



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

**“GEOLOGIA, PETROLOGIA E GEOQUÍMICA DOS DIQUES DA  
REGIÃO DE RIO MARIA, SE-PA”**

TESE APRESENTADA POR

**RENATO OLIVEIRA DA SILVA JÚNIOR**

Como requisito parcial à obtenção do Grau de Mestre em  
Ciências na Área de GEOQUÍMICA E PETROLOGIA.

Data de Aprovação 09 / 09 / 96

**Comitê de Tese:**

*Roberto Dall'Agnol*  
.....  
ROBERTO DALL'AGNOL (Orientador)

*Herbet Conceição*  
.....  
HERBET CONCEIÇÃO

*Elson Paiva de Oliveira*  
.....  
ELSON PAIVA DE OLIVEIRA

BELEM

**Com certeza, a responsabilidade maior  
pertence à minha esposa  
MARIA THERESA C. LOPES.  
Este trabalho é teu.  
Muito Obrigado.**

## AGRADECIMENTOS

O autor, durante o período que envolveu esta pesquisa colecionou uma série de **aprender, crescer e mudar**, além de uma prole de amigos, aos quais quero neste momento expressar o meu mais sincero **muito obrigado**. Obrigado a Deus por tudo, por me fazer sempre acreditar "**ser capaz**". A seguir quero agradecer aqueles que de forma mais direta contribuíram no sentido de tornar realidade este trabalho.

- Universidade Federal do Pará (UFPA) pela infraestrutura e ajuda financeira durante a fase de campo, principalmente.;
- Coordenação do curso de Pós-Graduação (CPGG) do Centro de Geociências (CG - UFPA).;
- Fundação Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela concessão de bolsa de pesquisa durante o desenvolvimento do trabalho.;
- FINEP pelo financiamento do Grupo de Pesquisa Petrologia de Rochas Granitóides, cujos recursos apoiaram esta pesquisa.;
- Grupo de Pesquisa Petrologia de Rochas Granitóides (GPPG), por todo o apoio irrestrito em todos os aspectos que envolveram este trabalho.;
- Ao Professor-Orientador e, principalmente, **amigo** Roberto Dall'Agnol, não só pela modelar forma de orientação mas, fundamentalmente, pelo interesse, respeito, amizade e confiança naqueles momentos duros e decisivos. Muito Obrigado ! Você é daqueles orientadores que veste a camisa.;
- Ao amigo e, excelente profissional Albano Leite, porque acredito que sem sua ajuda ficaria muito difícil a conclusão desta etapa de trabalho.;
- Ao mais recente amigo Hilton Túlio, grande paciência e excelente instrutor. Obrigado !;
- Ao Co-Orientador Elson Paiva, pela sempre disponibilidade e atenção.;
- Ao Departamento de Geoquímica, pelo apoio laboratorial, sempre eficiente.;
- Ao Laboratório de Laminação, onde se destacam Carlão, Eduardo e técnico, pela constante eficiência.;

- A SUDAM - Superintendência de Desenvolvimento da Amazônia, em especial ao CHSRA - Centro de Hidroclimatologia e Sensoriamento Remoto da Amazônia, pela atenção dispensada, principalmente pelo Engenheiro Agrônomo Reinaldo.;
- Ao amigo Claudomiro Soares, grande pesquisador e detentor de uma boa visão científica. Grande companheiro de campo.;
- Ao caríssimo amigo Marco Aurélio, obrigado pela sua arte.;
- A todos os integrantes do Grupo de Pesquisa Petrologia de Rochas Granitóides (GPPG).;
- Ao amigo Mario Ivan, pelos ensinamentos de tranquilidade.;
- Aos integrantes da Sala-6 (Clóvis, Afonso, Marcos Quadros, Lúcia, Silvia, Gund, Alberto, Kátia, Emílio), pelo compartilhamento do espaço, da alegria, das dúvidas e da confiança.;
- Ao Estupendo Esteves, muito obrigado mesmo, por tudo, por aquela idéia na hora H.;
- Aos Técnicos Antonio Aguiar e Dário.
- Aos motoristas Pompeu e Neves. Vocês são fundamentais.
- Obrigado àqueles que, por acaso, não listei aqui.

**"Quero gente capaz de sonhar e de tornar  
o sonho uma Realidade Prática".**

**David J. Schwartz**

## SUMÁRIO

<b>DEDICATÓRIA</b>	<b>i</b>
<b>AGRADECIMENTOS</b>	<b>ii</b>
<b>EPÍGRAFE</b>	<b>iv</b>
<b>LISTA DE ILUSTRAÇÕES</b>	<b>viii</b>
<b>RESUMO</b>	<b>1</b>
<b>ABSTRACT</b>	<b>4</b>
<b>1 - INTRODUÇÃO</b>	<b>6</b>
<b>2 - CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL</b>	<b>8</b>
2.1 - INTRODUÇÃO	8
2.2 - ESTRATIGRAFIA	8
2.3 - SÍNTESE DOS DADOS GEOCRONOLÓGICOS	11
<b>3 - ASPECTOS GERAIS DE DIQUES: EM PARTICULAR OS DO TGGRM</b>	<b>15</b>
3.1 - INTRODUÇÃO	15
3.2 - APLICAÇÕES DO ESTUDO	15
3.3 - IDADES E DISTRIBUIÇÃO	16
3.3.1 - Idades e Distribuição no Brasil e nas Guianas	16
3.4 - CONDIÇÕES E MECANISMOS DE INTRUSÃO	17
3.5 - DIQUES DO TGGRM	19
<b>4 - APRESENTAÇÃO DO PROBLEMA, OBJETIVOS E METODOLOGIA</b>	<b>23</b>
4.1 - APRESENTAÇÃO DO PROBLEMA	23

4.2 - OBJETIVOS	23
4.3 - METODOLOGIA	25
<b>5 - FEIÇÕES GEOLÓGICAS E GEOCRONOLOGIA K-Ar DOS DIQUES DO TGGRM</b>	<b>27</b>
5.1 - INTRODUÇÃO	27
5.2 - DIQUES BÁSICOS	27
5.2.1 - Formas de Ocorrência	27
5.2.2 - Relações de Contato	28
5.2.3 - Outros Aspectos	30
5.3 - DIQUES INTERMEDIÁRIOS	30
5.3.1 - Formas de Ocorrência	30
5.3.2 - Relações de Contato	35
5.3.3 - Outros Aspectos	36
5.4 - DIQUES ÁCIDOS	43
5.4.1 - Formas de Ocorrência	43
5.4.2 - Relações de Contato	43
5.4.3 - Outros Aspectos	44
5.5 - GEOCRONOLOGIA K-Ar DOS DIQUES BÁSICOS E INTERMEDIÁRIOS DO TGGRM	46
<b>6 - PETROGRAFIA</b>	<b>48</b>
6.1 - VARIEDADES E COMPOSIÇÕES MODAIS	48
6.2 - CARACTERÍSTICAS MACROSCÓPICAS	51
6.2.1 - Diabásios	51

<b>6.2.2 - Dioritos + Quartzo-Dioritos</b>	52
<b>6.2.3 - Dacitos Pórfiros</b>	53
<b>6.2.4 - Riolitos</b>	53
<b>6.3 - CARACTERÍSTICAS MICROSCÓPICAS</b>	56
<b>6.3.1 - Diabásios</b>	56
6.3.1.1 - Ordem de Cristalização	66
<b>6.3.2 - Dioritos e Quartzo-Dioritos</b>	68
6.3.2.1 - Ordem de Cristalização	77
<b>6.3.3 - Dacitos Pórfiros</b>	77
6.3.3.1 - Ordem de Cristalização	80
<b>6.3.4 - Riolitos</b>	83
<b>7 - GEOQUÍMICA</b>	84
7.1 - INTRODUÇÃO	84
7.2 - ELEMENTOS MAIORES E MENORES	84
7.3 - DADOS NORMATIVOS E OUTROS ÍNDICES	98
7.4 - ELEMENTOS TRAÇO	107
<b>8 - DISCUSSÕES E CONCLUSÕES</b>	111
<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</b>	114
<b>ANEXO A - Mapa de Amostragem dos Diques da região de Rio Maria, Sudeste do Estado do Pará, na Escala 1: 50.000.</b>	
<b>ANEXO B - Mapa Geológico dos Diques da região de Rio Maria, Sudeste do Estado do Pará, na Escala 1: 50.000.</b>	

## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

### FIGURAS

Figura 1	Mapa Geológico da Região de Rio Maria, SE do Pará.	10
Figura 2	Mapa de localização da área estudada (Fonte: Leite, 1995).	24
Figura 3	Contato entre o Granodiorito Rio Maria e um dique de diabásio.	29
Figura 4	Dique de diabásio com olivina, cortando outro dique de diabásio médio.	29
Figura 5	Dique de diabásio fino cortando outro dique de diabásio médio.	31
Figura 6	Encrave de composição monzogranítica em dique de diabásio.	31
Figura 7	Feições anômalas observadas em diques de diabásio.	32
Figura 8	Vista geral de ocorrência dos diques.	33
Figura 9	Imagens de Satélite da região de Rio Maria (1:100.000 e 1:25.000).	34
Figura 10	Síntese esquemática das relações de contato dos diques intermediários e sua encaixante.	38
Figura 11	Perfis transversais à direção do dique intermediário da Figura 10.	39
Figura 12	Forma e tamanho mais freqüente de encraves quartzo-feldspáticos.	40
Figura 13	Encrave similar aos monzogranitos do GDRM.	40
Figura 14	Encrave de quartzo leitoso em diorito.	41
Figura 15	Fraturamentos dilato-contracionais em dique de quartzo-diorito. a) Fraturas com <i>trend</i> N-S; (b) Fraturas com <i>trend</i> N-S e E-W.	42
Figura 16	Fraturamentos dilato-contracionais conjugados em dacito pórfiro.	45
Figura 17	Aspecto macroscópico e modo de ocorrência diabásio com olivina.	54
Figura 18	Aspecto macroscópico do diorito equigranular.	54
Figura 19	Amostra de um diorito, fanerítico, coletado próximo à borda do dique.	55
Figura 20	Modo de ocorrência e aspecto macroscópico do riolito	55
Figura 21	Fotomicrografia mostrando textura subofítica em diabásio com olivina.	59
Figura 22	Fotomicrografia apresentando textura subofítica em anfibólio diabásio.	59
Figura 23	Fotomicrografia mostrando detalhe da figura anterior.	60
Figura 24	Fotomicrografia exibindo textura <i>Branching Composite</i> .	60
Figura 25	Fotomicrografia mostrando textura intergranular.	62

Figura 26	Fotomicrografia revelando textura microporfirítica.	62
Figura 27	Fotomicrografia apresentando fenocristal automorfo de plagioclásio, imerso em uma matriz pilotaxítica, no microdiabásio.	63
Figura 28	Fotomicrografia mostrando contato entre o microdiabásio e o diabásio, com olivina.	63
Figura 29	Fotomicrografia exibindo injeção (micro-apófise) do microdiabásio no diabásio com olivina	63
Figura 30	Ordem de cristalização dos diques de diabásio com olivina.	67
Figura 31	Fotomicrografias dos estágios evolutivos da <i>sieve texture</i> .	70
Figura 32	Fotomicrografia exibindo textura variando de granular hipidiomórfica a porfirítica com matriz granofírica em quartzo-diorito.	74
Figura 33	Fotomicrografia apresentando núcleo automorfo de plagioclásio.	74
Figura 34	Fotomicrografia exibindo fenocristal de plagioclásio com zoneamento normal.	75
Figura 35	Fotomicrografia apresentando textura micrográfica.	75
Figura 36	Fotomicrografia mostrando textura microporfirítica.	76
Figura 37	Ordem de cristalização dos diques dioríticos.	78
Figura 38	Fotomicrografia apresentando ocelo preenchido por quartzo microcristalino, com textura em mosaico.	81
Figura 39	Fotomicrografia mostrando textura porfirítica com cristais de quartzo englobados por uma matriz granofírica, localmente esferulítica.	81
Figura 40	Ordem de cristalização dos dacitos pórfiros.	82
Figura 41	Diagrama $\text{SiO}_2 \times \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (TAS).	87
Figura 42	Diagrama AFM.	90
Figura 43	Diagrama catiônico ( $\text{FeO}_1 + \text{TiO}_2$ ) - $\text{Al}_2\text{O}_3$ - $\text{MgO}$ .	90
Figura 44	Diagramas de Harker para elementos maiores.	91
Figura 45	Diagramas mostrando o comportamento de elementos maiores x $\text{Mg}\#$ .	96
Figura 46	Diagrama composição normativa do plagioclásio (CNP) x $\text{Al}_2\text{O}_3$ .	102
Figura 47	Diagrama CNP x Índice de Cor.	102
Figura 48	Diagrama An-Ab-Or normativos.	103
Figura 49	Diagrama Qz-Ab-Or normativos.	103

Figura 50	Diagrama de SHAND $-Al_2O_3/Na_2O + K_2O \times Al_2O_3/CaO + K_2O$	105
Figura 51	Diagrama MgO - CaO - $Al_2O_3$ para os diabásios e dioritos.	106
Figura 52	Diagrama MgO x CaO para os diabásios e dioritos.	106
Figura 53	Diagramas de Harker para os elementos traço.	108
Figura 54	Diagramas mostrando o comportamento de elementos traço x Mg#	109

## TABELAS

Tabela 1	Síntese dos dados geocronológicos da região de Rio Maria.	14
Tabela 2	Dados analíticos e idades K-Ar dos diques de Rio Maria.	46
Tabela 3	Análises modais dos diques de Rio Maria.	49
Tabela 4	Composições químicas dos diques de Rio Maria.	85
Tabela 5	Composições normativas (C.I.P.W.) dos diques de Rio Maria.	99

## RESUMO

Na região de Rio Maria, SE do Pará, foram mapeados diversos diques, intrusivos principalmente no Granodiorito Rio Maria (GdRM) e, subordinadamente, no granito anorogênico Musa (GM). Formando pequenas cristas alongadas que sobressaem na morfologia com um relevo positivo, dispendo-se, principalmente, segundo os *trends* NW-SE e E-W e, subordinadamente, N-NE. A largura máxima desses corpos é de 30 m, e têm extensão aflorante de 1.500 a 2.000 m, podendo alcançar 3.000 m.

Foram identificados petrograficamente cinco grupos de diques: diabásios, dioritos, quartzo-dioritos, dacitos e riolitos. Os perfis transversais e longitudinais à direção desses corpos, mostram diminuição na granulação da rocha, no sentido centro-borda do corpo, culminando geralmente com rochas afaníticas, que representam, via de regra, a borda de resfriamento do dique. Próximo a essas bordas observam-se frequentemente, encraves e amígdalas preenchidas por material quartzo-feldspático. Os contatos com suas encaixantes são abruptos, por vezes marcados pela presença de bordas de resfriamento, cuja espessura é variável desde poucos centímetros até, excepcionalmente, 2 m.

As idades K-Ar desses diques são: (1)  $700 \pm 8$  Ma em qz-diorito (rocha total); (2)  $883 \pm 10$  Ma em diorito (plagioclásio); (3)  $1.099 \pm 39$  Ma em diabásio (plagioclásio); (4)  $1.802 \pm 22$  Ma em diabásio com olivina (concentrado máfico). As três primeiras idades são interpretadas como idades mínimas para esses corpos. A idade  $1.802 \pm 22$  Ma é compatível com a de  $1.707 \pm 17$  Ma (Rb-Sr em RT) obtida para os dacitos e granitos pórfiros. Os dados geocronológicos disponíveis para os diques da região de Rio Maria permitem situá-los no Proterozóico, e as idades mais confiáveis sugerem que, pelo menos parte desses diques, seja contemporânea ao magmatismo granítico anorogênico.

Os diabásios foram divididos em quatro subtipos: (1) diabásio com olivina- exibe textura subofítica. É constituído por labradorita ( $An_{55-65}$ ), augita + pigeonita, olivina, opacos e hornblenda; (2) microdiabásio porfirítico- corta o diabásio com olivina, é formado por fenocristais de plagioclásio imersos em matriz pilotaxítica formada por ripas de plagioclásio, augita, opacos e anfibólio; (3) anfibólio-diabásio - exibe textura granular com tendência subofítica, é constituído de labradorita ( $An_{54-64}$ ), augita, minerais opacos, anfibólio tórdio (tremolita-actinolita) e, raramente,

hiperstênio; (4) augita-diabásio (RJ-18B) com textura ofítica, é formado por labradorita ( $An_{56}$ ), augita, opacos e, anfibólio secundário.

Os dioritos e quartzo-dioritos mostram, em geral, textura granular tendendo a subofítica ou, porfírica com matriz rica em intercrescimentos granofíricos. Os dioritos são formados por plagioclásio bastante saussuritizado, augita, quartzo, hornblenda e opacos. Os quartzo-dioritos têm mineralogia similar aos dioritos, diferindo apenas quanto ao conteúdo modal de quartzo e intercrescimentos granofíricos. Alguns dioritos e diabásios apresentam fenocristais de plagioclásio com textura em peneira, sugerindo a atuação de processos de *mixing e/ou mingling*.

Os dacitos são formados por dacitos pórfiros e dacitos pórfiros ricos em máficos. Ambos apresentam textura porfírica, localmente glomeroporfírica, formada por agregados de fenocristais de plagioclásio, bastante saussuritizados, hornblenda envolvendo localmente augita, além de fenocristais isolados de quartzo. Os dois subtipos apresentam matriz predominantemente granofírica, por vezes, esferulítica. Notou-se a presença de quartzo microcristalino formando agregados amendoados (ocelos), atribuídos a processos de *mixing*.

Os riolitos exibem textura porfírica, localmente glomeroporfírica, formada por fenocristais de plagioclásio e quartzo, imersos em matriz microcristalina com tendência micrográfica. Ocorrem também agregados microcristalinos constituídos por clorita, biotita e opacos.

O diagrama TAS exibe boa correlação entre a classificação modal e os dados geoquímicos. Neste diagrama os diabásios e dioritos plotaram dentro do campo de seus correspondentes vulcânicos. Os quartzo-dioritos situam-se em geral no campo dos dacitos de baixa sílica. Os dacitos propriamente ditos são um pouco mais ricos em sílica que o grupo precedente, embora ambos incidam no mesmo campo. No diagrama AFM as amostras situam-se no campo subalcalino tholeítico. A presença de hiatos composicionais entre os grupos, principalmente entre diabásios e dioritos, e destes para os quartzo-dioritos, reforça a hipótese que esses grupos de rochas estudados não apresentam uma evolução magmática contínua. A amostra RJ-18B, embora apresente características de diabásio, mostra geoquimicamente maiores afinidades com os dioritos.

Os dados geoquímicos, reforçam também a hipótese que os diques de Rio Maria, embora apresentem uma filiação tholeítica, provavelmente, foram gerados a partir de líquidos distintos, uma vez que são muito acentuados os hiatos composicionais entre os vários grupos. Os

dacitos, embora apresentem, em alguns diagramas, uma superposição com os quartzo-dioritos, deles diferem petrográfica e geoquimicamente, também, e, em termos de ocorrência no campo. Há evidências petrográficas de que a cristalização dos diabásios foi comandada principalmente pelo fracionamento da olivina, enquanto nos dioritos, augita e plagioclásio tiveram papel dominante.

Os dados petrográficos e geoquímicos mostram que os diabásios, com exceção da amostra RJ-18B, são inteiramente distintos dos demais grupos em termos de evolução magmática. Os dioritos e quartzo-dioritos, por sua vez, embora mostrem-se petrograficamente similares, apresentam hiato composicional que enfraquece a hipótese imediata desde último representar um termo mais evoluído, derivado dos primeiros. A amostra RJ-18B é interpretada como um concentrado máfico desses dioritos. Esta hipótese pode ser justificada pela composição modal e química dessa amostra. Os dacitos e riolitos, estão, provavelmente, vinculados geneticamente ao magmatismo granítico anorogênico, com prováveis processos de *mixing* associados, principalmente, no caso dos dacitos.

## ABSTRACT

In the Rio Maria region, southeastern Para State, several dykes were mapped. They intrude the Rio Maria Granodiorite and, less often also the Musa anorogenic granite. They form narrow elongated ridges that stand out in the morphology as a positive relief. These ridges are mostly oriented NW-SE and E-W, but minor N-NE trends were also observed. The dykes may reach up to 30 m in width and 1.500 to 3.000 in length.

The dykes are petrographically divided into five groups, namely, diabases, diorites, quartz-diorites, dacites and rhyolites. Dykes grain size varies from centre to margins, with aphanitic commonly observed close to dyke's margins. The contacts with the country rock granitoids are sharp and marked by the presence of 2 cm- to 2m-thick chilled margins.

K-Ar age dating of dykes yielded the following values:  $700 \pm 8$  Ma (whole rock) in quartz-diorite;  $883 \pm 10$  Ma (plagioclase) in diorite;  $1,099 \pm 39$  Ma (plagioclase) in diabase;  $1,802 \pm 22$  Ma (mafic concentrate) in olivine diabase. The first three ages are interpreted as minimum for those bodies. The age 1.8 Ga is close to a  $1,707 \pm 17$  Ma Rb-Sr whole rock isochron obtained for regional dacites e porphyritic granites. Therefore, the Proterozoic ages found for the Rio Maria dykes indicates that at least part of these dykes are coeval with the regional and well-defined anorogenic granitic magmatism.

The diabases were divided into four types: (1) diabase with olivine - display subophitic texture, and contain labradoritic plagioclase ( $An_{55-65}$ ), augite + pigeonite, olivine, opaques and hornblende; (2) microporphiritic diabases - intrude the diabases with olivine, and are composed of plagioclase phenocrysts immersed in pilotaxitic groundmass with plagioclase lathes, augite, opaques and hornblende; (3) hornblende-diabases - show granular to subophitic texture formed of labradorite ( $An_{54-64}$ ), tremolite-actinolite, augite and opaques, and minor hypersthene; (4) augite-diabase (RJ-18B) show ophitic texture and is formed of labradorite ( $An_{56}$ ), augite, opaques and secondary amphibole.

The diorites and quartz-diorites show granular to subophitic and porphyritic textures with a granophyric-rich matrix. Diorites are composed of saussuritized plagioclase, augite, quartz, hornblende and opaques, whereas the quartz-diorites contain quartz and granophyric intergrowths in addition to the other minerals. Some diorites and diabases show plagioclase

phenocrysts with sieve texture, suggesting that mixing and (or) mingling processes may have played a role.

The dacites include porphyritic dacites and mafic-rich porphyritic dacites. Both types have porphyritic to glomeroporphyritic textures and granophyritic to esferulitic matrix. They are strongly saussuritised, and contain hornblende, locally enveloping augite, as well as isolated quartz phenocrysts. The presence of microcrystalline almond-like (occeli) quartz aggregates are related to mixing processes.

The rhyolites show porphyritic to glomeroporphyritic textures, and are composed of plagioclase phenocrysts and quartz, immersed within a microcrystalline matrix.

On a total alkalis-silica diagram (TAS), the dykes show good correlation between modal and geochemical classifications, with diabases and diorites plotting in the basaltic to andesite fields, quartz-diorites and dacites in the dacite field, and rhyolites in the rhyolite field. On the AFM diagram, the samples plot mostly in the tholeiitic field. Compositional gaps were observed among the different dyke groups, suggesting that they may not be comagmatic.

Petrographic and geochemical data show that crystallization of the diabases was mainly controlled by olivine fractionation, whereas that of diorites by plagioclase and augite. The former group may have had a different magmatic evolution than the other groups. The dacites and rhyolites genesis bear very much similarities with that of the regional anorogenic granitic magmatism, which includes mixing processes.

## 1 - INTRODUÇÃO

O Terreno Granito-Greenstone (TGGRM) de Rio Maria apresenta um quadro de conhecimento geológico, em linhas gerais, bem definido. Porém, existem lacunas que precisam ser preenchidas com estudos mais aprofundados. O presente estudo busca contribuir no sentido de preencher uma dessas lacunas, a qual se refere a necessidade de melhor caracterização da grande quantidade de diques presentes nessa região. Para atingir tal objetivo, são enfocados os aspectos de campo, tais como formas de ocorrência, contatos e feições estruturais, além dos aspectos petrográficos e geoquímicos, como também suas relações de contato. Discute-se, ainda, as possíveis relações genéticas dos diques com os granitos anorogênicos e suas encaixantes. Dá-se ênfase maior à caracterização petrográfica e geoquímica desses diques que variam composicionalmente desde termos básicos até ácidos.

Este tema é de particular importância por constituir-se na primeira investigação aprofundada desses aspectos na região. Pretende-se com a caracterização petrográfica e litogeoquímica, individualizar os diferentes tipos de diques, definir suas relações com as encaixantes e as interrelações, bem como estabelecer um melhor direcionamento para estudos futuros sobre esse tema na região de Rio Maria.

Nesse sentido, o tema desenvolvido deve ser visto como uma primeira etapa do estudo de diques. Essa pesquisa integra-se às atividades do Grupo de Pesquisa Petrologia de Rochas Granitoides do Centro de Geociências da UFPA, sob a coordenação do Prof. Roberto Dall' Agnol.

O texto apresentado a seguir foi compartimentado em oito capítulos. O primeiro capítulo apresenta a Introdução. No segundo, referente ao Contexto Geológico Regional, faz-se uma análise crítica dos trabalhos anteriores relativos à geologia e geocronologia regional. Situa-se no mesmo a área investigada e procura-se entender o estado de conhecimento até então alcançado sobre os diques da região de Rio Maria.

O terceiro capítulo, intitulado Aspectos Gerais de Diques: em particular os do TGGRM, trata das características gerais de diques, destacando os aspectos globais mais relevantes dos diques do Brasil, e mais especificamente, da Amazônia. Nele discutem-se as principais fases de colocação, a distribuição e os mecanismos de intrusão. No quarto capítulo, são expostas as razões deste estudo, além de seus objetivos e da metodologia utilizada.

Os capítulos quinto ao sétimo, abordam a Caracterização Geológica e Geocronologia K-Ar, Petrográfica e Geoquímica dos diques, o que constitui o tema central da tese. São discutidos nos mesmos o aspecto e as formas de ocorrência dos diques, são descritas as relações de contato, além do que são caracterizados petrográfica e geoquimicamente os vários tipos de diques individualizados.

No oitavo capítulo, intitulado Discussões e Conclusões, compara-se os resultados obtidos para a região de Rio Maria, integrando-os aos dados disponíveis na literatura e discute-se as possíveis relações dos diques com as suas encaixantes e com o magmatismo anorogênico do Proterozóico.

## 2 - CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

### 2.1 - INTRODUÇÃO

A região de Rio Maria é interpretada como um típico terreno *granito-greenstone* (TGG) de idade arqueana, cortado por granitos anorogênicos do Proterozóico (HUHN et al., 1988; SOUZA et al., 1990). Está inserida no contexto da Província Mineral de Carajás, no extremo leste da Província Amazônia Central (CORDANI & BRITO NEVES, 1982; HIRATA et al., 1982; TEIXEIRA et al., 1989). Nesta região é marcante a presença de uma grande quantidade de diques que cortam as rochas arqueanas e/ou os granitos anorogênicos (Figura 1) (MEDEIROS, 1987; GASTAL, 1987; GASTAL et al., 1987; DOCEGEO, 1988; HUHN et al., 1988; SOUZA et al., 1990; SOUZA, 1994).

### 2.2 - ESTRATIGRAFIA

O quadro litoestratigráfico da região tem experimentado grandes modificações nas duas últimas décadas. O Complexo Xingu (SILVA et al., 1974; HIRATA et al., 1982), que anteriormente abrangia uma grande variedade litológica, sofreu sensíveis mudanças, através das quais foi possível individualizar unidades que gradualmente foram desmembradas do mesmo, com isso ele ficou restrito a gnaisses aflorantes nos domínios do Cinturão Itacaiúnas e da região de Vila Marajoara (DOCEGEO, 1988; SOUZA et al., 1990; ARAUJO & MAIA, 1991; COSTA et al., 1994). As rochas gnaissicas aflorantes nos arredores de Marajoara, atribuídas ao Complexo Xingu, foram estudadas por ALTHOFF et al. (1991, 1994), os quais o desmembraram em duas novas unidades - O Tonalito Arco Verde (TAV) e o Granito Guarantã (GG), além de identificarem uma nova ocorrência do Granodiorito Rio Maria, estabelecendo assim um prolongamento para sul do TGG de Rio Maria.

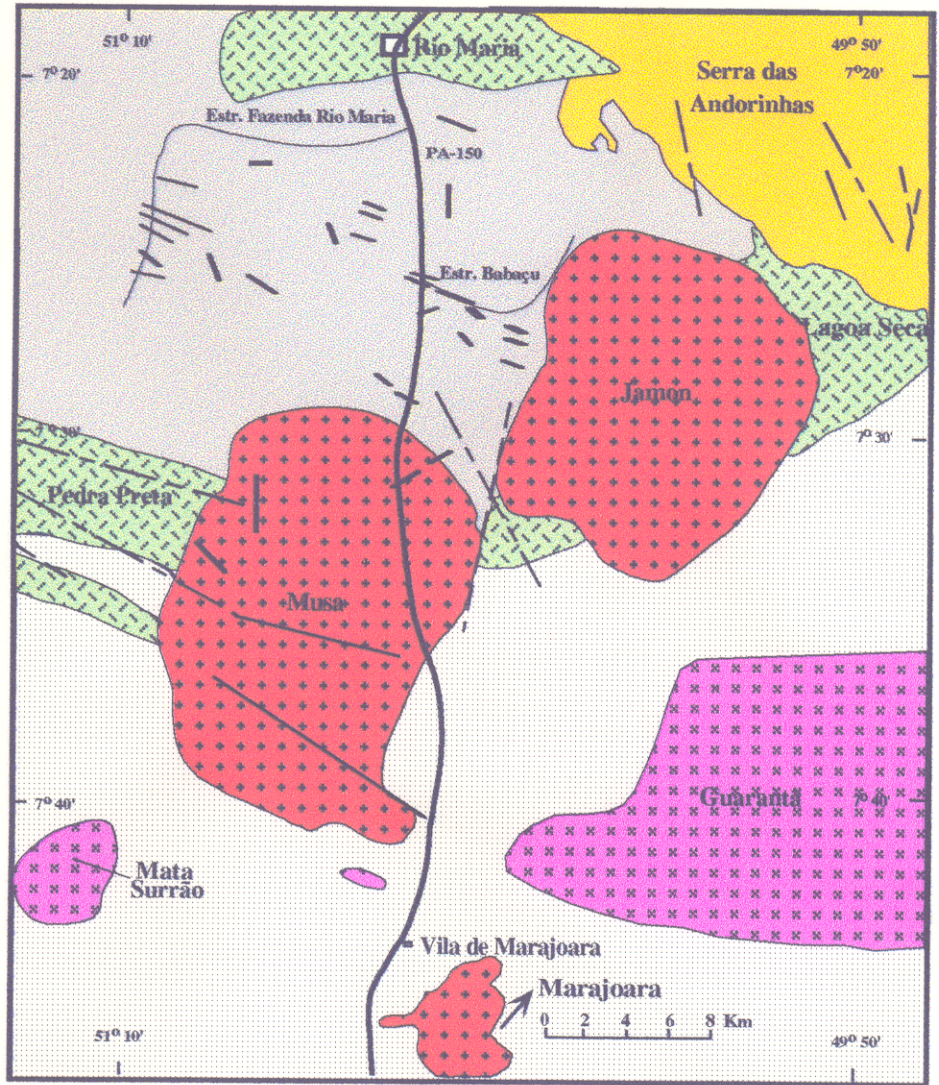
Os *greenstone belts* (GB) ocorrem como estruturas sinformais circundadas por rochas gnaissicas do Complexo Xingu, ou são cortados por corpos granitóides. São constituídos por rochas máficas a ultramáficas na base, e metassedimentares e metavulcânicas no topo (DOCEGEO, 1988; HUHN et al., 1988; SOUZA et al., 1990). Os metagranitóides arqueanos estão representados pelo Granodiorito Rio Maria (GDRM) (DALL'AGNOL et al., 1986; MEDEIROS 1987; HUHN et al., 1988; SOUZA et al., 1990), Trondhjemitó Mogno (TjM) e

Tonalito Parazônia (TnP) (DOCEGEO, 1988; HUHN et al., 1988; SOUZA et al., 1990). Além desses incluem-se aqui também o Tonalito Arco Verde (TAV) (ALTHOFF et al., 1991, 1994), bem como granitos *stricto sensu* arqueanos, representados na região pelos maciços Mata Surrão, Xinguara (MACAMBIRA et al., 1990, 1991; SOUZA et al., 1990; DUARTE et al., 1991; MACAMBIRA, 1992; RODRIGUES et al., 1992; LEITE & DALL'AGNOL, 1994; LEITE, 1995), e pelo Granito Guarantã (ALTHOFF et al., 1991 e 1994).

No Proterozóico, a região de Rio Maria experimentou diversas intrusões graníticas, as quais são descritas na literatura como granitos anorogênicos ou pós-tectônicos (DALL'AGNOL et al., 1987, 1994; GASTAL, 1987, 1988). Na região de Rio Maria destacam-se os granitos Jamon (DALL'AGNOL 1982, 1987), Musa e Marajoara (GASTAL, 1987), Bannach (HUHN et al., 1988, DUARTE, 1992) e Redenção (MONTALVÃO et al., 1982), bem como os *stocks* da região de Xingura denominados de Mata Saia (FERREIRA JÚNIOR., 1993; ARAUJO et al., 1994; LEITE, 1995;).

Nesse contexto, ocorre ainda uma grande quantidade de diques, com composição variando desde básica até ácida, os quais cortam não só os granitos anorogênicos, como também os granitóides arqueanos desde Xinguara até Marajoara (GASTAL, 1987; GASTAL et al., 1987; MEDEIROS, 1987; SOUZA et al., 1992; FERREIRA JÚNIOR., 1993; LEITE & DALL'AGNOL, 1994).

O evento magmático gerador dos granitos anorogênicos, pode, segundo alguns autores (MEDEIROS, 1987; GASTAL, 1987; SOUZA et al., 1992) ser entendido como provável responsável pela formação dos diques de composição ácida (dacitos e granitos pórfiros), principalmente aqueles encaixados no Granito Musa, bem como aqueles encaixados no GdRM que ocorrem próximo ao contato com o mesmo. As relações de campo e, principalmente, os dados geocronológicos levaram vários autores (GASTAL, 1987; GASTAL et al., 1987; SOUZA et al., 1992) a sugerir que o magmatismo gerador dos diques estaria relacionado com o dos granitos anorogênicos.



- Diques
- Granitos Anorogênicos
- Grupo Rio Fresco
- × Leucogranitóides
- Granodiorito Rio Maria
- Supergrupo Andorinhas
- Tonalito Arco Verde

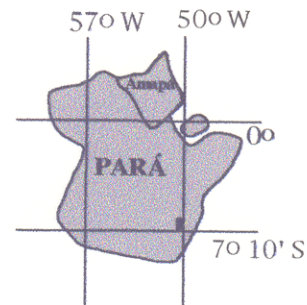


Figura 1 - Mapa geológico da região de Rio Maria. Fonte: Gastal et al. (1987), com modificações.

### 2.3 - SÍNTESE DOS DADOS GEOCRONOLÓGICOS

Tomando como base os dados geocronológicos disponíveis na literatura (Tabela 1), uma das rochas mais antigas da região de Rio Maria é o tonalito Arco Verde (2.957 + 16 / -19 Ga, U-Pb em zircão; MACAMBIRA, 1992), anteriormente relacionado ao Complexo Xingu. Tal idade é interpretada como idade de cristalização dos zircões e de colocação destas rochas, e, provavelmente, seria esta a idade de formação da crosta continental na região. Contudo, uma idade de 3.157 Ma, obtida a partir de zircões detríticos em metassedimentos do Grupo Rio Fresco (MACAMBIRA & LANCELOT, 1991b; MACAMBIRA, 1992) e a idade de 3.2 Ga, em núcleo de zircões herdados do granito Musa (MACHADO et al., 1988), além da idade 3.038 Ma em zircões herdados de metavulcânicas do Grupo Lagoa Seca (PIMENTEL & MACHADO, 1994), comprovam a existência de rochas mais antigas na região, embora as mesmas não tenham sido ainda cartografadas. PIMENTEL & MACHADO (1994) relatam uma idade de metamorfismo nesta unidade de 2.798 Ma (U/Pb em titanitas) (Tabela 1).

Os riodacitos porfíricos que compõem o *greenstone belt* do Grupo Lagoa Seca (Supergrupo Andorinhas) foram datados pelo método U/Pb em zircões e forneceram idade de 2.904 +29/-22 Ma (MACAMBIRA, 1992; MACAMBIRA & LANCELOT, 1992), a qual foi interpretada como idade de colocação dessas rochas. Datações efetuadas em zircões detríticos de metagrauvas associadas às metavulcânicas (MACAMBIRA & LANCELOT, 1991b) forneceram uma idade U/Pb de 2.971 +19/-18 Ma. Esta idade coincide com a idade do TAV, sugerindo que este último serviu de fonte para os sedimentos que compõem as metagrauvas. Porém, PIMENTEL & MACHADO (1994) argumentam que a idade de 2.979 ± 5 Ma (U/Pb em zircão), por eles obtida, corresponde a época de cristalização do magma que originou os riodacitos porfíricos do Grupo Lagoa Seca, constata-se que esta idade superpõe-se com aquela de cristalização do TAV, implicando novamente dúvidas quanto a relação estratigráfica entre esta última unidade e os *greenstone belts*. Isso enfraquece, portanto, a hipótese do TAV ser o embasamento dos *greenstone belts* (SOUZA et al., 1990; MACAMBIRA, 1992).

Os metagranitóides arqueanos seccionam os *greenstone belts* da região de Rio Maria (HUHN et al., 1988; SOUZA et al., 1990). Uma idade de 2.874 +9/-10 Ma, foi obtida a partir do método U/Pb em zircões do GdRM (MACAMBIRA & LANCELOT, 1991a; MACAMBIRA, 1992) e de 2.872 ± 5 Ma (U/Pb em zircão e titanita. PIMENTEL & MACHADO, 1994). Estas idades, juntamente com a de 2.872 ± 10 Ma, obtida pelo método

Pb/Pb em rocha total (RT) no Granito Mata Surrão (RODRIGUES et al., 1992), foram interpretadas como as idades de cristalização e colocação desses corpos. Para o Granito Xinguara foi obtida uma idade incerta de 2.80 a 2.89 Ga (U/Pb em zircões, MACAMBIRA, 1992).

O Trondhjemito Mogno, intrusivo no GdRM, segundo PIMENTEL & MACHADO (1994) tem idade de cristalização de 2.871 Ma (U/Pb em titanitas) (Tabela 1). O Tonalito Parazônia, intrusivo no GdRM e no Trondhjemito Mogno, forneceu uma idade um pouco inferior, 2.858 Ma (U/Pb em titanitas, PIMENTEL & MACHADO, 1994) (Tabela 1). Essa idade, segundo esses autores, não é conclusiva quanto a sua idade de cristalização.

As idades obtidas pelo método U/Pb em zircões detriticos de quartzitos do Grupo Rio Fresco de  $2.763 \pm 20$  Ma (MACAMBIRA & LANCELOT, 1991b) e  $2.903 +22/-26$  Ma (MACAMBIRA & LANCELOT, 1992), permitiram a esses autores interpretar como fonte dos zircões de Grupo Rio Fresco os granitóides arqueanos do tipo GdRM e as Metavulcânicas do Supergrupo Andorinhas.

Uma síntese das várias idades Rb/Sr em rocha total (RT) e K/Ar em minerais, obtidas em rochas do TAV, dos metagranitóides e dos granitos *stricto sensu* arqueanos, sugere a atuação de um evento metamórfico ou tectono-termal que afetou essas rochas há aproximadamente 2.4 a 2.6 Ga (MEDEIROS, 1987; MONTALVÃO et al., 1988; MACAMBIRA et al., 1988, 1990; DUARTE et al., 1991; DUARTE, 1992; MACAMBIRA, 1992) (Tabela 1). Para LAFON & MACAMBIRA (1992), o referido evento foi responsável pela movimentação de blocos que proporcionou a deposição dos sedimentos do Grupo Rio Fresco.

Os granitos anorogênicos da região de Carajás e Rio Maria, forneceram idades de cristalização e colocação próximas de 1.88 Ga (U/Pb em zircões; MACHADO et al., 1988; BARBOSA et al., 1994). Por outro lado, as idades obtidas pelo método Rb/Sr para os mesmos granitos situaram-se entre 1.6 e 1.82 Ga (DALL'AGNOL et al., 1984; GASTAL et al., 1987; GASTAL, 1987; MACAMBIRA et al., 1990; MACAMBIRA, 1992; BARBOSA et al., 1994) (Tabela 1).

As datações geocronológicas de rochas hipabissais da região são limitadas. GASTAL et al. (1987) dataram 5 amostras de diques, de composição ácida (dacito e granito pórfiros), que seccionam o granito anorogênico Musa na sua porção NE e o Granodiorito Rio Maria, utilizando a metodologia Rb-Sr em rocha total (RT), e obtiveram a idade de  $1707 \pm$  Ma (Tabela 1).

Alguns diques riolíticos que ocorrem como enxames cortando o *greenstone belt* de Identidade, situado logo ao Sul de Xinguara, foram datados por SOUZA et al. (1992) através da metodologia Rb-Sr em rocha total (RT), e, forneceram uma idade de  $1579 \pm 73$  Ma (Tabela 1), compatível com a litoestratigrafia da região de Rio Maria. Para os autores, essa idade coincide, dentro do erro experimental, com aquela obtida por DALL'AGNOL et al. (1984) para o Granito Jamon ( $1601 \pm 21$  Ma, Rb-Sr em RT, Tabela 1).

Nesse contexto, SOUZA et al. (1992) referem-se às discrepâncias entre as idades Rb-Sr e U-Pb obtidas em um mesmo corpo, no caso dos granitos proterozóicos da região (Tabela 1). Tais discrepâncias sugerem que a idade Rb-Sr obtida para os riolitos provavelmente não corresponda exatamente a época de cristalização. Em outros termos, essa idade poderia ser interpretada como idade mínima. Em última análise, é consenso entre os autores acima mencionados que os processos magmáticos responsáveis pela geração do magmatismo anorogênico que estiveram ativos durante parte do Proterozóico devem ter sido responsáveis pela geração, senão da totalidade, pelo menos de parte dos diques que ocorrem na região de Rio Maria. Se esse raciocínio é correto, as idades desses diques devem situar-se entre 1,6 e 1,9 Ga ou, mais provavelmente, aproximar-se da idade U/Pb em zircões obtida para o Granito Musa e daquela Pb/Pb em rocha total do Granito Redenção (ambas em torno de 1,89 Ga, conforme Tabela 1).

Tabela 1 - Síntese dos dados geocronológicos da região de Rio Maria.

Diques		Rb/Sr	1.579 ± 73	Ma	(17) (RT)
		Rb/Sr	1.707 ± 17	Ma	(2) (DP e GP)
Granitos Anorogênicos	Jamon	Rb/Sr	1.601 ± 21	Ma	(1)
	Musa	Rb/Sr	1.706 ± 14	Ma	(2)
		U/Pb	1.883 +5/-2 3.200	Ma	(3)(Z) Ma (3)(ZH)
	Marajoara	Rb/Sr	1.724 ± 59	Ma	(4)(5)
	Redenção	Pb/Pb	1.892 ± 89	Ma	(16)(RT)
Rb/Sr		1.801 ± 126	Ma	(16)	
Coberturas Plataformais	Grupo Rio Fresco	U/Pb	2.763 ± 20	Ma	(5)(6)(ZD)
			2.903 +22/-26	Ma	(5)(7)(ZD)
			3.154	Ma	(5)(6)(ZD)
Metagranitóides	Granito Xinguara	Rb/Sr	2.528 ± 35	Ma	(4)(5)(8)
		U/Pb	2.800-2.890	Ma	(5)(Z)
	Granito Mata Surrão	Rb/Sr	2.541 ± 74	Ma	(9)
		Pb/Pb	2.872 ± 10	Ma	(10)(RT)
	Tonalito Parazônia	Rb/Sr	2.400	Ma	(11)
		U/Pb	2.858	Ma	(12)(Tit)
	Trondhjemito Mogno	Rb/Sr	2.680 ± 65	Ma	(11)
			2.614 ± 120	Ma	(5)(13)
		U/Pb	2.871	Ma	(12)(Tit)
	Granodiorito Rio Maria	Rb/Sr	2.604 ± 150	Ma	(5)
2.564 ± 68			Ma	(14)	
2.675 ± 65			Ma	(11)	
1.798 ± 8			Ma	(minerais)(13)	
K/Ar		2.638 ± 91	Ma	(hornblenda)(13)	
		1.950 ± 54	Ma	(biotita)(13)	
U/Pb		2.874 +9/-10	Ma	(5)(15)(Z)	
	2.872 +/-5	Ma	(12)(Z e Tit)		
Tonalito Arco Verde	U/Pb	2.957 +16/-19	Ma	(5)(Z)	
	Rb/Sr	2.605 ± 32	Ma	(4)(5)	
Greenstone Belts (Grupo Lagoa Seca)	Metagrauvascas Metavulcânicas	U/Pb	2.971 +19/-18	Ma	(5)(6)(ZD)
			2.904 +29/-22	Ma	(5)(7)(Z)
			2.979 +/-5	Ma	(12)(Z)
			3.038	Ma	(12)(ZH)
Complexo Xingu		U/Pb	2.798 (?)	Ma	(12)(Tit)

Modificada de ALTHOFF et al. (1991) e extraída de LEITE (1995). **Fontes originais dos dados:** DALL'AGNOL et al. (1984) (1), GASTAL et al. (1987) (2), MACHADO et al. (1991) (3), MACAMBIRA et al. (1990) (4), MACAMBIRA (1992) (5), MACAMBIRA & LANCELOT (1991b) (6), MACAMBIRA & LANCELOT (1992) (7), MACAMBIRA et al. (1991) (8), DUARTE et al. (1991) (9), RODRIGUES et al. (1992) (10), MONTALVÃO et al. (1988) (11), PIMENTEL & MACHADO (1994) (12) MACAMBIRA et al. (1988) (13), MEDEIROS (1987) (14), MACAMBIRA & LANCELOT (1991a) (15), BARBOSA et al. (1994) (16), SOUZA et al. (1992) (17). (RT) Rocha Total, (ZH) Zircões Herdados, (ZD) Zircões Detríticos, (Z) Zircões, (Tit) Titanita, (RI) Riolito, (DP e GP) Dacito Pórfiro e Granito Pórfiro.

### 3 - ASPECTOS GERAIS DE DIQUES: EM PARTICULAR OS DO TGGRM

#### 3.1 - INTRODUÇÃO

Os diques têm sido gerados na crosta da Terra desde o Arqueano, e estão distribuídos por todos os continentes em escalas variadas. Eles constituem um mecanismo importante para o transporte de magma, e representam o início de um rifteamento, ou, no mínimo, manifestações de extensão crustal que permitem colocar através da crosta quantidades expressivas de fusões máficas (HALLS, 1982; OLIVEIRA & MONTES, 1984; TURCOTTE et al., 1987; SIAL et al., 1987;).

Os diques apresentam-se geralmente como enxames cobrindo milhares de quilômetros quadrados. Seu estudo é melhor representado por mapas paleomagnéticos. Sua geometria tabular, bidimensional, é propícia para o modelamento geológico, geoquímico e, principalmente, geofísico (TURCOTTE et al., 1987; HALLS, 1982). Os diques máficos, em geral, estão restritos a composições basálticas e, a nível de metamorfismo, restringem-se geralmente a facies xisto-verde. Na maioria dos casos, não mostram deformação (HALLS, 1982).

#### 3.2 - APLICAÇÕES DO ESTUDO

A importância do estudo dos diques tem sido destacada por vários autores (WINDLEY, 1977, 1984; HALLS, 1982; OLIVEIRA & MONTES, 1984; SIAL et al., 1987; CORRÊA GOMES et al., 1989, 1991a, 1991b; SILVA, 1992) entre os quais destaca-se HALLS (1982), que chama atenção para os seguintes aspectos relevantes:

- a) No caso de assembléia de blocos continentais pré-cambrianos, as suas posições relativas originais podem ser deduzidas através dos padrões e assinaturas paleomagnéticas dos diques;
- b) Na avaliação dos padrões de *stress* crustal, no espaço e no tempo, bem como nas interrelações desses padrões para a criação de forças de redistribuição continental;
- c) Na relação dos diques com outros eventos geológicos, incluindo algum fenômeno precursor ou terminal associado ao processo de *dyking*;
- d) Quanto à deformação crustal, nível erosional, proveniência e/ou contaminação de magmas e magmatismo bimodal, os diques mostram características importantes que são expressas por mudanças em suas propriedades físicas e químicas, temporal e espacialmente.

### 3.3 - IDADES E DISTRIBUIÇÃO

Uma grande quantidade de diques, principalmente máficos, cortam as regiões cratônicas precambrianas. Eles foram colocados durante o intervalo 3,0 a 0,6 Ga. Aqueles mais antigos são interpretados como remanescentes não deformados em terrenos metamórficos de idade de 2,6 Ga, havendo exemplos bem preservados em certas áreas cratônicas, a exemplo de parte dos diques do Zimbábue, que estabilizou a 3,0 Ga (WINDLEY, 1977 e 1984).

No decorrer do tempo geológico, a colocação de diques máficos no interior dos continentes teve seus maiores picos em torno de 2,9 Ga, 2,5 Ga, 1,2 Ga, 0,8 Ga e 0,1 Ga, havendo maior profusão ao longo do Pré-Cambriano em comparação ao Fanerozóico (HALLS, 1982, OLIVEIRA & MONTES, 1984). Este fato, provavelmente, se deve ao maior gradiente geotérmico no Pré-Cambriano e, conseqüentemente, maior movimento convectivo ou, alternativamente, à natureza mais fina e frágil da litosfera pré-cambriana (HALLS, 1982; OLIVEIRA & MONTES, 1984).

#### 3.3.1 - Idades e Distribuição no Brasil e nas Guianas.

Ao contrário do que ocorre no Canadá, Austrália e Índia, no Brasil, os enxames de diques Fanerozóicos são mais abundantes e amplamente distribuídos do que aqueles de idade pré-cambriana (SIAL et al., 1987, 1989).

A atividade magmática principalmente básica sob a forma de diques, *sills*, pequenos *stocks* e derrames atingiu indistintamente os escudos Brasil Central e das Guianas em vários períodos da evolução geológica regional (TEIXEIRA, 1978 e 1990). No Brasil, o registro geológico disponível mostra que ocorreram injeções de diques há pelo menos 2,9 Ga (Goiás), 2,2 Ga e 2,0 Ga (Virginópolis e Uauá, respectivamente), 1,6 Ga (Roraima, Espinhaço e, provavelmente Lavras e Pará de Minas), 0,36 Ga (Taiano-Uraricoera) e de 0,25 Ga a 0,11 Ga (OLIVEIRA & MONTES, 1984; SIAL et al., 1987).

Na Região Amazônica, a distribuição dos diques foi a mais ampla possível. Houve injeções entre 0,25 Ga e 0,2 Ga (Costa do Amapá e parte da Serra do Cachimbo), e entre 0,18 Ga e 0,13 Ga (Óbidos- Mapuera, Itaituba-Altamira e parte da Serra do Cachimbo), situadas temporalmente no limite entre o Paleozóico e o Mesozóico, ou nessa última era (OLIVEIRA & MONTES, 1984; SIAL et al., 1987). THOMAS FILHO et al. (1974) atribuíram as idades mais

antigas aos eventos tectônicos que formaram o Oceano Atlântico Norte e, aquelas mais recentes, aos reflexos, no continente, da abertura do Atlântico Sul. Por outro lado, CORDANI et al. (1979) mostram que a colocação de diques também ocorreu durante o Proterozóico Médio, podendo esse magmatismo básico estar relacionado aos processos tensionais experimentado pelo cinturão móvel Rio Negro-Juruena ou a atuação do metamorfismo no cinturão Rondônia.

### 3.4 - CONDIÇÕES E MECANISMOS DE INTRUSÃO

A gênese e evolução dos diques está associada diretamente a sistemas que produzem fenômenos que controlam a geração e propagação de fraturas-conduto, como também ao campo de tensão ao qual está associado. Dependem ainda da tipologia do regime tectônico que atuou naquele momento (CORRÊA GOMES et al., 1991b).

O preenchimento ou não de uma determinada fratura por um fluido, depende da relação entre as tensões a que foi submetida, tais como: tensão de cisalhamento ( $P_c$ ), de extensão ( $P_e$ ), de fluido ( $P_f$ ), além da pressão litostática ( $P_l$ ). Considerando  $P_c > P_e + P_l$ , a fratura não será preenchida; por outro lado, se  $P_c < P_e + P_f$  acontecerá o preenchimento. Finalmente, no caso em que  $P_f > P_c + P_l$  o preenchimento se desenvolverá sob condições de fraturamento hidráulico (Cox & Etheridge; Pollard & Holzhausen; Beach, apud CORRÊA GOMES, 1991b).

Os diques obedecem às orientações impostas pelos regimes extensionais e guardam atitudes preferenciais em escalas regionais e locais. De acordo com HALLS (1982), a atitude de um dique é resultante dos campos de tensão regional e campos mais locais que estão associados a heterogeneidades crustais como falhas, fraturas e contatos litológicos.

Do ponto de vista tectônico, os enxames de diques traduzem um início de rifteamento ou, no mínimo, manifestações de distensão crustal. Além disso, o grau de regularidade na orientação e a configuração dos enxames também têm servido como argumento para sustentar a hipótese de que quando os enxames de diques estão bem orientados, a fonte que os originou é profunda, ou, por outro lado, essa orientação é consequência de esforços regionais. Enxames que não mantêm uma regularidade na sua orientação provavelmente são derivados de fontes rasas (HALLS, 1982).

Para que ocorra a formação de diques existem três condições tectônicas distensivas ideais: **a)** rifteamento por domos de soerguimento (*domal uplift*, Bhattachary & Koide, Wilson,

apud CORRÊA GOMES, 1991b); **b)** distensão linear, por cisalhamento puro (Rupell et al., apud CORRÊA GOMES, 1991b); **c)** rifting transtensional, por cisalhamento simples (Chorowicz et al.; Zalan; Deng et al. apud CORRÊA GOMES, 1991b). Tais condições são denunciadas em diferentes escalas pela distribuição, forma e estruturas associadas aos diques máficos.

Cada uma dessas condições reflete em particular formas de colocação, distribuição e estruturas associadas distintas, o que pode ou não definir a história evolutiva da fratura que recebeu o líquido. Quando se consideram as fraturas internas aos diques, destacam-se em especial dois tipos: as fraturas longitudinais (L), que se colocam paralelas a direção do dique, e as transversais (T) que são paralelas ao mergulho e ortogonais a L (CORRÊA GOMES et al., 1991b).

A reologia dos diques apresenta três estágios principais quando do resfriamento de um magma dentro de um sistema fissural (CORRÊA GOMES et al., 1989):

- a) fase "líquido" dominante;
- b) fase "líquido" + "sólido";
- c) fase "sólido" dominante.

As diferenças de temperatura entre o magma e a encaixante; a profundidade de preenchimento, considerando a pressão confinante; a mineralogia da rocha hospedeira; a composição química do magma, especialmente a presença de voláteis e o contraste de viscosidade; o volume de magma injetado; o tempo de atuação das trocas de calor, além do posicionamento crustal e geometrias relativas, todos esses são fatores que contribuem para o entendimento dos processos de fissura, preenchimento e consolidação de diques. Em função do número elevado de variáveis interrelacionadas, faz-se necessária uma simplificação.

Portanto, quando tem-se condições de fase "líquido" dominante considera-se a mobilidade do magma embora possa ocorrer a presença de cristais já formados em pequena quantidade. Já na fase em que o "sólido" é dominante, o material imóvel reflete os efeitos de consolidação do conjunto como resposta ao contraste de temperatura entre o magma e as encaixantes.

### 3.5 - DIQUES DO TGGRM

Até o momento, já existe um relativo conhecimento sobre corpos hipabissais na região de Rio Maria (GASTAL, 1987; GASTAL et al., 1987; MEDEIROS, 1987; MEDEIROS et al., 1987; MEDEIROS & DALL'AGNOL, 1988; SOUZA et al., 1990 e 1992; SOUZA, 1994; LEITE, 1995).

Em um estudo petrográfico preliminar, MEDEIROS (1987) e MEDEIROS et al. (1987) reconheceram, ao estudarem o Granodiorito Rio Maria, corpos hipabissais que foram classificados como microdioritos, microdioritos pórfiros, quartzo-microdioritos e granitos pórfiros. Rochas petrograficamente semelhantes aos microdioritos e quartzo-microdioritos foram descritas na porção NE do Granito Anorogênico Musa por GASTAL (1987).

Os microdioritos são caracterizados por uma textura fanerítica fina e, pela ocorrência de intercrescimentos granofíricos em torno de cristais de plagioclásio. São formados por plagioclásio, hornblenda ( $\pm$  clinopiroxênio), opacos, biotita, quartzo, apatita, epidoto, clorita, sericita e feldspato potássico.

Os microdioritos pórfiros são mineralogicamente semelhantes aos microdioritos, diferindo apenas quanto a presença de fenocristais de plagioclásio que atingem o tamanho máximo de 1 cm.

Os quartzo-microdioritos apresentam uma textura muito fina, ocorrendo raramente fenocristais de quartzo e plagioclásio com tamanho máximo em torno de 1 mm. São similares petrograficamente aos microdioritos diferindo apenas quanto a maior abundância de quartzo e, a ausência de clinopiroxênio.

Os granitos pórfiros exibem textura porfírica, onde destacam-se fenocristais de feldspato potássico e quartzo, automorfos a subautomorfos, de granulação média dispersos numa matriz fina, rica em intercrescimentos granofíricos. São constituídos principalmente por quartzo, feldspato potássico e plagioclásio, ocorrendo, ainda, clorita, opacos, zircão, carbonato e fluorita.

GASTAL (1987), optou pelo termo diabásio para designar rochas básicas a base de plagioclásio e piroxênio. Segundo a autora, estas rochas têm ocorrência restrita e não estariam relacionadas geneticamente ao maciço granítico Musa. As variedades constituídas por plagioclásio e hornblenda ( $\pm$  clinopiroxênio) foram designadas como microdioritos (MD), corroborando com MEDEIROS (1987).

Os dacitos pórfiros (DP) corresponderiam aquelas variedades constituídas por agregados de fenocristais de plagioclásio, e de menores quantidades de hornblenda, ( $\pm$  clinopiroxênio), opacos e apatita. O quartzo ocorre como fenocristais isolados, menos desenvolvidos. Notou-se, ainda, a presença expressiva de quartzo na matriz. Esta, é frequentemente microcristalina onde são marcantes as texturas granofíricas e esferulíticas.

Finalmente, as rochas mais ácidas, contendo abundantes fenocristais de plagioclásio, feldspato potássico e quartzo, a exemplo de MEDEIROS (1987), foram classificadas como granitos pórfiros (GP), onde os fenocristais de feldspato potássico (microclínio) constituem os cristais de maiores dimensões, enquanto que os de plagioclásio formam grãos médios, mais abundantes e frequentes em agregados. Os fenocristais de quartzo costumam ocorrer isolados e destacam-se pelo seu caráter automorfo e pelas feições de corrosão.

As análises modais efetuadas por GASTAL (1987) nessas rochas, evidenciaram bem as diferenças mineralógicas entre os MD, DP e GP. Os MD pórfiros apresentaram maiores quantidades de plagioclásio, comparativamente aos DP, tanto em fenocristais (26%), como na matriz, somando mais de 40% do total da rocha. Os teores de minerais ferromagnesianos mostraram-se também mais expressivos, perfazendo em torno de 30% da rocha, tanto nos tipos pórfiros como nos microcristalinos. Estes, por sua vez, mostraram-se bem mais enriquecidos em plagioclásio, comparativamente ao quartzo.

Os DP exibem, em relação ao MD, quantidades mais expressivas de quartzo e menores de plagioclásio. Os minerais ferromagnesianos mostraram-se também menos abundantes. Os GP exibem maiores quantidades de fenocristais de quartzo e microclínio, e menores de plagioclásio, comparativamente aos DP e MD.

As análises químicas realizadas em quatro amostras de DP revelaram teores de  $\text{SiO}_2$  em torno de 67% e 13% de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . O  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{FeO}$  e  $\text{P}_2\text{O}_5$  apresentaram valores médios relativamente elevados. O  $\text{K}_2\text{O}$  apresentou valores baixos (GASTAL, 1987). A autora demonstrou, com base nos dados petrográficos e químicos, a existência de subtipos entre esses DP. Entre as quatro amostras analisadas, duas apresentaram teores mais baixos para a sílica (66,4% em média), em contrapartida, são mais cálcicas e apresentaram também teores mais elevados de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$  e  $\text{K}_2\text{O}$ , reforçando, portanto, a opção de separação em subtipos. Além disso, nos mais diversos diagramas geoquímicos essas discrepâncias entre os dois subtipos são muito claras. Essas duas amostras, segundo GASTAL (1987), revelaram-se muito próximas

composicionalmente das variedades plutônicas monzograníticas, onde os teores médios de seus elementos principais são intermediários entre aqueles dos anfibólio-biotita-monzogranito (ABM) e biotita-monzogranito (BM), sendo também similares aos (anfíbólio)-biotita-sienogranitos (ABS), reforçando as observações petrográficas anteriores que sugerem, segundo a autora, forte similaridade com os monzogranitos.

Os teores de elementos traço dos DP confirmaram a expectativa destes serem menos diferenciados comparativamente aos GP, estes, por sua vez, mostraram para determinados elementos, teores similares aqueles observados em algumas fácies do Granito Musa (GASTAL, 1987).

Nos DP, constatou-se variações nos elementos maiores e traço que confirmaram também a existência desses subtipos. Essas variações refletem-se na diferença das proporções de minerais máficos com o predomínio de clinopiroxênio ou anfíbólio. Para a autora, os GP podem representar líquidos originados por diferenciação dos DP, ou ainda de uma das fácies do Granito Musa (monzogranitos precoces).

GASTAL (1987) ao discutir um modelo de diferenciação das fácies petrográficas associadas ao granito Musa, argumenta que o fato dos DP e GP alinharem-se perfeitamente nos diversos *trends* químicos definidos pelas fácies plutônicas do maciço Musa, onde os DP são muito similares, em alguns diagramas químicos, aos enclaves monzo a granodioríticos, e os GP às fácies anfíbólio-biotita-monzogranito e biotita-monzogranito, reforça a idéia de que todas as fácies do maciço, incluindo os DP e GP, originaram-se de líquidos muito semelhantes. Nesse sentido, é válido pensar em um modelo conjunto para as fácies do granito Musa, onde os DP representariam os tipos menos evoluídos.

Comparativamente aos DP, os GP possuem teores mais elevados de  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ , Rb, Y e Nb, além disso mostraram-se empobrecidos em  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , MnO, MgO, CaO, Sr, Zr e Ba. O comportamento das amostras analisadas de GP em alguns diagramas (Ca x Sr; Sr x Rb; Ba x Rb) ao mesmo tempo que é coerente com a idéia dos mesmos terem evoluído por cristalização fracionada de um líquido DP, é também difícil de precisar a diferenciação DP  $\rightarrow$  GP. Por outro lado, pode-se imaginar que os DP e GP evoluíram, independentemente, ou não, como líquidos híbridos, talvez, devido a fusões dos precursores ígneos (GASTAL, 1987).

Os DP e GP foram datados através da metodologia Rb-Sr (rocha total) permitindo a elaboração de uma isócrona de boa qualidade que forneceu uma idade de  $1.707 \pm 17$  Ma, e razão inicial de  $0,70755 \pm 0,00029$  (GASTAL 1987; GASTAL et al., 1987) (Tabela 1).

SOUZA et al. (1988) e SOUZA et al. (1990, 1992) descrevem enxames de diques, principalmente ácidos, na Faixa Identidade, região de Xinguara-Rio Maria, direcionados WNW-E-SE, que truncam o *greenstone* e os metagranitóides. Os autores correlacionaram esses enxames de diques a tipos semelhantes descritos por GASTAL (1987). As rochas que compõem esses diques apresentam textura porfírica seriada composta por fenocristais euédricos de feldspato potássico sericitizado e quartzo que podem formar agregados policristalinos (*synneusis*). Na matriz fina, granoblástica, ocorrem intercrescimentos micrográficos e granofíricos.

Foram analisadas através da metodologia Rb-Sr em rocha total (RT) seis amostras desses diques riolíticos, sendo duas amostras de riolito fino, duas de riolito médio e duas de riolito grosso. A isócrona forneceu uma idade de  $1.579 \pm 73$  Ma, com razão inicial  $R_0 = 0,72551 \pm 0,1252$ .

SOUZA (1994), descreve além dos diques riolíticos, anteriormente mencionados, diques diabásicos na Faixa Identidade. Estes afloram como corpos tabulares, subverticais (N-S ou ESE-WNW), com espessura média de 12 m. Apresentam cor preta, textura fanerítica equigranular média, onde destacam-se cristais milimétricos de anfibólio, piroxênio, plagioclásio ripiforme e magnetita. De acordo com esse autor, os dados disponíveis, sugerem a possibilidade dos diabásios e riolitos serem contemporâneos. Assim, aceitando-se essa premissa como verdadeira, poder-se-ia pensar, então, num magmatismo bimodal (máfico x félsico) nessa região, embora, não necessariamente cogenético.

## 4 - APRESENTAÇÃO DO PROBLEMA, OBJETIVOS E METODOLOGIA

### 4.1 - APRESENTAÇÃO DO PROBLEMA

A área em destaque na Figura 2, foi escolhida para realização da pesquisa, pelo fato de ocorrer aí uma grande quantidade e diversidade de diques.

Em função dos trabalhos anteriores, já se dispunha de um certo conhecimento dos corpos hipabissais do TGGRM, em particular daqueles associados ao Granito Musa. No entanto, era evidente a necessidade de se conhecer melhor os corpos hipabissais encaixados no Granodiorito Rio Maria. Até então, existiam grandes lacunas quanto ao entendimento das relações de contato desses diques com suas encaixantes, tampouco fora feita uma caracterização e individualização dos tipos ali existentes, bem como um estudo petrográfico e geoquímico detalhado desses corpos, que permitisse esclarecer sua gênese e evolução. Os dados geocronológicos também eram muito escassos.

As prováveis relações genéticas dos diques com os granitos anorogênicos, necessitavam também ser investigadas uma vez que alguns autores (MEDEIROS, 1987; GASTAL, 1987; GASTAL et al., 1987) associavam, senão a totalidade, pelo menos parte desses diques ao magmatismo gerador dos granitos anorogênicos do Proterozóico.

Face ao exposto, esses diques, principalmente aqueles encaixados no Granodiorito Rio Maria, foram selecionados para estudo a nível de campo, petrográfico, geoquímico e geocronológico (preliminar), para que se possa obter uma caracterização mais aprimorada, e, nesse sentido, avaliar as hipóteses de pertencerem ou não a uma ou mais gerações, e de ocorrência de magmatismo bimodal no Proterozóico da região.

### 4.2 - OBJETIVOS

O estudo dos diques do TGGRM teve por objetivos principais:

- Realizar o mapeamento detalhado, principalmente dos diques mais expressivos, visando definir suas relações de contato com as encaixantes e suas variações internas;
- Individualizar e caracterizar os tipos litológicos, avaliar suas variações texturais e estabelecer a ordem de cristalização de suas paragêneses minerais;



- Definir a composição geoquímica dos diferentes tipos individualizados, para numa etapa subsequente tecer comparações com as demais rochas magmáticas da região, como também com outros exemplos de diques de nosso continente;
- Avaliar preliminarmente as possíveis relações genéticas existentes entre os diques e os granitóides arqueanos, assim como entre os diques e os granitos anorogênicos;
- Adicionalmente, tentar definir, se possível, a idade dos diques e a existência de uma ou mais gerações, bem como testar a hipótese de ocorrência de magmatismo bimodal no Proterozóico, envolvendo os diques máficos e os granitos anorogênicos.

#### 4.3 - METODOLOGIA

Para que os objetivos deste estudo fossem alcançados fez-se necessária a adoção das seguintes etapas e procedimentos de trabalho:

A pesquisa bibliográfica desenvolveu-se desde o início até o fim do trabalho, e consistiu basicamente do levantamento bibliográfico referente à geologia da região, bem como sobre temas de petrologia, geoquímica e geocronologia, afins ao tema escolhido.

O mapeamento geológico dos diques, no qual foram utilizadas técnicas usuais de geologia de campo, foi realizado nas escalas de 1:1.000 e 1:5.000. Nesta fase foi realizada a coleta de amostras de maneira sistemática e criteriosa dos diques e de suas encaixantes, através de perfis longitudinais e transversais às direções dos diques, além da coleta dos eventuais dados estruturais, bem como da observação das relações de contato dos diques com suas encaixantes. Foram ainda feitas, igualmente, medidas sistemáticas das direções dos diques. Este mapeamento foi apoiado também pela interpretação de Imagens de Satélite (WRS/224.65) fornecidas por LANDSAT TM-5, através das bandas B3, G4 e R5, nas escalas de 1:100.000, 1:50.000 e 1:25.000, em colaboração com o CHSRA - Centro de Hidroclimatologia e Sensoriamento Remoto da Amazônia - da SUDAM - Superintendência de Desenvolvimento da Amazônia.

O estudo petrográfico consistiu da descrição macroscópica das amostras coletadas, utilizando lupa binocular, visando preliminarmente a seleção de amostras para a confecção de lâminas delgadas, e posterior descrição microscópica e análise textural. No total foram descritas 117 lâminas delgadas. Foram realizadas análises modais de amostras representativas (15) do conjunto, a partir da utilização de um contador de pontos automático, onde se objetivou um

maior rigor quanto às proporções dos diversos minerais. Foram contados em média 1.000 - 1.200 pontos por amostra.

Na seleção de amostras para análise química, observou-se sempre o grau de alteração, representatividade e o interesse petrológico (bordas resfriadas, variações locais e eventuais diferenciações). A preparação das amostras consistiu de trituração, pulverização, peneiramento, homogeneização e quarteamento.

Foram efetuadas 27 dosagens químicas de elementos maiores, menores e traço, no laboratório GEOLAB da GEOSOL - Geologia e Sondagens LTDA. Os óxidos  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , Fe total, CaO, MgO,  $\text{K}_2\text{O}$ , MnO,  $\text{P}_2\text{O}_5$  e  $\text{TiO}_2$  foram determinados através de Fluorescência de Raio-X em amostras fundidas com  $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$ . O  $\text{Na}_2\text{O}$  foi determinado por Absorção Atômica após abertura total com HF +  $\text{HClO}_4$ . O FeO foi dosado pela decomposição com HF +  $\text{H}_2\text{SO}_4$  em cadinho de platina tampado com evolução de  $\text{CO}_2$  e titulação do FeO com  $\text{KMnO}_4$  em presença de ácido bórico. A perda ao fogo (PF) foi realizada através de calcinação a  $1.000^\circ\text{C}$  até peso constante.

Os elementos traço (Ni, Cr, Th, Ba, Nb, Rb, Hf, Sr, Y e Zr) foram dosados por Fluorescência de Raio - X usando-se a técnica de pó prensado. Os elementos traço Cu, Zn, Co e Mn foram determinados por absorção atômica com abertura total da amostra.

Nos laboratórios do Centro de Geociências da UFPA, foram realizadas também por espectrometria de absorção atômica 27 dosagens para alguns elementos traço (Cu, Zn, Ni, Co e Cr). Essas amostras foram submetidas a uma decomposição ácida com HF/ $\text{HClO}_4$ / $\text{HNO}_3$ / $\text{HCl}$ .

## 5 - FEIÇÕES GEOLÓGICAS E GEOCRONOLOGIA K-Ar DOS DIQUES DO TGGRM.

### 5.1 - INTRODUÇÃO

Os corpos hipabissais identificados, até o momento, na região de Rio Maria geralmente apresentam-se sob a forma de diques. Compõem pequenas cristas descontínuas que sobressaem ligeiramente na morfologia arrasada desta região. Tais diques colocaram-se preferencialmente segundo o *trend* NW-SE, embora seja observada uma variação desde N20°W até N72°W, com frequência maior para os *trends* N50°W e N60°W. Subordinadamente tem-se os *trends* E-W e N-NE. Atingem, excepcionalmente, extensões aflorantes de 1.5 a 2.0 km, podendo alcançar até 3.0 km. Sua largura alcança em média poucas dezenas de metros, atingindo no máximo 30 m.

As rochas que formam esses diques apresentam variações de granulação, coloração e aspectos texturais do centro do corpo até sua encaixante. Verificou-se também que, localmente, ocorrem diques de granulação fina cortando outro de granulação média.

Foram caracterizados três grandes grupos de rochas, a saber: **Diques Básicos**, **Diques Intermediários** e **Diques Ácidos**, a seguir discutidos em detalhe, onde serão apresentadas suas formas de ocorrência, relações de contato e outras feições inerentes a cada grupo.

Foram realizadas também datações utilizando-se a metodologia K-Ar em quatro amostras, sendo duas de diabásio (RJ-35A e RJ-42A), uma de diorito (RJ-26E) e uma de quartzodiorito (RJ-05E).

### 5.2 - DIQUES BÁSICOS

#### 5.2.1 - Formas de Ocorrência

Os diques básicos destacam-se um pouco na morfologia, sustentando pequenas cristas descontínuas de topos suavemente arredondados, as quais geralmente são formadas por blocos arredondados ou matacões soltos, cujas dimensões variam desde alguns centímetros até poucos metros. Em alguns casos, esses blocos apresentam uma esfoliação esferoidal.

Este tipo litológico ocorre de forma localizada. As melhores exposições foram encontradas na estrada da Fazenda Rio Maria (Anexos A e B) onde inclusive tem-se o dique mais extenso e mais espesso (RJ-35), bem como na estrada do Babaçu (RJ-16, RJ-18, RJ-29 e RJ-42), porção Leste da área estudada, onde observou-se que os diabásios estão associados aos diques de dioritos, no caso específico dos pontos RJ-16 e RJ-18, sem no entanto mostrarem uma relação de campo bem definida.

Esses diques apresentam as seguintes dimensões: mostram uma extensão aflorante descontínua variável desde 500 a 1.000 m, alcançando excepcionalmente 1.200 m.; a largura é variável desde pouco menos de 10 m até no máximo 12 m. Colocaram-se preferencialmente segundo um trend variável desde N20°W até N60°W, constatando-se uma concentração maior em N40-45°W, inclusive esta atitude é confirmada pela melhor exposição dessa litologia aflorante na estrada da Fazenda Rio Maria (RJ-12 e RJ-35).

### **5.2.2 - Relações de Contato**

As relações de contato entre os diques de diabásio e sua encaixante (GdRM) nem sempre são nítidas, pelo fato dos primeiros ocorrerem sempre como blocos ou matacões soltos. Porém, quando foi possível identificar, constatou-se que o contato é sempre do tipo abrupto (Figura 3). Na Figura 3 observa-se a borda de resfriamento do dique de diabásio médio em contato, bem marcado, com o Granodiorito Rio Maria (monzogranito) afetado pelo efeito termal de colocação do dique.

Na estrada da Fazenda Rio Maria, no entanto, ocorrem diques que fogem a esse esquema geral, onde constata-se a colocação de pequenos diques de diabásio com granulação fina cortando outro dique de diabásio com granulação média (Figura 4), além disso, por vezes, percebem-se nitidamente a imposição de finíssimas e contínuas bordas de resfriamento (Figura 5). Esse dique de granulação fina apresentou uma largura variável desde valores centimétricos até no máximo 0,5 m.



Figura 3 - Contato abrupto entre o Granodiorito Rio Maria, cuja tonalidade rosada é resultante do efeito termal, e um dique de diabásio com olivina que mostra borda de resfriamento, afanítica (RJ-12 e RJ-35; Estrada da Fazenda Rio Maria, Anexo A).



Figura 4 - Dique de diabásio com olivina, fino, cortando outro dique de diabásio médio. (RJ-12 e RJ-35; Estrada da Fazenda Rio Maria, Anexo A).

### 5.2.3 - Outros Aspectos

Foram observadas algumas feições relacionadas com o contraste de viscosidade entre o líquido magmático gerador dos diques e a sua encaixante.

Destacam-se pequenos encraves quartzo-feldspáticos com forma geralmente angulosa (Figura 6). Observou-se, ainda, algumas feições anômalas que podem ser indicativas da direção de fluxo do líquido magmático (Figura 7). A angulosidade observada em alguns desses fragmentos englobados sugerem um tempo de residência interativa reduzido (CORRÊA GOMES et al., 1990a).

## 5.3 - DIQUES INTERMEDIÁRIOS

### 5.3.1 - Formas de Ocorrência

Este grupo de rochas é representado por dioritos e quartzo-dioritos. Estes diques têm uma ampla distribuição na área estudada (Anexo B). Os diques de dioritos e quartzo-dioritos, geralmente, formam corpos mais extensos e mais espessos, comparativamente aos diques básicos.

Os diques maiores possuem extensão aflorante que, embora descontínua, varia de 1 a 3 km. Destacam-se, principalmente, aqueles mapeados ao longo das estradas da Fazenda Rio Maria e Babaçu e, ao longo da PA-150. O corpo mapeado ao longo da PA-150 (RJ-03 e RJ-23 a 28, Anexos A e B) e subparalelo a estrada do Babaçu, é excepcional pois atinge uma extensão aflorante quase contínua de 3 km sendo, portanto, o dique mais extenso mapeado (Figura 8). Através da interpretação de Imagens de Satélite (WRS/224.65), fornecidas por LANDSAT TM-5, buscou-se caracterizar melhor a extensão aflorante do corpo mais extenso mapeado, no caso o dique da Estrada do Babaçu (RJ-03, RJ-23, RJ-24, RJ-26, RJ-27, RJ-28, Anexo A). Em princípio, tomou-se a escala de 1:100.000, que caracteriza os principais corpos graníticos aflorantes na região (Figura 9a). Essa escala não forneceu uma resolução adequada, nesse sentido, foi realizado um "zoom" na escala 1:25.000, obtendo-se uma resolução muito boa, onde é nítida a extensão aflorante do corpo (Figura 9b) que é cortado em dois pontos pela estrada do Babaçu. Nessa escala comprova-se uma extensão aflorante próxima de 3.000 m.



Figura 5 - Dique de diabásio fino cortando outro dique de diabásio médio. Notar, na porção central do bloco, duas faixas escuras subparalelas formadas pela concentração de minerais máficos; elas representam finíssimas bordas de resfriamento (mesmo da Figura 4).



Figura 6 - Enclave de composição monzogranítica em dique de diabásio. Notar no canto superior esquerdo pequenos encraves arredondados de quartzo (RJ-12 e RJ-35; Estrada da Fazenda Rio Maria, Anexo A).



Figura 7 - Dique de diabásio fino cortando dique de diabásio médio. Essa ocorrência, principalmente no lado esquerdo da foto, lembra feições sugestivas de fluxo magmático (RJ-12 e RJ-35; Estrada da Fazenda Rio Maria, Anexo A).



Figura 8 - Exemplo do modo de ocorrência dos diques da região de Rio Maria (RJ-03, RJ-23, RJ-24, RJ-26, RJ-27, RJ-28; Anexo A). A foto é tomada do Norte para o Sul; a estrada PA-150 corta o dique (parte central da foto) que se estende para SE (esquerda da foto) e, de modo menos evidente, NW (direita da foto). A encaixante do dique é o granodiorito Rio Maria. Ao fundo percebem-se as serras dos maciços Musa (direita) e Jamon (esquerda).

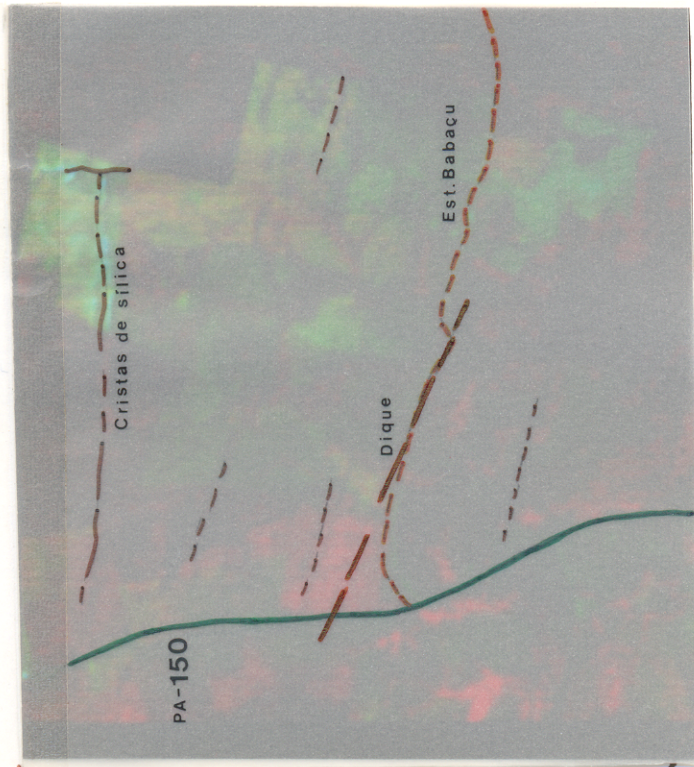
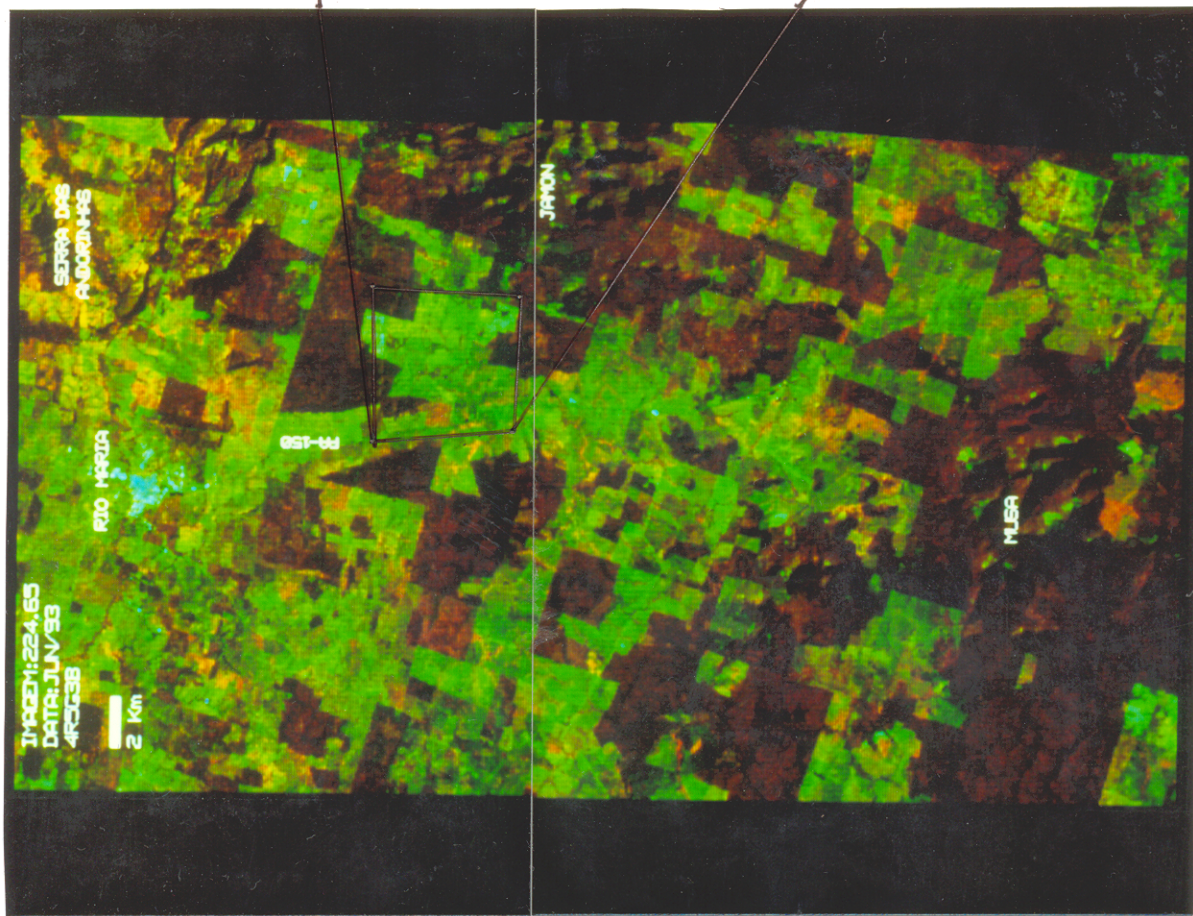


Figura 9 - Imagens de satélite da região de Rio Maria, fornecidas por LANDSAT TM-5. (a) Escala 1:100.000; (b) Escala 1:25.000 - "zoom" da estrada do Babaçu (Anexo A) mostrando a extensão aflorante do maior corpo estudado.

A largura desses corpos varia de 10 m até no máximo 30 m, aproximadamente. Por outro lado, em alguns casos não foi possível determinar a largura devido à forma de exposição do dique. Foram observadas variações texturais dentro de um mesmo corpo, tais como: diminuição na granulação no sentido do centro para a borda do dique, presença em maior quantidade de amígdalas preenchidas por quartzo e epidoto próximo às bordas, e encraves quartzo feldspáticos, comparativamente ao centro do corpo.

Os diques de diorito e quartzo-dioritos colocaram-se preferencialmente segundo o *trend* NW-SE, onde observa-se uma variação nas medidas das direções desses diques desde N45°W até N70°W. Subordinadamente, ocorrem dois exemplos (RJ-11 e RJ-46, Anexo B) com tendência a E-W. Enquanto nos diques básicos a maior frequência de direção dos diques estava em N40-45°W, nestes tem-se N60-70°W como a direção predominante.

### 5.3.2 - Relações de Contato

Essas relações, esquematicamente, podem ser interpretadas como um “zoneamento” em macroescala. A Figura 10 mostra uma síntese das relações de contato do dique com sua encaixante (GdRM). Em geral, tem-se, do centro para as bordas do corpo uma diminuição na granulação da rocha, ou seja, ocorre uma variação desde grão médio até fino a muito fino. Isto é melhor visualizado naqueles corpos que mostram bordas de resfriamento mais nítidas (*chilled margins*). Ocorre também variação na coloração, desde uma tonalidade cinza claro no centro até negra nas bordas.

A encaixante (GdRM), no caso do exemplo em questão (Figura 10), em seu aspecto típico é caracterizada pela coloração esverdeada dos cristais de plagioclásio fortemente saussuritizados. Porém, ficou demonstrado que nas proximidades dos contatos com os diques a coloração torna-se rosada, provavelmente devido aos efeitos térmicos causados pelo dique no granodiorito, quando da colocação do primeiro. Evidências de efeito térmicos no contato foram anteriormente reportadas por MEDEIROS (1987) e MAGALHÃES (1991). Essa última autora, baseou-se na variação dos valores de susceptibilidade magnética em rochas próximas ao contato do Granodiorito Rio Maria com os granitos anorogênicos Musa e Jamon. Recentemente SOARES (1996), ao desenvolver estudos sobre o efeito de contato no GdRM quando da intrusão dos granitos anorogênicos Musa e Jamon, observou que este efeito termal impõe ao

GdRM próximo ao contato uma auréola com espessura que varia de 500 a 1.000 m. Nos diques esta auréola é variável, não excedendo 3 m.

As Figuras 10 e 11 apresentam também as bordas de resfriamento do dique. No caso dos diques de diorito e quartzo-diorito essas bordas são mais espessas, comparativamente aos diques básicos. A espessura máxima dessas bordas é de 1 m. As bordas de resfriamento, de um modo geral, nem sempre são contínuas, por vezes foi possível acompanhá-la ao longo de 200 a 300 m, aproximadamente, contínuas, em seguida ela desaparece e volta a aparecer mais adiante. Em alguns casos identificou-se as bordas de resfriamento de um lado e outro do dique, embora não sejam contínuas; noutros só de um lado, mas existem exemplos em que essas bordas não foram identificadas.

A Figura 11 apresenta quatro perfis transversais realizados no corpo mais extenso, no caso o dique da estrada do Babaçu (RJ-03, RJ-23, RJ-24, RJ-26, RJ-27, RJ-28). Nesses perfis observam-se em detalhe as variações laterais e as relações de contato do corpo com sua encaixante (GdRM). Destaca-se também os efeitos de contato na encaixante imposto pelo dique quando de sua colocação.

Quanto maior o contraste térmico, menor é o tamanho dos cristais nas margens de resfriamento, impondo assim uma variação volumétrica resultante da passagem abrupta do magma, do estado líquido para o sólido, pela rápida perda de calor (CORRÊA GOMES et al, 1989). Apesar das expectativas reológicas indicarem que, quanto maior o contraste térmico e a quantidade de magma envolvidos mais espessas seriam estas bordas, observações feitas por Fabre et al. apud CORRÊA GOMES et al. (1990a) em diques máficos do Sul da França têm demonstrado que tais bordas são mais finas do que as esperadas teóricamente. O alto contraste de temperatura obriga o magma a criar uma espécie de envelope de proteção (CORRÊA GOMES et al., 1989).

### 5.3.3 - Outros Aspectos

Observou-se pequenos encraves quartzo-feldspáticos com formas arredondadas e alongadas, em alguns casos angulosos (Figuras 12 e 13), encraves de quartzo (Figura 14) com dimensão de até 20 cm, além de um xenólito monzogranítico, que apresenta forma arredondada, alongado, com aproximadamente 15 cm (RJ-25), destacado na síntese esquemática da Figura 10,

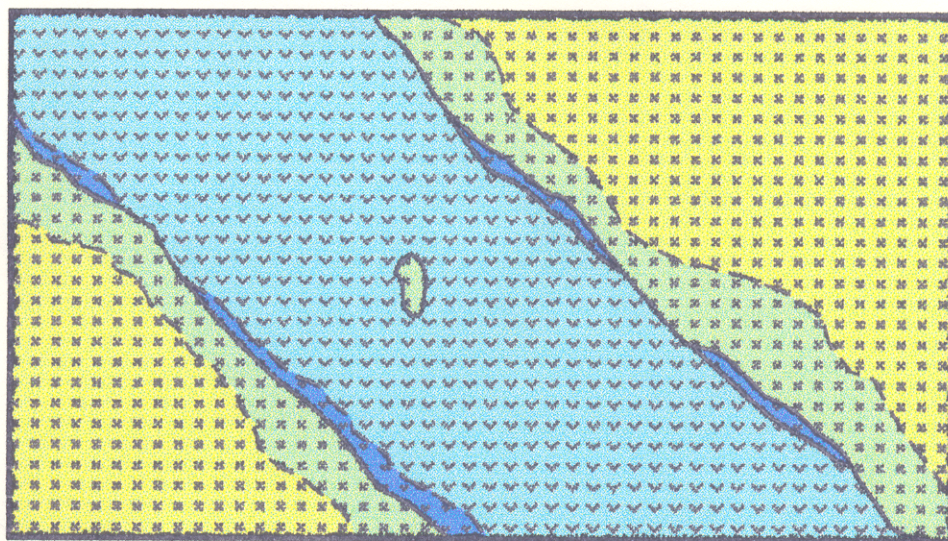
similar petrograficamente a encaixante, o qual, provavelmente, foi arrancado quando da colocação do dique.





A angulosidade e o grau de digestão dos encraves e a relação angular entre estes e as paredes do conduto, são elementos fundamentais para a elucidação das condições reológicas e do sentido de colocação (fluxo magmático) dos diques. A forma desses encraves pode indicar o grau de assimilação pelo líquido, em outros termos, aqueles encraves arredondados, ou que mostram arestas aparadas, têm um grau de assimilação maior (Figuras 12 e 13) comparativamente *àqueles com formas agudas*.

Os corpos, de um modo geral, não mostram evidências de que tenham sido afetados por qualquer deformação regional. As feições estruturais observadas são basicamente fraturamentos, que apresentam-se conjugados ou não.

Na área examinada, mais precisamente na estrada da Fazenda Santa Maria/Marajoara, próximo à borda Oeste do Granito Jamon (RJ-31, Anexo A), foram identificados fraturamentos com tendência ortogonal entre si (Figura 15), mas que não guardam paralelismo com as principais orientações dos diques mais possantes.

No estágio em que o corpo tende a agir como um sólido, as feições relacionadas a sua colocação são as fraturas dilato-contracionais (de resfriamento). Estas discontinuidades obedecem, via de regra, um controle imposto pela geometria do conduto, sendo paralelas ou ortogonais a alguma das três dimensões deste (CORRÊA GOMES et al., 1989).



-  Dique  
 Borda de resfriamento  
 Granodiorito Rio Maria afetado pelo dique  
 Granodiorito Rio Maria

**Figura 10** - Síntese esquemática das variações texturais internas e das relações de contato dos diques intermediários, destacando os efeitos de contato na encaixante (presentes apenas nos corpos maiores) e a presença local de xenólitos dessa englobados pelo dique.

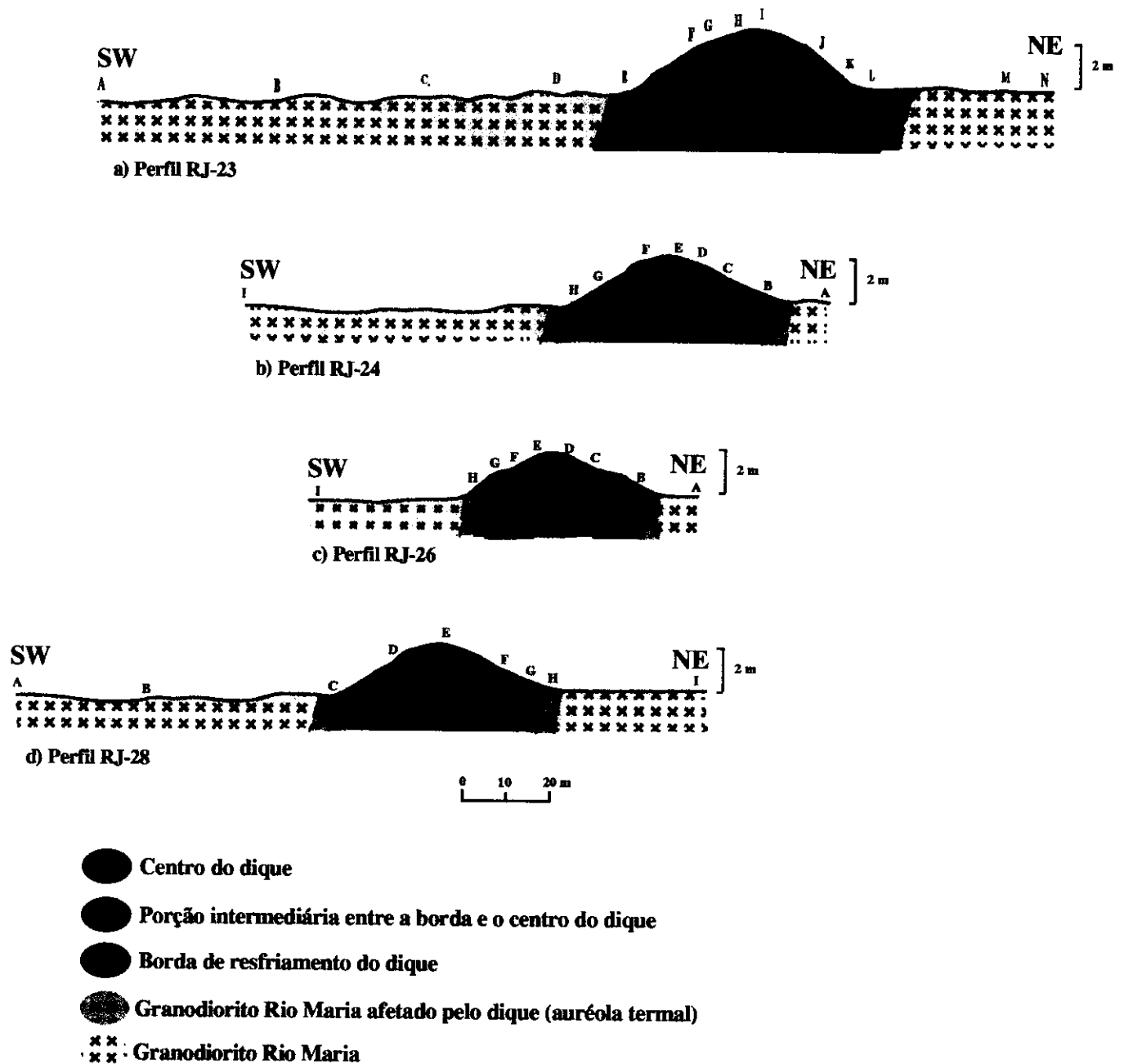


Figura 11 - Perfis esquemáticos do dique da estrada do Babaçu, mostrando as variações laterais e as relações de contato com sua encaixante (GdRM), destacando as bordas de resfriamento e a auréola resultante do efeito termal no granodiorito. a) Perfil RJ-23; b) Perfil RJ-24; c) Perfil RJ-26; d) Perfil RJ-28.



Figura 12 - Forma e tamanho mais freqüente de encraves quartzo-feldspáticos com epidoto comumente encontrados nas proximidades das bordas dos diques de diorito (RJ-03 e RJ-23 a 28; Estrada PA-150, Anexo A).



Figura 13 - Encrave similar aos monzogranitos do GDRM. Exibe forma tabular alongada, cujas arestas apresentam-se arredondadas. Notar na porção superior esquerda do encrave feição de embaiamento sugerindo um padrão de digestão incompleta pelo magma diorítico (RJ-24; Estrada PA-150, Anexo A).



Figura 14 - Enclave de quartzo leitoso em diorito. Notar o contato abrupto entre eles (RJ-41; Estrada PA-150, Anexo A).



(a)



(b)

Figura 15 - Fraturamentos dilato-contracionais em dique de quartzo-diorito, resultantes do resfriamento rápido próximo às bordas do corpo. (a) Fraturas com *trend* N-S; (b) Fraturas com *trend* N-S e E-W (RJ-31, Estrada da Fazenda Santa Maria/Marajoara, Anexo A).

## 5.4 - DIQUES ÁCIDOS

### 5.4.1 - Formas de Ocorrência

Este grupo de rochas é representado dacitos pórfiros e riolitos. Essas litologias, comparativamente aos grupos precedentes, têm ocorrência restrita na área estudada.

O dique de dacito pórfiro tem dimensões expressivas, é formado por duas pequenas serras alinhadas segundo o *trend* N50°E, situadas na porção NE, mais no interior do maciço Musa (RJ-02, 40 e 44, Anexo B). A serra principal, com extensão aflorante contínua que não excede 500 m, é seccionada pela PA-150, sendo, portanto, esta a melhor exposição do dacito pórfiro. A outra serra, que mantém-se orientada segundo a mesma direção da serra principal, apresenta variação composicional, nesta, identificou-se uma rocha com coloração amarronada, e outra que apresenta uma coloração negra entremeada com pintas esbranquiçadas. Essas rochas não mostram uma relação de contato bem definida, pois ocorrem sempre como pequenos blocos soltos de dimensões centimétricas.

A largura do dique na serra principal é de aproximadamente 15 a 20 m. A outra serra mostra uma largura um pouco menor, não excede 15 m.

O outro exemplo de dacito pórfiro (RJ-30, Anexo B) aflora nas proximidades da fazenda Marajoara/Santa Maria, próximo a borda Oeste do Granito Jamon. Este dique apresenta-se como blocos soltos, de dimensões centimétricas, que alinham-se segundo o *trend* N70°W. Sua largura foi estimada em aproximadamente 5 m.

Os diques de riolito ocorrem em apenas dois pontos da área estudada, o primeiro, na estrada da fazenda Rio Maria (RJ-15 e 37) (Anexo A), apresenta-se como blocos soltos sem demonstrar qualquer relação com sua encaixante (GdRM). O segundo ocorre na fazenda São Pedro, próximo a PA-150 (RJ-45), a exemplo do anterior, tem-se apenas pequenos blocos soltos que não apresentam uma relação definida com sua encaixante (GdRM).

### 5.4.2 - Relações de Contato

O dique de diorito pórfiro secciona as variedades graníticas, conforme exposto em corte da estrada PA-150, no afloramento RJ-02, 40 e 44. As encaixantes graníticas, ao longo do corte de estrada, mostram-se intensamente deformadas. De acordo com GASTAL (1987), parece

tratar-se de rochas relacionadas às variedades sienograníticas. Porém, ao longo de sua extensão, dominam como encaixantes do dique as variedades monzograníticas (ABM) que não se mostram afetadas pela deformação.

Na sua extremidade sudoeste, situada mais no interior do corpo granítico, o dique é seccionado pelos (anfíbólio)-biotita-sienogranito heterogranular médio e fino (ABSH) (GASTAL, 1987), que configuram elevações de encostas íngrimes. Aí ocorrem associadas com estas fácies inúmeras variedades microsienograníticas (GASTAL, 1987).

O outro exemplo de dacito pórfiro (RJ-30) e os diques de riolito não revelaram, a nível de campo, relações claras com suas respectivas encaixantes.

### 5.4.3 - Outros Aspectos

No dique de dacito pórfiro, em sua extremidade sudoeste, mais no interior do granito musa, existem encraves do anfíbólio-biotita monzogranito (ABM, GASTAL, 1987), nas proximidades do contato entre os mesmos. Estes encraves são pequenos (milimétricos), pouco frequentes e mostram contatos difusos com as rochas do dique.

Segundo GASTAL (1987), nas imediações destes pontos (RJ-02, RJ-40 e RJ-44), ao longo da encosta formada pelos sienogranitos, encontram-se encraves do dique inserido no (anfíbólio)-biotita sienogranito heterogranular médio e fino. Este, por sua vez, tem uma dimensão pequena e apresenta forma ovalada, ligeiramente estirada, e o granito envolvente mostra-se fraturado (afioramento CRE-MU 140, Anexo A).

Na serra principal do dacito pórfiro, a pouco mais de 10 m da PA-150, foram observados fraturamentos conjugados onde foram identificadas três direções preferenciais:  $330^\circ$  Az ( $N30^\circ W$ ), N-S e  $95^\circ$  Az ( $\cong E-W$ ) (Figura 16). Estas fraturas, a exemplo do diorito anteriormente descrito (RJ-31), podem ser interpretadas como resultantes dos efeitos térmicos *impostos pelo dique quando de sua colocação em uma encaixante fria e, por outro lado, são compatíveis com a fase "sólido" dominante proposta por CORRÊA GOMES et al. (1989).*



Figura 16 - Fraturamentos dilato-contracionais conjugados em dacito pórfiro com *trends* principais N-S (direção do cabo do martelo), E-W e NW-SE (RJ-02 e RJ-40; Estrada PA-150, NE do maciço Musa, Anexo A)

## 5.5- GEOCROLOGIA K-Ar DOS DIQUES BÁSICOS E INTERMEDIÁRIOS DO TGGRM.

Procurou-se, através da metodologia K-Ar, determinar a idade destes diques. A determinação dessas idades foi realizada no Laboratório de Geocronologia da USP, utilizando-se técnicas de rotina desse laboratório, através da colaboração do Prof. Wilson Teixeira.

A Tabela 2, abaixo, contém os dados analíticos e as idades K-Ar obtidas para quatro amostras de diques, sendo duas de diabásios (RJ-35A e RJ-42A), uma de diorito (RJ-26E) e uma de quartzo-diorito (RJ-05E).

Tabela 2 - Dados analíticos e idades K-Ar dos diques básicos e intermediários da região de Rio Maria.

Amostra	Material	% K	75% Erro	Ar40Rad (*10-6)	Ar Atm. (%)	Tmax (ma)	Idade (ma)	Erro 1 (Cox-Darl)	Erro 2
RJ-05E	rocha tot.	2.9634	0.5000	98.55	1.13	712.7	700,7	7.8 (1.1%)	12.0 (1.7%)
RJ-26E	Plagioclá.	2.0938	0.5000	92.69	3.45	898.0	883,4	9.9 (1.1%)	14.6 (1.7%)
RJ-35A	Plagioclá.	0.6484	3.4315	38.04	5.01	1140.8	1.098,8	39.3 (3.6%)	42.1(3.8%)
RJ-42A	Conc.Máf	0.3637	0.6805	43.70	1.11	1827.5	1.801,8	21.8(1.2%)	25.7(1.4%)

Os diabásios forneceram as idades mais antigas comparativamente aos tipos dioríticos. As idades obtidas foram: (1)  $700 \pm 8$  Ma em quartzo-diorito (RJ-05E) (rocha total); (2)  $883 \pm 10$  Ma em diorito (RJ-26E) (plagioclásio); (3)  $1.099 \pm 39$  Ma em diabásio com olivina (RJ-35A) (plagioclásio); (4)  $1.802 \pm 22$  Ma em anfibólio-diabásio (RJ-42A) (concentrado máfico). As três primeiras idades são interpretadas como idades mínimas para esses diques, e, provavelmente, não correspondam a suas idades de formação, considerando-se o tipo de material analisado (plagioclásio e rocha total) e as limitações inerentes a metodologia K-Ar. A última idade, é claramente compatível com aquela de  $1.707 \pm 17$  Ma (Rb-Sr em rocha total) obtida por GASTAL et al. (1987) para os dacitos e granitos pórfiros (Tabela 1) e, muito provavelmente, aproxima-se da idade de formação do dique de anfibólio-diabásio encaixado no Granodiorito Rio Maria, no ponto RJ-42 na estrada do Babaçu (Anexos A e B).

Portanto, os dados geocronológicos, disponíveis para os diques da região de Rio Maria, até então, permitem-nos situá-los no Proterozóico. As idades mais confiáveis indicam que pelo menos parte desses diques seja contemporânea do magmatismo granítico anorogênico.

Essa hipótese ganha reforço quando considera-se as ocorrências de diques desde a região de Xinguara até Rio Maria, onde, na primeira, obteve-se, utilizando-se a metodologia Rb-Sr (rocha total), a idade de  $1.579 \pm 73$  Ma para os tipos riolíticos ali existentes (SOUZA et al., 1992). Concluí-se, portanto, que as idades K-Ar obtidas para os diques básicos e intermediários de Rio Maria, embora não encerrem a discussão sobre a idade de cristalização desses corpos, respaldam, de certo modo, a hipótese de um magmatismo proterozóico responsável pela formação dos granitos anorogênicos e dos diques, desde composições básicas até ácidas, tornando a idéia de um magmatismo bimodal na região mais tentadora. Sugere-se aqui, para trabalhos futuros, que esses diques sejam estudados em maior detalhe, principalmente quanto as suas relações de contato, uma vez que diques com composições diferentes foram encontrados em um mesmo ponto, e, principalmente, que, ainda que se utilize a mesma metodologia, o material analisado seja mais confiável metodologicamente.

## 6 - PETROGRAFIA

### 6.1 - VARIEDADES E COMPOSIÇÕES MODAIS

A classificação e divisão em grupos do conjunto de rochas aqui estudadas baseou-se também em grande parte na composição modal e aspectos texturais, mas pôde ser confrontada e ratificada com a classificação química (cf. Cap. 7), de acordo com o que recomenda a IUGS (STRECKEISEN, 1976; LE MAITRE, 1984, 1989). Esse procedimento justifica-se por tratar-se de rochas de granulação fina e, em alguns casos, muito fina, por vezes granofíricas, cujos constituintes mineralógicos, particularmente na matriz, nem sempre são de fácil identificação. Em razão disso, a classificação final - coerente na quase totalidade dos casos com a classificação modal - baseou-se no diagrama TAS ( $\text{SiO}_2 \times \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ ; LE MAITRE, 1984), em que foi possível individualizar cinco tipos petrográficos, a saber: (1) diabásio; (2) diorito; (3) quartzodiorito; (4) dacito e (5) riolito (Figura 41).

Foram efetuadas análises modais (Tabela 3) de um número representativo de amostras de cada grupo. Os dados obtidos revelam alguns contrastes nos teores de determinados minerais, que merecem ser enfatizados.

O grupo dos diabásios pode ser subdividido em diabásio com olivina, com proporção variando de 3 a 4 %, e diabásio sem olivina. O diabásio com olivina apresenta uma variação pequena no conteúdo de plagioclásio (55,9 a 56,8%), enquanto o diabásio sem olivina mostra uma variação relativamente maior (40,9 a 57,2%). Os conteúdos de clinopiroxênio e anfibólio ressaltam melhor a diferença entre os dois subtipos. No primeiro, o clinopiroxênio varia de 23,4 a 30,2%, enquanto o anfibólio varia de 1,9 a 3,2%; no segundo as proporções de clinopiroxênio são bastante baixas (4,9 a 6,2%) e, contrariamente, as de anfibólio são altas (31,8 a 48,7%). Os conteúdos de opacos são relativamente próximos, variando de 2,0 a 3,5%, para o primeiro grupo, enquanto para o segundo variam de 1,6 a 3,4%. Em termos das proporções de biotita e clorita o contraste é marcante, respectivamente, 1,9 a 2,4% e 2,2 a 6,8% para o diabásio com olivina, e 0,1 a 0,8% e 1,6 a 1,9% para o diabásio sem olivina. Apatita e epidoto são fases pouco frequentes, e quando ocorrem não excedem 0,3%. Os carbonatos estão presentes em ambos os grupos, mas, seus conteúdos são sempre muito baixos (0,1 a 1,0%).

TABELA 3 - Análises modais dos diques da região de Rio Maria.

LITOLOGIAS	DIABÁSIOS*						DIORITOS*						Qz-Dio- ritos*	DACITOS*			RIOLI- TOS*
	DbOl		AnfDb		AugDb		RJ-11C	RJ-26D	RJ-23I	RJ-28C	RJ-18A	RJ-30		RJ-44B	RJ-40B		
	RJ-16	RJ-35A	RJ-42A	RJ-29A	RJ-18B	RJ-37,5										RJ-47,4	
AMOSTRAS	RJ-16	RJ-35A	RJ-42A	RJ-29A	RJ-18B	AugDb	RJ-11C	RJ-26D	RJ-23I	RJ-28C	RJ-18A	RJ-30	RJ-44B	RJ-40B	RJ-37		
Plagioclásio	55,9	56,8	57,2	40,9	39,4	---	50,8	40,2	37,5	47,4	38,5	9,2	22,0	15,5	11,4		
Matriz	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	83,3	69,2	73,3	77,7		
Fk + Qz <sup>2</sup>	---	---	0,1	---	---	---	10,5	21,2	24,0	24,2	15,9	---	---	---	---		
Quartzo	0,1	0,6	0,1	0,1	---	---	5,7	5,1	4,2	3,4	8,0	1,7	2,0	3,2	6,5		
Piroxênio.	30,2	23,4	4,9	6,2	43,1	---	8,9	11,4	10,2	8,8	0,2	0,2	1,6	2,1	---		
Anfibólio	1,9	3,2	31,8	48,7	---	---	8,7	1,8	5,6	1,7	21,4	3,6	2,0	3,6	---		
Olivina	4,0	3,0	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---		
Opacos	2,0	3,5	3,4	1,6	12,9	---	6,6	9,4	9,0	6,6	11,9	5,3	2,2	1,1	1,0		
Biotita	2,4	1,9	0,8	0,1	0,6	---	6,4	0,1	---	---	3,2	---	0,5	---	---		
Clorita	2,2	6,8	1,6	1,9	3,8	---	1,8	7,6	5,1	5,0	0,6	---	---	0,3	1,5		
Apatita	---	0,2	---	---	---	---	0,2	2,2	2,1	0,1	0,1	0,6	0,3	0,1	<1,0		
Titanita	---	---	---	---	---	---	---	0,4	0,5	0,7	---	---	---	---	<1,0		
Epidoto	---	---	---	0,3	---	---	0,1	0,2	1,8	2,1	0,2	3,3	0,1	0,5	<1,0		
Carbonatos	1,0	0,6	0,1	0,1	---	---	0,3	0,4	---	---	---	0,5	---	---	1,2		
Félsicos	56,0	57,4	57,4	41,0	39,4	---	67,0	66,5	65,7	75,0	62,4	10,9 <sup>1</sup>	24,0 <sup>1</sup>	18,7 <sup>1</sup>	17,9 <sup>1</sup>		
Máficos (M)	44,0	42,6	42,6	59,0	60,4	---	33,0	33,5	34,3	25,0	37,6	5,4 <sup>1</sup>	7,1 <sup>1</sup>	7,2 <sup>1</sup>	3,7 <sup>1</sup>		
Núm. Pontos	1.200	2.000	2.000	2.000	1.500	---	1.000	1.500	1.000	800	1.500	800	800	800	1.200		

\* Classificação petrográfica com base no diagrama TAS (LE MAITRE, 1984, cf. Figura 41)

<sup>1</sup> Excluída a matriz<sup>2</sup> Intercrescimento granofírico

DbOl : Diabásio com Olivina

AnfDb: Anfibólio Diabásio

AugDb: Augita Diabásio

A amostra RJ-18B, embora petrográfica, textural e quimicamente possa ser enquadrada no grupo dos diabásios, revela características modais e geoquímicas (estas últimas serão discutidas no capítulo 7), que a distinguem dos diabásios e a aproximam muito mais do grupo dos dioritos. Em termos modais, as principais diferenças observadas entre esse diabásio e os demais são as seguintes: (1) proporção de máficos bem superior a de félsicos; (2) conteúdo modal muito elevado de clinopiroxênio e ausência de olivina e anfibólio; (3) percentagem excepcionalmente alta de minerais opacos; (4) menor proporção de plagioclásio. É possível que essas características possam ser explicadas por processos cumuláticos ou outros que favoreçam a concentração relativa de clinopiroxênio e opacos nessa rocha, em detrimento do plagioclásio. Em termos modais, é o conteúdo de minerais opacos que mais aproxima essa rocha do grupo dos dioritos e mais a afasta daquele dos diabásios.

Os dioritos apresentam percentagem de plagioclásio variando de 37,5 a 50,8%. Os conteúdos de clinopiroxênio e anfibólio revelam aspectos importantes. O clinopiroxênio varia de 8,8 a 11,4% e o anfibólio de 1,7 a 8,7%, com exceção da amostra RJ-18A que apresenta as proporções mínima e máxima desses minerais (0,2 e 21,4%, respectivamente). O quartzo varia de 3,4 a 5,7%, com exceção da amostra RJ-18A onde seu conteúdo atinge 8,0%. Os intercrescimentos granofíricos contabilizaram proporções variáveis de 10,5 a 24,2%, sendo portanto, sempre abundantes. Os minerais opacos variam de 6,6 a 11,9%, o que reforça a hipótese de que a amostra RJ-18B possa ser cogenética com os dioritos. A biotita e a titanita não estão presentes em todas as amostras. Quando presentes suas percentagens são variáveis de 0,1 a 6,4% e 0,4 a 0,7%, respectivamente. A apatita e o epidoto estão presentes em todas as amostras analisadas, embora revelem proporções muito baixas (0,1 a 2,2% e 0,1 a 2,1%, respectivamente).

O quartzo-diorito analisado mostra conteúdos de plagioclásio e quartzo de 27,8% e 10,2%, respectivamente. O clinopiroxênio é muito escasso (0,2%), ao contrário do anfibólio, cuja proporção é alta (12,6%). O teor de intercrescimentos granofíricos é mais elevado que nos dioritos (39,9%). Opacos apresentam teor de 5,3%. O epidoto comparece como uma fase importante, pois de todo o universo de rochas estudadas, tem-se neste grupo o conteúdo de epidoto mais elevado (3,3%). Os quartzo-dioritos apresentam muitas analogias texturais e mineralógicas com os dioritos. Diferem destes pelos conteúdos menores de máficos (sobretudo clinopiroxênio) e plagioclásio, bem como pelas proporções mais elevadas de quartzo e intercrescimentos granofíricos.

Os dacitos apresentam teores variáveis para os fenocristais de plagioclásio (9,2 a 22,0%) e quartzo (1,7 a 3,2%). A proporção de matriz mostra uma variação de 69,2 a 83,3%. O clinopiroxênio (0,2 a 2,1%) e anfibólio (2,0 a 3,6%) apresentam conteúdos baixos a moderados e pouco variáveis. De todo o conjunto de amostras estudadas, excetuando o riolito, neste grupo os minerais opacos comparecem com as menores proporções variando de 0,8 a 2,2%, que ainda assim, são bastante altas para rochas félsicas. Minerais como biotita, clorita, apatita, titanita, epidoto e carbonatos não ocorrem em todas as amostras, e, quando ocorrem, suas proporções não excedem 0,5 %.

O riolito analisado (Tabela 3) não diverge dos dacitos na natureza dos fenocristais félsicos, mas no primeiro, os fenocristais de quartzo são significativamente mais abundantes. Além disso, tem-se no riolito ausência de clinopiroxênio e anfibólio e menor conteúdo de máficos, denotando a sua derivação a partir de um líquido mais evoluído.

## 6.2 - CARACTERÍSTICAS MACROSCÓPICAS

Em termos gerais, pode-se reunir os cinco grupos, anteriormente distinguidos, em quatro grandes grupos, os quais apresentam características macroscópicas bem marcantes. São eles: diabásios, dioritos + quartzo-dioritos, dacitos e riolitos. Os quartzo-dioritos assemelham-se muito ao grupo dos dioritos, pois o que os distingue basicamente são variações nas proporções de algumas fases minerais, como por exemplo, o quartzo.

### 6.2.1 - Diabásios

Os diabásios apresentam em geral coloração que varia de cinza escuro até negro, entremeada com pontuações esbranquiçadas; por vezes percebe-se uma variação na cor para cinza esverdeado.

Aquelas rochas que exibem coloração cinza com pontuações esbranquiçadas (finas ripas de plagioclásio) (Figura 17), estão em geral restritas às porções centrais dos corpos onde a granulação é fina a média, o que caracteriza a rocha como fanerítica e mesocrática (STRECKEISEN, 1976). As rochas que apresentam tons esverdeados estão predominantemente associadas ao subtipo sem olivina. Sua granulação varia de fina-média a fina, ou mesmo afanítica,

no sentido centro-borda do corpo. Portanto, o centro do corpo tem caráter fanerítico, mesocrático, enquanto a borda chega a ser afanítica.

A cor negra restringe-se a um dique de diabásio com olivina de granulação muito fina que corta outro diabásio com olivina de granulação média (RJ-12 e RJ-35). Neste pode-se distinguir o caráter fanerítico, mesocrático. No dique fino percebe-se a formação de uma finíssima borda de resfriamento afanítica e de coloração negra (Figura 5).

### **6.2.2 - Dioritos + Quartzo-dioritos**

As rochas que compõem este grupo apresentam macroscopicamente variações texturais que tornam necessária a subdivisão em três subtipos principais: dioritos, dioritos pórfiros e quartzo-dioritos, com predominância dos dois primeiros.

Os dioritos apresentam-se como o subtipo mais homogêneo em relação aos demais. Exibem, em geral uma coloração cinza esverdeada clara, onde se observam milimétricas pontuações esbranquiçadas ou pequenas amígdalas preenchidas por epidoto + quartzo (Figura 18 e 19). Embora apresente uma granulação, por vezes, muito fina, trata-se de uma rocha fanerítica, cuja proporção de máficos (33 a 37,6%, com exceção de um valor isolado de 25%; Tabela 3) a situa no limite entre as rochas leucocráticas e mesocráticas (STRECKEISEN, 1976).

Os dioritos pórfiros são macroscopicamente muito similares aos dioritos, diferindo deles apenas quanto à presença de fenocristais de plagioclásio (5 a 7 mm) e quartzo (em torno 5 mm).

Os quartzo-dioritos (pórfiros) mostram transições graduais na coloração, variando de cinza esverdeada entremeada com frequentes pontuações escuras e rosadas, até uma coloração predominantemente rosada entremeada com pontuações escuras e esverdeadas menos frequentes.

Constatou-se localmente, que nas proximidades da borda do corpo, tanto em dioritos quanto em quartzo-dioritos, é comum a presença de concentrações de minerais que, com certa frequência, apresentam contatos bruscos com a rocha hospedeira. Estas concentrações (amígdalas) (Figura 19) exibem formas alongadas ou amendoadas. Em geral, são microgranulares e constituídas somente por quartzo ou por uma associação de quartzo, plagioclásio e minerais ferromagnesianos.

### 6.2.3 - Dacitos Pórfiros

Os dacitos pórfiros podem ser macroscopicamente subdivididos em três subtipos principais. O tipo dominante apresenta cor marron entremeada com pontuações verde escuro e esbranquiçada. Este tipo mostra uma matriz afanítica, que engloba fenocristais de plagioclásio e quartzo, cuja dimensão não excede 10 mm. Ocorrem também, embora como menor frequência comparativamente aos tipos dioríticos, associados a este subtipo, amígdalas, cuja dimensão situa-se em torno de 2 a 3 cm de diâmetro, preenchidas por material microcristalino de composição quartzo-feldspática. Identificaram-se também fenocristais de plagioclásio, com formas retangulares alongadas, cuja dimensão em seu eixo maior não excede 2 cm, provavelmente oriundos das encaixantes. Estes apresentam uma borda milimétrica de coloração rosada.

As rochas que compõem o segundo subtipo são predominantemente porfíricas com matriz afanítica. Exibem uma coloração preta. Ocorrem fenocristais ou agregados glomeroporfíricos de quartzo, plagioclásio e minerais ferromagnesianos sustentados por uma matriz afanítica. Neste subtipo os fenocristais de quartzo exibem uma coloração azulada.

O terceiro subtipo, embora ocorra associado ao tipo dominante e não apresente uma relação de campo bem definida com o mesmo, é uma rocha porfírica de coloração preta, onde se destacam somente fenocristais de plagioclásio e quartzo, sem a presença dos ferromagnesianos, em matriz de granulação fina a muito fina.

### 6.2.4 - Riolitos

Os riolitos apresentam coloração arroxeadada ou tendendo a rosada. Mostram fenocristais de quartzo e plagioclásio englobados por uma matriz afanítica (Figura 20). Observa-se, ainda, pequenas pontuações escuras ou com tons esverdeados, as quais correspondem a minerais ferromagnesianos e opacos.



Figura 17 - Aspecto macroscópico e modo de ocorrência do diabásio com olivina (RJ-12 e RJ-35; Estrada da Fazenda Rio Maria, Anexo A).



Figura 18 - Aspecto macroscópico do diorito equigranular, fino. Notar encrave alongado com composição quartzo-feldspática (RJ-28; Estrada do Babaçu).



Figura 19 - Amostra de um diorito cinza esverdeado, fanerítico, coletado próximo à borda do dique, exibindo pequenas amígdalas preenchidas principalmente por epidoto e quartzo (RJ-23; Estrada do Babaçu, Anexo A).



Figura 20 - Modo de ocorrência e aspecto macroscópico do riolito (RJ-15 e RJ-37, Estrada da Fazenda Rio Maria, Anexo A).

## 6.3 - CARACTERÍSTICAS MICROSCÓPICAS

### 6.3.1 - Diabásios

O grupo dos diabásios analisados mostrou variações texturais e de granulação. Constatou-se que essas variações são controladas pela posição de amostragem, ora em partes internas ao corpo, mais grossas, ora em bordas ou próximo destas, mais finas, por vezes afaníticas. Em razão disso, é recomendável discutí-las em dois grupos distintos: (1) O grupo com texturas grossas, compreende aquelas rochas coletadas nas porções mais centrais do corpo, e que em geral apresentam granulação média, localmente grossa; (2) O grupo com texturas finas refere-se àquelas rochas coletadas nas bordas de resfriamento ou próximo destas. Estas rochas exibem granulação fina até muito fina.

O grupo (1) é formado por rochas do centro do corpo, que apresentam textura subofítica típica (RJ-16 e RJ-35A) (Figura 21), ou, em alguns casos mostram tendência granular (RJ-29A e RJ-42A) (Figura 22). São compostas, no caso dos diabásios com olivina, por ripas de plagioclásio entremeadas a cristais de clinopiroxênio, opacos e olivina, ou pseudomorfos constituídos de agregados fibrosos xenomórficos de tremolita-actinolita no caso dos anfibólio-diabásios (Figuras 22 e 23). O augita diabásio apresenta uma textura francamente ofítica formada por cristais automórficos de augita e plagioclásio, além de opacos e a presença de agregados finos a base de opacos esqueléticos e restos de augita e plagioclásio que compõem uma "matriz" muito fina. As texturas finas ou grossas em diques de locais diferentes podem indicar níveis de colocação também variados, sendo os primeiros mais rasos.

O grupo (2) é formado por amostras provenientes das bordas dos diques ou próximas destas, onde a granulação é sempre fina a muito fina. Nestas rochas, a textura mostra evidências de resfriamento rápido sendo, portanto, ora intergranular (RJ-33C) (Figura 25) ora microporfírica com matriz francamente pilotaxítica (microdiabásio, RJ-35B e RJ-35C) onde é marcante a orientação de microripas de plagioclásio.

Além dessas texturas, observou-se também dois outros tipos particulares e localizados. Na amostra RJ-12C, a qual representa a borda de resfriamento do dique, observou-se cristais alongados e encurvados de clinopiroxênio e plagioclásio formando ramos compostos (*branching composite*, MACKENZIE et al., 1982) (Figura 24). Esses cristais compostos de clinopiroxênio e, principalmente, plagioclásio são alongados paralelamente ao eixo cristalográfico

c e achatados paralelamente a direção (010). A curvatura dos cristais de plagioclásio é causada pelo desenvolvimento de ramificações ao longo da extensão do cristal, tendo cada ramo uma orientação cristalográfica levemente diferente daquela do cristal vizinho. A matriz que sustenta os cristais mais desenvolvidos, consiste de plagioclásio de granulação muito fina, restos de clinopiroxênio, clorita e argilo minerais.

A literatura explica que o resfriamento muito rápido de um magma durante o estágio *quenching* frequentemente produz esse tipo de feição textural (COX et al., 1979, ASIT CHOUDHURI, informação verbal). Os cristais produzidos quando desse estágio, são usualmente muito pequenos e caracterizados por uma grande variedade de formas mais ou menos dendríticas e esqueletais. A cristalização sob tais condições realiza-se rapidamente, embora por um tempo relativamente curto em resposta a um considerável grau de supersaturação, em outras palavras, quando o líquido quente entra em contato com a encaixante fria ocorre um contraste térmico, daí a cristalização rápida e imposição de borda de resfriamento. Como consequência o crescimento dos cantos e lados é geralmente favorecido em detrimento das faces dos cristais de plagioclásio (COX et al., 1979).

A outra textura particular (*sieve texture*), também presente na amostra RJ-12C, será discutida adiante conjuntamente com os dioritos, pelo fato dessa textura ter sido encontrada com maior frequência nessas rochas.

Conforme discutido anteriormente, os diabásios podem ser subdivididos em dois subtipos principais, além de uma variedade particular (RJ-18B), que será discutida a parte. O primeiro, é uma rocha que apresenta uma textura subofítica média, sendo formada por plagioclásio, clinopiroxênio (augita e pigeonita), olivina e minerais opacos, ± anfibólio. Esta rocha é cortada por outra de granulação fina que exhibe uma textura porfírica, com tendência glomeroporfírica onde se destacam fenocristais de plagioclásio imersos em uma matriz pilotaxítica (Figura 27). Esse subtipo será denominado de diabásio com olivina, e a rocha fina que o corta como microdiabásio.

O segundo subtipo é uma rocha com textura subofítica com tendência granular alotriomórfica, constituída mineralogicamente por plagioclásio, anfibólio (tremolita-actinolita), restos de clinopiroxênio (augita) e ocorrência local de restos de ortopiroxênio (hiperstênio), ± quartzo. Esse subtipo se distingue do anterior pela abundância de anfibólio, que substitui

amplamente os piroxênios, e por não se ter confirmado a ocorrência de olivina nos mesmos. Esse subtipo será designado como anfibólio-diabásio.

A amostra RJ-18B revela características particulares, pois embora se enquadre no grupo dos diabásios, como mencionado anteriormente, as proporções de determinadas fases e sobretudo os dados geoquímicos, aproximam esta rocha mais do grupo dos dioritos. Por essa razão será descrita a parte das demais. É uma rocha com textura ofítica a base principalmente de plagioclásio, clinopiroxênio (augita), ambos bem preservados, e opacos. Ela será denominada de augita-diabásio.

No **diabásio com olivina**, o plagioclásio apresenta uma forma retangular alongada, é subautomorfo a automorfo, com dimensão média de 1 a 2 mm, podendo atingir 3 mm, geminado segundo as leis de albita e albita-carlsbad. Sua composição determinada pelo método Michel-Levy é labradorítica com teor variável de anortita ( $An_{52}-An_{64}$ ), e quando determinada pelo método Albita-Carlsbad, também labradorítica, acusou teor de anortita  $An_{58}$  (RJ-16). Alguns cristais mostram zoneamento oscilatório bem marcado, onde as zonas mostram uma repetição rítmica de suas espessuras. Mostra-se parcialmente transformado para sericita-muscovita, e subordinadamente para carbonatos. Seus contatos são em geral interpenetrativos com os minerais ferromagnesianos.

A olivina ocorre sempre na forma de cristais granulares, com tons esverdeados, xenomórficos, podendo alcançar por vezes 1 mm. Acha-se bastante fraturada e mostra graus variados de transformação, desde bem preservada a completamente transformada (RJ-35B e RJ-16, respectivamente). A transformação mais freqüente é para talco e/ou serpentina. Associa-se com certa freqüência aos opacos, englobando-os.

O clinopiroxênio ocorre tanto como cristais prismáticos alongados, subautomorfos a automorfos, com dimensão máxima de 2 mm, como na forma de grãos xenomorfos. Não possui pleocroísmo ou este é muito incipiente. Alguns cristais apresentam maclamento, e, em geral, mostram-se fortemente fraturados. Quanto ao tipo, ocorre predominantemente a pigeonita, que apresenta uma cor de interferência de primeira ordem (amarelo alaranjado a rosado), e figura de interferência pseudo-uniaxial positiva, com ângulo  $2V$  variável de  $0$  a  $5^\circ$ . Subordinadamente, ocorre a augita que apresenta uma coloração neutra a suavemente rosada, cor de interferência verde amarelado de segunda ordem, e ângulo  $2V$  de aproximadamente  $40$  a  $50^\circ$ .

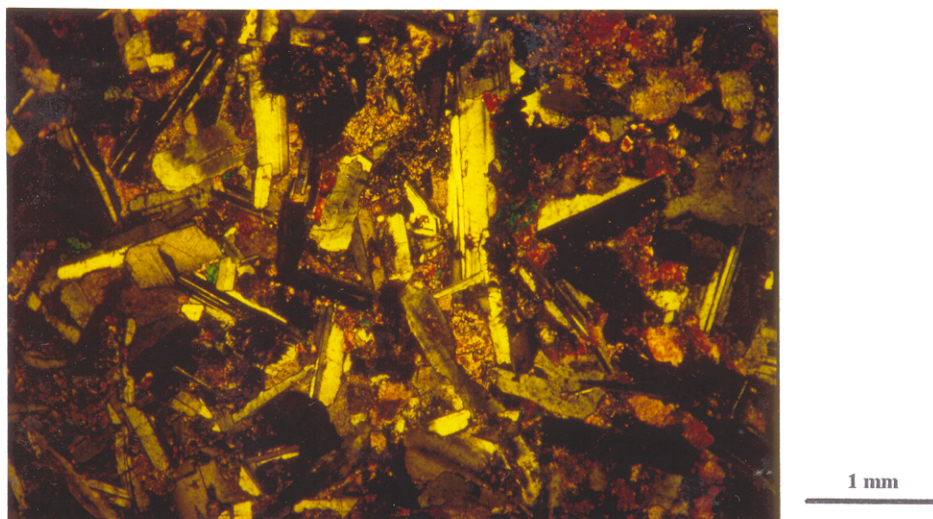


Figura 21 - Fotomicrografia mostrando textura subofítica em diabásio com olivina, onde destacam-se ripas de plagioclásio, bem preservado, entremeado a cristais xenomorfos de clinopiroxênio e minerais opacos. (RJ-35A, Nicóis Cruzados -NC).

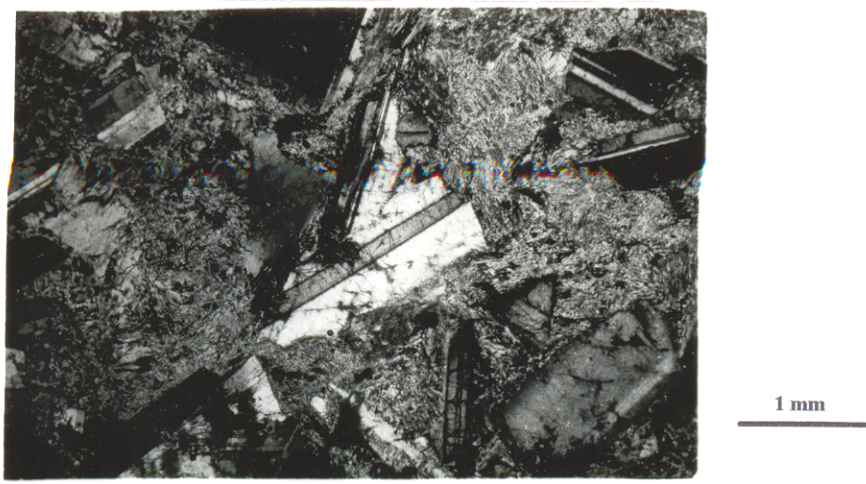


Figura 22 - Fotomicrografia apresentando textura subofítica, tendendo a granular, em anfibólio diabásio. Notar cristais de plagioclásio límpidos, geminados segundo Albita-Carlsbad, com zoneamento normal, entremeados com agregados fibrosos de tremolita-actinolita representando pseudomorfos sobre piroxênios (RJ-29A, NC)



Figura 23 - Fotomicrografia mostrando detalhe da figura anterior, revelando pseudomorfos de piroxênio, constituído por agregado fibroso de tremolita-actinolita, feição dominante no anfibólio diabásio (RJ-29A, NC).

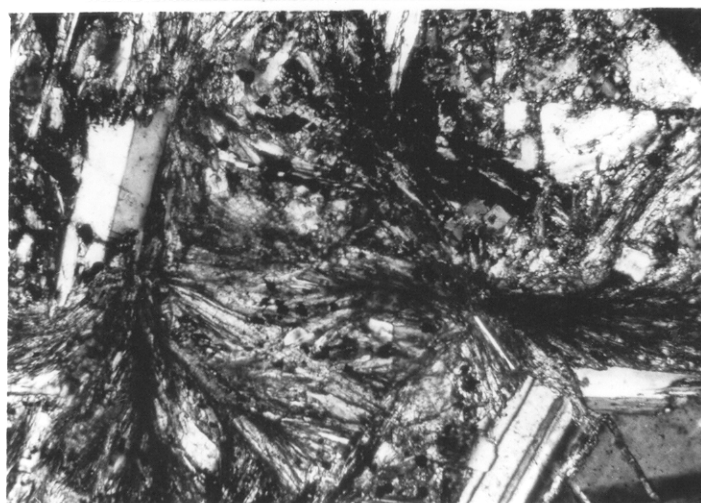


Figura 24 - Fotomicrografia exibindo textura em ramos compostos (*Branching Composite*) mostrada por cristais encurvados de plagioclásio. Os cristais compostos de plagioclásio são alongados paralelamente ao eixo cristalográfico *c*. A matriz consiste de microripas de plagioclásio, restos de clinopiroxênio e anfibólio. Amostra de borda do dique.(RJ-12C, NC).

Esses piroxênios estão geralmente intimamente associados com a pigeonita sendo bordejada por uma coroa de augita. A pigeonita mostra com frequência uma íntima relação com os minerais opacos, por vezes englobando-os. A biotita, de coloração amarronada a verde-oliva, é um dos principais produtos de transformação da pigeonita.

A augita mostra uma transformação em estágios variados para uralita e, por vezes, clorita. Associados ao clinopiroxênio observam-se localmente pseudomorfos ricos em minerais opacos, talco e/ou serpentina que devem ser oriundos da substituição da olivina.

Os minerais opacos apresentam-se por vezes automórficos a subautomórficos, embora predominem os tipos esqueléticos. Ocorrem com frequência associado aos clinopiroxênios e anfibólio secundário e, em alguns casos, são englobados pelos primeiros.

Outras fases secundárias estão representadas por sericita-muscovita, epidoto e carbonatos, produtos da transformação do plagioclásio.

O **microdiabásio** é uma rocha composicionalmente similar ao olivina-diabásio, é formado por fenocristais automorfos de plagioclásio (1 a 2,5 mm) orientados, os quais são englobados por uma matriz essencialmente pilotaxítica a base de microripas de plagioclásio e de restos de minerais ferromagnesianos e minerais opacos (Figura 27).

Os fenocristais automorfos de plagioclásio mostram dimensões variáveis desde 0,2 mm até 1,8 mm, podendo alcançar em algumas seções 3,6 mm. Apresentam maclamentos do tipo albita e albita-Carlsbad, e feições de *synneusis* (RJ-35C), além de um zoneamento oscilatório bem marcante. Sua composição labradorítica foi determinada pelo método Michel-Levy, pois as seções Carlsbad além de raras, não eram confiáveis, acusando teor de anortita  $An_{58}$ .

A matriz é formada basicamente por microripas de plagioclásio fortemente orientadas, além de restos de clinopiroxênio e clorita.

No contato entre o diabásio com olivina e o microdiabásio observou-se a formação de uma microborda de resfriamento, na qual uma massa finíssima de aspecto pseudo-isotrópico engloba pequenas ripas de plagioclásio que tendem a alinhar-se segundo a direção do contato (Figura 28). Essas feições são diagnósticas de um contraste térmico entre o diabásio com olivina (encaixante) e o microdiabásio. Ainda nesse contato, registrou-se a ocorrência de uma "apófise" do microdiabásio dentro do diabásio com olivina. Dentro dessa "apófise" tem-se um aspecto análogo das bordas de resfriamento, havendo pequenas ripas de plagioclásio orientadas segundo a direção do fluxo magmático (Figura 29).



Figura 25 - Fotomicrografia mostrando textura intergranular formada por ripas de plagioclásio entremeadas com restos de piroxênio e fases secundárias. Textura característica das porções mais finas do anfibólio diabásio. (RJ-42C, NC).



Figura 26 -.Fotomicrografia revelando textura microporfirítica com fenocristais de plagioclásio, imersos em uma matriz intergranular encontrada geralmente nas porções próximas da borda do dique de diabásio com olivina (RJ-12C, NC).

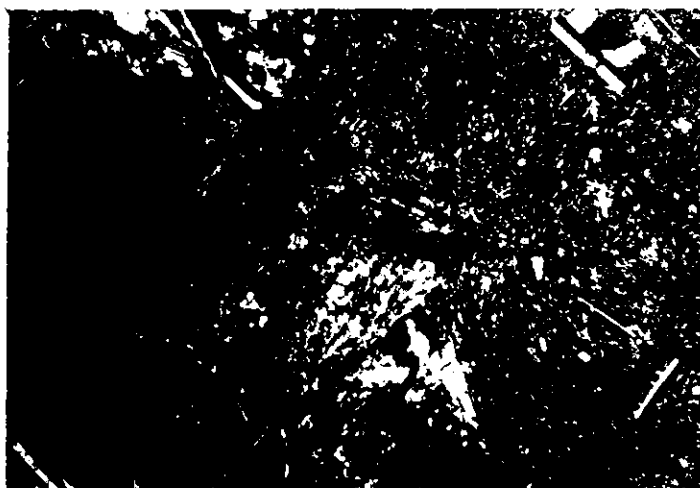


Figura 27 - Fotomicrografia apresentando fenocristal automorfo de plagioclásio, bem preservado, imerso em uma matriz pilotaxítica, no microdiabásio. Notar pequenas ripas de plagioclásio fortemente orientadas. (RJ-35B, NC).



Figura 28 - Fotomicrografia mostrando contato entre o microdiabásio e o diabásio com olivina médio. Notar a microborda de resfriamento no microdiabásio, na qual percebem-se pequenas ripas de plagioclásio orientadas acompanhando o contato (RJ-35B, NC).



Figura 29 - Fotomicrografia exibindo injeção (micro-apófise) do microdiabásio no diabásio com olivina que apresenta textura subofítica. Notar dentro da apófise ripas de plagioclásio orientadas (RJ-35C, Luz Natural, LN).

O **anfíbólio-diabásio** é formado por plagioclásio subautomorfo a automorfo, entremeado a pseudomorfos constituídos de agregados fibrosos xenomórficos de tremolita-actinolita, além de restos de clinopiroxênio envolvidos por anfíbólio, clorita, biotita e opacos associados (Figura 22 e 23).

Neste subtipo o plagioclásio acha-se comparativamente melhor preservado. De um modo geral é límpido com maclamento e zoneamento marcantes. Os máficos primários apresentam-se totalmente transformados em agregados fibrosos de tremolita-actinolita (Figura 23) o que sugere similaridades com as transformações descritas no Gabro Águas Claras (BARROS et al., 1994). No entanto, esta similaridade desaparece quando se considera o plagioclásio que nestas rochas está bem preservado, ao contrário do observado no Gabro Águas Claras.

O plagioclásio fornece sempre seções retangulares alongadas, predominantemente automorfas, e, subordinadamente, subautomorfas, com dimensões máximas de 4,0 mm. Geminado segundo albita e albita-Carlsbad, com zoneamento marcante e frequente do tipo normal. Sua composição predominantemente labradorítica, determinada pelo método Albita-Carlsbad, acusou teor de anortita variável desde  $An_{54-55}$  até  $An_{64-65}$ .

Os minerais máficos são representados por restos de hornblenda, agregados fibrosos de tremolita-actinolita, restos de clinopiroxênio, biotita, clorita e opacos. Além desses minerais, tem-se, localmente, a ocorrência de ortopiroxênio (hiperstênio) (RJ-42A).

O clinopiroxênio ocorre mais comumente como restos de cristais, envoltos por anfíbólio (tremolita-actinolita). Em algumas amostras, porém, ocorrem cristais automorfos, bem desenvolvidos e, de certo modo, preservados. De um modo geral, apresentam contatos retos com plagioclásios e, interpenetrativos com os outros minerais máficos. Aqueles cristais, ainda preservados, apresentam coloração neutra e cor de interferência de primeira ordem e, figura de interferência biaxial positiva, com ângulo  $2V$  de aproximadamente  $50^\circ$ , sendo definido como clinopiroxênio do tipo augita. Biotita, anfíbólio e clorita são seus principais produtos de transformação.

O anfíbólio ocorre principalmente como pseudomorfos constituídos de agregados fibrosos de tremolita-actinolita que substituem, em alguns casos, totalmente a augita. Ocorrem também restos de hornblenda como coroas circundando núcleos, relativamente preservados, de augita. A tremolita-actinolita e clorita são os principais produtos de transformação.

O ortopiroxênio identificado na amostra RJ-42A, apresenta uma coloração neutra e fornece uma seção retangular alongada, com dimensão de aproximadamente 0,7 mm em seu eixo maior. Sua figura de interferência é biaxial negativa, com ângulo  $2V$  maior variando entre 70 e 80°. Essas propriedades óticas permitem identificá-lo como hiperstênio.

O **augita-diabásio** (RJ-18B), que apresenta uma textura tipicamente ofítica, é mineralogicamente formado por plagioclásio, augita e minerais opacos, como fases essenciais, e subordinadamente, clorita, além de proporções menores de biotita (< 1,0%). Completando esse quadro, ocorrem, com certa frequência, agregados finos formados por opacos esqueléticos, restos de augita e plagioclásio compondo uma matriz muito fina.

O plagioclásio ocorre sempre como ripas alongadas, com dimensões variáveis desde 0,9 mm até no máximo 2,0 mm. Geminado segundo albita e albita-Carlsbad. Apresenta zoneamento normal muito bem marcado. Mostra contatos retos com outros cristais de plagioclásio e interpenetrativo com a augita, configurando um típico arranjo ofítico. De um modo geral, são bem preservados, límpidos, não mostrando, portanto, evidências de transformação. Sua composição labradorítica, determinada através da metodologia albita-Carlsbad, acusou teor de anortita  $An_{60}$ .

A augita ocorre quase sempre como cristais subautomorfos a automorfos, formando agregados, cuja dimensão dos cristais dos agregados varia desde 0,1 mm até no máximo 1,0 mm. Apresenta feição textural do tipo *branching composite* associada a minerais opacos esqueléticos. A clorita é o principal produto de transformação.

Os opacos ocorrem basicamente como cristais automorfos, ou como cristais ripiformes alongados. Estão intimamente associados a augita, onde estão inclusos, principalmente aqueles cristais automorfos, e, por vezes, ocorrem também como inclusões em plagioclásio.

A amostra RJ-18B revela ao microscópio características similares àquelas apresentadas por rochas cumuláticas, nesse sentido é aceitável interpretá-la como um concentrado cumulático, a base de augita e plagioclásio, automorfos, bem desenvolvidos, além de uma proporção elevada de minerais opacos.

Portanto, como já foi mencionado anteriormente, as características texturais e modais da amostra RJ-18B podem ser explicadas por processos cumuláticos, ou, muito provavelmente, outros processos que, isolada ou conjuntamente, tenham favorecido a concentração relativa de augita e opacos nessa rocha, em detrimento do plagioclásio, que

comparativamente aos demais diabásios, apresentou nesta rocha uma proporção bem inferior as demais.

#### 6.3.1.1 - Ordem de Cristalização

A ordem de cristalização adotada para os grupos petrográficos individualizados dos diques da região de Rio Maria, levou em consideração, além dos aspectos texturais, a forma dos cristais, suas relações de contato, inclusões e as transformações apresentadas pelos minerais. Em função das diferenças composicionais marcantes entre os grupos, é aconselhável discutir separadamente a ordem de cristalização de cada grupo. Os critérios e argumentos que justificam tal sequência de cristalização foram expostos quando da descrição das características microscópicas, aqui serão mencionados, apenas, aqueles aspectos considerados mais importantes.

A Figura 30 mostra esquematicamente a ordem de cristalização dos diabásios com olivina. Minerais opacos e apatita (menor proporção) são as primeiras fases a cristalizar visto ocorrerem como inclusões, principalmente nos clinopiroxênios. Posteriormente, começam a cristalizar as olivinas que, algumas vezes, têm inclusões de opacos.

As formas, em alguns casos automorfas, e o maior desenvolvimento dos grãos de clinopiroxênios e plagioclásio, sugerem que os mesmos começaram a cristalizar a temperaturas relativamente próximas, em um magma ainda com elevada percentagem de líquido. As relações apresentadas por augita e pigeonita são complexas, observa-se com certa frequência a ocorrência de pigeonita formando uma coroa em torno da augita, e em alguns casos podem resultar de cristalização simultânea.

A hornblenda é comum substituindo a augita, ou envolvendo os grãos deste, sendo portanto posterior a eles. No estágio tardi-magmático/hidrotermal tem-se a presença de epidoto + sericita, resultantes da saussuritização do plagioclásio e, carbonatos associados com quantidades menores de clorita e biotita que representam os produtos das transformações de augita e pigeonita, além da grande quantidade de tremolita-actinolita, as quais atestam a atuação de soluções hidrotermais.

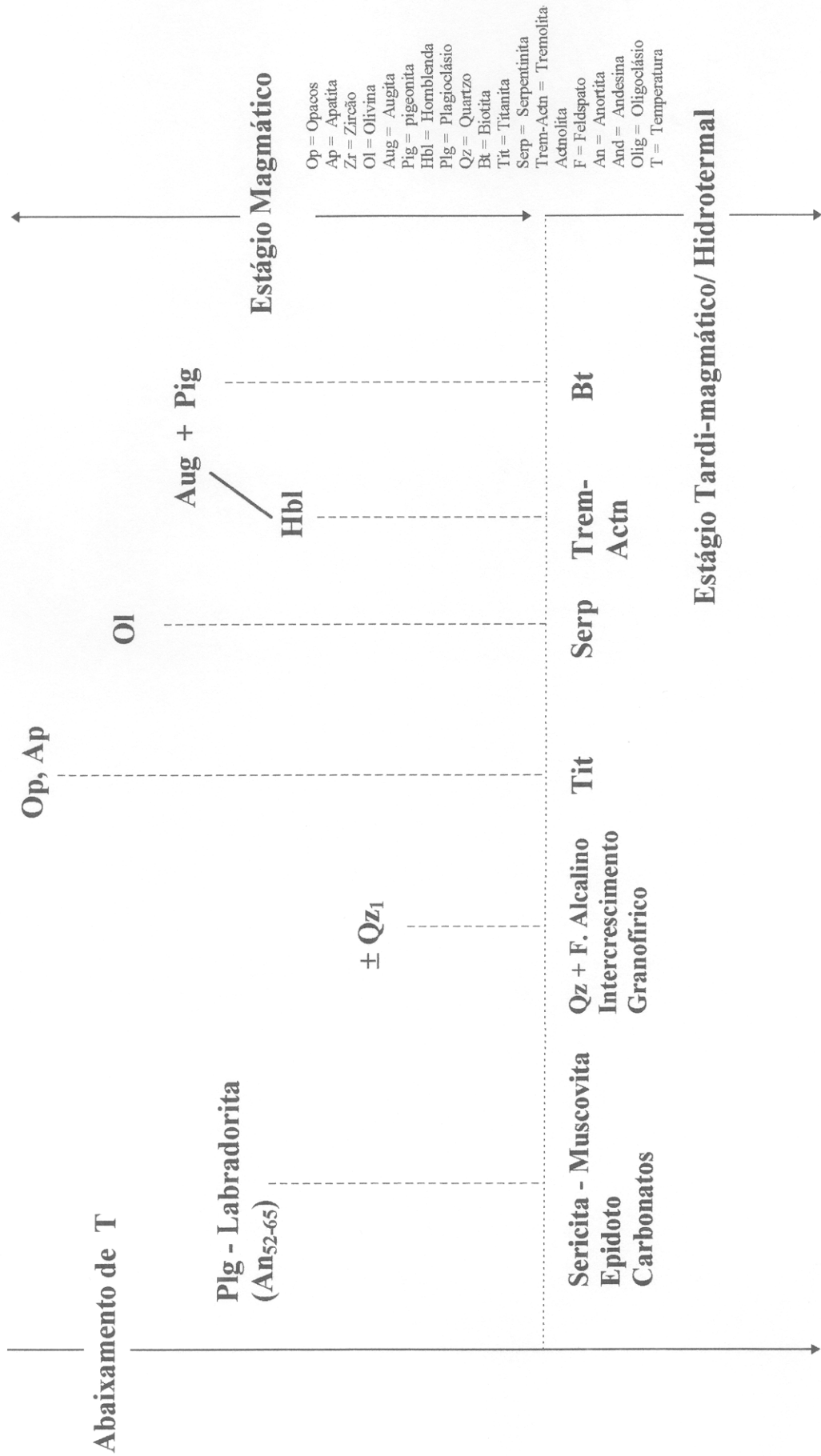


Figura 30 - Ordem de cristalização dos diques de diabásio com olivina da região de Rio Maria.

### 6.3.2 - Dioritos e Quartzo-Dioritos

Os dados geoquímicos, discutidos adiante, demonstram claramente a existência de dois grupos de rochas, dioritos e quartzo-dioritos, com grandes afinidades petrográficas e difíceis de distinguir petrograficamente em certos casos, devido a dificuldade para estimar as proporções dos constituintes da matriz. Em razão de suas semelhanças optou-se por descrevê-los conjuntamente, a partir de amostras seguramente representativas de cada um dos grupos.

Essas rochas apresentam variações modais que permitiram distinguir um grupo relativamente pobre em quartzo (dioritos), e outro enriquecido em quartzo (quartzo-dioritos). Características comuns aos dois grupos mencionados são: (1) presença de matriz essencialmente granofírica, a base de quartzo e feldspato alcalino; (2) ocorrência de clinopiroxênio que costuma ser mais abundante e estar melhor preservado, nas porções centrais do corpo; (3) presença constante de agregados microcristalinos de quartzo + anfibólio + restos de clinopiroxênio + minerais opacos nas proximidades das bordas de resfriamento.

As texturas apresentadas pelos tipos dioríticos, a exemplo dos diabásios, estão intimamente relacionadas com a posição de coleta das amostras no corpo. Aquelas amostras coletadas nas porções centrais do corpo (RJ-18A, RJ-23I, RJ-26B, RJ-26D, RJ-26E, RJ-28C, RJ-28E, por exemplo) exibem predominantemente textura granular com tendência subofítica formada por cristais subautomorfos de plagioclásio entremeados a clinopiroxênio, minerais opacos e anfibólio, sustentados por uma matriz rica em intercrescimentos granofíricos (quartzo + feldspato alcalino). As quantidades de clinopiroxênio decrescem no sentido centro-borda do dique, em detrimento de um relativo aumento do anfibólio.

As rochas coletadas nas proximidades das bordas de resfriamento, ou nas próprias bordas (RJ-11C, RJ-23F, RJ-24G, RJ-26H<sub>1</sub>) apresentam, com maior frequência textura microgranular com arranjo pilotaxítico onde é marcante a orientação das microripas de plagioclásio. Em alguns casos, como por exemplo a amostra RJ-23F, a textura é comparativamente mais fina, com preservação muito boa do clinopiroxênio. De um modo geral, as amostras deste grupo são ricas em amígdalas preenchidas por quartzo, clorita, epidoto, titanita, e raramente minerais opacos. Além disso, quando se caminha na direção centro-borda do dique percebe-se não só uma diminuição na granulação da rocha, como também um decréscimo na quantidade de clinopiroxênio, ou seja, a quantidade modal de clinopiroxênio nas rochas finas é comparativamente muito menor do que nas rochas grossas.

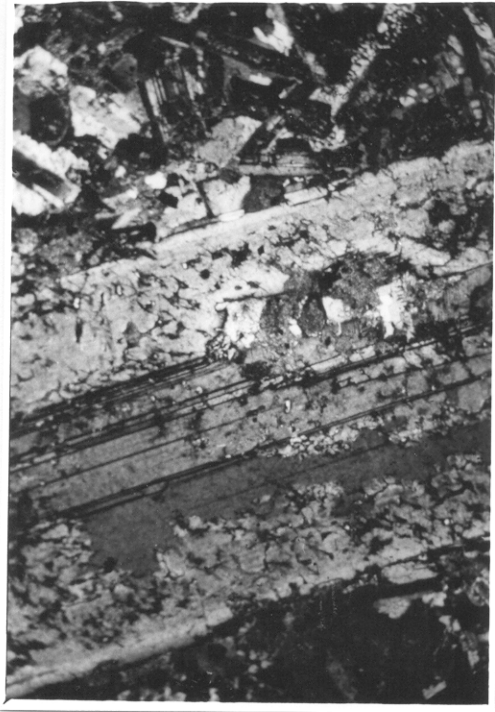
Dentro deste grupo ocorrem ainda algumas texturas particulares, que confirmam um resfriamento rápido para essas rochas, tais como arranjos dendríticos de plagioclásio e, raramente, clinopiroxênio. Essas feições foram observadas em anfibólio (RJ-24E) e, lembram as texturas *spinifex*. Além dessas feições tem-se também com maior frequência nos dioritos, a textura em peneira (*sieve texture*), descrita a seguir em estágios consecutivos de sua evolução observados em fenocristais de plagioclásio.

A textura em peneira (*sieve texture*) foi observada sempre em fenocristais de plagioclásio, tanto em diabásios quanto em dioritos. Nos diabásios com olivina foi identificada fundamentalmente naquelas amostras de granulação fina, provenientes da borda do corpo ou próximas destas (RJ-12C, RJ-35B, RJ-35C), enquanto nos dioritos é encontrada naquelas rochas com textura porfírica onde se destacam fenocristais de plagioclásio com dimensões de até 7,0 mm (RJ-11C). A Figura 31, apresenta os diferentes estágios evolutivos da textura em peneira observada nos diques de dioritos e diabásios. Num estágio inicial observa-se o fenocristal contendo microinclusões principalmente de clorita, epidoto, carbonato e raramente biotita, estas consistem em elipsóides com eixos maiores orientados paralelamente aos planos de maclas do plagioclásio (Figuras 31a e 31b).

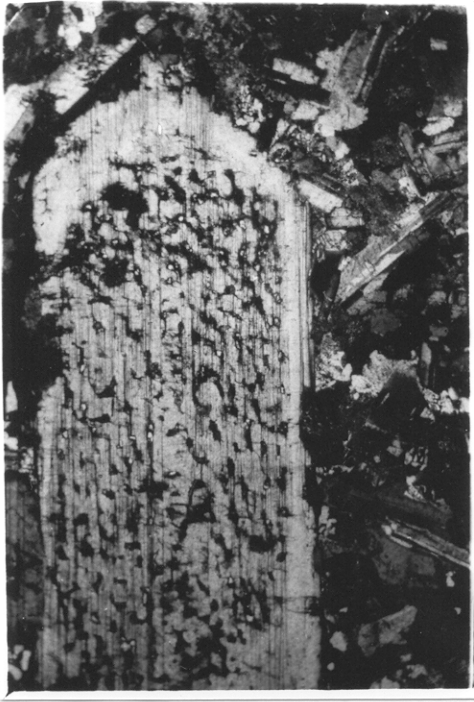
Na fase seguinte, coalescências transversais, começam a ocorrer, originando um padrão interdigitado (Figura 31d). Neste estágio, o aspecto do cristal torna-se esponjoso, subsistindo pequenas porções cristalinas mais ou menos prismáticas circundadas por micrólitos de clorita e epidoto (Figura 31e). Esta feição nem sempre apresenta distribuição uniforme, sendo observadas lamelas de maclas pouco afetadas, alternadas com outras mais afetadas (Figura 31f).

Na fase terminal do processo, as maclas podem desaparecer e originar um agregado que mostra contornos esféricos a elipsoidais formado por micrólitos com uma distribuição pilotaxítica ou esferulítica.

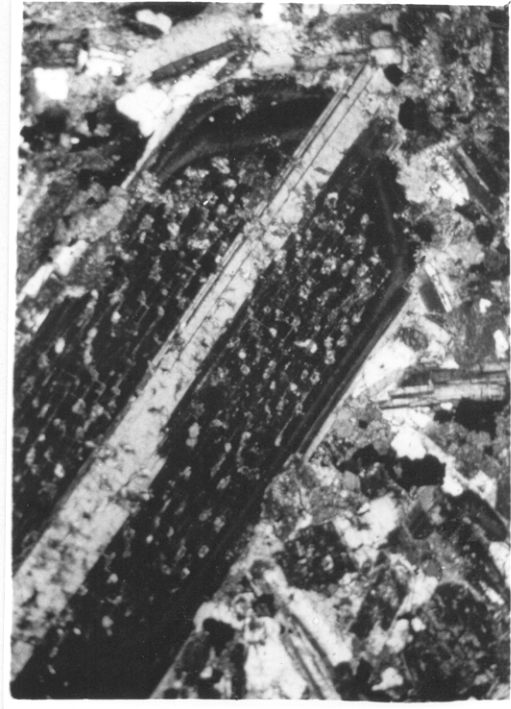
Naqueles cristais de aspecto esponjoso, quando manteados, as inclusões principalmente de clorita e epidoto começam a sofrer uma coalescência cada vez mais acentuada, o que propicia uma inversão da textura. Em outros termos, as inclusões que inicialmente eram subordinadas, tornam-se dominantes. De acordo com a literatura especializada, o avanço do processo faz com que os remanescentes cristalinos constituam inclusões alinhadas na porção composta por clorita, epidoto e argilo minerais, limitada pelo borda neoformada.



(a)



(b)

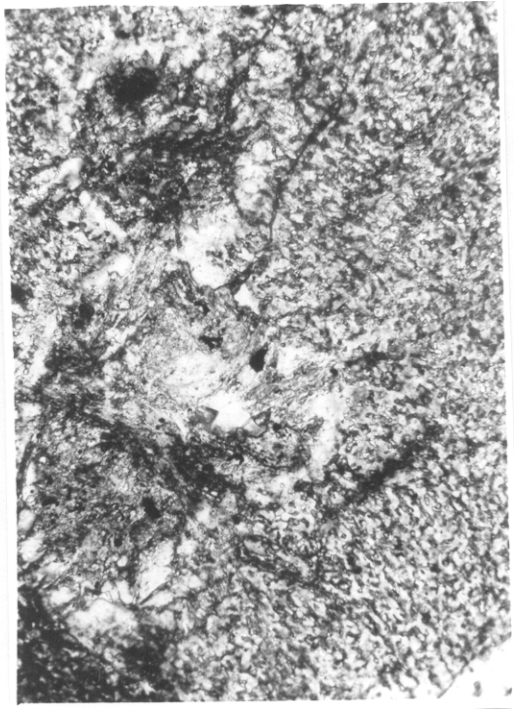


(c)



(d)

0,25 mm



(e)



(f)

Figura 31 - Diferentes estágios evolutivos da textura em peneira (*sieve texture*), em plagioclásios. (a) início do processo de fusão parcial com locação das inclusões ao longo de clivagens e fraturas; (b) estágio mais evoluído que o anterior onde ainda subsistem porções pouco afetadas pela fusão; (c) fenocristal com giro de  $45^\circ$ , sentido horário em relação a posição anterior, mostrando zoneamento rítmico onde são nítidas as diferentes zonas, e maclado segundo Albita-Carlsbad; (d) início da coalescência das inclusões evoluindo para inclusões alongadas paralelamente aos planos de macla; (e) cristal com aspecto esponjoso onde as porções cristalinas e as inclusões ocorrem em quantidades aproximadamente iguais; (f) alternância de lamelas de maclas pouco afetadas por fusão com porções ricas em inclusões.

Nestas condições, a porção manteada seria pouco afetada, podendo, no entanto, apresentar-se rompida em algumas porções (VIEIRA JÚNIOR & ROISENBERG, inédito).

Segundo os autores acima citados, o manteamento corresponderia a um novo plagioclásio formado em equilíbrio com o líquido, apresentando continuidade ótica com o cristal anterior. TSUCHIYAMA & TAKAHASHI (1983) e TSUCHIYAMA (1985) produziram experimentalmente a textura em peneira (*sieve texture*), e explicam-na como sendo derivada de processos de mistura de magmas e, eventualmente assimilação.

Concluindo, os autores acima mencionados atribuem a origem da textura em peneira à fusão parcial de cristais previamente formados, os fenocristais de plagioclásio no caso dos diques de Rio Maria. As porções fundidas dos plagioclásios teriam interagido com a fusão circundante num estágio de equilíbrio transiente, com troca seletiva de álcalis entre os dois sistemas. Por outro lado, não só o processo de assimilação poderia produzir tais feições, como também outras situações que impliquem em desequilíbrio termal entre uma fase líquida e outra sólida, como mistura de magmas, preenchimento de uma câmara magmática, ou variações no conteúdo de voláteis no interior da câmara ((TSUCHIYAMA & TAKAHASHI, 1983; TSUCHIYAMA, 1985; ANDERSSON & EKLUND, 1994; HIBBARD, 1981; Hibbard apud SALONSAARI, 1995; VIEIRA JÚNIOR & ROISENBERG, inédito).

Finalmente, VIEIRA JÚNIOR & ROISENBERG (inédito), concluem que a presença de *sieve texture* em plagioclásios deve ser interpretada como um processo de desequilíbrio térmico/composicional cuja origem, partindo-se de um senso petrogenético, deva ser estudada em maior profundidade caso a caso.

Os **dioritos** com textura granular com tendência subofítica, rica em intercrescimentos granofíricos (Figura 32), são formados por plagioclásio, clinopiroxênio, anfibólio, quartzo, minerais opacos e, em menores proporções, biotita, clorita, apatita, titanita e carbonatos.

Nos dioritos o plagioclásio ocorre como seções retangulares ligeiramente alongadas, subautomorfo a automorfo. Suas dimensões variam de 0,5 a 0,8 mm, podendo por vezes atingir até 1,0 mm. Geminado segundo albita-Carlsbad, quando é possível identificar em função da acentuada saussuritização. Há casos em que a transformação é total, de tal modo que apenas a forma original do cristal é preservada. Os carbonatos estão também presentes como

produto de transformação. São frequentes cristais automorfos de plagioclásio circundados por intercrescimentos granofíricos, estes apresentam formas dendríticas (Figura 33).

Os cristais predominantemente subautomorfos, raramente automorfos, de augita apresentam coloração neutra a suavemente amarelado e, dimensões de até no máximo 1,0 mm. São bastante fraturados e têm um relevo muito alto. Sua figura de interferência é do tipo biaxial positiva, com ângulo  $2V$  de aproximadamente  $50^\circ$ . É comum a ocorrência de coroa de anfibólio envolvendo-o, além de cloritização nas bordas de alguns cristais. Suas relações de contato com o plagioclásio principalmente, conferem a rocha um arranjo subofítico. Mostra também a atuação do processo de uralitização.

O anfibólio exibe formas que variam desde cristais xenomórficos até subautomórficos. Suas dimensões variam de 0,2 a 0,5 mm, com raras exceções atingem até 0,8 mm. Mostra um pleocroísmo forte que varia de amarelo esverdeado (X), passando por verde oliva (Y) até verde azulado (Z), onde  $Z > Y > X$ , o que caracteriza a hornblenda. Com certa frequência engloba cristais aciculares de apatita. Encontra-se transformado, em graus variados, principalmente, para tremolita-actinolita e epidoto, e, subordinadamente, clorita e biotita. Foi observado também microcristais granulares de epidoto alinhados ou aproveitando os planos de clivagem da hornblenda.

Neste tipo foram identificados dois tipos de quartzo: Qz1 - ocorre como cristais xenomórficos, apresenta dimensão máxima de 0,3 mm. Seu contato é geralmente irregular e mostra feições de embaiamento. Qz2 - predominantemente associado ao feldspato alcalino, compondo os intercrescimentos granofíricos. Localiza-se nas bordas das ripas de plagioclásio ou intergranularmente as mesmas.

Os minerais opacos ocorrem, de um modo geral, como cristais esqueléticos, raramente subautomorfos. Estão principalmente associados com os máficos, e a titanita por vezes forma uma coroa em torno de seus cristais. A apatita ocorre como cristais automorfos ou como agulhas, em geral inclusas em augita, e por vezes plagioclásio.

Os **quartzo-dioritos** apresentam variações texturais que permitem uma separação em dois grupos. O primeiro mostra, para aquelas amostras mais centrais ao corpo, uma textura porfírica, localmente glomeroporfírica, onde nos agregados os fenocristais de plagioclásio atingem aproximadamente 1,8 mm, sustentados por uma matriz granular rica em intercrescimentos granofíricos (quartzo + feldspato alcalino) (Figura 34). Nessa matriz são

comuns cristais automorfos de plagioclásio circundados por uma coroa de intercrescimentos granofíricos lembrando feições dendríticas, além de intercrescimentos micrográficos (Figura 35).

Aquelas amostras coletadas próximas a borda de resfriamento do dique, ou da própria borda, exibem textura microgranular rica em intercrescimentos granofíricos, com amígdalas preenchidas por quartzo, uralita, epidoto, clorita e, raramente, minerais opacos.

O segundo - apresenta fenocristais de plagioclásio com dimensão máxima de 0,5 mm, sustentados por uma matriz pilotaxítica, com notável orientação das microripas de plagioclásio que compõem a matriz, bem como dos fenocristais de plagioclásio (Figura 36). Este segundo conjunto é representado pelas amostras do Ponto de amostragem RJ-11, como já mencionado anteriormente, e com base principalmente nos dados geoquímicos, este ponto mostra uma superposição de dioritos (RJ-11C) com quartzo-dioritos (RJ-11A). Essa discussão será retomada adiante, na geoquímica, pois, muito provavelmente, houve passagem por diferenciação de um dique para o outro.

Os quartzo-dioritos, do primeiro conjunto, apresentam fenocristais automorfos de plagioclásio e têm dimensões variáveis de 1,5 a 1,8 mm. São moderadamente preservados e exibem maclamento albita e zoneamento normal não tão evidente. Estão em contatos retos com outros cristais de plagioclásio. Alguns cristais apresentam-se saussuritizados nas bordas, mantendo sempre seus núcleos bem preservados. A determinação de sua composição pelos métodos usuais não foi possível, em virtude da ausência de seções ideais. Ocorrem com frequência microgrãos de epidoto inclusos aproveitando seus planos de clivagem e macla.

O quartzo ocorre como cristais xenomorfos, bem desenvolvidos atingindo 0,3 mm. Está também presente na matriz compondo, juntamente com o feldspato alcalino, os intercrescimentos granofíricos. Identificou-se, também, amígdalas preenchidas por agregados de quartzo manteadas por feldspato alcalino.

A hornblenda é abundante na rocha, em detrimento do clinopiroxênio. Observou-se seções basais do anfibólio circundadas por agregados fibrosos de tremolita, clorita e uralita.

Os minerais opacos ocorrem como concentrados de cristais esqueléticos, em geral associados aos minerais ferromagnesianos.

O epidoto é uma fase abundante. Ocorre como cristais granulares de coloração amarelada, na maioria das vezes associado ao plagioclásio e anfibólio.

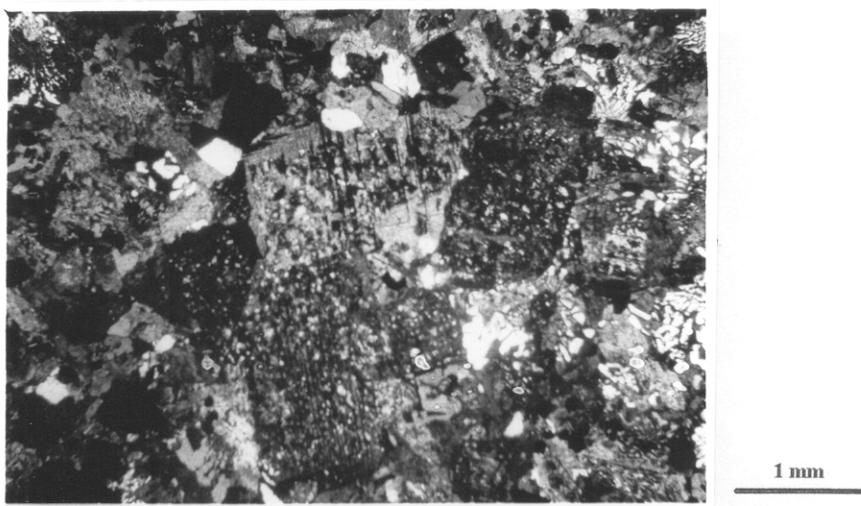


Figura 32 - Fotomicrografia exibindo textura variando de granular hipidiomórfica a porfírica com matriz granofírica em quartzo-diorito. Notar cristais mais desenvolvidos de plagioclásio intensamente alterados (RJ-39E, NC).

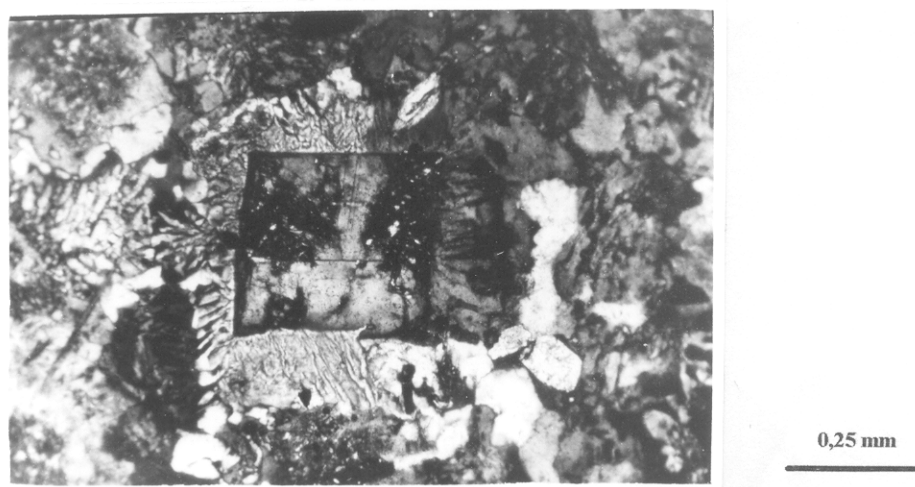
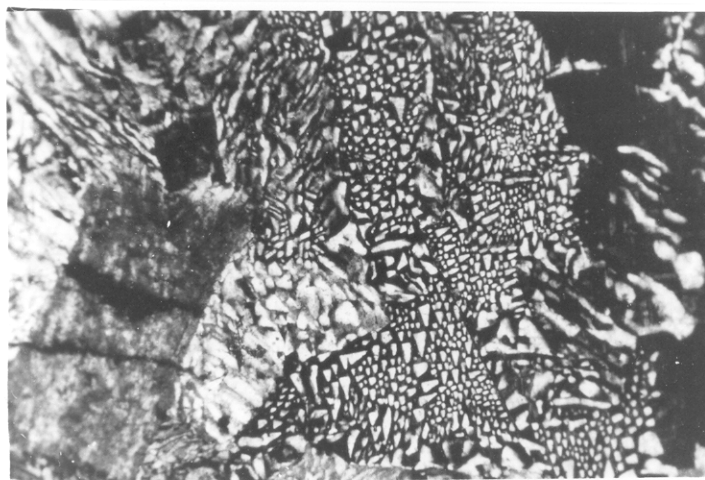


Figura 33 - Fotomicrografia apresentando núcleo automorfo de plagioclásio, circundado por uma coroa de intercrescimentos granofíricos em diorito. Notar que a matriz é rica em intercrescimentos granofíricos (RJ-26E, NC).



1 mm

Figura 34 - Fotomicrografia onde se observa fenocristal de plagioclásio com zoneamento normal, além de feições de corrosão, imerso numa matriz subofítica tendendo a granular em quartzo-diorito pórfiro (RJ-33A, NC).



0,25 mm

Figura 35 - Fotomicrografia apresentando textura micrográfica formando coroa em torno de um pseudomorfo de plagioclásio em quartzo-diorito (RJ-36B, NC).



Figura 36 - Fotomicrografia mostrando textura microporfirítica onde se destacam ripas orientadas de plagioclásio sustentadas por matriz pilotaxítica em quartzo-diorito (RJ-11A, NC).

A apatita ocorre como seções retangulares alongadas, automorfas, bem desenvolvidas ( $\pm 0,4$  mm), por vezes associada aos fenocristais de plagioclásio.

As rochas que formam o segundo conjunto apresentam fenocristais de plagioclásio menos desenvolvidos (no máximo 0,5 mm) comparativamente ao conjunto precedente. Alguns cristais mostram *symmesis* e um zoneamento bem mais evidente. O anfibólio târdio ocorre principalmente como pseudomorfos formados por agregados de tremolita-actinolita e clorita. A matriz muito fina é formada essencialmente por microripas de plagioclásio, restos de anfibólio, minerais opacos e quartzo.

#### 6.3.2.1 - Ordem de Cristalização

Os tipos dioríticos começam a cristalizar em temperaturas relativamente altas, mas inferiores comparativamente aos diabásios, uma vez que tem-se augita automorfa e bem preservada, e plagioclásio como fenocristais automorfos. Minerais opacos e apatita ocorrem como inclusões e, raramente, plagioclásios, sendo portanto as primeiras fases a cristalizar (Figura 37). Quase que ao mesmo tempo começam a cristalizar augita e andesina que compõem fenocristais. Posteriormente, dá-se o início da cristalização de quartzo em conjunto com o plagioclásio mais sódico e o feldspato alcalino. A hornblenda ocorre como produto de transformação do clinopiroxênio e, a biotita como produto da hornblenda. Num estágio tardi magmático/hidrotermal tem-se sericita, epidoto e carbonatos derivados do plagioclásio, intercrescimentos granofíricos, titanita e, atuação do processo de uralitização. A clorita e tremolita-actinolita derivam dos minerais máficos.

#### 6.3.3 - Dacitos Pórfiros

De um modo geral, exibem textura porfírica, localmente glomeroporfírica, formada predominantemente por agregados de fenocristais de plagioclásio e quantidades menores de anfibólio  $\pm$  clinopiroxênio, minerais opacos e apatita, imersos em matriz granofírica, por vezes esferulítica. Os fenocristais de quartzo são menos desenvolvidos e ocorrem, em geral, isolados. Os fenocristais de plagioclásio apresentam-se subautomorfos a automorfos, com granulação média, ou, por vezes, grossa. Têm dimensões que variam de 1 a 3,5 mm, podendo até alcançar

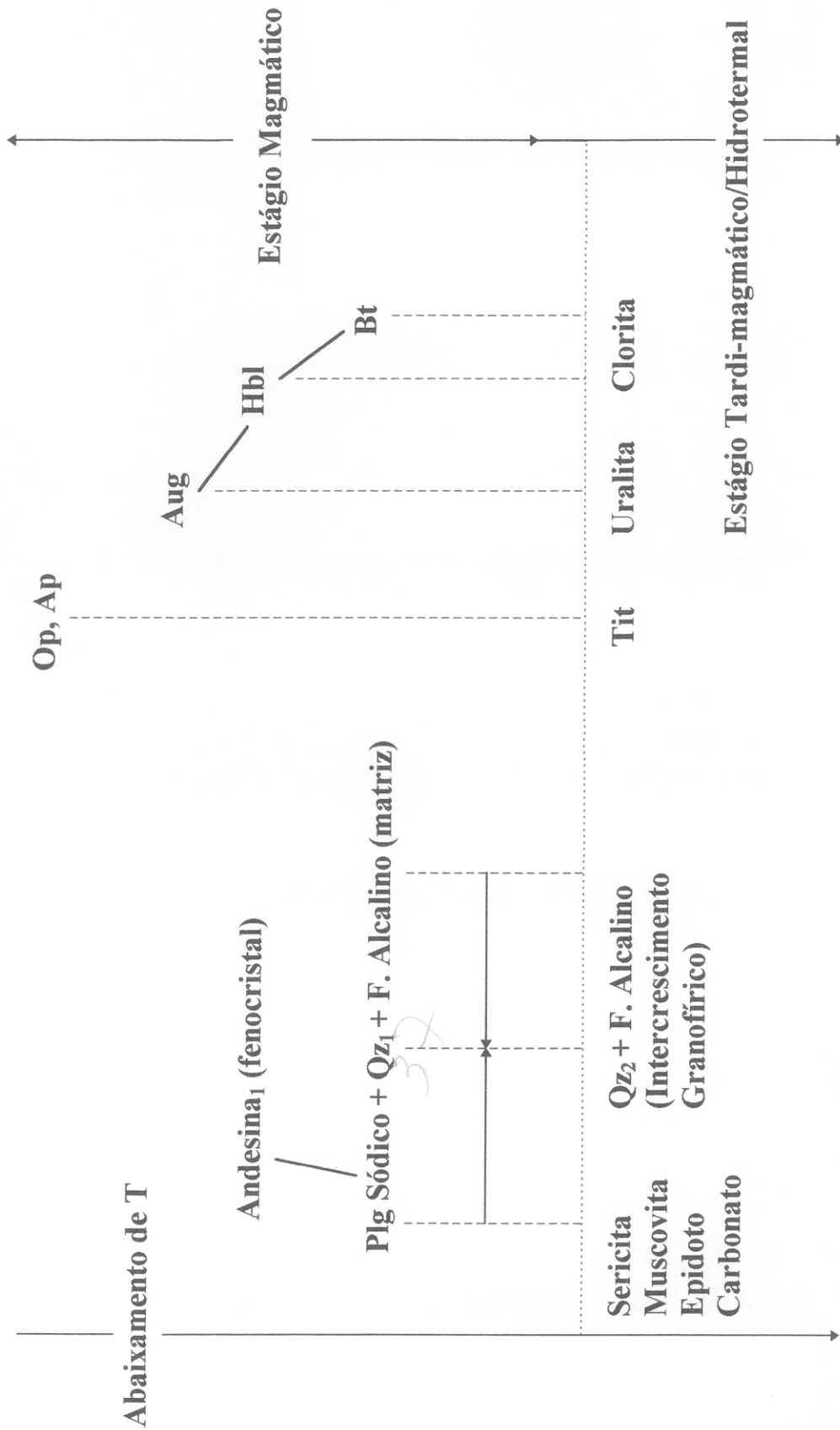


Figura 37 - Ordem de cristalização dos diques dioríticos da região de Rio Maria. Abreviações conforme Figura 30.

1,5 cm. Nos cristais mais desenvolvidos ocorrem feições de corrosão no interior e nas bordas dos grãos, que lembram texturas em peneira. Sua composição foi estimada através do método albita-Carlsbad, que acusou teor de anortita próximo de  $An_{38-40}$ , sendo portanto do tipo andesina. Estão geminados segundo as leis de albita e albita-Carlsbad e, mostram evidências de zoneamento do tipo normal. É muito comum a saussuritização dos cristais em intensidades diversas. Naqueles cristais onde a intensidade de transformação é maior, pode-se notar a predominância de sericita-muscovita e/ou carbonatos e epidoto.

Os fenocristais dos minerais ferromagnesianos e os de quartzo têm dimensões inferiores aos de plagioclásio, oscilando entre 0,4 e 1,0 mm. Em algumas amostras (RJ-40), os cristais de quartzo apresentam-se automorfos e mais desenvolvidos alcançando até 4,0 mm. Nas demais, os grãos de quartzo são subautomorfos a xenomorfos, por vezes ligeiramente arredondados, sendo frequente as baías de corrosão. Observou-se também agregados de grãos xenomorfos de quartzo com orientação ótica distinta, os quais definem uma forma amendoada (ocelos) (Figura 38). Essa feição é sugestiva de mistura de magmas (Hibbard, 1981 e 1991 apud SALONSAARI, 1995).

Os cristais de clinopiroxênio, hornblenda e minerais opacos são sempre subautomorfos e, apresentam-se intimamente associados. Observa-se com frequência sua transformação para anfibólio preservando as inclusões de apatita, minerais opacos e zircão presentes no clinopiroxênio. Este, ocorre na forma de cristais subautomorfos de coloração amarelo amarronado claro, às vezes ligeiramente esverdeados, com pleocroísmo fraco.

Algumas amostras de dacito pórfiro mostraram-se mais enriquecidas em máficos (RJ-30 e RJ-44B). Nestas, os cristais de clinopiroxênio revelaram-se mais preservados, observando-se apenas os estágios iniciais ou intermediários de transformação tanto para anfibólio quanto para biotita (RJ-44B). Nos estágios iniciais, observa-se que a hornblenda avança das bordas para o centro dos cristais, aproveitando os planos de clivagem e fraturas. Quando as transformações são mais intensas, hornblenda e biotita ocupam de forma parcial o grão de clinopiroxênio, fazendo com que este adquira uma tonalidade esverdeada ou amarronada. Observa-se também nestes grãos simplectitos de anfibólio e quartzo microcristalino.

Hornblenda, biotita e minerais opacos ocorrem mais frequentemente como cristais xenomórficos. Nas rochas enriquecidas em máficos, são frequentes as associações de biotitas e

minerais opacos, onde os primeiros ocorrem como coroas bordejando os últimos. Com uma importância menor, tem-se a transformação de hornblenda em biotita, e desta em clorita.

A matriz é essencialmente microcristalina onde ressaltam-se as texturas esferulíticas e granofíricas, em alguns casos, entremeadas a agregados microcristalinos de quartzo (Figura 39).

No seu aspecto geral, tanto para os tipos mais félsicos quanto aqueles mais máficos, a matriz é composta de plagioclásio, minerais opacos, quartzo e, em porções menores, biotita, titanita, alanita, carbonatos e clorita. Localmente a biotita mostra-se em quantidades mais expressivas (RJ-44B) constituindo pequenos aglomerados associados aos opacos.

O feldspato alcalino não foi determinado com precisão, devendo estar presente na matriz, sobretudo associado aos intercrescimentos granofíricos e esferulíticos. Estes, por sua vez, envolvem quartzo e feldspato alcalino em escala submicroscópica (1 a 2 mm). Quantidades aproximadamente iguais de quartzo,  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$  e  $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$  participam na maioria desses intercrescimentos (BARKER, 1970).

Por outro lado, SMITH (1974) considera que os intercrescimentos granofíricos e esferulitos são formados a base de quartzo e feldspato alcalino. Este autor argumenta que os primeiros representam cristalizações próximas do eutético granítico, envolvendo assim quantidades iguais de microclina, albita e quartzo; os esferulitos, por sua vez, consistem, geralmente, de uma mistura de feldspatos e cristobalita, fases estas de difícil determinação.

#### 6.3.3.1 - Ordem de Cristalização

A Figura 40 apresenta a ordem de cristalização para os tipos dacíticos. Opacos, apatita e zircão são precoces na cristalização, ocorrendo comumente em inclusões nos máficos (anfíbólio e clinopiroxênio) e plagioclásio. O clinopiroxênio inicia a cristalizar após estes acessórios e, muito provavelmente, um pouco antes do plagioclásio. O fato do clinopiroxênio ocorrer em geral em agregados de grãos, associado a grande quantidade de minerais opacos e circundados por agregados de plagioclásio, reforça a idéia de que o mesmo antecede ao plagioclásio na cristalização. A hornblenda é posterior ao clinopiroxênio, seguindo-se da biotita. A forma dos cristais de plagioclásio e os seus freqüentes agregados, em alguns casos alguns cristais mostram relação de *symeosis*, são sugestivos de que os mesmos cristalizaram a partir de um magma ainda largamente líquido.

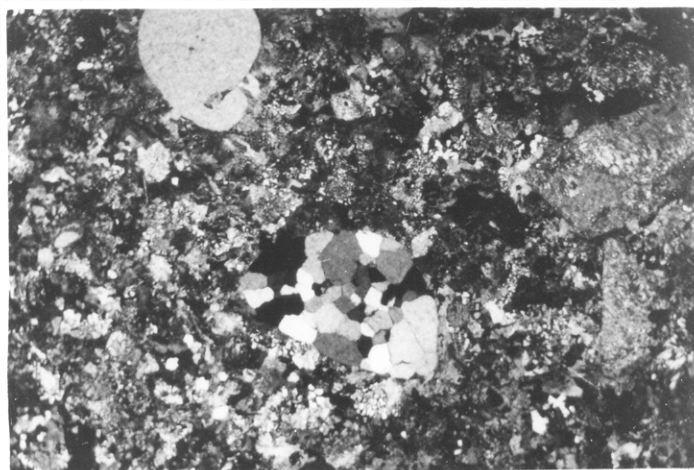


Figura 38 - Fotomicrografia apresentando ocelo com forma amendoada a base de quartzo microcristalino, com textura em mosaico. Esta feição é localizada e incomum no dacito pórfiro (RJ-40F, NC).

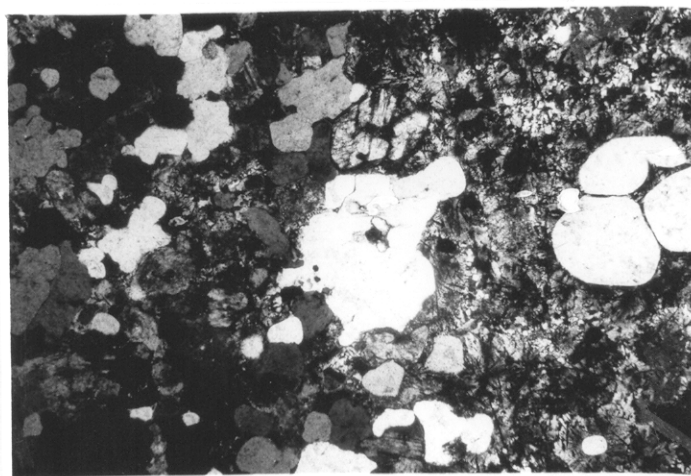


Figura 39 - Fotomicrografia mostrando textura porfirítica onde destacam-se cristais de quartzo englobados por uma matriz granoférica, localmente esferulítica. Notar no lado superior esquerdo da fotografia um agregado de quartzo microcristalino, possível ocelo (?) (RJ-40B, NC)

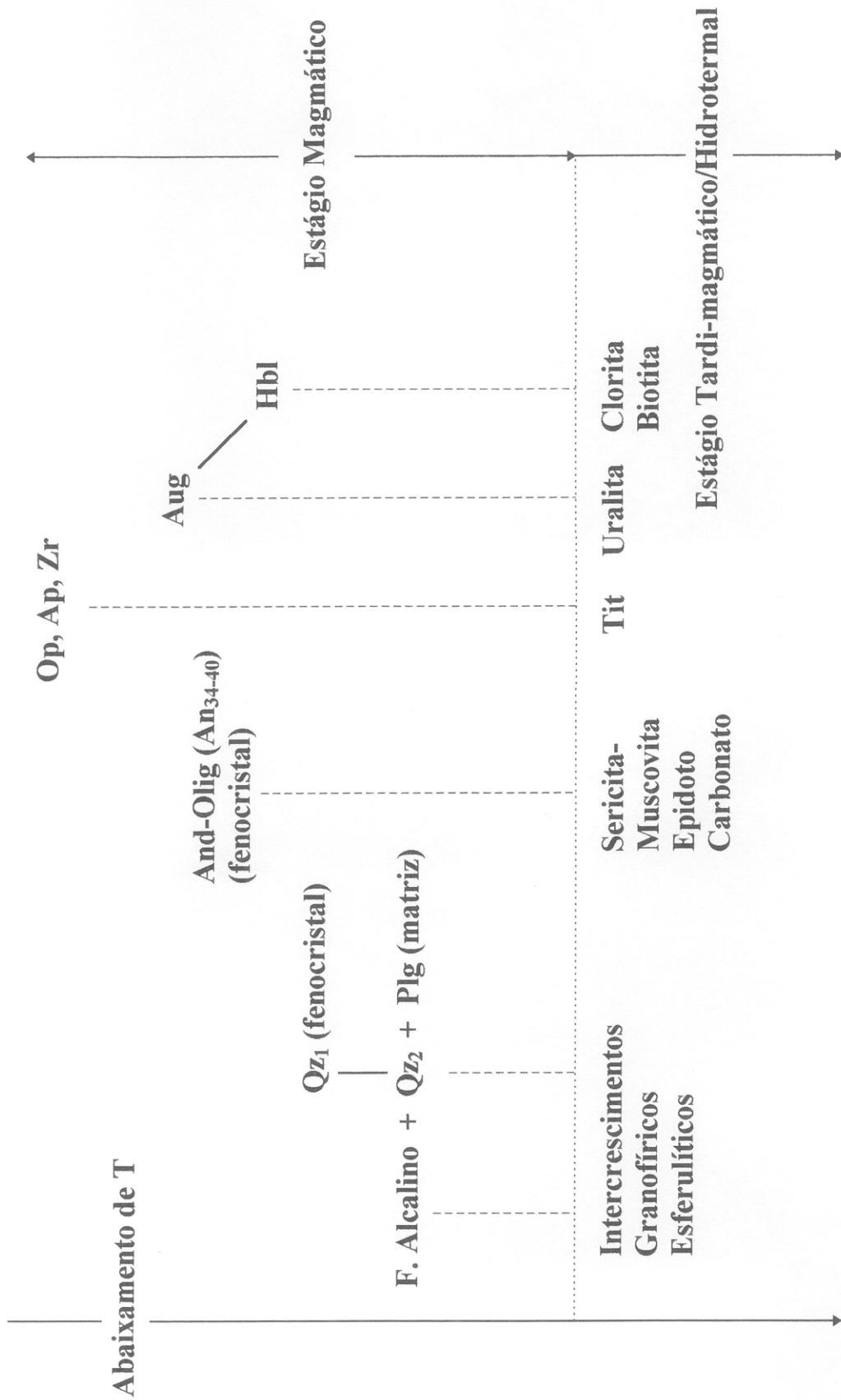


Figura 40 - Ordem de cristalização dos dacitos da região de Rio Maria. Abreviações conforme Figura 30.

O quartzo forma cristais subeuédricos, raramente euédricos, que mostram contatos quase sempre regulares com os demais minerais e, em alguns casos, constituem agregados de grãos. Estas características demonstram que igualmente ao plagioclásio, iniciou a cristalizar em um magma ainda predominantemente líquido, de modo a permitir o crescimento dos cristais. Os cristais mais desenvolvidos costumam aparecer isolados ou formando agregados, sendo pouco comum associados aos agregados dos minerais mais precoces na cristalização ( Op + Cpx + Plg). A hornblenda é comum substituindo o clinopiroxênio, ou envolvendo os grãos destes, sendo posterior a eles. A presença de intercrescimentos granofíricos e esferulíticos na matriz atesta o resfriamento rápido de líquidos em ambientes superficiais (SMITH, 1974). A intensa saussuritização do plagioclásio e a presença de carbonatos na matriz, associados com quantidades menores de clorita (biotita), refletem os efeitos de soluções tardias.

#### **6.3.4 - Riolitos**

Os riolitos apresentam textura porfirítica, localmente glomeroporfirítica, formada por fenocristais de plagioclásio e quartzo, imersos em uma matriz felsítica microcristalina, com tendência granofírica. Destacam-se também agregados xenomórficos, com tonalidades esverdeadas, constituídos por minerais opacos, biotita e clorita, com dimensões inferiores às dos fenocristais. Os fenocristais de plagioclásio são principalmente xenomórficos, raramente automorfos. Seu maclamento é mascarado pela intensa transformação para sericita-muscovita e, subordinadamente, para carbonatos. Mostra um fraco zoneamento do tipo normal. Frequentemente em contato com outros fenocristais de plagioclásio, nunca com o quartzo. Mostra feições de embaimento ou corrosão.

Os fenocristais de quartzo ocorrem isoladamente. Apresentam-se geralmente em seções circulares ou subarredondadas. Têm dimensão máxima de 1,5 mm (seu eixo maior) e mínima de 0,2 mm.

A matriz microcristalina é formada por incipientes intercrescimentos granofíricos, bem como por microcristais de plagioclásio, quartzo, feldspato potássico e minerais máficos, tais como biotita e epidoto. Outro aspecto que ressalta é a presença em certa abundância de óxido de ferro. Os minerais opacos são pouco expressivos e ocorrem intersticialmente, em geral associados com biotita e epidoto.

## 7 - GEOQUÍMICA

### 7.1 - INTRODUÇÃO

Para o estudo geoquímico foram selecionadas amostras representativas dos diques de Rio Maria, utilizando-se como critérios a distribuição da amostragem e as variações presentes nos vários perfis realizados nos diques, bem como os dados obtidos na petrografia. Foram deixadas de lado amostras com evidências de hidrotermalismo intenso ou ação intempérica. Foram realizadas 27 análises químicas em rocha total, divididas como segue: 8 amostras de diabásios (Db), 10 amostras de dioritos (Dr), 4 amostras de quartzo-dioritos (QzDr), 3 amostras dos dacitos pórfiros (DP) e 2 amostras dos riolitos (Rl) (Tabela 4).

A disposição das amostras na Tabela 4 obedeceu para o grupo dos Db a ordem decrescente quanto ao Mg#, enquanto que para os demais grupos, a partir dos Dr até os Rl, obedeceu a ordem crescente quanto ao teor de SiO<sub>2</sub>.

### 7.2 - ELEMENTOS MAIORES E MENORES.

As amostras referentes aos diques de Rio Maria foram plotadas no diagrama álcalis total (Na<sub>2</sub> + K<sub>2</sub>O) x SiO<sub>2</sub> (TAS) (Figura 41), com a finalidade de classificá-las de acordo com as recomendações da comissão da IUGS (LE MAITRE, 1984, 1989). Optou-se pelo uso da classificação química recomendada para rochas vulcânicas, por se tratar de rochas hipoabissais, cujas texturas em muitos casos não permitiram a determinação das composições modais. Seguiu-se a sugestão de STRECKEISEN (1978) ao designar as rochas básicas dos diques como diabásios. Optou-se pela designação de dioritos para as rochas intermediárias, para evitar o uso do termo andesito, muito estritamente ligado a vulcanismo e a ambientes tectônicos bem definidos. A adoção do termo quartzo-dioritos para as rochas petrograficamente afins aos dioritos é subjetiva, tendo por finalidade realçar suas analogias com os mesmos e distingui-los dos dacitos pórfiros que, embora incidam, no diagrama TAS, no mesmo campo que os quartzo-dioritos, deles divergem em associação, petrografia e certos aspectos geoquímicos (discutidos adiante).

Tabela 3 - Composições químicas dos diques da região de Rio Maria, sudeste do Pará.

Continua...

	Dioritos (Dr)																					
	Diabásios (Db)							AugDb														
	AnfDb	CpxDb	DbOl	DbOl	AnfDb	RJ 35A	RJ 42A	RJ 35C	RJ 42C	MdDb	RJ 18B	RJ 11C	RJ 28E	RJ 26D	RJ 23I	RJ 28C	RJ 24G	RJ 18A	RJ 26H	RJ 23F	RJ 24D	Média
SiO <sub>2</sub> %	48,40	49,90	51,10	49,90	50,20	50,40	50,10	50,80	50,10	49,60	55,80	56,40	56,40	56,40	56,50	56,70	57,40	57,50	57,70	57,70	58,00	57,01
TiO <sub>2</sub>	0,28	0,47	0,53	0,61	0,59	0,57	0,51	0,53	0,51	2,80	1,30	1,70	1,70	1,70	1,60	1,60	1,80	1,60	1,80	1,80	1,90	1,68
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,80	15,80	16,90	17,30	16,90	16,70	16,88	16,80	16,88	12,60	14,80	14,00	13,80	13,80	13,80	13,90	13,40	13,70	13,40	13,20	13,10	13,71
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,30	2,50	2,20	4,90	5,20	3,90	3,65	3,60	3,65	6,10	6,00	6,00	5,80	5,80	5,40	6,20	7,40	4,70	6,60	6,30	5,50	5,99
FeO	5,50	7,40	8,00	5,90	5,60	6,60	6,50	6,60	6,50	9,10	5,00	5,10	6,00	6,00	6,30	5,70	5,00	7,00	5,60	5,90	6,30	5,79
MnO	0,12	0,15	0,16	0,14	0,14	0,15	0,14	0,14	0,14	0,23	0,13	0,13	0,13	0,13	0,14	0,13	0,13	0,12	0,13	0,14	0,13	0,13
MgO	9,70	8,20	7,20	7,40	7,30	7,10	7,68	6,90	7,68	5,70	3,20	2,40	2,50	2,50	2,50	2,50	1,80	2,10	1,90	1,90	2,00	2,28
CaO	8,80	8,80	8,60	8,50	8,50	8,60	8,62	8,60	8,62	9,40	6,20	4,90	5,30	5,30	5,50	4,90	5,00	4,70	4,80	5,20	4,90	5,14
Na <sub>2</sub> O	2,40	2,00	2,40	2,50	2,60	3,00	2,47	2,40	2,47	2,00	3,10	3,20	3,20	3,20	3,10	3,00	3,00	3,30	2,90	3,10	3,10	3,10
K <sub>2</sub> O	0,41	1,20	0,75	0,70	0,69	0,75	0,77	0,91	0,77	0,88	1,80	2,30	2,10	2,20	2,20	2,40	2,40	2,50	2,50	2,50	2,50	2,32
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,05	0,07	0,11	0,13	0,14	0,13	0,10	0,11	0,10	0,29	0,42	0,58	0,54	0,54	0,54	0,56	0,67	0,43	0,56	0,69	0,65	0,56
PF	2,33	2,66	1,20	1,17	1,38	1,36	1,68	1,70	1,68	0,20	1,40	1,49	1,62	1,49	1,49	1,56	1,15	1,46	1,17	0,47	1,02	1,28
Total	99,09	99,15	99,15	99,15	99,24	99,26	99,10	99,09	99,10	98,90	99,15	98,20	99,09	99,07	99,15	99,15	99,15	99,11	99,06	98,90	99,10	98,99
Mg #	53,39	45,94	41,91	41,79	41,53	41,26	43,97	41,22	43,97	28,09	23,53	18,61	18,22	18,30	18,14	18,14	13,37	15,75	14,14	14,11	15,10	19,90

Cr ppm	314	405	161	234	242	300	272	249	272	103	57	39	36	38	26	34	34	<10	12	12	12	26
Ni	350	307	268	270	282	277	292	286	292	177	140	172	145	150	156	23	23	129	119	120	139	112
Co	117	139	180	81	93	142	127	134	127	187	175	96	69	126	106	----	----	100	63	146	134	101
Cu	38	56	57	50	50	61	53	61	53	162	30	34	29	31	29	----	----	23	30	24	25	25
Zn	118	104	121	119	118	125	133	231	133	150	153	161	146	161	142	----	----	162	179	147	160	141
Rb	18	119	31	27	26	38	45	54	45	27	39	59	48	51	58	47	47	73	55	51	53	53
Ba	217	225	340	340	323	351	301	308	301	239	1013	1440	1328	1347	1423	1448	1448	1302	1439	1397	1453	1359
Sr	277	301	249	245	243	253	262	264	262	117	359	349	379	407	341	402	402	305	389	384	391	370
Ga	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	10	<10	10	10	10	13	14	14	13	<10	14	10	12
Nb	9	6	<5	11	7	6	8	8	8	20	16	21	18	22	21	24	24	17	20	23	21	20
Hf	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	8	9	9	9	<8	11	13	10	6
Zr	54	68	87	98	91	93	82	83	82	223	271	357	327	376	373	427	427	313	413	413	414	368
Y	5	11	14	13	15	16	12	12	12	55	29	41	32	39	46	45	45	29	41	41	41	38
Th	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5

Tabela 4 - Composições químicas dos diques da região de Rio Maria, sudeste do Pará (conclusão).

	Quartzo-Dioritos (QzDr)					Dacitos Pórfiros (DP)					Riolitos (RI)	
	RJ 36A	RJ 11A	RJ 05A	RJ 05E	Média	RJ 30	RJ 44B	RJ 40B	Média	CMRR	RJ 37	
	62,90	63,70	64,30	66,90	64,45	65,80	67,10	67,90	66,93	72,20	74,00	
SiO <sub>2</sub> %	1,20	0,72	1,00	0,84	0,94	1,00	1,00	1,10	1,03	0,49	0,33	
TiO <sub>2</sub>	13,50	15,20	13,70	13,20	13,90	12,70	13,40	12,50	12,86	13,50	12,40	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,40	3,00	4,70	2,90	3,75	4,30	3,20	3,50	3,66	1,50	1,70	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,80	2,50	3,20	3,80	3,30	4,20	3,50	3,10	3,60	2,00	1,50	
MnO	0,10	0,08	0,11	0,13	0,10	0,11	0,10	0,10	0,10	0,04	0,05	
MgO	1,40	2,10	0,99	0,89	1,34	1,00	1,00	0,96	0,98	0,54	0,12	
CaO	3,50	3,70	3,40	2,40	3,25	3,10	3,10	2,60	2,93	1,60	0,44	
Na <sub>2</sub> O	3,40	3,30	3,40	3,40	3,37	2,80	3,30	3,30	3,13	3,00	3,20	
K <sub>2</sub> O	3,20	3,60	3,10	3,40	3,32	3,40	2,80	2,90	3,03	3,70	4,90	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,52	0,24	0,43	0,29	0,37	0,28	0,35	0,39	0,34	0,18	0,06	
PF	1,30	1,31	1,10	1,19	1,22	0,53	0,51	0,91	0,65	0,79	0,96	
Total	99,22	99,45	99,43	99,34	99,31	99,22	99,36	99,26	99,24	99,54	99,66	
Mg #	15,30	28,77	11,76	12,19	16,72	11,03	13,55	13,32	12,44	13,88	3,81	

AnfDb - Anfibólio Diabásio  
 CpxDb - Clinopiroxênio Diabásio  
 DbOl - Diabásio com olivina  
 AugDb - Augita Diabásio

Cr ppm	18	68	30	<10	29	21	29	27	25,66	18	12
Ni	131	125	120	87	116	151	104	132	129	125	119
Co	<10	94	95	76	66	69	62	<10	65,5 <sup>1</sup>	50	<10
Cu	<10	28	19	<10	23 <sup>1</sup>	16	<10	<10	16 <sup>1</sup>	<10	<10
Zn	115	92	134	148	122	143	111	143	132,3	45	180
Rb	110	130	83	106	107	72	85	100	85,66	133	185
Ba	1379	1368	1479	1911	1534	1971	1210	1262	1481	1232	1669
Sr	320	397	355	327	350	266	301	281	282,6	298	127
Ga	10	10	11	11	10	12	<10	11	12 <sup>1</sup>	<10	<10
Nb	18	13	20	24	19	24	18	20	20,66	15	26
Hf	8	<8	10	12	7,5	15	<8	<8	15	<8	16
Zr	407	370	418	500	424	567	377	376	440	312	582
Y	34	15	40	77	42	48	46	51	48,33	36	62
Th	7	11	<5	8	6,5	6	6	<5	6 <sup>1</sup>	9	22

<sup>1</sup> - Excluídas amostras com teores abaixo do limite de detecção; < x = abaixo do limite de detecção (= x).

Os diabásios encontram-se no campo B dos basaltos, ou no limite dos mesmos com o campo  $O_1$  dos andesitos basálticos. Os dioritos plotam predominantemente no campo  $O_2$  dos andesitos, ou no limite deste com o campo  $O_1$ . Os quartzo-dioritos e dacitos situam-se ambos no campo  $O_3$  dos dacitos, porém os quartzo-dioritos se concentram no seu domínio de mais baixa sílica. As amostras CMRR-3 e RJ-37 (RI) plotam no campo R dos riolitos (Figura 41), sendo que a primeira mostra muitas analogias petrográficas com os dacitos pórfiros.

Observa-se, ainda, que essas amostras situam-se todas no campo subalcalino tholeítico, conforme definido por Mc DONALD (1968) e modificado por IRVINE & BARAGAR (1971). Nota-se também a existência de expressivas lacunas composicionais entre os diabásios e dioritos e destes para os quartzo-dioritos.

No diagrama triangular  $(Na_2O + K_2O) \times (FeO + 0,8998 Fe_2O_3) = FeO_t \times MgO$  (AFM) (Figura 42), constatou-se que os Db, Dr, QzDr e DP concentram-se no campo tholeítico e que os Db seguem um *trend* tholeítico clássico, com um enriquecimento inicial em  $FeO_t$ , seguido de um empobrecimento em  $FeO_t$ , acompanhado por um relativo enriquecimento em álcalis, que é mais acentuado nos tipos mais silicosos (DP e RI). Tal comportamento para o  $FeO_t$ , segundo IRVINE & BARAGAR (1971), é típico de séries tholeíticas. Ele traduz um aumento das razões  $FeO/FeO + MgO$  nos estágios evolutivos iniciais, e pode ser justificado pelo fracionamento de minerais ferromagnesianos ricos em MgO (olivina e clinopiroxênio, por exemplo). O enriquecimento em álcalis, por sua vez, pode ser explicado pelo fracionamento do plagioclásio e minerais ferromagnesianos, que leva sobretudo ao enriquecimento em  $K_2O$ , principalmente nos tipos mais ácidos (DP e RI). Nota-se, ainda, no diagrama AFM a nítida separação entre a amostra RJ-18B e os demais diabásios.

O diagrama catiônico de JENSEN (1976) (Figura 43) reforça as interpretações sugeridas pelos diagramas anteriores. Nele constata-se uma nítida separação dos diabásios, tanto com a amostra RJ-18B, como com os demais grupos. A partir da amostra RJ-18B até os riolitos percebe-se a definição de um *trend* Fe-Tholeítico, onde é nítido o empobrecimento em  $FeO_t + TiO_2$ , acompanhado de um enriquecimento relativo em  $Al_2O_3$ . O grupo dos diabásios situa-se no campo dos Mg-Tholeítos, com exceção da amostra RJ-18B que plotam no campo dos Fe-Tholeítos. Nota-se, ainda, que a amostra RJ-11A (QzDr) foge ao *trend* Fe-Tholeítico, situando-se no limite entre os campos CA/CD (Andesito e Dacito cálcico-alcalinos), o que é justificado pelos seus conteúdos comparativamente elevados de MgO e  $Al_2O_3$  e baixos de  $FeO_t + TiO_2$ , em relação às

demais amostras do seu grupo. A esse respeito, cabe assinalar que a amostra RJ-11C (Dr), apresenta muitas analogias geoquímicas com a RJ-11A (Tabela 4), proveniente do mesmo dique, mas, contrariamente a ela, situa-se no campo tholeítico, provavelmente porque o seu conteúdo de  $\text{FeO}_t$  não diverge dos das demais amostras de seu grupo.

Constata-se na Tabela 4 que os teores de  $\text{SiO}_2$  nas associações de rochas estudadas, variam em um amplo intervalo entre 48,40 e 74,00 %. Estes teores foram plotados contra os teores de elementos maiores e menores (Figura 44a até 44i) visando caracterizar o comportamento desses elementos em cada grupo e estabelecer comparações entre os vários grupos. O aspecto mais marcante à primeira vista é a pequena variação da sílica dentro de cada grupo e a existência de lacunas composicionais importantes separando os vários grupos. Nos diabásios a sílica varia de 48,40 a 51,10 %, nos dioritos de 55,80 a 58,00 %, nos quartzo-dioritos de 62,90 a 66,90 %, nos dacitos de 65,80 a 67,90 % e, finalmente, nos riolitos de 72,20 a 74 %. Excetuando-se os quartzo-dioritos e dacitos, não há superposição entre os teores de  $\text{SiO}_2$  dos vários grupos.

No grupo dos diabásios a amostra RJ-18B apresenta contrastes marcantes nos teores de alguns elementos em relação às demais que formam os grupos dos diabásios. Nesta, os teores de  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$  e, menos acentuadamente,  $\text{CaO}$ , são bem maiores, enquanto que os de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$  e  $\text{Na}_2\text{O}$  são menores quando comparados aos teores médios das demais (Tabela 4), refletindo, em certa medida, a composição modal da amostra RJ-18B, que se particulariza por suas elevadas proporções de clinopiroxênio (43,1 %) e opacos (12,9 %) e relativamente baixas de plagioclásio (39,4 %) (Tabela 3).

Os teores médios de  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$  e  $\text{P}_2\text{O}_5$  são mais elevados nos dioritos do que nos quartzo-dioritos, ocorrendo o inverso com  $\text{Na}_2\text{O}$  e  $\text{K}_2\text{O}$ . Isso reflete diretamente o decréscimo dos elementos ligados à composição dos minerais ferromagnesianos (máficos), e o aumento nos teores dos elementos ligados à composição dos minerais félsicos no sentido dos dioritos para os quartzo-dioritos (Tabelas 3 e 4).

Os dacitos pórfiros, a não ser pelo fato de serem um pouco mais enriquecidos em  $\text{SiO}_2$  e empobrecidos em  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , não divergem muito significativamente dos quartzo-dioritos em termos químicos, principalmente quanto ao teor de elementos maiores (Tabela 4).

Os riolitos apresentam teores máximos de  $\text{SiO}_2$  e  $\text{K}_2\text{O}$ , equivalentes aos dos dioritos e quartzo-dioritos em termos de  $\text{Na}_2\text{O}$ , e mínimos para os demais óxidos.

Os teores dos principais óxidos mostram-se pouco variáveis, estabelecendo a nível geoquímico uma grande homogeneidade para os dacitos pórfiros (Tabela 4). Os teores um pouco mais elevados de alguns desses elementos (especialmente na amostra RJ-30) podem ser explicados pelas quantidades mais elevadas dos principais minerais máficos (Tabela 3) os quais estão também presentes na matriz. Os teores médios relativamente elevados para o  $K_2O$  justificam-se pela maior presença da biotita (Tabela 3).

Constata-se concomitantemente ao aumento de sílica, no sentido dos Db até os Rl, uma diminuição dos teores de  $Al_2O_3$ ,  $MnO$ ,  $MgO$ ,  $CaO$  que apresentam, portanto, uma correlação negativa com a mesma (Figuras 44b, d, e, f). O  $TiO_2$  e  $P_2O_5$  apresentam um aumento muito acentuado e o  $FeO_t$  um ligeiro aumento no sentido dos diabásios até os dioritos (Figuras 44a, i). A partir daí mostram um decréscimo no sentido dos riolitos, constatando-se, portanto, uma correlação positiva entre estes elementos e a sílica no intervalo composicional dos diabásios para os dioritos, e uma correlação negativa a partir dos Dr até os Rl. Os óxidos  $K_2O$  e  $Na_2O$  apresentam uma correlação positiva com a sílica, com o  $Na_2O$  mostrando a partir dos dioritos ( $\approx 55\%$  de  $SiO_2$ ) uma tendência a estabilização em um patamar médio próximo de  $3,5\%$  (Figura 44g).

Para uma melhor visualização do comportamento dos elementos maiores e de possíveis *trends* de diferenciação entre os grupos dos diabásios e dioritos, os resultados obtidos foram comparados com os valores de  $Mg\#$  (Figura 45a até k). O valor de  $Mg\#$  corresponde à razão  $(MgO/MgO + FeO_t) \times 100$ , sendo os valores dos óxidos expressos em percentagens em peso, e o  $FeO_t$  a somatoria de  $FeO$  com  $Fe_2O_3$  transformado em  $FeO$  (COX et al., 1979). Constata-se que os diagramas com  $Mg\#$  mantém a nítida separação entre os diabásios e dioritos, por serem muito discrepantes os valores de  $Mg\#$  dos diabásios (53,39 a 41,22) e dioritos (23,53 a 13,37).

O valor de  $Mg\#$  da amostra RJ-18B (28,09%) é intermediário entre aqueles dos diabásios e o dos dioritos. Esse valor reforça a hipótese que essa amostra não tenha vinculação genética com os diabásios e possa ser uma porção mais enriquecida em fases máficas dos dioritos. Considerando o seu valor de  $Mg\#$ , essa amostra apresenta valores muito elevados de  $TiO_2$ ,  $FeO_t$ ,  $MnO$  e  $CaO$  e, inversamente, muito baixos de  $SiO_2$ ,  $Na_2O$ ,  $Al_2O_3$  e  $K_2O$ . Apenas  $P_2O_5$ , as razões  $K_2O/Na_2O$  e, em certa medida,  $MgO$  não são muito discrepantes com os *trends* sugeridos por diabásios e dioritos. Essas características geoquímicas são coerentes com a hipótese dessa amostra

ter natureza cumulática, sendo enriquecida em clinopiroxênios (provavelmente com altas razões  $\text{FeO}/\text{FeO} + \text{MgO}$  e, portanto, mais compatíveis com os dioritos do que com os diabásios) e minerais opacos (responsáveis pelo enriquecimento em  $\text{TiO}_2$  e, em parte, também em Fe) e empobrecida em plagioclásio. O comportamento do fósforo indicaria a ausência de concentração excepcional de apatita nesse cumulado, o que é coerente com a petrografia, onde isso não foi observado.

Internamente, tanto os diabásios como os dioritos mostram algumas tendências comuns.  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{FeO}_t$ ,  $\text{K}_2\text{O}$   $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  e  $\text{P}_2\text{O}_5$  (Figuras 45a, b, d, h, i, k) mostram correlação negativa com o Mg#, ao passo que  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , MnO, MgO e, apenas no caso dos dioritos, CaO exibem correlação negativa (Figuras 45c, e, f, g). O  $\text{Na}_2\text{O}$  varia muito pouco em ambos os grupos, não sendo muito afetado pelo comportamento de Mg#. O CaO nos diabásios também varia muito pouco, permanecendo quase constante dentro do intervalo de Mg# desse grupo (Figura 45g). Isso indicaria, admitindo-se que os diabásios sejam cogenéticos, que o fracionamento dos líquidos que os geraram não foi influenciado predominantemente por fases ricas em cálcio.

O conjunto de rochas estudadas não mostram uma evolução magmática contínua, havendo marcantes intervalos composicionais separando os diversos grupos identificados. Uma passagem por diferenciação magmática dos diabásios para os dioritos é difícil de conciliar com os contrastes observados entre eles. Os valores de Mg# e o acentuado aumento de  $\text{TiO}_2$  e  $\text{P}_2\text{O}_5$  verificado nos dioritos são dificilmente explicáveis por um processo de diferenciação magmática, uma vez que os minerais opacos, certamente contendo  $\text{TiO}_2$ , e apatita são fases expressivas nos diabásios e seu fracionamento não conduziria aos líquidos formadores dos dioritos. Conclui-se, a partir daí que os diabásios e dioritos foram gerados por líquidos independentes, ao que tudo indica oriundos de fontes distintas.

Outro ponto importante diz respeito às relações entre os dioritos e quartzo-dioritos que são muito afins petrograficamente e, inclusive, podem ocorrer no mesmo corpo e associados ao diabásio (amostras RJ-11A, RJ-11C e RJ-33C; Tabela 4; ANEXO A). Considerando-se, principalmente esse par de amostras, que apresenta características geoquímicas um pouco particulares, como referência, constata-se nos diagramas de Harker (Figura 44) que o *trend* de diferenciação dessas rochas poderia ser dependente composição inicial do magma gerador de cada dique que variaria ligeiramente em relação aos demais do mesmo grupo. Isso é sugerido, sobretudo, por  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ , MgO e  $\text{FeO}_t$  (Figuras 44a, b, c, i) que indicam uma série de *trends*

subparalelos unindo os dioritos e quartzo-dioritos. Admitindo-se essa hipótese, não fica no entanto clara a razão da existência de lacuna composicional entre os dois grupos, nem o processo que explicaria a passagem entre eles. A hipótese alternativa seria admitir que os dioritos e quartzo-dioritos derivam de líquidos distintos, que poderiam inclusive ser mais de um para cada grupo, porém provenientes de fontes muito similares e tendo evoluído por processos análogos. Nesse caso, a ocorrência num mesmo dique de diorito e quartzo-diorito seria interpretada como indicadora da injeção de um segundo líquido no local da intrusão inicial (não se dispõe de evidências de campo que comprovem isso, embora analogamente, tenha sido constatada a ocorrência de diabásios associados a dioritos e quartzo-dioritos, amostras RJ-18A e RJ-18B; amostras RJ-11A, RJ-11C, RJ-33A e RJ-33C; ANEXO A). A presença em certos dioritos de fenocristais de plagioclásio com texturas em peneira (Figuras 31a até f) poderia ser vista como uma evidência em favor dessa hipótese (TSUCHIYAMA & TAKAHASHI, 1983; TSUCHIYAMA, 1985; SMITH & BROWN, 1988; ANDERSSON & EKLUND, 1994; VIEIRA JÚNIOR & ROISENBERG, inédito).

Os dacitos pórfiros não diferem muito em composição dos quartzo-dioritos e não se pode afastar inteiramente a hipótese de existência de vinculação genética entre esses grupos, nem assumi-la, mesmo porque o número de amostras analisadas é muito pequeno. Como há algumas evidências petrográficas que poderiam ser vistas como indicativas da atuação de processos de mistura de magmas na gênese dos DP, pode-se perguntar se os mesmos não poderiam derivar de misturas em graus variados dos líquidos geradores dos riolitos e dioritos. Essa hipótese, apesar de muito tentadora, não é sustentada por evidências de campo que auxiliem a demonstrá-la e não explica tampouco o grande vazio composicional separando os dacitos dos supostos líquidos envolvidos na mistura (Dr e Rl). Portanto, além da hipótese assinalada, no caso dos DP também deve ser retida a hipótese de geração a partir de um líquido independente daquele formador dos demais grupos. As semelhanças geoquímicas desses DP com os granitos Jamon e Musa (GASTAL, 1988; DALL'AGNOL & MAGALHÃES, 1995) fortaleceria essa última hipótese.

Finalmente, para os riolitos, a hipótese mais lógica é admitir que a sua gênese esteja vinculada a dos granitos anorogênicos. Isso não implicaria a derivação dos mesmos a partir de um único magma, e sim mais provavelmente, a partir de líquidos análogos, oriundos de fontes similares e evoluindo através de processos não muito distintos.

### 7.3 - DADOS NORMATIVOS E OUTROS ÍNDICES.

As normas C.I.P.W foram calculadas através do programa NEWPET (CLARKE, 1993) e estão disponíveis na Tabela 5, juntamente com outros índices de interesse petrogenético utilizados, tais como: Índice de Diferenciação ( $ID = Qz + Ab + Or$ , THORTON & TUTTLE, 1960), Índice de Coloração normativo ( $IC = Ol + Opx + Cpx + Mgt + Ilm + Hem$ ) e composição do plagioclásio normativo ( $100 An / An + Ab$ ).

Constata-se, de modo geral, no sentido dos Db até os Rl, um aumento das proporções normativas de quartzo, ortoclásio e albita, com uma ligeira queda das proporções de ortoclásio e albita no grupo dos dacitos, acompanhado pela diminuição das proporções de anortita, diopsídio, hiperstênio, magnetita, ilmenita e apatita, refletindo as variações químicas anteriormente comentadas. A olivina normativa ocorre somente no grupo dos diabásios e não está presente em todas as amostras desse grupo (Tabela 5). O coríndon normativo aparece numa única amostra de QzDr (RJ-05E), em duas de DP e nos Rl.

Os dados normativos dos diabásios revelaram a presença de hiperstênio, olivina e quartzo normativos, confirmando o caráter tholeítico, anteriormente bem delineado em outros diagramas, dessas rochas. O hiperstênio normativo está presente em todos os grupos de rochas analisadas.

A amostra RJ-18B apresenta algumas proporções de minerais normativos que diferem muito daquelas do grupo dos diabásios, por exemplo, a proporção de quartzo (6 %), diopsídio (18,30 %), magnetita (6,32 %) e ilmenita (5,39 %) são comparativamente expressivas, ao contrário das proporções de anortita (23,11 %), albita (17,14 %) e hiperstênio (17,79 %) que são baixas em relação as demais amostras desse grupo (Tabela 5). O seu índice de cor é bem superior aos dos demais diabásios. Essas diferenças são coerentes com a composição modal da amostra RJ-18B, que acusa 43,1 % de clinopiroxênio e 12,9 % de opacos (Tabela 3).

O índice de diferenciação (ID) nos diabásios varia de 23,49 a 30,46 %, nos dioritos de 48,50 a 58,75 %, e nos quartzo-dioritos de 69,52 a 73,18 %. Nos dacitos vai de 70,77 a 76,40 %, e atinge 92,54 % no grupo dos riolitos (Tabela 5). O índice de coloração (IC) exhibe um comportamento inverso, decrescendo de 38,58 % (Db) para 4,31 % (Rl). Um comportamento análogo também é observado para a composição normativa do plagioclásio (CNP), que varia desde  $An_{64}$  (Db) até  $An_6$  (Rl) (Tabela 5).



Tabela 5 - Composições Normativas (C.I.P.W.) dos diques da região de Rio Maria, sudeste do Pará. (conclusão)

Minerais Normativos	Quartzo-Dioritos (QzDr)					Dacitos Pórfiros (DP)					Riolitos*	
	RJ 36A	RJ 11A	RJ 05A	RJ 05E	Média	RJ 30	RJ 44B	RJ 40B	Média	CMRR	RJ	RJ 37
QUARTZO	20,82	19,43	22,81	26,71	24,11	26,41	28,46	30,58	29,87	37,15	35,81	
ORTOCLÁSIO	19,32	21,68	18,63	20,47	20,00	20,36	16,74	17,43	18,16	22,15	29,32	
ALBITA	29,38	28,45	29,26	29,31	29,07	24,00	28,25	28,39	26,86	25,70	27,41	
ANORTITA	12,39	16,34	13,19	10,20	13,25	12,21	13,25	10,52	12,27	6,85	1,81	
DIOPSÍDIO	1,58	0,63	0,95	----	0,58	1,31	----	----	0,18	----	----	
HIPERSTÊNIO	8,96	8,23	8,54	7,28	4,75	9,46	6,75	6,06	4,49	1,76	0,99	
OLIVINA	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	
MAGNETITA	4,00	3,28	3,69	3,46	5,54	3,67	3,67	3,83	5,38	2,92	2,69	
ILMENITA	2,33	1,39	1,39	1,63	1,82	1,92	1,92	2,12	1,98	0,94	0,63	
APATITA	1,26	0,58	1,04	0,70	0,89	0,67	0,84	0,94	0,82	0,43	0,14	
CORÍNDON	----	----	----	0,26	----	----	0,15	0,14	----	2,11	1,19	
Qz a 100 %	29,95	27,90	32,30	34,92	32,95	37,32	38,75	40,00	----	43,70	38,70	
Ab	42,25	40,90	41,40	38,32	39,70	33,91	38,45	37,20	----	30,20	29,60	
Or	27,80	31,20	26,30	26,76	27,35	28,77	22,80	22,80	----	26,10	31,70	
Ab a 100 %	48,10	42,80	47,90	48,90	46,60	42,40	48,50	50,40	----	47,00	46,80	
Or	31,60	32,60	30,50	34,10	32,10	36,00	28,70	30,90	----	40,50	50,10	
An	20,30	24,60	21,60	17,00	21,30	21,60	22,80	18,70	----	12,50	3,10	
Ab/An	2,37	1,74	2,20	2,87	2,19	1,96	2,13	2,70	----	3,75	15,14	
Ab/Or	1,52	1,31	1,57	1,43	1,45	1,18	1,69	1,63	----	1,16	0,93	
C. N. P. (1)	29,66	36,48	31,07	25,82	31,30	33,72	31,93	27,00	----	21,00	6,20	
I. D. (2)	69,52	69,56	70,70	76,49	73,18	70,77	73,45	76,40	----	85,00	92,54	
I. C. (3)	16,87	13,53	14,57	12,37	12,69	16,36	12,34	12,01	----	5,62	4,31	

\* Riolitos = RI

(1) CNP - Composição Normativa do Plagioclásio.

(2) ID - Índice de Diferenciação.

ID = Qz + Ab + Or.

(3) IC - Índice de Coloração.

IC = Opx + Cpx + Ol + Mgt + Hem + Ilm.

AnfDb - Anfíbólio Diabásio

CpxDb - Clinopiroxênio Diabásio

DbOl - Diabásio com Olivina

AugDb - Augita Diab

No diagrama  $\text{CNP} \times \text{Al}_2\text{O}_3$  (Figura 46), utilizado apenas para os diabásios e dioritos, os diabásios em sua maioria, a exceção das amostras RJ-18B e RJ-33C, plotam no campo dos basaltos Cálcico-Alcalinos, enquanto que os dioritos e as amostras RJ-18B e RJ-33C, situam-se no campo Tholeítico. Neste diagrama, contrariamente aos precedentes, os diabásios na sua maioria plotam no campo cálcico-alcalino. Esse comportamento anômalo pode ser justificado pelos seus conteúdos de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (teor médio de 16,88 %). Segundo IRVINE & BARAGAR (1971) as diferenças químicas mais evidentes entre os membros das séries típicas cálcico-alcalinas e tholeíticas são geralmente os conteúdos elevados de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , onde para as primeiras varia de 16 a 20%, enquanto as tholeíticas têm somente teores variáveis de 12 a 16%. Esses mesmos autores enfatizam que essa separação é melhor demonstrada pelo diagrama  $\text{Al}_2\text{O}_3 \times \text{CNP}$ , em detrimento do diagrama AFM. Portanto, os teores, em geral acima de 16% de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  dos diabásios, sugerem em consonância com IRVINE & BARAGAR (1971), que essas rochas antes de representarem uma anomalia, representam na realidade basaltos com alto teor de alumina. O IC foi plotado contra a CNP, e mostrou uma correlação positiva, onde ambos decrescem paralelamente em seus valores, no sentido Db até Rl (Figura 47).

O diagrama An - Ab - Or (Figura 48) mostra uma separação clara dos diferentes grupos individualizados, com exceção apenas dos QzDr e DP que se superpõem.

No diagrama Qz - Ab - Or (Figura 49) a amostra RJ-18B separa-se dos demais diabásios e se aproxima dos dioritos, em função de sua proporção elevada de quartzo normativo. Os dacitos também se separam dos quartzo-dioritos, que possuem menores conteúdos de quartzo normativo. O conjunto de amostras dispõe-se segundo a calha de baixa temperatura do sistema, direcionando-se para o eutético de condições subsolvus (TUTTLE & BOWEN, 1958; JOHANNES, 1985).

O coríndon normativo aparece em uma amostra dos QzDr, em baixa percentagem (0,26 % - RJ-05E), enquanto nos dacitos sua presença foi observada em duas amostras, também em percentagens baixas. Ambos os riolitos analisados são peraluminosos (coríndon normativo de 1,19 a 2,11 %).

O diopsídio normativo é um constituinte normativo importante em todas as amostras dos Db e Dr. Também está presente em quase todos os QzDr analisados, mas suas proporções são baixas. Nos DP apenas uma amostra (RJ-30) apresenta diopsídio normativo, cujo teor é pouco superior a 1 %. As variações nas proporções de diopsídio e coríndon normativos,

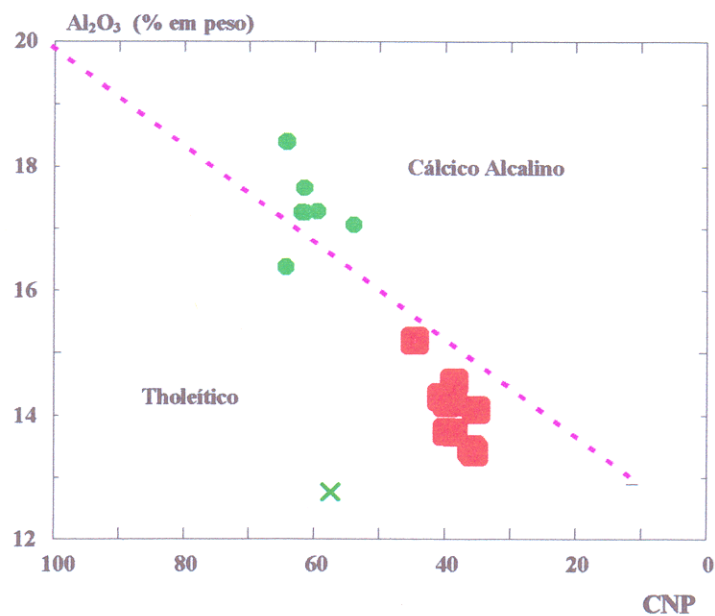


Figura 46 - Diagrama CNP (Composição Normativa do Plagioclásio) x  $Al_2O_3$  utilizado para os diques de diabásio e dioritos de Rio Maria. A linha tracejada representa o limite entre os campos Cálcico-Alcalino e Tholeítico conforme IRVINE & BARAGAR (1971). Símbolos de acordo com a Figura 41.

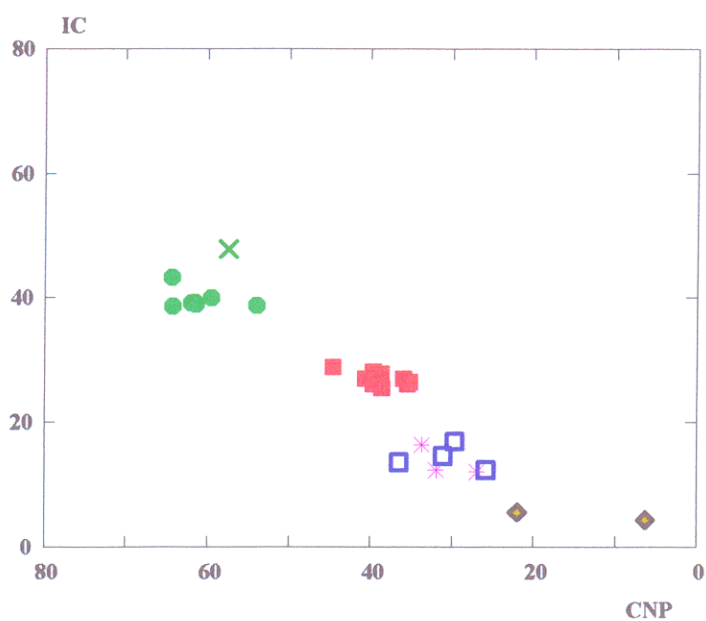


Figura 47 - Diagrama CNP x Índice de Cor utilizado para os diques de Rio Maria (Símbolos conforme Figura 41).

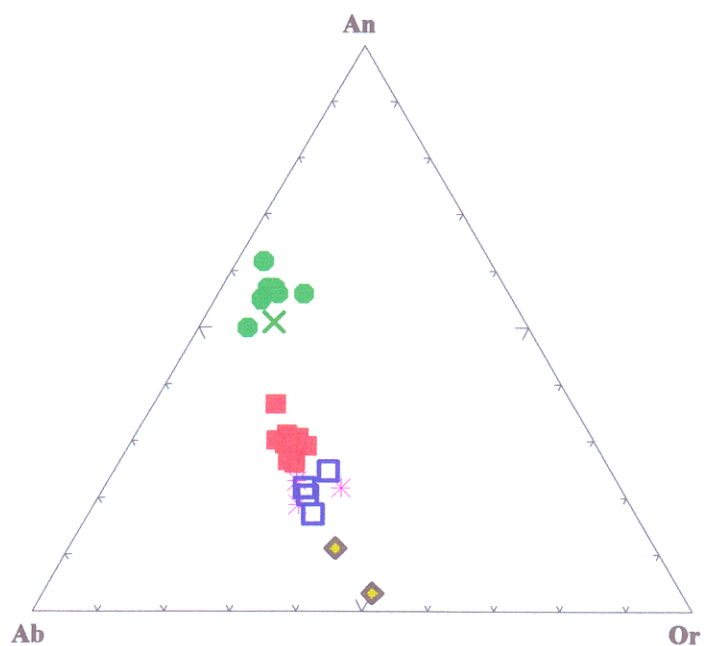


Figura 48 - Diagrama An- Ab - Or normativos para os diques de Rio Maria. Símbolos conforme Figura 41.

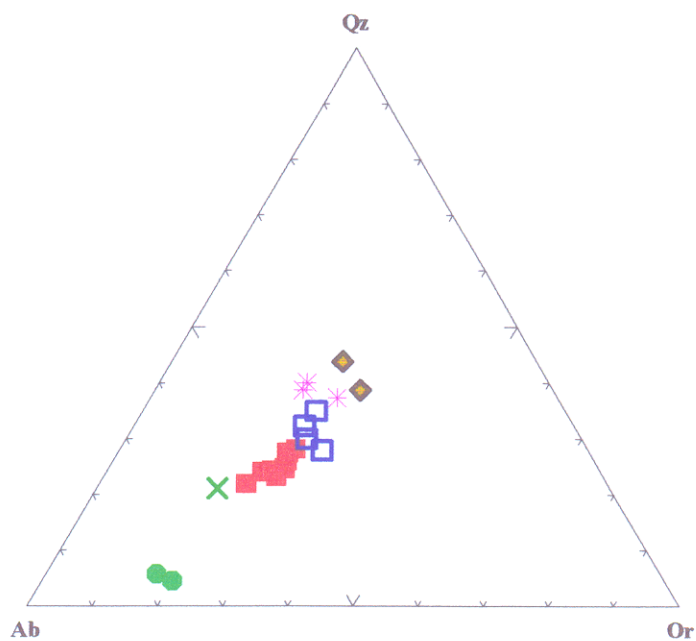


Figura 49 - Diagrama Qz-Ab-Or normativos para os diques de Rio Maria. Símbolos conforme Figura 41.

mostram que os Db e Dr são francamente metaluminosos, os quartzo-dioritos ligeiramente metaluminosos, os DP passam ao campo ligeiramente peraluminoso e os riolitos acentuam essa característica.

As variações nos conteúdos de coríndon e diopsídio normativos podem ser confrontadas com os índices de Shand através do diagrama A/NK x A/CNK (Figura 50). Neste, a quase totalidade das amostras é metaluminosa, com  $NK < A < CNK$  e A/CNK sempre inferior a 1 (SHAND, 1927). Somente as amostras de riolitos (CMRR-3 e RJ-37) plotam no campo de rochas peraluminosas ( $A/CNK > 1$ ). Constata-se uma ligeira discrepância entre os dados normativos (Tabela 5) e a figura 50. Isso deve-se, provavelmente, a ligeiras diferenças nos métodos de cálculo empregados em um e outro caso.

Com o objetivo de avaliar a influência do fracionamento de certas fases minerais - olivina, clinopiroxênio e plagioclásio - na evolução de diabásios e dioritos, foram construídos os diagramas  $MgO - CaO - Al_2O_3$  (Figura 51) e  $CaO \times MgO$  (Figura 52). Isso foi feito, admitindo-se a cogeneticidade entre as amostras de cada grupo, excluindo-se apenas a amostra RJ-18B no caso dos diabásios.

Na Figura 51 pode-se distinguir dois *trends* principais. O primeiro (1→2), definido pelos diabásios, apresenta-se aproximadamente paralelo ao *trend* de fracionamento da olivina, sugerindo que durante a cristalização dos diabásios o principal mineral a fracionar foi a olivina; o segundo (3→4), é definido pelos dioritos e é paralelo ao *trend* de fracionamento do clinopiroxênio, indicando que esse mineral foi importante no fracionamento dos líquidos geradores dos dioritos.

O diagrama  $CaO \times MgO$  (Figura 52) reforça os argumentos acima. Neste diagrama constata-se a ausência de empobrecimento acentuado em CaO (*trend* 1→2) durante a evolução dos diabásios, bem como a disposição das amostras (*trend* 3→4) subparalelamente ao *trend* resultante do fracionamento de olivina. Percebe-se, ainda, que o fracionamento de clinopiroxênio + plagioclásio (*trend* 5→6) foi determinante para a história de cristalização dos tipos dioríticos. O fato da amostra RJ-18B alinhar-se nesse mesmo *trend* (5→6), bem como segundo o *trend* (3→4), da Figura 52, sugere que ela poderia representar um líquido primitivo associado ao formador dos dioritos ou, como já foi argumentado, corresponder a um concentrado máfico dos dioritos.

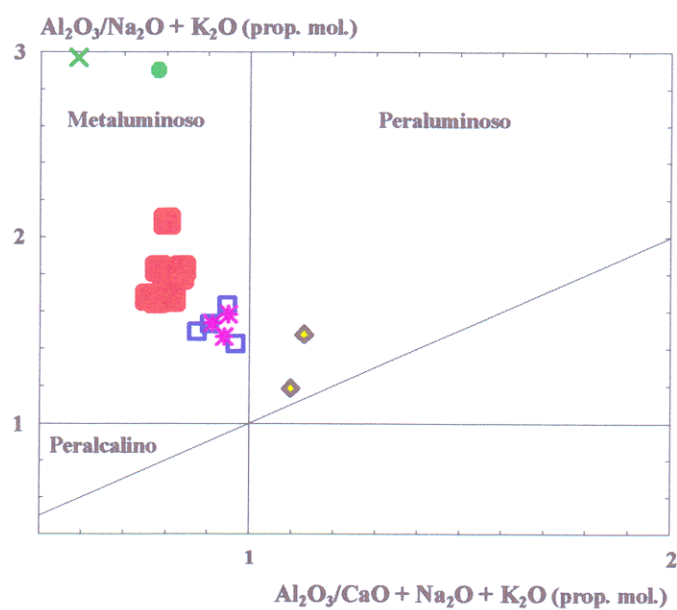


Figura 50- Diagrama mostrando a razão  $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  plotada contra  $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ , óxidos em proporções moleculares, conforme SHAND (1927) (Símbolos de acordo com a Figura 41).

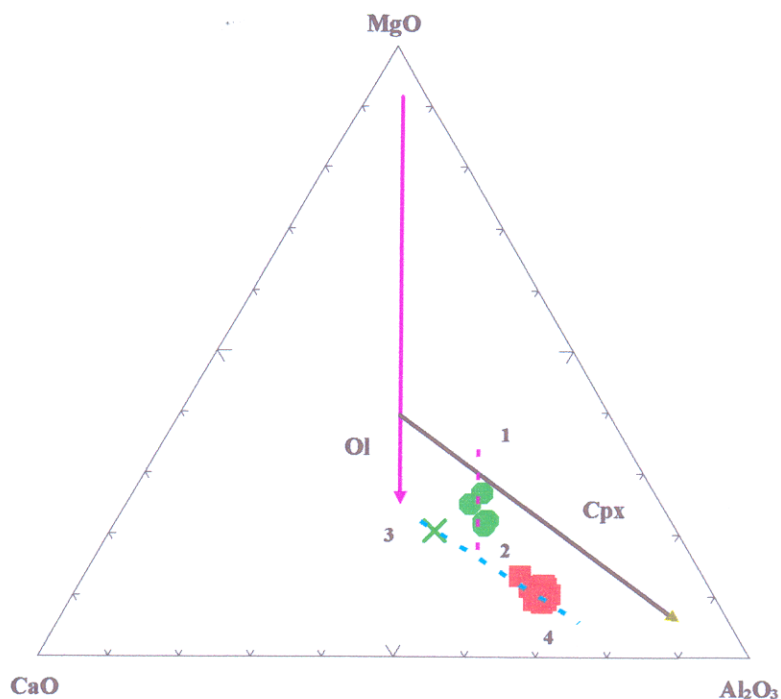


Figura 51 - Diagrama MgO - CaO - Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, mostrando os *trends* de fracionamento do clinopiroxênio e da olivina, aplicado aos diques de diabásio e diorito de Rio Maria (Símbolos conforme Figura 41).

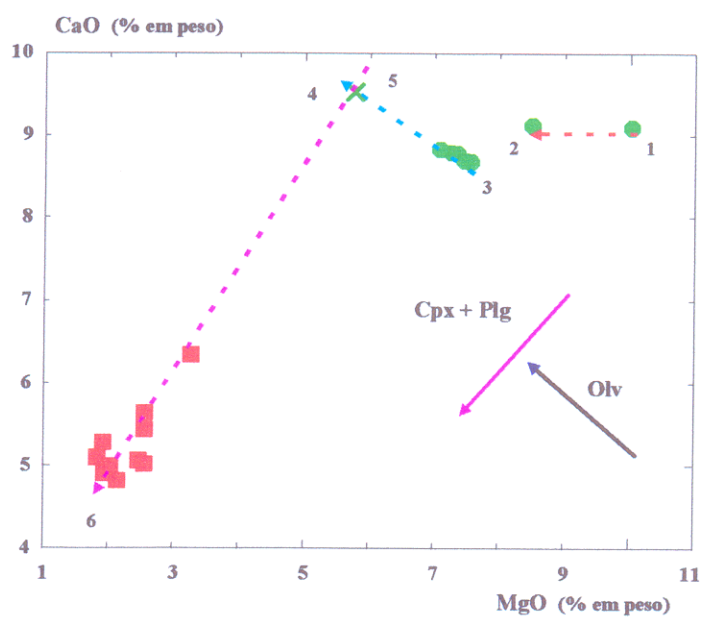


Figura 52 - Diagrama MgO x CaO para os diques de diabásios e dioritos de Rio Maria. As setas indicam os *trends* de fracionamento de clinopiroxênio + plagioclásio e, olivina (Símbolos conforme Figura 41).

#### 7.4 - ELEMENTOS TRAÇO

Os resultados das análises dos elementos traço Cr, Ni, Co, Cu, Zn, Rb, Sr, Ba, Ga, Nb, Hf, Zr, Th e Y, para os diques de Rio Maria, encontram-se na Tabela 4. Para uma melhor visualização dos comportamentos dos elementos traço, plotaram-se os dados químicos contra os conteúdos de SiO<sub>2</sub> (Figura 53a até h) e, somente para os diabásios e dioritos, contra o Mg # (Figura 54a até j).

Nos diagramas de HARKER os diabásios mostraram-se mais enriquecidos em Cr, Ni, Cu, Co e Zn. O Cr e o Ni apresentam uma correlação negativa com a SiO<sub>2</sub> (Figuras 53a e 53b). O Rb cresce no sentido Db até Rl, estabelecendo uma correlação positiva com a sílica (Figura 53c). O Ba cresce nos diabásios e depois mantêm-se num patamar médio próximo de 1.100 - 1.200 ppm (Tabela 4, Figura 53d).

Sr, Nb, Zr e Y, apresentam um comportamento relativamente similar, salvo ligeiras variações. Esses elementos dentro de cada grupo mostram uma grande dispersão, para pequenas variações da sílica (Figuras 53e, f, g).

Os elementos Cr, Ni e Cu mostram uma correlação positiva com Mg #, onde seus teores decrescem paralelamente aqueles de Mg # (Figuras 54a, b, c). No caso particular de Cr e Ni, nota-se que o teor desses elementos para a amostra RJ-18B é aproximadamente intermediário entre os Db e Dr. Por outro lado, a amostra RJ-18B apresenta um teor comparativamente expressivo de Cu. O Zn, juntamente com Rb, Ba, Sr, Nb, Zr e Y, mostra uma correlação negativa com Mg#. No caso do Zn e Zr, seus conteúdos na amostra RJ-18B são nitidamente intermediários entre aqueles dos Db e Dr, situando-se mais próximos àqueles dos Dr (Figuras 54d, i).

A amostra RJ-18B apresentou teores muito elevados para Cu e Y, e muito baixos de Sr, e, levando em conta o seu valor de Mg#, em certa medida também de Rb e Ba.

Os conteúdos de Rb (Tabela 4) são amplamente variáveis, desde 18 até 185 ppm. Dentro do grupo dos Db, onde a média é de 45 ppm, a amostra RJ-33C apresentou excepcionalmente um teor de 119 ppm. Este valor é, em termos de média por grupo, inferior apenas ao dos Rl (185 ppm). Essa discrepância pode ser em parte consequência do ligeiro aumento no conteúdo de K<sub>2</sub>O em relação às amostras desse grupo, uma vez que o Rb apresenta uma correlação positiva muito consistente com os teores de K<sub>2</sub>O. O Rb geralmente está presente em basaltos em níveis que variam desde 10 até 100 ppm (TAYLOR, 1965). Os valores observados, de um modo geral, são, portanto, compatíveis com aqueles para rochas tholeíticas.

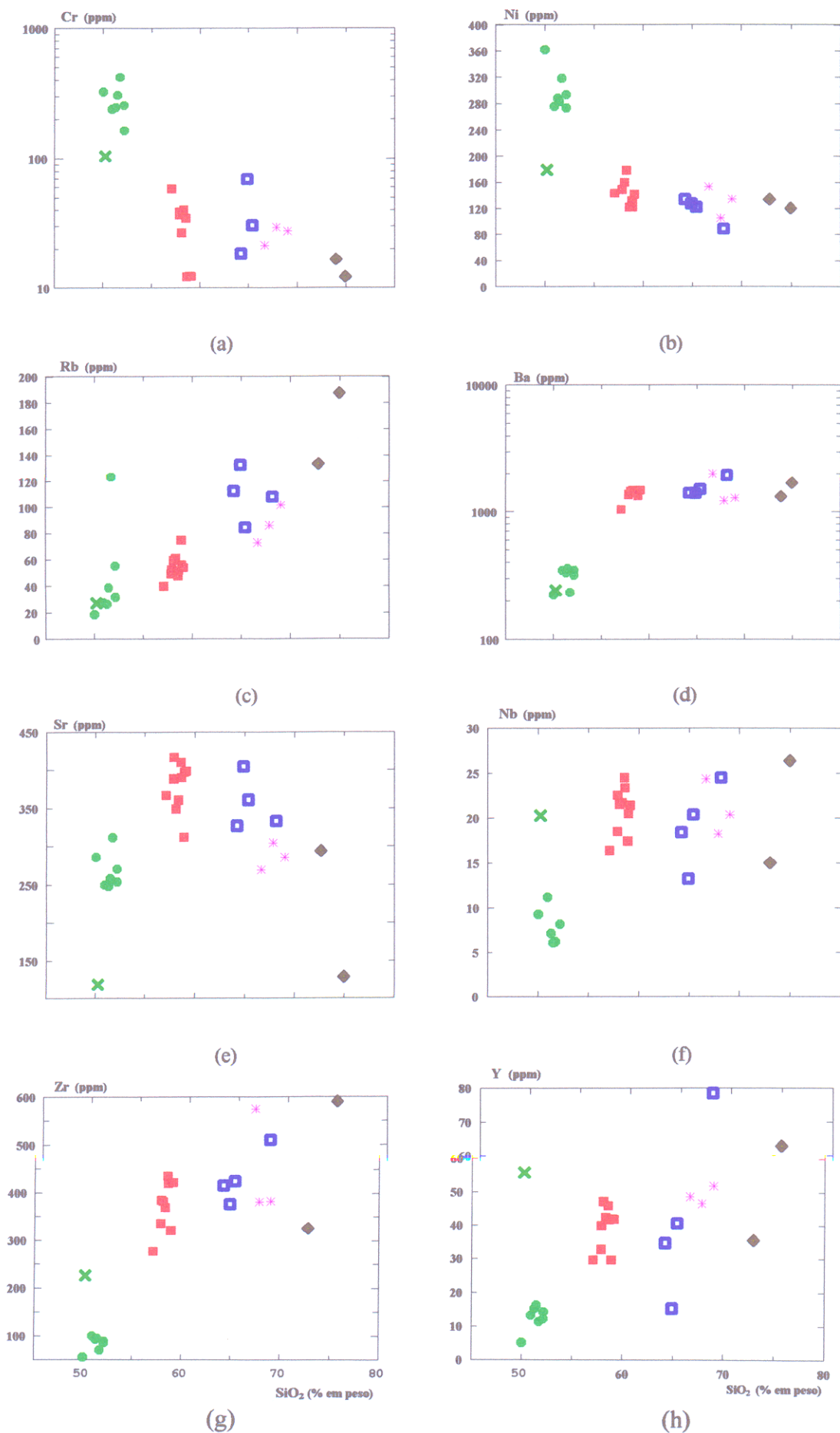


Figura 53a até h - Diagramas de Harker mostrando o comportamento dos principais elementos traço x SiO<sub>2</sub> para os diques de Rio Maria (Símbolos conforme Figura 41).

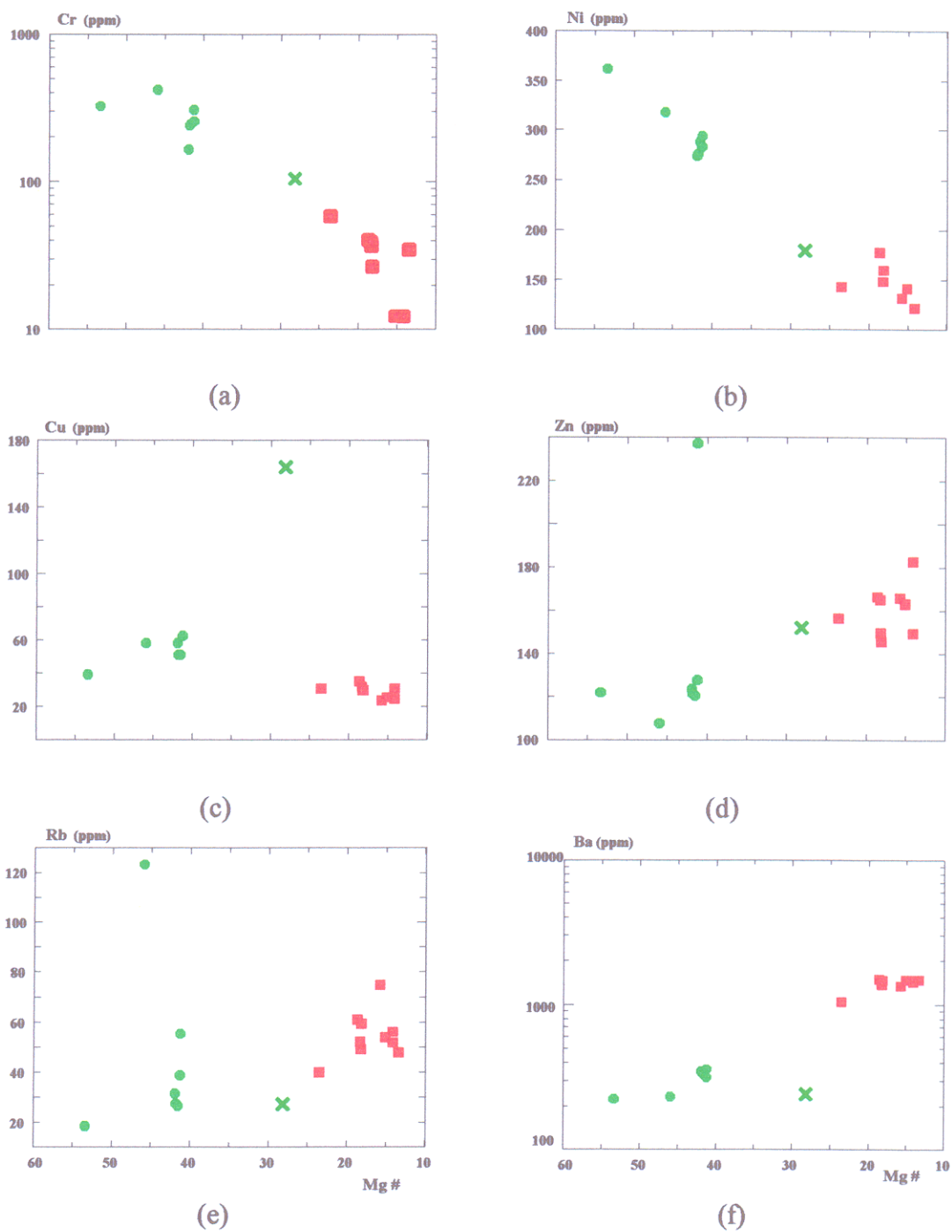
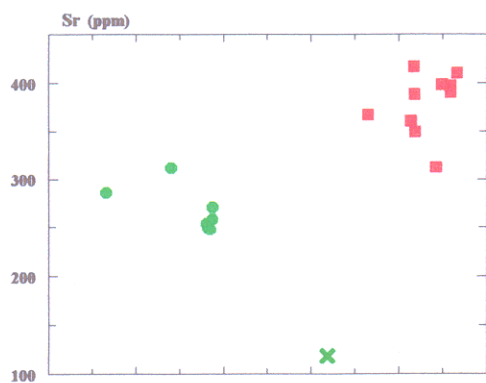
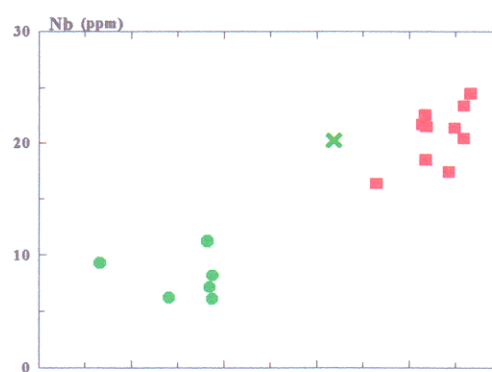


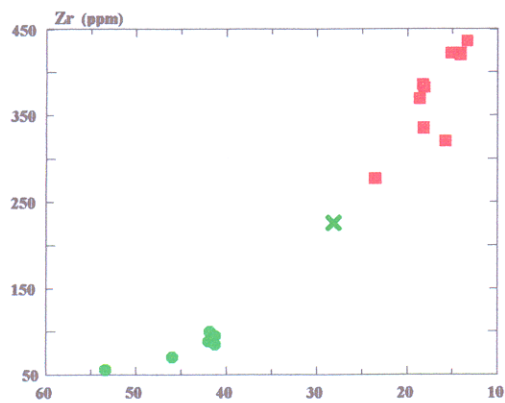
Figura 54a até f - Diagramas mostrando o comportamento dos elementos traço plotados contra Mg # para os diques de diabásios e dioritos de Rio Maria (Símbolos conforme Figura 41).



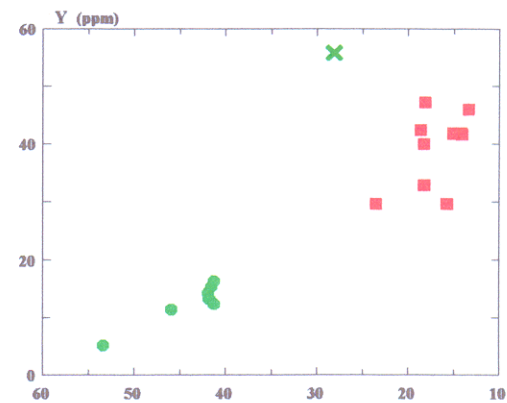
(g)



(h)



(i)



(j)

Figura 54g até j - Continuação dos diagramas Mg # x elementos traço. (Símbolos conforme Figura 41).

## 8 - CONCLUSÕES

Os diques da região de Rio Maria apresentam largura máxima de 30 m, com extensão aflorante variável de 1.500 a 2.000 m, podendo alcançar 3.000 m. Colocaram-se preferencialmente segundo os *trends* NW-SE e E-W e, subordinadamente N-NE.

Foram identificados petrograficamente cinco grupos de rochas: diabásios, dioritos, quartzo-dioritos, dacitos pórfiros e riolitos. As texturas, de um modo geral, estão ligadas a posição de coleta das amostras. Aquelas amostras coletadas nas porções mais centrais ao corpo apresentam texturas mais grossas (subofítica, ofítica, granular), enquanto que as amostras coletadas nas bordas do corpo, ou próximas destas, mostram texturas mais finas, ligadas diretamente a um resfriamento mais rápido.

Através da metodologia K-Ar, determinou-se a idade destes diques. As idades obtidas foram: (1)  $700 \pm 8$  Ma em qz-diorito (rocha total); (2)  $883 \pm 10$  Ma em diorito (plagioclásio); (3)  $1.099 \pm 39$  Ma em diabásio (plagioclásio); (4)  $1.802 \pm 22$  Ma em diabásio com olivina (concentrado máfico). As três primeiras idades são interpretadas como idades mínimas para esses corpos, não devendo corresponder à sua idade de formação, tendo em vista o tipo de material analisado e as limitações inerentes ao método K-Ar. A última idade é compatível com aquela de  $1.707 \pm 17$  Ma (Rb-Sr em RT) obtida para os dacitos e granitos pórfiros (GASTAL et al., 1987). Provavelmente, aproxima-se da idade de formação do dique em questão. Os dados geocronológicos disponíveis para os diques da região de Rio Maria permitem situá-los no Proterozóico, e as idades mais confiáveis indicam que, pelo menos parte desses diques, seja contemporânea ao magmatismo granítico anorogênico.

O conjunto de dados apresentados até o momento mostra que as rochas estudadas não formam uma série contínua, uma vez que são marcantes as lacunas composicionais separando os diversos grupos identificados, principalmente entre diabásios e dioritos, e destes para os quartzo-dioritos. Uma passagem por diferenciação magmática dos diabásios para os dioritos é difícil de conciliar com os contrastes observados entre eles. Os valores de Mg# e o acentuado aumento de  $TiO_2$  e  $P_2O_5$  verificado nos dioritos são dificilmente explicáveis por um processo de diferenciação magmática, uma vez que opacos, certamente contendo  $TiO_2$ , e apatita são fases expressivas nos diabásios e seu fracionamento não conduziria aos líquidos formadores dos dioritos. Conclui-se, a partir daí que os diabásios e dioritos foram gerados por líquidos independentes ao que tudo indica oriundos de fontes distintas.

As características texturais e modais da amostra RJ-18B podem ser explicadas por processos cumuláticos, ou, muito provavelmente, outros processos que, seja nos diagramas isolada ou conjuntamente, tenham favorecido a concentração relativa de augita e minerais opacos, apatita e zircão nessa rocha, em detrimento do plagioclásio, que comparativamente aos demais diabásios, apresentou nesta rocha uma proporção bem inferior às demais

Outro ponto importante diz respeito às relações entre os dioritos e quartzo-dioritos que são muito afins petrograficamente e, inclusive, ocorrem no mesmo corpo (amostras RJ-11A e RJ-11C). Considerando-se esse par de amostras, que apresenta características geoquímicas um pouco particulares, como referência, constata-se nos diagramas de Harker que a evolução dessas rochas poderia ser controlada pela composição de cada dique que variaria ligeiramente em relação aos demais do mesmo grupo. Isso é sugerido, sobretudo, por  $TiO_2$ ,  $P_2O_5$ ,  $MgO$  e  $FeO_t$ , que indicam uma série de *trends* subparalelos unindo os dioritos e quartzo-dioritos. Admitindo-se essa hipótese, não fica, no entanto, clara a razão da existência de lacuna composicional entre esses dois grupos, nem o processo que explicaria a passagem entre eles. Uma hipótese alternativa seria admitir que os dioritos e quartzo-dioritos derivam de líquidos distintos, que poderiam inclusive ser mais de um para cada grupo, mas provenientes de fontes muito similares e tendo evoluído por processos análogos. Nesse caso, a ocorrência, num mesmo dique, de diorito e quartzo-diorito pode ser interpretada como indicadora da injeção de um segundo líquido no local da intrusão inicial (não se dispõe, entretanto, de evidências de campo que comprovem isso, embora analogamente tenha sido constatada a ocorrência de diabásios associados a dioritos, RJ-18A e RJ-18B; RJ-33A e RJ-33C). A presença em certos dioritos e diabásios de fenocristais de plagioclásio com texturas em peneira pode ser vista como uma evidência em favor dessa hipótese (HIBBARD, 1981; TSUCHIYAMA & TAKAHASHI, 1983; TSUCHIYAMA, 1985; SMITH & BROWN, 1988; ANDERSON & EKLUND, 1994; SALONSAARI, 1995; VIEIRA JÚNIOR & ROISENBERG, inédito).

Os dacitos pórfiros não diferem muito em composição dos quartzo-dioritos e não se pode afastar inteiramente a hipótese de existência de vinculação genética entre esses grupos, nem assumi-la, mesmo porque o número de amostras analisadas é muito pequeno. Como há algumas evidências petrográficas que poderiam ser vistas como indicativas da atuação de processos de mistura de magmas na gênese dos DP, pode-se perguntar se os mesmos não poderiam derivar de misturas em graus variados dos líquidos geradores dos riolitos e dioritos.

Essa hipótese, apesar de muito tentadora, não é sustentada por evidências de campo que auxiliem a demonstrá-la e, não explica tampouco o grande vazio composicional separando os dacitos dos supostos líquidos envolvidos na mistura (Dr e Rl). Portanto, além da hipótese assinalada, no caso dos DP também deve ser retida a hipótese de geração a partir de um líquido independente daquele formador dos demais grupos. As semelhanças geoquímicas desses DP com os granitos Jamon e Musa (GASTAL, 1987, GASTAL et al., 1987; GASTAL, 1988; DALL'AGNOL & MAGALHÃES, 1995; SILVA JÚNIOR et al., 1996) fortaleceria essa última hipótese.

Finalmente, para os riolitos, a hipótese mais lógica é admitir que a sua gênese esteja vinculada a dos granitos anorogênicos. Isso não implicaria a derivação dos mesmos a partir de um único magma, e sim mais provavelmente, a partir de líquidos análogos, oriundos de fontes similares e evoluindo através de processos não muito distintos.

Portanto, entendemos que se os dados até aqui apresentados não encerrem a discussão sobre a gênese dos diques da região de Rio Maria, eles reforçam a hipótese de um magmatismo bimodal na região. As idades K-Ar obtidas confirmam idade Proterozóica para essas rochas. Evidências petrográficas sugerem a atuação de processos de mistura de magmas.

**REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

- ALTHOFF, F.J.; BARBEY, P.; BOULLIER, A.M.; DALL'AGNOL, R. 1994. Regime tectônico e composição dos granitóides arqueanos da região de Marajoara. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4., Belém, 1994. **Boletim de Resumos Expandidos**. Belém, SBG.. p. 291-294.
- ALTHOFF, F.J.; DALL'AGNOL, R.; SOUZA, Z.S. 1991. Região de Marajoara - SE do Pará: prolongamento dos terrenos arqueanos de Rio Maria ou retrabalhamento? In: SIMP. GEOL. AMAZ., 3; Belém, 1991. **Anais**. Belém, SBG. p. 130-141.
- ANDERSSON, U.B. & EKLUND, O. 1994. Cellular plagioclase intergrowths as result of crystal-magma mixing in the Proterozoic Aland rapakivi batholith, SW Finland. **Contrib. Mineral. Petrol.**, 117: 124-136.
- ARAÚJO, O.J.B. & MAIA, R.G.N. 1991. **Programa de levantamento geológicos básicos do Brasil, Serra dos Carajás, Folha SB-22-Z-A, Estado do Pará**. Texto explicativo, Brasília, DNPM/CRPM. 164p.
- ARAÚJO, O.J.B.; MACAMBIRA, E.M.B.; VALE, A.G.; OLIVEIRA, J.R.; SILVA NETO, C.S.; COSTA, E.J.S.; SANTOS, A.; PENA FILHO, J.I.C.; NEVES, A.P.; JORGE JOÃO, X.S.; COSTA, J.B.S. 1994. Primeira integração das investigações geológicas do Programa Grande Carajás na região SSE do Estado do Pará. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4., Belém, 1994. **Boletim de Resumos Expandidos**. Belém, SBG.. p. 299-301.
- ARAÚJO, O.J.B.; MAIA, R.G.N.; JORGE JOÃO, X.S.; COSTA, J.B.S. 1988. A Megaestruturação arqueana da folha Serra dos Carajás. In: CONGRESSO LATINO AMERICANO DE GEOLOGIA, 5., Belém, 1988. **Anais**. Belém, SBG. P. 324-338.
- BARBOSA, A.A.; LAFON, J.M.; NEVES, A.P.; VALE, A.G. 1994. O Granito Redenção (sul do Pará): novos dados geocronológicos Pb-Pb e Rb-Sr. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4., Belém, 1994. **Boletim de Resumos Expandidos**. Belém, SBG., p. 302-306.
- BARKER, D.S. 1970. Compositions of granophyre, mirmekite, and graphic granite. **Geological Society of America Bulletin**, 81: 3329-3350.

- BARROS, C.E.M.; DALL'AGNOL, R.; SOARES, A.D.V.; DIAS, G.S. 1994. Metagabros de Águas Claras, serra dos Carajás: petrografia, geoquímica e transformações metamórfico-hidrotermais. **Acta Geologica Leopoldensia**, 40, (17): 31-70.
- CHOUDHURI, A.; SIAL, A.N.; OLIVEIRA, E.P. 1990. Unmetamorphosed Proterozoic tholeiite dykes from Northern Amazon Craton, Guiana, the evolution of basaltic magmatism. In: PARKER, R. & TUCKER, eds. **Mafic Dykes and Emplacement Mechanisms**. Rotterdam. p. 75-283.
- CLARKE, D. 1993. **Newpet for DOS**. S<sup>1</sup>. John's, Memorial University of Newfoundland. Department of Earth Sciences. Centre for Earth Resources Research. 45 p.
- CORDANI, U.G. & BRITO NEVES, B.B. 1982. The geologic evolution of South America during the archean and early proterozoic. **Rev. Bras. Geoc.**, 12(1/2/3):78-88.
- CORDANI, U.G.; TASSINARI, C.C.G.; TEIXEIRA, W.; BASEI, M.A.S.; KAWASHITA, K. 1979. Evolução tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos. In: CONGRESSO DE GEOLOGIA CHILENO, 2., Santiago, 1979. **Actas**. Santiago, v.4, p. 137-148.
- CORRÊA GOMES, L.C.; SOUZA, M.N.; CORREIA, D.R. 1990a. Bordas de congelamento e de resfriamento - Marcas do contraste térmico nas margens dos diques máficos e seus significados na consolidação magmática. In: WORKSHOP DE DIQUES MÁFICOS PRECAMBRIANOS DO BRASIL, 2., 1990 Projeto PICG-257- **Precambrian Mafic Dykes** - IUGS-UNESCO. Ed.USP. p: 69-73.
- CORRÊA GOMES, L.C.; SOUZA, M.N.; CORREIA, D.R. 1991a. Chilled and frozen margins - evidence of thermal contrast in mafic dykes and their significance for magmatic consolidation. **Bol. IG-USP, Publ. Esp.**, 10 : 9 - 15.
- CORRÊA GOMES, L.C.; SOUZA, M.N.; CORREIA, D.R. 1991b. Mafic Dykes: relationships among geometry, internal fractures and fissural tectonic patterns. **Bol. IG-USP, Publ. Esp.**, 10 : 1 - 8.
- CORRÊA GOMES, L.C.; SOUZA, M.N.; CORREIA, D.R.; SILVA, I. R.; FALCÃO, A.C.S.; CABUCCI, M.I.P.; ISHIOKA, K.T.; ESPINHEIRA, A.R.; MORAES, J.W.O. 1990b. Diques máficos, relações entre geometria, fraturas internas e padrões de tectônica fissural. In: WORKSHOP DE DIQUES MÁFICOS PRECAMBRIANOS DO BRASIL, 2., 1990. Projeto PICG-257- **Precambrian Mafic Dykes** - IUGS-UNESCO. Ed.USP. p. 45-50.
-

- CORRÊA GOMES, L.C.; TANNER DE OLIVEIRA, M.A.F.; LEAL, L.R.B. 1989. Structural features associated with mafic dikes. Examples from the Atlantic Coastal Belt of Bahia, Brazil. **Bol. IG-USP, Sér. Cient.** São Paulo-S.P.; 20: 21-24.
- COSTA, J.B.S.; ARAÚJO, O.J.B.; JORGE JOÃO, X.S.; MAIA, R.G.N.; MACAMBIRA, E.M.B.; VALE, A.G.; SANTOS, A.; PENA FILHO, J.I.C.; NEVES, A.P. 1994. Panorama tectono-estrutural da região sudeste do Estado do Pará. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4., Belém, 1994. **Boletim de Resumos Expandidos**. Belém, SBG. p. 314-317.
- COX, K.G.; BELL, J.D.; PANKHURST, R.J. 1979. **The interpretation of igneous rocks**. London, George Allen & Unwin. 450 p.
- DALL'AGNOL, R. 1982. Maciço Jamon: evolução petrológica de um granito da Amazônia Oriental. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA., 1., Belém, 1982. **Anais**. Belém, SBG. v.2, p. 139-161.
- DALL'AGNOL, R. 1987. Petrologic evolution of the magnetite-bearing Jamon Anorogenic Granite, Western Amazon, Brasil: an example of moderate fractional cristalization. IN: INTERN. SYMP. ON GRANITES AND ASSOC. MINER., Salvador, 1987. **Extended Abstracts**. p. 217-219.
- DALL'AGNOL, R. & MAGALHÃES, M.S. 1995. Geochemistry and petrogenesis of the anorogenic Jamon and Musa granites, eastern Amazonian craton, Brazil: implications for the genesis of A-type Proterozoic granites. In: SYMPOSIUM ON RPAKIVI GRANITES AND RELATED ROCKS, 1995, Belém. **Abstracts volume**. Belém: University Federal of Para. Center for Geosciences.
- DALL'AGNOL, R.; BETTENCOURT, J.S.; JORGE JOÃO, X.S.; MEDEIROS, H.; COSTTI, H.T. MACAMBIRA, M.J.B. 1987. Granitogenesis in the northern Brazilian Region: a review. **Rev. Bras. Geoc.**, 17(4): 382-403.
- DALL'AGNOL, R.; LAFON, J.M.; MACAMBIRA, M.J.B. 1994. Proterozoic anorogenic magmatism in the Central Amazonian Province, Amazonian Craton: geochronological, petrological and geochemical aspects. **Mineral. Petrol.**, 50(1/3): 113-138.

- DALL'AGNOL, R.; SCHUCKMANN, W.K.; BASEI, M.A.S.; SCHELLER, T. 1984. Novos dados geocronológicos e estudo de elementos traços de Maciços Graníticos Anorogênicos da Amazônia Oriental, Estado do Pará (Brasil). In: SYMP. AMAZ., 2., Manaus, 1984. **Anais. Manaus, DNPM.** p. 59-74.
- DALL'AGNOL, R.; VIEIRA, E.A.P. SÁ, C.A.S.; MEDEIROS, H.; GASTAL, M.C.P.; TEIXEIRA, N.P. 1986. Estado atual do conhecimento sobre rochas granitóides da porção sul da Amazônia Oriental. **Rev. Bras. Geoc.**, 16(1): 11-23.
- DOCEGEO (Rio Doce Geologia e Mineração - Distrito Amazônia) 1988. Revisão Litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás, Pará. In: CONG. BRAS. GEOL., 35., Belém. **Anexo ao...** Belém, SBG. vol. Província Mineral de Carajás - Litoestratigrafia e Principais Depósitos Minerais. p. 11-54.
- DUARTE, K.D. 1992. **Geologia e geoquímica do granito Mata Surrão (SW de Rio Maria - Pá): Um exemplo de Granito "Stricto Sensu" Arqueano.** Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 217 p. Tese (Mestrado em Geologia) - Curso de Pós-Graduação em Geologia, Centro de Geociências, UFPA, 1992.
- DUARTE, K.D.; PEREIRA, E.D.; DALL'AGNOL, R.; LAFON, J.M. 1991. Geologia e geocronologia do granito Mata Surrão - Sudoeste de Rio Maria (Pa). In: SIMP. GEOL. AMAZ., 3., Belém, 1991. **Anais. Belém., SBG.** p. 7-20.
- FERREIRA JÚNIOR, C.A.P. 1993. **Relações estruturais entre o terreno granito-greenstone de Rio Maria do sul do Pará e o cinturão de cisalhamento Itacaiúnas na região de Xinguara, sudeste do Estado do Pará.** Trabalho de Conclusão de Curso. Belém, Departamento de Geologia, CG/UFPA. 116p.
- GASTAL, M.C.P. 1987. **Petrologia do Maciço Granítico Musa. Sudeste do Pará.** Belém., Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências. 316 p. Tese (Mestrado em Geologia) - Curso de Pós-Graduação em Geologia, Centro de Geociências, UFPA, 1987.
- GASTAL, M.C.P. 1988. Magmatismo ácido-intermediário do proterozóico médio da região de Rio Maria, SE do Pará: discussão quanto à tipologia. In: CONG. BRAS. GEOL., 35., Belém, 1988. **Anais. Belém, SBG.** v. 3, p. 1147-1163.
- GASTAL, M.C.P.; MACAMBIRA, M.J.B.; MEDEIROS, H.; DALL'AGNOL, R. 1987. Idades e geoquímica isotópica Rb-Sr do granito Musa e do granodiorito Rio Maria, Amazônia Oriental. **Geochm. Brasil.**, 1(2):247-459.
-

- HALLS, H. 1982. The importance and potential of mafic dyke swarms in studies of geodynamic processes. **Geoscience Canada**, 9.: 145-154.
- HASHIMOTO, M. 1972. Reactions producing actinolite in basic metamorphic rocks. **Lithos**, 5: 19-31.
- HIBBARD, M. J. 1981. The magma mixing origin of mantled feldspars. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, 76 (2): 158-170.
- HIRATA, W.K.; RIGON, J.C.; KADEKARU, K.; CORDEIRO, A.A.C.; MEIRELES, E.M. 1982. Geologia regional da Província Mineral de Carajás. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 1. Belém., 1982. **Anais**. Belém, SBG. v. 1, p. 100-110.
- HUHN, S.R.B.; SANTOS, A.B.S.; AMARAL, A.F.; LEDSHAM, E.J.; GOUVEIA, J.L.; MARTINS, L.B.P.; MONTALVÃO, R.M.G.; COSTA, V.G. 1988. O terreno granito-greenstone da Região de Rio Maria - Sul do Pará. In: CONG. BRAS. GEOL., 35., Belém. **Anais**. Belém, SBG. v. 3, p. 1438-1453.
- IRVINE, T.N. & BARAGAR, W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. **Canad. Jour. Earth Sci.**, 8: 523-547.
- JENSEN, L.S. 1976. A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks., Ontario Division of Mines. MP, 66: 22 p.
- JOHANNES, W. 1985. The significance of experimental studies for the formation of migmatites. In: ASHWORTH, J.R., eds. **Migmatites**. New York: Blackie Glasgow. pp. 36-85.
- LAFON, J.M. & MACAMBIRA, M.J.B. 1992. Evolução da Província Mineral de Carajás com base em novos, dados geocronológicos. In: CONG. BRAS. GEOL., 37., São Paulo, 1992. **Boletim de resumos expandidos**. São Paulo, SBG. v. 2, p. 174-175.
- LEITE, A.A.S. 1995. **Geologia e geoquímica do maciço granítico arqueano Xinguara e de suas encaixantes - sudeste do Estado do Pará**. Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 209 p. Tese (Mestrado em Petrologia e Geoquímica) - Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Centro de Geociências, UFPa, 1995.
- LEITE, A.A.S. & DALL'AGNOL, R. 1994. Estratigrafia e aspectos geológicos da região de ocorrência do Granito Xinguara (SE do Pará). In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4., Belém, 1994. **Boletim de Resumos Expandidos**. Belém, SBG., p. 325-327.
-

- LE MAITRE, R.W. 1984. A proposal by the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks for the chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali silica (TAS) diagram. **Austral. Journ. Earth Scien.**, 31: 243-255.
- LE MAITRE, R.W. 1989. **A classification of igneous rocks and glossary of terms**. London: Blackwell Scientific Publication. 193 p.
- LIMA, M.I.C. 1992. Os enxames de diques máficos do Cráton Amazônico. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA., São Paulo, 1992. **Bol. Res. Expandidos**. São Paulo, SBG. v. 1, p. 479-480.
- MACAMBIRA, M.J.B. 1992. **Chronologie U/Pb, Rb/Sr, K/Ar et croissance de la croûte continentale dans L'Amazonie du sud-est; exemple de la region de Rio Maria, Province de Carajás, Brésil** (These de Doctorat - Université Montpellier II - France).
- MACAMBIRA, M.J.B. & LANCELOT, J. 1991a. Em busca do embasamento arqueano da Região de Rio Maria, SE do Estado do Pará. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 3., Belém, 1991. **Anais**. Belém, SBG. p. 49-58.
- MACAMBIRA, M.J.B. & LANCELOT, J. 1991b. História arqueana da região de Rio Maria, SE do estado do Pará, registrada em zircões detriticos de greenstone belts e de cobertura plataformal. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 3., Belém, 1991. **Anais**. Belém, SBG. p. 59-69.
- MACAMBIRA, M.J.B. & LANCELOT, J. 1992. Idade U/Pb em zircões de metavulcânica do greenstone belt do supergrupo Andorinhas; delimitante da estratigrafia arqueana de Carajás, Estado do Pará. In: CONG. BRAS. GEOL., 37., São Paulo, 1992. **Boletim de resumos expandidos**. São Paulo, SBG. v. 2, p. 188.
- MACAMBIRA, M.J.B.; LAFON, J.M.; BARRADAS, J.A. 1991. Le granite de Xinguara, témoin d'un magmatisme monzogranitique dans l'archéen de l'Amazonie orientale, Brésil. **C. R. Acad. Sci. Paris**, t. 313, s. II, p. 781-785.
- MACAMBIRA, M.J.B.; LAFON, J.M.; LANCELOT, J.; BARRADAS, J.A.; BARBOSA, A.A. 1990. Geocronologia U-Pb, Rb-Sr e K-Ar dos granitóides da região de Rio Maria (Pa). In: CONG. BRAS. GEOL., 36., Natal, 1990. **Boletim de Resumos Expandidos**. Natal, SBG. v. , p. 169-170.

- MACAMBIRA, M.J.B.; PEREIRA, E.D.; KAWASHITA, K.; MEDEIROS, H. 1988. Contribuição à História tectono-ermal da região da Serra das Andorinhas (SE do Pará) com base em dados geocronológicos. In: CONG. BRAS. GEOL., 35., Belém, 1988. **Anais.** Belém, SBG. v.3, p. 1468-1477.
- MACHADO, N.; LINDENMAYER, Z.; KROGH, T.E.; LINDENMAYER, D. 1988. Geocronologia U/Pb da província metalogenética de Carajás, Pará: Resultados preliminares. In: CONG. LAT. AMER. GEOL., 7., Belém, 1988. **Anais.** Belém, SBG. v. 1, p. 339-347.
- MACHADO, N.; LINDENMAYER, Z.; KROGH, T.E.; LINDENMAYER, D. 1991. U/Pb geochronology of archaean magmatism and basement reactivation in the Carajás área, Amazon Shield, Brazil. **Prec. Res.**, (49):329-354.
- MACKENZIE, W.S.; DONALDSON, C.H.; GUILFORD, C. 1982. **Atlas of igneous rocks and their textures.** New York, Longman Scientific Technical. 148 p.
- MAGALHÃES, M. S. 1991. **Minerais opacos e suscetibilidade magnética de granitóides da Amazônia Oriental: implicações petrológicas.** Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 274 p. (Mestrado em Geologia). Curso de Pós-Graduação em Geologia, Centro de Geociências, UFPA, 1991.
- MCDONALD, G.A. 1968. Composition and origin of Hawaiian lavas. **Geol. Soc. Amer. Mem.**, 116: 477-522.
- MEDEIROS, H. 1987. **Petrologia da Porção Leste do Maciço Granodiorito Rio Maria, Sudeste do Pará.** Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 184 p. (Mestrado em Geologia). Curso de Pós-Graduação em Geologia, Centro de Geociências, UFPA, 1987.
- MEDEIROS, H. & DALL'AGNOL, R. 1988. Petrologia da porção leste do Batólito Granodiorítico Rio Maria, sudeste do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA., 35., Belém, 1988. **Anais.** SBG. v. 3, p. 1488-1499.
- MEDEIROS, H.; GASTAL, M.C.P.; DALL'AGNOL, R.; SOUZA, Z.S. 1987. Geology of the Rio Maria area (Eastern Amazonian Region - Brasil): an example of Archean granite-greenstone terrane intruded by anorogenic granites of Middle Proterozoic ages. In: IUGS. Precambrian Evolution of the Amazonian Region, Carajás, 1987. Project 204. Final Meeting of the Working Group. **Extended Abstract.** Carajás. p. 7-105.

- MONTALVÃO, R.M.G.; BEZERRA, P.E.L.; PRADO, P.; FERNANDES, C.A.C.; SILVA, G.H.; BRIM, R.J.P. 1982. Características petrográficas e geoquímicas do granito Redenção e suas possibilidades metalogenéticas. In: CONG. BRAS. GEOL., 32., Salvador, 1982. **Anais**. Salvador, SBG. v. 2, p. 520-546.
- MONTALVÃO, R.M.G.; TASSINARI, C.C.G.; TEIXEIRA, W.; VASCONI, A.V. 1988. Caracterização geocronológica Rb/Sr dos terrenos granodioríticos e trondhjemiticos da região de Rio Maria, Sul da Serra dos Carajás. In: CONG. BRAS. GEOL., 35., Belém, 1988. **Anais**. Belém, SBG. v.3, p. 1478-1487.
- OLIVEIRA, E.P. & MONTES, M.L. 1984. Os enxames de diques máficos do Brasil. In: CONG. BRAS. GEOL., 33., Rio de Janeiro, 1984. **Anais**. Rio de Janeiro, SBG. v.9, p. 4137-4154.
- PIMENTEL, M.M & MACHADO, N. 1994. Geocronologia U-Pb dos terrenos granito-greenstone de Rio Maria, Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38., Camboriú, 1988. **Boletim de Resumos Expandidos**. Camboriú, SBG. p. 390-391.
- RODRIGUES, E.M.S.; LAFON, J.M.; SCHELLER, T. 1992. Geocronologia Pb-Pb em rochas totais da Província Mineral de Carajás: primeiros resultados. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA., 37., São Paulo, 1992. **Boletim de Resumos Expandidos**. São Paulo, SBG. V. 2, p. 183-184.
- SALONSAARI, P. T. 1995. Hybridization in the subvolcanic Jaala-Iitti Complex and its petrogenetic relation to rapakivi granites and associated mafic rocks of southeastern Finland. **Bulletin of the Geological Society of Finland**. 67 (1b): 104 p.
- SHAND, J.S. 1927. **Eruptive rocks**. New York, Wiley. 488p.
- SIAL, A.N.; FODOR, R.V.; FERREIRA, V.P. 1989. Mesozoic mafic dykes of Northeastern South America and correlations with similar dyke swarms in west Africa and Eastern North America. **Bol. IG. USP, Ser. Cientif.**, 20: 61-63.
- SIAL, A.N.; OLIVEIRA, E.P.; CHOUDHURI, A. 1987. Mafic dykes swarms of Brazil. In: HALLS, H.C. & FAHRIG, W.F., eds. **Mafic Dykes Swarms**. Geol. Assoc. Canada, p. 467-481. (Special Paper, 34).
- SILVA, A. M. 1992. **Geologia e petroquímica dos enxames de diques máficos do Quadrilátero Ferrífero e Espinhaço Meridional, MG**. Brasília, UNB. Universidade Federal de Brasília. Instituto de Geociências. 117 p. Tese (Dissertação de Mestrado).
-

- SILVA, G.G.; LIMA, M.I.C.; ANDRADE, A.R.F.; ISSLER, R.S.; GUIMARÃES, G. 1974. Folhas SB-22 Araguaia e Parte da SC-22 Tocantins. Geologia. In: BRASIL-MME. Projeto RADAMBRASIL. **Folha SC-22-Tocantins**. geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro, DNPM. v. 4, p. 1-143. (Levantamento de Recursos Naturais, 21).
- SILVA JÚNIOR, R. O.; DALL'AGNOL, R.; OLIVEIRA, E. P. 1996. Geologia, geoquímica e geocronologia K-Ar dos diques da região de Rio Maria, SE do Pará. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 5., Belém, 1996. **Anais**. Belém, SBG. p.384-387.
- SMITH, J.V. 1974. **Feldspar Minerals**. New York, Springer-Verlag. 690 p.
- SMITH, J.V. & BROWN, W.L. 1988. **Feldspar minerals. Crystal structures physical, chemical and textural properties**. 2. ed.. Berlin, Springer Verlag. V. 1. 828 p.
- SOUZA, Z.S. 1994. **Geologia e Petrogênese do "Greenstone Belt" Identidade: Implicações sobre a evolução geodinâmica do terreno granito-"greenstone" de Rio Maria, SE do Pará**. Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 484 p. Tese (Doutorado em geoquímica e petrologia) - Curso de Pós-Graduação em Geociências, UFPa, 1994.
- SOUZA, Z.S.; LAFON, J.M.; SACHET, C.R.; DALL'AGNOL, R. 1992. Geocronologia Rb-Sr de metadacitos e diques riolíticos no "Greenstone Belt" de Identidade, SE do Pará; resultados parciais. In: CONG. BRAS. GEOL., 37., São Paulo, 1992. **Anais**. São Paulo, SBG. v.2, p. 184-185.
- SOUZA, Z.S.; MEDEIROS, H.; ALTHOFF, F.J.; DALL'AGNOL, R. 1990. Geologia do terreno granito-greenstone Arqueano da Região de Rio Maria, Sudeste do Pará. In: CONG. BRAS. GEOL., 36., Natal, 1990. **Anais**. Natal, SBG. v. 6, p. 2913-2928.
- SOUZA, Z.S.; SANTOS, A.B.; LEDSHAM, E.J.; MARTINS, L.P.B.; HUHN, S.R.B.; COSTA, V.G. 1988. Feições geológicas e estruturais do "Greenstone-Belt" de Identidade, região de Xinguara-Rio Maria, sul do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., Belém, 1988. **Anais**. Belém, SBG. v.6, p. 2913-2928.
- STRECKEISEN, A.L. 1976. To each plutonic rock its proper name. **Earth Sci. Rev.**, 12:1-33.
- STRECKEISEN, A.L. 1978. Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites and melilitic rocks. **N. Jb. Miner. A.**, 134 (1) : 1-14.
- TAYLOR, S.R. 1965. The application of trace element data to problem in petrology. In: AHRENS, L.H.; RANKAMA, K.; RUNCORN, S.K., eds. **Physics chemistry of the Earth**. p.133-213.

- TEIXEIRA, W. 1978. Significação tectônica do magmatismo anorogênico pré-cambriano básico a alcalino na Região Amazônica: In: CONG. BRA. GEOL., 30., Recife, 1978. **Anais. Recife, SBG.** v.1, p.491-505.
- TEIXEIRA, W. 1990. The proterozoic mafic dykes swarms and alkaline intrusions in the Amazonian Craton, South America, and their tectonic evolution based on Rb-Sr, K-Ar and  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  geochronology. In: PARKER, R. & TUCKER, eds.. **Mafic Dykes and Emplacement Mechanisms.** Rotterdam. p. 285-293.
- TEIXEIRA, W.; TASSINARI, C.C.G.; CORDANI U.G.; KAWASHITA, K. 1989. A review of the geochronology of the Amazonian Craton; tectonic implications. **Precambrium Res.**, (42): 213-227.
- THOMAZ FILHO, A.; CORDANI, U.G.; MARINO, O. 1974. Idades K-Ar de rochas basálticas da Bacia Amazônica e sua significação tectônica regional. In: CONG. BRAS. GEOL., Porto Alegre, 1974. **Anais. Porto Alegre, SBG.** v.6, p. 273-278.
- THORTON, C.P. & TUTTLE, O.F. 1960. Chemistry of igneous rocks I. Differentiation index. **American Journal of Science.**, 258: 664-684.
- TSUCHIYAMA, A. 1985. Dissolution kinetics of plagioclase in the melt of the system diopside - anorthite, and origin of dusty plagioclase in andesites. **Contrib. Mineral. Petrol.**, 89 : 1-16.
- TSUCHIYAMA, A. & TAKAHASHI, E. 1983. Melting kinetics of a plagioclase feldspar. **Contrib. Mineral. Petrol.**, 84 (4) : 345-354.
- TURCOTTE, D.L.; EMERMAN, S.H.; SPENCE, D.A. 1987. Mechanics of Dyke Injection, In: HALLS, H.C. & FAHRIG, W.F., eds.. **Mafic Dyke Swarms**, Geological Association of Canada. p.25-29. (Special Paper, 34).
- TUTTLE, O.F. & BOWEN, N.L. 1958. **Origin of granite in the light of experimental studies in the system  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$ - $\text{SiO}_2$ - $\text{H}_2\text{O}$ .** New York: Geological Society of America, 153 p. (Memoir, 74).
- VIEIRA JÚNIOR, N. & ROISENBERG, A. (Inédito) **Origem da textura em peneira (*sieve texture*) em plagioclásios: Exemplo das vulcânicas Mesozóicas de Jaguarão - RS.** 24 p.
- WINCHESTER, J.A. & FLOYD, P.A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. **Chemical Geology**, 20 : 325-343.
- WINDLEY, B.F.. 1977 - **The evolving continents.** Toronto, John Wiley and Sons. p. 68-72.

WINDLEY, B.F. 1984. **The evolving continents.** 2 ed. Chichester, John Wiley and Sons. 399p.