na análise de rochas arqueanas, que indicavam que as mesmas não teriam sofrido uma diferenciação primitiva (Dickin 1997).

O ϵNd significa a comparação da razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ da rocha analisada, para a idade de sua cristalização ou do seu valor atual, com o manto primordial global (CHUR) (Eq. 3 e 4). Eles são valores positivos, quando o magma que gerou a rocha possuir uma razão

$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ maior, em relação ao CHUR. Os valores negativos são obtidos quando o magma que gerou a rocha tiver uma razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ menor, em relação ao CHUR.

A partir destas comparações, as fontes de origens crustais possuirão valores negativos, indicando que as mesmas apresentavam a razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ menor do que a do CHUR. Já as de fontes de origem do manto superior possuirão valores positivos, demonstrando que a razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ da fonte continha um valor maior do que a do CHUR.

Para uma melhor compreensão, sobre a maneira como são realizados os cálculos da idade modelo e ϵNd , atente-se para as equações a seguir: (1) para o cálculo da TDM (idade modelo do manto empobrecido) ou TCHUR (idade modelo do manto primordial) aplicável a uma evolução linear do isótopo de Nd no manto superior; (2) e (3) equações aplicáveis para o cálculo da idade modelo a uma evolução do isótopo do Nd suavemente parabólica para o manto superior (De Paolo 1988). Para obter-se a TDM, iguala-se as duas equações (Sato *et al.* 1995); (4) equação utilizada para o cálculo do ϵNd para uma determinada idade T; (5) equação utilizada para o cálculo do ϵNd (0) para a atualidade. Adotamos a evolução isotópica do Nd, segundo o modelo de De Paolo (*op. cit.*)

$$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{am}} = (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{inicial}} + (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{am}} (e^{\lambda t} - 1) \Rightarrow \text{Equação fundamental}$$

$$T_x = \frac{1}{\lambda} \left| \frac{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{am}} - (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{x \text{ atual}}}{(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{am}} - (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{x \text{ atual}}} + 1 \right| \quad x = \text{TDM ou TCHUR} \quad (1)$$

$$\epsilon\text{Nd}_{(t)} = 0,25t^2 - 3t + 8,5 \text{ (curva do manto empobrecido)} \quad (2)$$

$$\epsilon\text{Nd}_{(t)} = \epsilon\text{Nd}_{(0)} - 25,09 f_{(\text{Sm}/\text{Nd})} t \text{ (evolução de rocha crustal)} \quad (3)$$

$$\epsilon\text{Nd}_{(t)} = \left| \frac{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{inicial}}}{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}(t)}} - 1 \right| \times 10^4 \quad (4)$$

$$\varepsilon\text{Nd}_{\text{atual}} = \left| \frac{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{am}}}{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR atual}}} - 1 \right| \times 10^4 \quad (5)$$

$\lambda = 6,54 \times 10^{-12} \text{ anos}^{-1}$; $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR atual}} = 0,512638$; $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR atual}} = 0,1967$;
 t = idade de cristalização da rocha; am = amostra analisada

10.2.2- Apresentação e Interpretação dos Resultados Experimentais

Para este método, foram analisados duas amostras de cada corpo, exceto o Granitóide Ourém que não foi submetido a análise isotópica. A coleta das duas amostras foi realizada em um único afloramento para garantir a cogeneticidade do material. As análises são reportadas com a precisão de 1σ para os concentrações de Sm e Nd e um erro de 1σ na razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, normalizada para a razão de $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0,7219$. A qualidade das análises foi controlada a partir dos padrões *La Jolla* e do BCR-1, relacionados na Tabela 10. Os resultados isotópicos dos diversos granitóides estão nas Tabelas 11 e 12.

Tabela 10– Resultados analíticos dos padrões de *La Jolla* e do BCR-1, durante o período de análise. a) Medidas da razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ dos padrões; b) Medidas da concentração Sm e Nd.

a)

Padrões	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	Erro (1σ)
La Jolla	0,511829	0,000002
La Jolla	0,511835	0,000011
La Jolla	0,511820	0,000013
La Jolla	0,511806	0,000005
BCR-1	0,512650	0,000018
BCR-1	0,512657	0,000011
BCR-1	0,512614	0,000004

b)

Padrão	Sm $\pm 1\sigma$ (ppm)	Nd $\pm 1\sigma$ (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} \pm 1\sigma$
BCR-1	6,6225 $\pm$ 444	28,5768 $\pm$ 1426	0,140101 $\pm$ 302
BCR-1	6,4126 $\pm$ 430	28,1041 $\pm$ 1270	0,137943 $\pm$ 53

Tabela 11– Dados isotópicos das concentrações Sm e Nd das razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$.

Amostras	Sm $\pm 1\sigma$	Nd $\pm 1\sigma$	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} \pm 1\sigma$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 1\sigma$
T-01	1,79 $\pm$ 0,010	7,54 $\pm$ 0,019	0,14324 $\pm$ 0,00005	0,511912 $\pm$ 0,000028
T-03	3,58 $\pm$ 0,020	18,13 $\pm$ 0,031	0,11938 $\pm$ 0,00009	0,511506 $\pm$ 0,000016
M-2B	3,93 $\pm$ 0,022	18,56 $\pm$ 0,046	0,12808 $\pm$ 0,00006	0,511743 $\pm$ 0,000005
M-2C	3,96 $\pm$ 0,022	18,33 $\pm$ 0,047	0,13054 $\pm$ 0,00009	0,511786 $\pm$ 0,000006
99TAG-02	2,37 $\pm$ 0,013	13,96 $\pm$ 0,034	0,10269 $\pm$ 0,00004	0,511304 $\pm$ 0,000015
99TAG-05	2,89 $\pm$ 0,016	13,50 $\pm$ 0,031	0,12928 $\pm$ 0,00004	0,511885 $\pm$ 0,000005
J-02	5,66 $\pm$ 0,030	27,32 $\pm$ 0,066	0,12534 $\pm$ 0,00005	0,511757 $\pm$ 0,000006
J-03	3,69 $\pm$ 0,020	13,67 $\pm$ 0,032	0,16327 $\pm$ 0,00007	0,512005 $\pm$ 0,000006
* C-01	4,34 $\pm$ 0,015	25,11 $\pm$ 0,030	0,10452 $\pm$ 0,00006	0,511279 $\pm$ 0,000005
* C-02	4,49 $\pm$ 0,023	26,11 $\pm$ 0,032	0,10387 $\pm$ 0,00005	0,511454 $\pm$ 0,000007
NP-02	3,59 $\pm$ 0,019	19,86 $\pm$ 0,049	0,10926 $\pm$ 0,00004	0,511945 $\pm$ 0,000012
NP-01	4,82 $\pm$ 0,029	24,83 $\pm$ 0,055	0,11741 $\pm$ 0,00031	0,511917 $\pm$ 0,000007

Tabela 12- Dados isotópicos destacando as TDM_s e εNd_s dos granitóides do nordeste do Pará.

Idade		TCHUR										TDM
Amostras	(T Ga)	Sm	Nd	Sm/Nd	f Sm/Nd	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	εNd (0)	εNd (t)	(Ga)	(Ga)	(Ga)
						CHUR	0,1967	0,512638				
T-01	2,09	1,79	7,54	0,237	-0,272	0,14324	0,511912	-14,16	0,19	2,06		2,46
T-03	2,09	3,58	18,13	0,197	-0,393	0,11938	0,511506	-22,08	-1,33	2,22		2,50
M-2B	2,09	3,93	18,56	0,212	-0,349	0,12808	0,511743	-17,46	0,97	1,98		2,32
M-2C	2,09	3,96	18,33	0,216	-0,336	0,13054	0,511786	-16,62	1,15	1,96		2,31
TAG-02	2,06	2,37	13,96	0,170	-0,478	0,10269	0,511304	-26,02	-1,15	2,15		2,40
TAG-05	2,06	2,89	13,50	0,214	-0,343	0,12928	0,511885	-14,69	3,17	1,70		2,09
J-02	2,08	5,66	27,32	0,207	-0,363	0,12534	0,511757	-17,19	1,89	1,88		2,22
J-03	2,08	3,69	13,67	0,270	-0,170	0,16327	0,512005	-12,35	-3,43	2,87		3,23
* C-01	2,16	4,34	25,11	0,173	-0,469	0,10452	0,511279	-26,51	-0,93	2,24		2,48
* C-02	2,16	4,49	26,13	0,172	-0,472	0,10387	0,511454	-23,10	2,68	1,94		2,21
NP-01	0,55	4,82	24,83	0,194	-0,403	0,11741	0,511917	-14,06	-8,50	1,38		1,78
NP-02	0,55	3,59	19,86	0,181	-0,445	0,10926	0,511945	-13,52	-7,38	1,21		1,60

* As amostras C-01 e C-02 foram resultados analíticos obtido e cedido por C. A. V. Moura.

Como visto na Tabela 12, as idades modelo CHUR não possuem idades geologicamente coerentes. As TDMs são mais adequadas para a interpretação geológica.

As idades modelo dos granitóides demonstram valores que variam de 1,60 a 3,23 Ga. Os valores de ϵNd (t) situam-se entre -8,5 e +3,2 (Tab. 12).

O Granitóide Tracuateua (T-01, T-03) tem TDMs de 2,46-2,50 Ga e ϵNd (t= 2,09 Ga) positivo de 0,2 e negativo de 1,33. Os valores obtidos para TDM do Granitóide Mirasselas (M-2B, M-2C) têm idades de 2,31 e 2,32 Ga, com ϵNd s (t= 2,09 Ga) positivos respectivamente de 1,15 e 0,97.

O Granitóide Jonasa (TAG-02, TAG-05) forneceu valores de 2,40-2,09 Ga e ϵNd (t= 2,06 Ga) de -1,15 e +3,17. O Granitóide Japiim (J-02, J-03) ofereceu idades de 3,23-2,22 Ga e ϵNd (t= 2,08 Ga) de -3,43 e de aproximadamente +2. O Granitóide Cantão (C-01, C-02) ofereceu idades de 2,48-2,21 Ga e ϵNd (t= 2,16 Ga) de -0,93 e +2,68.

Essas idades modelo definem a participação de crosta do início do Paleoproterozóico e esporadicamente do Arqueano na formação desses granitóides. Os valores de ϵNd demonstram ter havido injeção de material juvenil e envolvimento crustal na evolução dos granitóides. Isto sugere, que se trata de um caso em que aconteceu misturas de fontes, de idades diferentes, de materiais crustal e mantélico (Fig. 41).

É evidente a participação de crosta arqueana na geração dos granitóides Tracuateua (TDM de 2,50 Ga) e Japiim (TDM de 3,23 Ga), e possivelmente no Granitóide Cantão (TDM de 2,48 Ga). Já os demais, aparentam estar relacionados a uma contribuição de crosta do início do Paleoproterozóico.

O Granitóide Mirasselas possui como fonte geradora material juvenil (ϵNd positivo de 0,97 e 1,15).

O Granitóide Ney Peixoto (NP-01, NP-02) forneceu valores de TDMs entre 1,6-1,8 Ga e ϵNd (t= 0,55 Ga) negativos, variando de 7 a 9 aproximadamente. Além da idade de cristalização, bem mais nova, o que o diferencia temporalmente dos demais granitóides, os dados isotópicos da razão Sm/Nd, do Granitóide Ney Peixoto, ofereceram evidências de que seu protólito teria sido formado no final do Paleoproterozóico, tendo como fonte geradora do magma, um material crustal.

Outras considerações a serem feitas, a respeito das idades modelo dos granitóides paleoproterozóicos, permitem dizer que as mesmas não retratam a possível época de

diferenciação dos protólitos do manto, devido a mistura de fontes, mas ajudam a afirmar a existência de crosta do início do Paleoproterozóico (maior contribuição) e arqueana (menor contribuição) na evolução dos granitóides do nordeste do Pará.

10.3- DISCUSSÕES DOS RESULTADOS GEOCRONOLÓGICOS

Os granitóides Japiim e Jonasa, de 2.061 e 2.084 Ma respectivamente, e o Ourém, considerado ter se formado no mesmo período, fazem parte do contexto evolutivo dos granitóides paleoproterozóicos da região.

Os resultados geocronológicos de Pb/Pb, dos granitóides Tracuateua (2.086Ma), Mirasselas (2.091 Ma) e Cantão (2.159 Ma), ratificam, para os mesmos, as idades paleoproterozóicas anteriormente encontradas, utilizando-se os métodos Rb/Sr em rocha total e K/Ar. Assim como, a idade Rb/Sr, em rocha total, de 544 Ma (Villas 1982) do Granitóide Ney Peixoto, aqui obtida em 550 Ma, que posiciona, realmente, este corpo no Eo-Cambriano.

A idade Pb/Pb em zircão, do Granitóide Jonasa, encontrada por Oliveira (1997), de aproximadamente 2.400 Ma, não é a idade de cristalização. Deve significar a presença de vestígios de uma crosta do início do Paleoproterozóico, o que é sugerido pela presença de um cristal de zircão herdado, de 2.446 ± 7 Ma, encontrado neste corpo. Além deste cristal, o Granitóide Ourém, corpo próximo ao Jonasa, ofereceu também um zircão, que indicou um valor semelhante de 2.459 ± 16 Ma. Este cristal era muito metamítico, havendo a possibilidade de tratar-se de um zircão ainda mais antigo, talvez de idade arqueana.

Outros zircões herdados, com idades entre 2.325-2.387 Ma, foram também encontrados no Jonasa, sustentando a existência de uma possível crosta ao redor de 2.350 Ma. Esta hipótese pode ser levantada devido a presença de um outro zircão herdado de 2.351 ± 12 Ma, encontrado no Granitóide Japiim.

A partir de vários zircões herdados e dos dados isotópicos de Nd, a idéia de mistura de fontes de idades diferentes, principalmente crustais, é bastante consistente e reforça a probabilidade de contribuição de crostas do início do Paleoproterozóico e do Arqueano, na evolução desses granitóides (Fig. 41).

O Granitóide Ney Peixoto tem uma evolução crustal à parte. Possui uma idade de cristalização de 550 Ma e TDMs de 1,60-1,78 Ga. Este valor indica que seu protólito

representaria produto de fusão de crosta continental mais antiga, do final do Paleoproterozóico.

O diagrama de evolução isotópica de Nd (Fig. 41) descarta a possibilidade de que os corpos paleoproterozóicos da região em estudo, teriam sido as fontes geradoras desse granitóide brasileiro. Entretanto, encontrou-se zircão herdado de 1.900 Ma.

Esse granitóide poderia representar o produto da interação, a partir de imbricação tectônica, de crosta do Paleoproterozóico (Grupo Gurupi/Terrenos Birrimianos e granitóides) e corpos graníticos tardios (sienitos e granitos), como aqueles encontrados no Cráton Oeste Africano (1.800-1.500 Ma). Além, da possibilidade da Alcalina Boca Nova ter também contribuído na geração desse granito.

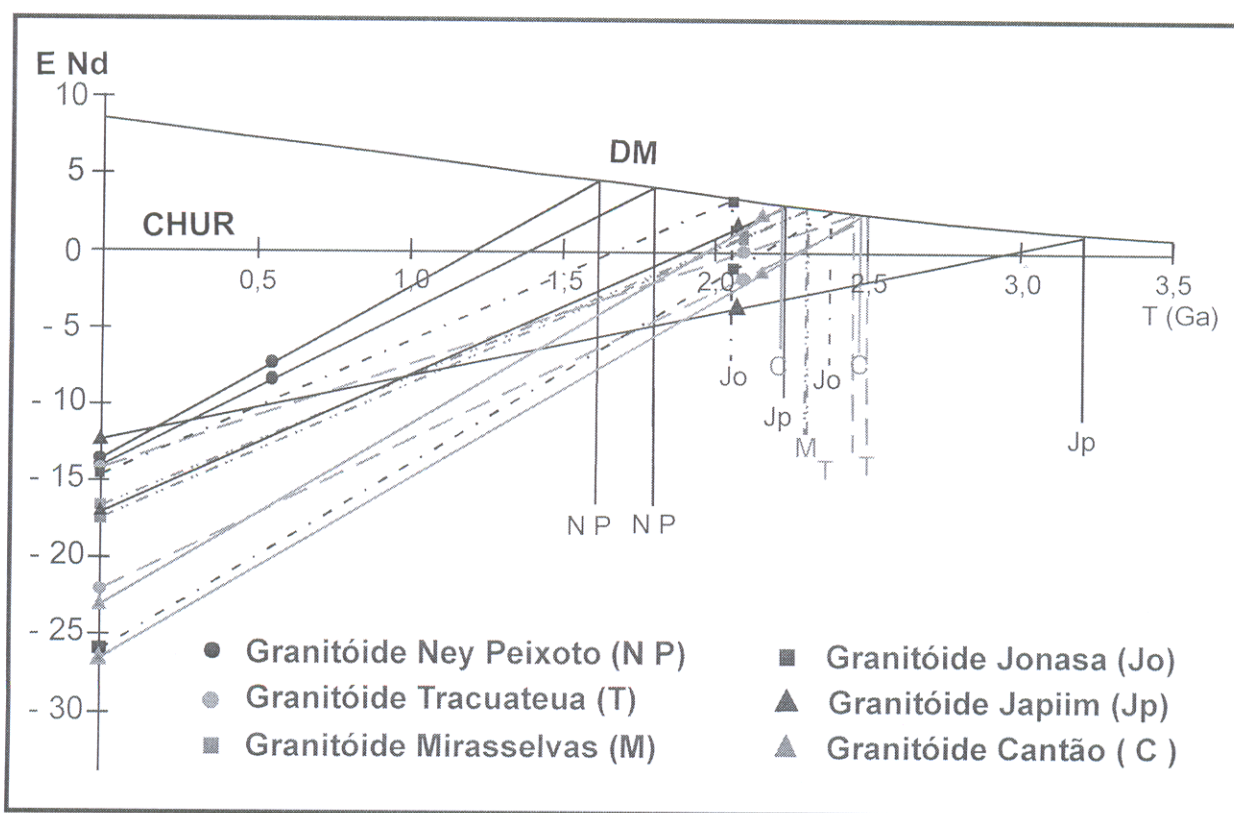


Figura 41- Diagrama ϵ_{Nd} versus tempo geológico, mostrando o modelo de evolução isotópica de Nd (De Paolo 1988) dos granitóides do nordeste do Estado do Pará.

10.4- A INSERÇÃO REGIONAL DOS RESULTADOS GEOCRONOLÓGICOS DOS GRANITÓIDES DO NORDESTE DO PARÁ

As idades obtidas, neste trabalho, para a maioria dos granitóides do nordeste do Pará, confirmam a atuação do Evento Transamazônico/Eburneano, como de grande importância, na região do Gurupi.

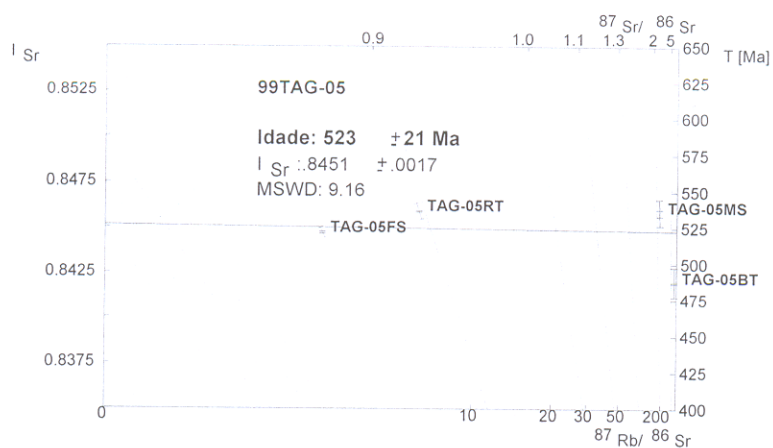
As idades dos granitóides situadas entre 2,06-2,09 Ga (Mirasselas, Tracuateua, Japiim e o Jonasa) são relativamente mais jovens que as encontradas nas suítes Tromai (2,13 Ga) e Rosário (2,08-2,13 Ga), exceto aquela fornecida pelo Granitóide Cantão (2,16 Ga) que se aproxima daquelas das suítes aludidas.

Quando do mapeamento da Folha Castanhal, Costa *et al.* (1998) posicionaram os granitóides Jonasa, Ourém, Japiim, Cantão e Ney Peixoto na Suíte Brasileira. A partir dos resultados aqui obtidos, a existência da Suíte Brasileira, na forma compreendida por aqueles autores, fica comprometida. Há evidência de uma manifestação magmática, bem restrita, no Brasileiro, a qual é representada pela ocorrência do Granitóide Ney Peixoto (550 Ma).

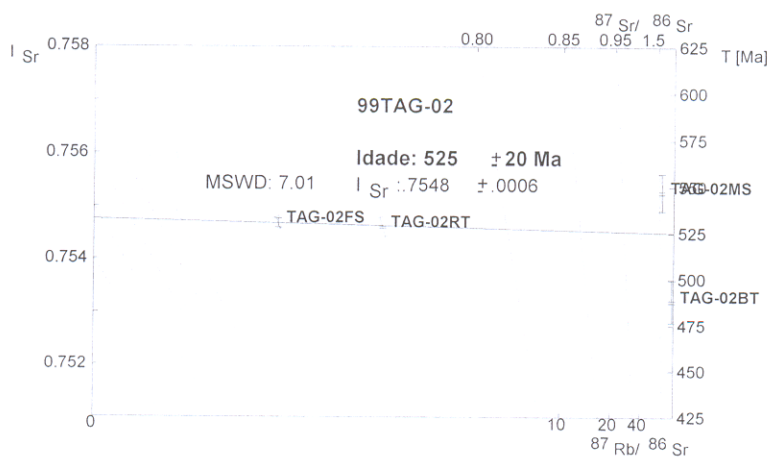
Os demais granitóides paleoproterozóicos estudados podem ser enfeixados na Suíte Tracuateua. Assim, esta suíte, além dos granitóides Tracuateua e Mirasselas, seria composta pelos corpos Jonasa, Ourém e Japiim. A idade ao redor de 2,16 Ga, do corpo Cantão, permite a correlação desse corpo com os das suítes Tromai e Rosário, além de inferir que o Grupo Gurupi, unidade onde se alojou este granitóide, tem a idade mínima de 2,16 Ga.

O Evento Termo-tectônico Brasileiro está registrado no Granitóide Jonasa, conforme resultado obtido a partir de duas idades Rb/Sr em mineral, que forneceram valores de 523 e 525 Ma (Fig. 42). Idade K/Ar em moscovita de 518 Ma, obtida por Jorge João *apud* Villas (1982), também registra o evento na região. Tudo indica, com base nestes dados, que a atuação brasileira ocorreu no intervalo Neoproterozóico-Eo-Cambriano.

Os resultados isotópicos de Nd indicam a participação de crostas do início do Paleoproterozóico e do Arqueano na evolução dos granitóides paleoproterozóicos da região do Gurupi (Fig. 41).



a)



b)

Figura 42– Diagrama BID de idade Rb/Sr em minerais (a e b) do Granitóide Jonasa, obtida durante a execução da disciplina Técnicas Analíticas em Geocronologia (1999), do Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica-UFPA.

11- MODELAMENTO GEOTECTÔNICO

11.1- INTRODUÇÃO

A história evolutiva da região nordeste do Pará é melhor compreendida quando se integra, no seu esquema evolutivo, toda região do Gurupi e a porção, principalmente, meridional do Cráton Oeste Africano.

Serão a seguir apresentadas algumas considerações sobre os mais importantes eventos geológicos ocorridos no Cráton Oeste Africano, nos eons Arqueano, Proterozóico e Fanerozóico (Eo-Cambriano), e suas correlações, na medida do possível, com o que ocorre no lado brasileiro, além de ser proposto um modelo evolutivo para a região do Gurupi.

11.2- COMPARTIMENTAÇÃO GEOTECTÔNICA

O contexto geológico em que se encontra a região do Gurupi, pode ser melhor visualizado e entendido a partir da consideração das seguintes unidades geotectônicas (Fig. 44):

a) O Cráton São Luís/ Oeste Africano, principalmente, as áreas que correspondem as unidades Liberiana e os Terrenos Birrimianos, estáveis a partir do final do Paleoproterozóico;

b) Os cinturões que orlam essa porção cratônica: *Rockelides* (NNW-SSE), considerado uma continuidade do Cinturão de Cisalhamento Gurupi (NW-SE); Farusiano e *Dahomeyides* (Cinturão de Dobramento Trans-Sahara), que tem como prolongamento a porção noroeste do Ceará (NE-SW). A evolução desses segmentos adentraram o Eo-Cambriano;

c) O Cráton Amazônico e a Faixa Araguaia-Tocantins (N-S), não abordados neste trabalho;

d) O Núcleo Cratônico Central do embasamento da Bacia do Parnaíba (Nunes 1993).

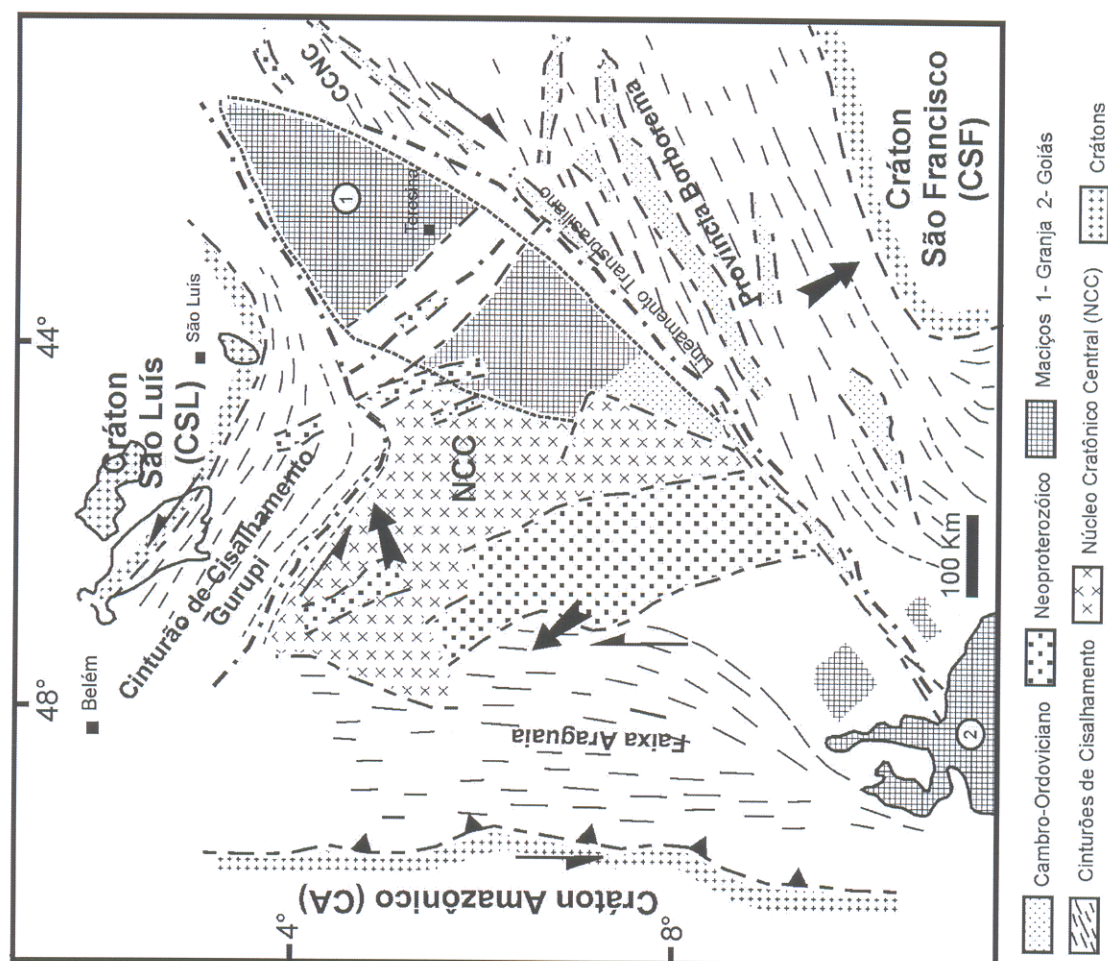


Figura 44- Articulação dos blocos cratônicos (CA, CSL e CSF), destacando o Núcleo Cratônico Central da Bacia do Parnaíba, modificado de Nunes (1993); CCNC- Cinturão de Cisalhamento Noroeste do Ceará.

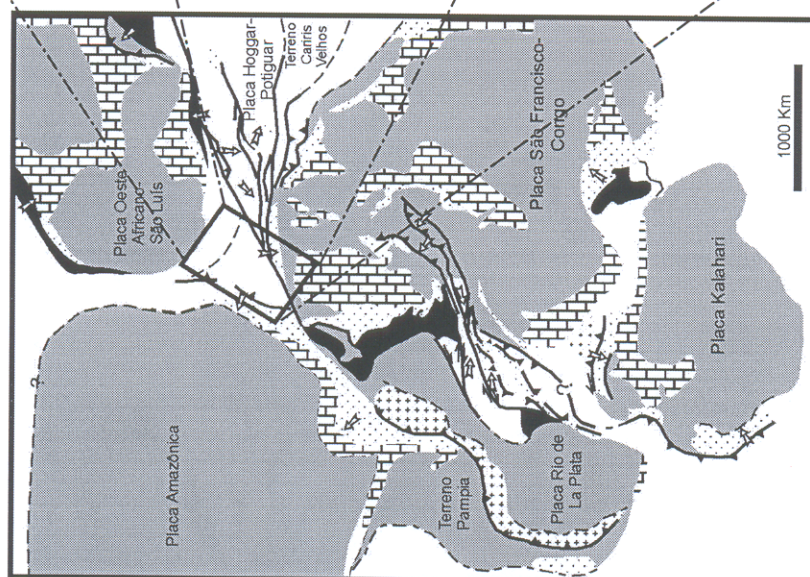


Figura 43- As grandes paleoplacas continentais do oeste do Gondwana, segundo Brito Neves *et al.* (1999).

11.3- A EVOLUÇÃO DA REGIÃO DO GURUPI

11.3.1- Evidência de Crosta Arqueana

No Cráton Oeste Africano, a Unidade Liberiana está representada por manifestações magmáticas do tipo TTG, deformadas e metamorfasadas em condições de fácies granulito. Associados a elas, ocorrem *greenstone belts*. O Arqueano encontra-se bem definido na África Ocidental, tendo seus principais eventos registrados entre 3.200-3.000 Ma (Evento Leoniano) e entre 2.800-2.600 Ma (Evento Liberiano). Na Costa do Marfim, a qual teria continuidade física com a região do Gurupi, a fase mais importante de atividades ígnea e metamórfica arqueana surgiu ao redor de 2,8 Ga, e corresponde ao retrabalhamento de crosta preexistente (Kouamelan *et al.* 1997).

Na região do Gurupi, ainda não se encontrou, de forma direta, um segmento arqueano, mas, nesta pesquisa, foram registradas indícios do Arqueano, a partir de idades modelo (TDMs) de 2.500 e 3.230 Ma, obtidas, respectivamente, nos granitóides Tracuateua e Japiim, estes de idades paleoproterozóicas.

11.3.2- As Sequências Supracrustais e a Granitogênese do Paleoproterozóico

Os principais eventos termo-tectônicos, que geraram os Terrenos Birrimianos, tiveram lugar entre 2.400-2.150 Ma (Evento Burkiniano) e entre 2.150-1.950 Ma, o mais expressivo deles, o Evento Eburneano.

Parte dos Terrenos Birrimianos consistem de supracrustais vulcano-sedimentares, depositadas em uma série de bacias subparalelas a cinturões vulcânicos, de afinidades toleíticas, com *trend*, normalmente NE-SW. Estas rochas foram deformadas e metamorfasadas, geralmente, em condições de fácies xisto-verde. Além dessas rochas, ocorrem intrusões de granitóides, principalmente eburneanos.

As primeiras deformações eburneanas (D1) foram impressas sobre a sequência B1 dos Terrenos Birrimianos, no intervalo de 2.150 a 2.090-2.085 Ma. O segundo principal evento deformacional (D2) afetou as sequências B1 e B2, a partir de aproximadamente 2.090 Ma.

O Evento Eburneano deu origem à diversos granitóides, que foram classificados, em dois grandes grupos, segundo as idades encontradas, área de ocorrência e natureza geoquímica: "*Dixcove*" ou "*Belt*"- plútons alojados nos cinturões vulcânicos, entre 2.179-

2.126 Ma aproximadamente, compreendendo corpos de afinidade tipo I, cálcio-alcalinos, mas menos potássico e mais sódico em relação ao segundo grupo; "*Cape Coast*" ou "*Basin*"-intrusivos nas bacias sedimentares-vulcanoclásticas, de colocações tardi-cinemáticas, com as suas bordas, geralmente foliadas, alojados entre 2.116-2.073 Ma aproximadamente. São constituídos por corpos, geralmente, de afinidade tipo S, de composição cálcio-alcalina, normalmente potássicos e aluminosos.

Os vários estudos isotópicos indicam que, as fontes a partir das quais tiveram origem, os dois tipos de granitóides são, principalmente mantélicas. Os modelos isotópicos admitem uma acreção crustal paleoproterozóica ao redor de 2,1 Ga. Entretanto, os "*Cape Coast*" também apresentam discretos valores de razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e de razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, indicativos de retrabalhamento de crosta arqueana.

No lado brasileiro, na região do Gurupi, ocorrem situações geológicas semelhantes às encontradas nos Terrenos Birrimianos. As supracrustais que afloram, nesta unidade africana, são consideradas correlatas às rochas do Grupo Gurupi (Abreu 1990 e outros), as quais foram intrudidas por diversos granitóides.

Comparando as informações do lado africano, com as da região do Gurupi, observa-se, nesta última, a ocorrência também de granitóides paleoproterozóicos representados pelos corpos de Tracuateua e Mirasselas (2.090 Ma), Jonasa (2.061 Ma), Japiim (2.084 Ma) e Ourém. Todos são, petrograficamente, de afinidade do tipo S, e assim correlacionáveis aos granitóides do tipo "*Cape Coast*" ou "*Basin*".

O Granitóide Cantão (2.159 Ma), que petrograficamente indica uma afinidade com granitóides do tipo I, enquadra-se, cronologicamente, nos do tipo "*Dixcove*" ou "*Belt*", assim como as rochas das suítes Rosário e Tromai.

Na área do Gurupi, a história evolutiva, dos granitóides transamazônicos, mostra que as idades encontradas não se limitam apenas àquelas correlacionáveis ao Evento Eburneano. Assim, foram encontrados vestígios de crosta do início do Paleoproterozóico, como atestam as idades de 2.416 Ma (Oliveira 1997) e àquelas entre 2.325-2.387 Ma, obtidas em zircões herdados do Granitóide Jonasa, como também no Granitóide Japiim com 2.351 Ma. Estas idades permitem levantar a hipótese da atuação de eventos pretéritos como a do Evento Burkiniano (2.400-2.150 Ma), registrado no Cráton Oeste Africano.

Os resultados do estudo isotópico de Nd, obtidos a partir dos granitóides transamazônicos, forneceram uma indicação de mistura de fontes, onde se destacam contribuições mantélica e do envolvimento de material crustal. Isto é evidenciado pelos valores positivos e negativos de ϵNd s. As idades modelo definem a participação predominante de crosta formada no início do Paleoproterozóico e de discreto envolvimento crustal arqueano.

11.3.3- Modelo para o Aparecimento das Seqüências Supracrustais na África Ocidental e no Lado Brasileiro – As Evidências

A idade mínima da deposição e deformação das supracrustais do Grupo Gurupi, estabelecida de forma indireta neste trabalho, revela ser de 2.159 Ma - (Granitóide Cantão). Essas rochas sedimentares-vulcanoclásticas, encontram-se, geralmente, mal-preservadas e foram depositadas sobre um embasamento desconhecido.

Para os Terrenos Birrimianos são apresentados vários modelos evolutivos. Dentre eles, diversos autores advogam uma evolução a partir de acreção de platôs oceânicos, a aproximadamente 2,1 Ga (Boher *et al.* 1992) (Fig. 9). Outros admitem, uma evolução a partir de acreção de arcos e platôs oceânicos (Davis *et al.* (1994), e o desenvolvimento de várias bacias retro-arcos (Vidal & Alric 1994).

Para a região do Gurupi, com base nas informações levantadas, associadas às informações bibliográficas, é possível a proposição de um modelo no qual se consideram os seguintes pontos:

a) A história evolutiva admite a participação de uma crosta arqueana, que até o presente momento não foi encontrada de forma direta, como no Cráton Oeste Africano, mas que se insinua pelos resultados dos estudos isotópicos de Nd (Tab. 11);

b) Os núcleos arqueanos, relacionados ao contexto evolutivo do Gurupi, encontram-se nas regiões da Libéria, na África Ocidental, sendo que na América do Sul podem ser lembrados os terrenos arqueanos do Amapá e do sul do Pará (Abreu 1990). Além destes núcleos, existe a possibilidade do Núcleo Cratônico Central (Nunes 1993, Cordani *et al.* 1984), que faz parte do embasamento da Bacia do Parnaíba (Fig. 45), apresentar idades arqueanas, como aventado por Abreu (*op. cit.*). Devido a maior proximidade com o Cráton

São Luís, sugere-se que o Núcleo Cratônico Central tenha uma participação significativa na evolução dos granitóides da área enfocada;

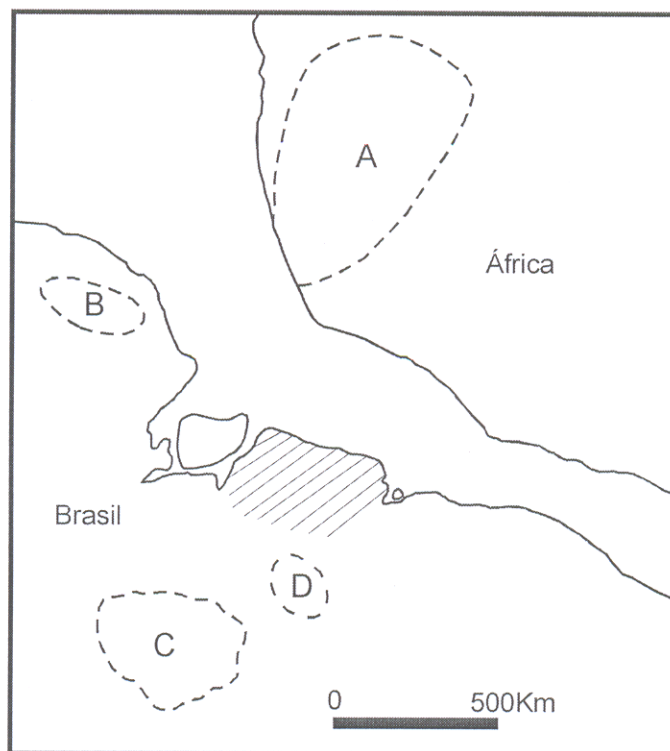


Figura 45- Posição regional dos núcleos arqueanos na circunvizinhança da região do Gurupi (hachurado). A- Liberiano (África Ocidental), B- Amapá, C- sul do Pará e D- parte central da Bacia do Parnaíba, modificado de Abreu (1990).

c) Entre o Início e o final do Paleoproterozóico, os núcleos arqueanos podem ter estado circundados por uma crosta oceânica, também arqueana;

d) O Grupo Gurupi apresenta a sua direção estrutural preferencial (NW-SE) ao longo do Cinturão de Cisalhamento Gurupi.

e) Estudos estruturais, realizados no Cinturão de Cisalhamento Gurupi, indicam que ocorreu, inicialmente, uma fase compressiva, durante a qual se deu o transporte de massas de SW para NE.

Feitas essas considerações poderíamos então sintetizar, tentativamente, a evolução paleoproterozóica da região do Gurupi da seguinte forma (Fig. 46):

Evolução no Paleoproterozóico

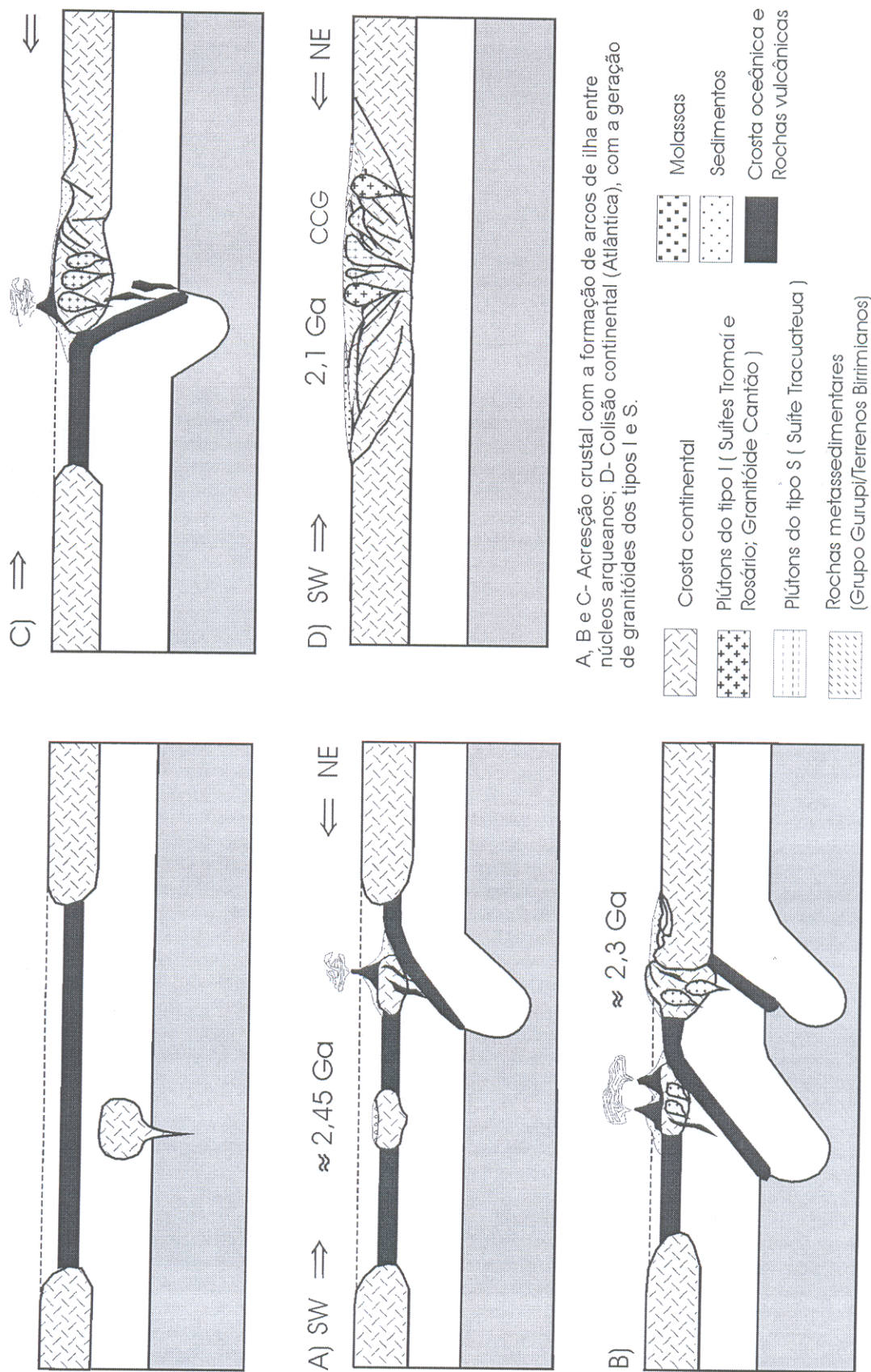


Figura 46 - Esquema evolutivo da região do Gurupi no Paleoproterozóico. CCG-Cinturão de Cisalhamento Gurupi.

1) Primeiramente, haveria a formação de platôs oceânicos gerados a partir do funcionamento de pluma mantélica, formando arcos de ilhas, associados a diversas intrusões (TTGs) e vulcanismo. É possível que este cenário tenha ocorrido entre 2.450-2.300 Ma, como atesta a ocorrência de zircões herdados e TDMs, com idades situadas neste intervalo de tempo. Os arcos teriam surgidos entre núcleos arqueanos, que no caso seriam os do Parnaíba e aquele encontrado na Libéria;

2) Estes arcos foram submetidos a erosões que permitiram a formações de clastos, os quais associados às manifestações vulcânicas seriam responsáveis pelo aparecimento das supracrustais do Grupo Gurupi;

3) Em seguida, teria ocorrido uma convergência de massas crustais, com movimentos de SW para NE, relacionados ao funcionamento de subducção, conduzindo os arcos de ilhas e o núcleo Parnaíba de encontro ao núcleo Liberiano;

4) No final, haveria o amalgamento dos núcleos arqueanos ladeados por arcos de ilhas. Durante o processo colisional, aconteceria o principal evento tectono-metamórfico, que atingiu o Grupo Gurupi, permitindo a instalação das zonas principais de mobilidade, as quais deram lugar ao Cinturão de Cisalhamento Gurupi, produzindo eixos de dobras NW-SE. Ao final desta estruturação, ocorreram as injeções de materiais mantélicos, que formaram plútons, dando origem ao Granitóide Cantão (2.159 Ma), as suítes Tromai (2.132 Ma) e Rosário (2.139-2.080 Ma), as quais são manifestações magmáticas do tipo I.

Como acontecimento magmático subsequente, durante esse evento, teriam sido geradas, a partir de espessamento crustal, os granitóides do tipo S. Estes, seriam formados por processo de mistura de fontes mantélicas e crustais. Na ausência de deformações dúcteis pervasivas é de se supor que os granitóides transamazônicos, da área estudada, possivelmente, estão posicionados fora do perímetro onde a deformação, regionalmente, atuou de forma mais intensa.

Esse grande evento geotectônico, que culminou com a aglutinação paleoproterozóica descrita, está relacionada a formação do supercontinente Atlântica (Rogers 1996). Como resultado final desta colisão continental depositaram no Cráton Oeste Africano as coberturas flúvio-deltáicas da Sequência Tarkwaiana ($\approx 2,0$ Ga) (Ledru *et al.* 1994), tendo na região do Gurupi como sua correlata as formações Viseu e Igarapé de Areia (?).

11.3.4- Cenário Geológico entre o Final do Paleoproterozóico e o Neoproterozóico-Eo-Paleozóico

Após a cratonização, em torno de 2.000 Ma, o Cráton Oeste Africano sofreu apenas eventos intracratônicos discretos, representados pela colocação de rochas alcalinas entre 1.800-1.500 Ma, associadas à zonas de cisalhamento. No geral, predominou uma sedimentação, que iniciando-se no meso-neoproterozóico adentrou o Fanerozóico (Seqüência *Guelb el Hadid*, *Toudenit* e *Volta* e outras).

Na periferia da massa cratônica (São Luís/Oeste Africano) tiveram lugar processos de rifteamento a partir de 1.100 Ma, com o desenvolvimento de oceano, bem marcado no domínio das faixas Farusiana e *Dahomeyides*. Este segmento crustal experimentou os vários estágios do Ciclo de Wilson.

Na região noroeste do Ceará, no Domínio do Médio Coreaú, encontra-se o Maciço de Granja (Fig. 44). Também neste domínio, estão depositadas as supracrustais do Grupo Ubajara (rochas pelíticas-carbonáticas) e as rochas vulcano-sedimentares do Grupo Martinópolis (808 Ma, Fetter & Van Schmus 1997). As duas unidades representam a continuidade da margem continental passiva, desenvolvida nas faixas Farusiana e *Dahomeyides*, que não alcançou um trato oceânico (Castaing *et al.* 1994).

A convergência das placas continentais, São Francisco-Congo e São Luís/Oeste Africano, resultou em movimentos pós-colisionais de escape lateral de massas continentais, que geraram zonas de cisalhamento (Lineamento Transbrasiliiano), proporcionando o aparecimento de bacias romboedrais (tipo *pull apart*) de binário dextral (NE-SW), a qual controlaram a deposição de clastos imaturos do Grupo Jaibaras, associados a vulcanismo fissural e plutonismo de afinidade alcalina, entre o Neoproterozóico III (650 Ma)-início do Ordoviciano (Brito Neves 1998, Brito Neves *et al.* 1999).

No lado ocidental do Cráton Oeste Africano, a fragmentação foi mais tardia, em relação ao lado oriental, tendo acontecido a aproximadamente 700 Ma. Depois de ocorrido a formação de um pequeno oceano e finalizado com colisões (Faixa *Bassarides* - Evento Pan-africano I), surgiu na porção da Faixa *Rockelides* um processo intracontinental, produzindo uma geossutura, em torno de 550 Ma, envolvendo o Bloco da Guiana, à oeste, e o Cráton Oeste Africano, à leste.

É possível que, após 2,0 Ga aproximadamente, a região do Gurupi tenha sofrido discreta tentativa de fragmentação intracratônica (Fig. 47), como ocorrido no Cráton Oeste Africano. Esta distensão é suportada pela presença do Nefelina-gnaiss Boca Nova, que tem idade mínima Rb/Sr em rocha total de 723 Ma, que poderia ter uma idade do final do Paleoproterozóico ou do Mesoproterozóico (?). O episódio distensivo proporcionou áreas de abatimentos, dando início a deposição da Formação Piriá, que tem sedimentos soterrados de no mínimo 5 Km (Truckenbrodt & Correa 1985), e que pode representar uma unidade do Mesoproterozóico-Neoproterozóico.

Como o Núcleo Cratônico Central estava unido ao Cráton São Luís/Oeste Africano, não é de todo impossível que a sul-sudoeste da região do Gurupi, tenha acontecido uma separação intracontinental, com distensões variadas, desenvolvendo estágios avançados de riftes continentais, podendo ter ocorrido penetrações de rochas básicas e ultrabásicas como sugerido por Nunes (1993). Depois da tentativa abortada de fragmentação, na área a sul-sudoeste do Gurupi, a evolução geológica teria se dado da seguinte maneira (Fig. 47):

- O Núcleo Cratônico Central reaproximou-se do Cráton São Luís /Oeste Africano. Esta reaproximação, durante o Evento Termo-tectônico Brasileiro, se relacionaria à fusão da porção leste do supercontinente Gondwânico (Fig. 43), que reestruturou a região do Gurupi. A partir desse novo evento compressivo, de movimentação oblíqua de massa de SW para NE, ocorreu a regeneração das estruturas pretéritas paleoproterozóicas, formando-se *fronts* de cavalgamento (NW-SE). Vários trabalhos apresentam a reconstrução do supercontinente Gondwânico (Brito Neves *et al.* 1999 e outros), como resultado do Ciclo Brasileiro-Pan-africano. Neste mosaico de crátons, terrenos e maciços, a região do Gurupi, mantém relações estruturais com as faixas do noroeste do Ceará, *Rockelides* e Araguaia (Fig. 44);

- Este evento tectônico gerou um leve espessamento crustal, colocando lado a lado níveis crustais diferentes do Grupo Gurupi. Entre algumas dessas lascas tectônicas formadas, surgiram fusões restritas, gerando magmas que proporcionaram o aparecimento do Granitóide Ney Peixoto (550 Ma) e do granitóide estratóide Maria Suprema (?). Os isótopos de Nd confirmam uma origem crustal para a formação do magma gerador do corpo Ney Peixoto. Aparentemente, a granitogênese brasileira foi pouco expressiva, a não ser que outros corpos estejam ocultos pela vasta cobertura fanerozóica, sobretudo para sul;

- A reaproximação afetou a Formação Igarapé de Areia com dobramentos e gerou a virgiação da estruturação regional NW-SE para NE-SW, formando um arco com a sua concavidade voltada a sudeste, promovida através de movimentações transcorrentes sinistrais. Foram reativadas antigas descontinuidades e geradas expressivas zonas de cisalhamento, das quais a mais importante a Zona de Cisalhamento Tentugal;

- As bacias que acolheram os clastos da Formação Piriá teriam sido levemente invertidas, quando dessa reaproximação;

- Essa evolução, provocou em alguns granitóides transamazônicos deformações, predominantemente rúpteis-dúcteis (plagioclásio e microclínio fraturados e quartzos alongados), geralmente, localizadas, produzindo estruturas planares e lineares (principalmente foliações miloníticas e lineações de estiramento mineral).

As manifestações do Evento Brasileiro encontram-se impressas em rochas do Grupo Gurupi, como atestam idades que variam de 520, 580, 746 e 1.096 Ma (Cordani *et al.* 1984), demonstrando serem efeitos de retrabalhamentos parciais durante esse evento. O Granitóide Jonasa registrou a atuação brasileira, detectada em idade Rb/Sr em mineral de aproximadamente 525 Ma (TAG-CPGG 1999), e também o Nefelina-gnaiss Boca Nova (idade K/Ar em biotita de 518 Ma; Jorge João *apud* Villas 1982);

- O estágio colisional Brasileiro-Pan-africano gerou no Cinturão de Cisalhamento Gurupi fraco retrabalhamento. Esta borda do Cráton São Luís/Oeste Africano, funcionou como uma zona de ante-país (zona de *foreland*);

- O Núcleo Cratônico Central estaria confinado entre o Cráton Amazônico e o Cráton São Luís/Oeste Africano. Todo esse arranjo formaria um *pop-up* (Fig. 47). Na porção leste deste núcleo, a colisão acha-se evidenciada pela Faixa Araguaia, e a norte-nordeste o choque continental teria manifestações menores;

- Finalizando, formar-se-iam, no Cambro-Ordoviciano (?), os clastos da Sequência Camiranga, representando sedimentos molássicos. Esta unidade seria resultado dos pulsos finais da reaproximação continental, e correlacionável às unidades: *Série Pourprée* (Faixa Farusiana) e a Formação Aprazível (Faixa do Médio Coreaú).

12- CONCLUSÕES

A consolidação das várias informações adquiridas sobre os aspectos geológicos da região do Gurupi, e da parte meridional do Cráton Oeste Africano, permitem as seguintes conclusões:

- a) As idades modelo, encontradas nos granitóides Tracuateua (TDM= 2,50 Ga) e Japiim (TDM= 3,23 Ga), sugerem que existiu na história evolutiva da crosta, da região do Gurupi, uma participação de rochas arqueanas. Estas, poderiam ter sido provenientes de núcleos arqueanos, que estão nas circunvizinhanças da região como o Núcleo Cratônico Central;
- b) Os corpos estudados, à exemplo da separação existente na África Ocidental, comportam dois grupos distintos, em termos de idades: Cantão (2.159 Ma) correlacionável ao Tipo "*Dixcove*" ou "*Belt*" (2.179-2.126 Ma); Jonasa (2.061 Ma), Tracuateua (2.086 Ma), Mirasselas (2.091 Ma) e Japiim (2.084 Ma), correlacionáveis aos granitóides do tipo "*Cape Coast*" ou "*Basin*" (2.116-2.073 Ma);
- c) Os resultados petrográficos diferenciam dois tipos, regionais, de granitóides paleoproterozóicos: tipo I – Cantão e os das suítes Tromai/Rosário; tipo S – Tracuateua, Mirasselas, Jonasa, Japiim e Ourém;
- d) Na região nordeste do Pará ocorre tão somente uma manifestação magmática brasileira única, representado pelo Granitóide Ney Peixoto (550 Ma). Pode ser que outros corpos ocorram e estejam sob a vasta cobertura fanerozóica;
- e) Os granitóides paleoproterozóicos estudados pertencem a Suíte Tracuateua, exceto o Granitóide Cantão (2.159 Ma), que se enquadra nas características dos corpos das suítes Tromai e Rosário;
- f) Os granitóides paleoproterozóicos, do nordeste do Pará, foram originados a partir de fontes mistas: material juvenil ($\epsilon\text{Nd} = 0,19-3,17$) e material crustal formado no início do Paleoproterozóico e restritamente no Arqueano (TDMs entre 2,3-2,40 Ga e 2,5-3,23 Ga; ϵNd entre -0,93 e -3,43);
- g) A partir de interações colisionais entre arcos de ilhas, com núcleos arqueanos, teriam surgido, na região do Gurupi, primeiramente, os granitóides do tipo I; em seguida, os granitóides tardios (tipo S). Todos esses granitóides são corpos sin-transamazônicos e seriam sin colisionais, talvez, a tardi colisionais (?);

h) A partir da ocorrência de zircões herdados, com idades entre 2.459-2.325 Ma e idades modelo (TDMs) entre 2,40-2.30 Ga, é possível supor que os arcos de ilhas, os quais interagiram com os núcleos arqueanos, tenham sido gerados no início do Paleoproterozóico. Esta acreção crustal, encontra-se registrada na África Ocidental, sendo relacionada ao Evento Burkiniano (2,4-2,15 Ga);

i) A intrusão do Granitóide Cantão, nas supracrustais do Grupo Gurupi, indica, indiretamente, que o evento tectono-metamórfico, que afetou esta unidade, e a instalação do Cinturão de Cisalhamento Gurupi, surgiram antes de 2.159 Ma;

j) Os granitóides Tracuateua e Mirasselas representam um único corpo (o Batólito Bragança), como indicado pelas semelhanças petrográficas (sieno e monzogranitos à duas micas) e temporais (≈ 2.090 Ma). Além do que, seus principais afloramentos estão distanciados de aproximadamente 4 Km em linha reta. Especialmente, o Granitóide Tracuateua seria a porção mais interna e o Granitóide Mirasselas, que apresenta-se foliado, a periferia do batólito;

l) A região do Gurupi, durante o Evento Brasileiro, experimentou espessamento crustal, com a movimentação oblíqua de massa de SW para NE, regionalmente, e como indica também a ocorrência a partir de lineações minerais e de estiramento, com caimentos para WSW e *rake* médio, encontrados no Granitóide Jonasa;

m) Esse espessamento crustal causou a formação de *front* de cavalgamentos, edificando lascas, que produziram fusões localizadas, dando origem ao granitóide sin a tardi colisional Ney Peixoto (550 Ma);

n) Os isótopos de Nd indicam que o protólito do Granitóide Ney Peixoto é de idade paleoproterozóica, e que a sua fonte é de origem crustal (TDMs= 1,6-1,8 Ga; $\epsilon_{Nd} = -8,5; -7,38$). Petrograficamente, caracteriza-se como um granitóide à duas micas. Logo, é possível que a sua origem esteja ligado a fusões produzidas a partir de imbricações de crosta do paleoproterozóico (Grupo Gurupi/Terrenos Birrimianos e granitóides), além da possibilidade de contribuição da Alcalina Boca Nova;

o) Em alguns granitóides, como o Jonasa e o Japiim, o Evento Brasileiro atuou com a formação de estruturas planares, lineares e recristalizações localizadas;

p) O Evento Termo-tectônico Brasileiro retrabalhou o Granitóide Jonasa (525 Ma), a Alcalina Boca Nova (518 Ma), e parcialmente, as rochas do Grupo Gurupi, como constatarem as diversas idades (520, 580, 746 e 1.096 Ma);

q) A reaproximação de massa continental do Neoproterozóico–Eo-Cambriano, envolvendo os crátons Amazônico e o São Luís/Oeste Africano, confinou o Núcleo Cratônico Central, gerando uma estrutura *pop-up*;

r) Com as informações obtidas, nesta pesquisa, propõe-se ordenar as unidades litotectônicas/estratigráficas da região do Gurupi, conforme a coluna a seguir (Fig. 48):

EON	ERA PERÍODO	IDADE (Ga)	UNIDADE LITO-ESTRATIGRÁFICA	CARACTERÍSTICAS
FANEROZÓICO			Coberturas Fanerozóicas	Depósitos sedimentares
	ORDOVICIANO		Seqüência Camiraga	Orto e paraconglomerados, arenitos, siltitos e folhelhos (ambiente glacial)
	CAMBRIANO	0,55	γ Ney Peixoto Maria Suprema	Granitos sin a tardi colisionais
PROTEROZÓICO	NEO		Formação Pirã	Arcóseos, sub-arcóseos e pelitos - Sedimentação restrita
	MESO		Alcalina Boca Nova	Nefelina-sienito-gnaiss - Fragmentação da crosta, abortada na região
		1,8 (?)		
		2,0 (?)	Fm. Viseu/ Fm. Igarapé de Areia	Depósitos flúvio-deltáicos (?)
			γ Cantão - Suíte Rosário / Suíte Tracuateua	Granitóides dos tipos I e S sin- colisionais a tardi- colisionais (?)
	PALEO	2,16	Grupo Gurupi	Metamorfismo das supracrustais Conjunto supracrustal associado a vulcanismo
		2,3		
			Crosta Burkiniana	TDMs entre 2,3-2,4Ga e zircões herdados entre 2,3-2,4 Ga- Arcos de ilhas precoces
ARQUEANO		2,5		
			Crosta Arqueana	TDMs de 2,5 e 3,23Ga Núcleos arqueanos da parte central da Bacia do Parnaíba, Libéria e sul do Pará (?)

Figura 48- Proposta estratigráfica para a região do Gurupi.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABOUCHAMI, W.; BOHER, M.; MICHARD, A.; ALBAREDE, F. 1990. A Major 2,1 Ga Event of Mafic Magmatism in West Africa: an Early Stage of Crustal Accretion. *J. Geophys. Res.*, 95 (11): 17605-17629.
- ABREU, F. A. M. 1990. *Evolução Geotectônica do Pré-Cambriano da Região Meio-Norte e sua Correlação com a África Ocidental*. Belém. Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 423p. (Tese de Doutorado).
- ABREU, F. A. M. & HASUI, Y. 1980. Estruturas das Formações Gurupi e Santa Luzia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31. Balneário de Camboriú-SC. *Anais...* SBG. v.5, p.2533-2541.
- ABREU, F. A. M. & LESQUER, A. 1985. Considerações sobre o Pré-Cambriano da Região Sul-Sudoeste do Cráton São Luís. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 2. Belém. *Anais...* SBG. v.1, p.7-21.
- ABREU, F. A. M.; VILLAS, R. N. N.; HASUI, Y. 1980. Esboço Estratigráfico do Pré-Cambriano da Região do Gurupi, Estado do Pará e Maranhão. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31. Balneário de Camboriú-SC. *Anais...* SBG. v.2, p.647-658.
- ALMARAZ, J. S. U. & CORDANI, U. G. 1969. Delimitação entre as Províncias Geocronológicas Pré- Cambrianas ao longo do Rio Gurupi. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA. 23. Salvador. *Bol. Exp.*, p.89.
- ALMEIDA, F. F. M.; MELCHER, G. C.; CORDANI, U. G.; KAWASHITA, K.; VANDOROS, P. 1968. Radiometric Age Determinations from Northern Brazil. *Bol. Soc. Bras. Geol.* São Paulo. 7 (1): 3-14.
- ALMEIDA, H. G. Programa de Levantamentos Básicos do Brasil. Folha São Luís (SA-23). Estados do Pará e Maranhão. Escala 1:1.000.000. Brasília. CPRM (no prelo).
- ARNDT, N. T. & GOLDSTEIN, S. L. 1987. Use and Abuse of Crust-Formation Ages. *Geology*, 15: 893-895.
- ATTOH, K.; DALLEMEYER, R. D.; AFFATON, P. 1997. Cronology of Nappes Assembly in the Pan-African Dahomeyide Orogen, West Africa: Evidence from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Mineral Ages. *Precambrian Res.*, 81: 153-171.

- AUGUSTITHIS, S. S. 1990. *Atlas of Metamorphic-Metasomatic Textures and Processes*. New York. Elsevier. 228p.
- BARKEY, A. J. 1990. *Introduction to Metamorphic Textures and Microstructures*. New York. Blackie & Son Ltd. 170p.
- BLACK, R. 1980. Precambrian of West Africa. *Episodes*, 4: 3-8.
- BOHER, M.; ABOUCHAMI, W.; MICHARD, A.; ALBAREDE, F.; ARNDT, N. T. 1992. Crustal Growth in West Africa at 2,1 Ga. *J. Geophys. Res.*, 97(1): 345-369.
- BORGES, M. S.; ANGÉLICA, R. S.; COSTA, M. L. 1988. Contribuição a Geologia da Região de Santa Luzia do Pará, Nordeste do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35. Belém. *Anais...* SBG. v.6, p.2689-2703.
- BORGES, M. S.; COSTA, J. B. S.; BEMERGUY, R. L.; COSTA, J. L.; MAIA, R. G. N.; ARAÚJO, O. J. B. 1996. O Quadro Lito-estrutural da Folha SA-23-V-C (Castanhal). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38. Balneário de Camboriú. *Anais...* SBG. p.113-114.
- BORGES, M. S.; REIS, F. N.; COSTA, J. B. S.; BEMERGUY, R. L.; HASUY, Y. 1994. Contribuição ao Quadro Geológico do Município de Bragança, NE do Estado do Pará. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4. Belém. *Anais...* SBG., p.5-6.
- BRITO NEVES, B. B. 1998. The Cambro-Ordovician of the Borborema Province. *Bol. IG USP, Série Científica* (29): 175-193.
- BRITO NEVES, B. B. & CORDANI, U. G. 1991. Tectonic Evolution of South America During the Late Proterozoic. *Precambrian Res.*, 53: 23-40.
- BRITO NEVES, B. B.; CAMPOS NETO, M. C.; FUCK, R. 1999. From Rodinia to Western Gondwana: An Approach to the Brasiliano-Pan African Cycle and Orogenic Collage. *Episodes*, 22 (3): 155-165.
- CABY, R.; BERTRAND, J. M. L.; BLACK, R. 1981. Pan-African Ocean Closure and Continental Collisional in the Hoggar-Iforas Segment, Central Sahara. In: KRÖNER, A. (ed.), *Precambrian Plate Tectonics*, Elsevier. p.407-434.

- CASTAING, C.; FEYBESSE, J. L.; THIÉBLEMONT, D.; TRIBOULET, C.; CHÈVREMONT, P. 1994. Palaeogeographical Reconstructions of the Pan-africano/Brasiliano Orogen: Closure of an Oceanic Domain or Intracontinental Convergence Between Major Blocks?. *Precambrian Res.*, 69: 327-344.
- CHARLOT, R. 1976. The Precambrian of the Anti-Atlas (Morocco): a Geochronological Synthesis. *Precambrian Res.*, 3: 273-299.
- CLAUER, N.; CABY, R.; JEANNETTE, D.; TROMPETTE, R. 1982. Geochronology of Sedimentary and Metasedimentary Precambrian Rocks of the West African Craton. *Precambrian Res.*, 18: 53-71.
- CORDANI, U. G.; BRITO NEVES, B. B.; FUCK, R. A.; PORTO, R.; THOMAZ FILHO, A.; CUNHA, F. M. B. 1984. *Evolução Preliminar de Integração do Pré-Cambriano com os Eventos Tectônicos das Bacias Sedimentares Brasileiras*. Rio de Janeiro, PETROBRAS. 70p. (Série Ciências-Técnicas-Petróleo, Seção: Exploração de Petróleo, 15).
- CORDANI, U. G.; MELCHER, G. C.; ALMEIDA, F. F. M. 1968. Outline of the Precambrian Geochronology of South America. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 5: 629-632.
- COSTA, J. L.; ALMEIDA, H. G.; RICCI, P. S. F. 1996a. Metamorfismo e Sub-divisão Tectono-Estratigráfica do Grupo Gurupi no Nordeste do Pará e Noroeste do Maranhão. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 5. Belém. *Bol. Exp.*, p.110-112.
- COSTA, J. L.; ALMEIDA, H. G.; RICCI, P. S. F. 1996b. Compartimentação Tectônica do Orógeno Gurupi e das Janelas Pré-Cambrianas da Província Parnaíba. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 5. Belém. *Bol. Exp.*, p.290-293.
- COSTA, J. L.; ARAÚJO, A. A. F.; BOAS, J. M. V.; FARIA, C. A. S.; SILVA NETO, C. S.; WANDERLEI, V. J. R. 1977. *Projeto Gurupi*. Belém, DNPM/CPRM. 258p.
- COSTA, J. B. S. & HASUI, Y. 1997. O Pré-Cambriano da Região da Amazônica no Brasil. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 6. Pirenópolis-GO. *Bol. Exp.*, p. 39-41.

- COSTA, J. B. S.; PASTANA, J. M. N.; COSTA, E. J. S.; JORGE JOÃO, X. S. 1988. A Faixa de Cisalhamento Tentugal na Folha SA 23-Y-B. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35. Belém. *Anais...* SBG. v.5, p.2257-2266.
- COSTA, J. L.; RICCI, P. S. F.; MARTINS, R. C.; CARVALHO, J. M. A. 1998. *Folha Castanhal (SA-23-V-C)*. Estado do Pará. Escala 1:250.000. Brasília. CPRM. 139p. (Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil/Programa Grande Carajás).
- DALLMEYER, R. D. & LÉCORCHÉ, J. P. 1989. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Polyorogenic Mineral Age Record within the Central Mauritanide Orogen, West Africa. *Geological Society of America Bulletin*, 101: 55-70.
- DAVIS, D. W.; HIRDES, W.; SCHALTEGGER, U.; NUNOO, E. A. 1994. U-Pb Age Constraints on Deposition and Provenance of Birimian and Gold-bearing Tarkwaian Sediments in Ghana, West Africa. *Precambrian Res.*, 67: 89-107.
- DE PAOLLO, D. J. 1988. *Neodymium Isotope Geochemistry: An Introduction*. New York, Springer-Verlag. 187p.
- DICKIN, A. P. 1997. *Radiogenic Isotope Geology*. Cambridge, University Press. 477p.
- DOUMBIA, S.; POUCKET, A.; KOUAMELAN, A.; PEUCAT, J. J.; VIDAL, M.; DELOR, C. 1998. Petrogenesis of Juvenile-type Birimian (Palaeoproterozoic) Granitoid in Central Cote-d'Ivoire, West Africa: Geochemistry and Geochronology. *Precambrian Res.*, 87: 33-63.
- FETTER, A. & VAN SCHMUS, W. R. 1997. Geocronologia e Estruturação do Estado do Ceará: NW da Província Borborema, NE do Brasil. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 17. Fortaleza. *Bol. Exp.*, p.32-33.
- FEYBESSE, J.-L. & MILÉSI, J.-P. 1994. The Archaean/Proterozoic Contact Zone of Décollement Thrusting and Folding on a Continental Margin Related to 2,1 Ga Convergence of Archaean Cratons?. *Precambrian Res.*, 69: 199-227.
- GAUDETTE, H. E.; LAFON, J.-M.; MOURA, C. A. V.; SCHELLER, T. 1993. Datação de Monocristais de Zircão por Evaporação de Pb no Laboratório de Geologia Isotópica – UFPA: Metodologia e Primeiros Resultados. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 4. Brasília. *Bol. Exp.*, p.236-237.

- GAUDETTE, H. E.; MOURA, C. A.; ABREU, F. M.; GORAYEB, P. S. S. 1996. Dados Geocronológicos Pb/Pb em Zircão de Granitóides da Suíte Rosário. In: CONGRSSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39. Salvador. *Anais...* SBG. v.6, p.508-511.
- GOLDSTEIN, S. L.; O'NIONS, R. K.; HAMILTON, P. J. 1984. A Sm-Nd Isotopic Study of Atmospheric Dusts and Particulates from Major River Systems. *Earth and Planetary Science Letters*, 70: 221-236.
- GORAYEB, P. S. S.; GAUDETTE, H. G.; MOURA, C. A. V.; ABREU, F. M. 1999. Geologia e Geocronologia da Suíte Rosário, Nordeste do Brasil, e sua Contextualização Geotectônica. *Rev. Bras. Geociências*, 29 (4): 571-578.
- HASUI, Y.; ABREU, F. A. M.; VILLAS, R. N. N. 1984. Província Parnaíba. In: ALMEIDA, F. F. M. & HASUI, Y. (Coord.). *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo. Edgard Blücher, p.36-46.
- HASUI, Y.; COSTA, J. B. S.; HARALYI, N. L. E. 1997. Gnaisses Nefelina-Sieníticos Pré-Cambrianos no Brasil e seu Significado Geotectônico. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 6. Gramado-RS. *Bol. Exp.*, p.78-80.
- HIRDES, W.; DAVIS, D. W.; EISENLOHR, B. N. 1992. Reasessment of Proterozoic Granitoid Ages in Ghana on the Basis of U-Pb Zircon and Monazite Dating. *Precambrian Res.*, 56: 89-96.
- HIRDES, W.; DAVIS, D. W.; LÜDTKE, G.; KONAN, G. 1996. Two Generations of Birimian (Paleoproterozoic) Volcanic Belts in Northeastern Côte d'Ivoire (West Africa): Consequences for the 'Birimian Controversy'. *Precambrian Res.*, 80: 173-191.
- HOBBS, B. E.; MEANS, W. D.; WILLIAMS, P. W. 1976. *An Outline of Structural Geology*. New York. J. Wiley & Sons. 571p.
- HOLCOMBE, R. 1995 *Georient-Stereographic Projections and Rose Diagram Plots*. Department of Earth Sciences, University of Queensland, Australia, Version Date: January 10 th.
- HURLEY, P. M.; ALMEIDA, F. F. M.; MELCHER, G. C.; CORDANI, V. G.; RAND, J. R.; KAWASHITA, K.; VANDOROS, P.; PINSON, W. H.; FAIRBAIRN, H. W. 1967. Test of Drift by Comparision of Radiometric Ages. *Science*, 157: 495-500.

- IGREJA, H. L. S. 1985. *Estudo Geológico da Seqüência Camiranga-Nordeste do Pará*. Belém. Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 85p. (Dissertação de Mestrado).
- KLEIN, E. L. 1998. *Aspectos Geoquímicos, Geocronológicos e Estudos dos Fluidos Associados às Mineralizações Auríferas do Garimpo Caxias e Areal, Cráton São Luís, Noroeste do Maranhão*. Porto Alegre. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 189p. (Dissertação de Mestrado).
- KOBER, B. 1986. Whole Grain Evaporation for $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ Age Investigationsom Single Zircons Using a Double Filament Source. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 93: 482-490.
- KOBER, B. 1987. Single Grain Evaporation Combined with Pb^+ Emitter Bedding for $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ Investigations Using Thermal Ion Mass Spectrometry and Implications for zirconology. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 96: 63-71.
- KOUAMELAN, A. N.; DELOR, C.; PEUCAT, J. J. 1997. Geochronological Evidence for Reworking of Archean Terrains During the Early Proterozoic (2.1 Ga) in the Western Côte d'Ivoire (Man Rise - West African Craton). *Precambrian Res.*, 86: 177-199.
- LEÃO, M. H. B.; NASCIMENTO, R. S.; COSTA, W. J. P. 1994. *Estágio de Campo III-Irituia/PA*. Belém, Universidade Federal do Pará/ Centro de Geociências. 117p. (Relatório Final).
- LEDRU, P.; JOHAN, V.; MILÉSI, J. -P.; TEGYEY, M. 1994. Markers of the Last Stages of the Paleoproterozoic Collision: Evidence for a 2 Ga Continent Involving Circum-South Atlantic Provinces. *Precambrian Res.*, 69: 169-191.
- LEUBE, A.; HIRDES, W.; MAUER, R.; KESSE, G. O. 1990. The Early Proterozoic Birimian Supergroup of Ghana and Some Aspects of its Associated Gold Mineralization. *Precambrian Res.*, 46: 139-165.
- LIÉGEOIS, J. P.; BLACK, R.; NAVEZ, J.; LATOUCHE, L. 1994. Early and Late Pan-African Orogenies in the Aïr Assembly of Terranes (Tuareg Shield, Niger). *Precambrian Res.*, 67: 59-88.
- LIÉGEOIS, J. P.; CLAESSENS, W.; CAMARA, D.; KLERKX, J. 1991. Short-Lived Erbunian Orogeny in Southern Mali. Geology, Tectonic, U-Pb and Rb-Sr Geochronology. *Precambrian Res.*, 50: 111-136.

- LOWELL, G. R. 1985. Petrology of the Batholith Bragança São Luís Cráton. In: *The Crust-The Significance of Granites-gneisses on the Lithosphere*. Athens. Theophrastus Publications S. A, p.13-34.
- MACAMBIRA, M. J. B.; MOURA, C. A. V; LAFON, J.-M.; SCHELLER, T.; GAUDETTE, H. 1994. O Método Pb-Pb por Evaporação em Zircão: Avaliação dos Dados Obtidos no Laboratório de Geologia Isotópica da UFPA. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38. Balneário de Camboriú-SC. *Anais...* SBG. v.2, p.404-405.
- MACAMBIRA, M. J. B. & SCHELLER, T. 1994. Estudo Comparativo Entre Métodos Geocronológicos Aplicados em Zircões; O caso do Granodiorito Rio Maria, Província Mineral de Carajás. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4. Belém. *Bol. Exp. SBG*, p.343-346.
- MACKENZIE, W. S.; DONALDSON, C. H; GUILFORD, C. 1982. *Atlas of Igneous Rocks and Their Textures*. London-Longman Scientific & Technical. 148p.
- MOURA, C. A. V. 1992. *Geochronology and Geochemistry of the Basement Orthogneisses of the Araguaia Belt, Brazil*. University of New Hampshire. 236p. (Tese de Doutorado).
- NUNES, K. C. 1993. Interpretação Integrada da Bacia do Parnaíba com Ênfase nos Dados Aeromagnéticos. In: CONGRESSO INTERNACIONAL DA SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOFÍSICA, 3. Rio de Janeiro. *Res. Exp. SBGf*. V. 1, p. 152-157.
- OLIVEIRA, S. A. C. 1997. *Geologia e Geocronologia do Granitóide Maria Suprema da Fazenda Cachoeira., Capitão Poço-PA*. Belém. Universidade Federal do Pará. 34p. (Trabalho de Conclusão de Curso).
- PASSCHIER, C. W. & TROUW, R. A. J. 1998. *Microtectonics*. Springer. 289p.
- PASTANA, J. M. N. 1995. *Folhas Turiaçu (SA 23-V-D) e Pinheiro (SA 23-Y-B)*. Estados do Pará e Maranhão. Escala 1:250.000. Brasília. CPRM, 240p. (Programa de Levantamentos Geológicos Básicos/Programa Grande Carajás).
- RAMSAY, J. G. & HUBER, M. I. 1983. *The Techniques of Modern Structural Geology (Strain Analysis)*. London. Academy Press. V.1, 307p.
- RAMSAY, J. G. & HUBER, M. I. 1987. *The Techniques of Modern Structural Geology. London (Folds e Fractures)*. Academy Press. V.2, 700p.

- REIS, F. N. 1994. Contribuição à Geologia do Município de Bragança- NE do Estado do Pará. In: SEMINÁRIO DE INICIAÇÃO CIENTÍFICA DA UFPA, 4. Belém. *Resumos*, p.128.
- RODRIGUES, T. L. N.; ARAÚJO, C. C.; CAMOZZATO, E.; RAMGRAB, G. E. 1994. *Folhas São Luís (SA-23-Z-A) e Cururupu (SA-23-X-C)*. Estado do Maranhão. Escala 1:250.000. Brasília. CPRM. 114p. (Programa de Levantamentos Geológicos Básico do Brasil).
- ROGER, J. J. W. 1996. A History of the Continents in the Past Three Billions Years. *Journal of Geology*, 104: 91-107.
- ROLLINSON, H. G. 1993. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. New York, Longman Scientific & Technical. 352p.
- SAQUAQUE, A.; ADMOU, H.; KARSON, J.; HEFFERAN, K.; REUBER, I. 1989. Precambrian Accretionary Tectonics in the Bou Azzer-El Graara Region, Anti-Atlas, Morocco. *Geology*, 17: 1107-1110.
- SATO, K.; TASSINARI, C. C. G.; KAWASHITA, K.; PETRONILHO, L. 1995. O Método Geocronológico Sm/Nd no IG/USP e suas Aplicações. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*. 67 (3): 313-336.
- SILVA, C. A.; NASCIMENTO, M. C. H.; COSTA, T. C. D. 1994a. *Estágio de Campo III- Ourém/PA*. Belém, Universidade Federal do Pará/Centro de Geociências. 116p. (Relatório Final).
- SILVA, M. V.; COSTA, N. C.; OLIVEIRA, S. A. C. 1994b. *Estágio de Campo III - Capitão Poço/PA*. Belém, Universidade Federal do Pará/Centro de Geociências. 83p. (Relatório Final).
- SOUSA, D. J. L. 1995. Estudo Geocronológico das Rochas Tonalíticas de Igarapé de Areia, NE do Pará. In: SEMINÁRIO DE INICIAÇÃO CIENTÍFICA DA UFPA, 4. Belém. (Não publicado).
- STRECKEISEN, A. 1976. To Each Plutonic Rock its Proper Name. *Earth Sci. Rev.* 12: 1-33.
- TAYLOR, P. N.; MOORBATH, S.; LEUBE, A.; HIRDES, W. 1992. Early Proterozoic Crustal Evolution in the Birimian of Ghana: Constraints from geochronology and Isotope Geology. *Precambrian Res.*, 56: 97-111.

- TROMPETTE, R. 1994. *Geology of Western Gondwana (2000-500 Ma): Pan-African/Brasiliano Aggregation of South America and Africa*. Rotterdam, A. A. Bakelma Publishers. 350p.
- TRUCKENBRODT, W. & CORRÊA, J. A. M. 1985. Estudo Petrológico de Arenitos Arcosianos da Formação Piriá, Pré-Siluriano, Região do Gurupi/Pará. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 2. Belém. *Anais...* SBG. p.159-167.
- UNRUG, R. 1996. The Assembly of Gondwanaland. *Episodes*, 19: 11-18.
- VIDAL, M. & ALRIC, G. 1994. The Palaeoproterozoic (Birimian) of Haute-Comoé in the West African Craton, Ivory Coast: a Transtensional Back-arc Basin. *Precambrian Res.*, 65: 207-229.
- VILLAS, R. N. N. 1982. Geocronologia de Intrusões Ígneas na Bacia do Rio Guamá, Nordeste do Estado do Pará. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 1. Belém. *Anais...* SBG. v.1, p.233-247.
- VILLENEUVE, M. & CORNÉE, J. J. 1994. Structure, Evolution and Paleogeography of the West African Craton and Bordering Belts During the Neoproterozoic. *Precambrian Res.*, 69: 307-326.
- VILLENEUVE, M. & DALLMEYER, R. D. 1987. Geodynamic Evolution of the Mauritanide, Bassaride and Rokelide Orogens (West Africa). *Precambrian Res.*, 37: 19-28.
- WANDERLEY FILHO, J. R. 1980. Geologia do Granitóide Mirasselas, Nordeste do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31. Camboriú. *Resumos*, v.2, p.426.
- WISE, D. U.; DUNN, D. E.; ENGELDER, J. T.; GEISER, P. A.; HATCHER, R. D.; KISH, S. A.; ODOM, A. L.; SCHAMEL, S. 1984. Fault-related Rocks: Suggestions for Terminology. *Geology*, 12: 391-394.