



UNIVERSIDADE FEDERAL DA BAHIA  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

TESE DE DOUTORADO

**GRANITOGÊNESE PALEOPROTEROZÓICA E PÓS-  
TRANSAMAZÔNICA NO CINTURÃO MÓVEL  
SALVADOR-CURAÇÁ: ASPECTOS GEOLÓGICOS,  
PETROGRÁFICOS, GEOQUÍMICOS E GEOCRONOLÓGICOS  
DE CORPOS DA ZONA AXIAL**

Por:

**Olga Maria Fragueiro Otero**

Orientador:

Dr. Herbet Conceição

Salvador-Bahia  
2005

**GRANITOGÊNESE PALEOPROTEROZÓICA E PÓS-  
TRANSAMAZÔNICA NO CINTURÃO MÓVEL  
SALVADOR-CURAÇÁ: ASPECTOS GEOLÓGICOS,  
PETROGRÁFICOS, GEOQUÍMICOS E GEOCRONOLÓGICOS  
DE CORPOS DA ZONA AXIAL**

por:

**Olga Maria Fragueiro Otero**

(Geóloga, Universidade Federal da Bahia - 1993)

***TESE DE DOUTORADO***

Submetida em satisfação parcial dos requisitos ao grau de:

**DOUTOR EM CIÊNCIAS**

**- GEOLOGIA -**

À Câmara de Ensino de Pós-Graduação e Pesquisa  
da

Universidade Federal da Bahia

**APROVAÇÃO**

\_\_\_\_\_  
\_\_\_\_\_  
\_\_\_\_\_  
\_\_\_\_\_  
\_\_\_\_\_

**COMISSÃO EXAMINADORA**

Prof. Dr. Herbet Conceição (Orientador)/ UFBA

Profa. Dra. Débora Correia Rios/ UFBA

Profa. Maria de Lourdes da Silva Rosa/ UFBA

Prof. Dr. Moacyr de Moura Marinho - UFBA/CBPM

Prof. Dr. Rômulo Machado/ USP

Data de Defesa Pública: 22/12/2005

Salvador - Bahia  
2005

*MAIS UMA VEZ, A MEU MARIDO E A MINHA FILHA,  
POR TODO INCENTIVO, COMPREENSÃO E AMOR.*

## AGRADECIMENTOS

Esta talvez seja a parte mais gratificante deste trabalho e também onde podemos cometer atos falhos mais graves, quando, por lapso de memória, podemos não ter citado você. Ela vem após a conclusão de um árduo trabalho, somente finalizado pela ajuda dos amigos. É bom ter amigos e descobrir novas amizades. É bom saber que existem pessoas sérias e que tornam o ato de fazer mais dignificante, fazendo-nos acreditar no amanhã.

Parte do acima descrito tem um endereço, ou melhor, um nome: Prof. Dr. Herbet Conceição. Antes mesmo dos merecidos elogios, um amigo. Sua orientação, firme e competente permitiu uma melhor visualização de como pode nascer e persistir o interesse pela pesquisa.

O apoio financeiro do CNPq, pela concessão de importante bolsa de estudos.

À Companhia Baiana de Pesquisa Mineral (CBPM), pelo apoio financeiro nas viagens de campo e nas análises químicas desse trabalho de tese.

Ao Curso de Pós-Graduação em Geologia, pela seriedade e pelas facilidades concedidas aos seus alunos.

Ao Grupo de Petrologia (GPA), composto por pessoas sérias, trabalhadoras, honestas, capazes e, sobretudo, solidárias, como: Prof. Dr. Herbet Conceição (Coordenador), Maria de Lourdes da S. Rosa, Débora C. Rios, Jorge Plá, Basílio E. da Cruz Filho, Adriana A. Peixoto ("velhos" participantes), aos "novos" participantes, Ana Carla, Carlos, Conceição, Diego, Elvir, Henrique, Jayme, Jamyle, João, Josemar, Linda, Marcos, Marília, Mônica, Ricardo, Rita, Thanany, Tiago, Vilton e Zilda e "aos ex-participantes", Emerson B. dos Santos, Livia Oliveira, Cristina G. de Burgos, Geraldo A. S. Leahy, Márcio M. Paim e Amalvina Barbosa.

Aos sempre amigos Olívia Oliveira e Joaquim Lago, pelos estímulos e ajuda nas horas mais conflitantes.

Aos Profs. Dr. Luis César Gomes e Caroline Couto pelas ajudas geológicas e incentivo nas horas difíceis.

Às professora Amalvina Barbosa e Ângela Leal pela sincera amizade e constantes ajudas.

A amiga e colega doutoranda Adriana (Baby), pelos alegres e descontraídos momentos de 'reflexão'.

Aos Profs. Drs. Jose Maria Landim (Ex-Coordenador) e Johildo Figueiredo Barbosa, atual Coordenador do Curso de Pós-Graduação em Geologia, pela acolhida, sempre solícita, prestada a este trabalho.

A Dra. Maria de Lourdes da Silva Rosa pelas análises isotópicas das amostras estudadas e pela ajuda na geocronologia.

A Dra. Marilda Santos Pinto Miadema pelo valoroso empréstimo de Lâminas petrográficas do maciço Pé de Serra.

A Dra. Débora Correia Rios pela tradução do resumo.

Aos colegas do Curso de Pós-Graduação, futuros mestre, doutores e pesquisadores, a certeza de que serão bem sucedidos em seus ideais.

Aos sempre prestativos e gentis, funcionários da Pós de Geologia: Gilsélio, Maria, Nilton (os dois) e aos funcionários da Geofísica, Joaquim e Ana.

A aqueles que trabalham na mesma linha de pesquisa desta dissertação, pela valiosa bibliografia concedida para o embasamento deste trabalho.

Aos meus pais, José Fragueiro Pombo e Eudosia Yolanda Otero Lorenzo, por ter me dado a oportunidade dos estudos e, acima de tudo, ter me ensinado a reconhecer e ser digna. E, aos meus irmãos José Manoel e Carlos Fragueiro Otero, pelas primeiros aprendizados de convivência.

Ao meu marido Ronaldo Montenegro Barbosa, pela paciência, incansável ajuda e pela compreensão do tempo que lhe tirei para a realização deste trabalho.

E finalmente, mas não por último, a minha filha Paula Karine Otero Montenegro, estrela maior da minha vida e minha maior alavanca de ensinamentos, desejos e renovações.

MUITO OBRIDAGA A TODOS.

*Olga Otero*

## RESUMO

Na parte nordeste da Bahia existe o Cinturão Móvel Salvador-Curaçá, de natureza granulítica, encontrado entre dois núcleos gnáissico-migmatíticos arqueanos (Remanso, a oeste, e Serrinha, a leste), sendo este cinturão interpretado como a expressão de colisão paleoproterozóica, durante a Orogênese Transamazônica. Neste cinturão existem vários corpos de granito alinhados em sua parte central que não apresentam evidências das deformações presentes nos metamorfitos encaixantes. Os corpos mais importantes deste alinhamento foram investigados nesta tese quanto a sua petrografia e geoquímica, tendo se obtido para alguns deles idades Pb-Pb em zircão.

As idades obtidas para estes corpos (Pedra Solta  $2,088 \pm 9$  Ga; Pé de Serra  $2,078 \pm 4$  Ga; Gavião  $2,082 \pm 2$  Ga) revelaram que eles cristalizaram-se durante aproximadamente 23 Ma, sendo posteriores a cristalização dos diques de sienitos (2,09 Ga).

Nos maciços graníticos as estruturas magmáticas identificadas (alinhamento de cristais, orientação de enclaves e de diques sin-plutônicos) truncam as estruturas metamórficas regionais e os xenólitos de metamorfitos exibem normalmente formas angulares. Estes corpos são essencialmente constituídos por granito e monzonito, tendo sienito e diorito ocorrendo de forma subordinada. Nas rochas graníticas e monzoníticas têm-se dois feldspatos, um deles alcalino e normalmente perítico, hornblenda e biotita são os máficos dominantes, sendo que no sienito e raramente no monzonito mais máfico o diopídio pobre em titânio está presente. Óxidos de Fe e Ti, são comuns e os acessórios usuais são: apatita, zircão e titanita. Os minerais raramente exibem feições de alteração.

As rochas destes maciços exibem as mesmas características, indicando trata-se de um mesmo magmatismo. Elas são alcalinas, com alcalinidade média, peraluminosas a fracamente metaluminosas, exibindo afinidade com suítes shoshoíticas. Alguns dos

enclaves de diorito apresentam afinidade com basalto alcalino. Em diagramas binários estas rochas exibem, no geral, um bom alinhamento, sugerindo a presença mais ou menos acentuada, a depender do corpo, de processo de mistura entre magma máfico e félsico. Estas rochas apresentam espectros de ETR marcados por anomalias negativas moderadas em Eu indicando o fracionamento de plagioclásio. Eles exibem igualmente fracionamento moderado a alto dos ETRLeves, sugerindo participação de fonte com granada.

A reunião das informações obtidas neste estudo permite inferir que, os corpos de granitos que se encontram alinhados na parte central do Cinturão Móvel Salvador-Curaçá representam a expressão de magmatismo pós-orogênico a Orogenia Transamazônica nesta região do Cráton do São Francisco.

## ABSTRACT

The Salvador-Curaçá Mobile Belt is located at the Northeastern Bahia, showing granulitic nature, and limited by two gneissic-migmatitic archaean nuclei (Remanso, at the West, and Serrinha, at the East), been interpreted as the expression of the Palaeoproterozoic collision which occurred during the Transamazonic Orogeny. At the central part of this mobile belt there are many granitic bodies, aligned N-S, which do not present evidence of deformation as shown by the metamorphic basement. The most important granitic bodies of this alignment have been investigated in this study (petrography and geochemistry), and for some of them, Pb-Pb single zircon age are also presented.

The ages obtained for some of these bodies (Pedra Solta  $2.088\pm 9$  Ga; Pé de Serra  $2.078\pm 4$  Ga; Gavião  $2.082\pm 2$  Ga) indicate that they were crystallized during a period of almost 23 Ma, after of the crystallization of the syenitic dykes (2.09 Ga).

Magmatic structures identified at the studied massifs (as the alignment of crystals, enclaves and sin-plutonic dykes trends) cut the regional metamorphic structures and the metamorphic xenoliths commonly show angular shapes. These bodies are represented by granites and monzonites, in which syenites and diorites also occur subordinately. Granitic and monzonitic rocks present two feldspars, one alkaline and perthitic. Hornblende and biotite are the predominant mafic minerals, although the syenites, and sometimes at the mafic monzonites, the low-Ti diopside is also present. Fe-Ti oxides are common and apatite, zircon and titanite occur are the most usual accessory phases. Alteration features are rare.



All the rocks of these massifs exhibit the same characteristic, suggesting they all are correlated to the same magmatic event. They are alkaline, with medium alkalinity, peraluminous to slightly metaluminous, been related to shoshonitic suites. Some dioritic enclaves have affinities with alkaline basalts. In binary diagrams most of these rocks generally show a straight pattern and good alignment, suggesting the presence of mixing process between the mafic and felsic magmas in some massifs. These rocks show Eu negative anomalies, suggesting plagioclase fractionation. Their ETR spectrums also have high to moderate LREE enrichment, indicating the presence of garnet in their source.

The data collected at this research allow us to infer that these granitic bodies aligned at the central part of Salvador-Curaçá Mobile Belt are a expression of a Transamazonic Orogeny post-orogenic magmatism.

# ÍNDICE

<b>DEDICATÓRIA</b> .....	i
<b>AGRADECIMENTOS</b> .....	ii
<b>RESUMO</b> .....	iv
<b>ABSTRACT</b> .....	vi
<b>ÍNDICE</b> .....	viii
<b>ÍNDICE DE FIGURAS</b> .....	xii
<b>ÍNDICE DE TABELAS</b> .....	xv
<b>ÍNDICE DE FOTOGRAFIAS</b> .....	xvi
<b>ÍNDICE DE FOTOMICROGRAFIAS</b> .....	xviii
<b>ÍNDICE DE ANEXOS</b> .....	xx
<b>CAPÍTULO I - INTRODUÇÃO</b> .....	01
I.1 - INTRODUÇÃO .....	02
I.2 - SHOSHONITOS E A PROBLEMÁTICA GERAL .....	02
I.3 - OBJETIVOS .....	06
I.4 - LOCALIZAÇÃO E ACESSO .....	06
I.5 - TRABALHOS ANTERIORES SOBRE OS GRANITOS TARDIOS NO CINTURÃO MÓVEL SALVADOR CURAÇÁ .....	06
I.6 - ASPECTOS FISIOGRÁFICOS.....	08
<b>CAPÍTULO II - GEOLOGIA REGIONAL</b> .....	10
II.1 - INTRODUÇÃO .....	11
II.2 - PRICIPAIS ASPECTOS DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO .....	11

II.3 - O CINTURÃO MÓVEL SALVADOR-CURAÇÁ .....	13
II.3.1 - Complexo Caraíba .....	15
II.3.2 - Complexo Ipirá .....	17
II.3.3 - Suíte São José do Jacuípe .....	17
II.3.4 - Plutonismo no CMSC .....	18
Plutonismo Sienítico .....	18
Plutonismo Granítico .....	20
<i>Plutonismo Sintangencial</i> .....	20
<i>Plutonismo Tarditangencial</i> .....	20
<i>Plutonismo Sintranscorrência</i> .....	21
<i>Plutonismo Tardi a Pós-tangencial</i> .....	21
II.3.5 - Sedimentos Tércio-Quaternários .....	22
II.4 - MODELO EVOLUTIVO DO CMSC .....	22
<b>CAPÍTULO III - MACIÇO PEDRA SOLTA .....</b>	<b>26</b>
III.1 - GEOLOGIA .....	27
III.2 - FACIOLOGIA .....	27
III.2.1 - Fácies Granítica .....	27
III.2.2 - Fácies de Contato .....	27
III.2.3 - Fácies Gnáissica .....	29
III.3 - PETROGRAFIA .....	31
III.3.1 - Fácies Granítica .....	31
III.3.2 - Fácies de Contato .....	35
III.3.3 - Fácies Gnáissica .....	38
III.3.4 – Considerações Petrográficas .....	42
III.4 - IDADE Pb-Pb EM MONOCRISTAL DE ZIRCÃO .....	43
III.5 - GEOQUÍMICA .....	45
III.5.1 - Classificação Química .....	45
III.5.2 - Caracterização da Alcalinidade e Tipo de Série Magmática .....	45
III.5.3 - Saturação em Alumina .....	49
III.5.4 - Composição e Evolução Normativa .....	49
III.5.5 - Elementos Maiores .....	52
III.5.6 - Elementos-Traços .....	57

III.5.7 - Elementos Terras Raras .....	60
<b>CAPÍTULO IV - COMPLEXO PÉ DE SERRA-CAMARÁ .....</b>	<b>62</b>
IV.1 - INTRODUÇÃO .....	63
IV.2 - GEOLOGIA .....	63
IV.3 - FACIOLOGIA .....	65
IV.3.1 - Maciço Pé de Serra .....	65
IV.3.1.1 - Fácies Sienítica .....	65
IV.3.1.2 - Fácies Monzonítica Porfirítica .....	68
IV.3.1.3 - Fácies Monzogranítica .....	68
IV.3.2 - Maciço Camará .....	68
IV.3.2.1 - Fácies Sienogranítica .....	68
IV.3.2.2 - Fácies Monzonítica .....	68
IV.3.3 - Enclaves, Diques e Xenólitos .....	71
IV.4 - PETROGRAFIA .....	71
IV.4.1 - Fácies Monzogranítica .....	72
IV.4.2 - Fácies Monzonítica Porfirítica .....	75
IV.4.3 - Fácies Sienítica .....	77
IV.5 - IDADE Pb-Pb EM MONOCRISTAL DE ZIRCÃO .....	80
IV.6 - GEOQUÍMICA .....	82
IV.6.1 - Classificação Química .....	83
IV.6.2 - Relação entre os álcalis ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ ) <i>versus</i> $\text{SiO}_2$ .....	87
IV.6.3 - Relação $\text{Na}_2\text{O}$ <i>versus</i> $\text{K}_2\text{O}$ .....	87
IV.6.4 - Relação $\text{K}_2\text{O}$ <i>versus</i> $\text{SiO}_2$ .....	87
IV.6.5 - Relação Molares entre $\text{Al}_2\text{O}_3$ , $\text{Na}_2\text{O}$ , $\text{K}_2\text{O}$ e $\text{CaO}$ .....	91
IV.6.6 - Relação entre $\text{SiO}_2$ <i>versus</i> $\log(\text{K}_2\text{O}/\text{MgO})$ .....	91
IV.6.7 - Composição Normativa .....	91
IV.6.8 - Evolução Química dos Elementos Maiores .....	94
IV.6.9 - Evolução e Comportamento Químico dos Elementos Traços .....	98
IV.6.10 - Evolução e Comportamento Químico dos Elementos Terras Raras .....	100

<b>CAPÍTULO V – MACIÇOS DE GAVIÃO E MORRO DO JUÁ</b> .....	104
V.1 - INTRODUÇÃO .....	105
V.2 – ASPECTOS GEOLÓGICOS .....	105
V.3 - FACIOLOGIA .....	105
V.4 - IDADE Pb-Pb EM MONOCRISTAL DE ZIRCÃO .....	107
V.5 - GEOQUÍMICA .....	109
<b>CAPÍTULO VI –CONCLUSÕES</b> .....	121
<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</b> .....	127
<b>ANEXOS</b> .....	134
<b>ANEXO I</b> .....	135

## ÍNDICE DE FIGURAS

I.1 - Esquema Geodinâmico para o Paleoproterozóico na Bahia .....	03
I.2 - Mapa de localização e vias de acesso da área .....	07
II.1 - Localização do Cráton do São Francisco no Estado da Bahia .....	12
II.2 - Estruturação dos núcleos Serrinha, Remanso e Guanambi proposta por Mascarenhas (1979) .....	14
II.3 - Mapa geológico esquemático do CMSC apresentando os maciços graníticos pós-tectônicos .....	16
II.4 - Resumo estratigráfico dos litotipos do CMSC, adaptado de Melo (1991) .....	19
II.5 - Modelo evolutivo simplificado do CMSC, adaptado de Padilha & Melo (1991) .....	24
III.1 - Esboço faciológico do maciço Pedra Solta .....	28
III.2 - Diagramas QAP e Q(A+P)M para a classificação modal das rochas do maciço de Pedra Solta, segundo Streckeisen (1976) .....	33
III.3 - Diagrama idade <i>versus</i> etapas de evaporação dos zircões do maciço de Pedra Solta .....	44
III.4 - Diagrama total de álcalis <i>versus</i> sílica (TAS) das amostras do maciço Pedra Solta .....	48
III.5 - Diagrama $K_2O$ <i>versus</i> $Na_2O$ das amostras do maciço Pedra Solta .....	50
III.6 - Diagrama $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$ <i>versus</i> $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ das amostras do maciço Pedra Solta .....	51
III.7 - Diagrama normativo An-Ab-Or das amostras do maciço Pedra Solta .....	57
III.8- Diagramas de variação dos elementos maiores <i>versus</i> $SiO_2$ das amostras do maciço Pedra Solta.....	55
III.9 - Diagramas de variação dos elementos traço <i>versus</i> $SiO_2$ das amostras do maciço Pedra Solta.....	58
III.10 - Diagrama multielementar aplicado as amostras do maciço Pedra Solta .....	59
III.11 - Espectros dos Elementos Terras Raras das amostras do maciço Pedra Solta .....	61
IV.1 - Mapa geológico esquemático dos maciços Pé de Serra e Camará .....	64

IV.2 - Esboço faciológico dos maciços Pé de Serra e Camará .....	66
IV.3 - Esboço faciológico e amostragem do maciço Pé de Serra .....	67
IV.4- Diagramas QAP e Q(A+P)M para a classificação modal das rochas do maciço Pé de Serra, segundo Streckeisen (1976) .....	73
IV.5 - Diagrama idade <i>versus</i> etapas de evaporação dos zircões do maciço de Pé de Serra.....	82
IV.6 - Diagrama total de álcalis <i>versus</i> sílica (TAS) das amostras do maciço Pé de Serra .....	88
IV.7 - Diagrama K <sub>2</sub> O <i>versus</i> Na <sub>2</sub> O das amostras do maciço Pé de Serra .....	89
IV.8 - Diagrama K <sub>2</sub> O <i>versus</i> SiO <sub>2</sub> das amostras do maciço Pé de Serra.....	90
IV.9 - Diagrama Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /(Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O) <i>versus</i> Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /(CaO+Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O) das amostras do maciço Pé de Serra .....	92
IV.10 - Diagrama SiO <sub>2</sub> <i>versus</i> log K <sub>2</sub> O/MgO das amostras do maciço Pé de Serra .....	93
IV.11 - Diagrama Qz-Ab-Or das amostras do maciço Pé de Serra.....	95
IV.12 - Diagramas de variação dos elementos maiores <i>versus</i> SiO <sub>2</sub> das amostras do maciço Pé de Serra .....	96
IV.13 - Diagramas de variação dos elementos traço <i>versus</i> SiO <sub>2</sub> das amostras do maciço Pé de Serra .....	99
IV.14 - Diagrama multielementar aplicado as amostras do maciço Pé de Serra.....	101
IV.15 - Espectros dos Elementos Terras Raras das amostras do maciço Pé de Serra .....	102
V.1 - Mapa esquemático dos maciços Gavião e Morro do Juá .....	106
V.2 - Diagrama idade <i>versus</i> etapas de evaporação dos zircões do das amostras dos maciços Gavião e Morro do Juá.....	109
V.3 - Diagrama total de álcalis <i>versus</i> sílica (TAS) aplicado as amostras dos maciços Gavião e Morro do Juá .....	113
V.4 - Diagrama K <sub>2</sub> O <i>versus</i> Na <sub>2</sub> O, aplicado as amostras dos maciços Gavião e Morro do Juá.....	114
V.5 - Diagrama K <sub>2</sub> O <i>versus</i> SiO <sub>2</sub> , aplicado as amostras dos maciços Gavião e Morro do Juá.....	115
V.6 - Diagrama SiO <sub>2</sub> <i>versus</i> log K <sub>2</sub> O/MgO das amostras dos maciços Gavião	

e Morro do Juá.....	116
V.7 - Diagramas de variação dos elementos maiores <i>versus</i> SiO <sub>2</sub> das amostras dos maciços Gavião e Morro do Juá.....	117
V.8 - Diagrama multielementar aplicado às amostras dos maciços Gavião e Morro do Juá.....	119
V.9 - Espectros dos Elementos Terras Raras das amostras dos maciços Gavião e Morro do Juá .....	120
VI.1 – Diagrama TAS, aplicado às rochas shoshoníticas do Núcleo Serrinha e do Cinturão Móvel Salvador Curaçá .....	125
VI.2 – Diagrama Al <sub>2</sub> O <sub>5</sub> /(Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O) <i>versus</i> Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /(Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O+CaO) aplicado às rochas shoshoníticas do Núcleo Serrinha e do Cinturão Móvel Salvador Curaçá .....	125
VI.3 – Diagrama para Discriminação de ambientes tectônicos aplicado às rochas shoshoníticas do Núcleo Serrinha e do Cinturão Móvel Salvador Curaçá .....	125



## ÍNDICE DE TABELAS

III.1 - Análises modais das amostras do maciço Pedra Solta .....	32
III.2 - Resultados analíticos das idades dos zircões do maciço Pedra Solta .....	43
III.3 - Distribuição quantitativa das análise químicas das fácies do maciço Pedra Solta .....	45
III.4 - Análises químicas dos elementos maiores e menores do maciço Pedra Solta .....	46
III.5 - Análises químicas dos elementos terras raras e terras raras normalizados do maciço Pedra Solta .....	47
III.6 - Minerais e parâmetros normativos de algumas amostras do maciço Pedra Solta .....	53
IV.1 - Relação das lâminas por fácies das amostras do maciço Pé de Serra .....	72
IV.2 - Resultados analíticos das idades dos zircões do maciço Pé de Serra .....	81
IV.3 - Distribuição quantitativa das análise químicas das fácies do maciço Pé de Serra .....	83
IV.4 - Análises químicas dos elementos maiores e menores do maciço Pé de Serra .....	84
IV.5 - Análises químicas dos elementos terras raras e terras raras normalizados do maciço Pé de Serra .....	86
IV.6 - Variação da mineralogia normativa das amostras do maciço Pé de Serra .....	94
V.1 - Resultados analíticos das idades dos zircões do maciço Gavião .....	107
V.2 - Distribuição quantitativa das análise químicas dos maciços Gavião e Morro do Juá .....	110
V.3 - Análises químicas dos elementos maiores, menores e terras raras dos maciços Gavião e Morro do Juá .....	111
V.4 - Minerais e parâmetros normativos das amostras dos maciços Gavião e Morro do Juá .....	112

## ÍNDICE DE FOTOGRAFIAS

### Capítulo III – MACIÇO DE PEDRA SOLTA

Foto 1 - Rocha granítica rica em minerais opacos .....	30
Foto 2 - Rocha mostrando estrutura de fluxo magmático .....	30
Foto 3 - Visão geral, mostrando desnível entre as rochas graníticas de Pedra Solta e o sienito de Itiúba .....	30
Foto 4 - Aspecto gnáissico paralelo as paredes dos filões, na fácies contato .....	30
Foto 5 - Rochas esbranquiçada, de granulação grossa.....	30
Foto 6 - Xenólito anfibolítico incluso nas rochas do Maciço Pedra Solta .....	30

### Capítulo IV – COMPLEXO PÉ DE SERRA-CAMARÁ

Foto 7 - Visão panorâmica das elevações tipo ‘Pão de açúcar’ .....	69
Foto 8 - Morro testemunho com aproximadamente 500m de altitude .....	69
Foto 9 - Detalhe de enclave máfico da fácies sienítica .....	69
Foto 10 - Enclave máfico boudinado, com inclusões de pórfiros.....	69
Foto 11 - Aspecto característico das rochas da fácies monzonito pórfiro .....	69
Foto 12 - Enclave máfico.....	69
Foto 13 - Detalhe macroscópico mostrando pertitas de feldspato alcalino .....	70
Foto 14 - Rocha de coloração rósea e aspecto gnaissificado.....	70
Foto 15 - Contato entre granitóide fino e porfírico .....	70
Foto 16 - Detalhe de leitos máficos ricos em anfibólio .....	70

Foto 17 - Enclave de diorito alinhado e boudinado ..... 70

Foto 18 - Aspecto geral de enclave pegmatítico ..... 70

## Capítulo V - MACIÇOS GAVIÃO E MORRO DO JUÁ

Foto 19 - Aspecto característico das rochas sienograníticas com granulação média do Maciço Gavião ..... 108

Foto 20 - Detalhe das rochas graníticas finas e isotrópicas do Maciço Morro do Juá ..... 108

## ÍNDICE DE FOTOMICROGRAFIAS

### Capítulo III – MACIÇO DE PEDRA SOLTA

Fotomicrografia 1 - Cristal de plagioclásio anédrico, com centro alterado .....	36
Fotomicrografia 2 - Feldspato alcalino geminado segundo a lei Carlsbad .....	36
Fotomicrografia 3 - Cristal de hornblenda com inclusões de zircões .....	36
Fotomicrografia 4 - Cristal de mineral opaco coroado pela titanita .....	36
Fotomicrografia 5 - feldspato alcalino geminado segundo as leis albíta-periclina ...	36
Fotomicrografia 6 - Cristais de biotita com inclusões de zircão.....	36
Fotomicrografia 7 - Cristal de biotita com inclusões de agregados de epídoto nos planos de clivagem .....	41
Fotomicrografia 8 - Cristal de allanita metamitizado .....	41
Fotomicrografia 9 - Cristal de plagioclásio geminado segundo a lei albíta .....	41
Fotomicrografia 10 - Cristais de hornblenda mostrando alteração nos planos de clivagem .....	41
Fotomicrografia 11 - Cristal de diopísídeo coroado pela hornblenda .....	41
Fotomicrografia 12 - Cristal de zircão anédrico zonado .....	41

### Capítulo IV – COMPLEXO PÉ DE SERRA-CAMARÁ

Fotomicrografia 13 - Inclusão de mineral opacoanédrico nos planos de clivagem do feldspato.....	76
Fotomicrografia 14 - Microclina inclusano quartzo e intersticial com geminação albíta periclina .....	76

Fotomicrografia 15 – Mineral opaco incluído na biotita apresentando borda de allanita .....	76
Fotomicrografia 16 – Textura geral e enclave mostrando pórfiros de plagioclásio e matriz composta por plagioclásio, biotita, diopísídio e quartzo .....	76
Fotomicrografia 17 – Aspecto das pertitas .....	76
Fotomicrografia 18 – Cristal de plagioclásio mostrando geminação albita e albita-calsbad .....	76
Fotomicrografia 19 – Agregados anédricos de quartzo .....	79
Fotomicrografia 20 – Cristais de biotita com inclusão de apatita euédrica .....	79
Fotomicrografia 21 – Contato de reação entre hornblenda e biotita .....	79
Fotomicrografia 22 – Textura geral da fácies sienítica, rica em minerais opacos ...	79
Fotomicrografia 23 – Cristal de quartzo mostrando extinção ondulante .....	79
Fotomicrografia 24 - Cristais de hornblenda e biotita envolvendo e incluindo mineral opaco e apatitas subédricas .....	79

## ÍNDICE DE ANEXOS

<b>ANEXOS</b> .....	134
<b>ANEXO I</b> – Tabela de análise química de minerais do Maciço Pedra Solta.....	135

# **CAPÍTULO I**

# **INTRODUÇÃO**

## **I.1 – INTRODUÇÃO**

Os conhecimentos sobre a granitogênese Tardi a Pós-Transamazônica no Estado da Bahia têm evoluído de forma significativa, permitindo compartimentar os corpos graníticos paleoproterozóicos em sincrônicos, tardios e posteriores a esta orogenia (Conceição & Otero, 1996). No caso específico do Cinturão Móvel Salvador-Curaçá (CMSC), onde são abundantes os maciços graníticos, diversos estudos têm identificado a presença de uma guirlanda de plutões graníticos colocados posteriormente ao evento orogênico colisional transamazônico. Esses corpos encontram-se encaixados na parte central do CMSC, entre os núcleos antigos Remanso e Serrinha (Fig. I.1A), dentre os quais destacam-se, de norte para sul, os maciços de: Pedra Solta (Otero, 1997); Gavião (Padilha & Melo, 1991); Morro do Juá (Melo, 1991) e Pé de Serra-Camará (Santos Pinto, 1992), como pode ser visto na figura I.1B, além de diversos corpos menores (e.g. Teixeira, 1991).

No abundante plutonismo granítico pós-tectônico do CMSC, os estudos disponíveis supracitados, fornecem importantes contribuições. Todavia, a heterogeneidade das informações tem sido um obstáculo para que se possa compreender bem o significado preciso da(s) fonte(s) responsável (is) por este magmatismo granítico tardio que, à luz dos dados disponíveis, mostram afinidades com granitos da Série Shoshonítica.

## **I.2 - SHOSHONITOS E A PROBLEMÁTICA GERAL**

O termo “rochas shoshoníticas” foi criado por Iddings (1895), para se referir aos ortoclásio-basaltos do Parque Yellowstone, no Wyoming (EUA). Segundo este autor os shoshonitos são rochas vulcânicas, constituídas por fenocristais de plagioclásio cálcico, clinopiroxênio e olivina, distribuídos em uma matriz feldspática.

Morrison (1980) dá enfoque às composições potássicas saturadas em sílica, e estabelece as especificidades do magmatismo shoshonítico como tendo um quimismo particular e um posicionamento tectônico tardi a pós-orogênico. Este mesmo autor aponta os seguintes aspectos como característicos para os termos vulcânicos desta série: basaltos saturados em SiO<sub>2</sub>; baixo enriquecimento em ferro com a diferenciação;



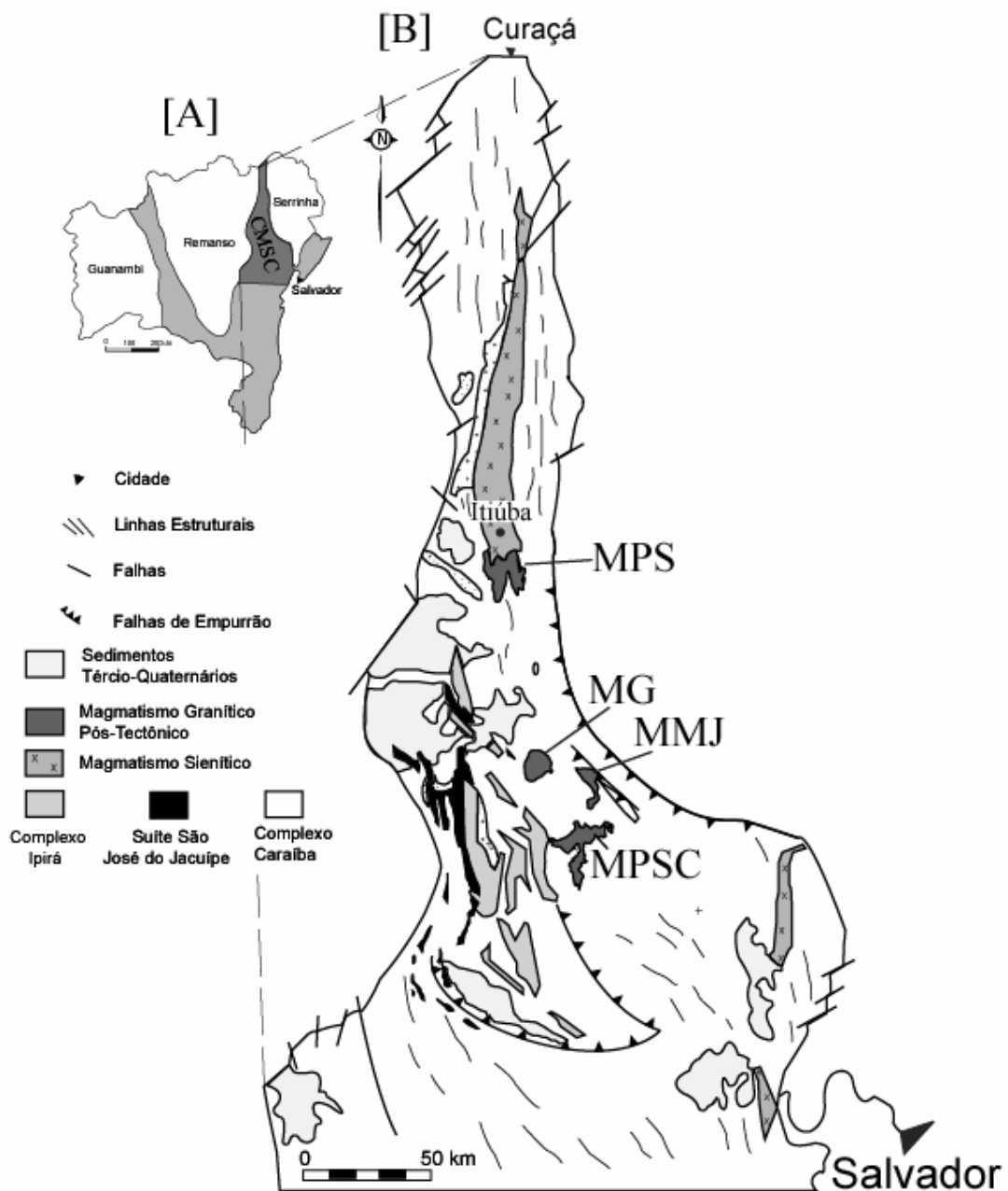


Figura I.1 - [A] Esquema Geodinâmico para o Paleoproterozóico no Estado da Bahia, após Mascarenhas (1979), apresentando os núcleos antigos (Guanambi, Remanso e Serrinha) e os cinturões móveis (CMSC = Cinturão Móvel Salvador-Curaçá). [B] Mapa geológico Esquemático do CMSC, após Conceição (1993), apresentando os maciços graníticos pós-tectônicos (MPS= Maciço de Pedra Solta; MG= Maciço de Gavião; MMJ = Maciço de Morro do Juá; MPSC = Maciço de Pé de Serra-Camará).

conteúdo de  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  elevado (maior que 5%); alta razão  $\text{K}_2\text{O} / \text{Na}_2\text{O}$  (variando de 0,6 a 1,0 para basaltos e andesitos); *trends* com forte inclinação positiva no diagrama  $\text{K}_2\text{O}$  vs.  $\text{SiO}_2$  para rochas com até 57% de  $\text{SiO}_2$ ; enriquecimento em P, Rb, Sr, Ba, Pb e terras raras leves; baixo teor de  $\text{TiO}_2$  (menor que 1,3%); elevada razão  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$  (maior que 0,5). Pearce (1983) acrescentou às características apresentadas por Morrison (1980), o enriquecimento em Th, Ce, P e Sm e um empobrecimento em Ta, Nb, Zr, Hf, Y e Yb, elementos enriquecidos em rochas vulcânicas alcalinas intraplaca (Ujike, 1985).

O magmatismo shoshonítico encontra-se mais frequentemente associado às margens destrutivas, incluindo arcos de ilha e margens continentais ativas. Müller *et al.* (1992) se referem às rochas shoshoníticas como sendo aparentemente desvinculadas de situações orogênicas (arcos pré-colisionais e ambientes intraplaca). Desde então, se ampliou consideravelmente o debate sobre o significado tectônico do magmatismo shoshonítico. Tsvetkov (1984) também se refere à geração de magmas shoshoníticos restritos a ambientes com pré-existência de crosta metamórfica, servindo de contaminante para os magmas mantélicos.

Segundo Wilson (1989), o diagrama  $\text{K}_2\text{O}$  versus  $\text{SiO}_2$  subdivide as rochas cálcio-alcalinas de arcos de ilhas em três subgrupos distintos: a) de baixo K, correlacionável à Série Toleítica de Gill (1970), b) cálcio-alcalina normal e c) cálcio-alcalina de alto K. As rochas da Série Shoshonítica se destacam neste diagrama por serem ainda mais ricas em  $\text{K}_2\text{O}$  que aquelas da Série Cálcio-Alcalina rica em  $\text{K}_2\text{O}$ .

Os arcos de ilhas oceânicos são ambientes de subdução de uma placa litosférica oceânica sob outra. Suas feições características incluem cadeias de montanhas alinhadas em arcos (frente vulcânica) e geralmente flanqueadas por bacias marginais. A litosfera já formada mergulha no manto, dando origem a uma profunda fossa oceânica. Correntes secundárias de convecção astenosférica originam um pequeno centro de expansão (bacia marginal), que se desenvolve na retaguarda do arco vulcânico. Neste tipo de ambiente, o primeiro fenômeno que ocorre é a fusão da cunha de manto, originando um magmatismo essencialmente toleítico. A proporção que a placa vai afundando ocorre metassomatismo com pressões e temperaturas gradativamente mais altas. Em condições mais profundas a placa oceânica

descendente sofre fusão, resultando em um magmatismo cálcio-alcálico, onde se originaram os magmas shoshoníticos.

As margens continentais ativas caracterizam-se pela subducção de uma placa oceânica sob uma placa continental. Os mesmos processos que ocorrem nos arcos de ilhas também se verificam aqui, exceto pela pouca expressão de magmatismo toleítico em superfície, devido à espessa crosta impedir sua extrusão.

Jakes & Smith (1970) notaram que os toleítos de arcos de ilhas gradam para rochas com baixo K no sentido oceânico e para shoshonitos no sentido continental do arco. Esta distribuição espacial relaciona-se diretamente a elevação gradual do conteúdo de K, à medida que ocorre o afastamento das zonas de consumo da placa.

Em ambientes orogênicos já desenvolvidos como os Andes, Indonésia e o Park Yellowstone, as rochas mais ricas em K tendem a ser as mais novas e ocorrem imediatamente acima da parte mais profunda da Zona de Benioff. Em áreas de convergência oblíqua de placas, como por exemplo, nas Ilhas Fiji e no Arco Eoliano, inexistem o zoneamento espacial embora as rochas mais novas sejam mais potássicas. O enriquecimento em K está relacionado provavelmente à mudança de inclinação da Zona de Benioff com o tempo, à medida que ocorre o afastamento da fossa oceânica.

A partir de dados geoquímicos e mineralógicos é possível deduzir a origem magmática e a evolução das rochas shoshoníticas. Os altos valores de U, Th (Pagel, 1981) e de K implicam numa significativa participação crosta oceânica na fusão mantélica. No Maciço de Ballons, França, em relação à baixa participação crustal nos níveis de rochas básicas, a hibridização atuou como ponto importante na gênese dos monzogranitos.

Os shoshonitos de Tavua (Ilhas Fiji) apresentam um brusco aumento do  $K_2O$  quando o  $SiO_2$  aumenta de 49% a 54%, isso resulta do alto  $K_2O$  no magma parental e a dominância do clinopiroxênio sobre a olivina na paragênese fracionada, um fenômeno comum para muitas suítes potássicas, como por exemplo, na Província Italiana.

O enriquecimento em elementos incompatíveis é seletivo, particularmente em Rb, Ba e K, sendo resultado do enriquecimento da fonte por fluidos híbridos, durante a descendência da litosfera oceânica que desgasta tanto a cunha de manto quanto a crosta oceânica possivelmente alterada.

### **I.3 – OBJETIVOS**

No Brasil, devido provavelmente à escassez de dados geoquímicos e geocronológicos, as publicações sobre shoshonitos são relativamente raras, podendo provocar entre alguns pesquisadores algumas controvérsias quanto a este termo. Na Bahia, o estudo preliminar de alguns granitóides pós-orogênicos tem revelado forte tendência shoshonítica. Contudo, a falta de dados que comprovem este fato reforça a necessidade para um maior e mais aprofundado estudo.

A proposta deste trabalho tem como objetivo maior a caracterização dos plutões pós-orogênicos do CMSC, visando o estudo geoquímico e a caracterização geológica, petrográfica e geocronológica, já que o maior detalhamento destas rochas certamente contribuirá para esclarecer tanto a evolução tectônica do CMSC, como a existência de rochas shoshoníticas no Estado da Bahia.

### **I.4 - LOCALIZAÇÃO E ACESSO**

A área em estudo está situada na região centro-leste do Estado da Bahia, no nordeste do Brasil (Fig. I.2A). A área está limitada a norte pela cidade de Itiúba e a sul pela cidade de Pé de Serra.

A área em estudo dista de Salvador aproximadamente 200km. O acesso é realizado através da Br-324, partindo de Salvador, perfazendo aproximadamente 20 km até as imediações da cidade de Feira de Santana, continuando pela BR-324 até a cidade de Nova Fátima (Fig.I.2B).

### **I.5 - TRABALHOS ANTERIORES SOBRE OS GRANITOS TARDIOS NO CINTURÃO MÓVEL SALVADOR-CURAÇÁ**

O maciço de Pedra Solta foi cartografado por Portela *et al.* (1976), no contexto do Projeto Rochas Básicas e Ultrabásicas de Euclides da Cunha (Inda *et al.*, 1976).

Estes autores realizaram um vasto trabalho foto-interpretativo e de campo, que permitiu estabelecer os limites deste maciço. Mais tarde, Otero (1997) fez um estudo

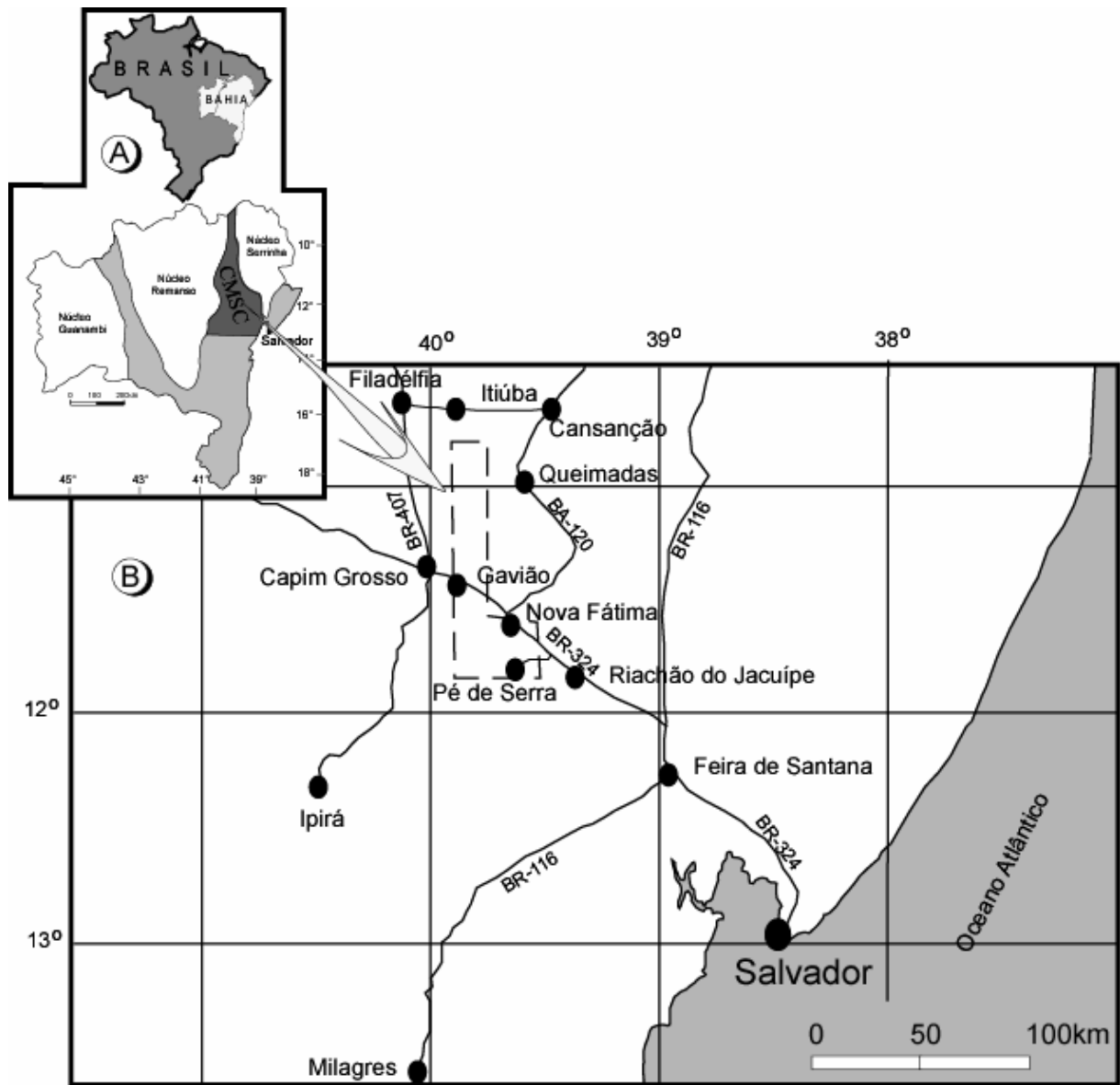


Figura 1.2 - Mapas de localização (A) e vias de acesso (B), da área de estudo.

mais detalhado deste corpo ígneo, determinando a sua idade absoluta.

O Maciço de Gavião foi descrito por Padilha & Melo (1991), que fizeram um estudo estrutural relevante, classificando-o como tardi a pós-tectônico. Sampaio *et al.* (1991) identificaram outros corpos menores, mais a nordeste, com características semelhantes a este maciço.

O Maciço de Morro do Juá foi cartografado por Melo (1991), que o classificou geocronologicamente como pós-transamazônico. Pereira *et al.* (1992) correlacionou pequenos corpos na área de Serrinha a este plutonismo.

O Maciço de Pé de Serra foi inicialmente cartografado por Seixas *et al.* (1975) e, posteriormente, por Santos Pinto & Sabaté (1989, 1990), que verificaram tratar-se de dois conjuntos plutônicos intrusivos, discordantes entre si, denominado de Maciço Pé de Serra-Camará.

Na síntese sobre as rochas graníticas e alcalinas do Estado da Bahia (Conceição & Otero, 1996), foram integrados todos os dados sobre esse plutonismo granítico do CMSC.

## **I.6 - ASPECTOS FISIAGRÁFICOS**

A área em estudo apresenta clima semi-árido quente, com estação chuvosa irregular (outubro a abril) e seca de maio a setembro. O índice pluviométrico varia de 300 a 600 milímetros por ano, o que permite classifica-lo, segundo Koppen, como do tipo Bsh. Os meses de junho e agosto são os mais frios e os de dezembro e janeiro, os mais quentes. A temperatura máxima registrada é de 42°C, a mínima de 16°C, com média anual de 35°C (Monteiro, 1978).

A vegetação da área é do tipo caatinga aberta com arbustos esgalhados e espinhosos, típica do nordeste semi-árido do Brasil (in: Leo *et al.*, 1964). Os vales apresentam uma vegetação complexa, motivada pelos diferentes ambientes biogeográficos, com misturas de espécies, subordinada principalmente a fatores litológicos e climáticos.

A área é drenada pela bacia hidrográfica do rio Itapicuru, cuja nascente localiza-se, ao norte, nas escarpas da Serra do Tombador.

O relevo é do tipo “morros arredondados” (topografia suave), característico de terrenos graníticos, exceto na serra de Itiúba, onde as cristas alcançam até 700 metros de altitude, com escarpas bastante íngremes.

# **CAPÍTULO II**

# **GEOLOGIA REGIONAL**



## II.1 - INTRODUÇÃO

A área de estudo está localizada no nordeste baiano, fazendo parte do Cráton do São Francisco, que por sua vez abrange a maior parte do Estado da Bahia (Fig. II.1A). Neste capítulo abordaremos os principais aspectos da geologia regional, procurando caracterizar as principais unidades geológicas contidas nesta área.

## II.2 - PRINCIPAIS ASPECTOS DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO

O Cráton do São Francisco foi denominado por Almeida (1977) caracterizando uma unidade geotectônica do Proterozóico Superior consolidada como segmento continental no Arqueano, compreendida como uma área continental que restou estável a partir de uma placa litosférica neoproterozóica, em grande parte externa, a qual sofreu processos de subducção e colisão (Brito Neves & Alkmim, 1993), sendo contornado por faixas de dobramento polimetamorfizadas, são elas: Faixa de Dobramento Brasília; Faixa de Dobramento Formosa do Rio Preto; Faixa de Dobramento Sergipana; Faixa de Dobramento Brasília e Faixa de Dobramento Aracuai (Fig. II.1A). Segundo Almeida (1977), as faixas de dobramento representam estruturas paralelas às bordas que cortam com ângulos variados as estruturas pré-brasilianas de seu embasamento.

A compartimentação do Cráton do São Francisco pode ser feita em dois grandes conjuntos litológicos (Fig. II.1B): (i) as coberturas plataformais dobradas, representadas pelas coberturas sedimentares e vulcânicas mesoproterozóicas e neoproterozóicas e as coberturas não dobradas compostas de sedimentos paleozóicos e cenozóicos e (ii) o embasamento, que pode ser subdividido em sequências metamorfizadas na fácies Xisto Verde a Anfibolito Alto, correspondente aos cinturões vulcano-sedimentares; terrenos de médio grau metamórfico, formado por complexos gnáissicos/migmatíticos associados estreitamente aos *greenstone belts* e os terrenos de alto grau, que constituem extensos cinturões móveis, metamorfizados nas fácies Anfibolito até Granulito (Barbosa & Dominguez, 1996).

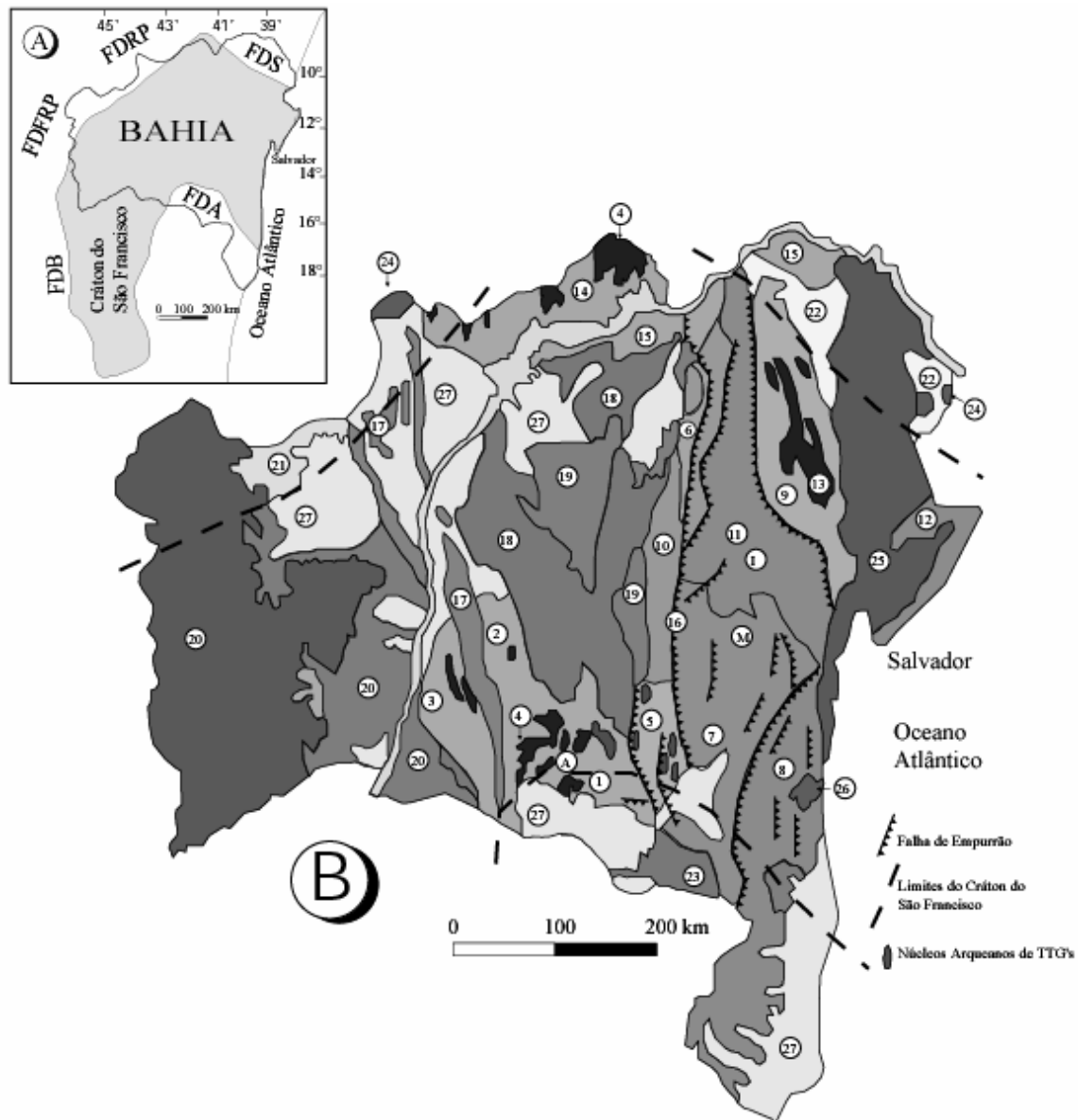


Figura II.1 - (A) Localização do Cráton do São Francisco no Estado da Bahia com a indicação dos cinturões móveis Brasilianos: Faixa de Dobramentos Sergipana (FDS); Faixa de Dobramentos Araçuaí (FDA); Faixa de Dobramentos Brasília (FDB); Faixa de Dobramentos Formosa do Rio Preto (FDRP); e Faixa de Dobramentos Riacho do Pontal (FDRP). (B) Compartimentos geotectônicos do Estado da Bahia (segundo Barbosa & Dominguez, 1996). Legenda: (1) Bloco Gavião (2) Bloco Paramirim; (3) atualmete, segundo Rosa (1999), seria o Cinturão Móvel Urandi-Paratinga (CMUP) e volume importante de rochas sieníticas pós-orogênica ; (4) Sequências Metassedimentares e vulcanossedimentares; (5) Cinturão Contendas Mirante; (6) Greenstone Belt de Mundo Novo; (7) Bloco Jequié; (8) Cinturão Itabuna; (9) Bloco Serrinha; (10) Bloco Mairi; (11) Cinturão Salvador-Curaçá; (12) Cinturão Salvador-Esplanada; (13) *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru; (14) Domínio Sobradinho; (15) Domínio Macururê; (16) Lineamento Contendas-Mirante; (17) Espinhaço Setentrional; (18) Chapada Diamantina; (19) Bacia Irecê e Utinga; (20) Bacia São Francisco-Urucuia; (21) Faixa de Dobramento Formosa do Rio Preto - Riacho do Pontal; (22) Faixa de Dobramento Sergipana; (23) Faixa de Dobramento Araçuaí-Piripá; (24) Bacia Paleozóica do Parnaíba e depósitos de Paulo Afonso e Sta. Brígida; (25) Bacias Mesozóicas Recôncavo-Tucano-Jatobá; (26) Bacias Mesozóicas Camamú-Almada; (27) Coberturas Tércio-Quaternárias; Domos de Mutuípe (M), Ipirá (I) e Aracatu (A).

As coberturas, localizadas no interior do Cráton, depositaram-se durante o Ciclo Brasileiro, compreendendo dois complexos sedimentares separados por discordância angular com o embasamento.

Dentre os cinturões móveis paleoproterozóicos destaca-se o Cinturão Costeiro Atlântico pela sua grande amplitude, estendendo-se desde o sudeste até o nordeste do Estado da Bahia onde, nas proximidades da cidade de Salvador, sofre uma bifurcação em dois ramos: o ramo norte, denominado de Cinturão Móvel Salvador-Curaçá (CMSC); e o ramo nordeste, denominado de Cinturão Salvador-Esplanada (CMSE), como é mostrado na figura II.2.

### II.3 - O CINTURÃO MÓVEL SALVADOR-CURAÇÁ

O Cinturão Móvel Salvador-Curaçá (CMSC) é uma faixa arqueana/paleoproterozóica (Brito Neves *et al.*, 1980), com lineações estruturais orientadas NW-SE, localizado entre dois blocos estáveis; Remanso, a oeste e Serrinha, a leste. As datações disponíveis deste cinturão variam de 2.350 Ma com  $Sr_{inicial}=0,7026$  (Rb-Sr em rocha total; Pereira, 1992) e  $2101\pm 11$  Ma (Pb-Pb<sub>zircão</sub>; Sabaté *et al.*, 1994). Muito dos corpos graníticos delimitados são atribuídos ao Ciclo Transamazônico (conferir Conceição & Otero, 1996).

Leite (2002) sugere, baseado em feições macro e microtectônicas, um modelo de evolução crustal caracterizado por uma tectônica de transpressão gerada após colisão oblíqua que envolveu dois blocos relativamente rígidos (Gavião e Serrinha) e zonas de maior ductibilidade, como o Cinturão Móvel Salvador-Curaçá. Este mesmo autor descreve como fatores responsáveis por esse modelo, o soergimento dos diferentes segmentos crustais ao longo das principais zonas de cisalhamento e a heterogeneidade do campo da deformação finita, envolvendo partição em domínios de cisalhamento puro ou simples que limitam os domínios de dobramentos. Estes fatores possibilitaram a extrusão dos segmentos crustais inferiores para níveis superiores, bem como, a segregação de magmas para as porções verticalizadas das zonas de cisalhamento e para as charneiras das grandes dobras regionais.

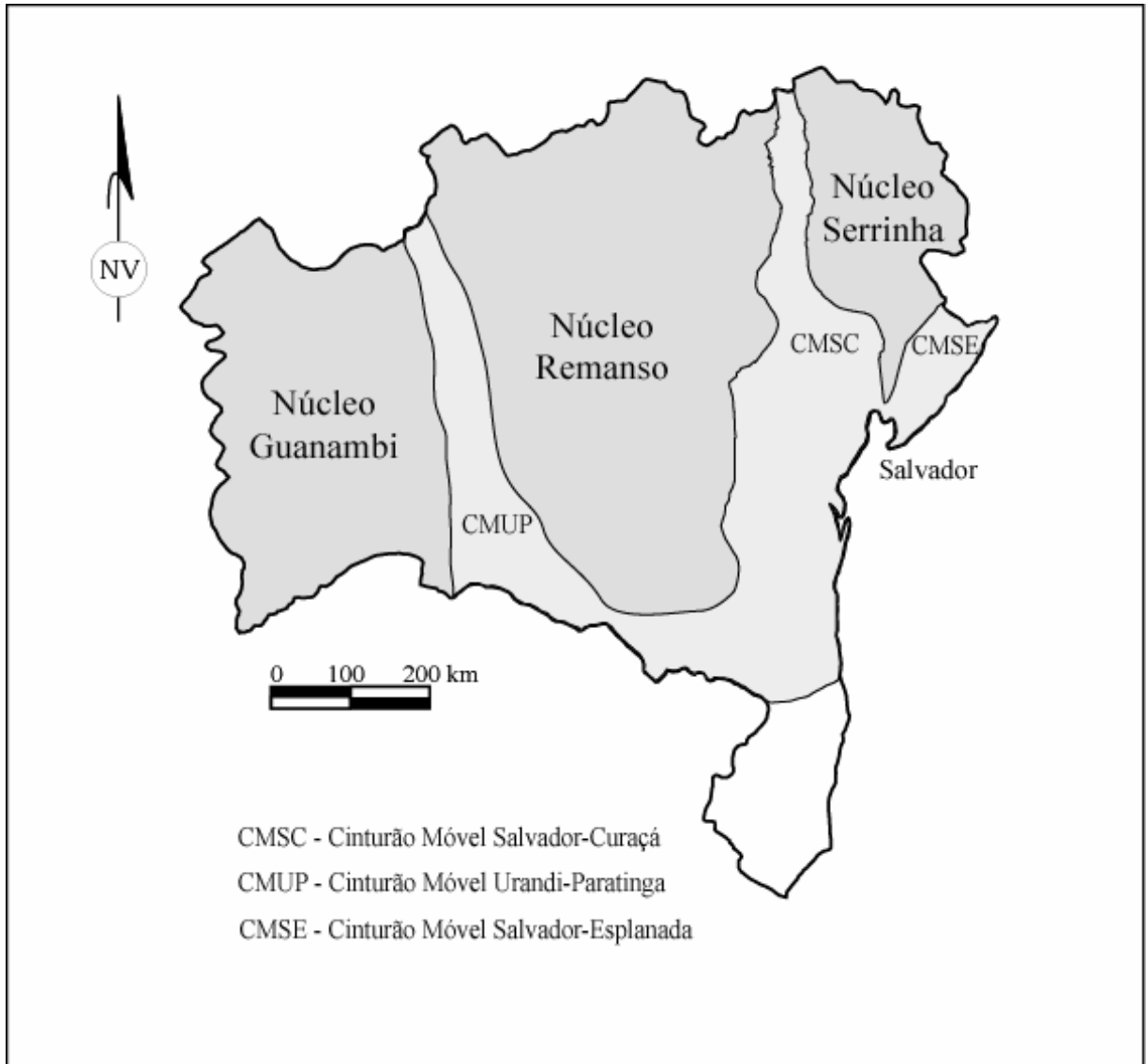


Figura II.2: Estruturação dos núcleos antigos proposta por Mascarenhas (1979) para os terrenos do embasamento do Cráton do São Francisco para o período Paleoproterozóico com limites modificados por Conceição (1990).

Barbosa *et al.* (2003) corrobora com os eventos descritos por Leite (2002), ressaltando um mascaramento do evento transcorrente sobre um evento anterior, ligado a uma tectônica reversa.

Na área em estudo este cinturão apresenta as seguintes unidades geológicas: Complexo Caraíba; Complexo Ipirá; Suíte São José do Jacuípe; Plutonismo (sienítico e granítico tardio) e Sedimentos Tércio-Quaternários (Fig. II.3).

### II.3.1 - Complexo Caraíba

O Complexo Caraíba, no sentido de Figueiredo (1981) possui a maior abrangência dentro do CMSC, apresentando características sugestivas de um segmento crustal de composição tonalítica-trondhjemítica-granodiorítica (TTG) metamorfozado na Fácies Granulito (Teixeira, 1997).

As rochas do Complexo Caraíba são tidas como uma associação de ortognaisses intermediários félsicos e bandados. Estes, algumas vezes apresentam estrutura migmatítica, apresentam camadas e lentes de rochas supracrustais do tipo cálcio-silicáticas, diopsiditos, mármore, formações ferríferas e grafititos com granada, além de corpos máficos-ultramáficos (Figueiredo, 1981; Figueiredo & Barbosa, 1993).

Os corpos máficos-ultramáficos supracitados, formam mega-enclaves dentro dos ortognaisses, exibem geoquímica correlacionada a toleítos enriquecidos em elementos litófilos, com íons grandes (LILE), onde seus padrões de REE apresentam fracionamentos moderados a fortes e enriquecidos em LREE. Estas características são semelhantes às observadas no Complexo São José do Jacuípe (Teixeira, 1997). Por outro lado, as rochas supracrustais podem ser relacionadas ao Complexo Ipirá (Figueiredo, 1980).

Os ortognaisses do Complexo Caraíba possuem coloração esverdeada, aspecto maciço com dobramentos e em superfície, quando alterados apresentam cor amarelo-amarronzada (Teixeira, 1997). Eles correspondem a uma sequência cálcio-alcálica do tipo "diorito-tonalito-granodiorito-granito", com características de granitóides de ambiente de subducção. Seus padrões REE são muito fracionados, com LREE semelhantes aos toleítos enriquecidos e HREE, bem empobrecido, indicando anfibólio/granada residuais (Figueiredo & Barbosa, 1993).

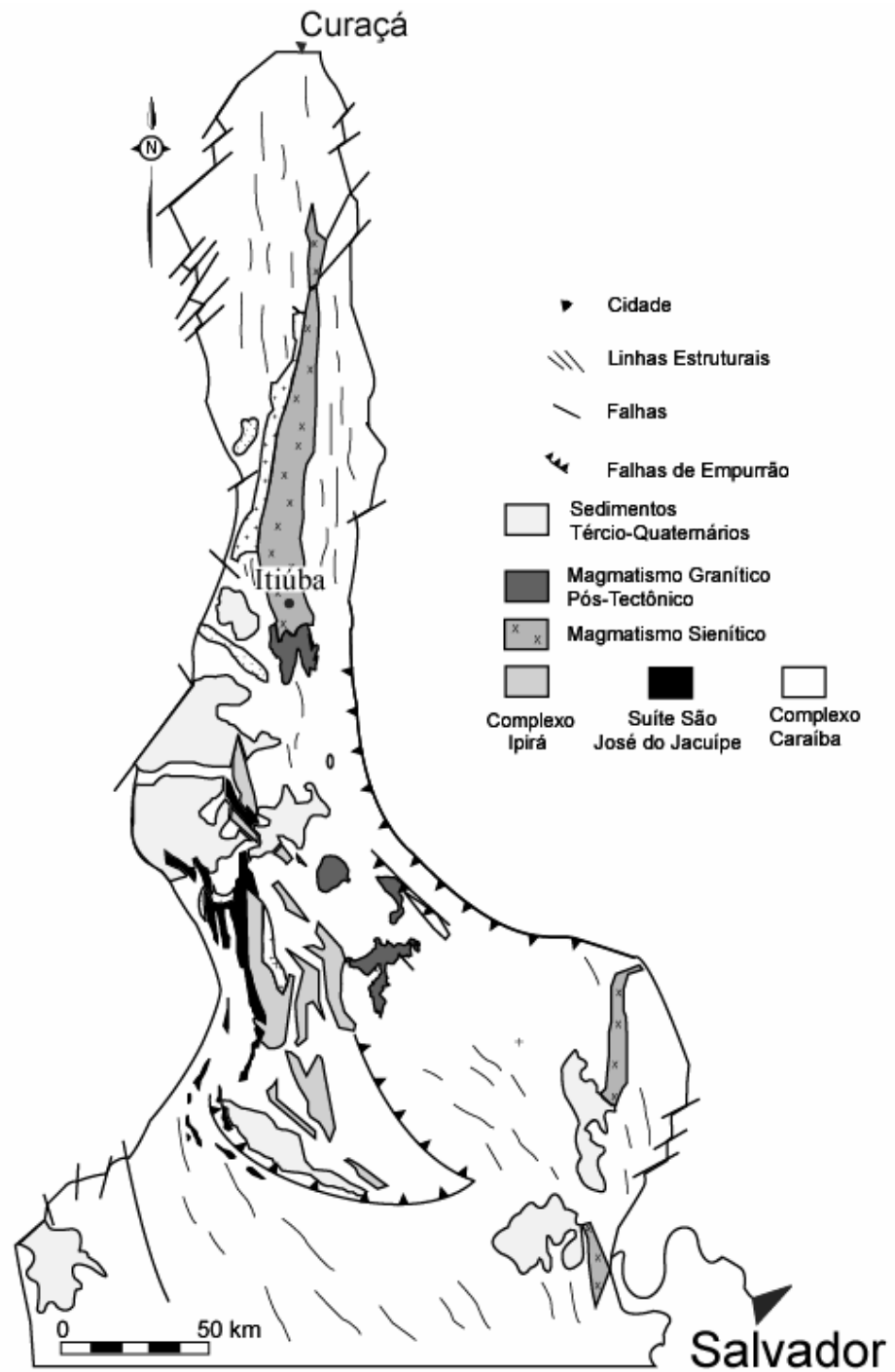


Figura II.3 - Mapa geológico Esquemático do CMSC, após Conceição (1993), apresentando as principais litologias do Cinturão Móvel Salvador-Curaçá.

Teixeira (1997) dividiu o Complexo Caraíba em dois grupos: a) os ortognáisses Na (sódicos) e b) os ortognáisses Na-K (sódico-potássicos). Naqueles afloramentos, onde ocorrem os dois conjuntos de rochas, pode-se observar, por vezes, xenólitos dos primeiros, evidenciando tratar-se de litologias mais velhas ou de mesma idade que os ortognáisses Na-K.

As datações Pb-Pb<sub>Zircão</sub> obtidas em cristais magmáticos fornecem uma idade de  $2101 \pm 11$  Ma. (Sabaté *et al.* 1994), ocorrendo o mesmo em um outro zircão, provavelmente na fácies granulito, que registrou idade praticamente idêntica (Sabaté *et al.* 1990), mostrando que a idade de colocação e de metamorfismo foi praticamente a mesma (Teixeira, 1997).

A região foi afetada provavelmente por deformação e metamorfismo polifásicos, com três fases de deformação dúctil (Jardim de Sá *et al.*, 1982; Del Rey Silva, 1985). A primeira fase, em Fácies Anfibolito, produziu acamadamento metamórfico e dobras isoclinais, agora intrafoliais, com eixo NS acompanhado de intrusões tonalíticas. Os gnáisses bandados sofreram anatexia e dobramento isoclinal, com eixo EW, na fácies granulito e intrusões tonalito-granodioríticas. A terceira fase, responsável pelas estruturas NS, produziu dobras fechadas e levemente abertas, com forte foliação penetrativa e zonas de cisalhamento, sob condições de Fácies Anfibolito, acompanhada de anatexia e intrusões graníticas.

### II.3.2 - Complexo Ipirá

O Complexo Ipirá é constituído por um conjunto de rochas supracrustais (Teixeira, 1997), sendo seus contatos inferidos com a Suíte São José do Jacuípe. Ele é composto essencialmente por gnáisses kinzigíticos, gnáisses granatíferos, gnáisses bandados, rochas calciossilicáticas, quartzitos, formações ferríferas e xistos grafitosos, cujos protólitos foram sedimentos plataformais. Ainda ocorrem, de forma subordinada, rochas básicas, cujas relações com as outras unidades não estão bem claras (Teixeira, 1997).

### II.3.3 - Suíte São José do Jacuípe

A Suíte São José do Jacuípe varia composicionalmente de termos ultramáficos até máficos, onde nos primeiros predominam peridotitos e piroxenitos e nos últimos ferrogabros, gabronoritos e leucogabros (Teixeira, 1997).

Os principais minerais são andesina, hiperstênio e augita e como máficos a hornblenda e biotita, com o plagioclásio, ortopiroxênio e o clinopiroxênio exibindo arranjos tríplexes com contatos retos, sugerindo reequilíbrios na fácies Granulito (Teixeira, 1997).

As rochas máfico-ultramáficas exibem características geoquímicas de toleítos oceânicos, com teores de SiO<sub>2</sub> variando entre 48 e 50 %, MgO entre 6 e 9,6%, e CaO igual a 12%, sugerindo, em princípio, tratar-se de segmento de fundo oceânico, preservado dentro do CMSC (Teixeira, 1997).

#### II.3.4 - Plutonismo no Cinturão Móvel Salvador-Curaçá

O plutonismo no CMSC, foi cartografado nos trabalhos de geologia regional por Leube (1972); Delgado & Dalton de Souza (1975); Seixas *et al.* (1975); Santos & Dalton de Souza (1986), e por Figueirêdo (1976 e 1981); Sá Filho (1981); Conceição (1990 e 1992); Santos Pinto (1992), em pesquisas mais específicas, adicionando diferentes graus de conhecimento a alguns corpos.

No final dos anos oitenta e início dos anos noventa a CPRM, através do Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGGB), desenvolveu um trabalho detalhado na parte central deste cinturão e forneceu um grande número de informações estruturais e químicas para este setor, permitindo a concepção de um empilhamento lito-estrutural, mostrando as relações espaciais entre as diversas unidades que compõem o CMSC (Fig. II.4).

##### II.3.4.1- Plutonismo Sienítico

O plutonismo alcalino no CMSC é caracterizado pelos plutões sieníticos de Itiúba (Conceição, 1990), Santanópolis (Conceição, 1994) e São Félix (Rosa, 1994). Estes corpos, com idades em torno de 2.1 Ga, apresentam forma alongada NS, refletindo a



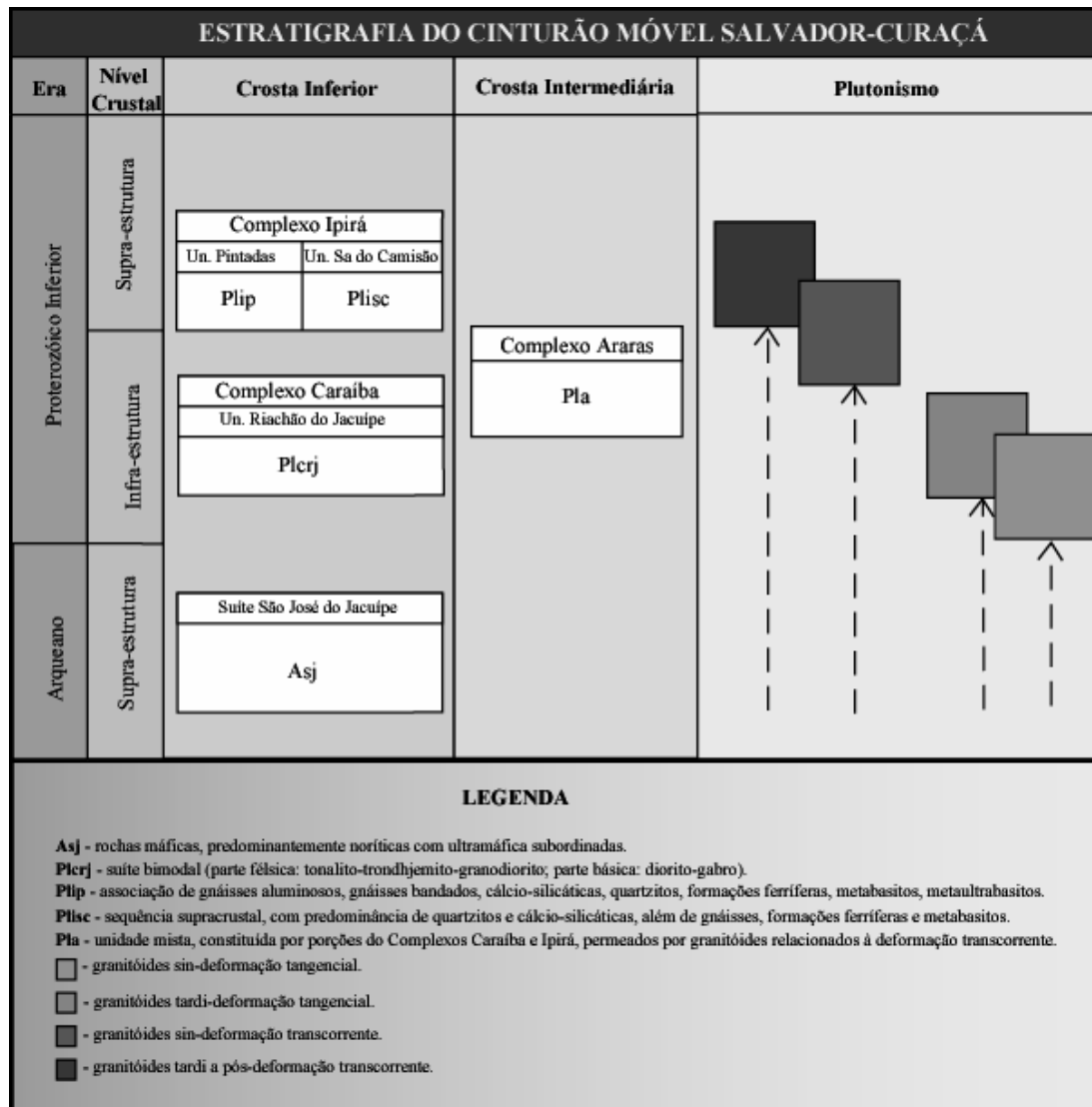


Figura II.4 - Resumo estratigráfico dos litotipos do CMSC, adaptado de Melo (1991).

natureza do conduto no momento de sua ascensão, tendo as mesmas fácies petrográficas e quimismo similar, que, segundo Conceição (1997), representam intrusões do tipo “grandes diques” colocados em uma geossutura com mais de 1000 km de extensão.

As rochas sieníticas destes maciços apresentam caráter metaluminoso, com elevados conteúdos de elementos litófilos e de terras raras leves, além de elevados teores de MgO, Cr e Ni, quando comparados com outras rochas sieníticas derivadas do fracionamento de magmas basálticos.

Estes sienitos são representantes de um magmatismo alcalino potássico com assinatura de subducção. Os dados isotópicos apresentados por Conceição (op. cit.), indicam uma fonte mantélica antiga fortemente enriquecida por elementos incompatíveis, empobrecida em Rb-Sr e Sm-Nd, interpretada por Conceição (1997) como um manto enriquecido do tipo EMI.

#### II.3.4.1- Plutonismo Granítico

Este plutonismo foi subdividido em relação às diversas fases de deformação e de acordo com o seu período de colocação (Melo, 1991), sendo descritos a seguir.

##### *Plutonismo Sintangencial*

Os granitóides relacionados com essa fase de deformação são caracterizados por estruturas gnáissicas, ricas em enclaves do embasamento.

A paragênese presente nestas rochas evidência sua passagem por condições granulíticas. Petrograficamente estas rochas variam entre quartzo monzonitos, monzonitos e sienogranitos. Os dados químicos classificam-nos como granitos sincolisionais, metaluminosos a peraluminosos nos termos mais diferenciados. Fazem parte deste plutonismo os maciços de Cais e Lajedo.

##### *Plutonismo Tarditangencial*

Estes corpos exibem forma alongada, controlada por falhamentos, na direção preferencial NW/SE. As classificações petrográficas destes maciços são bastante amplas, podendo variar entre sienodioritos, monzonitos e granitos. Como exemplo deste plutonismo tem-se os maciços de Riacho da Onça, Serra da Caraconha, São João, Capixaba, Tanquinho e Itaporanga.

Padilha & Melo (1991) obtiveram uma idade Rb- Sr de  $2,101 \pm ?$  Ga ( $Sr_{Inicial}=0,7055$ ), para as rochas do Maciço Serra da Caraconha. Teixeira (1991) aponta como provável origem destas rochas a interação de um magma básico alcalino com rochas crustais, sendo corroborado pelos dados isotópicos do Maciço Serra da Caraconha (Padilha & Melo, 1991).

#### *Plutonismo Sintranscorrência*

Estes corpos são alongados segundo a direção NW/SE, sendo limitados por falhas. Eles possuem estrutura gnáissica, localmente milonítica, e textura *augen*.

Essas rochas são classificadas como sienogranitos com biotita e ocasionalmente hornblenda. A presença de enclaves máficos sugere que estes magmas sejam formados pela mistura entre magma alcalino mantélico e outro crustal. Esse magmatismo é representado pelos plutões de Conceição e Gado Bravo.

#### *Plutonismo Tardi a Pós-Tangencial*

O plutonismo granítico de idade em torno de 1,9 Ga (COLOCAR O AUTOR) apresenta características estruturais e petrográficas comparáveis ao plutonismo tardi a pós-tectônico, representado pelos corpos de Gavião, Pé de Serra-Camará, Morro do Juá e Pedra Solta.

Os plutões citados estão intrudidos no plano axial da última fase de deformação das rochas gnáissicas-granulíticas do Vale do Rio Curaçá (Jardim de Sá *et al.*, 1982; Del Rey Silva, 1985).

As dimensões dos plutões variam desde expressões filonianas e abundantes, até intrusões que atingem mais de  $100 \text{ km}^2$ . Eles, quando expostos como filões,

apresentam uma foliação de fluxo magmático, com textura fina, raramente porfírica, chegando a desenvolver um bandamento. As fácies monzo e sienograníticas com biotita são dominantes, e, de forma subordinada, se tem termos granodioríticos, quartzo monzoníticos, monzoníticos e monzodioríticos, com biotita e hornblenda como máficos usuais (Figueirêdo, 1976; Lindenmayer, 1980; Del Rey Silva, 1985).

Os granitos estão correlacionados a ambientes de colisão, posicionados nos campos tardi a pós-colisionais, com evoluções similares àquelas das suítes monzoníticas/shoshoníticas (Girod, 1978; Pargel & Leterrier, 1980; Lameyre, 1987). Os valores moderados em Y, Zr e Nb, os elevados em Ba, Sr e ETR, o caráter metaluminoso potássico; a presença de hiperstênio normativo e de forma subordinada em algumas amostras, de acmita, atestam esta afinidade. Igualmente, os espectros de ETR reforçam as características monzoníticas deste plutonismo.

#### II.3.5 - Sedimentos Tércio-Quaternários

Os Sedimentos Tércio-Quaternários são formados pelas Coberturas Terrígenas e pelos Depósitos Aluviais, Areias e Argilas Arenosas.

As Coberturas são constituídas por uma delgada camada detrítica eluvial (média de dois metros de espessura), predominantemente arenosa e, em alguns locais, mostra-se muito rica em películas avermelhadas ferruginosas. Estes depósitos são pouco ou quase nada consolidados. Nas partes basais podem ser encontrados conglomerados, geralmente limonitizados.

Os Depósitos Aluviais, as Areias e as Argilas Arenosas são sedimentos predominantemente arenosos, com lentes mais finas de silte e argila, cascalhos variados em lentes no meio do conjunto, mas quase sempre na base. Nas planícies de inundação formam-se áreas irregulares de sedimentos siltosos, ricos em frações orgânicas.

#### II.4 - MODELO EVOLUTIVO DO CMSC

Padilha & Melo (1991), baseados em levantamento geológico, análises petrográficas, geoquímicas e alguns dados geocronológicas, além de alguns estudos

geofísicos, propuseram um quadro evolutivo geológico, bastante realístico, para a região centro-norte-oriental do Estado da Bahia. Essa evolução é apresentada (Fig. II.5), de modo simplificado, seguindo as etapas abaixo:

- 2.75 Ga. - A crosta ensiálica sofre um rifteamento e conseqüentemente a separação dos dois núcleos (Remanso e Serrinha), formando uma protocrosta oceânica com a geração de toleítos tipo MORB, representada pela Suíte São José do Jacuípe.
- 2.4 Ga. - De oeste para leste, ocorre uma subducção oblíqua de crosta oceânica sob crosta oceânica, com fusão da placa subducta e formação de plutões cálcio-alcálicos. Formação de prisma acrecional vulcano-sedimentar (Complexo Ipirá).
- (2.3 a 1.96 Ga.) - Os cinturões de empurrões são formados pela colisão oblíqua, em regime de baixo ângulo, com injeção de plutões cálcio-alcálicos potássicos: Cais e Lajedo sincrônicos as deformações tangenciais; Riacho da Onça, Caraconha, Capixaba, Tanquinho e Itaporoca num período tarditangencial, a 1.96 Ga, chega-se ao climax da colisão com desenvolvimento de estrutura em flôr positiva seguida de uma forte transcorrência com intrusão dos plutões de Conceição e Gado Bravo. A formação de um *rift* ensiálico favorece a formação e deposição de sedimentos vulcanos-sedimentares (*Greenstone Belt* do Rio Itapicurú).
- 1.9 Ga - Na zona mediana do cinturão, instala-se a granitogênese tardi a pós-transcorrência representados pelos corpos de Pedra Solta, Gavião, Pé de Serra-Camará e Morro do Juá, com o fechamento do orógeno.

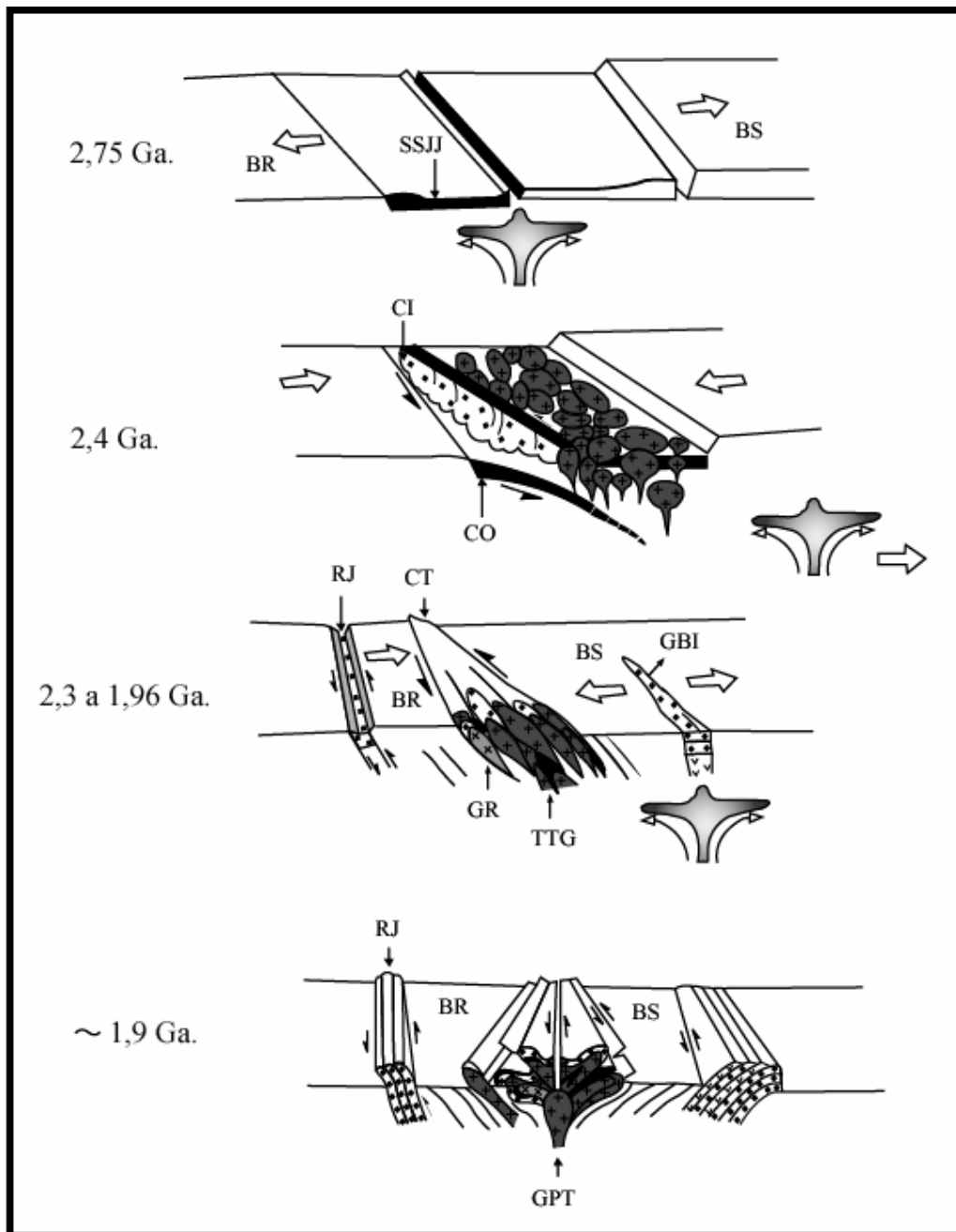


Figura II.5 - Modelo evolutivo simplificado do CMSC, modificado de Padilha & Melo (1991). Bloco Remanso (BR); Bloco Serrinha (BS); Complexo Ipirá (CI); Crosta Oceânica (CO); Rift Jacobina (RJ); Cinturão de Cisalhamento Transcorrente Sinistral (CT); Greenstone Belt do Rio Itapicuru (GRI); Granitóides Sindeformação tangencial (GR); Plutões Tonalíticos-Trondhjemíticos-granodioríticos (TTG); Granitogênese Pós-Tectônica (GPT).

Barbosa & Sabaté (2002, 2003 e 2004), relacionam a ocorrência de várias gerações de rochas graníticas ao evento reverso e transcorrente, os quais foram corroborados pelos dados geocronológicos, metamórficos e tectônicos, para demonstrar melhor associação com os eventos.

Estes autores descrevem que durante o estágio de soergimento orogênico, ocorreu à estruturação em flor positiva do CMSC, promovendo a inversão das isógradas metamórficas e colocando rochas da fácies granulito sobre rochas da fácies anfíbolito. Esse soergimento associado a uma tectônica de transpressão criou zonas de cisalhamento que facilitaram a ascensão de magma anatótico, estabelecendo um estágio sin a pós-colisional. As rochas plutônicas que apresentam idades próximas do pico metamórfico, via de regra, deformadas e recristalizadas juntamente com suas encaixantes, nas fácies Xisto Verde ou Anfíbolito ou granulito sendo classificadas como sin-tectônicas.

As rochas tardi-tectônicas são aquelas que penetraram em zonas de cisalhamento, na época em que a crosta granulítica situava-se em condições da fácies anfíbolito, a exemplo dos sienitos de Itiúba e São Felix, com idade em torno de 2.09 Ga (Conceição *et al.*, 2003).

As rochas classificadas como pós-tectônicas são aquelas com feições puramente magmáticas sem nenhuma deformação, que estão inseridas dentro dos domínios metamórficos, como os granitos Pé de Serra, Gavião, Morro do Juá e Pedra Solta, que penetraram nos domínios metamórficos granulíticos através de zonas de cisalhamento tardias (*pull-apart*).

# **CAPÍTULO III**

## **MACIÇO PEDRA SOLTA**



### **III.1 – GEOLOGIA**

O Maciço de Pedra Solta (MPS) está situado na parte norte do CMSC em contato com o Batólito Sienítico Itiúba (Fig. III.1A). Ele apresenta forma irregular e área de aproximadamente 100 km<sup>2</sup> (Fig. III.1B).

O MPS faz contatos por falhas com o Batólito Sienítico Itiúba e irregulares com as rochas polimetamórficas do CMSC, sendo comum à presença de xenólitos destas duas unidades geológicas distintas.

As rochas do MPS apresentam abundantes estruturas de fluxo magmático, com incipiente foliação de direção N-S em alguns locais, que coincidem com a deformação regional, o que sugere uma colocação nas etapas finais de estabilização do CMSC.

### **III.2 – FACIOLOGIA**

No interior do MPS existem vários tipos de rochas que foram reunidos sob a terminologia de fácies, levando-se em consideração aspectos distintos, que foram nomeadas como: Granítica, Contato e Gnáissica (Fig. III.1).

#### **III.2.1 - Fácies Granítica**

Essa fácies representa aproximadamente 40% do maciço. É constituída por granitos homogêneos (Foto 1), de cor cinza, onde é freqüente a presença de grandes cristais de magnetita (até 2 cm). Nestas rochas são visualizadas, em quase todos os afloramentos, estruturas de fluxo magmático, marcadas por “camadas” descontínuas de granito cinza escuro (Foto 2) e, ocasionalmente, granitos ricos em biotita. Estas camadas apresentam orientação aleatória.

#### **III.2.2 - Fácies de Contato**

Localiza-se na parte norte do MSP (Fig. III.1). Ela faz contato por falha com o sienito de Itiúba, a norte, e com a Fácies Gnáissica, a leste, tendo contato difuso a gradacional com a Fácies Granítica, a sul. O contato com os sienitos é bem marcado pela topografia, sendo evidente por desnível de aproximadamente 450 m (Foto 3). Esta fácies é composta por rochas graníticas e caracteriza pela abundante presença de

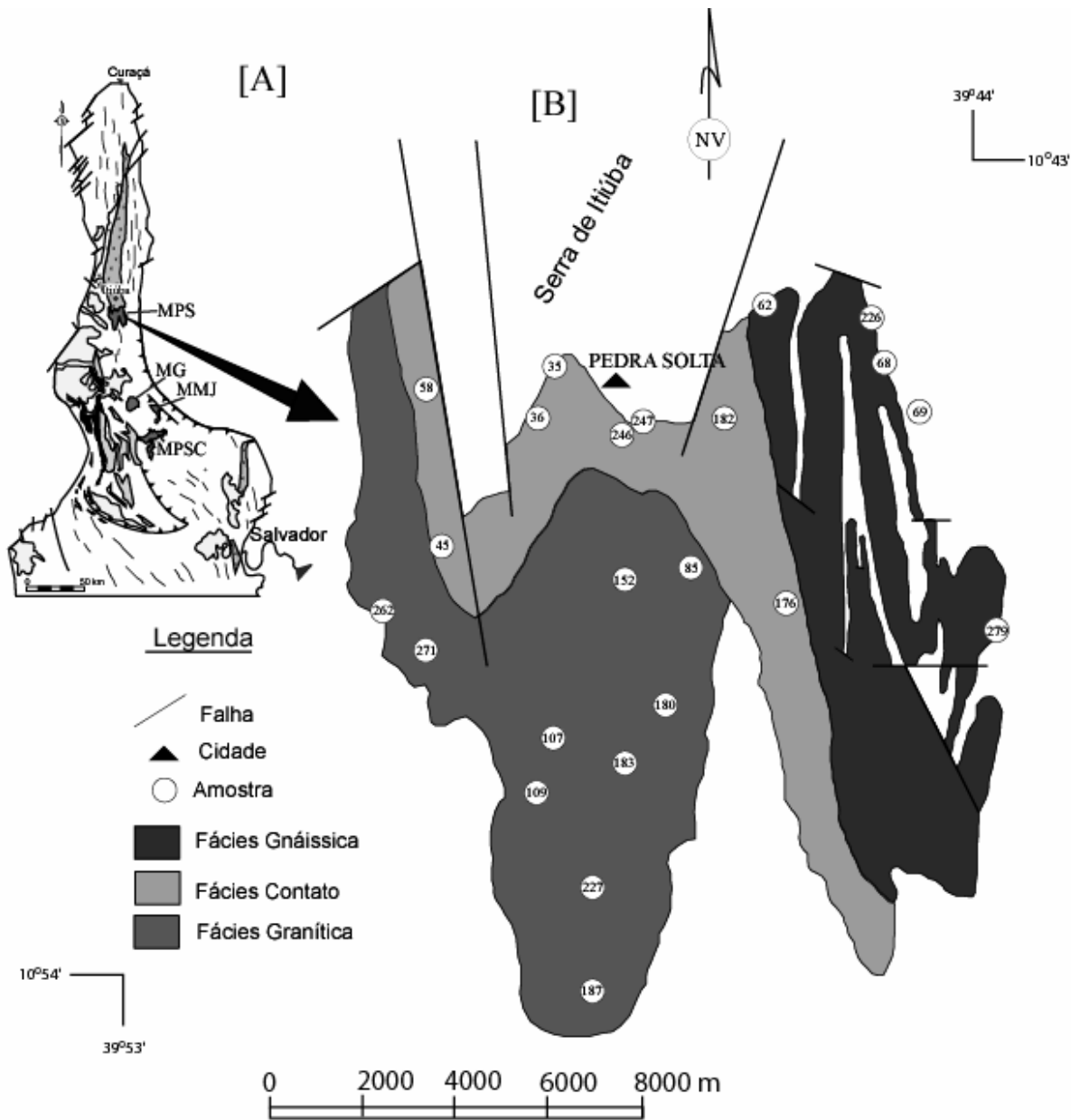


Figura III.1 - [A] Mapa geológico esquemático do CMSC, após Conceição (1993), apresentando os maciços graníticos Pós-Tectônicos (MPS - Maciço Pedra Solta; MG - Maciço Gavião; MMJ - Maciço Morro do Juá; MPSC - Maciço Pé de Serra-Camará). [B] Esboço faciológico do maciço de Pedra Solta, mostrando a localização das amostras.

numerosos enclaves das rochas sieníticas de Itiúba, onde os enclaves mostram formas e tamanhos variados, com freqüentes contatos interdigitados e orientados segundo as estruturas de fluxo magmático presente nestas rochas, o que sugere condições favoráveis à plasticidade das rochas sieníticas.

As rochas graníticas desta fácies são marcadas pela presença de concentrações máficas e abundância de diques graníticos com tamanhos variáveis. Os xenólitos de sienitos apresentam feições que lembram resultado de digestão mecânica como sugerido por Didier & Barbarin (1991). Além destas, as rochas graníticas apresentam nestes locais de contato granulação grossa, feldspato alcalino com cor avermelhada e abundante concentrações de minerais máficos.

Nas regiões de contato entre Itiúba e o MPS existe um grande volume de diques de granito adentrando no sienito partindo do MPS. Observa-se ainda, que a colocação destes filões graníticos provoca nas rochas sieníticas o desenvolvimento de uma forte foliação, que evolui até o aparecimento de estruturas miloníticas. No interior dos diques de granitos a estrutura de fluxo magmático se marca pelo desenvolvimento de estrutura gnáissica, expressa por segregação de fluxo sendo observadas bandas descontínuas, de cor clara e escura, que se dispõem paralelas às paredes dos condutos (Foto 4).

### III.2.3 – Fácies Gnáissica

Esta fácies localiza-se na parte leste do maciço, onde existe um contato por falha tanto com a fácies contato como com as rochas do embasamento. Ela é constituída por rochas gnáissicas de granulação média à grossa e cor esbranquiçada (Foto 5). Esta mesma rocha ocorre na parte norte da intrusão. Esta estrutura foi interpretada por Conceição (1988) como sendo uma fácies envelope da intrusão. Existem dúvidas sobre o real significado destas rochas. Estes gnaisses guardam xenólitos de anfibólitos que apresentam formas elipsóides (Foto 6), variando desde centímetros até metros. Estes últimos, aparentemente estão dobrados e orientados NS. Filões graníticos das outras fácies cortam indistintamente estas rochas.

Difere das demais pela presença de solo com maior espessura nesta região, que prejudicou uma melhor identificação dos contatos.



Foto 1 - Rocha granítica rica em minerais opacos.



Foto 2 – Rocha mostrando estrutura de fluxo magmático.



Foto 3 – Visão geral, mostrando desnível entre as rochas graníticas de Pedra Solta e o sienito de Itiúba.



Foto 4 – Aspecto gnáissico paralelas as paredes dos filões na fácies contato.



Foto 5 – Rocha esbranquiçada, de granulação grossa.



Foto 6 – Xenólito anfibolítico incluído nas rochas do MPS.

### III.3 – PETROGRAFIA

Na caracterização petrográfica do MPS utilizou-se 23 lâminas delgadas. As análises modais das rochas estudadas foram obtidas em lâminas delgadas, coloridas com cobalto nitrito de sódio, seguindo-se os conceitos clássicos descritos em Hutchinson (1974). Em algumas das rochas foram analisados quimicamente alguns minerais e estas análises constituem o Anexo 1.

Os dados modais foram registrados na tabela III.1 e colocados em diagramas triangulares Q-A-P e Q-(A+P)-M, mostrados na figura III.2. Estes permitiram classificar, segundo Streckeisen (1976) a composição e mostrar a evolução modal destas rochas.

#### III.3.1 - Fácies Granítica

Os dados modais permitem classificar estas rochas como monzogranitos, hololeucocráticos.

As rochas desta fácies têm cor cinza, granulometria fina a média, com domínio das texturas alotriomórficas. Em algumas amostras existe um anisotropismo materializado pelo alinhamento dos cristais de biotita e, ocasionalmente, por cristais de plagioclásio ou de feldspato alcalino. A biotita é o máfico dominante, com a hornblenda verde e o clinopiroxênio ocorrendo de forma subordinada em algumas amostras. Os minerais acessórios presentes são: zircão, apatita, allanita, a titanita e o epídoto. A mica branca, clorita, carbonatos e minerais de argila são os minerais usuais de alteração.

Os cristais de plagioclásio (Fotomicrografia 1) são oligoclásio (11,5-27% An) predominantemente subédricos, embora sejam observados, de forma subordinada, cristais anédricos. Eles exibem contatos retos com os outros minerais e encontram-se geminados segundo as leis Albita-Carlsbad e Albita. A extinção nestes cristais varia de normal a ondulante. Em alguns deles a extinção ondulante é concêntrica, sugerindo a existência de zonas químicas. Incluem freqüentemente biotita ( $\pm 0,3$  mm); apatita ( $\pm 0,06$  mm); zircão ( $\pm 0,08$  mm); quartzo ( $\pm 0,5$  mm) e de forma ocasional hornblenda verde ( $\pm 0,3$  mm). A presença de inclusões vermiculares de quartzo, na mimerquita, parece

Tabela III.1 – Análise modal das rochas do Maciço Pedra Solta.  
\* não detectado

Fácies	Fácies granítica															Fácies de Contato										Fácies Gnáissica				
	85	107	109	152	180	183	187	227	262	271	35	36	45	58	176	182	246	247	247e	62	68	69	226	279						
Nº das amostras	85	107	109	152	180	183	187	227	262	271	35	36	45	58	176	182	246	247	247e	62	68	69	226	279						
Feldspato alcalino	35,2	44,2	24,2	28,6	40,1	33,5	39,5	31,1	19,8	25,6	47,3	40,0	30,0	30,3	46,4	28,7	34,4	24,8	11,5	28,3	35,0	24,6	59,3	40,7						
Plagioclásio	28,3	30,0	42,2	38,3	35,0	31,9	29,3	41,1	37,3	34,6	24,8	27,1	40,1	40,2	22,1	34,9	34,2	35,4	57,5	40,1	40,0	45,1	21,1	21,9						
Quartzo	27,5	20,	28,9	30,2	21,1	26,4	27,1	24,2	31,8	224	25,8	19,8	20,1	8,1	29,9	28,4	21,7	29,3	8,7	28,2	20,0	15,0	46	30,1						
Biotita	6,0	5,3	2,0	0,9	3,1	4,6	3,1	3,2	9,7	7,4	0,2	6,1	7,0	1,0	7,0	8,4	8,2	17,2		5,0	9,6	2,4	7,1							
Apatita	0,2		0,4			0,3	0,2		0,2	**	**	0,3	0,3	0,1		0,3	*	0,3	0,3	0,2		0,2	0,1							
Min. opacos	2,6	0,2	0,1	1,7	0,3	1,5	0,5	0,4		0,8		1,6	1,2	3,0	1,2	0,3	0,6	1,8	4,3	3,1	**	0,3	2,1							
Titanita	0,2	0,1	0,3	0,2	0,1	0,3	0,3		0,4	1,6		1,7		0,1	0,3	0,3	0,7	0,2	0,5											
Zircão	**	*		0,1		0,3			0,2	**	**	**	0,1	*	0,1	*	*			01			0,1							
Mica branca	*	0,1			0,1	1,2							0,1	0,1			*					0,2								
Clinopiroxênio								*															3,2							
Anfibólio			1,9						7,6	1,9	3,2	0,7	17,0									3,0	7,1	0,2						
Epidoto									**			0,1	0,3	0,1																
Alanita	***				0,2				0,6			0,1	0,1																	
Total	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100						

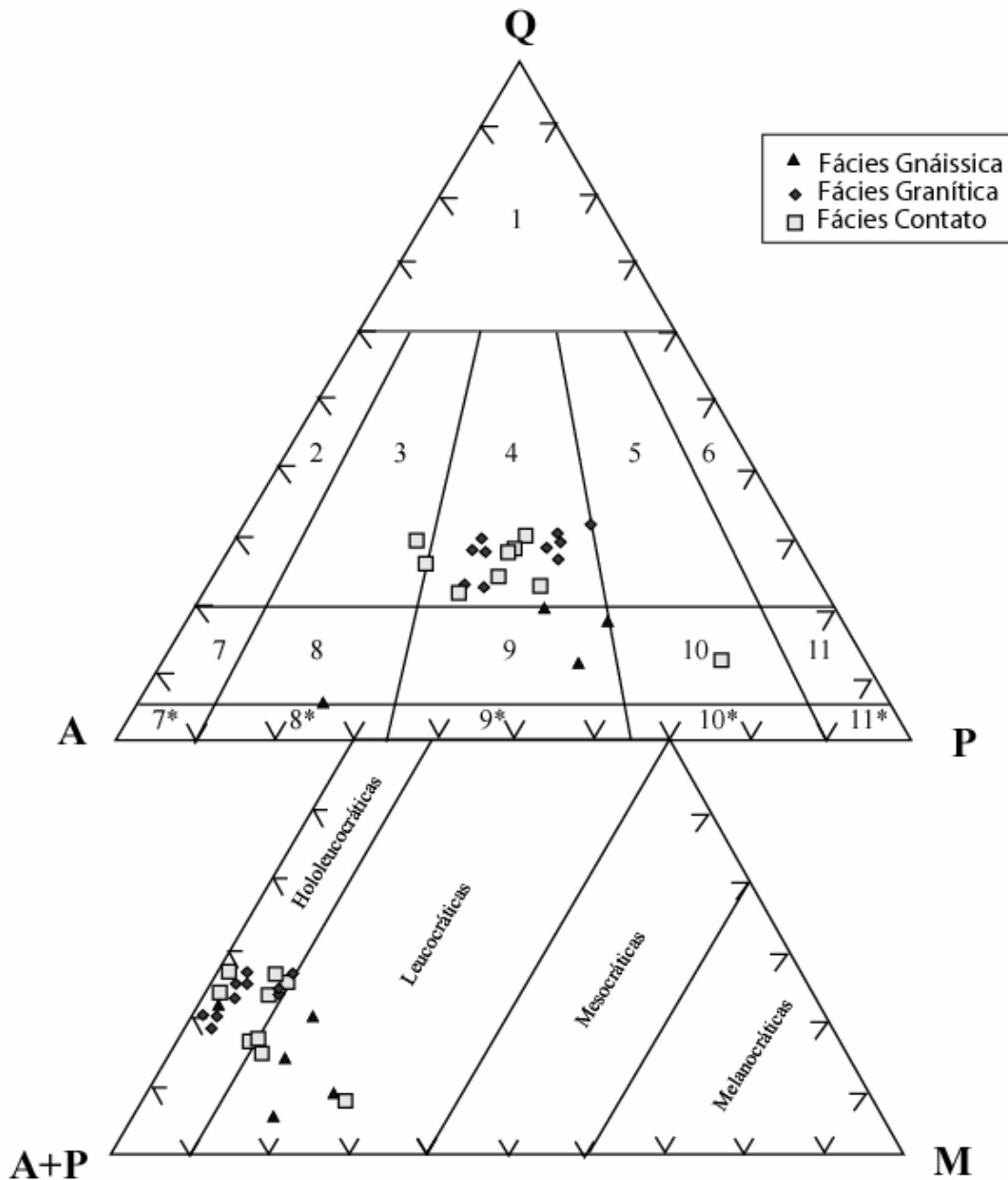


Figura III.2 - Diagramas Q-A-P e Q-(A+P)-M, Streickeisen (1976), usados para classificação modal das rochas do Maciço Pedra Solta. Quartzo (Q); Feldspato Alcalino (F); Plagioclásio, com An>5% (P); Máficos (M); Granitos ricos em quartzo (1); Alkali feldspato granito (2); Sienogranito (3); Monzogranito (4); Granodiorito (5); Tonalito (6); Quartzo-alkali-feldspato-sienito (7); Quartzo sienito (8); Quartzo-monzonito (9); Quartzo-monzodiorito (10); Quartzodiorito (11); 7\*, 8\*, 9\*, 10\*, 11\* são os equivalentes sem quartzo de 7, 8, 9, 10 e 11.

limita-se aos cristais anédricos em contato com o feldspato alcalino. Os plagioclásios alteram-se normalmente para mica branca, epídoto e carbonatos.

Os cristais de feldspato alcalino (Fotomicrografia 2) são subédricos e anédricos, pertícticos e geminados segundo as leis Albita-Periclina e, menos freqüente, Carlsbad. As fases ex-solvidas nos feldspatos alcalinos mostram composições químicas variando de Or>75% e Ab>70% (Anexo 1). Os contatos são retos e curvos, dominando o último. As pertitas mostram geometrias que variam desde batões finos até placas irregulares. Quando existem inclusões, observa-se ao seu redor, concentrações de plagioclásio exsolvido (coroa albítica). Estão inclusos cristais de: quartzo anédrico ( $\pm 0,05$ mm); plagioclásio anédrico e subédrico ( $\pm 0,4$ mm); biotita ( $\pm 0,3$  mm); apatita acicular ( $\pm 0,06$  mm); zircão anédrico e zonado ( $\pm 0,1$  mm) e minerais opacos, geralmente anédricos ( $\pm 0,1$  mm). Eles muito raramente, mostram-se alterados para mica branca.

Os cristais de quartzo são anédricos, ocorrendo de forma intersticial ou em agregados. A extinção ondulante presente é difusa. Incluem cristais de biotita ( $\pm 0,3$  mm), apatita acicular ( $\pm 0,04$  mm), zircão anédrico ( $\pm 0,08$  mm), mica branca ( $\pm 0,01$  mm), com inclusões fluidas dispostas frequentemente sob a forma de cordões ou em agregados sem orientação preferencial.

As micas são biotitas de cor marrom, com conteúdos de  $TiO_2$  variando de 1,78 até 3,06 e razão  $Mg/(Mg+Fe)$  de 0,4094 até 0,4904 (Anexo 1). Estes cristais estão distribuídos sob a forma de palhetas ou aleatória, mostrando tendência a alinhamentos. Seu pleocroísmo varia de amarelo até castanho escuro. Em muitos cristais foram observadas faixas verdes, paralelas aos planos de clivagem, indicando processo de cloritização. As micas incluem cristais de: apatita acicular ( $\pm 0,1$  mm); zircão anédrico ( $\pm 0,05$  mm) com halos pleocróicos; feldspato alcalino anédrico ( $\pm 0,7$  mm) e minerais opacos euédricos a anédricos ( $\pm 0,1$  mm). Também estão presentes, nos planos de clivagem, quartzo, epídoto, titanita e minerais opacos. Em algumas amostras, com anfibólio, os cristais de biotita estão intimamente associados a estes.

Os cristais de anfibólio (Fotomicrografia 3) apresentam composições variando de hastingita a hastingita-hornblenda, com cor verde. São subédricos e anédricos, fortemente fraturados. Exibem pleocroísmo desde verde amarelado até verde oliva. Em alguns deles observa-se a presença e a concentração de geminações simples. Incluem



cristais de plagioclásio anédrico e geminados segundo a lei albita, minerais opacos e zircão.

Os raros cristais de clinopiroxênio variam de incolor a verde claro, são anédricos e fortemente fraturados e alterados.

Os cristais de minerais opacos (Fotomicrografia 4) chegam a alcançar em algumas rochas o tamanho de 2,2 mm. Muitos deles são coroados por titanita (Fotomicrografia 1), indicando sua natureza titanífera.

Os cristais de apatita exibem formas anédricas e aciculares, não ultrapassando a dimensão de 0,8 mm. Os aciculares ocorrem frequentemente como inclusões, enquanto que os anédricos ocorrem de maneira intersticial.

Os cristais de zircão têm forma anédrica e euédrica, mostrando-se fortemente zonados.

A titanita ocorre anédrica, intimamente associada aos minerais opacos.

A allanita está geralmente metamitizada, podendo exibir zoneamento e geminação simples.

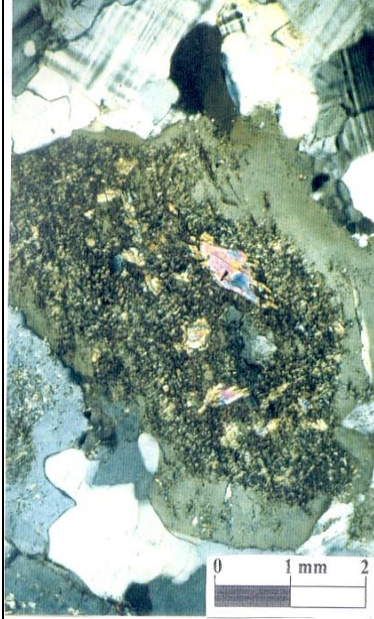
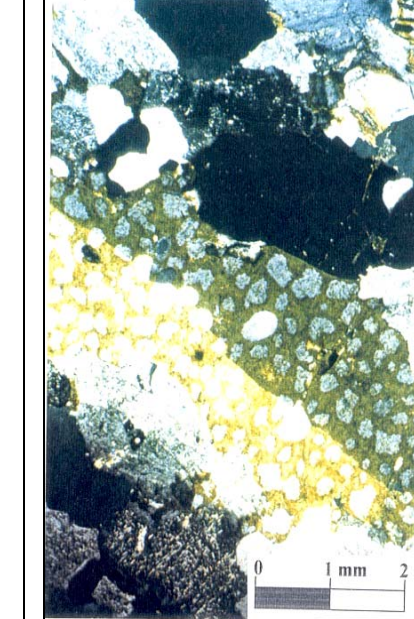

#### Ordem de cristalização

(Apatita acicular e zircão) → (Minerais opacos) → (Clinopiroxênio) → (Plagioclásio) → (Feldspato alcalino pertítico) → (Quartzo e Apatita anédrica) → (Microclina) → (Hornblenda) → (Biotita e Minerais opacos) → (Titanita e Epídoto) → (Mica branca, clorita, carbonatos e minerais de argila).

### III.3.2 - Fácies de Contato

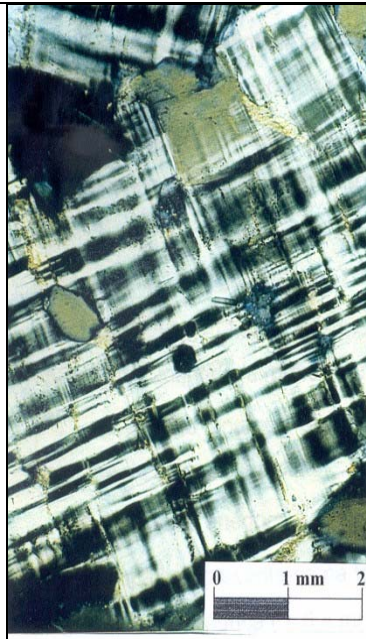
Ela é constituída predominantemente por monzogranitos e tem enclaves (amostras 58 e 247e) com composição quartzo monzodiorítica. Estas rochas são contituídas por feldspato alcalino, plagioclásio e quartzo, tendo como minerais máficos a biotita e a hornblenda e, como acessórios, titanita, apatita, epídoto, zircão, allanita e minerais opacos.

O feldspato alcalino (Or>90% e Ab>95%), próximo às composições puras (Fotomicrografia 5), ocorre na forma de grãos anédricos a subédricos, por vezes pertíticos (tipo bastões finos), apresentam-se frequentemente geminados segundo as

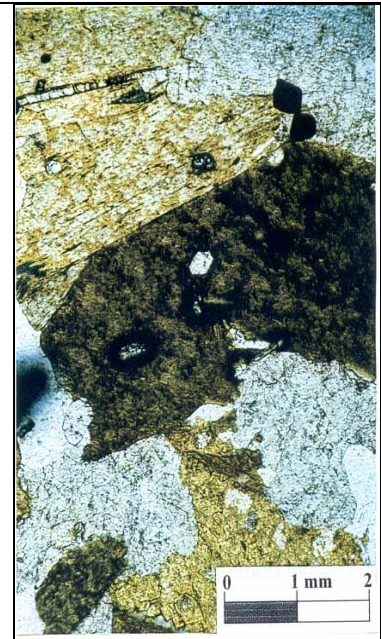
		
<p>Fotomicrografia 1: Cristal de plagioclásio anédrico, com centro alterado para mica, carbonatos e minerais de argila.</p>	<p>Fotomicrografia 2: Feldspato alcalino geminado segundo a lei Carlsbad, com inclusões de feldspato e quartzo.</p>	<p>Fotomicrografia 3: Cristal de hornblenda, com inclusões de zircões.</p>



Fotomicrografia 4: Cristal de mineral opaco coroadado pela titanita.



Fotomicrografia 5: Feldspato alcalino geminado segundo as leis albita-periclina com inclusões de quartzo e apatita.



Fotomicrografia 6: Cristais de biotita com inclusões de zircão.

leis albita-periclina e, ocasionalmente, segundo a lei Carlsbad. Esta última aparece com frequência nos cristais maiores, tendo, o tipo albita-periclina, de forma superimposta.

A mirmequita aparece ocasionalmente no contato entre os cristais de feldspato alcalino e os de plagioclásio. O contato entre os cristais de feldspato alcalino e os demais minerais é irregular, exceto com a biotita. O feldspato alcalino inclui zircão subédrico e zonado ( $\pm 0,08$  mm) e apatita acicular ( $\pm 0,08$  mm), e ocasionalmente exhibe extinção ondulante.

O plagioclásio é o oligoclásio (19-25% An). Tem forma subédrica. Alguns cristais são encontrados com a parte central alterada, contrastando com o aspecto límpido das bordas, sugerindo a existência de zoneamento normal. A extinção é por vezes ondulante, algumas delas do tipo barra refletindo, provavelmente, o encurvamento observado nestes cristais. O tipo de extinção ondulante concêntrica, presente em muitos cristais, aponta para a existência de zonação química. Os cristais de plagioclásio, geminados segundo as leis Albita e menos freqüente Albita-Carlsbad, incluem o feldspato alcalino anédrico ( $\pm 0,15$  mm), zircão anédrico e zonado ( $\pm 0,05$  mm), minerais opacos anédricos ( $\pm 0,5$  mm) e apatita acicular ( $\pm 0,08$  mm). Os produtos finais da alteração destes cristais são: mica branca, argila e carbonatos.

O quartzo está disposto em grãos anédricos isolados ou em agregados anédricos, possui contatos irregulares e extinção ondulante difusa e por setor. As inclusões são de microclina anédrica ( $\pm 0,4$  mm), feldspato alcalino geminado segundo a Lei Carlsbad ( $\pm 0,3$  mm), zircão anédrico zonado ( $\pm 0,08$  mm) e apatita acicular ( $\pm 0,07$  mm). Atravessando vários cristais podem ser observados, por vezes, cordões de inclusões fluidas.

A mica é biotita castanha (Fotomicrografia 6), com conteúdos de %TiO<sub>2</sub> compreendidos entre 2,77% e 3,36%, tendo razão Mg/(Mg+Fe) variando de 0,4827 até 0,5083 com pleocroísmo variando de castanho claro a escuro. Inclui feldspato alcalino anédrico ( $\pm 0,3$  mm), plagioclásio anédrico ( $\pm 0,25$  mm), agregados de epidoto nos planos de clivagem da biotita (Fotomicrografia 7), apatita anédrica ( $\pm 0,2$  mm), e zircão anédrico ( $\pm 0,02$  mm).

O anfibólio, varia composicionalmente de hastingita-hornblenda até actinolita (Anexo 1), apresentando cor verde e ocorrendo em algumas amostras (Tab. III.1). A

forma deste mineral é subédrica e exhibe pleocroísmo variando de verde claro a escuro. Ela está presente nas rochas dos afloramentos onde são relativamente abundantes os xenólitos de sienitos, sugerindo que estes cristais possam representar xenocristais. A maioria destes cristais apresenta fraturas preenchidas por minerais opacos, com epídoto nos planos de clivagem.

Os minerais opacos, tipo óxidos de ferro e titânio, tem hábito anédrico a subédrico e geralmente estão associados a titanita, biotita e allanita.

A allanita (Fotomicrografia 8) é subédrica a anédrica, mostra-se metamítica e em alguns casos zonada e com geminação simples.

O zircão tem hábito anédrico, geralmente está zonado e, ocasionalmente, aparece em quantidade próximo a titanita.

O epídoto aparece em agregados anédricos, nos planos de clivagem do anfibólio e biotita.

A titanita é anédrica e coroa os minerais opacos.

A apatita apresenta-se na forma acicular ( $\pm 0,07$  mm), quando inclusa nos plagioclásios e anédrica ( $\pm 0,4$  mm) nos feldspatos.

#### Ordem de cristalização

(Apatita e zircão) → (Minerais opacos) → (Feldspato alcalino perítico) → (Plagioclásio) → (Microclina) → (Allanita) → (Hornblenda) → (Quartzo) → (Biotita e Minerais opacos) → (Titanita e Epídoto) → (Mica branca, carbonatos e minerais de argila).

#### III.3.3 - Fácies Gnáissica

Ela é constituída por monzogranitos, quartzo monzonitos e quartzo sienitos, hololeucocráticos a leucocráticos. Estas rochas apresentam granulação fina a média, textura alotriomórfica, inequigranular e anisotropismo fornecido pela orientação das micas.

As rochas são constituídas por plagioclásio (40 a 50%), feldspato alcalino (25 a 30%) e quartzo (20 a 25%), tendo como máfico a mica e ocasionalmente o anfibólio e como acessórios predominam a titanita, minerais opacos, allanita, apatita e zircão.

O plagioclásio é oligoclásio (21-29% An) que ocorrem como grãos anédricos a subédricos (Fotomicrografia 9), geminados segundo as leis albita e menos freqüentemente albita-Carlsbad. Os cristais maiores são mais anédricos, podem alcançar até 6,0 mm, apresentando alterações diferenciadas (inclusões de mica branca, carbonato e minerais de argila, dando um aspecto de “sujo” ao cristal). Eles apresentam extinção ondulante, com inclusões de plagioclásio anédrico ( $\pm 0,16$  mm), apatita acicular ( $\pm 0,08$  mm), minerais opacos subédricos ( $\pm 0,05$  mm), zircão anédrico e por vezes zonado ( $< 0,07$  mm).

O feldspato alcalino ( $75\% < Or < 83\%$  e  $Ab > 72\%$ ) (Anexo 1), tem hábito semelhante ao plagioclásio, raras vezes pertítico (tipo bastões finos), com cristais alcançando até 2 mm. Ele se apresenta geminado segundo as leis Albita-Periclina e mais raramente Carlsbad. Possui extinção ondulante e inclui plagioclásio anédrico ( $\pm 0,08$  mm), quartzo anédrico ( $\pm 0,16$  mm) e apatita acicular ( $\pm 0,03$  mm), com alguns cristais apresentando fraturas.

O quartzo possui hábito anédrico, extinção ondulante difusa, em mosaico, além de contatos curvos com os demais minerais. Os cordões de inclusões fluidas, observados, atravessam mais de um grão. Ele inclui a apatita acicular ( $\pm 0,03$  mm), mostrando fraturamento em alguns cristais. Nota-se ainda que, gerações de quartzos tardios cristalizados intersticialmente.

As micas são biotitas em forma de palhetas, com conteúdos de  $TiO_2$  variando de 3,36 até 4,41% e razão  $Mg/(Mg+Fe)$  de 0,5895 até 0,6170 (Anexo 2), apresentando planos de clivagem ligeiramente encurvados ou com faixas verdes, indicando alteração para clorita. Ela tem cor marrom, com pleocroísmo variando de marrom claro a escuro, pode incluir zircão subédrico zonado ( $\pm 0,08$  mm), promovendo o aparecimento de halos pleocróicos e agregados de epídoto nos planos de clivagem com pequenos agregados de opacos em suas bordas.

Os anfibólios (Fotomicrografia 10) variam de hastingita-hornblenda a edenita-hornblenda (Anexo 3) com forma subédrica, tamanho em torno de 2,5 mm, cor verde e

pleocroísmo variando de verde claro a escuro. Os contatos são irregulares com os outros minerais, exceto com a biotita e minerais de mesma espécie. Quando fraturado, observa-se a presença de minerais opacos, com tamanho inferior a 0,01 mm, preenchendo esses espaços. Ocorrem também alterações nos planos de clivagem, inclusões de minerais opacos nas bordas ( $\pm 0,08$  mm), zircão subédrico e zonado ( $\pm 0,08$  mm), biotita ( $\pm 1,25$  mm) e plagioclásio anédrico ( $\pm 0,8$  mm) coroando os clinopiroxênios.

Os clinopiroxênios (Fotomicrografia 11) são diopsídios verde claro, pobres em titânio ( $\text{TiO}_2 < 0,23\%$ ) com hábito anédrico, estando associado à hornblenda e aos minerais opacos. As fraturas existentes são preenchidas pelos minerais opacos e pela biotita.

A titanita está presente em agregados anédricos e freqüentemente coroando os minerais opacos.

Os minerais opacos (magnetita e ilmenita) têm hábito anédrico e estão associados à biotita e ao anfibólio.

A apatita ocorre sob a forma acicular, com tamanho em torno de 0,08 mm, geralmente inclusa nos plagioclásios e feldspatos alcalinos.

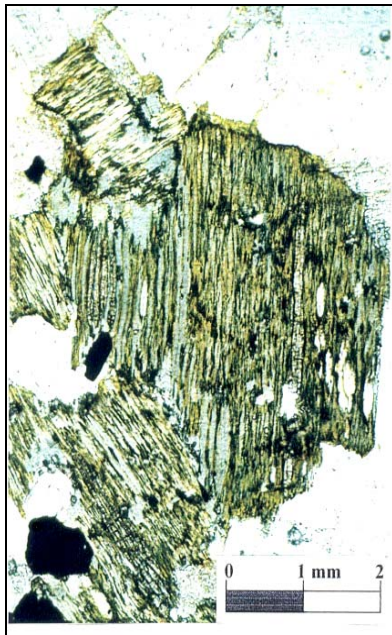
O zircão (Fotomicrografia 12) é de cor castanha-amarelada, subédrico, por vezes zonado, incluso principalmente na biotita, e de forma subordinada no feldspato alcalino e plagioclásio.

O epídoto, de cor verde clara a incolor, xenomórfico, está incluso nos planos de clivagem da biotita.

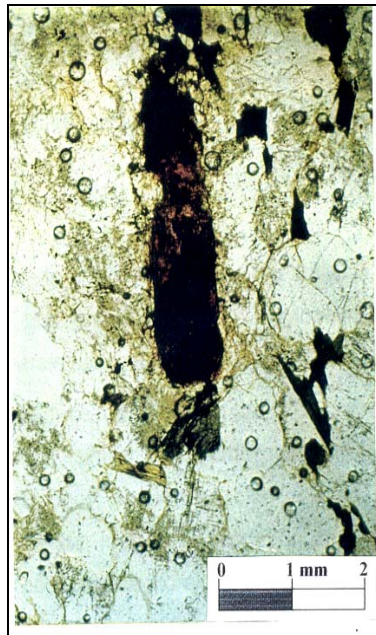
As micas brancas assim como os carbonatos e os minerais de argila, são produtos de alteração do plagioclásio.

#### Ordem de cristalização

(Apatita acicular e zircão) → (Minerais opacos) → (Clinopiroxênio) → (Quartzo) → (Microclina) → (Plagioclásio) → (Allanita) → (Feldspato alcalino perfitico) → (Biotita e hornblenda) → (Minerais opacos) → (Titanita e Epídoto) → (Mica branca, clorita, carbonatos e minerais de argila).



Fotomicrografia 7: Cristal de biotita com inclusões de agregados de epídoto, nos planos de clivagem.



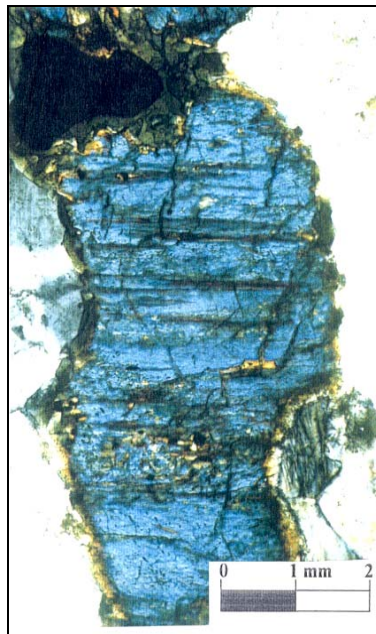
Fotomicrografia 8: Cristal de allanita metamitizado.



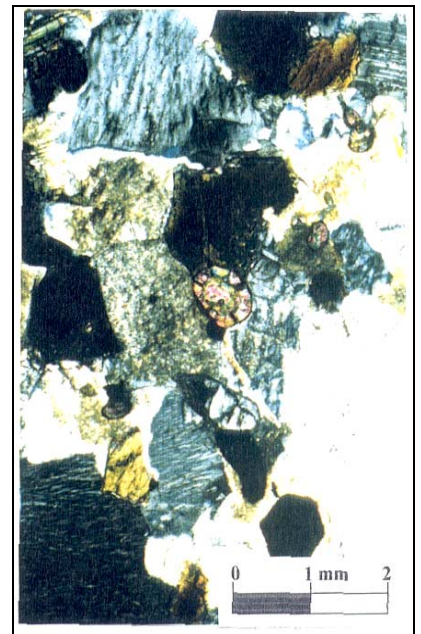
Fotomicrografia 9: Cristal de plagioclásio geminado segundo a lei albíta.



Fotomicrografia 10: Cristais de hornblenda mostrando alteração nos planos de clivagem.



Fotomicrografia 11: Cristal de diopsídio corado pela hornblenda, com inclusões de biotita e minerais opacos nos planos de clivagem.



Fotomicrografia 12: Cristal de zircão anédrico zonado.

### III.3.4 - Considerações Petrográficas

Os aspectos de campo, os contatos petrográficos, assim como a mineralogia e a similaridade na ordem de cristalização dos minerais nas três fácies, indicam que estas rochas podem ter sido formadas a partir de um único magma. Os cristais de diopsídio presentes, na forma de xenocristais, são interpretados como produto de assimilação mecânica das rochas sieníticas.

A fácies gnáissica, em contato tectônico com as outras duas fácies do maciço, deixa dúvidas quanto a sua cogeneticidade com as outras fácies.

A distribuição das amostras do MPS, no diagrama de Streckeisen (1976), mostra uma tendência evolucionar, grosso modo, compatível com a descrita por Lameyre *et al.* (1991), para rochas da Série Cálcio-Alcalina rica em potássio. Neste contexto, as rochas de composição sienítica, da Fácies Gnáissica, posicionam-se fora desta evolução.

A evolução modal apresentada pelo MPS difere daquela clássica, sugerida por Lameyre *et al.* (1991), por apresentar rochas mais enriquecidas em quartzo e tem seu pólo mais precoce com composição quartzo-monzonítica. Este fato pode refletir um elevado grau de fracionamento do magma que ocupou o reservatório Pedra Solta.

As relações texturais nas rochas graníticas, particularmente as de inclusões, indicam que muitos dos minerais acessórios foram formados precocemente, a exemplo do zircão, que, segundo Watson (1979), caracteriza magmas metaluminosos, os quais ao atingir um nível específico de saturação, cristalizam, também de forma precoce, a apatita, allanita e minerais opacos, existentes nas rochas do PPS.

A paragênese com dois feldspatos, nas rochas graníticas, revela uma cristalização sob condições relativamente hidratadas, conforme experimentos de Tuttle & Bowen (1958). Estes associam também, a ausência de moscovita primária e a presença de pertitas em cristais de feldspatos alcalinos, a granitos do tipo sub a *transsolvus*. Outrossim, a presença de cristais de feldspatos alcalinos, preservando a geminação Carlsbad, indica sua cristalização inicial sob a forma de fase monoclinica. Desta forma, a ordem de cristalização estabelecida para os minerais máficos, primeiro para a hornblenda (2% H<sub>2</sub>O) e depois para a biotita (4% H<sub>2</sub>O), é indicativa do aumento



de fluidos com o fracionamento. Isto pode ser utilizado para explicar uma evolução das condições *transsolvus a subsolvus* deste magma.

A formação tardia da titanita associada à desestabilização de minerais máficos, particularmente dos óxidos Fe-Ti, refletem provavelmente o aumento das condições de oxidação, como apregoado por Wones (1989), nas etapas finais de cristalização desses magmas, particularmente dos granitos.

### III.4 - IDADE Pb-Pb EM MONOCRISTAL DE ZIRCÃO

Os dados geocronológicos Rb-Sr em rocha total apresentados por Otero (1997) para este maciço forneceram idades de  $1913 \pm 94$  Ma com razão inicial ( $R_{\text{Inicial}} = 0,7038 \pm 0,0004$ , MSWD=1,23).

Através da técnica de evaporação em monocristais de zircão foram analisados 9 cristais, pertencente a uma mesma amostra (PS-01) de composição monzogranítica, da fácies granítica. Os valores das idades  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  foram obtidos com uma precisão de  $2\sigma$  (95%). Estas análises são apresentadas na Tabela III.2.

Tabela III.2 - Resultados analíticos dos cristais de zircão da amostra PS-01 do Maciço Pedra Solta. (c) razão  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  corrigida do Pb comum; (#) etapa de evaporação eliminada por apresentar razão  $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  superior a 0,0004; (\*) etapa de evaporação eliminada subjetivamente.

Zircão	Temp.	Razões	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$2\sigma$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$2\sigma$	$(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_c$	$2\sigma$	Idade	$2\sigma$
PS01/1	#1450	0/40	0.011932	247	0.72758	951	0.28472	277	0.12590	259	2042	36
	1500	32/32	0.005322	59	0.39933	88	0.19991	22	0.12970	77	2094	10
PS01/2	#1450	0/38	0.018986	459	107.157	2664	0.38448	811	0.13719	193	2192	24
PS01/3	#1450	0/40	0.011249	418	0.72592	3247	0.28188	958	0.12864	80	2080	11
PS01/4	1450	8/8	0.002745	234	0.35155	171	0.16597	152	0.12976	359	2095	49
	1500	8/8	0.000872	24	0.24044	184	0.14337	183	0.13190	188	2124	25
PS01/5	1500	16/16	0.002925	65	0.39634	467	0.16792	120	0.12904	262	2085	36
PS01/6	#1450	0/34	0.018983	414	107.281	1331	0.38732	393	0.13800	338	2203	43
PS01/7	#1450	0/40	0.009372	864	0.56462	4672	0.23511	1359	0.12661	189	2052	26
	1500	38/38	0.003585	47	0.34466	376	0.17664	65	0.12890	46	2083	6
PS01/8	*1450	0/30	0.002406	67	0.33958	317	0.14838	67	0.11698	79	1911	12
PS01/9	*1500	0/8	0.005374	576	0.76571	1062	0.19365	288	0.12202	892	1986	130
Total		102/332							Idade Média		<b>2088 ± 9 Ma</b>	

A população de zircão analisada é uniforme, formada de cristais arredondados de uma única família, com tamanho variando 0,1 a 0,2 mm, coloração variando de castanho claro a escuro, com algumas inclusões e fraturas e pouco zonados.

Os nove cristais analisados fornecem uma idade média  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  de  $2088 \pm 9$  Ma, mas somente 4 desses cristais (PS01/1, PS01/4, PS01/5, PS01/7) apresentam bons resultados analíticos, fornecendo de uma a duas etapas de aquecimento, que mostram idades muito próximas. Alguns cristais foram descartados para os cálculos da idade por apresentar razão  $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  superior a 0,0004 e outros foram eliminados subjetivamente (Fig. III.3).

A idade obtida ( $2088 \pm 9$  Ma) é considerada a idade mínima de cristalização do Maciço Pedra Solta. Este dado geocronológico, assim como os outros, descritos na literatura indicam que este maciço está associado aos granitos pós-orogénia Transamazônica.

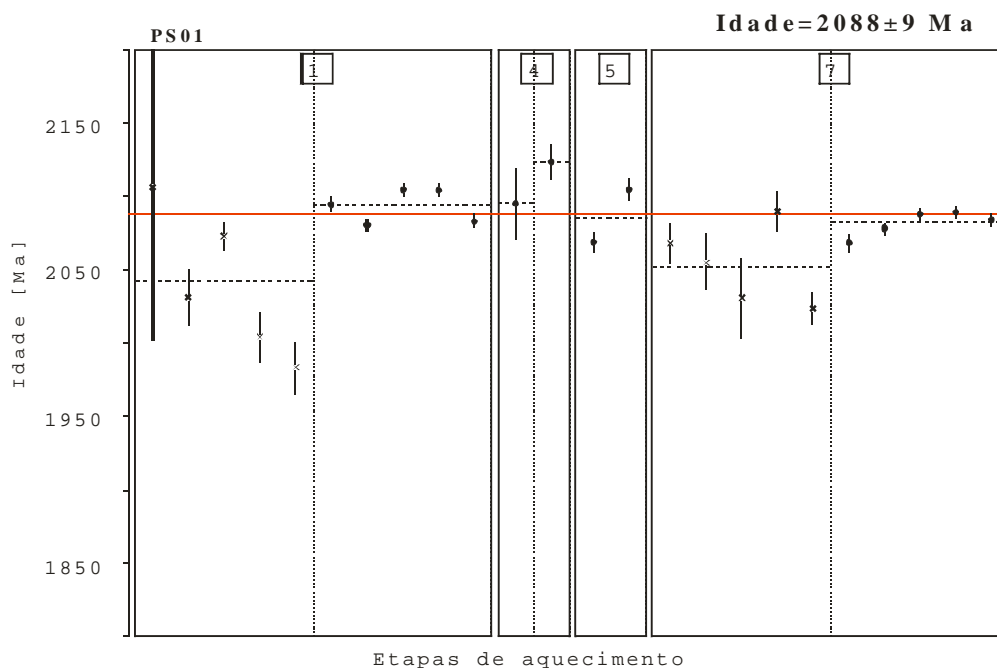


Figura III.3 - Diagrama Idade (em Y) versus Etapas de Evaporação (em X) dos cristais de zircão, do Maciço de Pedra Solta. Círculo cheio - bloco de razões isotópicas utilizadas para o cálculo da idade; "X" - bloco eliminado por apresentar razão  $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  superior a 0,0004; quadrado - bloco eliminado subjetivamente. Desvio analítico  $2\sigma$ .

### III.5 – GEOQUÍMICA

O estudo geoquímico das rochas do maciço de Pedra Solta foi baseado em 19 amostras representativas das diferentes fácies petrográficas identificadas nos estudos macro e microscópicos (Tabela III.3), corroborados pelas informações disponíveis de campo. Foram analisados os elementos maiores e traços e, em sete delas, foram dosados os elementos terras raras (ETR). Estas análises assim como alguns parâmetros geoquímicos são apresentadas nas tabelas III.4 e III.5.

Os resultados analíticos das amostras do MPS foram realizados no Centre de Recherche Pétrographique et Géochimique (CRPG), Nancy - França. Os elementos maiores foram dosados por fluorescência de raios-X e os ETR mais o Y por ICP.

Tabela III.3 - Distribuição quantitativa das análises químicas disponíveis das diferentes fácies do maciço de Pedra Solta.

FÁCIES	ELEM. MAIORES E TRAÇOS	ELEMENTOS TERRAS RARAS
Granítica	9	2
Contato	6	3
Gnáissica	4	2

#### III.5.1 –Classificação Química

A classificação química das rochas ígneas tem sido efetuada utilizando as relações entre os álcalis ( $N_2O+K_2O$ ) *versus* a sílica, segundo os critérios de Irvine & Baragar (1971). Inicialmente bem difundida para as rochas vulcânicas [p. ex. o diagrama TAS de Le Maitre (1976), ou aquela proposta por Cox *et al.*, (1979)]. Os mesmos critérios foram adaptados por Middlemost (1994) para as rochas plutônicas (Fig. III.4). Segundo estes critérios químicos, as rochas da fácies de contato apresentam composições de granitos alcalinos e de quartzo monzonito; as rochas da fácies gnáissica têm composições de sienitos, granitos alcalinos e granodioritos; e as da fácies granítica correspondem a granitos alcalinos, sienitos e quartzo monzonitos.

#### III.5.2 - Caracterização da Alcalinidade e Tipo de Série Magmática

Tabela III.4 - Análises químicas dos elementos maiores e menores do maciço Pedra Solta.

AMOST.	FACIES GRANÍTICA							FACIES DE CONTATO				FACIES GNAISSICA							
	180-B	152	187-B	187-A	180-A	183	183-AA	171	227	50	50-A	182	176-B	176-A	246	68	69	68-HC	226
SiO2	72,41	72,38	72,06	72,05	71,29	70,02	69,09	68,71	67,5	72,08	70,65	70,25	69,35	69,27	64,21	74,04	63,83	63,47	60,45
TiO2	0,39	0,3	0,24	0,23	0,41	0,46	0,48	0,27	0,51	0,26	0,26	0,52	0,4	0,33	0,85	0,23	1,11	0,41	0,75
Al2O3	14,3	13,89	14,14	13,94	14,51	14,63	14,32	14,96	15,17	14,46	14,17	14,39	15,02	15,02	15,43	13,41	14,24	16,03	18,73
Fe2O3	0,72	1,25	0,51	0,99	0,02	2,33	3,75	1,67	3,42	1	2,08	1,53	1,23	0,06	5,94	0,11	3	2,7	3,4
FeO	1,56	1,03	1,31	1,5	2,82	1			0,85	0,85	2,02	1,38	2,12		1,44	4,19			
MnO	0,05	0,03	0,05	0,03	0,03	0,07	0,02	0,03	0,03	0,04	0,07	0,07	0,07	0,07	0,03	0,03	0,08	0,04	0,03
MgO	0,11	0,3	0,05	0,17	0,49	0,67	0,71	0,44	0,97	0,46	0,43	0,93	0,44	0,43	1,2	0	1,33	1,01	0,69
CaO	1,71	0,58	1,05	1,05	1,66	1,37	1,67	1,39	2,38	0,97	1,29	1,63	1,32	1,15	3,11	0,88	2,99	2,57	2,32
Na2O	2,93	3,37	3,02	3,12	2,97	3,18	3,2	3,12	3,77	3,45	3,47	3,17	2,51	2,5	4,45	3,06	3,38	3,27	3,87
K2O	5,22	4,98	5,12	5,76	5,29	5,07	5,55	8,49	4,54	5,31	5,7	4,93	7,6	7,69	3,45	4,87	3,41	8,82	8,33
P2O5	0,44	0,11	0,24	0,14	0,4	0,19	0,24	0,27	0,3	0,19	0,22	0,22	0,24	0,24	0,85	0,08	0,19	0,52	0,75
LOI							0,88	0,74	0,87	0,71					0,53			0,93	0,3
TOTAL	100,94	98,93	98,53	99,54	101,02	99,74	99,91	99,77	99,46	99,64	98,98	100,55	100,2	99,47	99,54	99,07	98,77	99,77	99,11
BA	1302,0	1610,0	1670,0	1480,0	1410,0	990,0	1453,0	3910,0	794,0	1572,0	1745,0	1312,0	2810,0	3814,0	2057,0	1310,0	2140,0	7569,0	3734,0
RB	156	200	205	170	186	180	210	265	178	210	168	170	268	285	125	280	196	256	147
SR	210	1.510	430	380	305	400	277	13	260	450	582	420	1.310	1.300	725	480	1.380	2.117	1.783
Y	8	12	12	8	18	10	25	22	8	10	12	10	26	24	25	15	20	36	12
ZR	142	210	130	200	126	183	405	180	269	210	193	176	200	63	759	222	230	44	791
NB	18	20	22	20	23	20	22	22	22	22	15	15	15	15	21	30	23	22	6
TH	38	38	40	38	43	37	59	10	25	40	35	36	10	9	24	56	20	17	37
GA																			
ZN	10	22	10	28	10	10	43	12	68	30	36	30	20	30	75	10	5	44	49
CU	22	16	18	16	18	17	21	15	22	18	16	18	21	17	24	18	20	17	21
NI	<5	<5	<5	<5	10	<5	16	<5	11	<5	156	10	10	10	14	<5	<5	15	11
V	10	10	5	10	10	9	31	10	51	12	15	14	15	15	76	11	10	9	8
CR	<5	<5	<5	<5	<5	<5	26	8	15	10	6	<5	0	9	14	15	16	440	14
CO		10	2	2					1						10	10	10	9	6

Tabela III.5 - Análises dos elementos terras raras e terras raras normalizados pelo condrito C1 (Evesen *et al.*, 1978), juntamente com alguns parâmetros litogeoquímicos, de amostras do Maciço Pedra Solta.

AMOSTRA	FÁCIES GRANÍTICA		FÁCIES CONTATO		FÁCIES GNÁISSICA	
	183-AA	227	50-A	176-A	68-HC	226
La	135,71	48,18	84,91	38,51	114,78	294,03
Ce	246,69	93,67	148,55	98,23	210,14	449,12
Nd	81,01	31,72	53,21	47,09	85,37	140,37
Sm	13,08	5,49	9,02	10,42	16,48	16,76
Eu	1,55	1,22	1,23	1,68	3,06	5,21
Gd	9,02	3,95	5,70	7,85	11,99	8,46
Dy	5,03	1,75	2,58	4,99	7,69	2,57
Er	2,33	0,82	1,23	2,01	3,25	1,20
Yb	1,82	0,67	1,01	1,34	2,40	1,02
Lu	0,30	0,11	0,18	0,17	0,39	0,19
ETR total	496,540	187,580	307,620	212,290	455,550	918,930

Normalização das análises de ETR pelo Condrito C1 (Evesen *et al.*, 1978)

La	554,824	196,975	347,138	157,441	469,256	1.202,085
Ce	386,722	146,841	232,873	153,990	329,425	704,060
Nd	170,979	66,948	112,305	99,388	180,182	296,264
Sm	84,935	35,649	58,571	67,662	107,013	108,831
Eu	2,671	2,103	2,120	2,896	5,274	8,980
Gd	44,151	19,334	27,900	38,424	58,688	41,410
Dy	19,795	6,887	10,153	19,638	30,264	10,114
Er	14,036	4,940	7,410	12,108	19,578	7,229
Yb	11,024	4,058	6,118	8,116	14,537	6,178
Lu	11,816	4,332	7,089	6,696	15,360	7,483
(LaN/YbN)	50,330481	48,538082	56,745064	19,398107	32,280897	194,57278
Eu*	64,542912	27,491831	43,235788	53,043112	82,850595	75,12043
(EuN/Eu*)	0,041	0,076	0,049	0,055	0,064	0,120

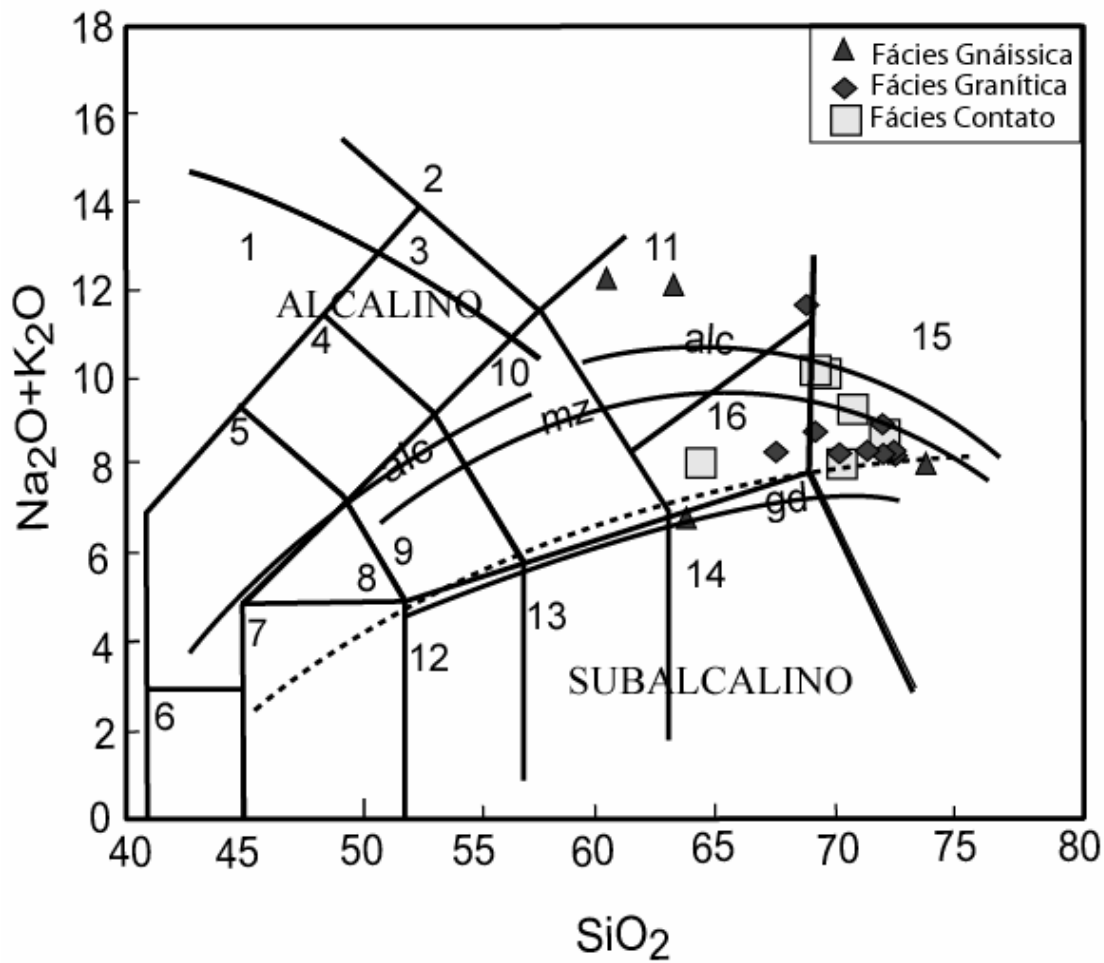


Figura III.4 - Diagrama TAS com os campos compositionais delimitados por Middlemost (1994) [1= rochas ricas em feldspatóide, 2= foid sienitos, 3= foid monzonitos, 4= foid dioritos, 5= foid gabros, 6= peridotito, 7= gabro, 8= monzogabro, 9= monzodiorito, 10= monzonito, 11= sienito, 12= diorito gabróico, 13= diorito, 14= granodiorito, 15= granito e 16= quartzo monzonito], com curvas evolucionais propostas por Lameyre (1987) [alc= série alcalina saturada em sílica; moz= série monzonítica; gr= série cálcio-alcalina granodiorítica] e o limite entre as séries alcalina e subalcalina de Kuno (1966), aplicado às rochas do Maciço Pedra Solta.

O mesmo diagrama que relaciona o valor total de álcalis *versus* a sílica, tem sido aplicado para identificar as principais séries magmáticas (alcalina, cálcio-alcalina e toleítica), segundo os critérios propostos por vários autores, a exemplo de Irvine & Baragar (1971), Pecerrillo & Taylor (1976), Cox *et al.* (1979) e Wilson (1989).

Na figura III.4 constata-se que no MPS existem rochas que se posicionam no campo das rochas alcalinas e subalcalinas, no domínio das suítes cálcio-alcalinas.

A série cálcio-alcalina é dividida segundo seu conteúdo em potássico, utilizando-se a relação  $K_2O$  *versus*  $SiO_2$  (Pecerrillo & Taylor, 1976). Nas rochas do MPS, posicionadas neste diagrama, observa-se que metade das amostras das rochas da fácies gnáissica, uma da fácies granítica e duas da fácies de contato situam-se no domínio das rochas shoshoníticas enquanto que as outras no domínio das rochas cálcio-alcalinas ricas em potássio. E segundo os critérios de Corriveau & Gorton (1993), a maioria das amostras se posicionam no campo das rochas shoshoníticas, exceto duas amostras da fácies gnáissica que se posicionam no campo das rochas ultrapotássicas (Fig. III.5).

### III.5.3 - Saturação em Alumina

As relações entre os conteúdos molares dos óxidos de alumínio, sódio, potássio e cálcio é responsável direta pelos minerais principais das rochas ígneas. Shand (1950) observou bem estas feições e propôs classificar as rochas segundo estes critérios em : peraluminosas se  $Al > (Na+K+Ca)$ ; metaluminosas se  $(Na+K) < Al$  e peralcalinas se  $Al < (Na+K)$ .

Maniar & Piccoli (1989) estabeleceram um diagrama que permite visualizar bem estas relações. As amostras do MPS colocadas neste diagrama (Fig. III.6) situam-se predominantemente no campo das rochas peraluminosas, com algumas poucas amostras no campo das metaluminosas.

### III.5.4 - Composição e Evolução Normativa

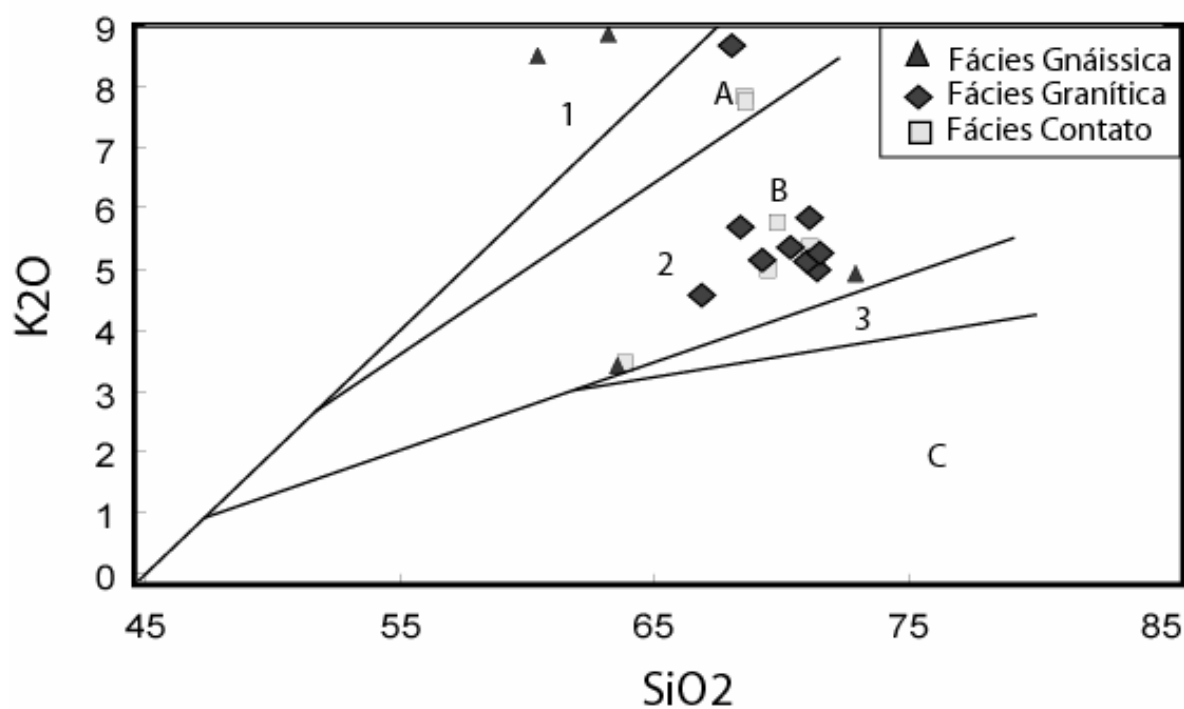


Figura III.5 - Diagrama relacionado K<sub>2</sub>O versus SiO<sub>2</sub>. Rochas shoshoníticas (1); cálcio-alcálicas de alto potássio (2) e médio potássio (3), segundo Peccerilo & Taylor (1976). Corriveau & Gorton (1993), sugeriram a divisão dos campos: Rochas ultrapotássicas (A); Shoshoníticas (B) e Cálcio-alcálicas (C).



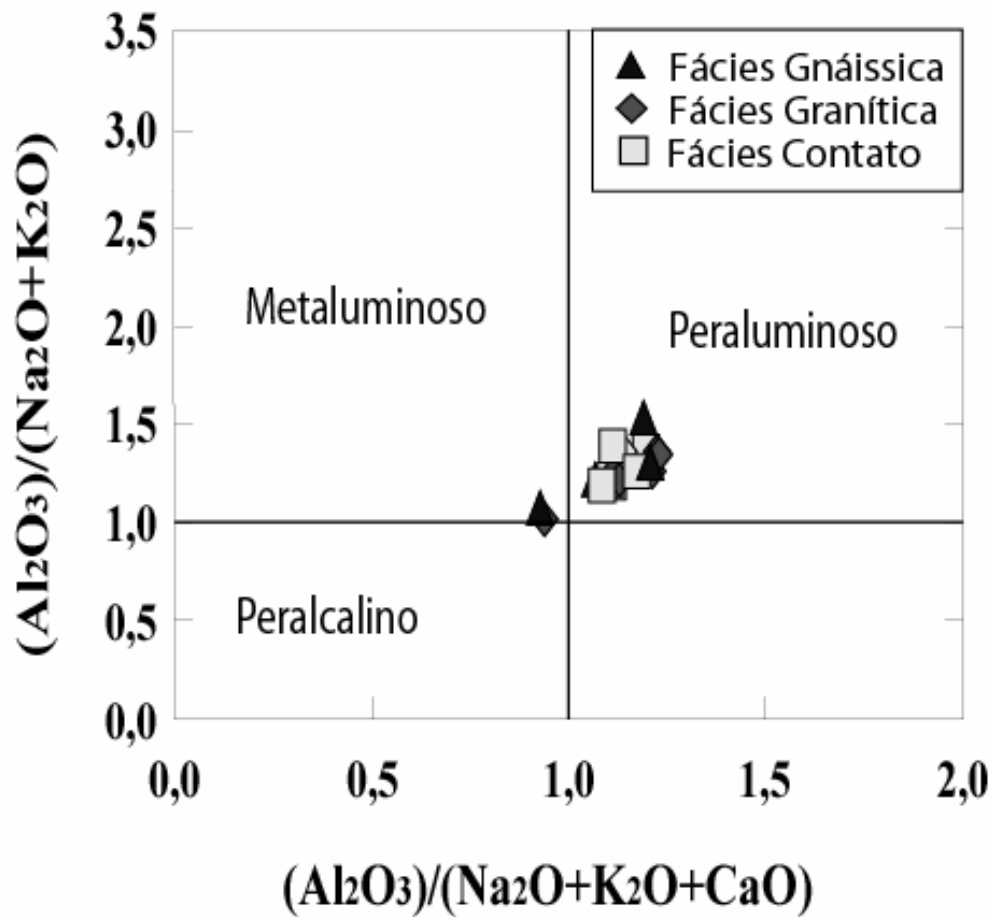


Figura III.6 - Diagrama  $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$  versus  $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O+CaO)$ , em molses segundo Maniar & Piccoli (1989), aplicado às rochas do Maciço Pedra Solta.

O cálculo dos minerais normativos do maciço foi efetuado utilizando-se o Programa Minpet 2.02. Devido ao ferro ter sido dosado como  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (total) em algumas amostras e, como  $\text{FeO}$  e  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  em outras, o balanço de oxidação para o ferro foi estabelecido segundo os critérios de Irvine & Baragar (1971). O resultado obtido é apresentado na tabela III.6.

As rochas do MPS são fortemente diferenciadas, com índice de diferenciação (ID =  $\text{Qz} + \text{Ab} + \text{Or} + \text{An}$ ) superior a 80 para a maioria das rochas, exceto duas, com valores de ID de 70,22 (amostra 69) e 75,13 (amostra 246). O coríndon normativo é presente na maioria das amostras, porém sempre com valores inferiores a 2,4. Os conteúdos mais elevados do coríndon normativo estão na fácies granítica, refletindo provavelmente a presença da biotita modal.

O hiperstênio normativo é também um mineral constante e o diopsídio normativo aparece apenas em duas amostras: uma da Fácies Granítica (Am. 171) e outra da Fácies Gnáissica (Am. 68-HC).

Na disposição das amostras do MPS, no diagrama normativo Qz-Ab-Or (Fig. III.7), observa-se que elas estão distribuídas em dois conjuntos que reúnem amostras das diferentes fácies. O primeiro, que se sobrepõe ao campo de ocorrência dos granitos normais de Tuttle & Bowen (1958), posiciona-se entre as curvas para pressões de 500 bar a 10 kbar (Fig. III.7). O segundo posiciona-se no campo de estabilidade do ortoclásio, apresenta uma evolução aproximadamente reta e, grosso modo, paralela ao vale termal a 10 kbar. Uma evolução normativa, similar à apresentada, é discutida para as rochas potássicas de Itiúba por Conceição (1990), interpretando-a como rochas originadas de um magma de natureza potássica capaz de cristalizar inicialmente esta fase.

#### III.5.5 - Elementos Maiores

O estudo da evolução química dos elementos maiores foi efetuado utilizando-se as relações entre os diferentes óxidos e o óxido de silício (Fig. III.8).

A  $\text{SiO}_2$  apresenta valores altos, com estreita variação de 67% a 74,04%, e valores menores (60-63%) na fácies gnáissica, exceto por uma amostra (Am. 68) gnáissica que possui o maior valor deste óxido (74%).

Tabela III. 6 - Minerais e parâmetros normativos de amostras de algumas rochas do Maciço Pedra Solta, segundo a razão FeO/Fe2O3 proposta por Irvine &amp; Baragar (1971).

AMOST.	FACIES GRANÍTICA										FACIES DECONTATO				FACIES GNAISSICA				
	180-B	152	187-B	187-A	180-A	183	183-AA	171	227	50	50-A	182	176-B	176-A	246	68	69	68-HC	226
Q	31,76	31,79	33,03	28,7	29,15	27,42	23,62	15,53	21,31	28,83	25,37	27,03	21,68	21,96	16,52	35,79	20,26	5,37	0,87
Cor	1,77	2,2	2,34	1	1,83	1,89	0,59	0,45	0,45	1,74	0,48	1,4	0,84	1,07	0,75	1,72	0	0	0,92
Or	30,9	29,99	30,94	34,41	31,28	30,32	33,22	50,72	27,29	31,69	34,34	29,26	45,14	45,94	20,59	29,31	20,65	52,85	49,7
Ab	24,84	29,06	26,14	26,69	25,14	27,23	27,43	26,69	32,45	29,48	29,93	26,94	21,35	21,39	38,02	26,37	29,31	28,06	33,06
An	5,62	2,2	3,73	4,34	5,63	5,62	6,81	0,92	10,02	3,61	5,06	6,68	5,01	4,18	9,98	3,92	13,93	3,04	6,68
Di (Ca)								1,78										2,69	
Di (Mg)								0,72										1,28	
Di (Fe)								1,08										1,37	
Hy(Mg)	0,27	0,76	0,13	0,43	1,22	1,68	1,78	0,38	2,45	1,15	1,09	2,32	1,1	1,08	3,01		3,38	1,26	1,73
Hy(Fe)	2,43	2,55	2,15	3,01	3,25	3,62	3,91	0,58	3,45	2,04	2,18	3,9	2,84	2,55	5,99	1,8	7,86	1,35	2,91
Mt	0,63	0,6	0,5	0,64	0,78	0,88	0,94	0,43	0,88	0,49	0,52	0,95	0,71	0,62	1,5	0,44	1,97	0,7	0,92
Ilm	0,74	0,58	0,47	0,44	0,78	0,88	0,92	0,52	0,99	0,5	0,5	0,99	0,76	0,63	1,63	0,44	2,16	0,79	1,44
Ap	0,96	0,24	0,54	0,31	0,87	0,42	0,53	0,6	0,67	0,42	0,49	0,48	0,53	0,53	1,87	0,18	0,43	1,15	1,65
IC	4,07	4,49	3,25	4,52	6,03	7,06	7,56	5,49	7,76	4,19	4,29	8,16	5,41	4,88	12,12	2,68	15,37	9,44	6,99
ID	87,5	90,83	90,11	89,79	85,57	84,96	84,47	92,94	81,05	90,01	89,64	83,23	88,17	89,28	75,13	91,48	70,22	86,27	83,63
Total	99,92	99,97	99,97	99,97	99,93	99,96	99,95	99,95	99,96	99,95	99,96	99,95	99,96	99,95	99,86	99,97	99,95	99,91	99,88

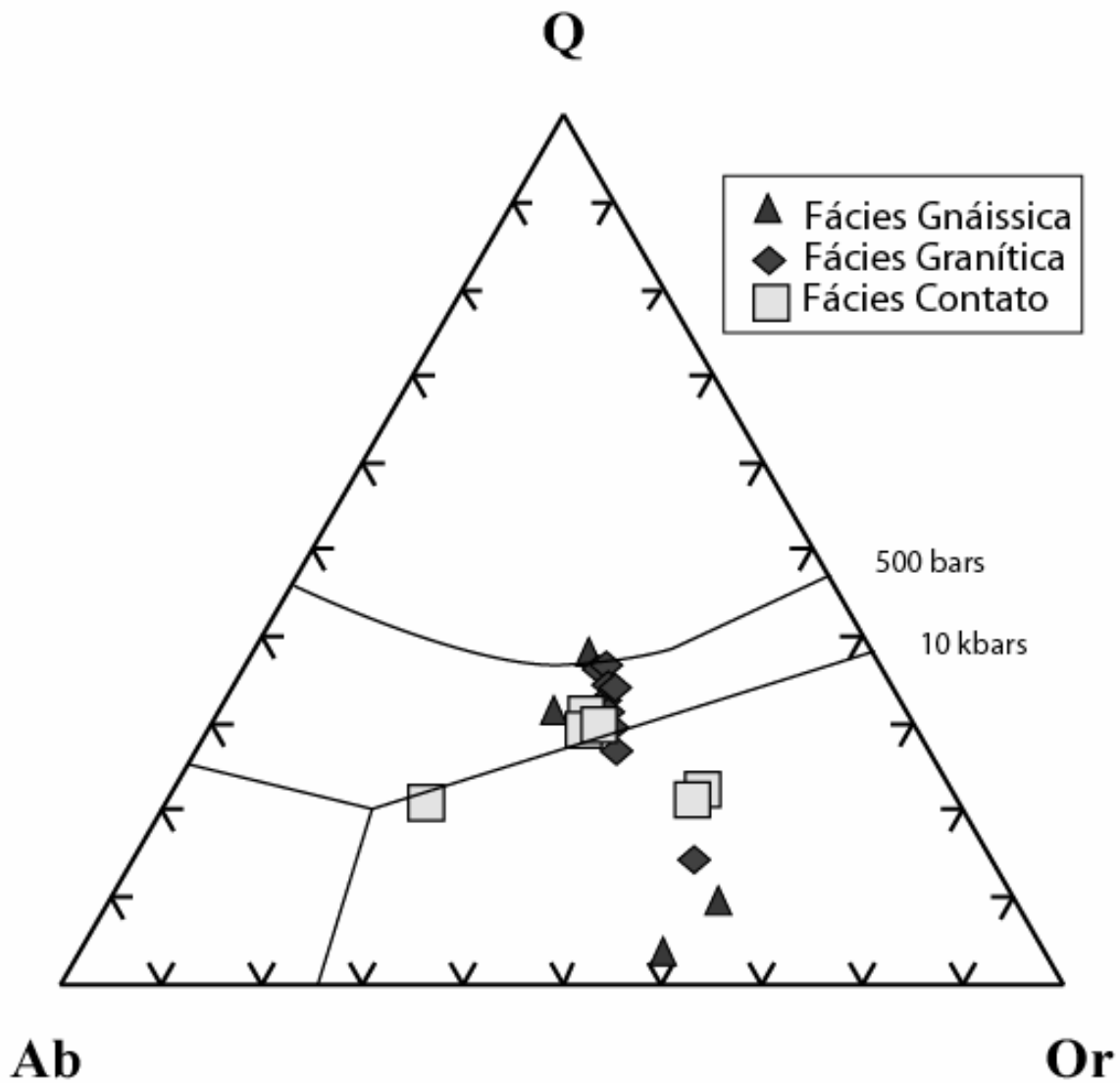


Figura III.7 - Diagrama Qz-Ab-Or, segundo Bowen & Tuttle (1950), com linhas de pressão estabelecidas por Luth et al. (1964), aplicada às rochas do Maciço Pedra Solta.

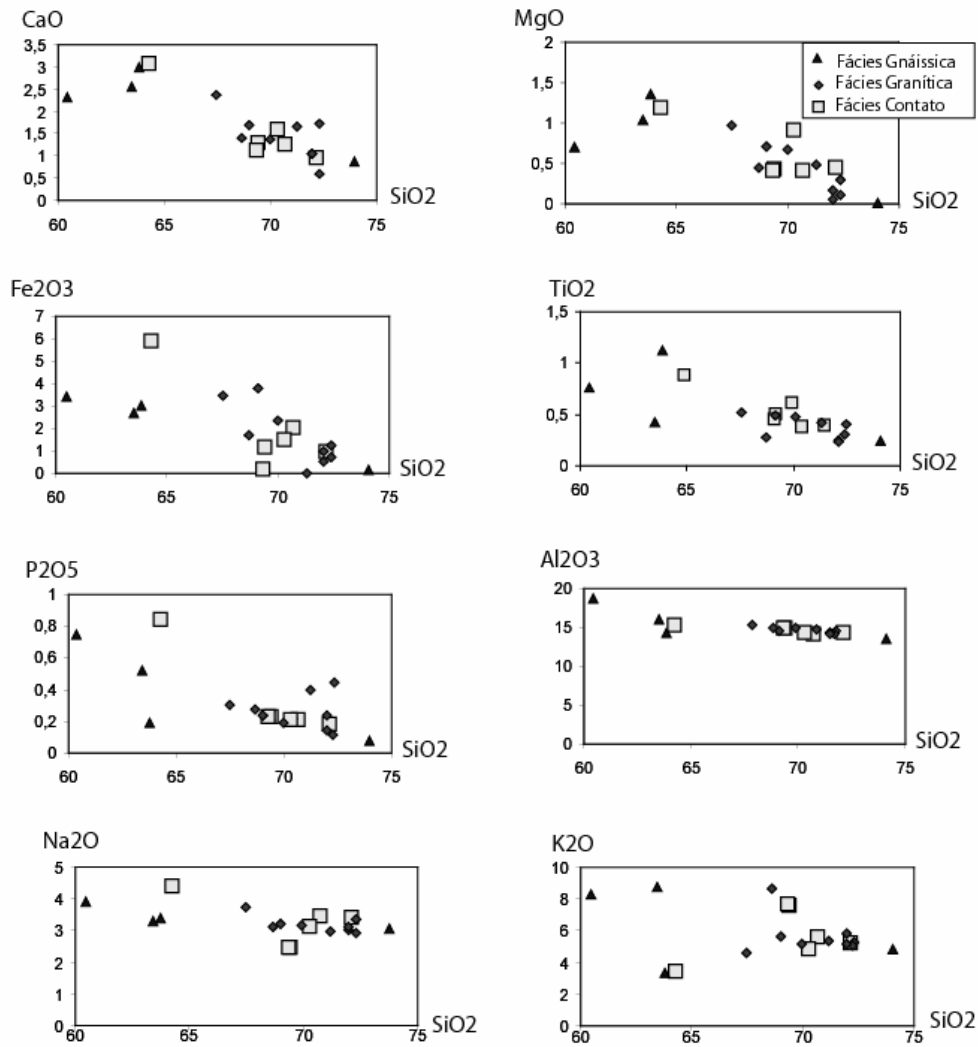


Figura III.8 - Diagramas do tipo Harker (1909), mostrando a evolução química dos elementos maiores versus a sílica.

O  $\text{Al}_2\text{O}_3$  possui valores entre 13,41% e 18,73%, onde os valores mais baixos correspondem às fácies Granítica e de Contato e, os mais altos na Gnáissica.

O CaO apresenta valores entre 0,38% e 3,11%, onde os teores mais elevados em CaO refletem as rochas mais ricas em plagioclásio, anfibólio e apatita.

Os valores de  $\text{Na}_2\text{O}$  estão compreendidos no intervalo de 2,5% a 4,45%, onde o valor mais alto corresponde à fácies de contato.

O teor de  $\text{K}_2\text{O}$  varia de 3,41 a 8,82%. Os altos teores de  $\text{K}_2\text{O}$  podem ser explicados pela presença de feldspato alcalino e biotita, já que os teores de  $\text{K}_2\text{O}$  são maiores que os valores de  $\text{Na}_2\text{O}$  ( $1,2 < \text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} < 3,08$ ). Os teores de MgO variam de 0,05% a 1,33%, o que reflete a tendência holo a leucráticas destas rochas.

Os valores de  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  são elevados, variando entre 6,8% e 12,2%, sendo que os valores mais elevados correspondem à Fácies Gnáissica, justamente aquela que apresenta os menores teores de  $\text{SiO}_2$  (Tab. III.4).

O  $\text{TiO}_2$  possui teores entre 0,1% e 1,11%, onde os maiores valores se encontram nas rochas menos diferenciadas.

Os teores de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  se encontram entre 1,46% e 7,66%, onde os teores mais altos estão nas rochas com maior concentração de minerais opacos, biotitas e hornblendas.

Os teores de  $\text{P}_2\text{O}_5$  são baixos, variando de 0,08% a 0,85%, onde os maiores valores se encontram nas rochas mais enriquecidas em apatitas.

O comportamento evolutivo das três fácies do MPS é complexo. Mesmo assim, é perceptível uma tendência normal na diminuição dos outros óxidos com o aumento da sílica.

O comportamento evolutivo das fácies mostra os seguintes aspectos:

- i - As três amostras menos diferenciadas da fácies gnáissica (com 60 até 63% de  $\text{SiO}_2$ ) exibem correlações positivas de CaO e MgO com a  $\text{SiO}_2$ , sugerindo acumulações de minerais máficos (anfibólio e clinopiroxênio). Por outro lado, pode-se observar: (a) boa correlação linear entre todas as amostras desta fácies no diagrama  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (total) *versus*  $\text{SiO}_2$ ; (b) um decréscimo do  $\text{Al}_2\text{O}_3$  e  $\text{Na}_2\text{O}$  com uma tendência desta evolução para o  $\text{P}_2\text{O}_5$  e  $\text{TiO}_2$ .

ii - Na fácies granítica, a tendência da evolução é mais nítida, entretanto, o crescimento acentuado em  $P_2O_5$ , em algumas amostras, com valores de  $SiO_2$  entre 71 e 72%, aponta para a acumulação de apatita.

iii - A fácies de contato segue a distribuição geral.

### III.5.6 - Elementos-Traço

As evoluções descritas pelos elementos-traço contra o  $SiO_2$  pode ser observada na figura III.9.

- Ba apresenta conteúdos elevados (794 a 7569 ppm) o mesmo acontecendo com o Sr (210 a 2117 ppm) em rochas da Fácies Gnáissica.
- Y possui valores entre 8 e 36 ppm
- Rb apresenta valores entre 125 e 285 ppm.
- Cr e Ni variam de <5 a 440 ppm e de <5 a 156 ppm respectivamente
- tendência de comportamento incompatível do Rb e do Y, nas amostras menos diferenciadas;
- tendência de comportamento compatível do Sr, na Fácies Gnáissica, do V na Fácies Granítica e do Y e do Ba na Fácies Contato;
- pouca variação dos conteúdos de Zr na Fácies Granítica.

As evoluções dos elementos-traço são também apresentadas em diagrama multielementar (Figura III.10).

As amostras do MPS, quando normalizadas pelo MORB de Pearce *et al.* (1984), mostram que as curvas desenhadas pelas diferentes fácies são relativamente similares. Elas são marcadas por uma geometria côncava do Sr até o Nb, com anomalias negativas relativamente pronunciadas de Nb e Zr e, moderadas de Ba.

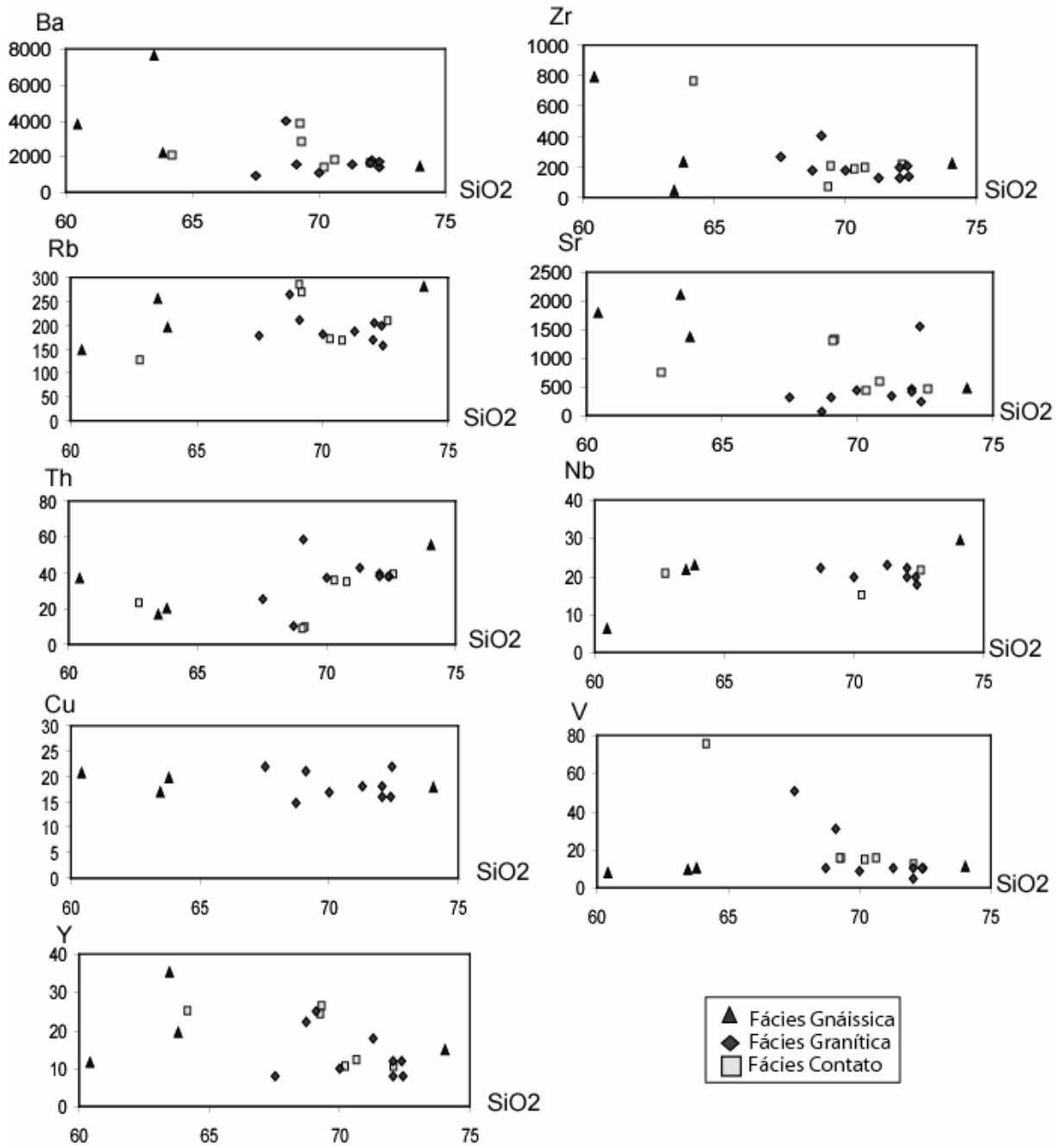


Figura III.9 - Diagramas do tipo Harker (1909), mostrando a evolução química dos elementos menores versus a sílica, de amostras do Maciço de Pedra Solta.



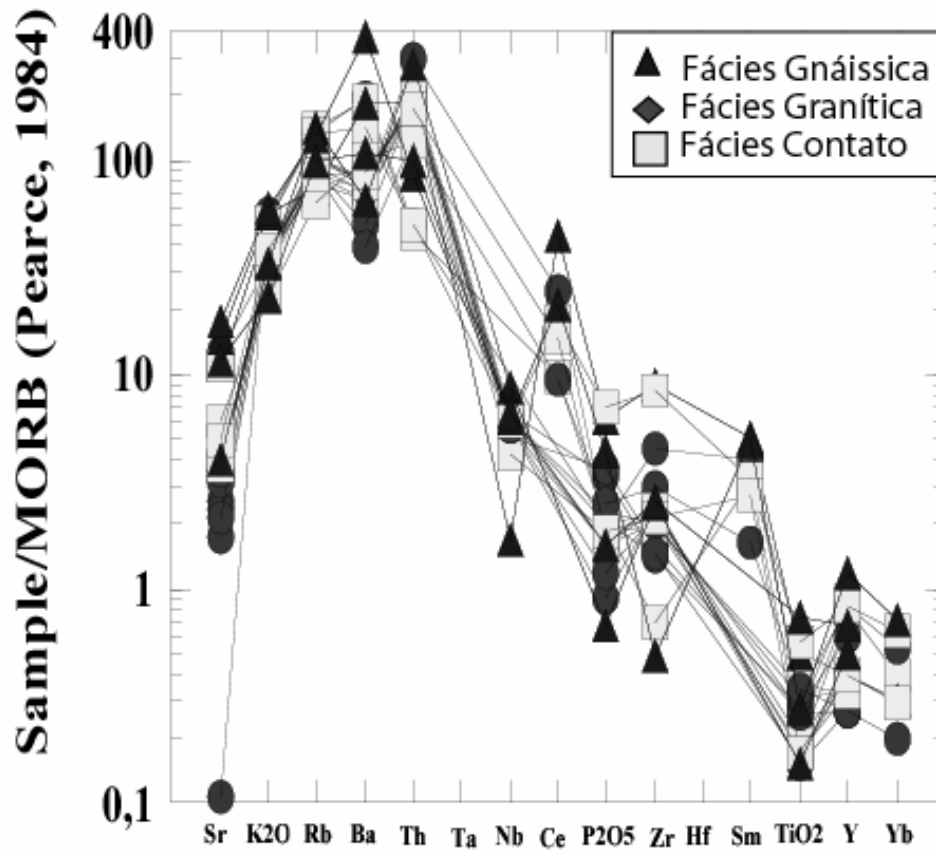


Figura III.10 - Diagrama multielementar, normalizado pelos valores de MORB (Pearce et al., 1984), aplicados às rochas do MPS.

A similaridade entre os padrões das diferentes rochas que compõem as fácies do maciço mostra que elas representam, provavelmente, produtos de fracionamento de um magma comum. Todavia, as evoluções apresentadas nos diagramas de Harker, sugerem um processo relativamente complexo, envolvendo taxas de acumulação durante o fracionamento.

A ausência de vales pronunciados no Ba, comum em granitos sin-orogênicos e em alguns granitos intraplaca, associada à presença de vales bem desenvolvidos de Nb e baixos valores de  $Yb_N$  (0,02-0,01), são assinaturas típicas de granitos pós-colisionais (Pearce *et al.*, 1984).

### III.5.7 - Elementos Terras Raras

A normalização dos ETR das amostras do MPS foi efetuada pelos valores do condrito C1 de Evensen *et al.* (1978). Observando-se a figura III.11 nota-se, uma similaridade entre os diversos padrões para as diferentes fácies, apontando mais uma vez para a cogeneticidade entre elas.

De forma geral, são espectros enriquecidos em ETR leves em relação aos pesados ( $18 < [Ce/Yb]_N < 114$ ). Nos dois espectros das amostras da fácies granítica, constata-se a amostra (Am. 227), menos diferenciada, com 67,5% de  $SiO_2$ , outra levemente mais enriquecida em  $SiO_2$  que a (Am.183-AA), com 68,7% de  $SiO_2$ . A primeira apresenta anomalia em Eu de 1,22 e a segunda, de 1,55.

Nas rochas da fácies de contato o comportamento é marcado pelo enriquecimento em ETR das rochas menos diferenciadas (Am. 246). Igualmente, todas elas apresentam anomalias negativas em Eu. Nas rochas da fácies gnáissica, de composição sienítica, observa-se um maior enriquecimento das ETR leves e uma fraca anomalia negativa em Eu, indicando a acumulação de feldspato.

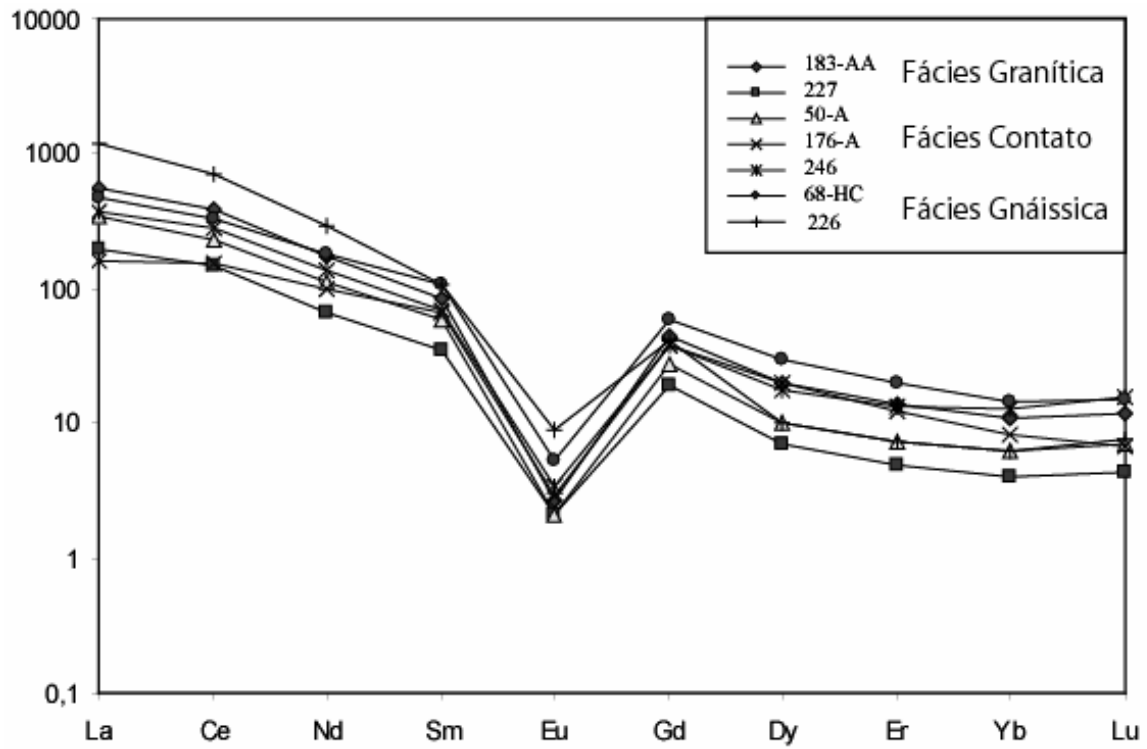


Figura III.11 - Espectro dos elementos terras raras, normalizados pelo Condrito C1 (Evensen et al., 1978), aplicado às rochas do Maciço Pedra Solta.

# **CAPÍTULO IV**

## **COMPLEXO PÉ DE SERRA-CAMARÁ**

## **IV.1 – INTRODUÇÃO**

O Complexo Pé de Serra-Camará (CPSC) situa-se na parte centro-sul do Cinturão Móvel Salvador-Curaçá (Fig. IV.1A), é intrusivo nas rochas granulíticas deste cinturão, estando condicionados por grandes lineamentos estruturais e, provavelmente, ocupando espaços gerados no período final da estabilização do CMSC.

Esse complexo foi dividido em dois maciços distintos por Santos Pinto (1992): o de Pé de Serra e o Câmara (Fig. IV.1B). Apresentam-se com formas irregulares, com, o primeiro possuindo direção aproximada E-W e área de aproximadamente 100 km<sup>2</sup> e, o segundo, com direção N-S e área de 40 Km<sup>2</sup>, perfazendo uma área total de 140 km<sup>2</sup>.

## **IV.2 – GEOLOGIA**

Os contatos destes maciços com as rochas encaixantes são abruptos, sendo ocasionalmente acompanhados pela presença de numerosos diques que adentram no embasamento, partindo do corpo ígneo principal. No interior destes corpos, as estruturas primárias mostram-se controladas essencialmente pela dinâmica magmática e são materializadas por estruturas de fluxo (acamamentos, orientações de cristais, enclaves máficos). Ocasionalmente, observam-se figuras de cisalhamentos tardios, provavelmente ligada a ajustes de volume.

Estes maciços são, segundo Santos Pinto (1992), intrusões pós-tectônicas do CMSC, onde dominam rochas graníticas com termos monzoníticos, monzograníticos, sienograníticos e sieníticos subordinados. Os sienitos são circundados pelas rochas monzograníticas e monzoníticas, que exibem abundantes estruturas de fluxo magmático e são normalmente porfiríticos.

O caráter intrusivo deste complexo é materializado, além das feições já descritas, pela presença de xenólitos de rochas similares ao embasamento adjacente.

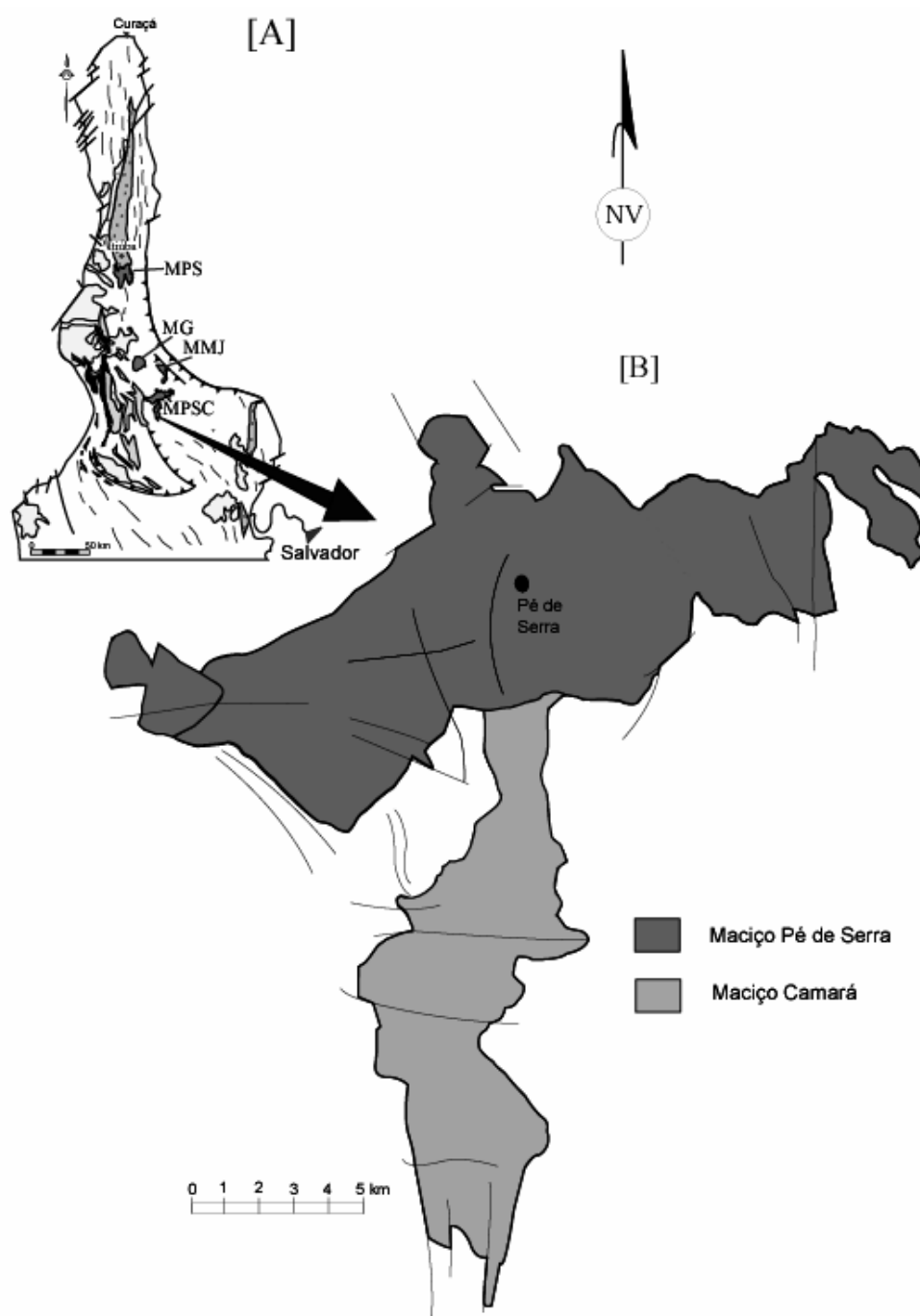


Figura IV.1 - [A] Mapa geológico Esquemático do CMSC, após Conceição (1993), apresentando os maciços graníticos pós-tectônicos (MPS= Maciço de Pedra Solta; MG= Maciço de Gavião; MMJ = Maciço de Morro do Juá; MPSC = Maciço de Pé de Serra-Camará). [B] Mapa esquemático mostrando os Maciços Pé de Serra e Camará.

O estudo realizado por Santos Pinto (1992), com base na análise petroestrutural do “fabric” mesoscópico dos cristais de feldspato na Fácies Porfíricas do Maciço Pé de Serra, permitiram-lhe conceber que a arquitetura interna se desenvolveu à partir de vários pulsos magmáticos.

Na grande maioria dos afloramentos deste complexo as rochas não apresentam tramas estruturais superpostas ao acamamento ígneo, com apenas alguns afloramentos demonstraram uma foliação paralelizada ao contato com a rocha encaixante e ao longo de algumas zonas de cisalhamento, com rochas de aspecto milonítico (Melo, 1991).

### **IV.3 – FACIOLOGIA**

Uma descrição macroscópica sucinta das fácies petrográficas que constituem os Maciços Pé de Serra e Camará (Fig. IV.2), encontra-se apresentada abaixo.

As melhores exposições destas rochas encontram-se nas imediações e na cidade de Pé de Serra, onde são observadas duas elevações do tipo “Pão de Açúcar” (Foto 7), com altitudes variando entre 500 e 550 metros, ocorrendo ainda outros afloramentos entre as cidades de Riachão do Jacuípe e Pé de Serra (Fig. IV.3).

#### **IV.3.1 - Maciço Pé De Serra**

No Maciço Pé de Serra foram individualizadas três fácies petrográficas distintas: Sienítica; Monzonítica Porfírica e Monzogranítica.

##### **IV.3.1.1 - Fácies Sienítica**

Esta fácies está localizada no centro do maciço, na cidade de Pé de Serra, destacando-se da topografia regional por constituir morros testemunhos com altitudes aproximadas de 500 m (Foto 8) e vários lajedos. Nas rochas desta fácies predominam fenocristais de feldspato potássico, com dimensões de até 2 cm, imersos em uma matriz fina a média composta por feldspato alcalino, plagioclásio, hornblenda e biotita.

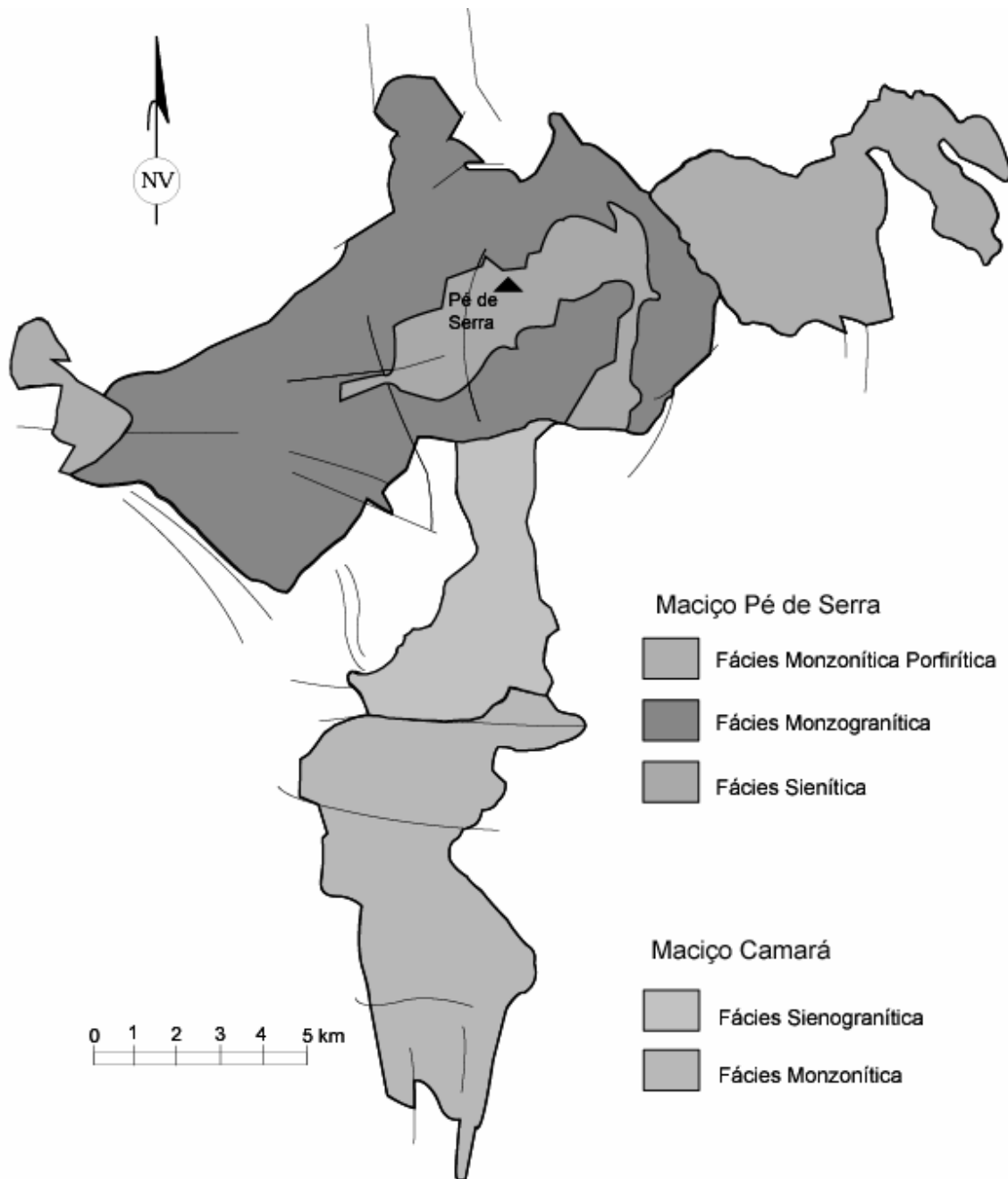


Figura IV.2 - Esboço faciológico do Complexo Pé de Serra-Camará, mostrando a distribuição das fácies.



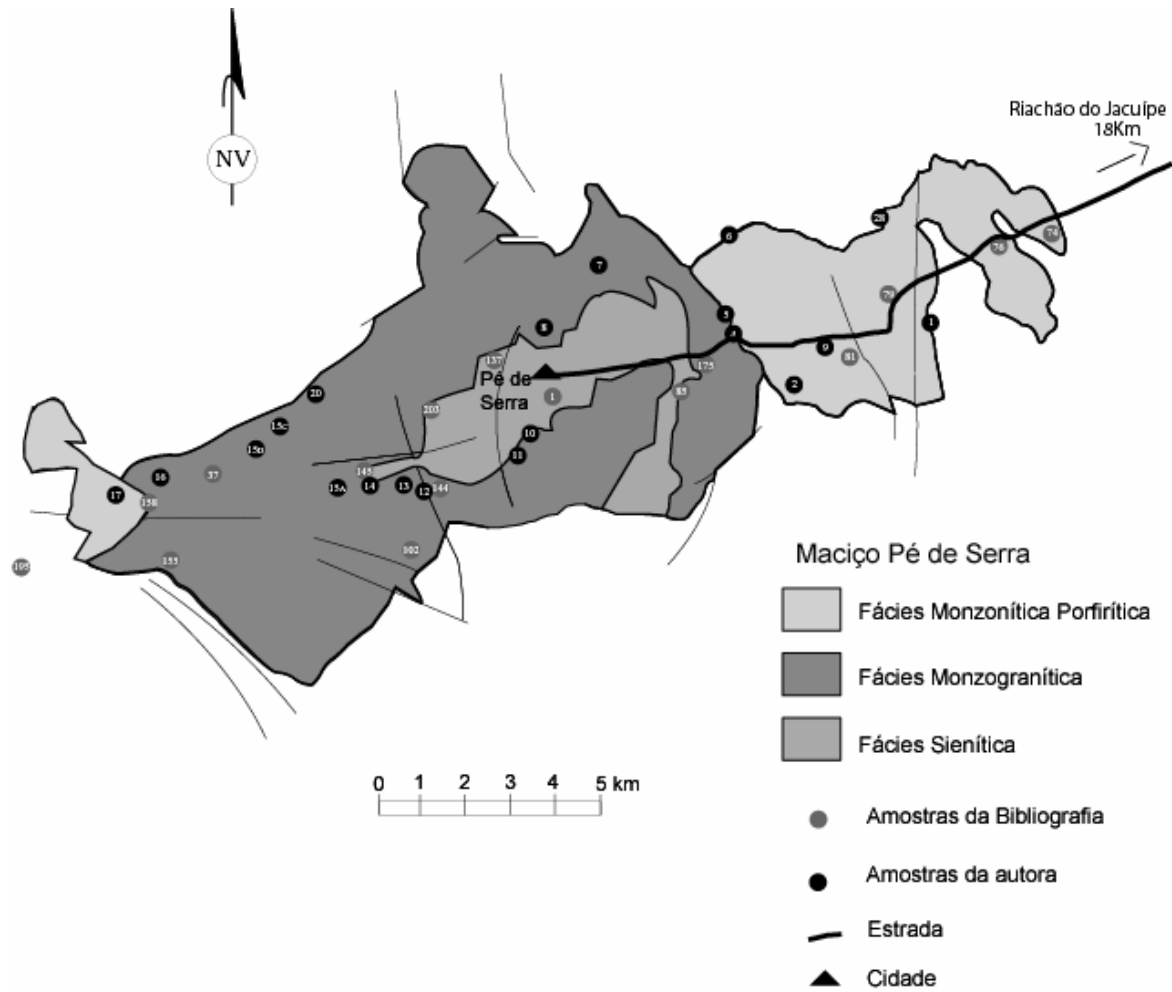


Figura IV.3 - Esboço faciológico do Complexo Pé de Serra-Camará, mostrando a distribuição das amostras onde foram realizadas análises geoquímicas e petrográficas.

Nela é comum a presença de enclaves máficos (Foto 9), onde alguns se apresentam comumente em forma de “boudin” (Foto 10).

#### IV.3.1.2 - Fácies Monzonítica Porfirítica

As rochas desta fácies exibem textura porfirítica (Foto 11), sendo as menos evoluídas deste maciço. Elas contêm hornblenda e biotita como máficos predominantes e diopsídio de forma subordinada. Em algumas regiões são abundantes enclaves máficos (Foto 12) cujas composições variam desde monzodiorito até gabro.

#### IV.3.1.3 - Fácies Monzogranítica

As rochas desta fácies são circundadas pelas rochas monzoníticas e exibem abundantes estruturas de fluxo magmático. Apresentam fenocristais de feldspato alcalino, muitas vezes peritéticos (Foto 13). Xenólitos do embasamento são ocasionais e diques graníticos e pegmatíticos são freqüentes, particularmente na região oeste do maciço.

#### IV.3.2 - Maciço Camará

Neste maciço foram individualizadas duas fácies: a Fácies Sienogranítica e a Fácies Monzonítica.

##### IV.3.2.1 - Fácies Sienogranítica

Estas rochas possuem coloração rósea, com granulação média e aspecto gnáissico (Foto 14). São compostas por feldspato potássico, plagioclásio, quartzo e biotita.

##### IV.3.2.2 - Fácies Monzonítica

Esta fácies é formada por um granito fino róseo e outro porfirítico com hornblenda (Foto 15). Os fenocristais são de feldspato alcalino, que podem chegar a



Foto 7 - Visão panorâmica das elevações tipo "Pão de Açúcar".



Foto 8 - Morro Testemunho com aproximadamente 500m de altitude.



Foto 9 - Detalhe de enclave máfico da fácies sienítica do Maciço Pé de Serra.

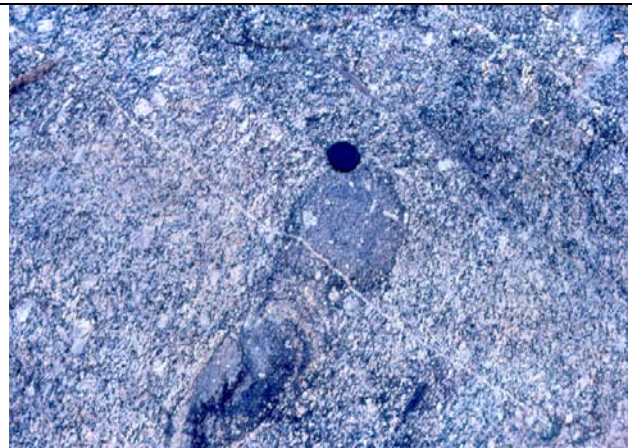


Foto 10 - Enclave máfico boudinado, com inclusões de pórfiros dentro da fácies sienítica do Maciço Pé de Serra.

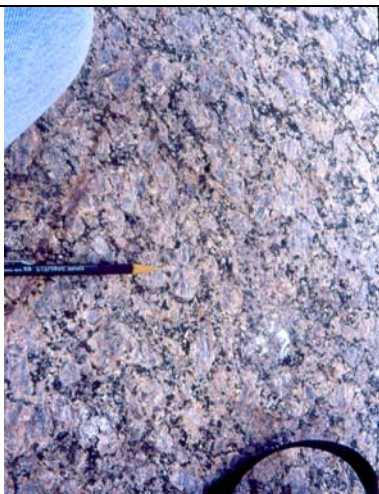


Foto 11 - Aspecto característico das rochas do fácies monzonito porfirítico do Maciço Pé de Serra.



Foto 12 - Enclave máfico.

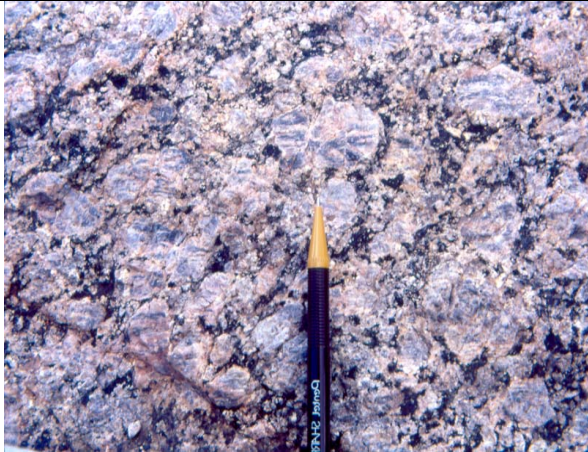


Foto 13 – Detalhe de perfitas do feldspato alcalino.

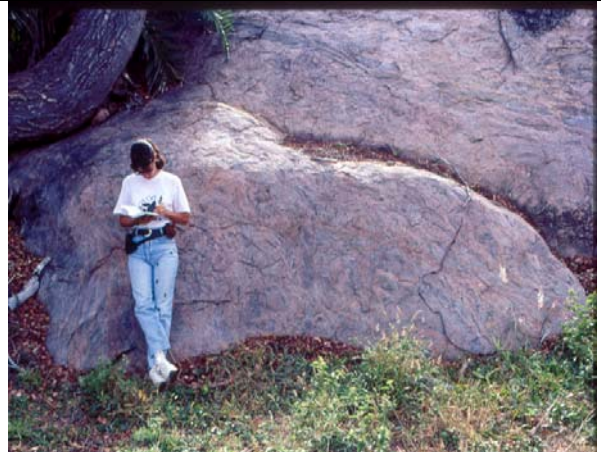


Foto 14 - Rocha de coloração rósea e aspecto gnaissificado.



Foto 15 – Contato entre granitóide fino e porfírico.

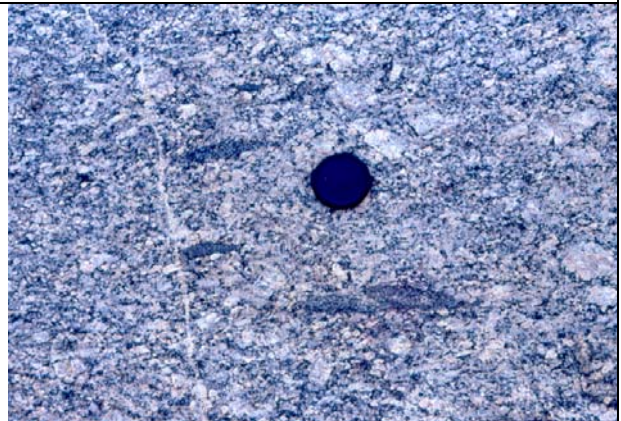


Foto 16 – Detalhe de leitões máficos ricos em anfibólio.



Foto 17 - Enclave de diorito alinhado e boudinado.



Foto 18 - Aspecto geral de enclave pegmatítico.

até 6 cm. Em alguns locais são observados enclaves máficos contendo fenocristais de feldspato alcalino e leitos máficos ricos em anfibólio (Foto 16).

#### IV.3.3 - Enclaves, Diques e Xenólitos

Em algumas regiões são abundantes a presença de enclaves máficos cujas composições variam de quartzo-monzodiorito até quartzo-diorito, sendo estes últimos os mais abundantes. Estes enclaves podem ser divididos em dois grupos: anguloso, onde ocorre a presença do hiperstênio, e outro arredondado, onde o plagioclásio apresenta-se mais sódico.

Na fácies monzonítica porfirítica é comum a presença de enclaves com fenocristais de feldspato potássico, sugerindo que os mesmos tenham sido assimilados mecanicamente, o que é reforçado pelo aparecimento de cristais cortando os contatos entre a inclusão e o monzonito.

Em alguns afloramentos, a disposição parcialmente alinhada destes enclaves sugere a coexistência de dois magmas (Foto 17). Em outros afloramentos, enclaves de mesma natureza mostram-se fortemente alinhados, sendo interpretados como diques sin-plutônicos.

Ocorrem xenólitos do embasamento e diques de composição granítica e pegmatítica são freqüentes, estes últimos representando as manifestações finais deste plutonismo, particularmente na região oeste do maciço (Foto 18).

#### IV.4 - PETROGRAFIA

O estudo da petrografia foi realizado, exclusivamente, em rochas do Maciço Pé de Serra e constou da observação de 45 lâminas delgadas. Parte das amostras (15) foram cedidas gentilmente pela Dra. Marilda Santos Pinto Miadema. Todas estas rochas foram investigadas ao microscópio, tendo sido identificados os minerais, as texturas e inferido a ordem de cristalização dos minerais, assim como suas porcentagens em volume. A figura IV.3 mostra a distribuição geográfica das amostras estudadas (Tabela IV.1).

A variação dos dados modais das rochas foi lançada em diagramas classificatórios Q-A-P e Q-(A+P)-M (Fig. IV.4).

Tabela IV.1 - Relação das lâminas estudadas por fácies.

<b>Fácies</b>	<b>Nº de lâminas</b>
Monzogranítica	10 (5)
Monzonítica Porfírica	8 (5)
Sienítica	3 (4)
enclaves	9(1)

( ) amostras de Santos Pinto (1992)

As análises macroscópica e microscópica, aliadas às informações de trabalhos anteriores e observações de campo, realizadas neste trabalho, permitiram identificar três fácies petrográficas distintas para o Maciço de Pé de Serra. Elas são a Monzogranítica, Monzonítica Porfírica e Sienítica.

#### IV.4.1 - Fácies Monzogranítica

É a fácies mais abundante do maciço, representando cerca de 50% da intrusão. É constituída por monzogranito, sienogranito e quartzo-monzonito, com granulação média. São rochas de natureza holo a leucocráticas (Fig. IV.4), isotrópicas, localmente com estruturas de fluxo magmático. Sua coloração varia de rosa a cinza. A mineralogia é semelhante à Fácies Monzonito Porfírico, sendo ausente a hornblenda e tendo como minerais acessórios zircão, titanita e apatita.

Nesta fácies encontra-se, de forma localizada, feições mais porfíricas e de aparência mais gnaissificada, sendo rica em enclaves máficos.

O contato com as outras fácies é difuso sendo discordante das rochas encaixantes.

O feldspato alcalino é o principal constituinte da rocha, sendo representado por cristais de microclina e ortoclásio que apresentam formas predominantes anédrica a subédrica, respectivamente. Eles são constantemente

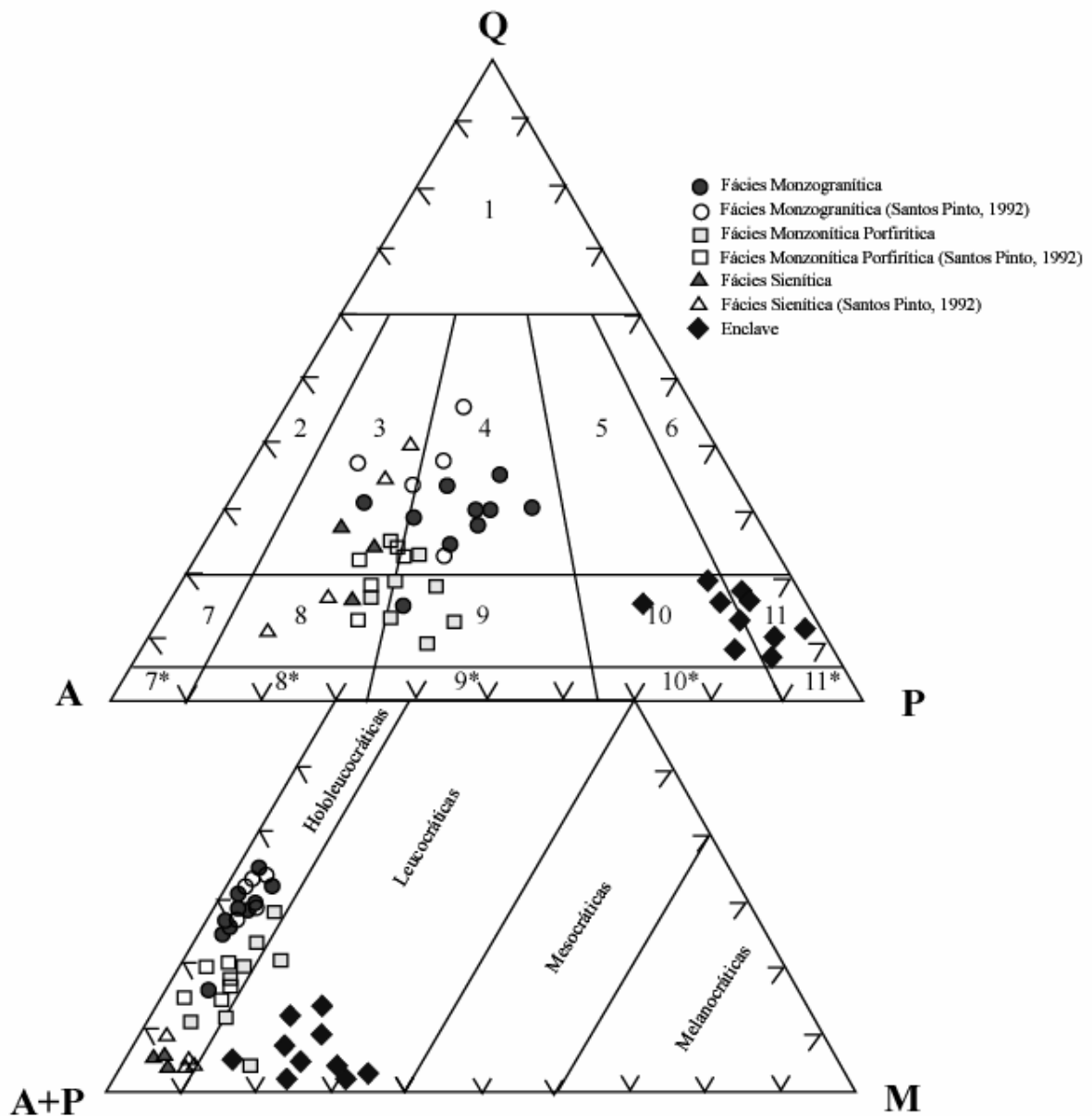


Figura IV.4 - Diagramas Q-A-P e Q-(A+P)-M, Streyckisen (1976), usados para classificação modal das rochas do Maciço Pé de Serra. Quartzo (Q); Feldspato Alcalino (F); Plagioclásio, com An>5% (P); Máficos (M); Granitos ricos em quartzo (1); Alkali feldspato granito (2); Sienogranito (3); Monzogranito (4); Granodiorito (5); Tonalito (6); Quartzo-alkali-feldspato-sienito (7); Quartzo sienito (8); Quartzo monzonito (9); Quartzo-monzodiorito (10); Quartzo-diorito (11); 7\*, 8\*, 9\*, 10\*, 11\* são os equivalentes sem quartzo de 7, 8, 9, 10 e 11.

perfiticos (tipo bastões finos) e mostram-se freqüentemente geminados segundo as leis Albita-Periclina e, ocasionalmente, Carlsbad. Os contatos entre os feldspatos alcalinos e os outros minerais são irregulares, exceto com a biotita. Normalmente inclui cristais de apatita, plagioclásio, zircão e minerais opacos (Fotomicrografia 13).

O quartzo é anédrico, ocorrendo isolado ou em agregados. Exibe contatos irregulares e apresenta extinção ondulante difusa e por setor. São encontradas inclusões de cristais de microclina (Fotomicrografia 14), anédrica, feldspato alcalino perfitico com geminação segundo a lei de Carlsbad, além de zircão anédrico e zonado, e apatita acicular.

Os cristais de plagioclásio, classificados opticamente como andesina (31-35% An) e oligoclásio (10-29% An), são subédricos, embora sejam observados, de forma subordinada, cristais anédricos. Exibem contatos retos com os outros minerais e encontram-se geminados segundo as leis Albita-Carlsbad e Albita. A extinção nestes cristais varia de normal a ondulante. Alguns cristais exibem extinção ondulante concêntrica, mostrando a existência de zoneamentos composicional. Incluem, freqüentemente, biotita ( $\cong 0,3$  mm), apatita, zircão e quartzo. O plagioclásio altera-se para mica branca e carbonatos.

A biotita é castanha, com pleocroísmo castanho claro a escuro. Inclui feldspato alcalino e plagioclásio anédricos, agregados de titanita, apatita anédrica e zircão anédrico.

Os minerais opacos têm hábito anédrico a subédrico e geralmente estão associados à biotita (Fotomicrografia 15) e a titanita .

O zircão tem hábito anédrico, geralmente zonado e ocorre em quantidades equivalentes ao da titanita.

A apatita apresenta-se de forma acicular, quando inclusa no plagioclásio e no feldspatos alcalino.

A titanita está presente em agregados anédricos e associa-se aos minerais opacos.

Cristais de carbonato, mica branca e, provavelmente minerais de argila ocorrem com produtos da alteração do plagioclásio.



Ordem de Cristalização

(Apatita, Zircão, Titanita e Minerais Opacos) → (Ortoclásio, Plagioclásio) → (Quartzo)  
→ (Biotita) → (Mirmequita) → (Carbonatos e Mica Branca) → (Minerais de Argila)

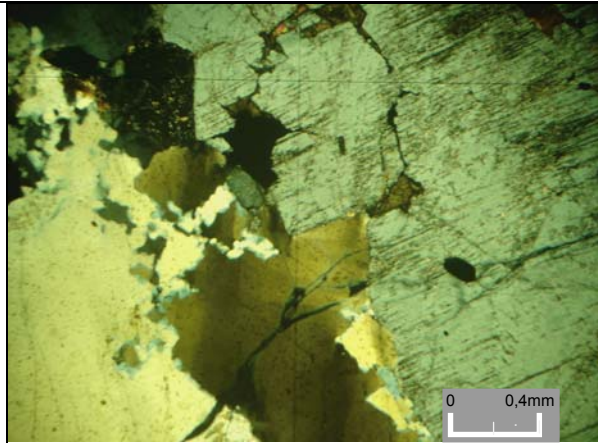
IV.4.2 - Fácies Monzonítica Porfírica

Constitui cerca de 30% do Maciço Pé de Serra. Divide-se em duas intrusões: a menor localizada na parte oeste do maciço, e uma maior, localizada na parte leste do mesmo. É formada geralmente por cristais de feldspato alcalino imersos em uma matriz também composta por cristais de feldspato alcalino, plagioclásio, e, em menor quantidade, quartzo e minerais máficos (biotita e hornblenda). É comum a presença de enclaves arredondados, de granitóides finos centimétricos e rochas de composição mais básica (Fotomicrografia 16).

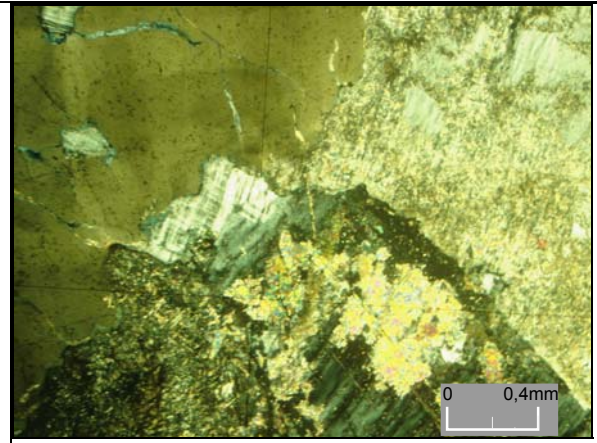
Na parte leste desta fácies observa-se aumento na concentração de cristais de feldspato alcalino, que podem alcançar até 70% do volume total da rocha. Estes cristais encontram-se orientados, quando em contato com a rocha encaixante. Os dados modais permitem classificar estas rochas como quartzo-monzonitos e quartzo-sienitos e sienogranitos subordinados, com ou sem hornblenda e biotita. São rochas predominantemente hololeucocráticas (Fig. IV.4).

Os cristais de feldspato alcalino são geralmente peritéticos (Fotomicrografia 17), por vezes zonados, anédricos a subédricos. A geminação Carlsbad ocorre preferencialmente nos grãos maiores, sendo comum também a presença de geminação Abita-periclina, assim como a ocorrência de exsoluções de albita na forma de flâmulas finas. A extinção apresentada por estes minerais é ondulante, sendo comum alterações no centro dos cristais. As inclusões mais freqüentes são de plagioclásio, apatita, minerais opacos, hornblenda e zircão.

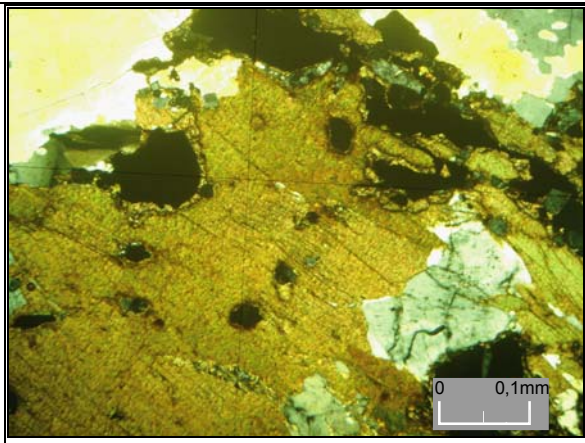
Os cristais de plagioclásio (25-30% An) ocorrem como cristais prismáticos, de até 3 cm de comprimento, com matriz de granulação entre 0,1 mm e 2,3 mm. São, no geral, cristais subédricos a anédricos que se mostram geminados segundo as leis da Albita e Albita-Carlsbad (Fotomicrografia 18) e, mais raramente, Albita-Carlsbad-Periclina. O zoneamento destes minerais quando marcada por núcleos mais alterados e bordas



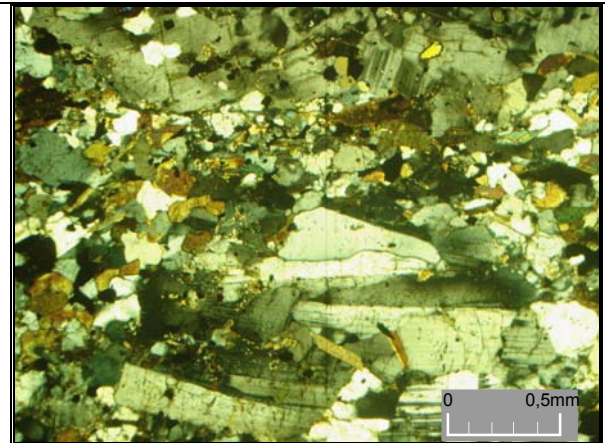
Fotomicrografia 13 - Inclusão de mineral opaco anédrico nos planos de clivagem do feldspato.



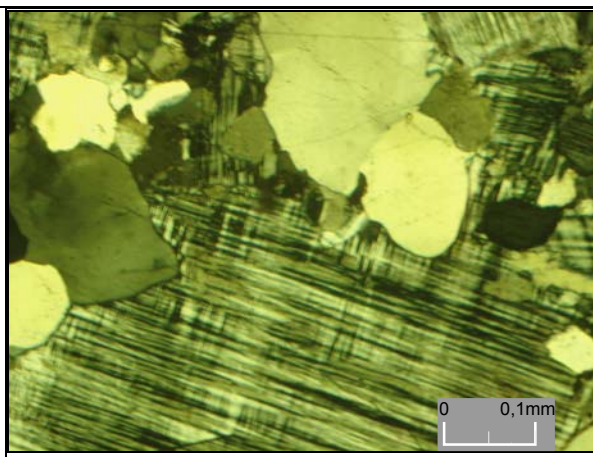
Fotomicrografia 14 - Microclina inclusa no quartzo e intersticial com geminação albita-periclina.



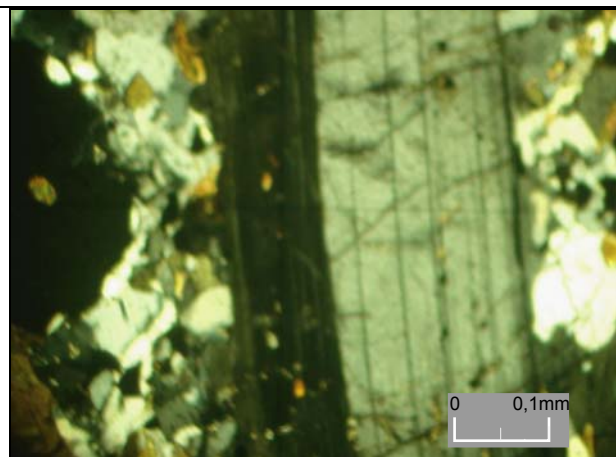
Fotomicrografia 15 - Mineral opaco incluído na biotita com borda de allanita.



Fotomicrografia 16 - Textura geral de enclave mostrando cristais de plagioclásio e matriz composta por plagioclásio, biotita, diopsídio e quartzo.



Fotomicrografia 17 - Aspecto das perfitas.



Fotomicrografia 18 - Cristal de plagioclásio mostrando geminação albita e albita-calsbad.

mais preservadas, sugere diferença composicional do cristal. Suas inclusões são de minerais opacos, subédricos, apatita anédrica e hornblenda.

O quartzo ocorre com tamanho até 2 cm, anédrico, ou também como agregados (Fotomicrografia 19). Possui extinção ondulante difusa, por setor ou, ainda, em mosaico. Inclui cristais de zircão, apatita e, mais raramente, microclina. Seus contatos são irregulares com os outros cristais

A biotita é subédrica, de cor castanha, com pleocroísmo castanho claro a escuro, associada geralmente aos minerais opacos e hornblenda. Inclui minerais opacos, que ocorrem no contato com outras biotitas, hornblenda, apatita euédrica (Fotomicrografia 20) e zircão.

A hornblenda pode ocorrer como megacristal, ou disposta na matriz. Possui forma subédrica, cor verde claro a escuro, pleocroísmo verde claro a escuro, sendo algumas vezes geminada. É comum, nas fraturas, cristalização de biotita (Fotomicrografia 21), que ocorre também associada aos minerais opacos.

Os minerais opacos são predominantemente óxidos de Fe e Ti, com hábitos anédrico a subédrico, e mais raramente euédricos, associados a hornblenda e biotita.

A apatita apresenta-se com duas formas: euédricas, com tamanho inferior a 0,07 mm, e anédrica, com tamanho em torno de 0,2 mm.

O zircão tem hábito anédrico, por vezes zonado, ocorrendo incluso nos outros minerais.

Os carbonatos e a mica branca ocorrem como produtos de alteração do plagioclásio.

#### Ordem de Cristalização

(Apatita, zircão e minerais opacos euédricos) → (Feldspato alcalino, plagioclásio e hornblenda) → (Quartzo) → (Biotita e minerais opacos anédricos e subédricos) → (Carbonatos, minerais de argila e mica branca).

#### IV.4.3 - Fácies Sienítica

Esta fácies é representada por dois morros do tipo Pão de Açúcar (Morro do Bugi e Morro da Antena), no centro do maciço, localizados na cidade de Pé de Serra, ocorrendo ainda em lajedos nas vizinhanças da mesma.

Estas rochas possuem coloração rósea e são representadas, exclusivamente, por sienogranitos e sienitos, com granulação variando de fina a grossa, apresentando, por vezes, textura profirítica. Estas rochas são formadas por K-feldspato, plagioclásio, quartzo, hornblenda, biotita e minerais opacos (Fotomicrografia 22).

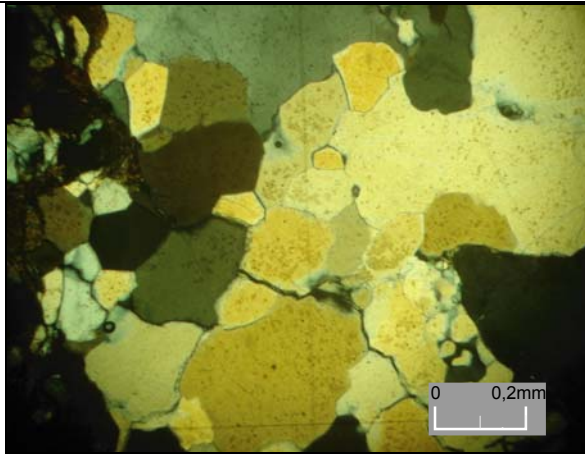
Os cristais de feldspato alcalino são abundantes nesta fácies, encontrando-se bastante pertíticos, na forma de bastões finos e longos, por vezes zonados, anédricos a subédricos. A geminação Carlsbad ocorre preferencialmente nos grãos maiores, que podem chegar até quatro centímetros (4 cm) de tamanho. A presença de geminação Albita-periclina nesta fácies é mais comum nos grãos menores da matriz. Os cristais apresentam extinção ondulante, sendo comum alterações no centro, semelhante ao que ocorre nas outras fácies. Ocorrem inclusões de pequenos cristais de quartzo e de minerais opacos.

Os cristais de plagioclásio (23-31%An) ocorrem com formas prismáticas e granulometria reduzida. Na matriz a granulação varia entre 0,6 mm e 1,1 mm. São, no geral, subédricos a anédricos, pouco fraturados, geminados segundo as leis Albita e Albita-Carlsbad. Alguns grãos apresentam coroa albitica límpida e geminada. possuem inclusões de quartzo, minerais de opacos e zircão.

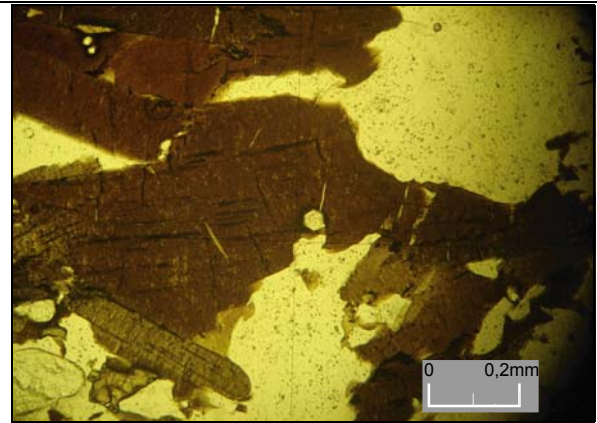
Os cristais de quartzo apresentam-se anédricos, e como agregados entre o feldspato alcalino e plagioclásio ou disposto ao longo de fraturas. A extinção é ondulante difusa por setor (Fotomicrografia 23), ou ainda, em mosaico, com contatos curvos e retos. Inclui cristais de quartzo, biotita, plagioclásio e minerais opacos.

A hornblenda apresenta cor verde escura com pleocroísmo verde claro a escuro, algumas vezes geminada e bastante fraturada, preenchendo fraturas em associação com os minerais opacos. Inclui minerais opacos e apatita.

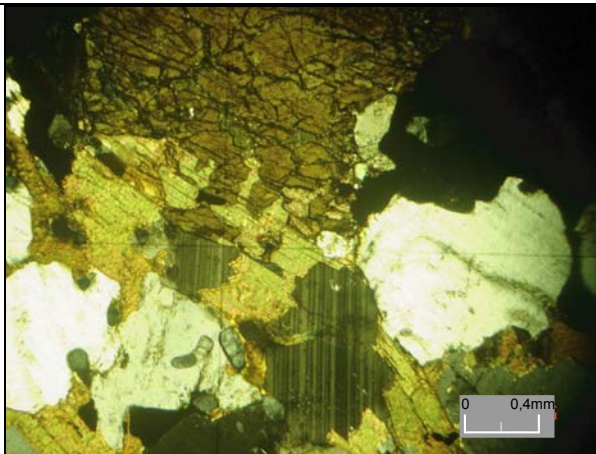
A biotita é subédrica de cor castanha com pleocroísmo castanho claro a escuro, associada geralmente aos minerais opacos e hornblenda. Inclui minerais opacos, apatita (Fotomicrografia 24) e zircão.



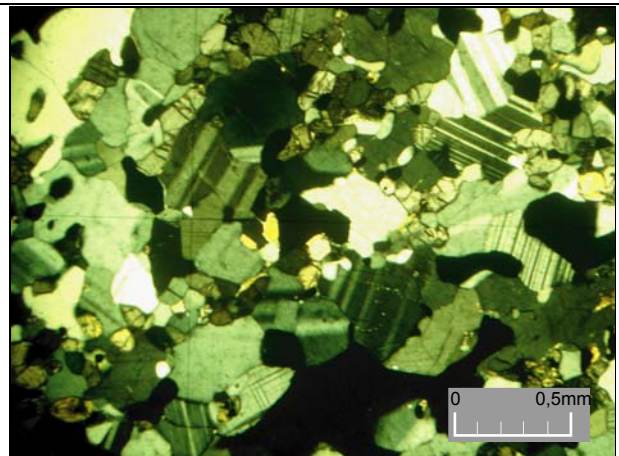
Fotomicrografia 19 - Agregados anédricos de quartzo.



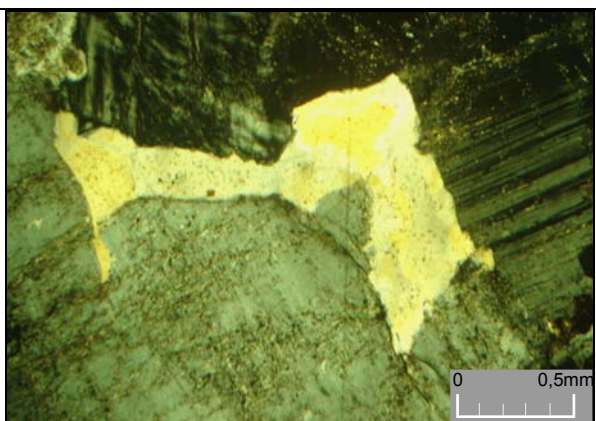
Fotomicrografia 20 - Cristais de biotita com inclusão de apatita euédrica.



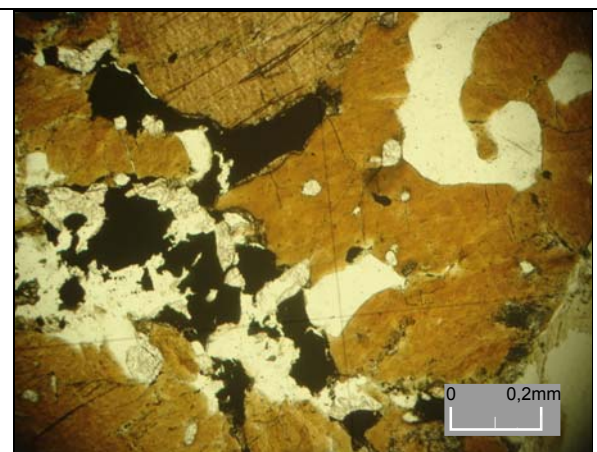
Fotomicrografia 21 - Contato de reação entre hornblenda e biotita.



Fotomicrografia 22 - Textura geral da fácies sienítica, rica em minerais opacos.



Fotomicrografia 23 - Cristal de quartzo mostrando extinção ondulante.



Fotomicrografia 24 - Cristais de hornblenda e biotita envolvendo e incluindo mineral opaco e apatita subédrica.

Os minerais opacos são predominantemente óxidos de Fe e Ti, de hábito anédrico a subédrico associados geralmente a hornblenda e biotita.

Em todas as fácies, tanto os feldspatos alcalinos como os plagioclásios apresentam exsoluções, indicando o carácter transolvus destas rochas.

#### Ordem de Cristalização

(Zircão e minerais opacos euédricos) → (Feldspato alcalino, plagioclásio) → (Biotita) → (Quartzo) → (minerais opacos) → (Carbonados, minerais de argila e mica branca).

#### **IV.5 - IDADE Pb-Pb EM MONOCRISTAL DE ZIRCÃO**

Os dados geocronológicos disponíveis, na literatura, sobre o Maciço Pé de Serra, forneceram idades Rb-Sr de  $1915 \pm 74$  Ma (Padilha & Melo, 1991) com  $R_0 = 0,70539$ , em rochas de composição sienogranítica do Maciço Pé de Serra

Com base na técnica de evaporação em monocristais de zircão foram analisados 6 cristais, pertencentes a uma mesma amostra (PS-05) de composição quartzo-monzonito. Os valores das idades  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  foram obtidos com uma precisão de  $2\sigma$  (95%), cujas análises são mostradas na Tabela IV.2.

Os cristais analisados fornecem uma idade média  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  de  $2078 \pm 4$  Ma, que é considerada a idade de cristalização deste maciço.

Os cristais de zircão analisados são uniformes e fazem parte de uma única família. Apresentam coloração castanha clara, hábito prismático longo, com tamanho variando de 0,1 a 4 mm. Alguns cristais apresentam inclusões e fraturas.

Quatro desses cristais (PS05/01, PS05/04, PS05/08, PS05/09) apresentam bons resultados analíticos, fornecendo duas a três etapas de aquecimento, que mostram idades muito próximas. Alguns cristais foram descartados por apresentar razão  $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  superior a 0,0004 e outros foram eliminados subjetivamente (Figura IV.5).

Tabela IV.2 - Resultados analíticos dos cristais de zircão da amostra PS-05 do Maciço Pé de Serra. (c) razão  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  corrigida do Pb comum; (#) etapa de evaporação eliminada por apresentar razão  $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  superior a 0,0004; (\*) etapa de evaporação eliminada subjetivamente.

Zircão	Temperatura (°C)	Razões	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ $\pm 2\sigma$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ $\pm 2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ $\pm 2\sigma$	$(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_c$ $\pm 2\sigma$	Idade (Ma) $\pm 2\sigma$
PS05/01	#1450	0/36	0.000553±85	0.12434±59	0.13113±81	0.12325±81	2004±30
	*1500	0/80	0.000053±3	0.27961±565	0.12908±18	0.12836±18	2076±2
	1550	82/82	0.000065±7	0.32166±75	0.12961±23	0.12876±24	2081±3
PS05/02	#1450	0/16	0.000511±32	0.11576±92	0.12812±115	0.12130±123	1976±18
	*1500	0/34	0.000115±12	0.14441±995	0.12823±85	0.12693±73	2056±10
PS05/04	*1450	0/82	0.000214±34	0.17607±93	0.12847±23	0.12556±60	2037±8
	1500	82/82	0.000031±5	0.18261±45	0.12856±34	0.12813±38	2073±5
	*1550	0/72	0.000013±9	0.18922±59	0.12896±34	0.12875±46	2081±6
PS05/06	#1450	0/18	0.001235±132	0.31196±405	0.14646±206	0.13017±275	2101±37
	*1550	0/12	0.000025±24	0.31840±204	0.13010±96	0.12977±101	2095±14
PS05/08	#1450	0/82	0.000499±42	0.22148±52	0.13325±32	0.12623±34	2046±5
	1500	86/86	0.000064±3	0.22944±56	0.12917±19	0.12831±19	2075±3
PS05/09	*1450	0/34	0.000298±65	0.21858±90	0.13208±63	0.128819±45	2074±6
	1500	90/90	0.000100±6	0.25320±58	0.12998±20	0.12865±21	2080±3
Total		340/806				Idade Média	2078±4

Os dados geocronológicos indicam que este maciço está relacionado ao ciclo Transamazônico. As baixas razões isotópicas iniciais de Sr descartam evidências expressivas de contaminação crustal, de forma análoga ao Maciço Pedra Solta.

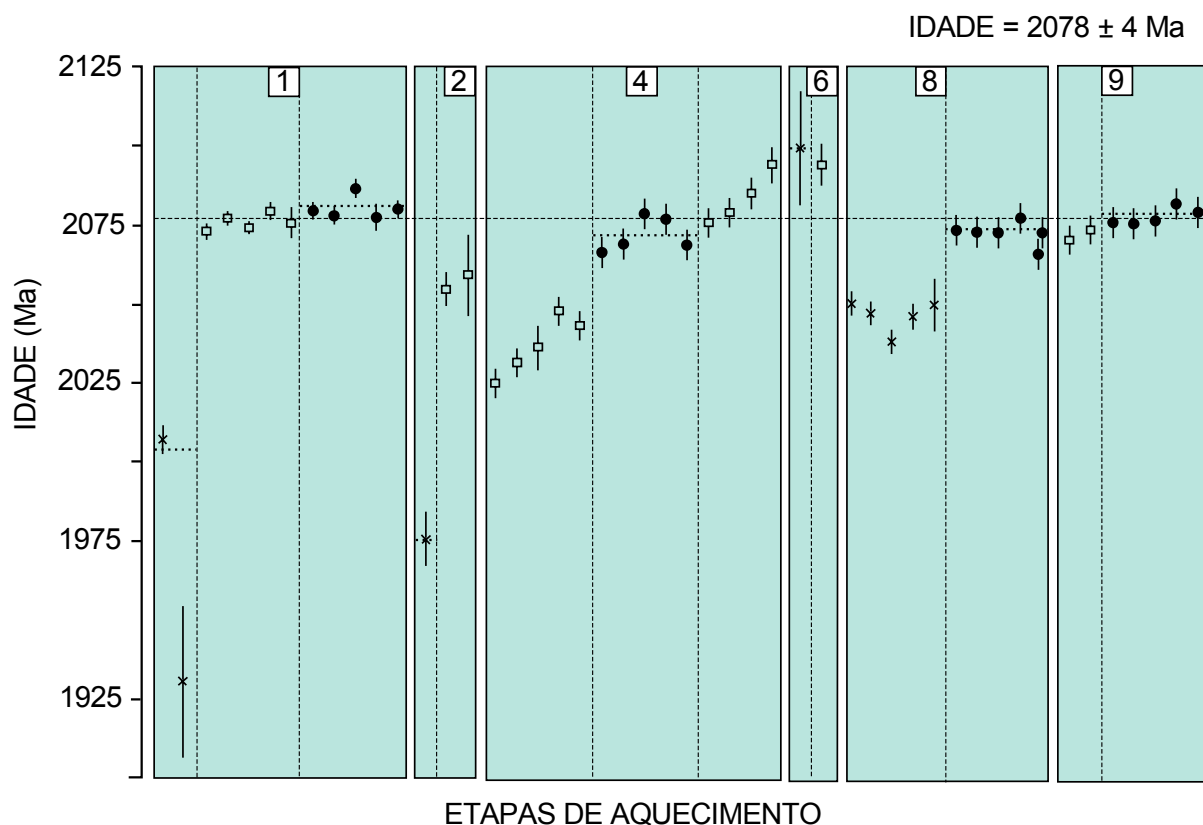


Figura IV.5 - Diagrama Idade (em Y) versus Etapas de Evaporação (em X) dos cristais de zircão, da fácies Monzonítica do Maciço de Pé de Serra-Camará. Círculo cheio - bloco de razões isotópicas utilizadas para o cálculo da idade; "X" - bloco eliminado por apresentar razão  $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  superior a 0,0004; quadrado vazio - bloco eliminado subjetivamente. Desvio analítico  $2\sigma$ .

#### IV.6 – GEOQUÍMICA

No estudo geoquímico do maciço Pé de Serra foram utilizadas 75 amostras, sendo 30 delas inéditas e 45 oriundas da bibliografia. Nestas amostras analisaram-se os elementos maiores, menores, e, em 17 delas, dosados os elementos terras raras. As análises são apresentadas na tabela IV.4, por fácies, como já foi vista na figura IV.3.

Os dados inéditos dos elementos maiores publicados nesta monografia foram obtidos no Laboratório de Geoquímica do Instituto de Geociências da UFBA, por ICP, enquanto que os dados de bibliografia foram analisados por fluorescência de Raios -X



na CAESS em Rennes-França, assim como os elementos traço. As análises dos Elementos Terras Raras (ETR) foram realizadas no Laboratório da Geosol-MG. Os dados químicos são apresentados nas tabelas IV.4 e IV.5.

Tabela IV.3 - Distribuição quantitativa das amostras por fácies do Maciço de Pé de Serra.

<b>Fácies</b>	<b>Nº de amostras</b>
Monzogranítica	10 (8)
Monzonítica Porfírica	8 (5)
Sienítica	0 (4)
Enclaves	12 (3)
Amostras Melo, 1991.	19

( ) amostras de Santos Pinto (1992)

#### IV.6.1 - Classificação Química

Na classificação química das rochas do Maciço Pé de Serra foram utilizados cinco diagramas: (1) a relação entre os álcalis ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) *versus*  $\text{SiO}_2$ , também chamado de diagrama TAS, com campos definidos recentemente por Middlemost (1994), objetivando fornecer o grau de alcalinidade e a nomenclatura química; (2) a relação  $\text{Na}_2\text{O}$  *versus*  $\text{K}_2\text{O}$ , fornecendo o caráter sódico ou potássico; (3) a relação  $\text{K}_2\text{O}$  *versus*  $\text{SiO}_2$  que estabelece a divisão do conteúdo potássico da série cálcio-alcalina, segundo Pecерillo & Taylor (1976), e os campos ultrapotássicos, shoshoníticos e cálcio-alcalinos estabelecidos por Corriveau & Gorton (1993); (4) as relações molares entre  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  e  $\text{CaO}$ , que determinam a tendência do índice de apcaicidade destas rochas e, por último, (5) a relação entre  $\text{SiO}_2$  *versus*  $\log (\text{K}_2\text{O}/\text{MgO})$ , que mostra as tendências alcalina e cálcio-alcalina, segundo os critérios de Rogers & Greenberg (1981).

Tabela IV.4 - Análises químicas dos elementos maiores e menores do Maciço Pé de Serra.

	AMOSRA	PS-01	PS-01B	PS-02	PS-04A	PS-04B	PS-05	PS-06	PS-07A	PS-07B	PS-08	PS-09A	PS-09B	PS-10A	PS-10B	PS-11A	PS-11B
SiO2	64	54,21	62,81	60,54	73,09	65,13	76,85	72,08	55,06	59,42	60,77	72,21	70,34	50,03	70,02	51,53	
TiO2	1,03	1,42	1,23	1,98	0,12	0,93	0,13	0,15	1,31	2,00	2,09	0,25	0,43	2,32	0,57	2,06	
Al2O3	15,03	20,15	15,05	13,98	15,04	15,90	13,20	13,82	20,01	15,60	13,73	14,56	14,58	13,58	14,27	13,53	
Fe2O3	4,03	8,02	6,92	7,84	1,38	3,36	0,68	0,81	7,97	7,55	7,73	1,43	3,76	15,8	3,50	15,66	
FeO																	
MnO	0,08	0,1	0,11	0,02	0,01	0,05	-	0,01	0,10	0,13	0,13	0,01	0,04	0,29	0,05	0,33	
MgO	1,32	2,76	1,65	1,86	0,36	0,85	0,15	0,47	2,12	1,91	1,93	0,39	1,03	6,32	0,99	5,55	
CaO	2,29	6,21	4,20	3,45	1,24	2,23	1,13	0,85	5,57	3,74	3,70	1,58	2,11	6,66	2,21	6,54	
Na2O	3,49	5,23	3,32	4,25	3,45	3,33	3,52	2,17	5,01	4,13	3,19	3,35	4,32	3,52	4,04	3,39	
K2O	6,56	1,96	3,38	3,96	5,45	6,87	4,48	8,17	1,94	4,03	4,44	5,14	4,02	1,26	3,81	0,89	
P2O5	0,11	0,45	0,54	0,28	0,16	0,09	0,01	-	0,33	0,32	0,38	0,03	0,03	0,4	0,04	0,31	
LOI	1,86	0,02		1,04	0,04								0,5	0,78			
TOTAL	99,8	100,53	99,21	99,2	100,34	98,74	100,15	98,53	99,42	98,83	98,09	98,92	101,16	100,96	99,5	98,79	
BA	1985	2768	2752	2146	987	2245	990	1245	3050	1875	2100	1450	856	965	1150	3700	
RB	205	110	210	123	243	215	250	230	115	106	235	270	316	85	256	98	
SR	510	823	520	676	252	489	279	235	780	654	598	356	258	187	297	870	
Y	49	121	88	78	10	54	14	10	111	92	86	11	8	42	12	99	
ZR	698	730	756	786	165	694	125	140	958	745	825	351	678	765	312	1050	
NB	38	58	45	46	10	41	13	11	53	54	42	12	10	49	11	61	
TH			6		7				12			6	8			6	
PB					18		21	18			11		14		19		
NI	11	18	15	12	8	10	8	8	59	50	35	9	3	9	4	30	
V	130	197	116	98	11	110	15	12	178	165	141	10	12	123	14	165	
CR	42	210	68	79	11	56	15	12	256	189	173	68	12	22	28	416	

## Continuação da Tabela IV.4

AMOSTRA	PS-12	PS-13	PS-14A	PS-14B	PS-15A	PS-15C	PS-15D	PS-16A	PS-16B	PS-17	PS-20A	PS-20B	PS-28A	PS-28B
SiO2	75,63	60,82	73,47	50,91	62,91	54,37	52,84	60,16	70,95	61,48	64,4	52,45	55	68,02
TiO2	0,10	2,26	0,26	1,37	1,56	1,27	1,14	1,83	0,39	2,02	1,62	1,34	2,11	0,6
Al2O3	13,14	14,80	13,67	14,61	14,69	15,21	16,40	15,70	14,44	14,41	14,62	16,43	13,01	16,98
Fe2O3	0,94	8,13	1,46	13,27	6,50	10,64	10,42	7,68	2,74	7,79	5,78	11,3	10,78	4,23
FeO														
MnO	0,01	0,13	0,02	0,23	0,07	0,16	0,17	0,12	0,03	0,11	0,18	0,2	0,1	0,03
MgO	0,20	2,11	0,78	5,20	1,59	5,21	4,80	1,64	0,67	1,76	1,62	5,2	6,47	0,55
CaO	0,77	4,52	2,15	8,90	3,42	7,05	7,33	4,17	1,67	3,88	4,34	7,23	5,98	1,23
Na2O	2,94	3,52	3,66	4,23	3,47	4,06	3,91	3,52	3,98	3,32	4,23	3,45	3,5	3,76
K2O	5,86	3,79	2,84	0,63	4,57	0,81	2,17	4,23	4,16	4,39	3,78	2,34	2,45	4,78
P2O5		0,47		0,11	0,19	0,27	0,31	0,46		0,39	0,12	0,23	0,23	0,03
LOI											0,2	0,16	0,12	0,4
TOTAL	99,59	100,55	98,31	99,46	98,97	99,05	99,49	99,51	99,03	99,55	100,89	100,33	99,75	100,61
BA	870	2690	1150	3600	2367	3115	3256	2710	1050	2395	1672	3028	3233	870
RB	295	226	270	86	235	56	60	210	260	200	215	59	52	310
SR	235	540	198	964	479	674	985	536	286	512	438	986	710	256
Y	8	81	8	98	67	73	88	70	12	65	58	76	91	14
ZR	345	752	658	975	852	888	995	743	279	642	764	895	876	279
NB	9	48	11	66	37	59	63	40	8	56	49	60	62	10
TH		8	14						13		6			18
PB	9		27						16		12			25
NI	4	21	4	28	17	21	34	14	8	11	8	32	29	
V	11	138	8	155	122	158	175	132	18	112	98	170	123	15
CR	18	196	12	439	139	210	325	178	11	112	82	323	458	6

Tabela IV.5 - Análises dos elementos terras raras e terras raras normalizados pelo condrito C1 (Evensen et al., 1978), juntamente com alguns parâmetros litogeoquímicos.

AMOSTRA	PS-01	PS-01B	PS-04A	PS-04B	PS-10A	PS-10B	PS-20A	PS-20B	PS-28A	PS-28B
La	179,800	121,900	131,200	103,100	190,200	15,210	18,640	75,050	129,900	162,900
Ce	342,300	257,900	256,100	182,300	358,100	23,290	32,930	139,700	231,400	290,000
Nd	131,500	113,000	95,450	78,700	142,100	9,995	9,910	56,980	84,370	101,000
Sm	24,490	19,430	15,960	13,510	23,350	1,621	1,142	10,700	13,320	16,570
Eu	3,576	3,021	2,817	2,050	3,334	0,526	0,596	2,551	2,554	2,222
Gd	16,050	12,460	9,707	8,748	15,250	1,594	0,632	7,134	8,223	10,810
Dy	8,693	6,911	5,185	4,951	8,544	1,265	0,438	3,722	3,532	4,804
Ho	1,451	1,106	0,758	0,709	1,422	0,211	0,095	0,554	0,518	0,743
Er	3,296	2,170	1,579	1,403	3,061	0,537	0,221	1,073	0,957	1,313
Yb	1,952	1,620	1,172	1,004	2,253	0,530	0,203	0,754	0,654	0,840
Lu	0,230	0,154	0,098	0,122	0,230	0,070	0,051	0,070	0,054	0,080
ETR total	713,338	539,672	520,026	396,597	747,844	54,849	64,858	298,288	475,482	591,282

Normalização das análises de ETR pelo Condrito C1 (Evensen et al., 1978)

La	735,078	498,365	536,386	421,504	777,596	62,183	76,206	306,827	531,071	665,985
Ce	536,604	404,295	401,474	285,781	561,373	36,510	51,623	219,000	362,753	454,617
Nd	277,543	238,497	201,456	166,104	299,916	21,095	20,916	120,262	178,071	213,170
Sm	159,026	126,169	103,636	87,727	151,623	10,526	7,416	69,481	86,494	107,597
Eu	6,163	5,207	4,855	3,533	5,746	0,907	1,027	4,397	4,402	3,830
Gd	78,561	60,989	47,513	42,819	74,645	7,802	3,093	34,919	40,250	52,912
Dy	34,211	27,198	20,405	19,484	33,625	4,978	1,724	14,648	13,900	18,906
Ho	25,591	19,506	13,369	12,504	25,079	3,721	1,675	9,771	9,136	13,104
Er	19,855	13,072	9,512	8,452	18,440	3,235	1,331	6,464	5,765	7,910
Yb	11,823	9,812	7,099	6,081	13,646	3,210	1,230	4,567	3,961	5,088
Lu	9,059	6,065	3,860	4,805	9,059	2,757	2,009	2,757	2,127	3,151
(LaN/YbN)	62,17281	50,79013	75,56085	69,31314	56,9823	19,37064	61,97842	67,18464	134,067	130,8978
Eu*	118,7935	93,57879	75,57491	65,27333	113,1343	9,164113	5,254537	52,19988	63,37157	80,25489
(EuN/Eu*)	0,052	0,056	0,064	0,054	0,051	0,099	0,195	0,084	0,069	0,048

#### IV.6.2 - Relação entre os álcalis ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ ) *versus* $\text{SiO}_2$

Ao aplicar este diagrama para as rochas do Maciço Pé de Serra (Fig. IV.6), observa-se que a grande maioria das amostras se posiciona no campo alcalino, próximo à curva proposta por Irvine & Baragar (1971). As amostras que se colocam no campo subalcalino representam as rochas mais evoluídas, com teores de  $\text{SiO}_2$  superiores a 70% e as de enclaves, com teores de sílica inferiores a 55%. As rochas da Fácies Monzogranítica apresentam composições graníticas e quartzo monzonítica; a Fácies Monzonito Pórfiro apresenta composições monzonítica, quartzo-monzoníticas e granítica, e a Fácies Sienítica apresenta composições sieníticas e quartzo monzoníticas. As amostras de enclaves apresentam composições que variam de gabros, monzodiorito a diorito.

Pode-se igualmente observar que as amostras deste maciço descrevem uma evolução contínua, apresentando um discreto mas constante enriquecimento do somatório de álcalis com o aumento do  $\text{SiO}_2$ , o que sugere uma cogeneticidade entre essas rochas.

#### IV.6.3 - Relação $\text{Na}_2\text{O}$ *versus* $\text{K}_2\text{O}$

Neste diagrama, as rochas do Maciço de Pé de Serra são classificadas como potássicas, excetuando-se duas amostras que se colocaram no campo sódico e que correspondem a enclaves (Fig. IV.7). Observa-se, igualmente uma boa correlação negativa, indicando que, com a diminuição de  $\text{K}_2\text{O}$ , ocorre o aumento concomitante de  $\text{Na}_2\text{O}$ .

#### IV.6.4 - Relação $\text{K}_2\text{O}$ *versus* $\text{SiO}_2$

Peccerillo & Taylor (1976) utilizaram a relação  $\text{K}_2\text{O}$  *versus*  $\text{SiO}_2$  para dividir a série cálcio-alcalina segundo seus conteúdos em potássio, como de alto, médio e baixo. Corriveau & Gorton (1993), utilizando este mesmo diagrama, propuseram outras divisões e classificaram os campos quanto aos teores de  $\text{K}_2\text{O}$  em: rochas ultrapotássicas, shoshoníticas e cálcio-alcalinas. As amostras deste maciço posicionam-se, na sua maioria, no campo cálcio-alcalino alto potássio, excetuando-se 12 amostras que se colocam no campo cálcio-alcalino médio potássio (Fig. IV.8).

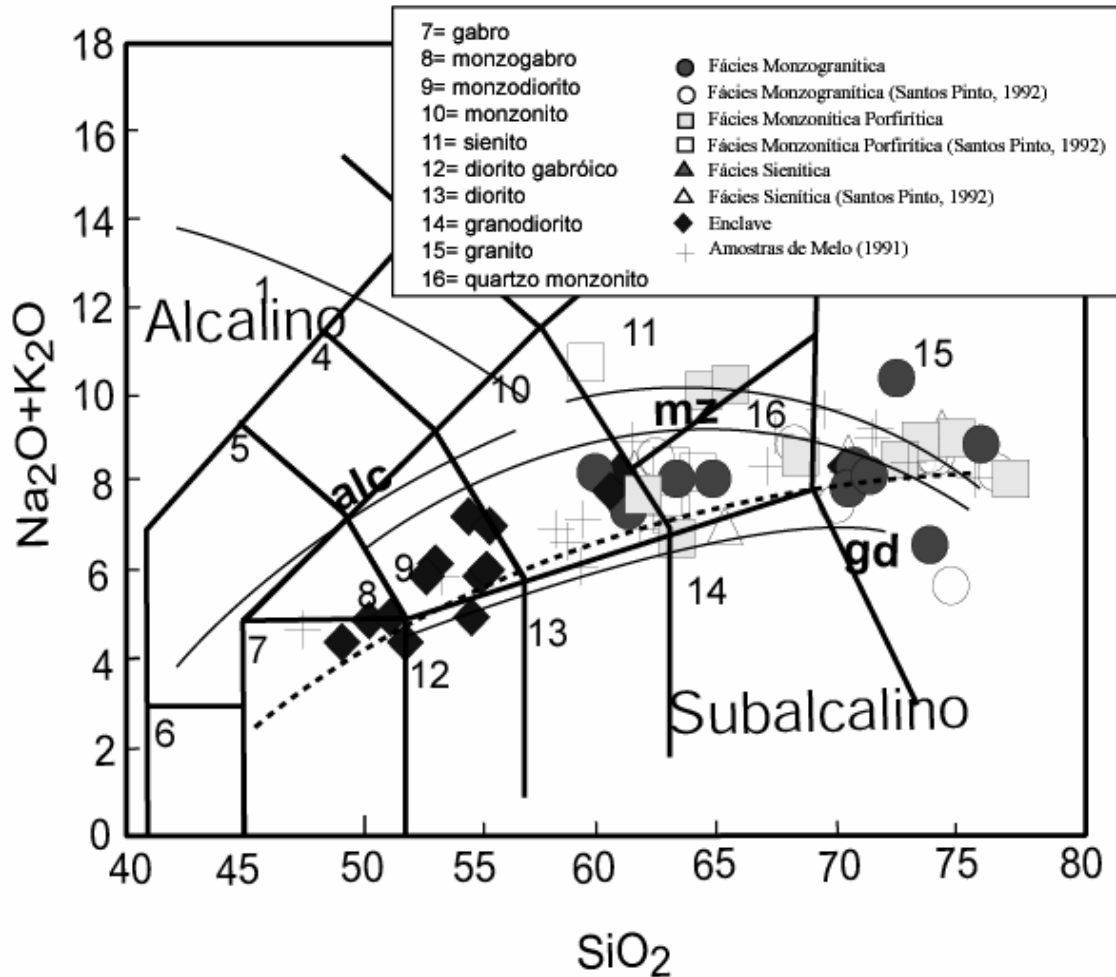


Figura IV.6 - Diagrama TAS com os campos composicionais delimitados por Middlemost (1994) [1= rochas ricas em feldspatóide, 2= foid sienitos, 3= foid monzonitos, 4= foid dioritos, 5= foid gabros, 6= peridotito, 7= gabro, 8= monzogabro, 9= monzodiorito, 10= monzonito, 11= sienito, 12= diorito gabróico, 13= diorito, 14= granodiorito, 15= granito e 16= quartzo monzonito], com curvas evolucionais propostas por Lameyre (1987) [alc= série alcalina saturada em sílica; mz= série monzonítica; gd= série cálcio-alcalina granodiorítica] e o limite entre as séries alcalina e subalcalina de Kuno (1966).

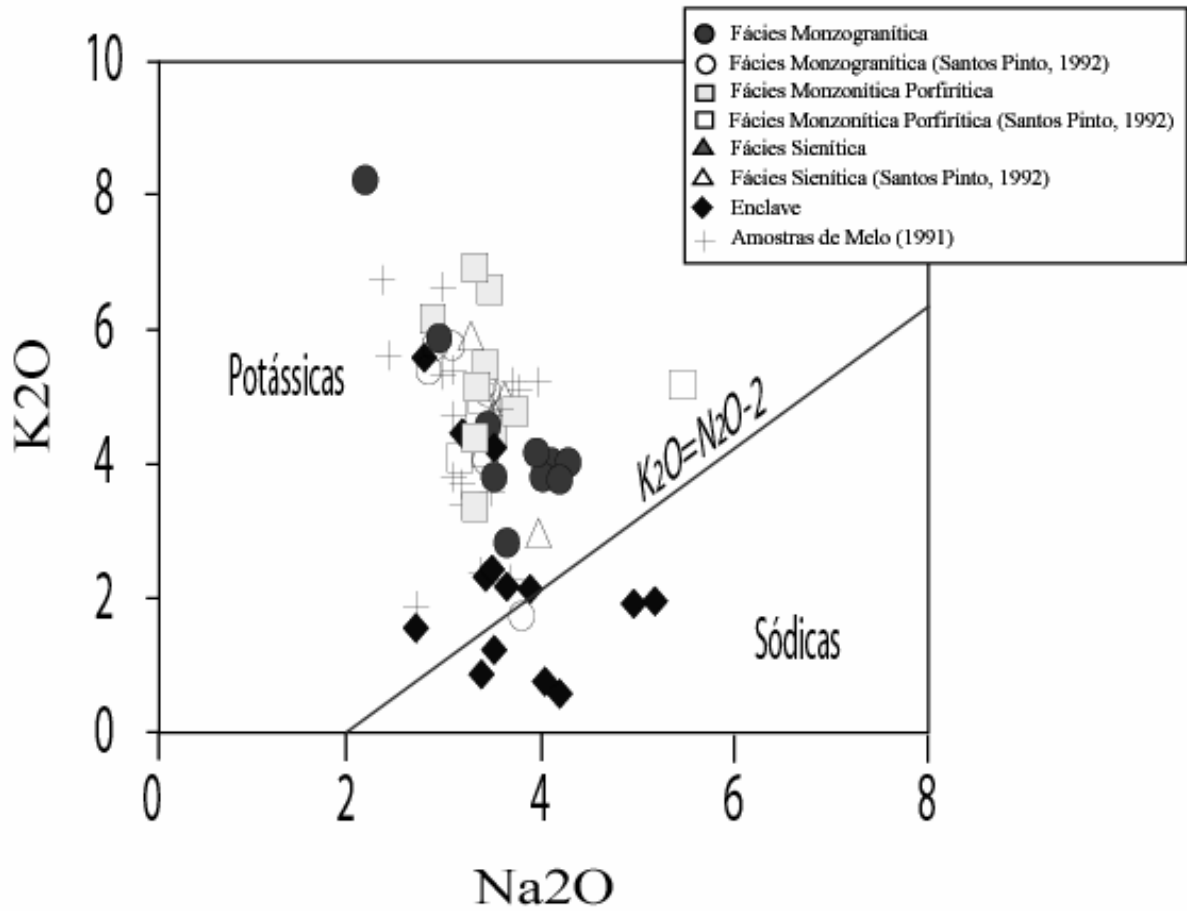


Figura IV.7 - Diagrama K<sub>2</sub>O versus Na<sub>2</sub>O aplicado às rochas do Maciço Pé de Serra.

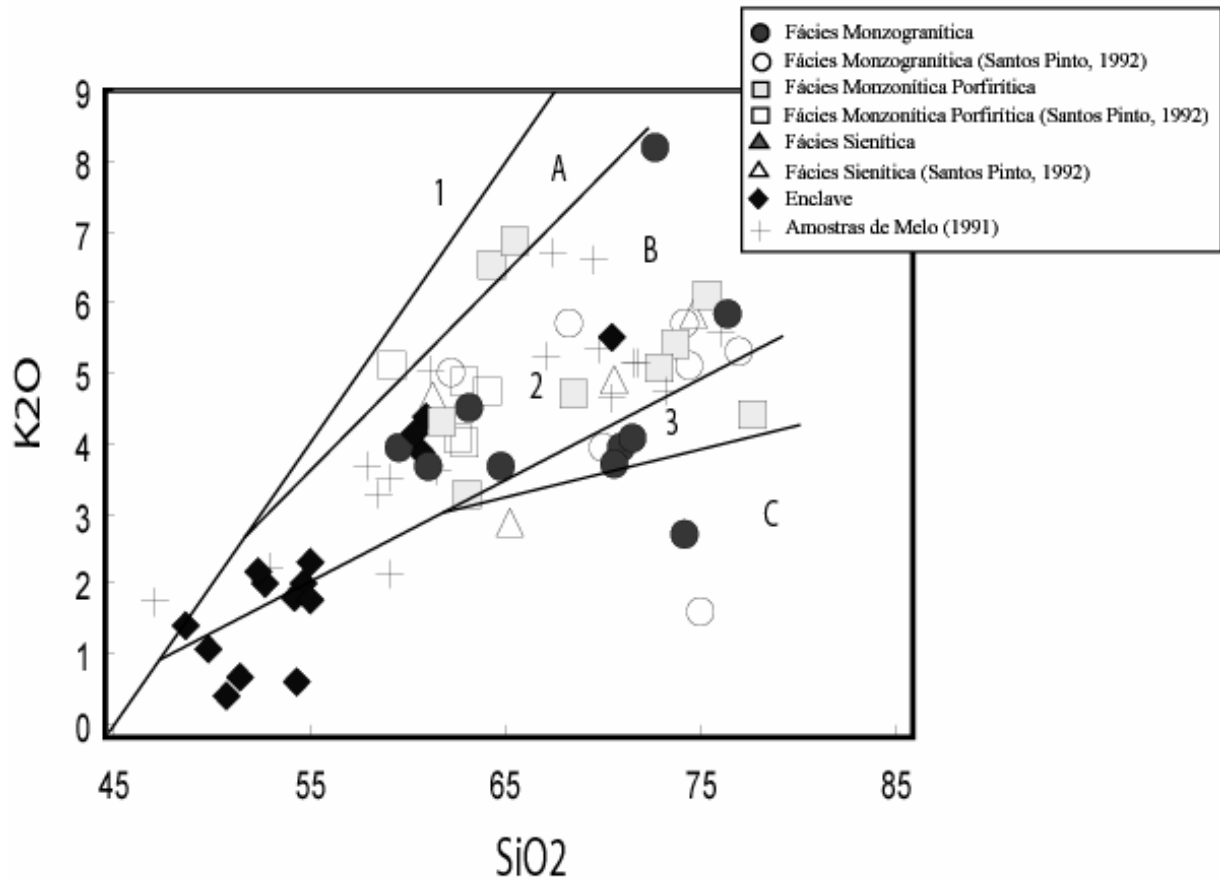


Figura IV.8 - Diagrama relacionado  $K_2O$  versus  $SiO_2$ . Rochas shoshoníticas (1); cálcio-alcálicas de alto potássio (2) e médio potássio (3), segundo Peccerilo & Taylor (1976). Corriveau & Gorton (1993), sugerem a divisão dos campos: Rochas ultrapotássicas (A); Shoshoníticas (B) e Cálcio-alcálicas (C).



No geral as amostras possuem afinidades shoshoníticas, contudo algumas amostras plotam no campo cálcio-alcálico e duas, no campo ultrapotássico próximo ao campo shoshonítico. Ainda neste diagrama, nota-se um trend com forte inclinação positiva nos teores de SiO<sub>2</sub> inferiores a 55%, o que seria mais uma característica de rochas da série shoshonítica.

#### IV.6.5 - Relações molares entre Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O e CaO

As relações entre os conteúdos molares de alumínio, sódio, potássio e cálcio são responsáveis diretos pela formação dos principais minerais das rochas ígneas. Shand (1950), estudando estas relações, propôs três conjuntos de rochas: peraluminosas [Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>>(Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O+CaO)], metaluminosas [(Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O)<Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub><(Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O+CaO)] e peralcalinas [Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub><(Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O)].

De acordo com a classificação acima descrita, as rochas do Maciço de Pé de Serra são, na sua maioria, peraluminosas (Fig. IV.9).

#### IV.6.6 - Relação entre SiO<sub>2</sub> versus log (K<sub>2</sub>O/MgO)

A relação entre SiO<sub>2</sub> versus log (K<sub>2</sub>O/MgO) mostra os campos de batólitos cálcio-alcálico e granitos alcalinos, segundo os critérios de Rogers & Greenberg (1981).

As rochas deste maciço exibem tendência transicional entre as séries cálcio-alcálica e alcalina, que se deve ao teor relativamente elevado de K<sub>2</sub>O contido nas mesmas (Fig. IV.10). É importante ressaltar que esta é uma característica essencial das rochas shoshoníticas, segundo Nardi (1986)

#### IV.6.7 - Composição Normativa

O cálculo da norma das amostras do Maciço Pé de Serra (Tab. IV.6) indica semelhanças entre as rochas das diferentes fácies. A sua alta porcentagem de quartzo normativo revela o caráter saturado a supersaturado deste magmatismo, o que é comprovado pela presença do hiperstênio na norma. A maioria das rochas do maciço é fortemente diferenciada, com índice de diferenciação (ID=Q+Ab+Or+An) superior a 75, excetuando-se cinco amostras.

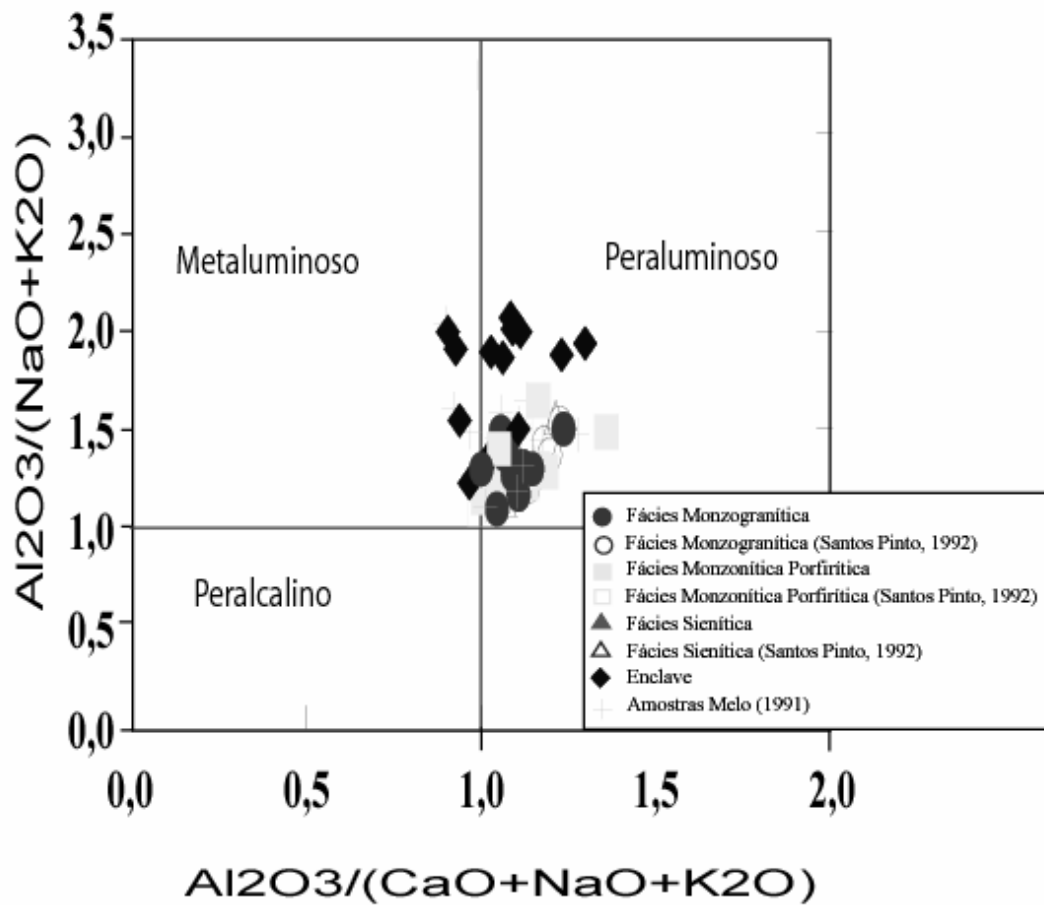


Figura IV.9 - Diagrama  $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{NaO}+\text{K}_2\text{O})$  versus  $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{NaO}+\text{K}_2\text{O}+\text{CaO})$ , em moles segundo Maniar & Piccoli (1989), aplicado às rochas do Maciço Pé de Serra.

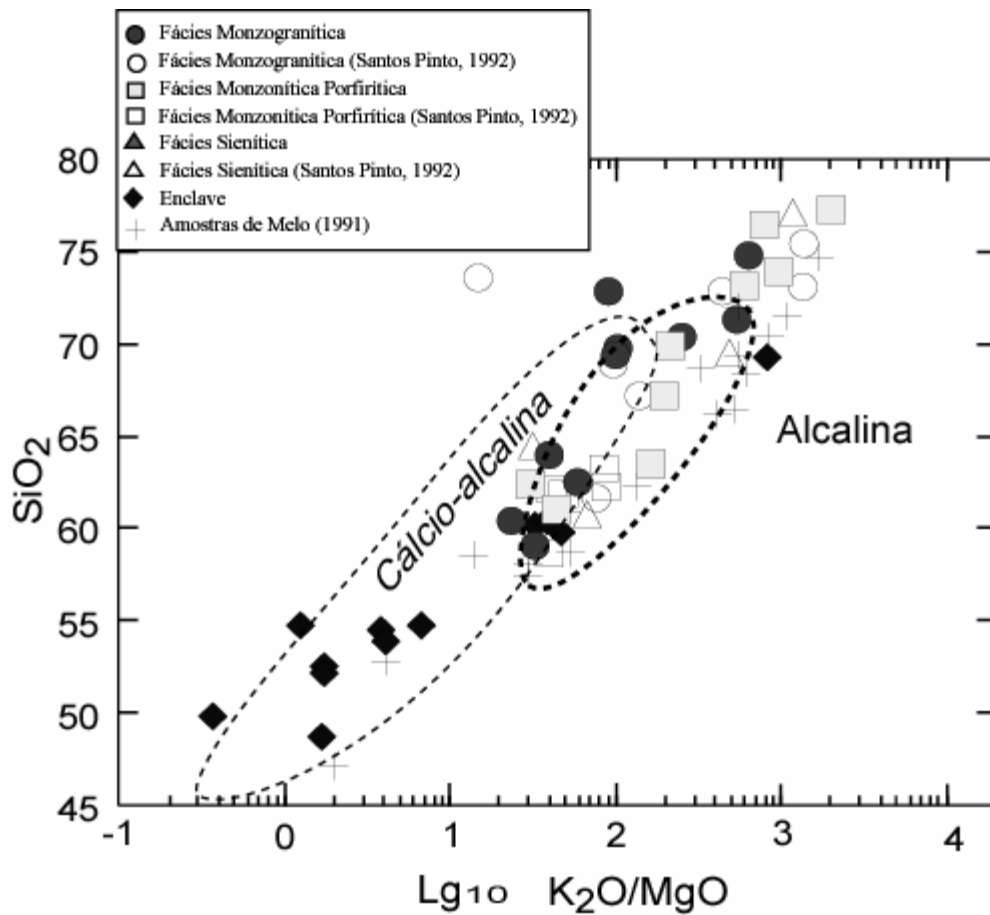


Figura IV.10 - Diagrama para distinção entre as séries alcalina e cálcio-alcalina, segundo Rogers & Greenberg (1981).

Tabela IV.6: Variação da mineralogia normativa das rochas do Maciço Pé de Serra.

<b>Mineral Normativo</b>	<b>Rochas do Maciço Pé de Serra</b>
Quartzo	0 - 37,70%
Hiperstênio	0,91 - 17,63%
Ortoclásio	9,61 - 40,75%
Anortita	2,60 - 18,57%
Albita	20,35 - 34,29%
Coríndon	0 - 3,2%
Diopisídio	0 - 8,78%
Olivina	0 - 0%

Os dados normativos do maciço Pé de Serra, quando lançados no diagrama experimental Q-Ab-Or (Tuttle & Bowen, 1958) mostram uma distribuição em dois conjuntos que reúnem amostras de diferentes fácies, localizadas à direita do vale térmico dos líquidos residuais (Fig. IV.11). O primeiro conjunto se sobrepõe ao campo de ocorrência dos granitos normais descritos por Tuttle & Bowen (1958), posicionando-se entre as curvas de pressões de 500 a 10 kbar, o segundo conjunto posiciona-se no campo de estabilidade do ortoclásio, refletindo mais uma vez o caráter potássico destas rochas, excetuando-se duas amostras, uma da fácies sienítica e outra da fácies monzogranítica, que plotam à esquerda do vale termal. As amostras do segundo campo apresentam uma evolução aproximadamente reta e paralela ao vale termal a 10 kbars, o que pode ser interpretado como sendo originadas de um magma de natureza potássica capaz de cristalizar inicialmente esta fase (Conceição, 1990).

#### IV.6.8 - Evolução Química dos Elementos Maiores

O estudo da evolução química é realizado através de diagramas de variação (Fig. IV.12), utilizando-se o SiO<sub>2</sub> como índice de diferenciação, devido a sua grande amplitude, em diagramas bivariantes (Harker, 1909), com o objetivo de determinar tendências evolucionais das rochas em estudo.

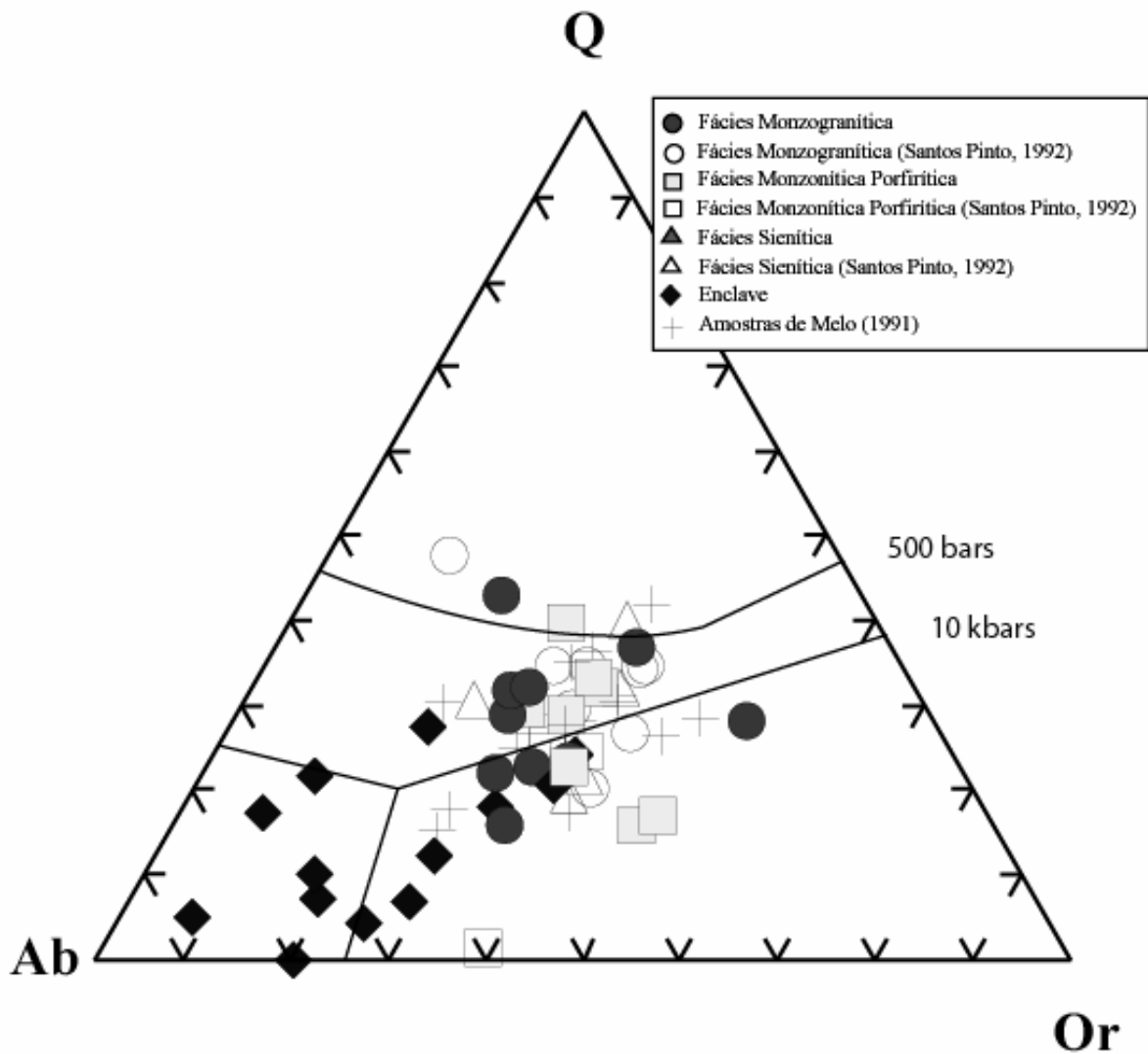


Figura IV.11 - Diagrama Qz-Ab-OR, segundo Bowen & Tuttle (1950), com linhas de pressão estabelecidas por Luth et al. (1964).

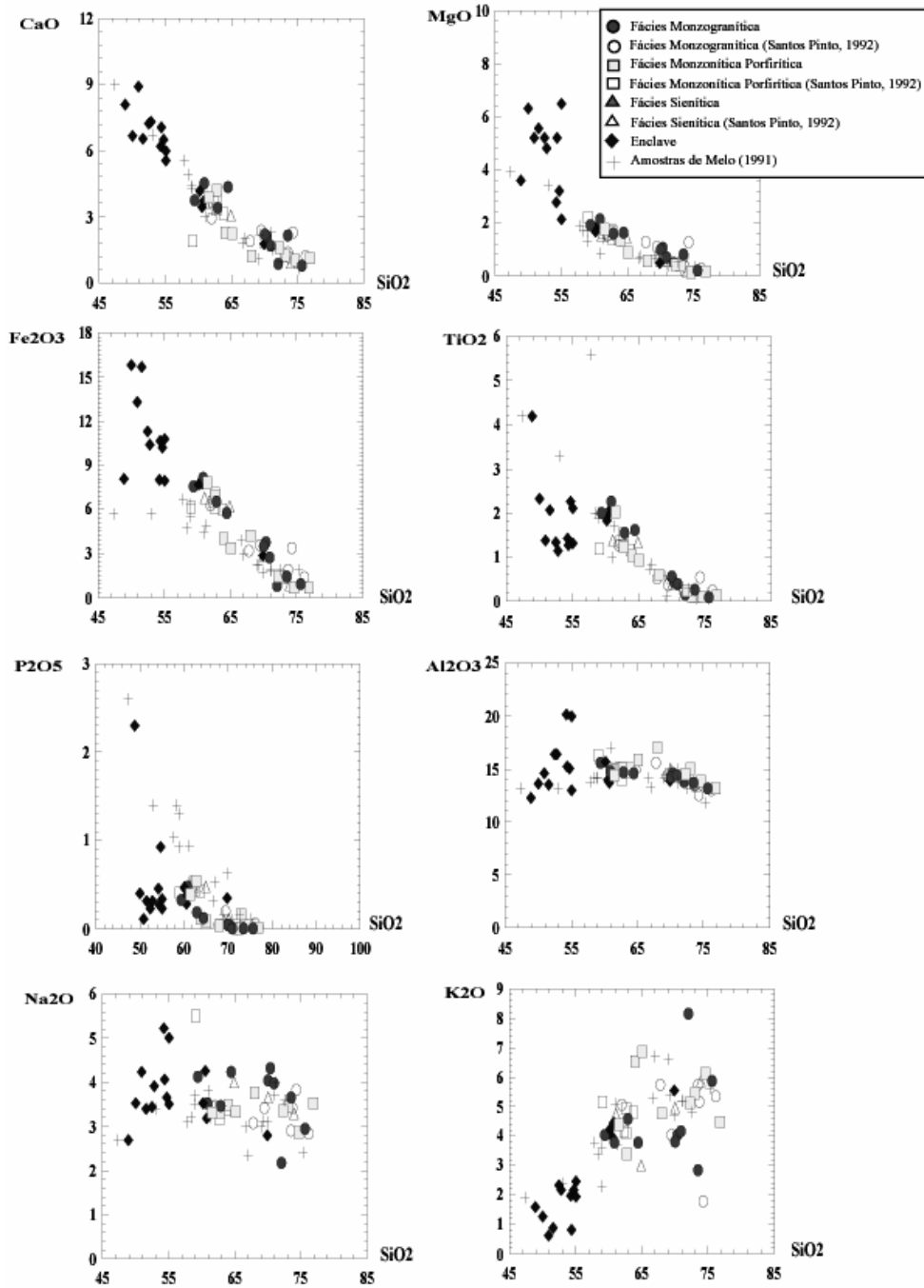


Fig. IV.12 - Diagramas do tipo Harker (1909), mostrando a evolução química dos elementos maiores versus a sílica.

Esses trends auxiliam a elucidar qual o processo responsável pela sua geração, como, por exemplo, no processo de cristalização fracionada, onde os trends descrevem uma curva, e nos processos de mistura, uma evolução retilínea (Cox *et al.*, 1979).

O SiO<sub>2</sub> apresenta valores variando de 55,06 a 78,04%, os enclaves, de 52% e a encaixante, de 70,04%.

Os valores de Na<sub>2</sub>O +K<sub>2</sub>O, entre 6,49 a 10,68%, são relativamente elevados quando comparados a outros granitos.

O Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> possui valores entre 13,20 e 20,01%, onde os valores mais altos correspondem às rochas que contém biotita e hornblenda.

O teor de K<sub>2</sub>O varia de 1,77 a 8,17%, onde os valores mais altos explicam a presença do feldspato alcalino. Para a encaixante, este valor é de 1,74%, para os enclaves de 2%.

O CaO apresenta valores entre 0,66 e 5,57%, onde os teores mais elevados desse óxido refletem rochas mais ricas em plagioclásio, anfibólio e apatita.

Os teores de MgO variam entre 0,13 e 2,37%, o que reflete as tendências holo leucocráticas destas rochas. O enclave possui o teor mais elevado (5,55%).

O TiO<sub>2</sub> possui valores entre 0,045 e 5,58% onde os maiores valores coincidem com o das rochas menos diferenciadas.

Os teores de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> se encontram entre 0,63 e 9,7%, onde a presença de biotita, minerais opacos e hornblenda refletem os valores mais altos. O enclave possui o teor mais elevado (15,66%).

Os valores de P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> são relativamente baixos, quando comparados coma outros granitos, refletindo a escassez de apatitas nestas rochas.

Com o aumento da diferenciação, o CaO, MgO, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, TiO<sub>2</sub> e P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> mostram um “trend” evolucionar negativo (Fig. IV.12), indicando um fracionamento de minerais máficos, óxido de ferro-titanados e apatita.

Para os elementos TiO<sub>2</sub>, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, Na<sub>2</sub>O e K<sub>2</sub>O, com teores em SiO<sub>2</sub> próxima de 55%, nota-se o aparecimento de um conjunto de amostras deslocadas, para cima ou para baixo do “trend” de evolução coincidindo com a curva de evolução do Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (Fig. IV.12), o que sugere fracionamento e/ou acumulação do feldspato alcalino, acompanhados de apatita e óxidos de titânio.

O Na<sub>2</sub>O e K<sub>2</sub>O mostram correlações positivas com concavidades voltadas para baixo (Fig. IV.12).

Os enclaves apresentam um comportamento dos elementos maiores semelhantes às outras amostras, sugerindo que eles representem termos menos evoluídos do mesmo magma.

#### IV.6.9 - Evolução e Comportamento Químico dos Elementos Traços

Nos elementos traço usou-se um tratamento similar ao dos elementos maiores, construindo-se diagramas bivariantes dos mesmos como, Ba, Zr, Rb, Sr, Th, Nb, Ni, Cr, Cu e V *versus* a SiO<sub>2</sub> (Fig. IV.13), onde foram traçadas curvas de tendência evolucionais para as rochas do Maciço de Pé de Serra.

Comparando-se os valores da tabela IV.4, com os granitos do tipo I (Collins *et al.*, 1982; Wilson, 1989), observa-se os seguintes valores para os elementos traços: valores elevados de Ba (356 - 3700 ppm), Sr (78 - 873 ppm), Th (1 - 614 ppm), Cr (10 - 200 ppm), Ni (5 - 85 ppm); valores altos a moderados de Zr (67 - 1000 ppm), Rb (10 - 281 ppm) e Pb (18 - 90 ppm); moderados a baixos teores de Nb (1 - 50 ppm), Y (1 - 135 ppm), Cu (1 - 45 ppm) e V (4 - 158 ppm).

O Nb, Zr e Y apresentam os valores mais elevados nas fácies porfíricas.

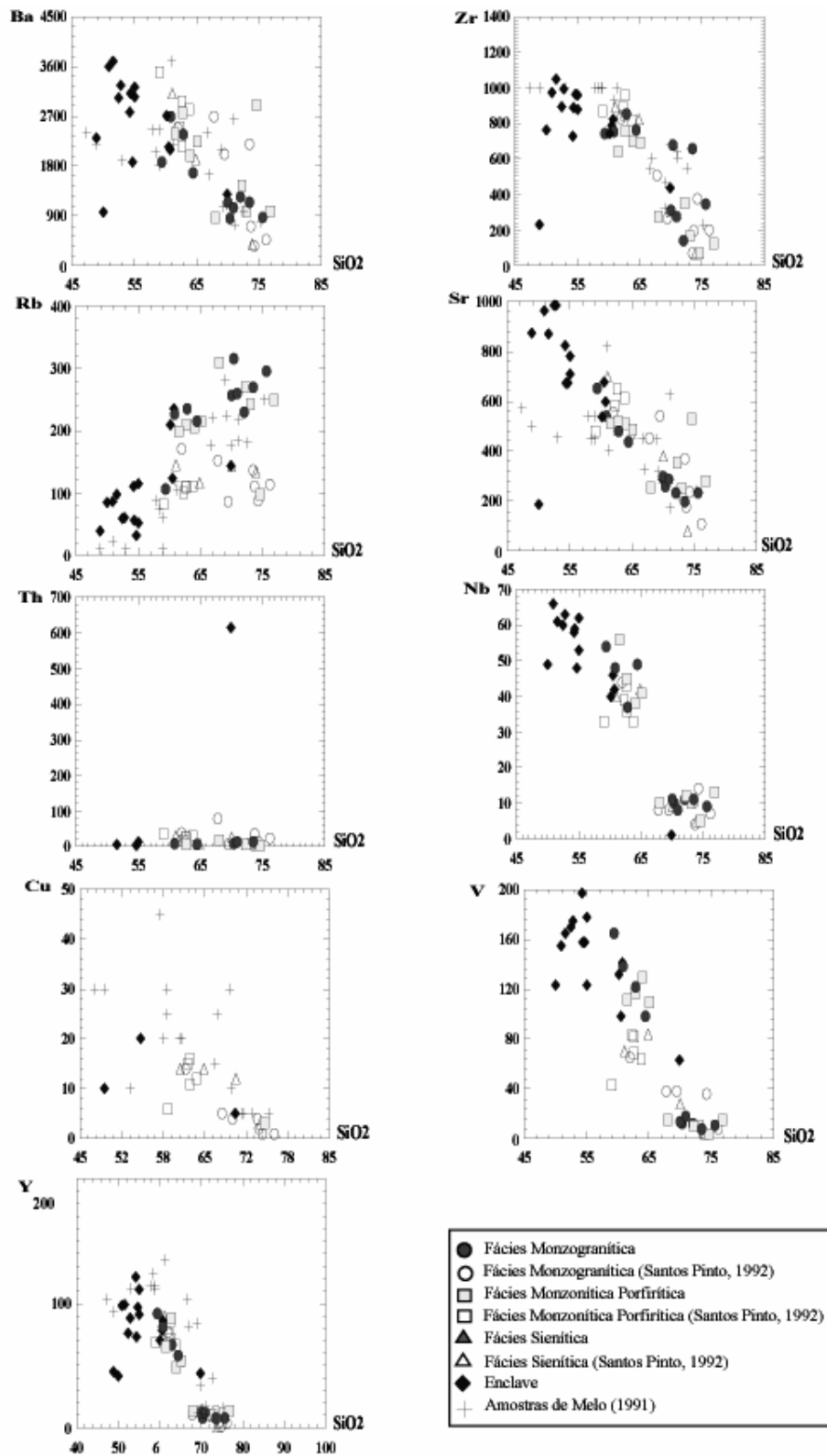
Nas rochas do Maciço Pé de Serra é encontrado um forte a moderado enriquecimento em elementos incompatíveis do tipo LILE (Ba, Sr e Rb) e moderado a baixo enriquecimento em HFSE (Nb, Th e Pb).

Os valores de Sr decaem bruscamente para valores de SiO<sub>2</sub> superiores e ao redor de 73%, o que segundo Nardi (1986) é bastante comum para as rochas shoshoníticas.

Na figura IV.13 observa-se um comportamento compatível do Ba, Zr, Sr, Nb, Ni, Cu e V, em relação a SiO<sub>2</sub>. O forte decréscimo de Ni é indicativo de importante fracionamento de minerais máficos (opacos), sendo isto também similar com o V. A evolução linear do Ba e do Sr, sugere fracionamento moderado de feldspato alcalino.

O Rb exhibe um comportamento incompatível e o Th, um comportamento complexo, sem uma tendência definida, onde a média dos teores é de





IV.13 - Diagramas do tipo Harker (1909), mostrando a evolução química dos elementos menores *versus* a sílica.

aproximadamente 30 ppm, com uma amostra com teor anômalo (614 ppm).

O Zr não apresenta um comportamento definido com SiO<sub>2</sub> até aproximadamente 60%. A partir deste valor apresenta comportamento compatível, indicando importante cristalização ou mesmo acumulação desta fase mineral.

As evoluções dos elementos traços são também apresentadas em diagrama multielementares (Figura IV.14).

As amostras do Maciço Pé de Serra, quando normalizadas pelo MORB de Pearce *et al.* (1984), apresentam tendência similar nas diversas fácies, com o mesmo padrão sendo seguido pelos enclaves, que podem corresponder a termos menos evoluídos destas rochas. São caracterizados por uma geometria côncava do K<sub>2</sub>O até o Nb, com vales relativamente pronunciados no Zr e Nb e, moderados a ocasionais no Ba.

As amostras do MPSR, quando normalizadas pelo MORB de Pearce *et al.* (1984), apresentam um paralelismo entre os espectros das diferentes fácies. Ela é marcada por uma geometria côncava do Sr até o Ta, com vales relativamente pronunciados no Nb, Zr, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> e TiO<sub>2</sub>.

A similaridade entre os padrões exibidos pelas diferentes fácies do maciço sugerem tratar-se de prováveis produtos de fracionamento do mesmo magma.

A ausência de vales pronunciados no Ba, comum em granitos sin-orogênicos e em alguns granitos intraplaca, associada à presença de vales bem desenvolvidos de Nb e baixos valores de Yb<sub>N</sub> (0,02-0,01), são assinaturas típicas de granitos pós-colisionais (Pearce *et al.*, 1984).

#### IV.6.10 - Evolução e Comportamento Químico dos Elementos Terras Raras

A normalização dos elementos terras raras das amostras analisadas foi efetuada pelos valores do condrito C1 de Evesen *et al.* (1978), e suas análises podem ser visualizadas na tabela IV.5.

Na figura IV.15 observa-se um paralelismo entre os diversos padrões, que apontam, mais uma vez, para a cogeneticidade entre as fácies, incluindo as amostras

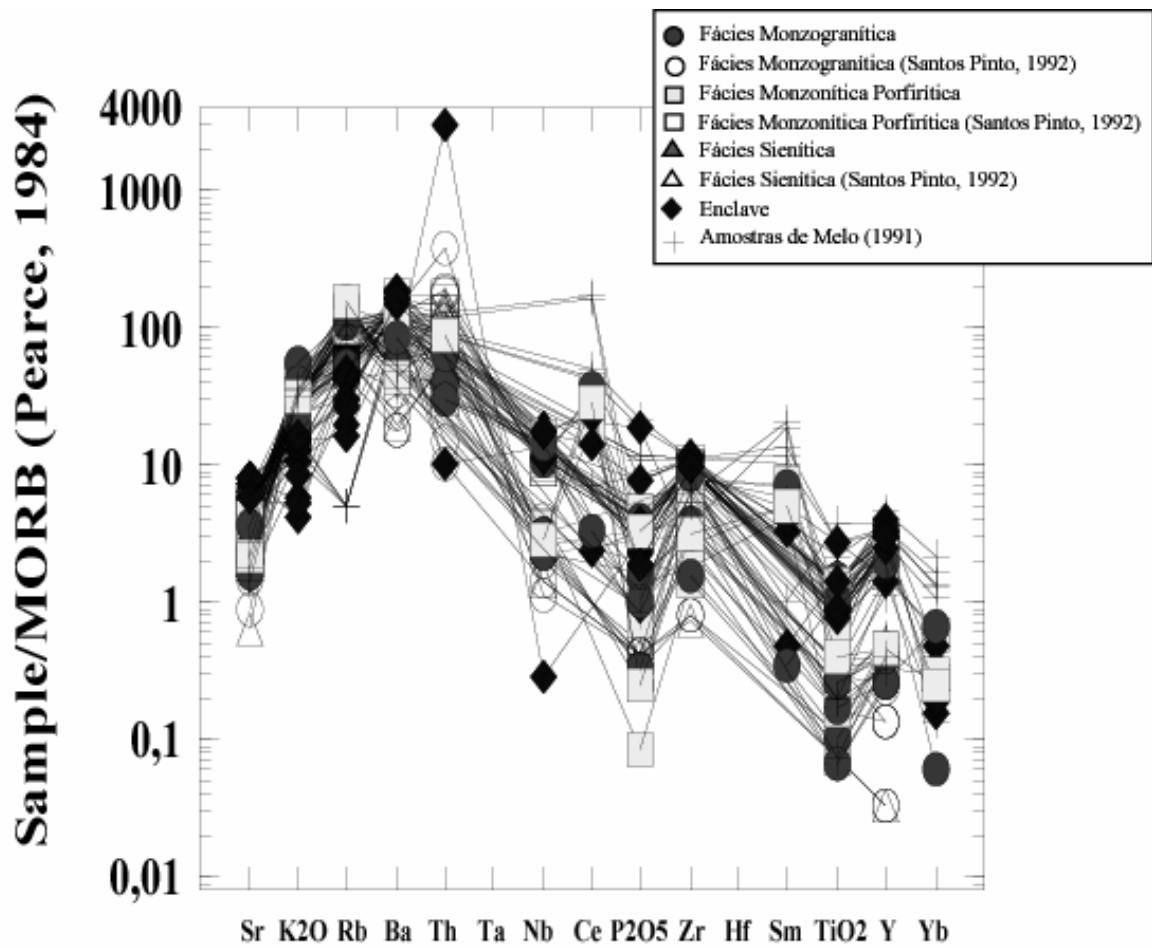


Figura IV.14 - Diagrama multielementar, normalizado pelos valores de MORB (Pearce et al., 1984), aplicados às rochas do Maciço Pé de Serra.

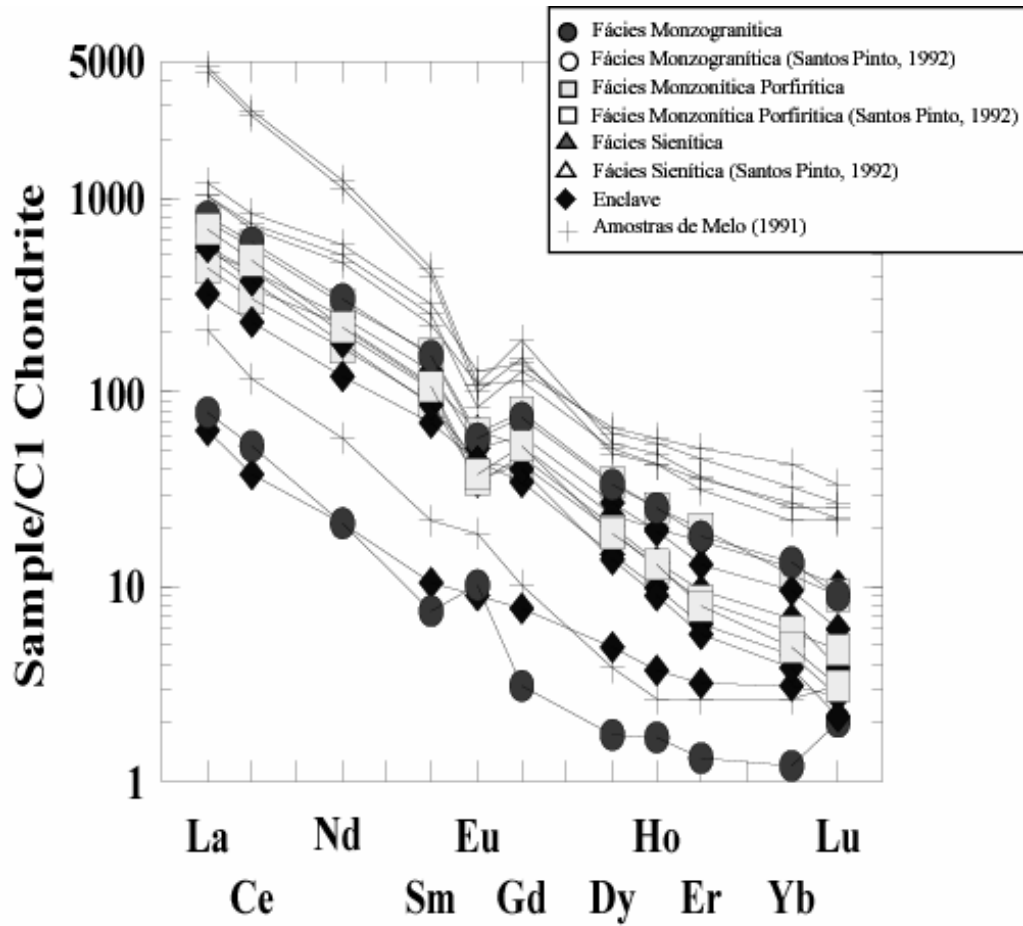


Figura IV.15 - Espectro dos elementos terras raras, normalizados pelo Condrito C1 (Evesen et al., 1978), aplicado às rochas do Maciço Pé de Serra.

de enclaves, que aliado ao seu comportamento similar nos diagramas de Harker, confirmam corresponder aos termos menos evoluídos destas rochas.

Constata-se, ainda, que estas rochas são fortemente fracionadas, atingindo valor máximo de fracionamento (LaN/YbN) igual a 190,1. Em todas as amostras existem anomalias negativas do Eu. O somatório dos ETR nas amostras do Maciço de Pé de Serra é elevado, variando de 54,85 a 3540,20 ppm.

Quando se compara a variação dos teores de sílica com o somatório total de ETR das diversas amostras, evidencia-se uma cristalização complexa, pois os elementos não seguem uma regra clara de variação.

**CAPÍTULO V**

**MACIÇOS DE GAVIÃO E**

**MORRO DO JUÁ**

## V.1 - INTRODUÇÃO

Os stocks Gavião e Morro do Juá terão seus dados disponíveis na bibliografia integrados a este estudo. O Stock Gavião foi cartografado por Padilha (1991a), e localiza-se nas vizinhanças da cidade homônima (Fig. V.1A e B). Possui forma arredondada, área de aproximadamente 16 km<sup>2</sup>. O “Stock” Morro do Juá situa-se a nordeste da vila de Nova Fátima (Fig. V.1A e B), onde estão localizadas algumas pedreiras de exploração do referido “Stock”. Este maciço é representado por um único corpo com aproximadamente 10 km<sup>2</sup>, que corresponde a uma pequena elevação em “pão-de-açúcar” (Pedreira *et al.* 1992).

## V.2 - ASPECTOS GEOLÓGICOS

O “Stock” Gavião está em contato discordante, brusco e gradativo com as rochas do embasamento (Complexo Caraíba e Complexo Ipirá). São rochas isotrópicas, com belas estruturas de fluxo e acamadamento magmático, desenvolvendo leve foliação no contato com o Complexo Araras. Correlacionam-se a este magmatismo a presença abundante de filões de composição sienogranítica, responsável pelas mineralizações de apatita nesta área Conceição (1992), causadas provavelmente pela interação do magma com rochas calcossilicáticas.

O “Stock” Morro do Juá exhibe contatos intrusivos com as rochas metamórficas encaixantes. Possui estrutura isotrópica, com feições locais de fluxo magmático paralelas ao contato com as encaixantes, as quais guarda xenólitos.

## V.3 - FACIOLOGIA

As rochas do “Stock” Gavião exibem cor rósea a acinzentada. Apresentam composições sienogranítica, sienítica e monzonítica. A textura destas rochas é variável aparecendo tipos equigranulares e porfiríticos (Foto 19).

No “Stock” Morro do Juá, a presença de pedreiras, próximas a Vila de Fátima, favorece a visualização dos tipos de rochas. Elas correspondem a granitos com hornblenda de cor cinza, que contem enclaves de rochas máficas com granulação fina (Foto 20).

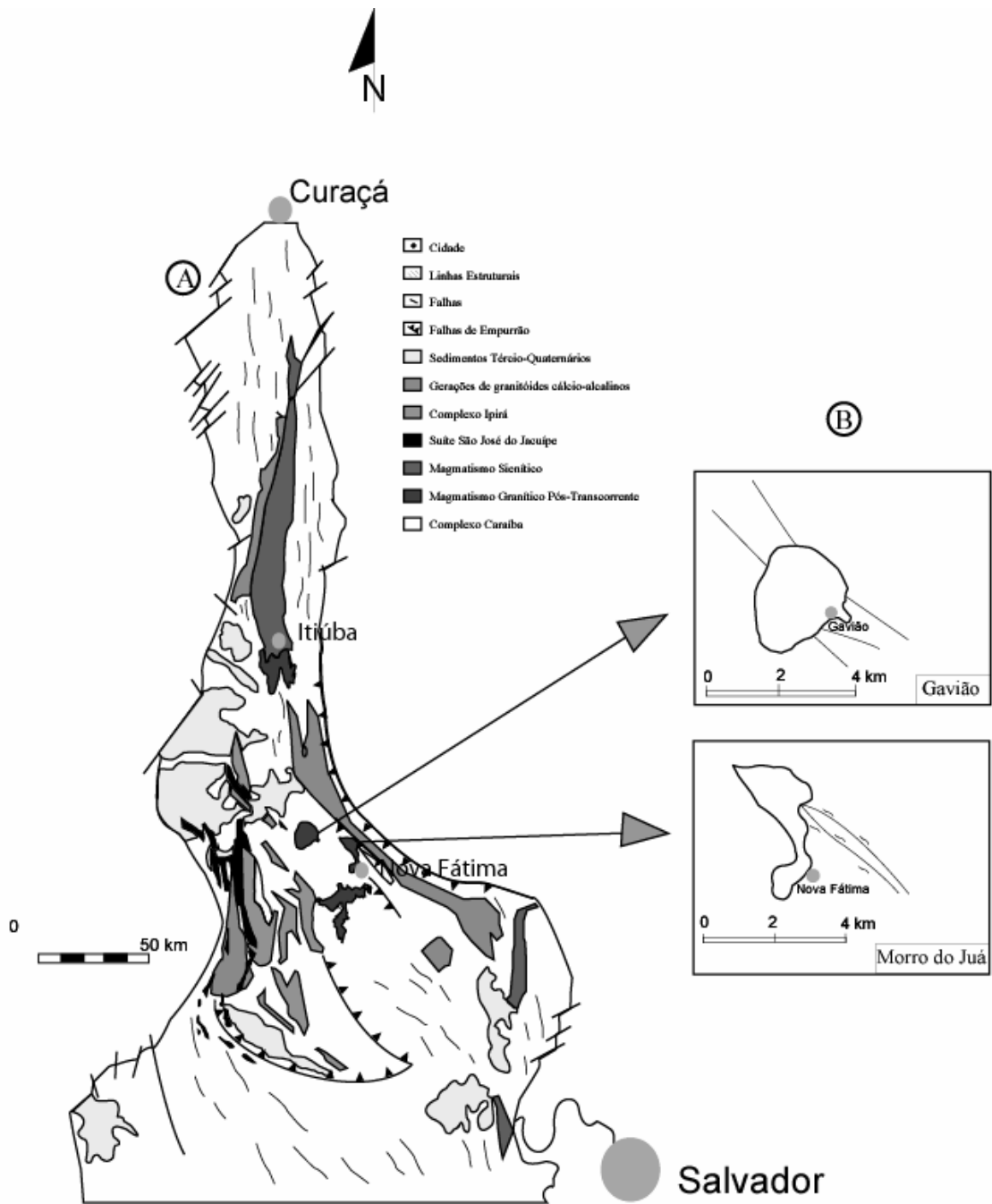


Figura V.1 - A) Mapa geológico esquemático do CMSC, mostrando as diferentes litologias existentes na área e B) Mapas esquemáticos dos maciços Gavião e Morro do Juá.



#### V.4 - IDADE Pb-Pb EM MONOCRISTAL DE ZIRCÃO

Os dados geocronológicos Rb-Sr, em rocha total, disponíveis na literatura (Padilha e & Melo, 1991b) sobre o Maciço Morro do Juá forneceram idade de  $1,889 \pm 0,064$  Ga, com  $R_o = 0,70559 \pm 0,0005$ .

Com base na técnica de evaporação de monocristais de zircão foram analisados 8 cristais, pertencente a uma mesma amostra de sienogranito (G5-01) do Maciço Gavião. Os valores das idades  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  foram obtidos com uma precisão de  $2\sigma$  (95%), cujas análises são mostradas na Tabela V.1.

A população de zircões analisados é uniforme, formada por cristais translúcidos com formas eudrais, hábito prismático, cor castanha clara, tamanho variando de 0,1 a 0,3 mm, sem inclusões e pouco fraturados.

Tabela V.1 - Resultados analíticos dos zircões da amostra G-05 do Maciço Gavião. (c) razão  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  corrigida do Pb comum; (#) etapa de evaporação eliminada por apresentar razão  $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  superior a 0,0004; (\*) etapa de evaporação eliminada subjetivamente.

Zircão	Temp.	Razões	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$2\sigma$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$2\sigma$	$(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_c$	$2\sigma$	Idade	$2\sigma$
G05/1	*1475	0/8	0.000340	10	0.06183	323	0.12105	115	0.11648	116	1903	18
G05/2	#1450	0/34	0.001250	6	0.12353	35	0.12380	20	0.10675	29	1745	5
G05/3	*1450	0/22	0.000222	8	0.17711	142	0.12481	41	0.12185	65	1984	10
	*1500	0/4	0.000066	10	0.19656	142	0.12648	33	0.12560	36	2038	5
G05/6	*1450	0/40	0.000082	3	0.21434	116	0.12765	18	0.12657	18	2051	3
	1500	40/40	0.000007	4	0.25233	265	0.12888	19	0.12877	19	2082	3
G05/7	#1450	0/16	0.000773	67	0.12803	53	0.11521	136	0.10392	227	1696	40
G05/8	*1450	0/8	0.000329	28	0.20240	128	0.12690	81	0.12252	90	1993	13
	1500	40/40	0.000020	2	0.21408	60	0.12903	25	0.12875	23	2081	3
	1550	36/36	0.000024	4	0.21878	52	0.12918	27	0.12889	27	2083	4
G05/9	*1450	0/38	0.000118	6	0.17944	43	0.12327	30	0.12156	46	1979	7
	1500	30/30	0.000010	2	0.21821	153	0.12908	32	0.12895	31	2084	4
	*1550	0/40	0.000089	47	0.23226	63	0.12859	32	0.12792	71	2070	10
G05/10	*1450	0/32	0.000187	5	0.18470	42	0.12889	14	0.12621	16	2046	2
	*1500	0/26	0.000127	12	0.18839	77	0.12998	33	0.12798	59	2071	8
146/414											2082	2



Foto 19 – Aspecto característico das rochas sienograníticas de granulação média do Maciço Gavião.

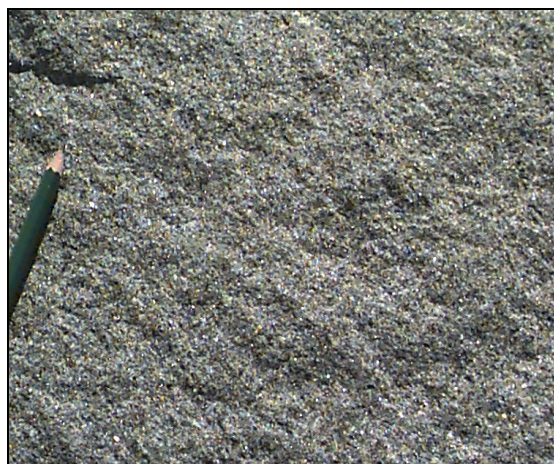


Foto 20 – Detalhe das rochas graníticas finas e isotrópicas do Maciço Morro do Juá.

Os cristais analisados fornecem uma idade média  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  de  $2082 \pm 2$  Ma, considerada a idade de cristalização do maciço. Contudo, apenas 3 cristais (G05/6, G05/8 e G05/9) apresentaram bons resultados analíticos, fornecendo uma a três etapas de aquecimento, que mostram idades muito próximas. Alguns cristais foram descartados por apresentar razão  $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  superior a 0,0004 e outros foram eliminados subjetivamente (Fig. V.2).

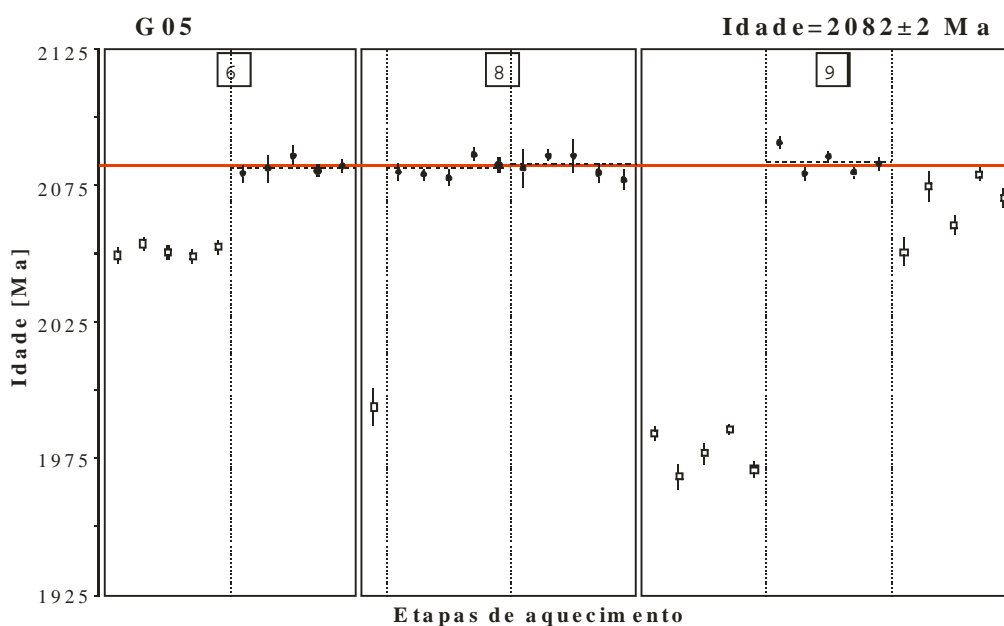


Figura V.2- Diagrama Idade (em Y) versus Etapas de Evaporação (em X) dos cristais de zircão, do Maciço Gavião. Círculo cheio - bloco de razões isotópicas utilizadas para o cálculo da idade; "X" - bloco eliminado por apresentar razão  $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  superior a 0,0004; quadrado vazio - bloco eliminado subjetivamente. Desvio analítico  $2\sigma$ .

## V.5 – GEOQUÍMICA

No estudo geoquímico dos maciços de Morro do Juá e Gavião foram utilizadas 10 amostras retiradas da bibliografia (Tab. V.2).

As análises químicas podem ser observadas na tabela V.3 e V.4.

Tabela V.2 – Distribuição das análises químicas disponíveis dos maciços.

<b>Maciços</b>	<b>Elementos maiores e traços</b>	<b>Elementos terras raras</b>	<b>CIPW</b>
Gavião	02	02	02
Morro do Juá	08	04	08
<b>Total</b>	<b>10</b>	<b>06</b>	<b>10</b>

No diagrama TAS, as rochas desses stocks (Fig. V.3) posicionam-se no campo alcalino, próxima à curva proposta por Irvine & Baragar (1971). No “Stock” Gavião apresentam composições granítica e quartzo-monzonítica, enquanto que a maioria das amostras das rochas do “Stock” Morro do Juá exibe composição quartzo-monzonítica, existindo termos granítico e sieníticos. Os enclaves correspondem a foid-gabros. Estas rochas são potássicas (Fig. IV.4) e razões  $K_2O$  e  $Na_2O$  entre 1:1 e 2:1.

A afinidade shoshonítica das rochas deste stock é colocada em evidencia no diagrama  $K_2O$  versus  $SiO_2$  (Fig. V.5), bem como em diagrama multielementar relacionando  $SiO_2$  versus  $\log(K_2O/MgO)$ , figura V.6, onde as amostras posicionam-se entre os campos de suítes Cálcio-alcalinas e Alcalinas.

Em diagramas de Harker observa-se que as rochas desses “stocks” distribuem-se em dois conjuntos de acordo com suas naturezas, sendo somente possível observar-se a tendência evolucionar nas mais ricas em  $SiO_2$ . Com o aumento da diferenciação ocorre um decréscimo em  $TiO_2$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $MgO$ ,  $CaO$ , e  $P_2O_5$  (Fig.V.7), apontando para o fracionamento de minerais máficos juntamente com plagioclásio e apatita.

Comparando-se os valores da tabela V.3 com os granitos do tipo I (Collins *et al.*, 1982; Wilson, 1989) observa-se os seguintes relações para os elementos-traço: elevados para Ba (1550 - 3700 ppm), Rb (144 - 291 ppm), Sr (287 - 658 ppm), Cr (15 –

Tabela V.3 - Análises químicas dos elementos maiores, menores e terras raras dos maciços Gavião e Morro do Juá, Melo (1991).

Amos.	GAVIÃO		MORRO DO JUÁ							
	AR-169A	AR-169B	LR-11C	LR-11E	LR-11F	RC-449C	LR-11G	LR-12	LR-11Aencl	LR-11Bencl
SiO <sub>2</sub>	70,40	65,70	62,40	72,90	60,90	62,80	63,30	64,60	40,40	41,30
TiO <sub>2</sub>	0,42	0,83	1,80	0,10	1,90	1,35	1,40	1,36	5,20	5,40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,20	14,20	15,10	14,90	15,10	15,30	14,20	14,20	11,30	12,80
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,50	2,80	3,80	0,30	3,30	4,87	4,50	3,83	7,20	6,90
FeO	1,00	2,10	3,70	0,59	4,40	2,17	3,00	2,93	9,90	10,00
MnO	10,05	0,08	0,06	0,01	0,06	0,06	0,09	0,05	0,21	0,21
MgO	0,43	1,20	1,30	0,40	1,30	1,60	0,99	1,41	5,50	5,10
CaO	1,30	2,80	2,60	2,02	2,40	3,42	2,00	3,46	10,80	10,00
Na <sub>2</sub> O	3,50	3,50	3,30	3,17	3,80	3,17	3,00	2,70	2,70	3,10
K <sub>2</sub> O	5,80	4,60	4,60	5,14	5,10	4,98	5,60	5,47	1,30	1,30
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,12	0,82	0,47	0,10	0,46	0,34	0,42	0,23	3,40	2,60
LOI	0,90	1,00	0,50	0,32	0,50	0,40	0,90	0,42	1,20	0,90
TOTAL	109,62	99,63	99,63	99,95	99,22	100,46				
Ba	2.450,00	3.700,00	1.800,00	1.550,00	1.950,00	1.700,00	2.350,00	2.400,00	2.400,00	2.300,00
Rb	291,00	197,00	144,00	225,00	144,00	154,00	211,00	169,00	10,00	10,00
Sr	650,00	658,00	320,00	489,00	287,00	377,00	322,00	326,00	1.000,00	1.000,00
Y	77,00	10,00	80,00	22,00	73,00	74,00	109,00	98,00	99,00	91,00
Zr	423,00	623,00	1.000,00	271,00	1.000,00	1.000,00	1.000,00	1.000,00	1.000,00	789,00
Pb	30,00	15,00	30,00	40,00	40,00	40,00	60,00	50,00	50,00	40,00
Zn	70,00	95,00	110,00	10,00	90,00	85,00	105,00	105,00	225,00	195,00
Cu	20,00	10,00	35,00	5,00	20,00	10,00	25,00	20,00	130,00	165,00
Ni	25,00	35,00	5,00	5,00	5,00	10,00	10,00	5,00	100,00	80,00
Cr	75,00	100,00	50,00	15,00	70,00	30,00	30,00	15,00	50,00	50,00
La	49,60	109,20	213,70	35,86				444,20		310,00
Ce	75,60	197,80	372,00	43,13				694,00		527,40
Nd	21,80	102,20	159,40	18,55				257,80		269,00
Sm	5,31	17,70	23,82	2,88				36,12		40,00
Eu	1,61	2,42	2,85	1,04				3,89		6,85
Gd	3,88	11,80	15,10	2,08				23,62		24,74
Dy	2,70	6,52	7,30	1,30				12,82		12,97
Ho	0,47	1,18	1,46	0,25				2,52		2,51
Er	1,25	2,95	3,46	0,60				6,13		6,14
Yb	1,09	2,26	2,62	0,53				4,81		4,52
Lu	0,19	0,32	0,39	0,08				0,62		0,55

Tabela V.4 - Minerais e parâmetros normativos de amostras dos Maciços Gavião e Morro do Juá

AMOSTRA	Gavião			Morro do Juá						
	AR-169A	AR-169E	LR-11C	LR-11E	LR-11F	RC-449C	LR-11G	LR-12	LR-11A <sub>enc</sub>	LR-11B
Q	15,73	20,29	16,61	29,79	10,59	13,97	16,81	17,31	-	-
C	0,08	0,33	1,10	0,69	0,06	-	0,58	-	-	-
OR	31,51	27,61	27,49	30,49	30,58	29,52	33,70	32,33	7,88	7,81
AB	27,23	30,08	28,23	26,93	32,63	26,90	25,85	22,85	23,42	19,47
AN	5,21	8,68	9,94	9,40	9,04	12,83	7,31	10,46	15,24	17,44
DI	-	-	-	-	-	1,65	-	4,39	13,98	13,00
DIWO	-	-	-	-	-	0,82	-	2,17	7,07	6,57
DIEN	-	-	-	-	-	0,31	-	0,79	3,53	3,24
DIFS	-	-	-	-	-	0,52	-	1,44	3,38	3,19
HY	16,41	8,11	9,91	2,04	10,10	9,85	9,96	7,67	3,36	-
HYEN	0,98	3,02	3,26	1,00	3,27	3,67	2,50	2,71	1,71	-
HYFS	15,43	5,09	6,65	1,04	6,82	6,18	7,46	4,96	1,64	-
MT	2,84	1,34	2,15	0,23	2,24	1,90	2,07	1,85	5,27	5,23
HM	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
IL	0,73	1,60	3,46	0,19	3,66	2,57	2,71	2,58	10,13	10,43
AP	0,24	1,82	1,04	0,22	1,02	0,74	0,93	0,50	7,61	5,77
IC	19,98	11,05	15,51	2,46	16,00	15,96	14,74	16,49	45,33	42,68
ID	74,47	77,99	72,33	87,20	73,80	70,39	76,36	72,49	31,30	31,18

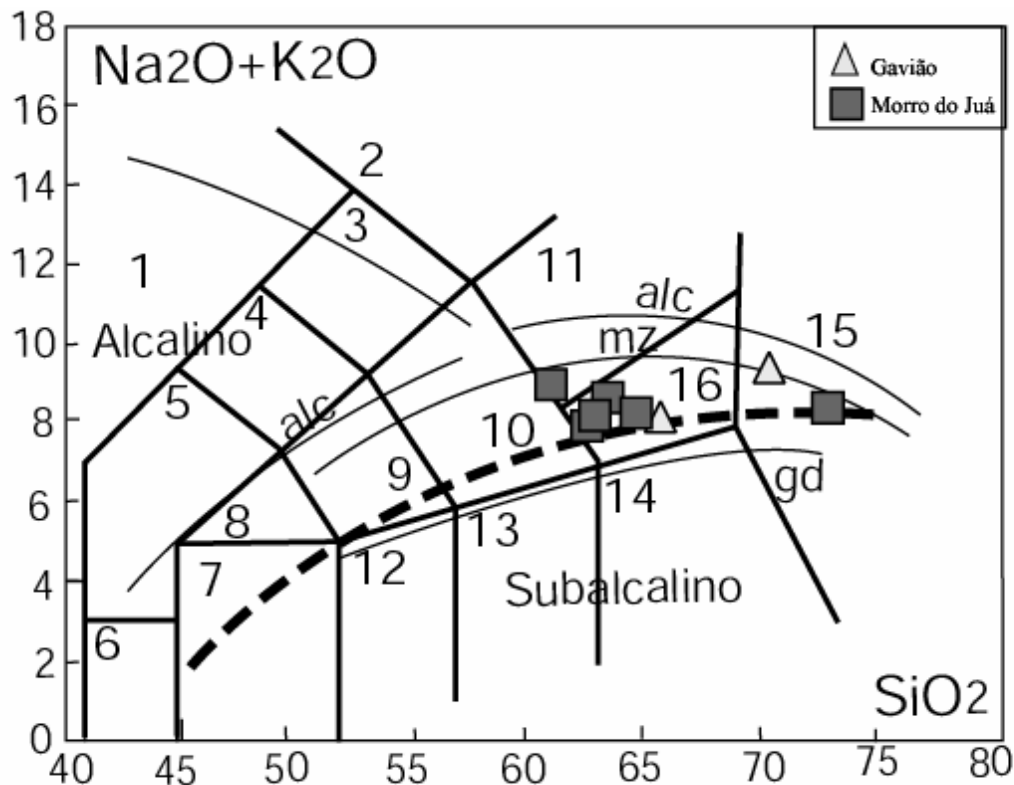


Figura V.3 - Diagrama TAS com os campos composicionais delimitados por Middlemost (1994) [1= rochas ricas em feldspatóide, 2= foid sienitos, 3= foid monzonitos, 4= foid dioritos, 5= foid gabros, 6= peridotito, 7= gabro, 8= monzogabro, 9= monzodiorito, 10= monzonito, 11= sienito, 12= diorito gabrístico, 13= diorito, 14= granodiorito, 15= granito e 16= quartzo monzonito], com curvas evolucionais propostas por Lameyre (1987) [alc= série alcalina saturada em sílica; moz= série monzonítica; gr= série cálcio-alcalina granodiorítica] e o limite entre as séries alcalina e subalcalina de Myashiro (1977). - Diagrama TAS com os campos composicionais delimitados por Middlemost (1994) [1= rochas ricas em feldspatóide, 2= foid sienitos, 3= foid monzonitos, 4= foid dioritos, 5= foid gabros, 6= peridotito, 7= gabro, 8= monzogabro, 9= monzodiorito, 10= monzonito, 11= sienito, 12= diorito gabrístico, 13= diorito, 14= granodiorito, 15= granito e 16= quartzo monzonito], com curvas evolucionais propostas por Lameyre (1987) [alc= série alcalina saturada em sílica; mz= série monzonítica; gd= série cálcio-alcalina granodiorítica] e o limite entre as séries alcalina e subalcalina de Kuno (1966).

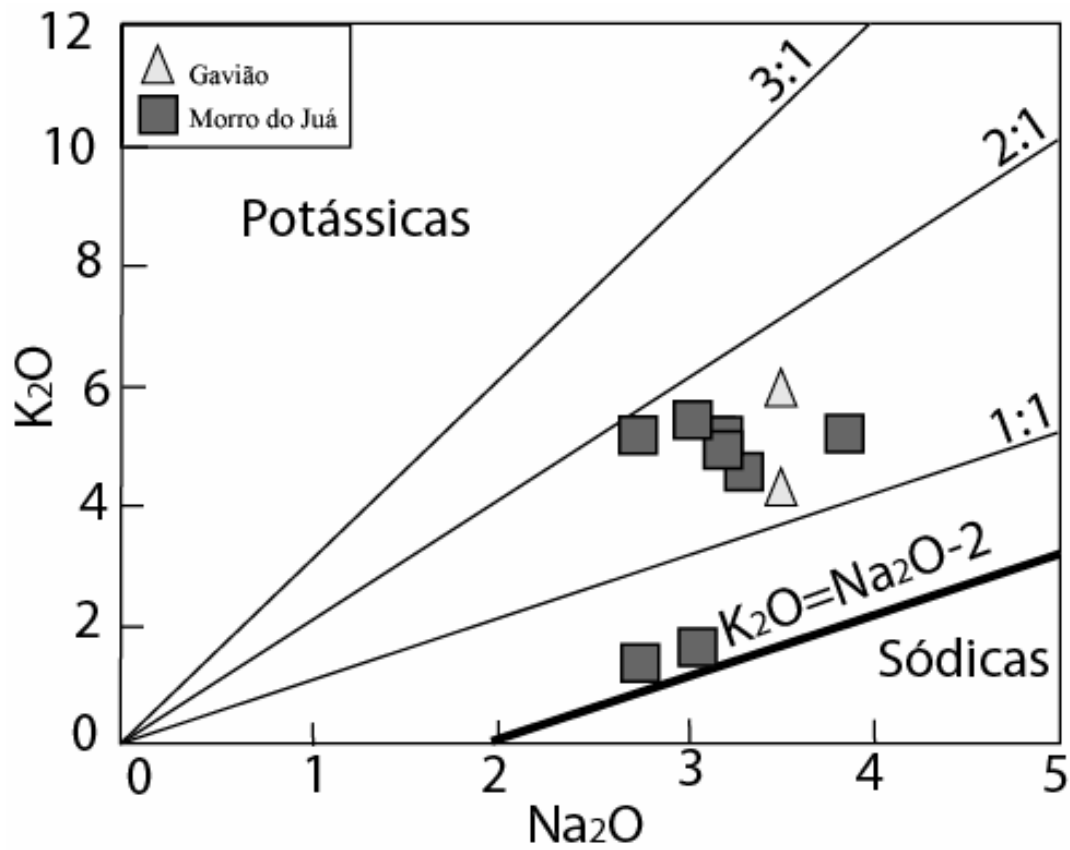


Figura V.4 - Diagrama K<sub>2</sub>O versus Na<sub>2</sub>O aplicado às rochas dos Maciços de Gavião e Morro do Juá.



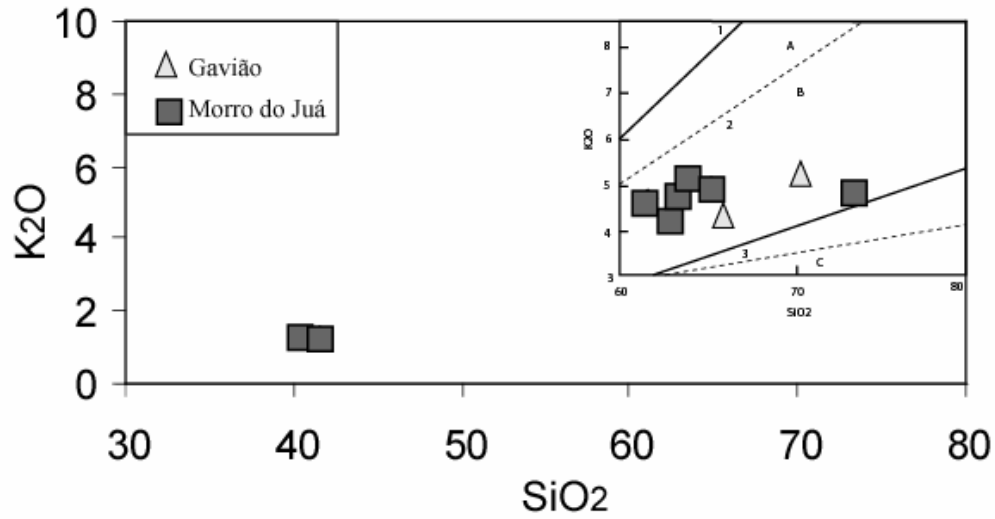


Figura V.5 - Diagrama relacionando K<sub>2</sub>O versus SiO<sub>2</sub>. Rochas shoshoníticas (1); cálcio-alcalinas de alto potássio (2) e médio potássio (3), segundo Peccerilo & Taylor (1976). Corriveau & Gorton (1993), propõem a divisão dos campos: Rochas ultrapotássicas (A); Shoshoníticas (B) e Cálcio-alcalinas (C).

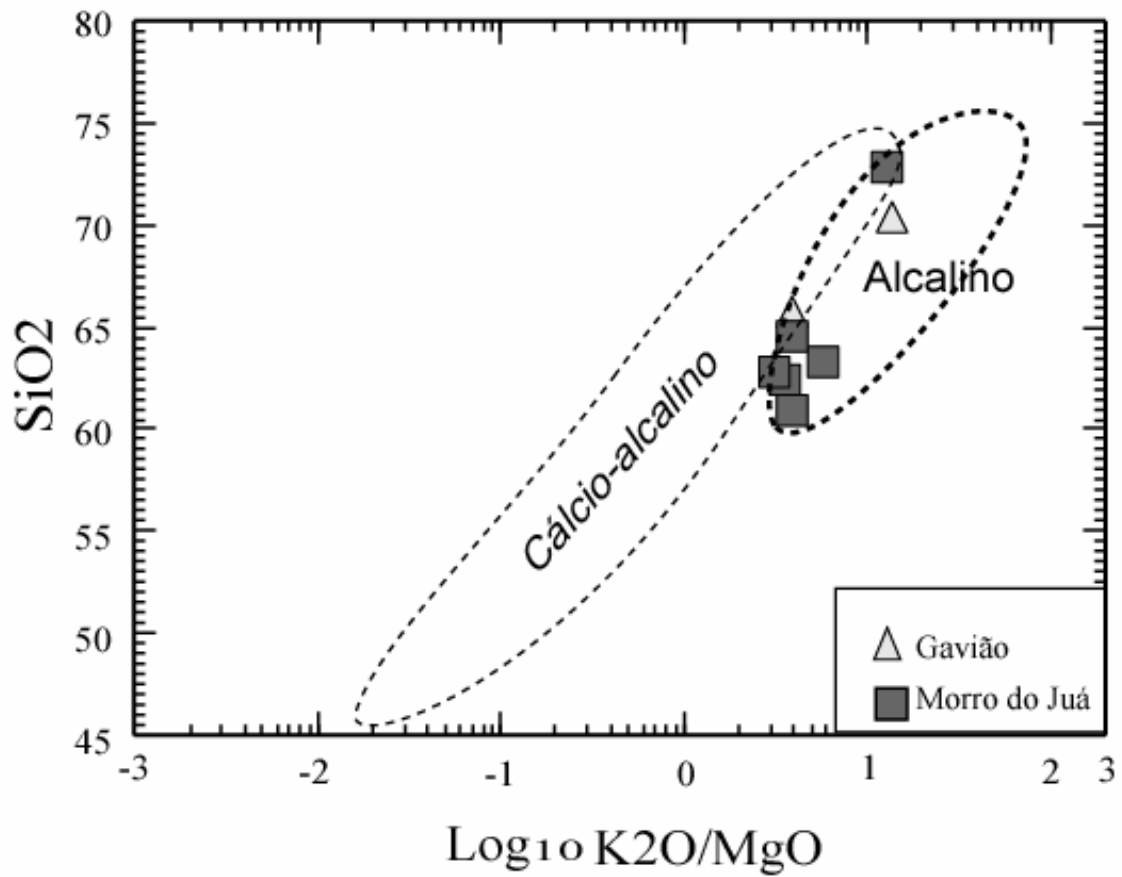


Figura V.6 -Diagrama para distinção entre as séries alcalina e cálcio-alcálica de Rogers & Greenberg (1981).

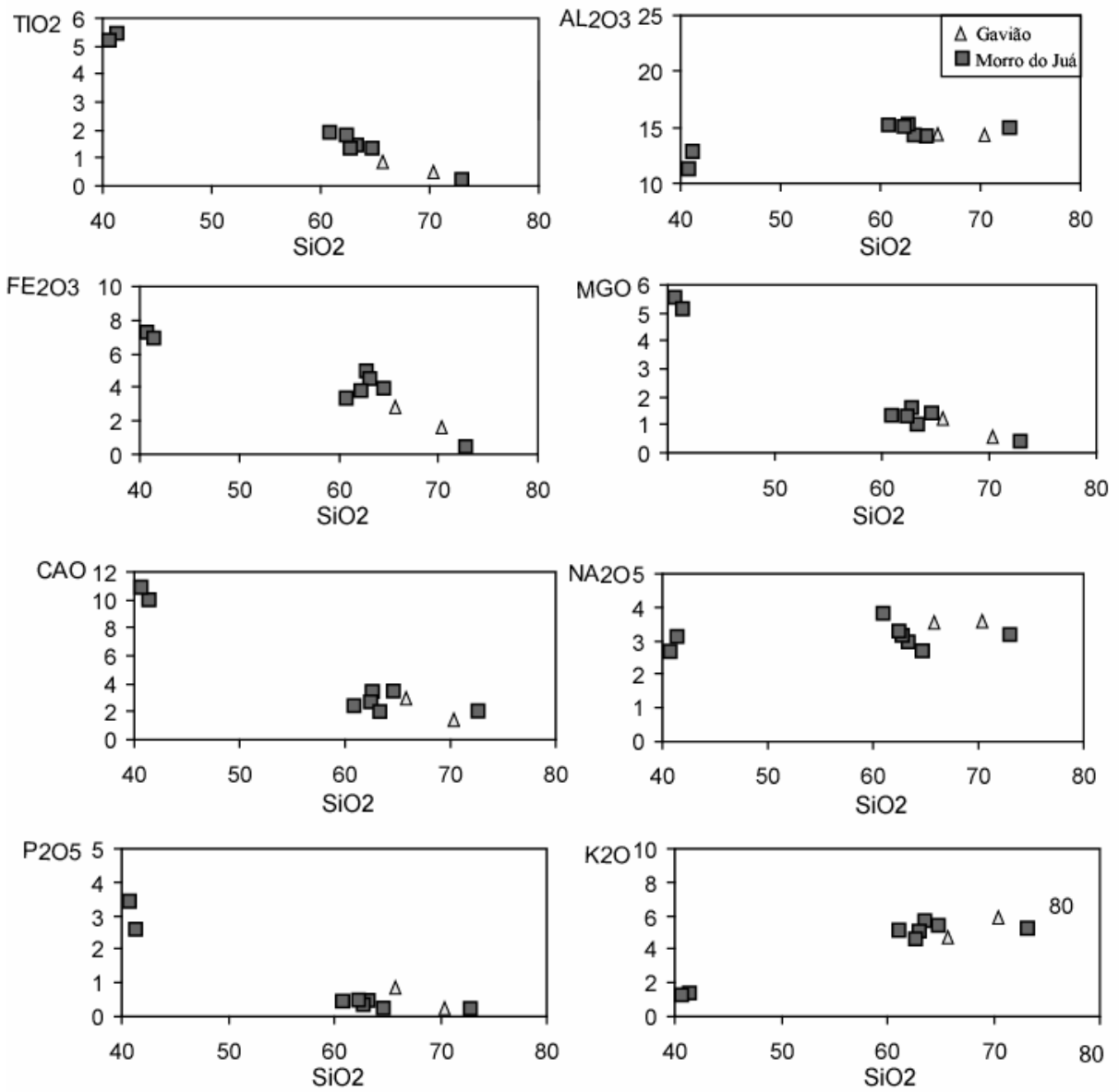


Figura V.7 - Diagramas de Harker (1909), mostrando a evolução química dos elementos maiores versus a sílica.

100 ppm) e Ni (5 - 35 ppm); altos a moderados de Zr (271 - 1000 ppm) e Pb (15 - 60 ppm); moderados a baixos para Y (10 - 109 ppm) e Cu (5 - 35 ppm).

As amostras dos maciços Gavião e Morro do Juá, quando normalizadas pelo MORB de Pearce *et al.* (1984), mostram, entre os respectivos maciços, uma similaridade no comportamento dos elementos traços, exceto para a amostra LR-11C que tem um empobrecimento de K<sub>2</sub>O e Rb e um pico mais acentuado no Ba que as outras amostras do mesmo maciço (Fig. V.8).

Os espectros de ETR para as rochas destes “stocks” (Fig. V.9) são caracterizados por suave anomalia negativa em Eu e leve fracionamento dos ETR Leves.

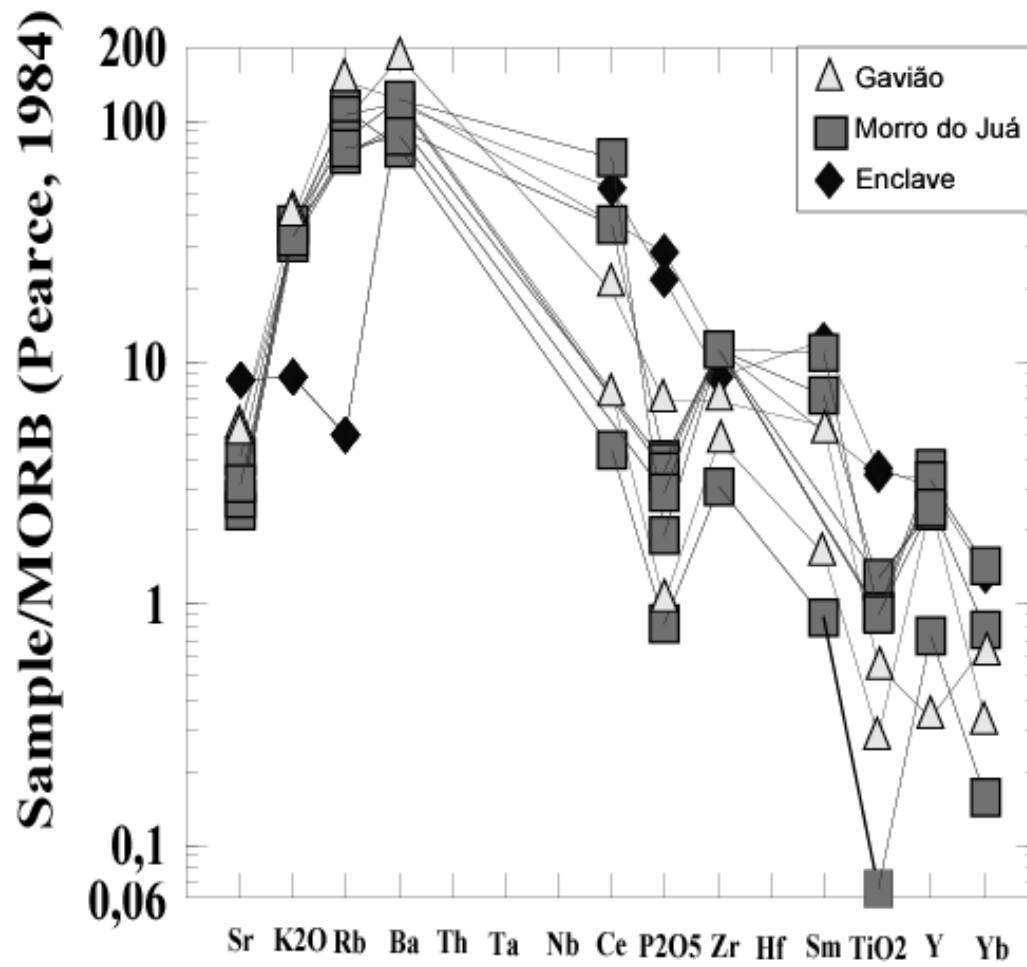


Figura V.8 - Diagrama multielementar, normalizado pelos valores de MORB (Pearce et al., 1984), aplicados às rochas dos Maciços Gavião e Morro do Juá.

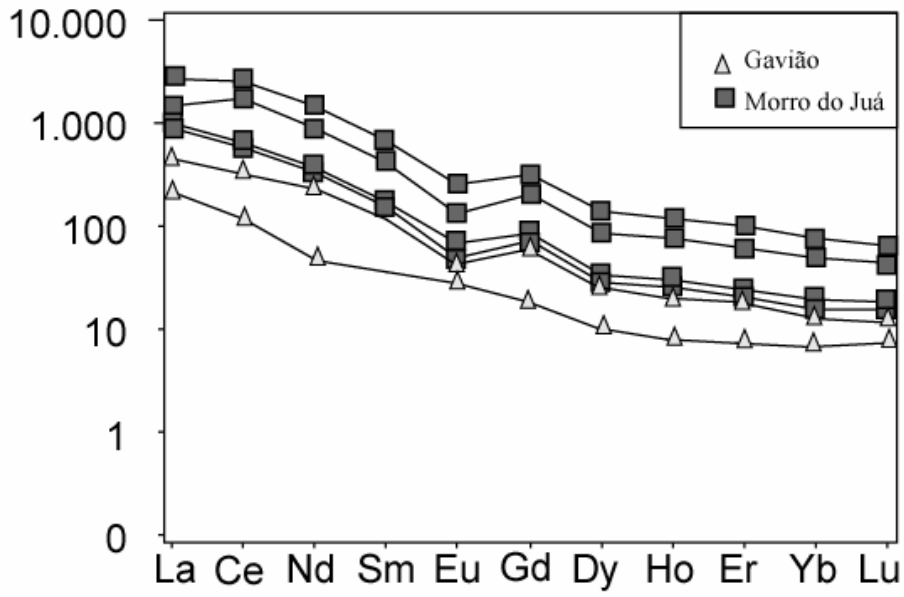


Figura V.9 - Espectro dos elementos terras raras, normalizados pelo Condrito C1 (Evesen et al., 1978).

# **CAPÍTULO VI**

# **CONCLUSÕES**

## VI – CONCLUSÕES

O Período Proterozóico nos terrenos do Cráton do São Francisco, no Estado da Bahia, foi marcado por uma dinâmica muito acentuada que fragmentou continentes arqueanos e promoveu grandes colisões. O Cinturão Móvel Salvador-Curaçá representa uma destas linhas de soldagem de continentes arqueanos.

Existe consenso entre os pesquisadores que desenvolveram estudos no CMSC de que o alinhamento de diques de sienitos (por exemplo, Conceição et al. 2004) e os corpos granitos (Padilha & Melo 1991, Santos Pinto 1992, Conceição & Otero 1996, Otero 1997) que se posicionam na região central deste cinturão representam a última expressão do magmatismo paleoproterozóico. Todavia, os dados isotópicos, obtidos pela sistemática Rb-Sr em rocha total, disponíveis durante muito tempo na literatura, apresentavam valores compreendidos entre 1,8 e 1,9 Ga, o que dificultava a correlação com o magmatismo sienítico, de idade de 2,09 Ga.

Os dados isotópicos obtidos neste trabalho, utilizando-se da sistemática Pb-Pb em monocristais de zircão para os maciços Pedra Solta ( $2,088 \pm 9$  Ga), Pé de Serra ( $2,078 \pm 4$  Ga) e para o *Stock Gavião* ( $2,082 \pm 2$  Ga) revelaram que o plutonismo granítico no CMSC colocou-se em período relativamente curto, de 23 Ma. Estes dados associados aos dados disponíveis para magmatismo sienítico (Conceição et al. 1997) permitem demarcar que o plutonismo estudado é tardio ao clímax da Orogenia Transamazônica, expresso por metamorfismo granulítico. Assim, nesta parte do Cráton do São Francisco, o período compreendido entre 2,1 e 2,08 Ga, no contexto da evolução geodinâmica identificada para os terrenos deste cinturão, o magmatismo alcalino (sienítico e granítico) teve sua colocação condicionada por falhamentos, se alocado em espaços gerados durante a estabilização deste cinturão, após o período de transcorrência.

Os dados químicos, aqui discutidos sobre os corpos graníticos estudados mostram afinidade geoquímica com suítes as shoshoníticas, caracterizada pela razão  $K_2O/Na_2O$  próxima de 1 e enriquecimento relativamente expressivo em Ba, Sr e ETRLeves, quando comparados com rochas das séries cálcio-alcálicas.



As relações observadas em diagramas binários, para os elementos maiores e traços, sugerem que foram ativos processos de mistura entre magmas máfico e félsico. Estas feições são particularmente presentes nos corpos localizados na parte central do CMSC, a exemplo de Pé de Serra e Morro do Juá, onde existem evidências de campo (enclaves máficos e presença de monzonitos com feições de mistura) e geoquímicas entre magma básico com assinatura alcalina e félsico metaluminoso a peraluminoso, sugerindo fonte crustal. Todavia, as razões isotópicas de Sr para as rochas graníticas são relativamente baixas para magmas crustais usuais, embora possa ser admitida a contaminação por crosta arqueana com baixa razão inicial de Sr. A falta de dados isotópicos de Sr sistemáticos para os diversos corpos estudados não permite avaliar a validade desta hipótese.

As rochas estudadas em diagramas multielementares, normalizado pelo MORB de Pearce (1984), exibem curvas marcadas por Rb, Ba e Th com até 100 vezes mais que o MORB e Yb igual ou com 0,1 do MORB. Esta geometria é frequentemente encontrada em suítes shoshoníticas pós-colisionais. Por outro lado, os vales em fósforo e titânio revelam importante fracionamento de apatita e ilmenita na evolução destes magmas.

A presença de rochas sieníticas em vários dos corpos estudados é atribuída como produto do fracionamento nestes reservatórios, colocando em evidência que a cristalização magmática se processou concomitantemente ao fenômeno de mistura. No caso do Maciço Pé de Serra, a localização das rochas sieníticas no topo das maiores elevações é aqui aceita como evidência deste processo que pode ter sido controlado por dinâmica de flotação de cristais. Por outro lado, a freqüente anomalia em Eu evidencia o fracionamento de plagioclásio.

Nesta região do Cráton do São Francisco, particularmente no Núcleo Arqueano Serinha (NSer) situado a leste da área em estudo, Rios (2002) descreve a presença de magmatismo sienítico (2,088 Ga) seguido de granítico com afinidade shoshonítica (2,07 Ga). Este fato indica que estes magmatismos posicionaram neste setor do estado independente do embasamento metamórfico, devendo refletir um fenômeno importante.

Ao se comparar as composições químicas das rochas da associação sienito-granito do CMSC (estudadas nesta tese) com aquela presente no NSer, constata-se que estas rochas são muito similares: posicionam no campo de suítes alcalinas (Fig. VI.1) metaluminosas a peraluminosas (Fig. VI.2), sendo que as rochas do CMSC mostram-se mais aluminosas que as do NSer, e exibem fracionamento dos ETRLeves, em relação aos Pesados, apresentando fracas anomalias negativas em Eu. Além do que, as do CMSC tendem a exibir menor conteúdo de Yb, sugerindo fonte mais profunda.

Ambos os conjuntos de rochas posicionam-se, no diagrama Rb-(Y+Nb) de Pearce et al. (1996) no campo definido para os granitos pós-tectônicos (Fig. VI.3), onde algumas amostras alocam-se no domínio Intraplaca e, outras, no domínio de granitos de Arco-Vulcânico, o que pode ser interpretado como magmas que resultam de mistura de componentes astenosféricos e litosféricos. Isto pode ocorrer em condições pós-colisionais quando se processa a fragmentação da crosta oceânica descendente e invasão da astenosfera.

As principais conclusões deste trabalho são:

[1] Os corpos graníticos estudados, localizam-se na parte central do Cinturão Salvador-Curaçá, e não apresentam as deformações encontradas nos terrenos metamórficos e paragêneses minerais de alto grau, bem como suas colocações são controladas por falhas. No interior destes corpos dominam estruturas de fluxo magmático que condicionam a orientações de cristais e enclaves máficos.

[2] Estes corpos reúnem rochas com composição variando de granítica até monzonítica e, em muitos deles, os enclaves máficos correspondem a dioritos. As relações entre os granitos dominantes e os enclaves máficos sugerem a presença de processo de mistura entre magmas.

[3] As idades Pb-Pb obtidas revelam que este magmatismo foi ativo por 23 Ma, sendo posterior à cristalização dos corpos de sienito (2,09 Ga). A reunião destas informações permite propor para este magmatismo natureza pós-orogênica, relativo a Orogenia Transamazônica nesta parte do Cráton do São Francisco.

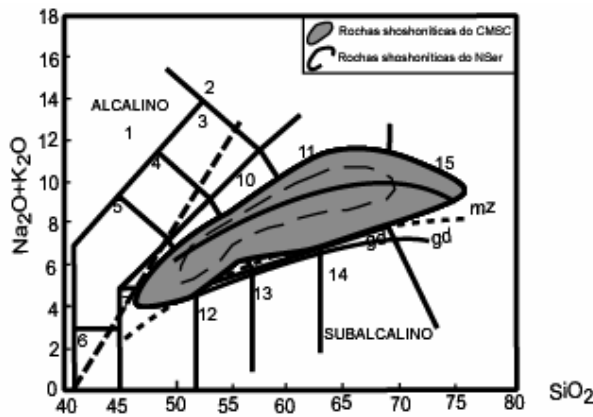


Figura VI.1 - Diagrama TAS com os campos composicionais delimitados por Middlemost (1994) [1= rochas ricas em feldspatóide, 2= foid sienitos, 3= foid monzonitos, 4= foid dioritos, 5= foid gabros, 6= peridotito, 7= gabro, 8= monzogabro, 9= monzodiorito, 10= monzonito, 11= sienito, 12= diorito gabrótico, 13= diorito, 14= granodiorito, 15= granito e 16= quartzo monzonito]; o limite entre as séries alcalinas (acima) e subalcalinas (abaixo) de Myashiro (1977); a reta tracejada que separa as rochas de forte alcalinidade (acima) das de alcalinidade média (abaixo) e curvas de rochas da série monzonítica (mz) e granodiorítica (gd), proposta por Lameyre (1987).

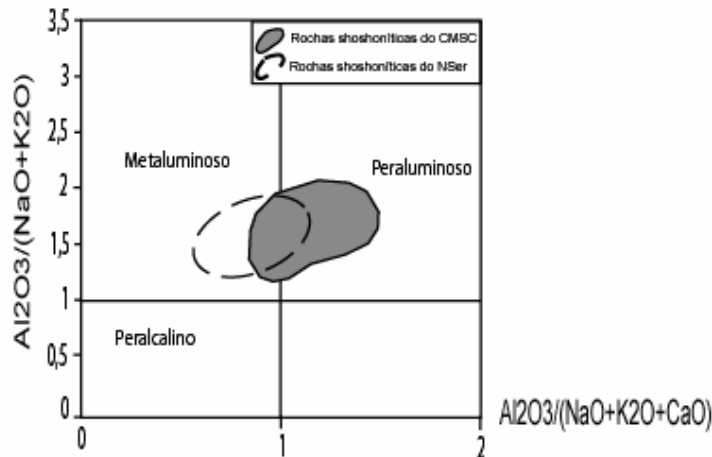


Figura VI.2 - Diagrama  $Al_2O_3/(NaO+K_2O)$  versus  $Al_2O_3/(NaO+K_2O+CaO)$ , segundo Maniar & Piccoli (1989).

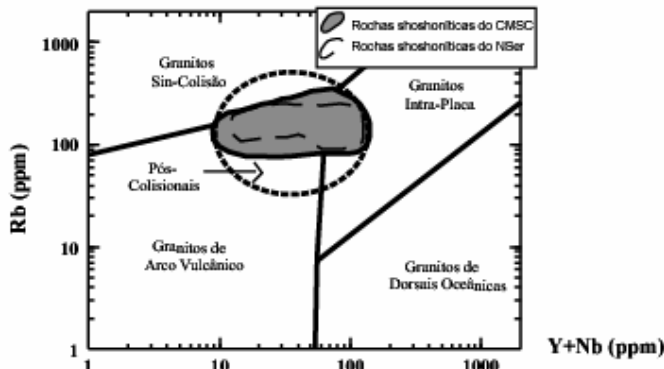


Figura VI.3 - Diagrama para discriminação de ambientes tectônicos Rb versus (Y+Nb), proposto por Pearce et al. (1996).

[4] Os dados químicos permitiram identificar uma granitogênese alcalina, exibindo assinatura geoquímica comparável a Suíte Shoshonítica. Em vários corpos as amostras em diagramas binários sugerem que as rochas tenham sido formadas por magma resultante de mistura entre tipo máfico com afinidade alcalina e tipo félsico.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F. F. M. (1977) O Cráton do São Francisco. *Rev. Bras. Geoc.*, **7**: 349-364.
- BARBOSA, J. S. F. & DOMINGUEZ, J. M.L. (1996) Texto Explicativo para o Mapa Geológico do Estado da Bahia – Esc: 1:1.000.000. Secretaria da Indústria Comércio e Mineração do Estado da Bahia, SGM/PPPG/FAPEX/CPGG, Salvador-BA, 295p.
- BARBOSA, J.S. F. & SABATÉ, P. (2002) Geological features and the Paleoproterozoic collision of four Archean crustal segments of the São Francisco Cráton, Bahia, Brazil . A synthesis. *Anais da Academia Brasileira de Geociências*, **74**(2): 343-359.
- BARBOSA, J.S. F.; SABATÉ, P.; MARINHO, M.M. (2003) O Cráton do São Francisco na Bahia: Uma Síntese. *Rev. Bras. Geociências*, **33**(1): 3-6.
- BARBOSA, J. S. F. & SABATÉ, P. (2003) Colagem Paleoproterozóica de Placas Arqueanas do Cráton do São Francisco. *Rev. Bras. Geociências*, **33**(1):7-14.
- BARBOSA, J. S. F. & SABATÉ, P. (2004) Archean and Paleoproterozoic crust of the São Francisco Cráton, Bahia, Brazil: geodynamic features. *Precambrian Research*, **133**: 1-27.
- BARBOSA, J. S. F. (1992) Modelos Geotectônicos do sul da Bahia. In: I Simp. Reg. Geol. Bahia-Sergipe, Salvador, SBG/NBA-SE. *Anais....Salvador*, 1:92-95.
- BRITO NEVES, B.B.; CORDANI, U.G.; TORQUATO, J.R.F. (1980) Evolução Geocronológica do Pré-Cambriano do Estado da Bahia. In: H.A.V. Inda & F.B. Duarte (Eds.). *Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia*. Secretaria de Minas do Estado da Bahia. *Textos Básicos. SME/COM. 3*: 1-101.
- BRITO NEVES, B.B. & ALKMIM, F. F. (1993) Cráton: Evolução de um conceito. In: Dominguez, J. M. L. & Misi, A. (Eds.). *O Cráton do São Francisco*. Salvador, SBG/SGM-BA:1-10.
- COLLINS, W. J.; BEAMS, S. D.; WHITE, A. J. R.; CHAPPELL, B. W. (1982) Nature e origin of A-Types Granites with particular reference to Southeastern Austrália. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **80**:184-200.
- CONCEIÇÃO, H. (1997) Magmatismo sienítico alcalino potássico no leste da Bahia: Evolução química, fonte e implicações geodinâmicas para a estrutura do manto Paleoproterozóico no Nordeste do Brasil. VI Congresso Brasileiro de Geoquímica. Salvador-BA, SBGq, V.II: 808-811.
- CONCEIÇÃO, H. (1990) Petrologie du massif syénitique d'Itiúba: contribution à l'étude minéralogique dès roches alcalines dans l'Etat de Bahia (Brésil). Thèse Doct., Université Paris-Sud, Centre d'Orsay, 395p.

- CONCEIÇÃO, H. (1990) Petrologia dos Filões Graníticos e Sieníticos Potássicos do Cinturão Móvel Salvador-Curaçá (Bahia) – *Geochim. Brasil.*, 6(1):37-54.
- CONCEIÇÃO, H. (1993) Petrology of the syenites from Salvador-Curaçá Mobile Belt (Bahia-Brazil): geodynamic significance. *An. Acad. Brás. Ci.*, **65**(1): 17-32.
- CONCEIÇÃO, H.; ROSA, M. L. S.; MACAMBIRA, M. J. B; SCHELLER, T.; MARINHO, M. M.; RIOS, D. C. (2003) 2.09 Ga Idade mínima da cristalização do batólito sienítico Itiúba: um problema para o posicionamento do clímax do metamorfismo granulítico (2,05-2,08 Ga) no Cinturão Móvel Salvador-Curaçá, Bahia. *Rev. Bras. Geociências*, **33**(4):391-394.
- CONCEIÇÃO, H. & OTERO, O. M. F. (1996) Magmatismos Granítico e Alcalino no Estado da Bahia: Um Epítome do Tema. Superintendência de Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia, SICT, Salvador-BA. 133p.
- CONCEIÇÃO, R. B. (1988) Anotações de campo sobre o granito de Pedra Solta e levantamento bibliográfico (inédito), 80p.
- CONCEIÇÃO, R. V. (1994) Petrologia dos sienitos potássicos do Maciço de Santanópolis e alguns aspectos do seu embasamento granulítico. Dissert. de Mestrado. CPGG-IG-UFBA.
- CORRIVEAU, L. & GORTON, M. P. (1993) Coexisting k-rich alkaline and shoshonitic magmatism of arc affinities in the Proterozoic: a reassessment of syenitic stocks in the southwestern Grenville Province. *Contrib. Mineral. Petrol.* 113:262-279.
- COX, K.G.; BELL, J.D.; PANKHURST, R.J., 1979. The interpretation of igneous rocks. George, Allen and Unwin, London, 450p.
- DELGADO, I. M. & DALTON DE SOUZA, J. (1975) Projeto Cobre-Curaçá. Geologia Econômica do Distrito Cuprífero do rio Curaçá-Bahia, Brasil. CRPM/DNPM. Salvador-BA, 30 vols.
- DEL REY SILVA, L.J.H. (1985) Geología e controle estrutural do depósito cuprífero de Caraíba, vale do Curaçá, Bahia. In: *Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia, textos básicos*, SME, **6**:51-123.
- DIDIER, J. & BARBARIN, B. (1991) The different types of enclaves in granites nomenclature. In: *Enclaves and Granite Petrology*. J. Didier & B. Barbarin (Eds.). *Developments in Petrology*. **13**:19-21.
- EVENSEN, N.M.; HAMILTON, P.J.; ONIONS, R.K. (1978) Rare Earth Abundances in Chondritic Meteorites. *Geochim. Cosmoch. Acta.*, 42: 1199-1212.

- FIGUEIREDO, M.C.H. (1981) Geoquímica das rochas metamórficas de alto grau do Nordeste da Bahia-Brasil. In: Inda, H.A.V., Marinho, M.M., Duarte, F.B. (Org. *Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia, textos básicos*, SME. **4**:1-71.
- FIGUEIREDO, M.C.H. (1976) Geologia e geoquímica da região de Poço de Fora-Vale do Rio Curaçá. Diss. Mestrado em Geociências-UFBA, 87p.
- FIGUEIREDO, M.C.H. & BARBOSA, J.S.F. (1993) Terrenos metamórficos de alto grau do Craton do São Francisco. In: Domonguez, J.M.L. & Misi, A. Ed. O CRATON DO SÃO FRANCISCO; Salvador, 1992 *traalhos apresentados....*Salvador, SBG, **1**:63-84.
- GILL, J.B. (1970) Geochemistry of Viti Levu, Fiji, and its evolution as an island arc. *Contr. Mineral. Petrol.*, **27**:179-203.
- GIROD, M. (1978) Les roches volcaniques: Pétrologie et cadre structural. Doin Editeur, Paris, 239p.
- HARKER, A. (1909) The natural history of igneous rocks. Methuen, London, 384p.
- HUTCHINSON, C. S. (1974) Laboratory Handbook of Petrographic Techniques. Willey-Interscience Publication. John Willey & Sons Inc. 527p.
- IDDINGS, J. P. (1895) Absarokite-shoshonite-banakite series. *J. Geol.* **3**:935-959.
- INDA, H. A. V.; SOUZA, A. G.; SENNA FILHO, A. A.; PIRES, A. B.; PORTELA, A. C. P.; CAVEDON, A. D.; SANCHEZ, B. A.; SANTOS E. L.; PEREIRA, F. S.; GONÇALVES, J. C.; BRAGA NETO, L. F.; COSTA M. R. A.; DAMIÃO, R. N.; MOSSMANN, R. & OLIVEIRA, V. (1976) Projetos Rochas Básicas e Ultrabásicas de Euclides da Cunha - Relatório Final. Salvador, Cconvênio SME/ CPM, Prospec, 17 vols.
- IRVINE, T. N. & BARAGAR, W. R. A. (1971) A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks. *Can. J. Earth. Sci.*, **21**: 853-863.
- JAKES, P, & SMITH, L E. (1970) High potassium cale-aikaline rocies firam Cape Nelson. Eastern Papua. *Contrib. Mineral. Petrol.* **28**: 259-271.
- JARDIM DE SÁ, E.F.; ARCANJO, C.J.; LEGRAND, J. M. (1982) Structural and metamorphic history of part of the high-grade terrain in the Curaçá valley, Bahia. *Rev. Bras. Geoc.* **12**:252-262.
- KUNO, H., 1966. Lateral variation of basalt magmas types across continental margins and island arcs. *Bull. Volcanol.*, **29**: 195-222.
- LAMEYRE, J. (1987) Granites and evolution of the crust. *Rev. Bras. Geoc.*, **17**:349-359.

- LAMEYRE, J. & BONIN, B. (1991) Granites in the main plutonic series. In: Didier and Barbarin (eds.). Enclaves and Granite Petrology. Elsevier Science Publishing Company & Inc. **13**:625p.
- LINDENMAYER, Z. G. (1980) Evolução Geológica do Vale do Rio Curaçá e dos corpos máficos-ultramáficos, mineralizados a cobre. Diss. Mestrado em Geologia-UFBA, 140p.
- LEITE, C. de M. M. (2002) A evolução Geodinâmica da Orogênese Paleoproterozóica nas regiões de Capim Grosso-Jacobina e Pintadas-Mundo Novo (Bahia-Brasil): Metamorfismo, Anatexia e Tectônica. Curso de Pós-Graduação em Geologia. Instituto de Geociências. Universidade Federal da Bahia, Bahia. 411p.
- LEO, G. W.; COX, D. P. & CARVALHO, J. P. P. (1964) Geologia da parte sul da Serra de Jacobina, Bahia, Brasil. DNPM/DGM, Rio de Janeiro: 84p.
- LEUBE, A. (1972) prospecção do cobre no norte da Bahia. Conv Sudene/Missão Alemã. Rel. Final, Recife-PE, 98p.
- LUTH, W. C.; JAHNS, R. SH.; TUTTLE, O. F. (1964) The granite system at pressures of 4 to 10 kilobars. J. Geoph. Res. **69**:759-773.
- MANNIAR, P.D. & PICCOLI, A. (1989) Tectonic Discrimination on Granitoids. Geol. Soc. Am. Bull., 101(5): 635-646.
- MASCARENHAS, J. F. (1979) Evolução geotectônica do Pré-Cambriano do Estado da Bahia. In:Inda, H. A. V. (Ed.). Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia; textos básicos. Salvador: SME/CPRM, **2**:57-165.
- MELO, R. C. (1991) Geologia Regional. In: L. H. M. Pereira (Org.) Programas de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGGB). Folha Serrinha (SC.24-Y-D-VI), Escala 1/100.000, Estado da Bahia, DNPM/CPRM, Brasília-DF, 18-21.
- MELO, R. C.; FERNANDES, L. C. S.; FERNANDES, P. C. D'A. (1991) Estratigrafia da folha SC.24-Y-D-II.V. In: Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB). Folha SC.24-Y-D-V Pintadas. Estado da Bahia. DNPM/CPRM, Brasília-DF, 23-48.
- MIDDLEMOST, E. A. K. (1994) Towards a comprehensive classification of igneous rocks and magmas. Earth Sci. Ver., **31**:73-87.
- MONTEIRO, C.A.F. (1978) Atlas climatológico do Estado da Bahia; o clima como recurso natural básico à organização do espaço geográfico. Salvador, 191p.
- MORRISON, G.V. (1980) Characteristics and tectonic setting of the shoshonitic rock association. Lithos **13**(1):97-108.



- MULLER, D.; ROCK, N.M.S.; GROVES, D.I. (1992) Geochemical discrimination between shoshonitic and potassic volcanic rocks in different tectonic settings: a pilot study. *Mineral. Petrol.* **46**:259-289.
- NARDI, L.V.S. (1986) As rochas granitóides da série shoshonítica. *Revista Brasileira de Geociências.* 16(1): 3-10.
- OTERO, O. M. F. (1997) Petrografia, Mineralogia e Geoquímica do Plutão de Pedra Solta-Bahia. Dissert. Mestrado. Curso de Pós-Graduação em Geoquímica e Meio Ambiente. Instituto de Geociências. Universidade Federal da Bahia, Bahia. 196p.
- OTERO, O. M. F.; CONCEIÇÃO, H.; ROSA, M.L.S.; RIOS, D.C. (2001) Magmatismo granítico Paleoproterozóico e pós-tectônico no cinturão Móvel Salvador-Curaçá, Bahia-Brasil. *Coletânea de trabalhos apresentados no XVIII Simpósio de Geologia do Nordeste – Recife-PE, Série B,* **11**:164-175.
- PADILHA, A. V. & MELO, R. C. (1991) Evolução geológica da Folha Pintadas SC.24-Y-D-V. In: Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGBB) Folha SC.24-Y-D-V Pintadas. Estado da Bahia. DNPM/CPRM, Brasília-DF, 129-160.
- PAGEL, M. (1981) Facteurs de distribution et lè concentration de l'uranium et de thorium dans quelques granites de la chaine Hercynienne d'Europe. *Thèse de Docteur, Nancy.*
- PARGEL, M. & LETERRIER, J. (1980) Te subalkaline potassic magmatism of the Ballons Massif (southern Vosges-France): Shoshonitic Affinity. *Lithos,* **13**:1-10.
- PEARCE, J.A.; HARRIS, N.B.W.; TINDLE, A.G. (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology.* 25: 956-983.
- PEARCE, J. A. (1983) Role of the subcontinental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: HAWKESWORTH, C. & NORRY, W.J. eds. *Continental basalts and mantle xenoliths.* London, Shiva Publ. P. 230-250.
- PECCERILLO, A. & TAYLOR, S. R. (1976) Geochemistry of Eocene Calc-Alkaline Volcanic Rocks from the Kastamonu Area, Northern Turkey. *Contrib. Mineral. Petrol.,* **58**: 63-81.
- PEREIRA, L. H. M. (1992) Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB). Folha Serrinha (SC 24-Y-D-VI), escalal 1:100.000, Estado da Bahia. DNPM/CPRM, Brasília-DF, 180p.
- PEREIRA, L. H. M.; MOTTA, A. C. & NEVES, J. P. (1992) Conclusões sobre a folha Serrinha. In: Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGBB) Folha SC.24-Y-D-VI Serrinha. Estado da Bahia. DNPM/CPRM, Brasília-DF, 153-160.
- PORTELA, C. P.; PIRES, A. B. & GONÇALVES, J. C. (1976) Mapa geológico da folha SC. 24-Y-B-V-3, Riacho das Vacas. In: Projeto rochas básica e ultrabásicas de Euclides da Cunha.

- RIOS, D.C., 2002. Granitogênese no Núcleo Serrinha, Bahia, Brasil – Geocronologia e Litogeoquímica. Tese de Doutorado – Curso de Pós-Graduação em Geologia – Instituto de Geociências da Universidade Federal da Bahia. 239p.
- ROGERS, J.J.M. & GREENBERG, J.K. (1981) Trace elements in continental - margin magmatism: Part III. Alkali-granites and their relationships to cratonization. *Geol. Soc. Am. Bull.*, Boulder, 92(1): 6-9.
- ROSA, M. L. S. (1994) Magmatismo Shoshonítico e Ultrapotássico no Sul do Cinturão Móvel Salvador-Curaçá, Maciço de São Félix: Geologia, Mineralogia e Geoquímica. Dissert. Mestrado, CPG em Geologia-UFBA, 241p.
- ROSA, M. L. S.; CONCEIÇÃO, H.; MACAMBIRA, M. J. B; SCHELLER, T.; MARTIN, H.; BASTOS LEAL, L. R. (2001) Idade (Pb-Pb) e assinatura isotópica (Rb-Sr, Sm-Nd) do magmatismo sienítico Paleoproterozóico no sul do Cinturão Móvel Salvador-Curaçá: Maciço Sienítico de São Félix (Bahia). *Rev. Bras. Geociências*, **31**(3):357-360.
- SÁ FILHO, R. J. (1981) Mineralizações de sulfetos de cobre na Serra de Itiúba. Diss. Mestrado em Geociências-UFBA, 87p.
- SABATÉ, P.; PEUCAT, J.J.; MELO, R.C. & PEREIRA, L.H.M. (1994) Datação por Pb-Evaporação de monozicão em ortogneisses do Complexo Caraíba: Expressão do crescimento crustal transamazônico do Cinturão Móvel Salvador-Curaçá (Craton do São Francisco, Bahia, Brasil). In: 38 CONGR. BRAS. GEOL., Balneário Camboriú, 1994. Resumos Expandidos... Balneário Camboriú. SBG, **1**:219-220.
- SABATÉ, P.; CAEN-VACHETTE, M.; MARINHO, M.M.; SOARES, C.P. (1990) Dados isotópicos Rb-Sr e Sm-Nd da intrusão monzonítica a 2,0 Ga de Cansanção (Bahia-Brasil). XXXVI Cong. Bras. Geol. SBG. Bol. Resumos. Natal-RN. 4: 163.
- SAMPAIO, A. R.; SILVA, H. C.; FERNANDES, P. C. D'A. (1991) Estratigrafia da folha SC.24-Y-D-II. In : Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB). Folha SC.24-Y-D-II Gavião. Estado da Bahia. DNPM/CPRM, Brasília-DF, 24-66.
- SANTOS, R. A. & DALTON DE SOUZA, J. (1986) Projeto Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais – Carta metalogenética, Carta de Previsão de Recursos Minerais, Carta para Planejamento de Ações Governamentais – Escala 1:250.000. Folha SC-24-Y-D Serrinha. Região Nordeste. Brasília, DNPM, Brasília-DF, 16p.
- SANTOS PINTO, M. A S. & SABATÉ, P. (1989) Complexo Pé de Serra/Câmara: Caracterização preliminar de intrusões tardi a pós-orogênicas no Cinturão Móvel Salvador-Curaçá (Bahia). *Simp. Nac. Est. Tectônicos*, SBG, **2**(11): 229-232.

- SANTOS PINTO, M. A S. & SABATÉ, P. (1990) Determinação da deformação magmática através da orientação planar e linear de megacristais de k-feldspatos. II Sem. Pesq. UEFS, p.10.
- SANTOS PINTO, M. A S. (1992) Petrogênese da Associação Plutônica da Região de Pé de Serra - Bahia - Brasil. Dissert. de Mestrado em Geociências-UFBA, 130p.
- SEIXAS, S. R. M.; MARINHO, M. M.; MORAES FILHO, U.; AWDZIEJ, J. (1975) Projeto Bahia II – Geologia das folhas Itaberaba e Serrinha. Relatório Final. Conv. DNPM/CPRM. Salvador. Vol.1 248p.
- SHAND, S. J. (1950) Eruptive rocks: their gênese, composition, classification and their relation to ore deposits. 4ª Ed., London, 488p.
- STRECKEISEN, A. (1976) Plutonic Rocks – Classification and nomenclature recommended by the IUGS (Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. Geotimes. p.26-30.
- TEIXEIRA, L. R. (1991) Geoquímica da Folha SC.24-Y-D-V. In: Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGGB) Folha SC.24-Y-D-V Pintadas. Estado da Bahia. DNPM/CPRM, Brasília-DF, 79-112.
- TEIXEIRA, L. R. (1997) O Complexo Caraíba e a Suíte São José do Jacuípe no Cinturão Móvel Salvador-Curaçá (Bahia-Brasil): Petrologia, Geoquímica e Potencial Metalogenético. Tese de Doutorado, Curso de Pós-Graduação em Geologia, UFBA, 234p.
- TSVETKOV, A. A. (1984) Subalkaline basaltic magmatism in active zones of transition from ocean to continent. Inter. Geol. Rev., 26: 889-906.
- TUTTLE, O. M. & BOWEN, N. L. (1958) Origin of granite in the light of experimental studies in the system  $\text{NaAl}_3\text{O}_8\text{-KAlSi}_3\text{O}_8\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ . Geol. Soc. Am. Memoir, **74**: 153p.
- UJIKE, O. (1985) Geochemistry of Archean alkalic volcanic rocks from the Crytal Lake area east of Kirkland Lake, Ontario, Canada. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, **73**:333-344.
- WATSON, E. B. (1979) Apatite saturation in basic to intermediate magmas. Geophys. Res. Lett., **6**:937-940.
- WILSON, M. (1989) Igneous Petrogenesis: a global tectonic approach. Unwin Hyman, London-U.K., 466 p.
- WONES, (1989) Significance of the assemblage titanite+magnetite+quartzo in granitic rocks. Am. Mineral., **74**:744-749.

# ANEXOS

# ANEXO I

Tabela 1 - Análises representativas dos feldspatos do Maciço Pedra Solta. Os resultados de algumas análises de feldspatos alcalinos, marcadas por (\*), devido aos baixos fechamentos, refletem seguramente a análise de misturas envolvendo a albíta hóspede mais a fase potássica hospedeira.

AMOSTRA	Fácies Granítica				Fácies de Contato				Fácies Gnáissica				
	68 10	68 11	187 81C*	187 83C	246 1	246 3	250B 1	250B 2	226 3	226 4*	226 5C	226 6B	226 7C
<b>SiO<sub>2</sub></b>	64,6	67,09	64,37	67,44	62,07	64,33	61,27	61,57	63,94	63,65	62,16	62,35	62,7
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	18,43	20,5	18,19	20,52	23,79	18,63	23,4	23,03	18,69	19,02	24,41	23,78	24,21
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,06	0,05	0,08	0,05	0	0,16	0,07	0,41	0,23	0,15	0,14	1,3	0,17
<b>CaO</b>	0	0,97		1,05	4,72	0,01	4,36	3,85	0,09	0	5,58	4,82	5,09
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0,31	11,39	0,23	11,53	8,69	0,46	8,67	8,63	0,62	1,85	8,31	8,71	8,57
<b>K<sub>2</sub>O</b>	16,58	0,11	16,01	0,09	0,2	16,11	0,24	0,16	15,99	13,88	0,28	0	0,17
<b>Total</b>	99,98	100,11	98,88	100,68	99,47	99,7	98,01	97,65	99,56	98,55	100,88	100,96	100,91
<b>Si</b>	2,992	2,939	3,004	2,939	2,761	2,983	2,766	2,784	2,972	2,965	2,734	2,743	2,752
<b>Al</b>	1,006	1,059	1,001	1,054	1,248	1,018	1,245	1,228	1,024	1,044	1,266	1,233	1,253
<b>Fe<sup>+3</sup></b>	0,002	0,002	0,003	0,002	0,000	0,006	0,002	0,014	0,008	0,005	0,005	0,043	0,006
<b>Ca</b>	0,000	0,046	0,000	0,049	0,225	0,000	0,211	0,187	0,004	0,000	0,263	0,227	0,239
<b>Na</b>	0,028	0,967	0,021	0,974	0,750	0,041	0,759	0,757	0,056	0,167	0,709	0,743	0,729
<b>K</b>	0,980	0,006	0,953	0,005	0,011	0,953	0,014	0,009	0,948	0,825	0,016	0,000	0,010
<b>Total</b>	5,008	5,018	4,981	5,023	4,995	5,002	4,997	4,978	5,013	5,006	4,992	4,990	4,988
<b>%An</b>	0,0	4,5	0,0	4,8	22,8	0,0	21,4	19,6	0,4	0,0	26,6	23,4	24,5
<b>%Ab</b>	2,8	94,9	2,1	94,7	76,0	4,2	77,2	79,4	5,5	16,8	71,8	76,6	74,6
<b>%Or</b>	97,2	0,6	97,9	0,5	1,2	95,8	1,4	1,0	94,0	83,2	1,6	0,0	1,0

Tabela 2 - Análises representativas das micas do Maciço Pedra Solta.

AMOSTRA	Fácies Gnaíssica					Fácies de Contato					Fácies Granítica				
	226	226	226	226	226	182	182	182	182	182	69	69	69	69	69
	C	P	C	P	C	C	P	C	P	C	P	C	P	C	P
<b>SiO2</b>	37,34	35,03	37,69	37,34	38,06	36,92	36,51	36,81	38,49	36,05	36,16	36,39	37,11	36,86	37,62
<b>TiO2</b>	3,79	3,79	4,21	4,41	3,36	2,99	3,13	2,77	3,03	3,36	3,06	2,02	2,15	1,83	1,78
<b>Al2O3</b>	13,17	13,43	13,35	13,38	13,14	15,08	14,38	15,47	16,02	15,12	14,08	15,33	15,70	14,96	15,54
<b>MgO</b>	14,48	15,06	14,38	13,84	13,84	10,35	10,48	11,30	11,24	10,69	8,72	10,61	10,36	11,15	10,90
<b>CaO</b>	0,00	0,09	0,05	0,00	0,05	0,00	0,05	0,01	0,04	0,00	0,09	0,03	0,00	0,07	0,06
<b>MnO</b>	0,01	0,15	0,15	0,03	0,00	0,47	0,35	0,40	0,23	0,17	0,23	0,00	0,12	0,00	0,33
<b>FeO</b>	16,58	15,72	15,91	16,36	17,18	19,89	20,02	20,00	19,38	20,16	22,42	21,33	21,52	20,65	20,38
<b>Na2O</b>	0,08	0,04	0,08	0,08	0,04	0,03	0,10	0,04	0,02	0,09	0,09	0,05	0,00	0,00	0,03
<b>K2O</b>	9,62	9,86	10,14	9,88	9,77	9,52	9,57	8,87	9,27	8,80	9,61	9,47	9,73	9,78	9,80
<b>Total</b>	95,07	93,17	95,96	95,32	95,44	95,25	94,59	95,67	97,72	94,44	94,46	95,23	96,69	95,30	96,44
<b>Si</b>	5,6519	5,4402	5,6488	5,6384	5,7455	5,6575	5,6535	5,5942	5,6830	5,5643	5,6791	5,6101	5,6317	5,6655	5,6955
<b>Ti</b>	0,4314	0,4427	0,4745	0,5008	0,3815	0,3446	0,3645	0,3166	0,3365	0,3900	0,3614	0,2342	0,2454	0,2115	0,2027
<b>Al</b>	2,3499	2,4587	2,3586	2,3817	2,3383	2,7240	2,6249	2,7714	2,7883	2,7511	2,6067	2,7859	2,8086	2,7106	2,7734
<b>Mg</b>	3,2672	3,4865	3,2128	3,1154	3,1145	2,3643	2,4191	2,5600	2,4739	2,4597	2,0415	2,4383	2,3437	2,5547	2,4600
<b>Ca</b>	0,0000	0,0150	0,0080	0,0000	0,0081	0,0000	0,0083	0,0016	0,0063	0,0000	0,0151	0,0050	0,0000	0,0115	0,0097
<b>Mn</b>	0,0013	0,0197	0,0190	0,0038	0,0000	0,0610	0,0459	0,0515	0,0288	0,0222	0,0306	0,0000	0,0154	0,0000	0,0423
<b>Fe</b>	2,0989	2,0418	1,9942	2,0661	2,1690	2,5490	2,5927	2,5420	2,3931	2,6024	2,9448	2,7501	2,7313	2,6545	2,5804
<b>Na</b>	0,0235	0,0120	0,0232	0,0234	0,0117	0,0089	0,0300	0,0118	0,0057	0,0269	0,0274	0,0149	0,0000	0,0000	0,0088
<b>K</b>	1,8577	1,9536	1,9389	1,9034	1,8816	1,8612	1,8906	1,7198	1,7462	1,7329	1,9255	1,8626	1,8839	1,9178	1,8929
<b>Total</b>	15,6819	15,8702	15,6781	15,6330	15,6502	15,5705	15,6295	15,5689	15,4619	15,5496	15,6322	15,7011	15,6601	15,7262	15,6656

Tabela 3 - Análises representativas dos anfibólios do Maciço Pedra Solta.

AMOSTRA	Fácies de Contato				Fácies Granítica					Fácies Gnáissica			
	250	250	250	250	69	69	69	69	69	226	226	226	226
	C	I	P	C	C	P	C	P	C				
<b>SiO2</b>	41,89	42,36	42,03	42,36	39,94	37,55	38,90	38,55	40,04	42,52	42,46	43,18	43,73
<b>TiO2</b>	1,23	1,08	0,79	0,95	1,02	0,37	0,70	0,94	1,46	2,24	2,09	1,61	1,33
<b>Al2O3</b>	9,44	9,63	9,60	9,49	11,32	13,55	11,48	11,11	11,25	9,83	9,71	9,19	9,66
<b>Fe2O3</b>	3,71	5,44	5,56	5,60						4,00	6,95	3,89	1,63
<b>MgO</b>	9,53	10,11	6,60	9,99	6,23	4,42	5,53	5,58	6,04	10,10	10,22	10,63	10,73
<b>CaO</b>	11,62	11,95	11,55	11,69	11,79	11,63	11,96	11,58	11,38	11,36	11,40	11,72	11,38
<b>MnO</b>	0,28	0,29	0,39	0,39	0,54	0,58	1,52	0,48	0,39	0,34	0,32	0,39	0,24
<b>FeO</b>	15,69	14,63	14,21	14,24	19,42	20,47	19,45	19,45	19,46	14,32	13,56	14,40	14,90
<b>Na2O</b>	1,75	1,76	1,51	1,75	1,47	1,25	1,41	1,27	1,57	1,65	1,77	1,70	2,17
<b>K2O</b>	1,44	1,38	1,41	1,34	1,84	2,47	2,01	1,96	1,82	1,51	1,62	1,51	1,29
<b>F</b>										1,25	0,99	0,68	0,64
<b>Cl</b>										0,25	0,30	0,19	0,25
<b>OH</b>										1,33		1,62	1,62
<b>Total</b>	98,52	100,63	98,60	99,78	100,66	99,43	100,19	98,74	100,79	100,69	100,86	98,90	99,57
<b>Si</b>	6,4820	6,4103	6,6744	6,4521	6,4680	6,2398	6,4003	6,4523	6,4839	6,4381	6,3228	6,5189	6,6309
<b>Ti</b>	0,1431	0,1229	0,0943	0,1088	0,1242	0,0462	0,0866	0,1183	0,1778	0,2551	0,2341	0,1828	0,1517
<b>Al</b>	1,7219	1,7179	1,7971	1,7039	2,1610	2,6543	2,2266	2,1920	2,1475	1,7545	1,7045	1,6355	1,7267
<b>FeIII</b>	0,4320	0,6195	0,6644	0,6418	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,4557	0,7788	0,4419	0,1860
<b>Mg</b>	2,1977	2,2801	1,5620	2,2677	1,5036	1,0946	1,3560	1,3919	1,4577	2,2791	2,2681	2,3917	2,4248
<b>Ca</b>	1,9266	1,9377	1,9653	1,9079	2,0458	2,0708	2,1085	2,0768	1,9746	1,8431	1,8190	1,8959	1,8490
<b>Mn</b>	0,0367	0,0372	0,0525	0,0503	0,0741	0,0816	0,2118	0,0681	0,0535	0,0436	0,0404	0,0499	0,0308
<b>FeII</b>	1,9527	1,7807	1,8150	1,7445	2,5295	2,7359	2,5739	2,6184	2,5346	1,7439	1,6241	1,7485	1,8172
<b>Na</b>	0,5251	0,5164	0,4649	0,5168	0,4616	0,4028	0,4498	0,4122	0,4930	0,4844	0,5111	0,4976	0,6380
<b>K</b>	0,2843	0,2664	0,2857	0,2604	0,3802	0,5236	0,4219	0,4185	0,3760	0,2917	0,3078	0,2908	0,2496
<b>Total</b>	15,7022	15,6892	15,3755	15,6544	15,7479	15,8496	15,8354	15,7484	15,6986	15,5894	15,6105	15,6535	15,7046



Tabela 4 - Análises representativas dos piroxênios do Maciço Pedra Solta.

AMOSTRA	Fácies Gnáissica			
	226	226	226	226
	C	B	C	B
<b>SiO<sub>2</sub></b>	51,05	50,48	51,7	51,82
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,16	0,23	0,03	0,15
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	1,91	0,95	1,74	1,48
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	4,11	5,24	2,51	2,15
<b>MgO</b>	11,62	11,21	11,55	11,39
<b>CaO</b>	22,58	22,37	22,45	22,53
<b>MnO</b>	0,43	0,74	0,43	0,43
<b>FeO</b>	7,61	6,56	8,46	8,73
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0,76	0,99	0,78	0,81
<b>Total</b>	100,22	98,78	99,63	99,48
<b>Si</b>	1,9224	1,9335	1,9532	1,9619
<b>Ti</b>	0,0045	0,0066	0,0009	0,0043
<b>Al</b>	0,0848	0,0429	0,0775	0,0661
<b>Fe<sup>III</sup></b>	0,1165	0,1510	0,0714	0,0613
<b>Mg</b>	0,6521	0,6399	0,6503	0,6427
<b>Ca</b>	0,9111	0,9181	0,9088	0,9140
<b>Mn</b>	0,0137	0,0240	0,0138	0,0138
<b>Fe<sup>II</sup></b>	0,2397	0,2101	0,2673	0,2764
<b>Na</b>	0,0555	0,0735	0,0571	0,0595
<b>Total</b>	4,0002	3,9997	4,0001	3,9999