



UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO
CENTRO DE TECNOLOGIA E GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

MARIA DE FÁTIMA LYRA DE BRITO

**EVOLUÇÃO PETROLÓGICA DO COMPLEXO
GRANÍTICO NEOPROTEROZÓICO SERRA DO CATU,
TERRENO PERNAMBUCO-ALAGOAS**

Recife

2005

MARIA DE FÁTIMA LYRA DE BRITO

**EVOLUÇÃO PETROLÓGICA DO COMPLEXO GRANÍTICO NEOPROTEROZÓICO
SERRA DO CATU, TERRENO PERNAMBUCO-ALAGOAS**

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal de Pernambuco, como requisito parcial para a obtenção do título de Doutor em Geociências.

Área de concentração: Petrologia,
Litogeoquímica e Evolução Crustal

Orientador: Prof^o. Dr. Adejardo Francisco da Silva Filho.

Recife

2005

Catálogo na fonte:

Bibliotecária Margareth Malta, CRB-4 / 1198

B862e Brito, Maria de Fátima Lyra de.
Evolução petrológica do complexo granítico neoproterozóico Serra do Catú,
terreno Pernambuco-Alagoas / Maria de Fátima Lyra de Brito. - 2005.
349 folhas, il., gráfs., tabs.

Orientador: Prof. Dr. Adejardo Francisco da Silva Filho.
Tese (Doutorado) – Universidade Federal de Pernambuco. CTG.
Programa de Pós-Graduação em Geociências, 2005.
Inclui Referências e Anexo.

1. Geociências. 2. Sienitos. 3. Intrusão composta. 4. Shoshonítico-
ultrapotássico. 5. Terreno Pernambuco-Alagoas. I. Silva Filho, Adejardo
Francisco da. (Orientador). II. Título.

UFPE

551 CDD (22. ed.)

BCTG/2019-123

MARIA DE FÁTIMA LYRA DE BRITO

**EVOLUÇÃO PETROLÓGICA DO COMPLEXO GRANÍTICO NEOPROTEROZÓICO
SERRA DO CATU, TERRENO PERNAMBUCO-ALAGOAS**

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal de Pernambuco, como requisito parcial para a obtenção do título de Doutor em Geociências.

Aprovada em: 28 / 02 / 2005

BANCA EXAMINADORA

Profº. Dr. Adejardo Francisco da Silva Filho (Orientador)
Universidade Federal de Pernambuco

Profº. Dra. Ignez de Pinho Guimarães (Examinador Interno)
Universidade Federal de Pernambuco

Profº. Dr. Valdecir de Assis Janasi (Examinador Externo)
Universidade de São Paulo

Profº. Dr. Antônio Carlos Galindo (Examinador Externo)
Universidade Federal do Rio Grande do Norte

Profº. Dr. Herbet Conceição (Examinador Externo)
Universidade Federal da Bahia

Dedico esse trabalho
a meus pais Rosa e
Jorge e a meu amado
filho, Luís Felipe Brito
de Medeiros.

AGRADECIMENTOS

Agradeço a Deus pela conclusão desta tese, sem Ele nada se realizaria.

Ao meu filho Luís Felipe, razão da minha vida, principal incentivo para a realização deste Doutorado. A meus pais Rosa Maria Vieira de Lyra e Jorge Marques de Brito, e meus irmãos Tarcísio L. de Brito e Jorge Luis L. de Brito, os incentivadores para a conclusão desta etapa profissional.

A CPRM – Serviço Geológico do Brasil, empresa na qual trabalho e que permitiu a liberação parcial para cursar as disciplinas, realizar as etapas de campo e realizar parte das análises desta tese, especialmente à Diretoria de Geologia e Recursos Minerais- DGM, na pessoa de Luiz Augusto Bizzi, ao Superintendente Regional de Manaus- Fernando Pereira de Carvalho, ao Superintendente Regional de Recife - Marcelo Bezerra e ao Gerente de Geologia e Recursos Minerais de Recife- Adeílson Alves Wanderley.

Ao meu orientador Adejardo Francisco da Silva Filho, pelo incentivo, orientação, discussões, sugestões e paciência. A Ignez de Pinho Guimarães, pela generosidade em sempre estar disponível para discussões e pelo incentivo. A Ambos a minha gratidão, o meu MUITO OBRIGADA..

Aos Professores da banca Prof. Dr. Adejardo Francisco da Silva Filho, Prof. Dr. Antônio Carlos Galindo, Prof. Dr. Herbet Conceição, Prof, Dra. Ignez de Pinho Guimarães e Prof. Dr. Valdecir de Assis Janasi, pelas sugestões que proporcionaram melhoria na tese ora apresentada.

Aos colegas e amigos da pós-graduação, em especial a Clélia, Hermanilton Azevedo, Liliana Osako, Silvana Diene e Maria Angélica Sampaio, e de trabalho da CPRM de Recife: Roberto Vieira, Marinho Alves, Luis Angelim, Roberto Gusmão, Vanildo Mendes, Ivo Pessato, Helton Torres, Reinaldo Brito, Dalvanise Bezerril, Sandra Mendonça, Genner Alves, Ana Paula Rangel, Almir Gomes e Sebastião, a todos o meu agradecimento pela colaboração e amizade.

Aos Professores de Geologia da UFPE, Adejardo F. da Silva Filho, Ignez de P. Guimarães, Maurício Rangel, Sergio P. Neves, Gorki Mariano, Edmilson, Alcides Sial, Valderéz P. Ferreira, Hartmut Beurlen, Elmo Rand (*in memorian*), Evenildo, Mabesoone (*in memorian*), Margareth M. Alheiros, Lúcia Mafra, Mário Filho, Albany, Cláudio de Castro, Rilson (*in memorian*), a vocês meus mestres, que me conduziram na caminhada profissional, a minha imensa gratidão.

RESUMO

O Batólito Serra do Catu está inserido no Estado de Alagoas, entre o Sistema de Dobramentos Sergipano e o Terreno Pernambuco-Alagoas da Província Borborema. Compreende uma intrusão composta formada por três pulsos magmáticos distintos e contemporâneos. Constitui-se pelas unidades informais álcali-feldspato sienito cinza, quartzo monzonito a monzogranito e quartzo-sienito rosa, e por enclaves microgranulares máficos (lamprofírico, hornblendítico e diorítico), enclaves cognatos e xenólitos. A petrografia indica que as unidades sieníticas são leucocráticas, equigranulares médias, com ocasionais fenocristais de alcalifeldspato (2cm) e possuem mineralogia similar, diferindo no conteúdo modal dos máficos (anfíbólio e piroxênio). São rochas *hipersolvus* e constituídas por álcali-feldspato perfitico, clinopiroxênio, biotita, anfíbólio, plagioclásio, quartzo, zircão, apatita, titanita e minerais opacos. A unidade quartzo monzonito a monzogranito possui plagioclásio, quartzo, álcali-feldspato, anfíbólio, biotita, zircão, apatita, titanita, minerais opacos, allanita e epidoto magmático. As rochas são metaluminosas a peralcalinas, saturadas em sílica, as fácies são cogenéticas e pertencem à associação shoshonítica-ultrapotássica. Os litotipos evoluíram por cristalização fracionada, mostram similaridades geoquímicas com granitóides pós-colisionais, e assinaturas geoquímicas relacionadas a zonas orogênicas em ambiente de arco continental (processos relacionados a subducção). Os dados geoquímicos e isotópicos sugerem uma fonte mantélica enriquecida por fluidos (ricos em elementos incompatíveis) provavelmente liberados de uma crosta subductada ascendendo para a cunha do manto sobrejacente. A litogeoquímica indica que a região fonte era um manto metassomatizado enriquecido em flogopita e/ou anfíbólio que sofreu fusão parcial (provavelmente por descompressão) a diferentes profundidades, gerando os magmas potássicos, os quais foram canalizados ao longo de descontinuidades estruturais e posicionados em regiões de baixas a médias pressões (entre 2,5 e 5kbar) onde cristalizaram entre 9 e 15 Km de profundidade.

Palavras-chave: Sienitos. Intrusão composta. Shoshonítico-ultrapotássico. Terreno Pernambuco-Alagoas.

ABSTRACT

The Serra do Catu Batholith is located in the State of Alagoas in the Borborema Province, between the Sergipano Folding System and the Pernambuco Terrain - Alagoas. The Batholith comprises a composite intrusion formed by three distinct and contemporary magmatic pulses. It is constituted by three informal units: alkali-feldspar grey syenite, monzonite quartz monzogranite and pink quartz-syenite, and by mafic microgranular enclaves (lamprophyric, hornblenditic and dioritic), cognate enclaves and xenoliths. The petrographic description shows that the syenitic units are leucocratic, medium equigranular, with occasional phenocrysts of alkali-feldspar (2cm). They have similar mineralogy, differing in the modal content of the mafic (amphibole and pyroxene), are hypersolvus and constituted by perthitic alkali-feldspar, clinopyroxene, biotite, amphibole, plagioclase, quartz, zircon, apatite, titanite and opaque minerals. In the alkali-feldspar unit syenite grey, there is still allanite and monazite. The monzonite quartz monzogranite unit has plagioclase, quartz, alkali-feldspar, amphibole, biotite, zircon, apatite, titanite, opaque minerals, allanite and magmatic epidote. The rocks are metaluminous to peralkaline, saturated in silica, the facies are cogenetic and belong to the association shoshonitic-ultrapotassic. The lithotypes of this batholith evolved by fractional crystallization, show geochemical similarities with post-collision granitoids, and geochemical signatures related to orogenic zones in a continental arc environment (related to subduction). The geochemical and isotopic data suggests a mantle source enriched by fluids (rich in incompatible elements) probably released from a subducted crust ascending to the wedge of the overlying mantle. Litho-geochemistry indicates that the source region was a metasomatized mantle enriched in phlogopite and/or amphibole that underwent partial melting (probably by decompression) at different depths, generating potassium magmas, which were channeled along structural discontinuities and positioned in regions of low to medium pressures (between 2.5 and 5kbar) where they crystallized between 9 and 15 km deep.

Keywords: Syenites. Composite Intrusion. Shoshonitic-ultrapotassic. Pernambuco-Alagoas Terrane.

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	14
1.1	LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO.....	14
1.2	ASPECTOS FÍSIOGRÁFICOS.....	14
2	METODOLOGIA	16
2.1	LEVANTAMENTO BIBLIOGRÁFICO.....	16
2.2	MAPEAMENTO GEOLÓGICO.....	16
2.3	RECONHECIMENTO GEOLÓGICO/ ETAPAS DE CAMPO.....	21
2.4	PETROGRAFIA.....	21
2.5	QUÍMICA MINERAL.....	22
2.6	SUSCEPTIBILIDADE MAGNÉTICA.....	23
2.7	ANÁLISES LITOQUÍMICAS.....	24
2.7.1	Elementos maiores	24
2.7.2	Elementos traços	25
2.7.3	Elementos terras raras	26
2.8	DADOS ISOTÓPICOS- Rb/Sr, Sm/Nd, U/Pb.....	26
3	GEOLOGIA REGIONAL	29
3.1	INTRODUÇÃO.....	29
3.2	PROVÍNCIA BORBOREMA.....	29
3.3	DOMÍNIO MERIDIONAL OU EXTERNO OU SUL.....	35
3.3.1	Terreno Pernambuco-Alagoas	35
3.3.2	Sistema de Dobramentos Sergipano	40
3.3.2.1	Domínio Canindé.....	45
3.4	BATÓLITO SERRA DO CATU.....	47
4	GEOLOGIA LOCAL	49
4.1	INTRODUÇÃO.....	49
4.2	CARACTERIZAÇÃO DAS ENCAIXANTES.....	49
4.3	CARACTERIZAÇÃO DAS UNIDADES.....	53
4.3.1	Introdução	53
4.3.2	Unidade Quartzo Monzonito a Monzogranito	54
4.3.2.1	Descrição.....	54
4.3.3.1	Relações de contato.....	62

4.3.3	Unidade Alcalifeldspato Sienito Cinza.....	66
4.3.3.1	Descrição.....	66
4.3.3.2	Relações de contato.....	70
4.3.4	Unidade Quartzo-Sienito Rosa.....	71
4.3.4.1	Descrição.....	71
4.3.4.2	Relações de contato.....	73
4.3.5	Cronologia das intrusões.....	74
4.4	CARACTERIZAÇÃO DOS ENCLAVES.....	75
4.4.1	Enclaves microgranulares máficos (Emm).....	76
4.4.1.1	Enclave microgranular máfico - tipo 1(Emm1).....	76
4.4.1.2	Enclave microgranular máfico – tipo 2 (Emm2).....	77
4.4.1.3	Considerações sobre a origem dos Emm.....	79
4.4.2	Outros tipos de enclaves.....	81
4.4.2.1	Enclave sienítico (melanocrático e mesocrático).....	81
4.4.2.2	Enclave microgranular félsico.....	82
4.4.2.3	Xenólitos (migmatito e anfibólio-gnaiss).....	82
4.4.2.4	Enclave cognato (imiscibilidade de líquidos).....	82
4.4.2.5	Enclave de rocha máfica granular.....	84
4.4.3	Conclusões baseadas no estudo dos enclaves.....	84
5	PETROGRAFIA.....	86
5.1	INTRODUÇÃO.....	86
5.2	UNIDADE QUARTZO MONZONITO A MONZOGRANITO.....	86
5.2.1	Descrição petrográfica.....	86
5.2.2	Ordem de cristalização.....	93
5.2.3	Considerações petrográficas.....	94
5.3	UNIDADE ALCALIFELDSPATO SIENITO CINZA.....	94
5.3.1	Descrição petrográfica.....	94
5.3.2	Ordem de cristalização.....	101
5.3.3	Considerações petrográficas.....	102
5.4	UNIDADE QUARTZO SIENITO ROSA.....	104
5.4.1	Descrição petrográfica.....	104
5.4.2	Ordem de cristalização.....	110
5.4.3	Considerações petrográficas.....	111

5.5	ENCLAVES.....	112
5.5.1	Introdução.....	112
5.5.2	Descrição petrográfica dos enclaves microgranulares máficos (Emm1).....	113
5.5.2.1	Enclave microgranular máfico tipo1 hornblendítico (emm1 hornblendítico).....	113
5.5.2.2	Enclave microgranular máfico tipo1 lamprofírico/ minette (Emm1 lamprofírico/minette).....	117
5.5.2.3	Enclave microgranular máfico tipo1 melasienítico (emm1 melasienítico)	122
5.5.3	Descrição petrográfica dos enclaves microgranulares máficos (Emm2).....	123
5.5.3.1	Enclave microgranular máfico tipo2 - diorítico (Emm2 Diorítico)	123
5.5.4	Descrição petrográfica de enclaves cognatos.....	124
6	QUÍMICA MINERAL.....	128
6.1	INTRODUÇÃO.....	128
6.2	BIOTITA.....	128
6.2.1	Classificação e evolução química.....	128
6.2.2	Análise dos resultados.....	139
6.2.3	Conclusões.....	143
6.3	ANFIBÓLIOS.....	144
6.3.1	Classificação.....	145
6.3.2	Substituições e evolução química dos anfibólios.....	145
6.3.3	Análise dos resultados.....	164
6.3.4	Conclusões.....	168
6.4	PIROXÊNIOS.....	169
6.4.1	Classificação.....	178
6.4.2	Evolução química e análise dos resultados.....	179
6.4.3	Conclusões.....	183
6.5	FELDSPATOS.....	184
6.5.1	Plagioclásio.....	187
6.5.2	Alcalifeldspato.....	188
6.6	TTITANITA.....	189
6.7	EPIDOTO.....	194

7	CONDIÇÕES DE CRISTALIZAÇÃO.....	197
7.1	GEOBAROMETRIA.....	197
7.2	GEOTERMOMETRIA.....	199
7.2.1	Geotermometria por saturação em Zircônio.....	199
7.2.2	Geotermometria por saturação em Fósforo.....	201
7.2.3	Geotermômetro de clinopiroxênio-hornblenda.....	203
7.2.4	Geotermometria de feldspatos.....	203
7.2.5	Geotermometria de piroxênio.....	204
7.3	SUSCEPTIBILIDADE MAGNÉTICA (SM).....	204
7.4	ESTIMATIVA DO CONTEÚDO DE FLUIDO E FUGACIDADE DE OXIGÊNIO.....	211
7.5	CONCLUSÃO.....	212
8	GEOQUÍMICA DO BATÓLITO SERRA DO CATU.....	215
8.1	INTRODUÇÃO.....	215
8.2	GEOQUÍMICA DOS ELEMENTOS MAIORES.....	215
8.2.1	Classificações químicas.....	215
8.2.2	Classificação normativa.....	222
8.2.3	Caracterização geoquímica dos elementos maiores.....	228
8.2.4	Classificações quanto à afinidade geoquímica.....	229
8.2.5	Evolução dos elementos maiores.....	241
8.3	GEOQUÍMICA DOS ELEMENTOS TRAÇOS.....	246
8.3.1	Caracterização geoquímica dos elementos traços.....	246
8.3.2	Evolução dos elementos traços.....	247
8.4	ELEMENTOS TERRAS RARAS.....	253
8.5	DIAGRAMAS MULTIELEMENTAIS.....	258
8.6	DIAGRAMAS DISCRIMINANTES DE AMBIENTE TECTÔNICO.....	267
8.7	CONCLUSÕES DO CAPÍTULO.....	271
9	GEOQUÍMICA ISOTÓPICA.....	275
9.1	INTRODUÇÃO.....	275
9.2	MÉTODOS Rb-Sr e Sm-Nd.....	275
9.3	GEOCRONOLOGIA.....	287
10	ASPECTOS PETROGENÉTICOS.....	289
10.1	INTRODUÇÃO.....	289

10.2	EVOLUÇÃO MAGMÁTICA.....	289
10.2.1	Contaminação crustal.....	290
10.2.2	Desmistura de magmas (imiscibilidade de líquidos).....	294
10.2.3	Mistura de magmas (<i>mixing/mingling</i>).....	295
10.2.4	Cristalização fracionada.....	296
10.3	CARACTERIZAÇÃO DA FONTE E GERAÇÃO DE MAGMAS.....	298
10.3.1	Geração dos magmas.....	298
10.3.2	Caracterização da fonte.....	300
10.4	MODELO DE GÊNESE DE ROCHAS POTÁSSICAS.....	313
10.5	ALGUNS ESTUDOS EXPERIMENTAIS.....	317
10.6	MODELO PARA A GÊNESE DO BATÓLITO SERRA DO CATU.....	319
11	CONCLUSÕES.....	324
	REFERÊNCIAS	326
	ANEXO A - MAPA GEOLÓGICO DO BATÓLITO SERRA DO CATU	349
	ESCALA 1:250.000.....	

1 INTRODUÇÃO

1.1 LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO:

O Batólito Serra do Catu está localizado na porção SW do estado de Alagoas, nordeste do Brasil e distribui-se em uma área com cerca de 1000 km², limitada pelos paralelos 09° 22' e 09° 45' S, pelos meridianos 37°15' e 37°49'09"W de Gr. e, a sudoeste, está limitado pelo rio São Francisco (Figura 1.1). Na área estão inseridas as sedes dos municípios de Pão de Açúcar, Piranhas, Olho D'água das Flores e São José da Tapera, todas no Estado de Alagoas.

O acesso ao batólito é feito a partir da cidade do Recife pela BR-232 até a cidade de São Caetano, em seguida, toma-se a PE-218, até a cidade de Garanhuns, seguindo pela BR-423, até a cidade de Carié, pela BR-316 até a cidade de Santana do Ipanema, e, finalmente, toma-se a AL-130 até a cidade de Pão de Açúcar.

A área é cortada por rodovias estaduais (AL-130 e AL-220), e por uma baixa densidade de estradas secundárias, todas sem pavimentação, algumas com tráfego permanente (Piranhas-Piau-Entremontes-São José da Tapera-Pão de Açúcar), várias com tráfego periódico e vários caminhos.

1.2 ASPECTOS FISIAGRÁFICOS

A área estudada está inserida numa região de clima semi-árido muito quente (tipo BSh'), com escassas precipitações pluviométricas, tendo nos meses de maio e junho as maiores precipitações.

O batólito está situado na região da Bacia Hidrográfica do Rio São Francisco que é o maior e mais importante rio nesta região. O Rio São Francisco apresenta direção geral NW-SE, refletindo seu condicionamento às estruturas do embasamento, e serve como divisor para os estados de Alagoas e Sergipe.

Na área, os principais afluentes da margem esquerda do rio São Francisco são rios intermitentes, destacando-se os rios Ribeira do Capiá, Riacho Grande e Boa Vista, os quais estão orientados predominantemente nas direções NE-SW e NNW-SSE, acompanhando as estruturas regionais. Os demais rios e riachos que cortam a região são intermitentes, como

o rio Boqueirão, os riachos das Cacimbas, Poço da Costela, do Bobó, do Carcará, Gavião e outros secundários.

Na região o relevo é pouco movimentado, varia de ondulado a montanhoso e está representado por superfícies de pediplanação e por maciços residuais e outro níveis elevados (EMBRAPA, 1975) e, de modo mais restrito, próximo às margens do Rio São Francisco, por uma topografia do modelado cristalino. As serras estão alongadas na direção NW-SE (Serras do Retiro, da Panela, do João Crioulo, Formosinho, Catu, Tablado, João Leite), e serras com direção NE-SW (serra do Meirus e serra do Casado).

A vegetação na região é a típica da caatinga, condicionada ao clima semi-árido quente.

Na área são criados bovinos e caprinos, há pecuária leiteira e em grandes áreas são cultivadas palmas forrageiras. A lavoura é a de subsistência (feijão, milho e mandioca) e a pecuária é a principal atividade econômica.

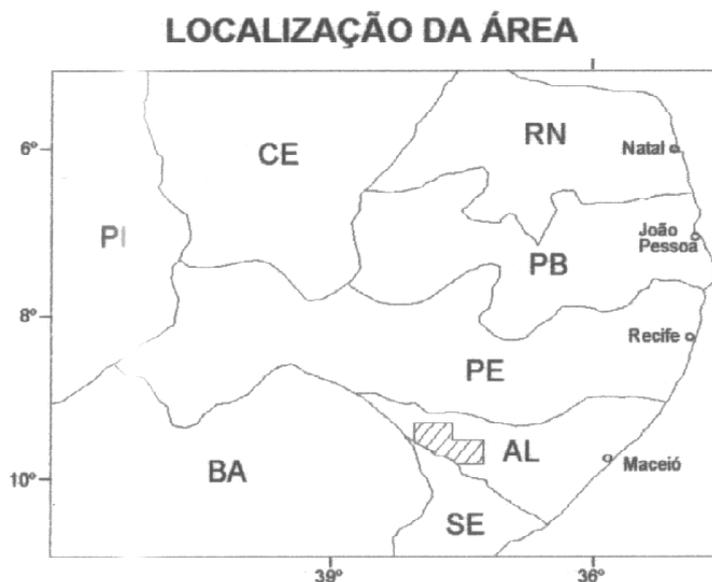


Figura 1.1- Mapa de Localização da área estudada

2 METODOLOGIA

2.1 LEVANTAMENTO BIBLIOGRÁFICO

O trabalho foi desenvolvido, inicialmente, com o levantamento bibliográfico da área estudada, observando-se a geologia regional, com ênfase a geologia e geotectônica do maciço Pernambuco-Alagoas e a geologia local, enfatizando o Batólito Serra do Catu e suas encaixantes imediatas.

2.2 MAPEAMENTO GEOLÓGICO

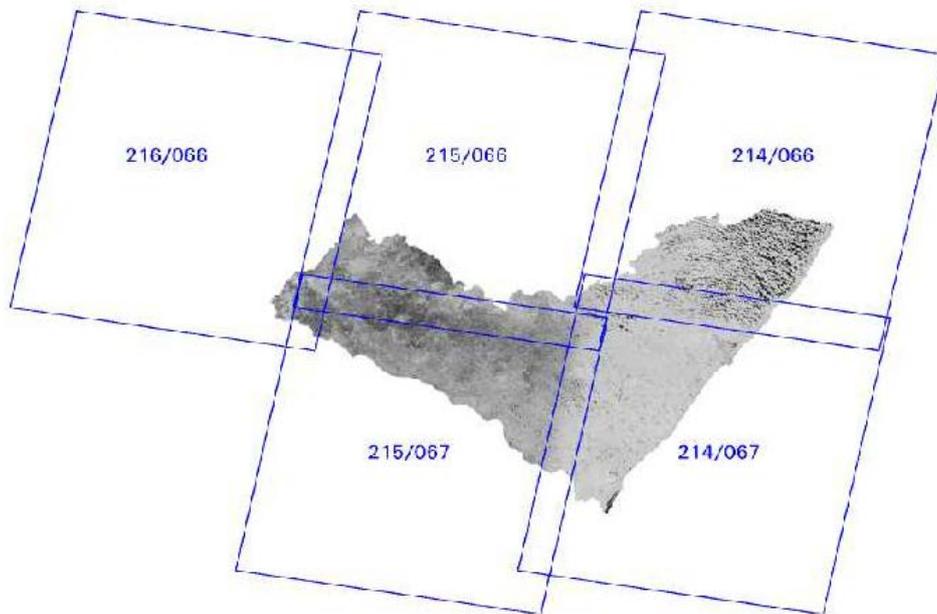
Os trabalhos de mapeamento foram iniciados utilizando-se, como base, o mapa geológico preliminar produzido por Silva Filho et al. (1993), na escala 1:100.000, as informações de campo e as amostras pré existentes, coletadas na área.

Este mapa foi, inicialmente, georreferenciado e digitalizado (no programa Arcview) e os pontos de afloramentos foram recuperados. Em seguida, foi realizada a fotointerpretação das imagens de satélite, cedidas pela CPRM-Serviço Geológico do Brasil. Para isto utilizou-se a imagem de satélite LANDSAT-7, nº 215/67 (obtida em 20.05.00- Figura 2.1), com resolução espacial de 30 m e compostas com a combinação das Bandas espectrais 5,4,3/RGB em composição colorida. Esta imagem foi, corrigida geometricamente em relação ao sistema de coordenadas geográficas e georeferenciadas, a partir de pontos cartográficos obtidos na cartografia 1:100.000, utilizando-se a Projeção geográfica UTM, elipsóide: South America 1969 e Datum: SAD69.

As bandas combinadas permitiram que fossem ressaltadas feições estruturais rúpteis e dúcteis da área, e padrões de cores distintos, que quando relacionados a pontos de afloramentos, ressaltaram conjuntos individualizados de tipos litológicos, os quais permitiram que fossem traçados, e melhor ajustado, os contatos litológicos.

Nesta etapa de fotointerpretação, também foram utilizados os dados aerogeofísicos, aeromagnetométricos (magnético total) e aerogamaespectrométricos (gamaespectrometria natural das rochas) da região. Estes dados, levantados pela ENCAL S. A., sob contrato com a CPRM, a partir de um Convênio com o Departamento Nacional da Produção Mineral (DNPM), foram obtidos durante o Projeto Aerogeofísico Baixo São Francisco (Figura 2.2).

Neste projeto, que abrangeu a região centro-oeste dos Estados de Alagoas e Sergipe e na região do Estado da Bahia circunvizinha aos limites desses estados, foram levantados: 30.593 km de linhas de vôo, com linhas de produção orientadas na direção N-S, espaçadas de 2 km, e as linhas de controle, dispostas na direção E-W e eqüidistantes 20 km. Os procedimentos técnicos adotados estão descritos em detalhes no relatório final do projeto (ENCAL S.A. 1978).



(Fonte: <http://www.cdbrasil.cnpm.embrapa.br/txt/arti.htm>)

Figura. 2.1 - Articulação das Imagens Landsat – Alagoas



Figura 2.2 – Mapa de localização do Levantamento aerogeofísico (aeromagnetométrico e gamaespectrométrico) Projeto Baixo do São Francisco (Estados PE, AL, SE, BA).

Em seguida da aquisição bruta, os dados foram processados e filtrados, utilizando o pacote de processamento de dados geofísicos do OasisMontaj, v. 5.0.

No processamento foi realizada inicialmente uma interpolação dos dados, pelo método da mínima curvatura (transformação de dados discretos em um mapa de registro contínuo), utilizando uma malha de 500×500m, considerando para cada nó um raio de influência de 4 km (distância de branqueamento) e uma tolerância de 0,1% para o ajuste em 99% dos pontos. Depois deste procedimento foram aplicados filtros para limpá-lo e torná-lo adequado aos trabalhos de interpretação.

Para a filtragem foi utilizado o *MAGMAP System* (OasisMontaj, v.5.0), que utilizando filtros bidimensionais, visaram manter as componentes com significado geológico e eliminar os ruídos espúrios. Para isto, os dados foram pré-processados (superfície de tendência do 1º grau; introdução de uma expansão de 10%; e preenchimento das áreas expandidas com valores extrapolados pelo método da máxima entropia a partir dos valores das partes mais próximas). Em seguida, os dados foram transformados para o domínio do número de onda. Nessa condição, os parâmetros dos filtros foram definidos, aplicadas técnica de decorrugação (*FFT decorrugation*), que inclui a aplicação básica dos filtros: *butterworth* (passa baixa e passa alta) e cosseno direcional, e modificado até a obtenção de um resultado satisfatório. Após a conclusão dessa etapa os dados foram transformados de volta para o domínio da frequência.

Para os dados magnetométricos foi aplicado o filtro gaussiano de separação regional-residual (Magmap, Oasis Montaj V. 5.0) para separar as fontes magnéticas profundas das fontes rasas, esta última identificada pelas anomalias que resultam como resíduo da retirada da componente profunda.

Após a interpolação e filtragem, os dados foram preparados e processados para apresentação em imagem raster.

Para apresentar os dados magnetométricos (Figura 2.3) e enfatizar as assinaturas geofísicas foi aplicada a técnica de sombreado. Para isso, uma fonte de luz foi simulada com uma inclinação de 35° e uma declinação de 300°Az, e estes parâmetros utilizados foram os que melhores enfatizaram as estruturas e os corpos geológicos conhecidos na área.

Para os dados gamaespectrométricos (Figura 2.4 A, B e C) foram aplicadas técnicas de divisão de malhas para a geração de mapas de razões entre os diferentes canais. Adicionalmente, por meio de uma técnica de processamento de imagens coloridas foi produzido um mapa ternário com a distribuição relativa dos canais de U, Th e K.

Após esses processamentos foram efetuadas análises comparativas entre os dados geológicos e geofísicos, com a ênfase nos pares correlatos: a) unidades magnetométricas e

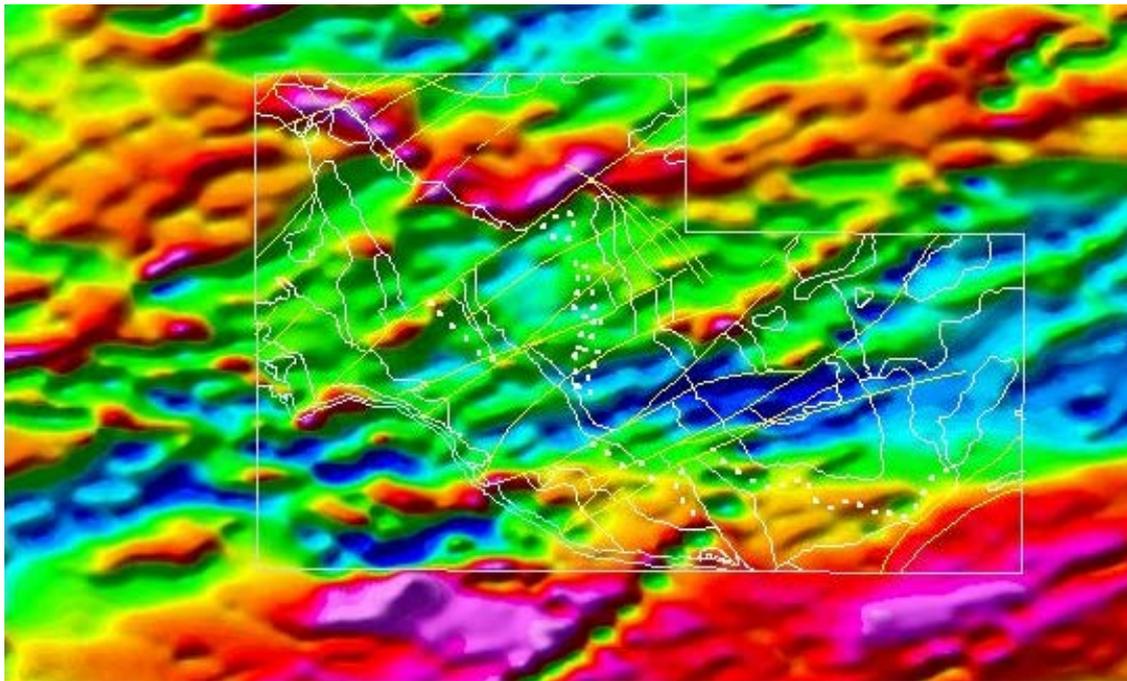


Figura 2.3 – Mapa aeromagnetométrico – Campo Residual total (área do Batólito Serra do Catu)- Escala 1:250.000)

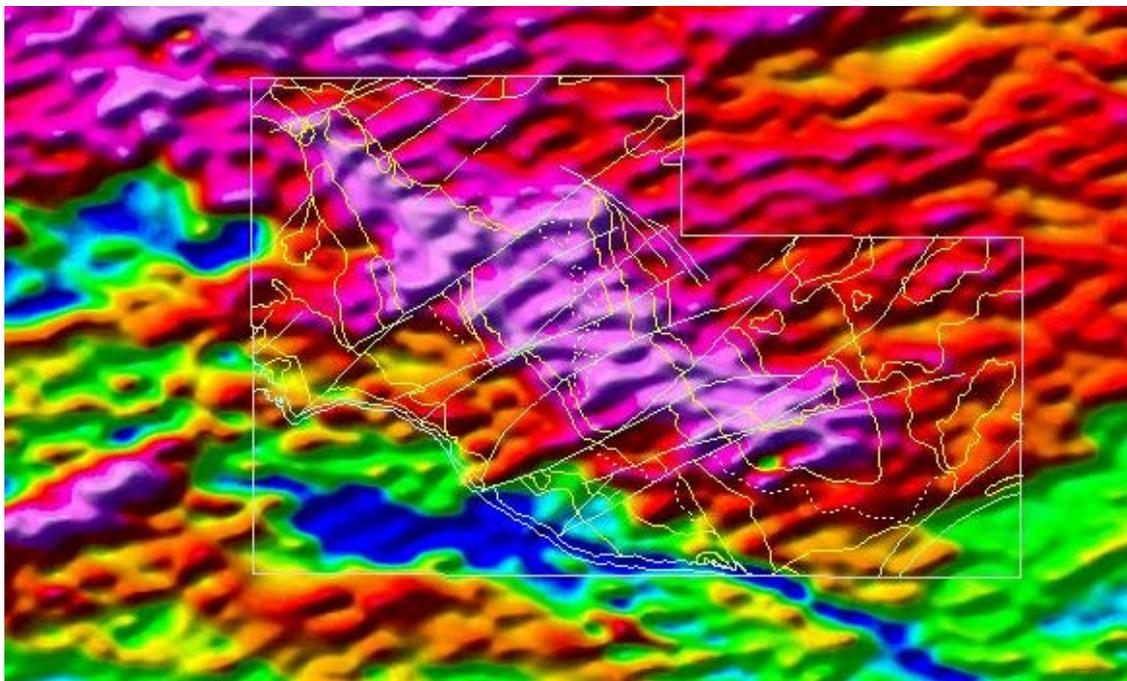


Figura 2.4 A– Mapa aerogamaespectrométrico - Canal do teor de potássio com os contatos litológicos do Batólito Serra do Catu.

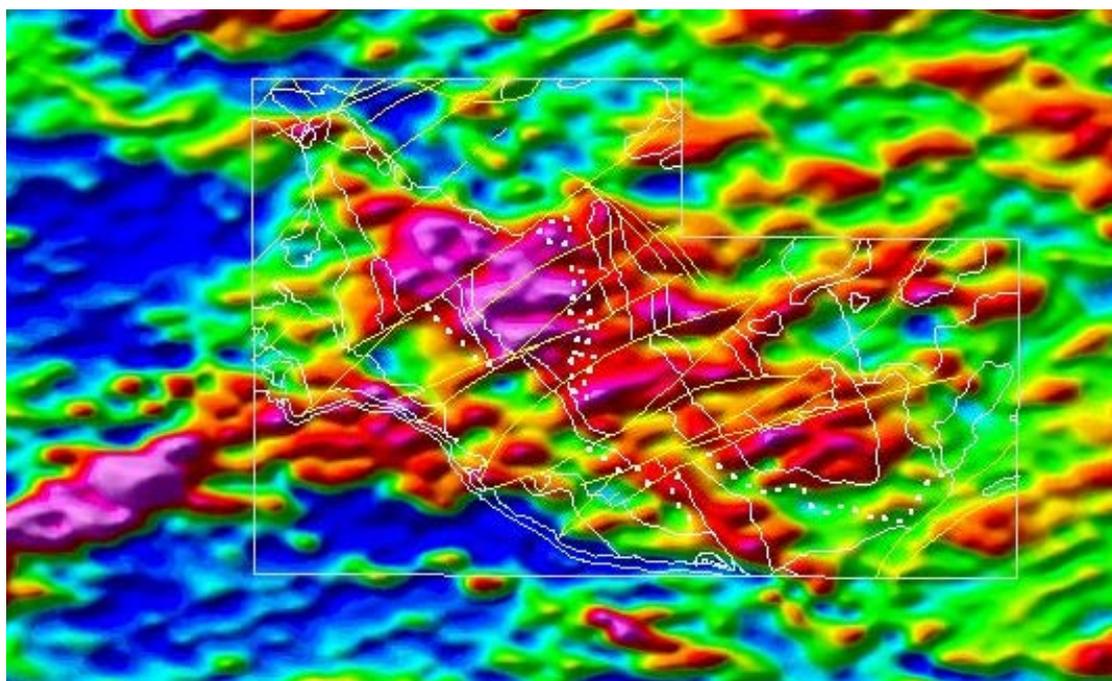


Figura 2.4 B– Mapa aerogamaespectrométrico - Canal do teor de Tório. (área do Batólito Serra do Catu)

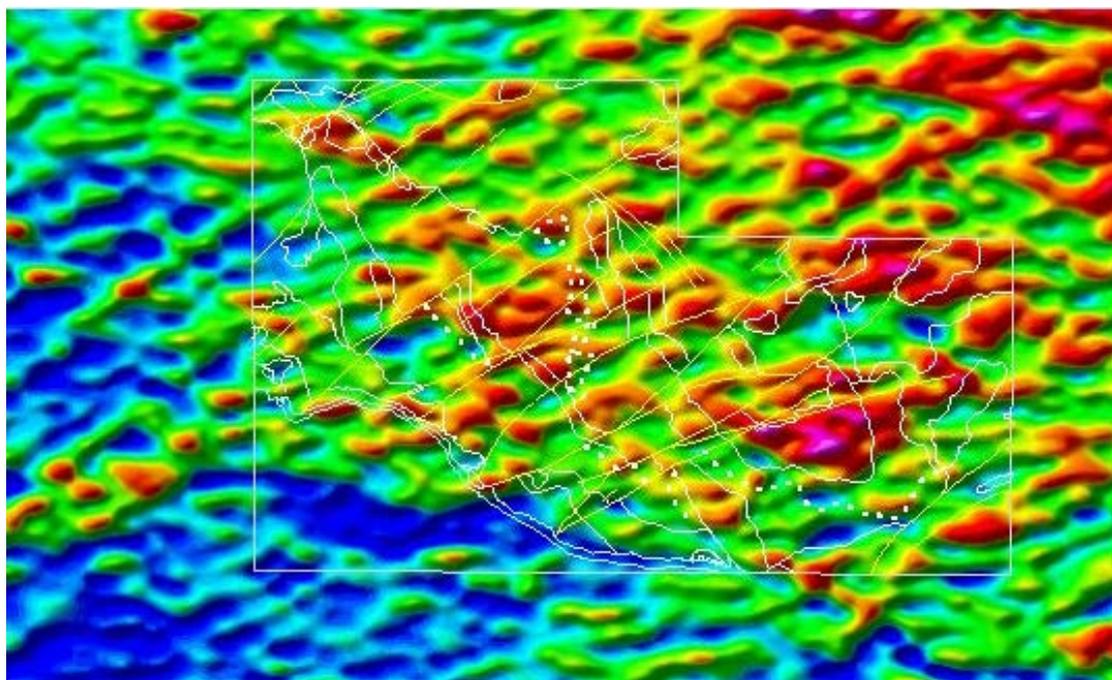


Figura 2.4 C– Mapa aerogamaespectrométrico – Canal do teor de Urânio. (área do Batólito Serra do Catu)- Escala 1:250.000)

gamaespectrométricas - unidades litológicas; b) alinhamentos geofísicos - falhas e zonas de cisalhamento; c) domínios litológicos - domínios de texturas geofísicas.

O processo de interpretação foi executado de forma interativa com todas as imagens, considerando o conjunto dos dados, uma vez que cada imagem contém informações específicas e relevantes. Com este processamento, os conjuntos de tipos litológicos foram individualizados, permitindo que fossem traçados e melhor ajustados os contatos entre os grupos litológicos.

2.3 RECONHECIMENTO GEOLÓGICO/ ETAPAS DE CAMPO

O reconhecimento geológico foi realizado em três etapas de campo, onde foram utilizadas como mapa base, para localização, os mapas planialtimétricos editados pela SUDENE, na escala de 1:100.000 - folhas Delmiro Gouveia (SC.24-X-C-III), Piranhas (SC.24-X-C-VI) e Pão de Açúcar (SC.24-X-D-IV).

Nas etapas de campo foram descritos e caracterizados os afloramentos, observadas e descritas as relações de contato entre as diferentes unidades fotointerpretadas e suas encaixantes, observadas as possíveis variações litológicas internas, identificação e caracterização das unidades mapeáveis, e não mapeáveis, e estruturas internas do referido batólito. Os afloramentos foram posicionados geograficamente com o auxílio de um GPS, onde foi usado o Datum SAD-69. Nestes foram caracterizados o modo de exposição dos litotipos, solo produzido, descritos os constituintes mineralógicos, as texturas, relações de contato litológico, estruturas, além do registro fotográfico, coleta de amostras, e coleta de dados estruturais, quando possível. O mapa/imagem com a distribuição dos afloramentos estão na Figura 2.5.

2.4. PETROGRAFIA

Sistematicamente, realizou-se a análise macroscópica das amostras coletadas, visando distinguir e caracterizar a mineralogia e textura dos litotipos e individualizar as unidades majoritárias. Em seguida, as amostras representativas das diferentes unidade e dos enclaves que constituem o batólito foram selecionadas, laminadas e analisadas petrograficamente. Na análise petrográfica foram selecionados os minerais para a análise química e para as fotomicrografias. O mapa/imagem com a distribuição das amostras analisadas está na Figura 2.6.

Para a classificação dos tipos litológicos foram adotadas duas metodologias diferentes. Para as rochas com textura equigranular foram realizadas análises modais com a contagem de 1.000 pontos por lâminas através de um contador Swift F, e os resultados em

seguida foram recalculados e as rochas foram classificadas utilizando-se a classificação modal QAPF, recomendada pela I.U.G.S. (Le Maitre, 1989). Para as rochas porfíricas foi adotado o procedimento sugerido por McMurry (1995) que adapta a classificação modal para mesonorma, a partir da análise química de rocha total e dos dados de microsonda. Para este procedimento as fases minerais, baseados na mesonorma (q, an, or e ab), foram convertidas para a proporção modal, e classificados no diagrama QAPF (Le Maitre, 1989). Também foi utilizada a classificação química baseada em parâmetros multicatiônicos (Debon & Le Fort, 1983).

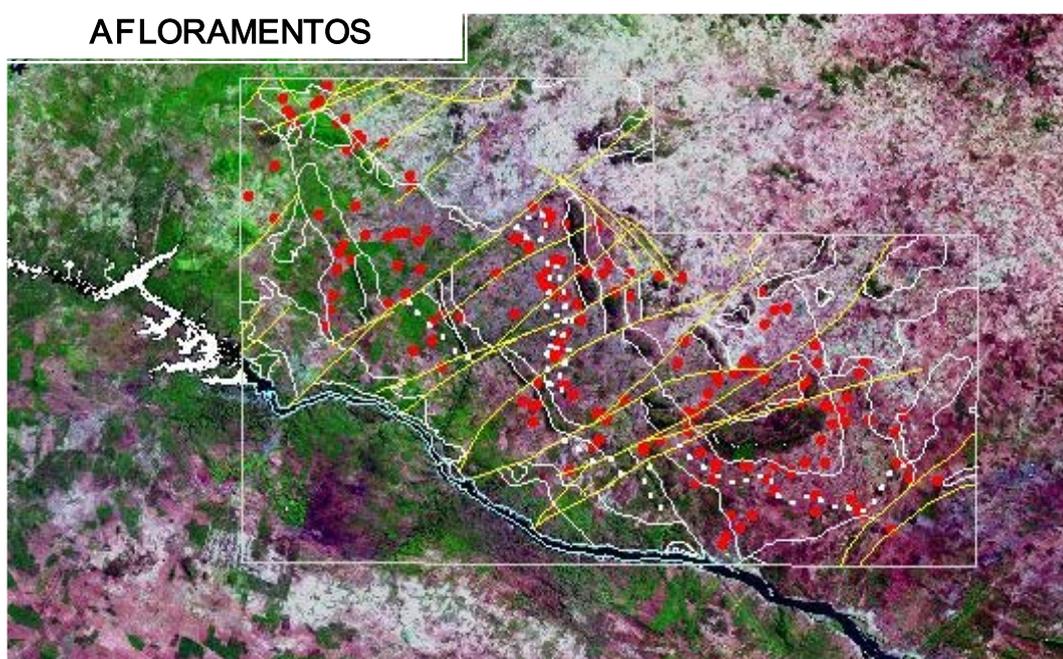


Figura 2.5 –Mapa/imagem LANDSAT (sem escala) com a distribuição dos afloramentos do Batólito Serra do Catu.

2.5 QUÍMICA MINERAL

As análises de química mineral foram realizadas na Universidade de São Paulo (USP) e Universidade de Brasília (UNB), onde foram analisados biotita, anfibólio, piroxênio, plagioclásio, alcali-feldspato, titanita, minerais opacos e epidoto. As análises na USP foram feitas com microsonda Jeol (com espectrômetros WDS e EDS) e automação Noran, e na UNB na microsonda CAMECA SX50 com 4 espectrômetros WDS e um EDS Kevex. Os cristais analisadores disponíveis (TAP, LIF, PET e PC2) permitiram a dosagem dos elementos maiores. Em ambos os casos, as condições de operação foram de 15 kv. a calibração feita através da utilização de metais puros e membros finais de minerais.

As análises foram realizadas nas regiões central e de borda dos minerais, e algumas vezes foram realizados perfis analíticos nos cristais, para verificar possíveis variações composicionais nos cristais.

Após a obtenção destes resultados foram calculadas as fórmulas minerais, confeccionados diagramas de classificação, binários e ternários, os quais serviram de ferramenta para propor o modelo petrogenético apresentado.

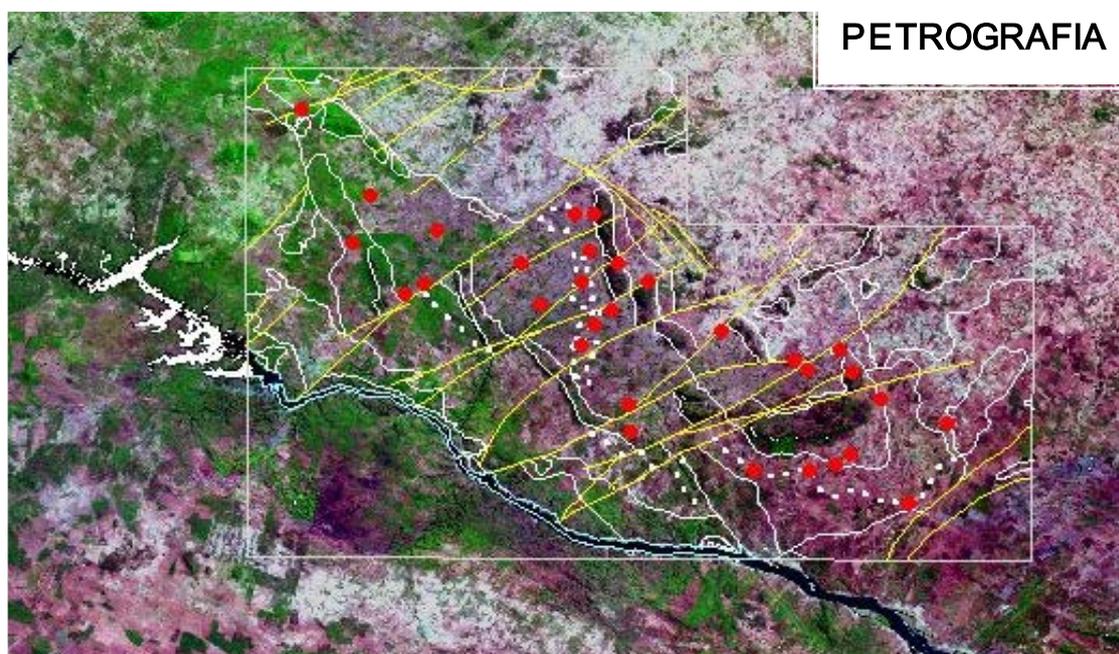


Figura 2.6 – Mapa/imagem LANDSAT (sem escala) com a distribuição dos afloramentos com análise petrográfica do Batólito Serra do Catu.

2.6 SUSCEPTIBILIDADE MAGNÉTICA

As leituras de susceptibilidade magnética do Batólito Serra do Catu, foram realizadas no Laboratório de anisotropia magnética da UFPE/CTG, através do equipamento KLY3-kappabridge, fabricado pela AGICO (Advanced Geoscience Instrumental Company inc.). Neste, foi utilizado como padrão inicial o porta amostra de plástico cilíndrico (recipiente vazio) e as análises foram feitas no pó de rocha das amostras (pulverizadas a 200 meshes).

Os valores de susceptibilidade magnética obtidos foram processados no programa SUSAM e são apresentados em unidade eletromagnética volumétrica do S.I. No NEG/LABISE, as análises foram feitas com o Kappameter KT-5 (field rock magnetic susceptibilimeter), susceptibilímetro manual de campo, calibrado para a magnetita pura (300×10^{-3}).

2.7 ANÁLISES LITOQUÍMICAS

As análises para elementos maiores, alguns elementos traços e elementos Terra Raras foram realizadas no Acme Analytical Laboratories Ltd.-Canadá, para onde foram enviadas as amostras devidamente pulverizadas e quarteadas. O mapa/imagem com a distribuição das amostras analisadas está na Figura.2.7.

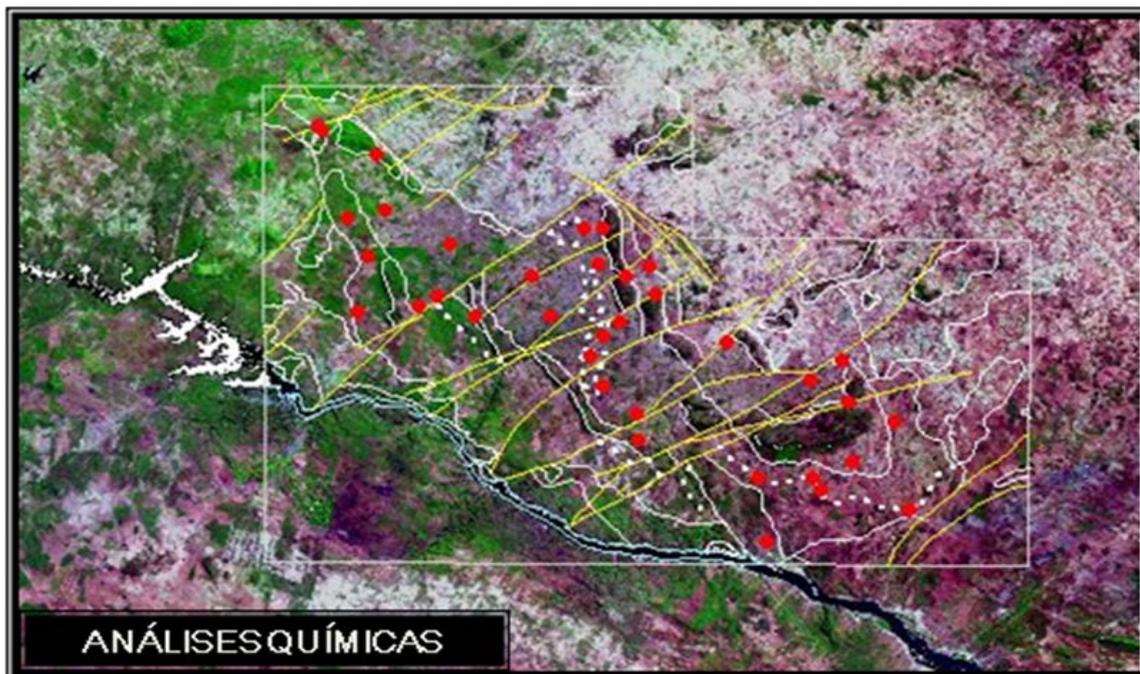


Figura 2.7 – Mapa/imagem LANDSAT (sem escala) com a distribuição dos afloramentos com análise química do Batólito Serra do Catu

2.7.1 Elementos Maiores

No Acme Analytical Laboratories Ltd.-Canadá as amostras SC-46a; SCF-35; SCF-46; SC-55; SC-54; SCF-21; SCF-30; SCF-39; SC-52; FL-373; FL-336A; FL-339; SC-84; SC-93; FL-367; FL-366; SC-47; SC-75; SC-71; SC-61; FL-370; FL-354; FL-387; FL-356C; FL-388; SC-95-a; SC-69; SCF-38; SCF-47; SCF-36; SC-67; SC-47; SC-65; FL-396; FL-342; SC-83; SC-88; FL-344; FL-328A; FL-348; SC-46b; SC-95-b; FL-326A; FL-335B; FL-371A; FL-336B; FL-389 tiveram seus elementos maiores analisadas por ICP-ES após a fusão por LiBO_2 .

A determinação do ferro ferroso (FeO) foi realizada em algumas amostras, no laboratório de geoquímica da UFPE, no NEG-LABISE. Para esta determinação foi utilizado

0,2000 ± 0,0002g de cada amostra e a mesma quantidade de amostra padrão (andesito), esta última usada para monitorar a precisão dos resultados, bem como soluções “brancas”.

Para a abertura da estrutura cristalina da amostra foi utilizada uma solução de 8 ml de “A.R.” com 40% de HF, a qual foi adicionada as amostras em garrafas plásticas e deixadas em repouso (média de 05 dias). Após a abertura da estrutura, foi adicionada a esta solução, 60 ml de solução de ácido bórico para que fosse facilitada a dissolução de qualquer precipitado. Em seguida, após a transferência desta solução para beakers, foi pipetada 10 ml de solução de sulfato de amônia ferrosa, e 2 ml de solução indicadora. Com a utilização de uma pipeta graduada foi adicionada ao *becker*, sobre um agitador magnético, uma solução de dicromato de potássio até que fosse alcançada a cor cinza esverdeado, indicadora da quantidade de ferro ferroso contido na amostra. Em seguida, foram feitas correções e os resultados obtidos foram excelentes, quando comparados os valores obtidos para a amostra padrão no laboratório com àqueles tabelados.

A partir dos dados analíticos obtidos para os elementos maiores foram confeccionadas tabelas e vários diagramas binários e ternários, os quais foram interpretados petrologicamente, servindo de subsídio para sugerir o modelo petrogenético apresentado.

2.7.2 Elementos Traços

As análises para alguns elementos menores e traços foram realizadas no Acme Laboratories Ltd.. As amostras Sc-95A, Sc-95B, foram analisadas por INAA para a determinação de alguns elementos traços (Ba, Ce, Co, Cr, Eu, Hf, La, Lu, Mo, Nd, Ni, Rb, Sc, Sm, Sr, Ta, Th, U, Y, Zr e Y). Neste mesmo laboratório a maioria das amostras foi analisada por ICP-MS com fusão por LiBO₂, onde foram quantificados os teores de Au, Ag, As, Ba, Bi, Cd, Co, Cs, Cu, Ga, Hf, Hg, Mo, Nb, Ni, Pb, Rb, Sb, Sc, Se, Sn, Sr, Ta, Th, Ti, U, V, W, Y, Zn e Zr (SC-46a; SCF-35; SCF-46; SC-55; SC-54; SCF-21; SCF-30; SCF-39; SC-52; FL-373; FL-336A; FL-339; SC-84; SC-93; FL-367; FL-366; SC-47; SC-75; SC-71; SC-61; FL-370; FL-354; FL-387; FL-356C; FL-388; SC-69; SCF-38; SCF-47; SCF-36; SC-67; SC-47; SC-65; FL-396; FL-342; SC-83; SC-88; FL-344; FL-328A; FL-348; SC-46b; FL-326A; FL-335B; FL-371A; FL-336B; FL-389).

A partir da obtenção dos resultados analíticos deu-se início a fase de confecção de diagramas binários e ternários, e interpretação dos resultados, os quais serviram de suporte para fundamentar as interpretações petrogenéticas apresentadas neste trabalho.

2.7.3 Elementos Terras Raras

As determinações para os elementos terras raras foram feitas em 45 amostras, incluindo as unidades principais e enclaves. Estas análises foram realizadas no Acme Analytical Laboratories Ltd.-Canadá, onde as amostras foram fundidas com LiBO_2 e analisadas por ICP-MS.

Os Elementos Terras Raras foram normalizados pelo Condrito (Boynton ET AL., 1984), e em seguida feitas às interpretações que fundamentaram a elaboração do modelo petrogenético proposto para o plutão estudado.

2.8 DADOS ISOTÓPICOS- Rb/Sr, Sm/Nd, U/Pb

Os dados isotópicos de Rb/Sr e Sm/Nd foram obtidos em 04 amostras representativas das diferentes unidades e enclaves. Estes dados foram obtidos no laboratório de geoquímica isotópica, da Universidade do Kansas, Estados Unidos. Nas análises Sm-Nd as amostras de rocha pulverizadas foram dissolvidas em cadinhos de teflon, utilizando-se 1 ml de 7N HNO_3 + 3ml 48% HF para reduzir a quantidade de sílica na amostra. A solução foi colocada em uma placa quente, até a secagem completa. Foi adicionado 1 ml 7N HNO_3 e 5ml 48% HF ao cadinho que foi fechado e colocado em uma jaqueta de aço inox para bombeamento por três dias em um forno a uma temperatura de 180° , para converter compostos fluorídricos em clorídricos. Os Elementos Terras Raras foram extraídos em colunas de trocas catiônicas, contendo resina DOWexAG50W-X8 de 200-400meshes, e o Sm e o Nd foram separados usando colunas de troca de ânions contendo resina EICHROM LN-SPIC de 100 –200meshes, seguindo a metodologia desenvolvida por Patchett & Ruiz (1987). As composições isotópicas de Sm e Nd foram medidas em um espectrômetro de massa múlticoletor VG sector 5. O Sm foi depositado com H_3PO_4 em um filamento simples de Ta e analisado como Sm+ no modo multicoletor estático. O Nd foi depositado com ácido fosfórico em um filamento simples de Re tendo uma fina camada de resina AGW-50 e analisado como Nd+ usando o modo dinâmico. Foram medidas 100 razões com intensidade de corrente de 1V para a massa Nd^{144} ; isto produziu uma precisão interna de 10-20ppm. A precisão externa, baseada em análises repetidas de padrão interno é igual ou menor que $\pm 30\text{ppm}$ (1σ) todas as análises foram ajustadas para o erro sistemático instrumental, determinado pelas medidas de um padrão interno usado com o ajuste periódico da posição do coletor; com base nisto, nossas análises de média de Nd La jolla foi de $0,511860 \pm 0,000009$.

Os dados isotópicos de U/Pb foram obtidos em 01 amostra da unidade alcalifelspató sienito cinza (amostra SC-46). Desta amostra SC-46, foram separadas três frações magnéticas de zircão [frações (0), (1) e (-1)]. Os grãos das diferentes frações foram analisados no laboratório de geoquímica isotópica, da Universidade do Kansas por Adejardo F. Silva Filho.

Os cristais de zircão analisados foram separados inicialmente usando a técnica padrão de britagem da amostra, peneiramento para a obtenção de um produto com granulação abaixo de 0,149mm (100mesh). Para a eliminação dos minerais muito magnéticos foi utilizado um ímã e o concentrado não magnético resultante foi tratado com bromofórmio. Em seguida, a porção pesada e não magnética (portadora de zircões) foi concentrada, usando iodeto de metileno. Após sucessivas lavagens com água tridestilada e HNO₃ 7N, o concentrado de zircão foi passado no separador magnético FRANZ, para separar as diversas populações magnéticas. Cada fração foi então examinada cuidadosamente, onde foi feita a seleção dos zircões, separados um a um manualmente, até que fosse atingida a quantidade necessária.

Para análise de U-Pb foram escolhidas as frações não magnéticas (0) e as imediatamente mais próximas (-1 e 1). Destas frações, para remover os grãos metamíticos e as porções danificadas por decaimento radioativo, foi procedida a abrasão, por duas horas, dos grãos usando pirita e ar comprimido até que fosse removido 20% do grão. Os grãos resultantes apresentam-se transparentes e translúcidos e tem cor rósea clara, são prismáticos com terminações bipiramidais, típicas de crescimento magmático.

Os Cristais de zircão selecionados e separados para análise ± 4 grãos por fração foram os grãos limpos, claros e sem evidências de quebraimento. Estes foram pesados e antes do grão ser dissolvido, ele foi lavado em água destilada a 4N de HNO₃ seguido por água. Em seguida, antes da digestão por ataque químico, foram adicionadas, às frações, um spike (um traçador) de Pb ²⁰⁵/U²³⁵. A abertura (dissolução) do zircão foi feita com 29 N de HF com um traço de HNO₃. A separação química seguiu o método modificado de Krough (1973, 1982) e Parrish (1987) com as modificações de propostas por Corfu & Noble (1992). O concentrado final da amostra foi depositada sobre um filamento de Re, em alto vácuo e altas temperaturas.

O espectrômetro de massa utilizado foi VG sector thermal ionization. O procedimento do branco foi de <10Pg de Pb e < 1Pg de U.

Todos os dados foram reduzidos assumindo um máximo de 10 Pg de branco e o restante sendo colocado para Pb comum nos minerais analisados (as idades analisadas deste modo foram insignificamente menores que aqueles calculados se todo o Pb comum fosse assumido ser devido a contaminação pelo procedimento.

Os resultados finais das análises espectrométricas foram calculados utilizando o Pb dat e programas ISOPLOT de Ludwig (1991) e Ludwig & Titterington (1994). As idades foram calculadas usando a constante de decaimento de Jaffey et al (1971). O erro contado para a razão isotópica é de 2σ e foi calculada seguindo o método de Ludwig (1980). O Pb comum inicial nas frações minerais foram estimadas usando o método de Stacy & Kramer (1975).

Os dados analíticos resultantes foram plotados em diagramas concórdia para a visualização do grau de discordância dos zircões e para as devidas interpretações geológicas.

3 GEOLOGIA REGIONAL

3.1 INTRODUÇÃO

O Batólito Serra do Catu está situado, geotectonicamente, na porção sul da Província Borborema (Almeida et al., 1977), nordeste do Brasil, mais especificamente na região limite entre o maciço Pernambuco-Alagoas (Brito Neves, 1975) ou Terreno Pernambuco-Alagoas (Santos, 1995) e o Domínio Canindé-Marancó (Santos e Souza, 1988) ou terreno Canindé-Marancó (Santos, 1995).

3.2 PROVÍNCIA BORBOREMA

A Província Borborema (Almeida et al., 1977) está limitada, a norte, pelo cráton de São Luis e, a sul pelo cráton do São Francisco; a oeste e a leste está coberta pelos sedimentos da Província do Parnaíba e da Província Costeira, respectivamente (Figura.3.1).

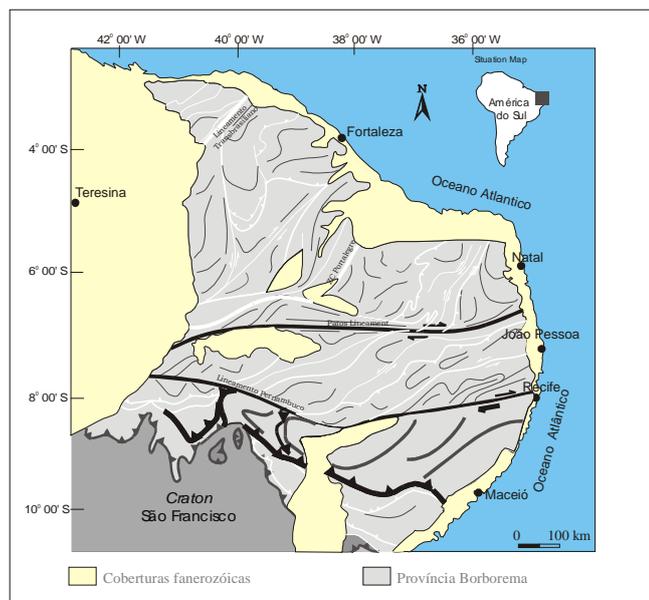


Figura.3.1- Mapa esquemático mostrando a localização da Província Borborema

A Província Borborema constitui parte de um mega-cinturão orogenético que tem continuidade, a sudoeste, nas faixas do centro-oeste brasileiro (faixas Rio Preto e Brasília) e, a nordeste e a leste, nas faixas do continente Africano [Brito Neves e Cordani, 1991 e outros], onde constitui a porção central de um largo cinturão móvel Pan-Africano/Brasiliano (Pan-Africano no leste e Brasiliano no oeste), que se formou devido a convergência e colisão do cráton São Luís-África ocidental, do cráton São Francisco-Congo-Kasai-Angola e vários maciços, durante a construção do Gondwana Ocidental (Trompette, 1994 e 1997), no final do Neoproterozoico.

Nas reconstruções Pré-Drift do Pangea (Toteu et al., 2001) este cinturão móvel Pan-Africano Brasiliano se estende, do Brasil para a África central, através dos Cinturões de Dobramentos Africano Central, Nigeriano, Hoggar e Pharusiano (Figura.3.2), ocupando a porção norte de Gondwana, a qual representa a reunião de segmentos de crostas continentais, que ocorreu no final do Neoproterozóico e início do paleozóico, e as quais foram variavelmente deformadas a cerca de 600Ma (Brito Neves e Cordani, 1991; Van Schmus et al., 1995, 1997). Nestas reconstruções existem outras referências de correlação na parte central do Cinturão Pan-Africano-Brasiliano, são as estruturas geradas na fase final de sua colisão, sin - a pós- colisionais, representadas na zona Transversal pelo lineamento Patos/Garoua e lineamento Pernambuco/Adamoua-Ngaounder, (Figura.3.2) onde, no lado africano deste último lineamento, se instalou posteriormente a linha vulcânica Terciária de Camarões. Além destes lineamentos, desenvolveram-se zonas de cisalhamento de direção NE-SW, as quais se estendem de Hoggar ao Brasil central, e outras falhas como as de Tcholliré-Banyo e Sanaga (Figura.3.2) que também parecem continuar no Brasil, porém suas correlações são incertas, embora possam marcar limites isotópicos (TDM).

Esta província está constituída por complexos do embasamento gnáissico migmatítico, a maioria formada durante o ciclo Transamazônico/Eburneano (~2-2.2Ga.) e parcialmente recoberta por rochas metavulcânicas e metassedimentares paleoproterozóicas a neoproterozóicas (Van Schmus et al., 1995, 1996; Dantas et al., 1998; Fetter et al., 2000 ; Hackspacher et al., 1990; Legrand et al., 1991 a; Sá et al., 1991; Brito Neves et al., 1993; Souza et al., 1993). Além do Evento transamazônico a província foi afetada pelos eventos o Cariris Velhos (1.0 Ga.) e o Brasiliano (~0,6 Ga).

O Evento Cariris Velhos está representado por augen gnaisses, migmatitos com muscovita e leucogranitos a duas micas, distribuído na porção central da Província da Borborema, ao sul da zona de cisalhamento Patos (Van Schmus et al., 1995; Brito Neves et al., 1995), os quais apresentam idades no intervalo de 980-920Ma (Brito Neves et al., 2000 e 2001b) e TDM entre 1.9 e 1,4 Ma (Brito Neves et al., 1995 e 2001b). Este evento pode ter envolvido

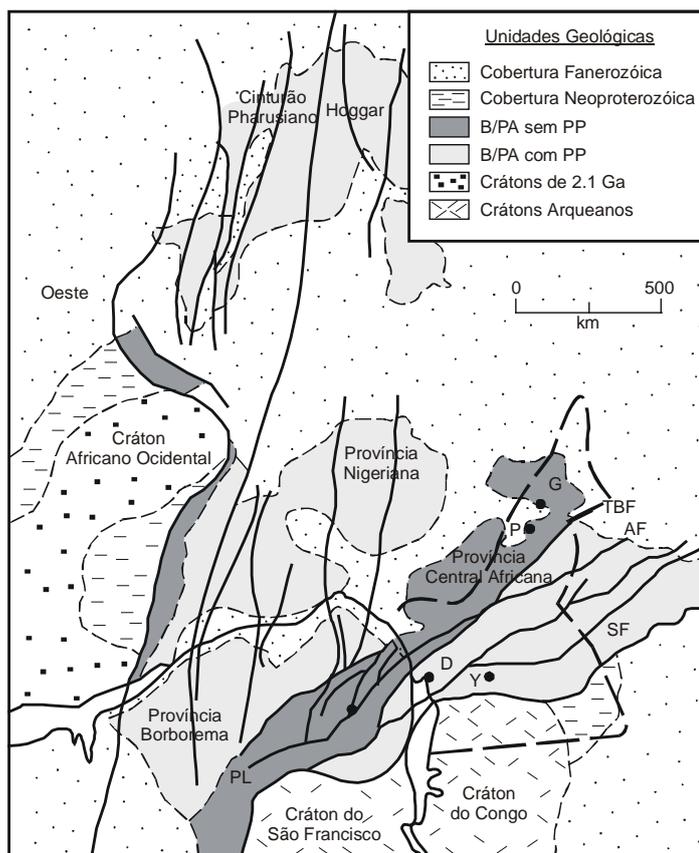


Figura.3.2- Mapa geológico esquemático para a África Central Ocidental e o nordeste do Brasil em uma configuração Gondwana (Pré-drift) (Toteu et al, 2001). Craton arqueano - pode incluir cinturões de dobramentos Paleoproterozóicos; B/PA com PP' - refere-se a regiões de deformação Brasiliano-Pan Africano com grandes quantidades de embasamento paleoproterozóico retrabalhado; B/PA sem PP = Regiões de deformação Brasiliana-Pan Africana na qual o embasamento paleoproterozóico é ausente ou só está presente como pequenos blocos isolados; PL = Lineamento Pernambuco; SF = Falha Sanaga; TBF = Falha Tcholliré-Banyo. Cidades em Camarões D = Donala; G = Garona; P = Poli; Y = Yaoundé AF = Falha Adamoua.

a formação de crosta juvenil a aproximadamente 1.1-1.0 Ga, seguida por uma orogenia colisional (orogenia Cariris Velhos a ~1.0 a 0.96 Ga.). Estas rochas são interpretadas como granitos colisionais crustais (Santos, 1995, Santos e Medeiros, 1999, Brito Neves et al., 2000), porém Neves (2003) sugere que os granitos a duas micas se assemelham aos granitos intrapalaca e os valores das idades modelos podem sugerir, na sua gênese, o envolvimento de uma quantidade substancial de fonte paleoproterozóica. Deste modo, o referido autor advoga a pré-existência de um embasamento generalizado e interpreta os referidos granitos como semelhantes a granitos tipo A posicionados durante rifteamento continental.

O Evento Brasileiro (Pan–Africano) afetou toda a província, foi responsável por metamorfismo de baixo a alto grau, causou aquecimento regional, intrusões de granitos, que estariam controladas por zonas de cisalhamento (Archanjo, 1993; Jardim de Sá, 1994; Neves e Vauchez, 1995; Vauchez et al., 1995) e o desenvolvimento de sistemas de zonas de cisalhamento transcorrentes E–W e NE–SW, em escala continental (Santos et al., 1984; Caby et al., 1991), as quais re-trabalharam uma foliação plana, observada nas rochas do embasamento e supracrustais (Vauchez et al., 1995, Caby et al., 1995). Para alguns autores durante este evento houve o desenvolvimento de uma foliação sub-horizontal durante o início do episódio tectônico de idade paleoproterozóica (Jardim de Sá, 1984, 1994 e referencias).

A grande abundância de granitos tardios (Sial, 1986; 1987) é uma feição que diferencia esta província de muitos outros cinturões dobrados Brasileiro-Pan – Africanos. A maioria destes granitóides formou-se durante os últimos estágios da orogenia Brasileira.

A Província Borborema foi subdividida por Van Schmus et al. (1995) em três domínios principais, os Domínio Setentrional, central e Meridional, separados pelos lineamentos Patos e Pernambuco.

A Província Borborema apresenta um arcabouço geológico complexo e tem sido interpretada ora como um mosaico de microplacas e cinturões dobrados, colados durante diferentes eventos orogênicos (Santos, 1995), ora como um cinturão orogênico, formado em um ambiente intracontinental resultante de uma tentativa abortada de quebra do Atlântica (Figura.3.3) [Neves, 2003].

Santos (1995, 1996, 1998), baseada no modelo de colagem de terrenos tectono-stratigráficos distintos, propôs que a Província Borborema seria um orógeno acrescionário, formado pela amalgamação de vários terrenos distintos, ocorrida durante os Eventos Cariris Velhos (idade Grenville) e Brasileiro (Pan-Africana) [Santos e Medeiros, 1999; Santos et al., 1999], esta última responsável pela justaposição e dispersão de terrenos. Na Figura 3.4 mostra-se a nomenclatura usual para os terrenos que compõem a Província Borborema (Brito Neves et al., 2000).

Porém, Mariano et al., (2000) estudando a assinatura geoquímica e os dados isotópicos de dioritos de distintos terrenos tectônico da Província Borborema, observaram nestes semelhanças nas assinaturas geoquímicas (elementos maiores traços e terras raras) e encontraram valores de eNd (600 Ma) negativos (-6,4 a -16) e TDM no intervalo de 1,5 a 2.0 Ga., e sugeriram uma reavaliação do modelo de acreção de terrenos tectônicos para a Província. Neves (2000) re-avaliando a evolução tectônica da Província Borborema, que com a identificação do evento cariris velhos no Domínio central, foi interpretada através de um modelo policíclico, argumentou que os dados disponíveis são contrários a existência de uma tectônica acrescionária Neoproterozóica na Província Borborema.

Neves (2003) avaliando criticamente as evidências para duas orogenias neoproterozóicas e para a acreção de terrenos na Província Borborema, com base em informações petrológicas, geoquímicas isotópicas e estruturais argumentou contra a possibilidade do Evento Cariris Velhos representar uma fase orogênica regional. Associada a esta interpretação e dada a ausência de eventos orogênicos do início do Neoproterozóico no cinturão Brasileiro/Pan-Africano, reforçaram a possibilidade alternativa de que o Evento Cariris Velhos represente um episódio de

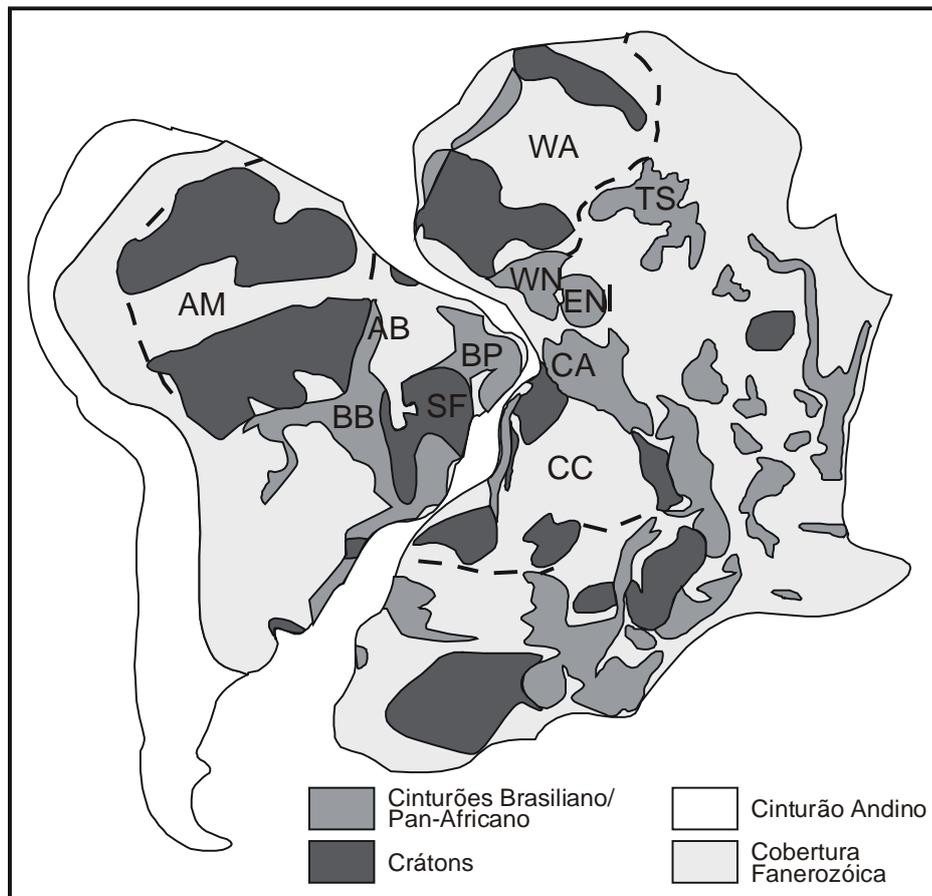
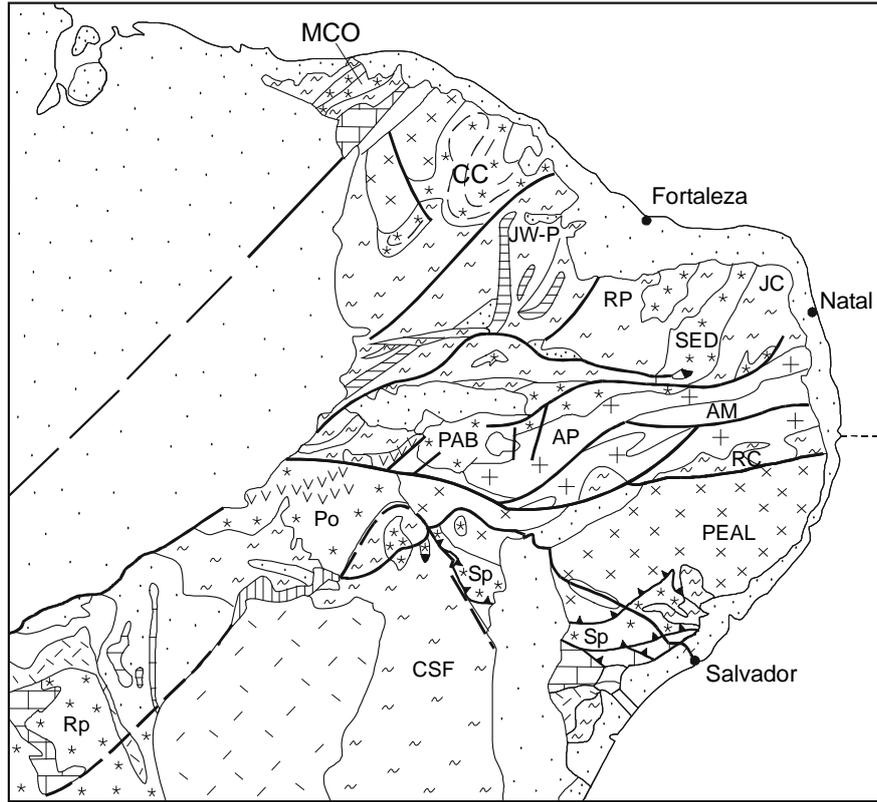


Figura 3.3 - Mapa geológico esquemático do Gondwana Ocidental mostrando a distribuição dos principais cratons e cinturões Brasiliano-Pan-Africano. As linhas pontilhadas são os contornos aproximados dos cratons. Cratons: AM= Amazônico, CC=Congo, SF= São Francisco, WA= Africano Ocidental, Cinturões: AB= Araguaia, BB = Brasília, Províncias : BP= Província Borborema, CA= Camarões, EM = Este Nigeriana, WN = Oeste nigeriana . TS = Escudo Tuareg.(Fonte: Neves, 2003).



MCO		Médio Coreau
CC		Ceará Central
RGND	JW-P RP SED JC	Jaguaribe-W Potiguar Rio Piranhas Faixa Seridó São José Campestre
TZ	PBA AP AM RC	Piancó-Alto Brígida Alto Pajeú Alto Moxotó Rio Capibaribe
SD	Rp Po Sp	Rio Preto Riacho do Pontal Sergipano
PEAL		Maciço Pernambuco-Alagoas
CSF		Cráton São Francisco

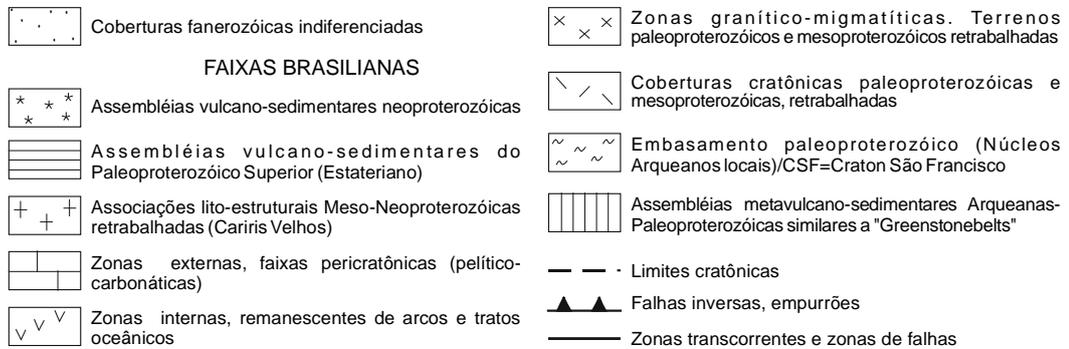


Figura. 3.4 - Mapa esquemático mostrando a nomenclatura para os terrenos que compõem a Província Borborema (Brito Neves et al., 2000 e Brito Neves et al., 2001).

com a inversão da Bacia só ocorrendo durante o Brasileiro. Os argumentos contra o modelo de acreção de terreno advêm, segundo o referido autor, do pouco registro de evidências de fechamento oceânico e de magmatismo de arco, sugerindo que os Terrenos da Província Borborema não foram separados por grandes oceanos. Além disso, a petrologia e geoquímica de grandes plutões Brasileiros em diferentes Domínios indicam que embora haja contrastes entre plutões nos três Domínios estes não permitem a individualização de diferentes Terrenos (Ferreira et al., 1998), indicando assim a existência de uma litosfera continental relativamente homogênea formada durante o ciclo Transamazônico Paleoproterozóico se estendendo através de toda a Província. Outro argumento apresentado pelo referido autor é que as grandes zonas de cisalhamento, candidatas naturais para representar sutura de Terrenos e interpretadas por Santos (1999) como limites de primeira ordem, são feições Brasileiras e que elas não são e nem re-trabalharam limites de terrenos. Além disso, a natureza das rochas metamórficas nos cinturões supracrustais sugerindo deposição em ambiente continental, ocasionalmente sujeita a ingressões marinhas, a ocorrência restrita de assembléias petrotectônicas características de ambientes de zonas de subducção, o fato de a Província Borborema consistir principalmente de crosta paleoproterozóica retrabalhada e não de blocos oceânicos juvenis, conclui que a orogenia brasileira ocorreu predominantemente em um ambiente intracontinental.

3.3 DOMÍNIO MERIDIONAL OU EXTERNO OU SUL

O Domínio Meridional (Van Schmus et al., 1995) ou externo (Santos, 1995) ou Sul (Brito Neves et al., 2000) distribui-se bordejando a porção norte do craton São Francisco e está constituído pelos Terrenos Sergipano, Riacho do Pontal e Rio Preto e pelo Maciço Pernambuco-Alagoas (Brito Neves et al., 2000).

Neste Domínio o Batólito Serra do Catu está situado na região limite entre o maciço/Terreno Pernambuco-Alagoas (Brito Neves, 1975, Santos, 1995) e Terreno Sergipano, mais especificamente o Domínio/Terreno Canindé-Marancó (Santos e Souza, 1988, Santos 1995) ou Domínio Canindé (Davison e Santos, 1989).

3.3.1 Terreno Pernambuco -Alagoas

O terreno Pernambuco-Alagoas possui forma triangular com cerca de 70.000 Km², com eixo principal na direção E-W (WNW-ESE e WSW-ENE). Está limitado, a norte, com o Domínio da zona transversal através do Lineamento Pernambuco e, a sul e a oeste, através de empurrões/transpurrões, com o Terreno Sergipano, Canindé-Marancó e Casa Nova/Riacho do pontal, respectivamente. A Bacia Tucano-Jatobá encobre a parte centro-

oeste deste terreno, seccionando-o geograficamente nos setores Leste e Oeste. Parte do limite entre o terreno Pernambuco-Alagoas e o Terreno Canindé-Marancó é mascarado por uma intensa atividade magmática brasileira, representada por rochas plutônicas Neoproterozóicas/ Brasileiras e dentre estas, o Batólito Serra do Catu.

Ebert (1962) foi o primeiro a reconhecer a presença de rochas muito antigas na área hoje denominada de Maciço Pernambuco-Alagoas e, de acordo com o referido autor, estas constituiriam o embasamento das rochas metamórficas que ocorriam ao norte desta área. Nas últimas quatro décadas (60, 70, 80 e 90) o status geotectônico e geológico do Terreno Pernambuco Alagoas tem sido discutido, onde tem sido definido como um batólito (Richter e Ponte, 1964), como Maciço de Itaíba (Santos, 1971), como alto tectônico (Brito Neves e Cordani, 1973), como Maciço Pernambuco-Alagoas (Brito Neves, 1973 e 1975), como uma área cratogênica (Mello et al., 1977), como um terreno (Santos, 1995), como um membro junto com os cinturões de dobramentos Riacho do Pontal e Sergipano do Domínio Tectônico Sul (Van Schumus et al., 1997), e como um domínio constituinte do cinturão Sul-Alagoano (Silva Filho e Torres, 2001 e 2002).

Baseado no modelo de terrenos proposto para a porção centro sul da Província Borborema por Jardim de Sá et al. (1992), Jardim de Sá (1994) e Santos (1996 e 1998), o Terreno Pernambuco-Alagoas é caracterizado como uma grande entidade mesoproterozóica a meso/neoproterozóica, com alguns núcleos arqueanos (Riacho Seco) a qual foi re-trabalhada tectonicamente durante o Neoproterozóico, quando ocorreu uma importante atividade magmática (Medeiros et al., 1998)

Oliveira e Medeiros (2000) através de interpretações de dados geofísicos concluíram que o Maciço ou Terreno Pernambuco-Alagoas representa um segmento crustal heterogêneo, cujos limites estão correlacionados com zonas de cisalhamento, e identificaram neste tendências estruturais e alinhamentos de rochas granitóides. Além disto, sugeriram que o Terreno Pernambuco-Alagoas está constituído pela aglutinação de diferentes blocos tectônicos.

De acordo com Medeiros et al. (1998), a porção oeste do Terreno Pernambuco-Alagoas (TPA) caracteriza-se por apresentar uma tectônica de nappes com transporte de massa para WNW, englobando fragmentos de Riacho Seco e seqüências supracrustais do evento Cariris Velhos. Constitui-se pelo Complexo Belém do São Francisco (associação granítica migmatítica com restos de supracrustais), Complexo Cabrobó (termos metavulcanossedimentares na Fácies Anfibólito), ortognaisses Cariris Velhos (dioritos a sienogranitos) e magmatismo neoproterozóico, próximo ao lineamento Pernambuco (Medeiros et al., 1998).

Na porção leste do Terreno Pernambuco-Alagoas, ocorrem seqüências de metagrauvascas, vulcanossedimentares e continentais correlacionáveis ao Complexo

Cabrobó, o Complexo Belém do São Francisco (ortognaisses migmatíticos e migmatitos com mesossomas tonalíticos a quartzo dioríticos) ortognaisses metaluminosos e leuco-ortognaisses peraluminosos, por vezes migmatizados, além de augen gnaisses metaluminosos. Para os gnaisses migmatíticos na porção W de Palmeira dos índios Van Schmus et al. (1995) obtiveram idades de 1,5 Ga e TDM de 1,37 Ga para augen gnaisses, este último compatível com os metagranitóides Cariris Velhos referidos na porção oeste do TPA. O magmatismo brasileiro ocorre principalmente na porção leste do TPA, representada por suítes peraluminosas, metaluminosas K-calcioalcalinas a ultrapotássicas/shoshoníticas.

Medeiros (1998), a partir da integração de informações/mapas pré-existentes, acrescidos de informações de campo, petrográficas informações de literatura e dados geofísicos, reconheceu no Terreno Pernambuco-Alagoas representantes do plutonismo anorogênico mesoproterozóico, dos complexo cabrobó, belém do são francisco, ortognaisses mesoproterozóicos (plutonismo sintectônico Cariris Velhos) e vários plutões neoproterozóicos (cedo a sin, sin a tardi, tardi a pós e pós-brasilianos).

De acordo com Medeiros (1998), o plutonismo anorogênico mesoproterozóico está distribuído na porção este e oeste do Terreno Pernambuco-Alagoas, representado por ortognaisses e migmatitos indiscriminados e biotita anfibólio augen gnaisses e ortognaisses de composição granítica-granodiorítica e quartzo sienítica, com idades de 1,577 Ma e TDM=1.98 Ga (Van Schmus et al., 1995) e 1,523 Ma (Pessoa et al., 1978)

□73 Ma e

O Grupo Cabrobó foi denominado originalmente e informalmente de por Leal (1970) para englobar paragnaisses, micaxisto, leptinitos, quartzito, metagrauvas e anfibolitos, com fases migmatíticas locais e intercalações de calcários claro freqüentemente magnesianos, rochas calciosilicáticas e anfibolitos, com metamorfismo de médio a alto grau, além de corpos intrusivos de granitos porfiros e granito róseo, os quais ocorriam ao sul do lineamento Pernambuco. A denominação de Complexo Cabrobó foi utilizada posteriormente por Sial et al. (1983), Brito Neves et al. (1984), e Lima et al.(1985)

No Maciço Pernambuco-Alagoas, Lima et al. (1985) dividiram o Complexo Cabrobó em C1 e C2, cujo contato se daria por falhamento. A distinção entre ambos estaria refletida no contexto lito-estrutural, com diferenças no grau de deformação em função da posição espacial dentro da crosta. O Complexo Cabrobó C1, distribuído a norte e a sul do Lineamento Pernambuco, teria derivação sedimentar, com grandes quantidades de lentes de rochas calciosilicáticas e calcários cristalinos, intercalados em uma seqüência de gnaisses quartzo-feldspáticos placosos (metarcosios, leptinitos), gnaisses melanocráticos ricos em biotita, biotitos, para e ortoanfíbolitos, intrusões de rochas ígneas básicas e ácidas (Grupo Morro Vermelho), migmatitos restritos (nebulíticos e graníticos) gerados por deformações e final destas deformações estariam sempre associadas frações graníticas aplíticas e pegmatíticas. O complexo Cabrobó (C2) estaria representada por rochas

migmatíticas, estromáticas, schlieren, scholen, flebítica, nebulítica, indicando fase de deformação mais intensa, com material granítico como mobilizados, restos (xenólitos) de rochas calcárias, calciossilicáticas e básicas embutidas no paleossoma das rochas migmatíticas..

Santos (1995) redefiniu o Complexo Cabrobó, que passou a abranger duas seqüências, as quais estão restritas a terrenos da zona transversal : a) Seqüência Serra do Sítio (de natureza essencialmente sedimentar e b) Seqüência Lagoa das Contendas (de natureza vulcanossedimentar)

O Complexo Belém do São Francisco foi proposto por Santos (1995) para englobar representantes do Complexo Cabrobó e da Suíte Intrusiva Morro Vermelho de Lima et al. (1985). O Complexo Belém do São Francisco está representado por ortognaisses migmatíticos que incluem alguns remanescentes de rochas supracrustais do Complexo Cabrobó, muitas vezes não mapeáveis em escala regional, que ocupa uma grande extensão da área entre a Faixa Sergipana e o Lineamento Pernambuco. Neste complexo ocorrem foliações difusas, ou de baixo ângulo, enxames de pequenas intrusões ou fatias graníticas controladas por tectônica contracional e fácies migmatíticas com estrutura em schlieren e nebulíticas. As idades modelo para este litotipos sugerem protólito do proterozóico médio (Van Schmus et al., 1993)

O plutonismo sintectônico Cariris Velhos de idade mesoproterozóica é interpretado como sendo representado por biotita augen gnaisses e ortognaisses (por vezes com anfibólio) grosso de composição granítica a tonalítica e quartzo monzonítica/monzodiorítica, com enclaves máficos anfibolitizados e porções migmatíticas e por biotita ortognaisses de composição granítica a tonalítica (raramente quartzo diorítica com porções migmatíticas), pois não existem datações definitivas. Van Schmus et al. (1995), obtiveram em ortognaisses na porção oeste do Terreno Pernambuco-Alagoas TDM de 1.37Ga.

Na porção nordeste do Terreno Pernambuco Alagoas ocorre plutonismo meso a neoproterozóico, são leucogranitóides peraluminosos, com foliação evidente ou tênue, contendo biotita-granada, biotita-muscovita ou biotita-cordierita e estes são interpretados como tendo sido posicionados no final do Evento Cariris Velhos ou como cedo a sin brasileiro. Nestes litotipos as datações são escassas, mas são correlacionáveis aos leucogranitóides das regiões de Angelim e Quipapá (PE), os quais foram datados por Silva Filho et al. (1997) e forneceram TDM de 1,8 a 2,2 Ga

O plutonismo neoproterozóico no Terreno Pernambuco-Alagoas é muito intenso e está correlacionado à orogênese brasileira na Província Borborema. Este plutonismo foi separado, de acordo com o seu posicionamento tectônico em relação ao evento brasileiro, em plutonismos cedo a sin, sin a tardi, tardi a pós-brasilianos (Medeiros, 1998)

O plutonismo cedo a sin brasileiro está representado por granitóides indiscriminados com biotita e/ou turmalina. Estes possuem idades TDM de 1,16 Ga e ϵNd de -19 , sugerindo uma fonte mesoproterozóica.

O plutonismo sin a tardi brasileiro engloba granitóides da série metaluminosa K-calcioalcalinas (p.ex. Santana do Ipanema) que englobados com os outros inúmeros corpos magmáticos (biotita anfibólio granitos a quartzo monzonitos por vezes com piroxênio e fácies sieníticas com textura grossa a porfirítica, algumas porções com grã fina/média, apresentando enclaves dioríticos, termos dioríticos de grã fina).

O plutonismo tardi a pós-brasiliano está representado pela suíte peraluminosa e pela suíte shoshonítica peralcalina e/ou metaluminosa. A suíte peraluminosa (p.ex. Ouro branco, Xingo) é bastante expressiva no Terreno Pernambuco Alagoas, e está representado pelos biotita leucogranitos/ granodioritos equigranulares médios com granada podendo predominar muscovita e/ou turmalina. Possui porções migmatíticas e megaxenólitos de metabásicas, calcários/mármore e anfibolitos. Na região de Xingo, Silva Filho et al. (1997) obtiveram para estes granitóides peraluminosos idade modelo Sm/Nd (TDM de 2,32Ga e 1,39Ga. e ϵNd de $-2,3$ e -1). A suíte shoshonítica peralcalina e/ou metaluminosa (p.ex. Serra do Catu, Curitiba, Cachoeirinha, Toritama) está representada por anfibólio quartzo sienitos, sienitos e quartzo monzonitos com clinopiroxênio e/ou biotita, além de alcalifeldspato granitos e granitos. Pode conter xenólitos de metabásicas. Determinações geocronológicas realizadas nos plutões de Toritama, Serra do Catu e Curitiba, variam entre 581Ma e 617Ma (Pessoa et al., 1978; Guimarães e Silva Filho, 1997; Silva Filho et al., 1997). Silva Filho et al. (1997) obtiveram uma idade de 592 ± 7 Ma, e idade modelo Sm-Nd (TDM) variando de 1,4 a 2,0 Ga., sugerindo uma fonte paleoproterozóica/ mesoproterozóica para os litotipos desta suíte.

O plutonismo pós-tectônico está representado por plutões descritos/correlacionáveis ao Tipo A/intraplaca. No Terreno Pernambuco-Alagoas, o plutão Ingazeira representa este tipo de magmatismo e é constituído por rochas de composição diopsídio gabros/dioritos de grã média

Silva Filho et al. (2002) utiliza a denominação de Complexo Pernambuco-Alagoas para englobar as várias suítes e intrusões graníticas e complexos metamórficos identificados por Silva Filho et al. (1996a, 1996b, 1997a, 1997b) na porção leste do Terreno Pernambuco Alagoas, estas com composições variando de calcioalcalina, calcioalcalinas de alto K, shoshonítica, medianamente alcalina até peraluminosa.

Silva Filho et al. (2002) dividiram o complexo em cinco batólitos, agrupados informalmente com base na abundância das principais fases máficas, a saber: Garanhuns, Ipojuca-Atalaia, Correntes-Marimbondo, Águas Belas-Canindé e Buíque Paulo Afonso, os quais teriam intrudido encaixantes granítico-migmatíticas. Neste contexto, usando os

isótopos de Nd para mapear e melhor compreender o referido complexo, identificaram dois Domínios crustais principais: O Domínio Garanhuns com idade Sm-Nd TDM variando de 1,9 a 2,6 Ga, englobando os batólitos Garanhuns, Ipojuca-Atalaia e parte dos Complexos Cabrobó e Belém do São Francisco, e o Domínio Água Branca com a maioria das idades TDM variando de 1,5 a 1,0 Ga, compreendendo os batólitos de Correntes-Marimbondo, Águas Belas-Canindé e Buíque Paulo Afonso e os complexos Cabrobó e Belém do São Francisco (Figura. 3.5). neste contexto o Batólito Serra do Catu está situado no Domínio Água Branca, no limite entre o Batólito Águas Belas Canindé e o Domínio Canindé Marancó.

3.3.2 Sistema de Dobramentos Sergipano

O Batólito Serra do Catu está situado no limite entre o Terreno Pernambuco –Alagoas (Domínio Água Branca) e o Sistema de Dobramentos Sergipano, entidade do Ciclo Orogênico Brasileiro (Almeida, 1967; Brito Neves, 1975; Almeida et al., 1976), mais especificamente com o Domínio Canindé-Marancó (Santos e Souza, 1988) ou Domínio Canindé (Davison e Santos, 1989).

O Sistema de Dobramentos Sergipano se dispõe, a partir dos estados de Sergipe e Alagoas, ortogonalmente à linha de costa atlântica se estendendo para oeste, com forma triangular, até o sul da cidade de Curaçá, norte da Bahia (Figura.3.6). Este Sistema de Dobramento é seccionado diagonalmente na direção N-S pela Bacia do Tucano (centro e norte) gerado pelo rifteamento mesozóico do Reconcavo-Tucano-Jatobá, definindo assim os segmentos oriental e ocidental.

A continuidade deste Sistema de Dobramentos para o oeste, de acordo com Silva Filho e Brito Neves (1979), talvez venha a ser encontrado no Sistema de Dobramentos Riacho do Pontal/Rio Preto, borda norte do Cráton do São Francisco. A continuidade para leste foi referida após a paleoreconstrução entre a América do Sul e a África que sugere uma continuidade entre o Sistema de Dobramentos Sergipano e o cinturão de dobramentos Neoproterozóico Oubanguides (Trompette, 1994) e o cinturão de Dobramento África central (Toteu et al., 2001) (Figura.3.2).

Os primeiros trabalhos sobre o desenvolvimento geotectônico do Sistema de Dobramentos Sergipano datam do final da década de 60. Nestes trabalhos, a evolução Sistema de Dobramentos Sergipano era relacionada aos modelos clássicos de geossinclinal (Humphrey e Allard, 1969, Brito Neves, 1975; Santos e Silva Filho, 1975; Almeida et al., 1977; Almeida, 1977; Brito Neves et al., 1977; Silva Filho et al., 1977; Brito Neves et al., 1978; Silva Filho et al., 1978; Silva Filho e Brito Neves, 1979; e outros).

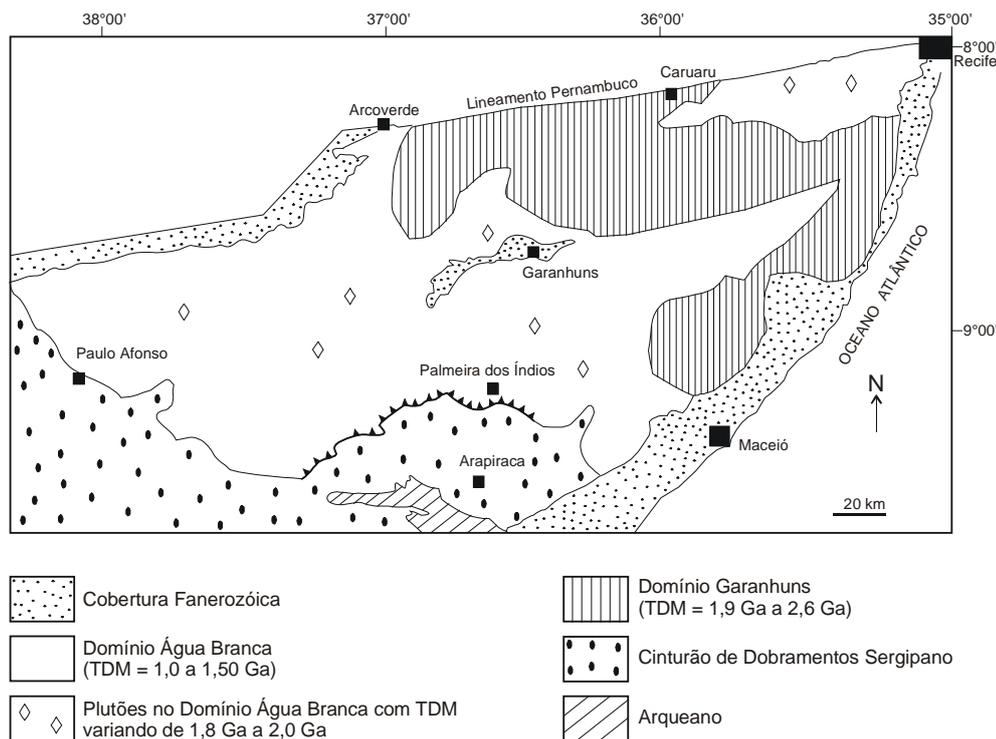


Figura.3.5 - Mapa esquemático mostrando os Domínios crustais propostos por Silva Filho et al. (2002) para o Complexo Pernambuco-Alagoas, baseado nas idades modelo TDM dos plutões graníticos.

A partir de meados da década de 70 surgiram várias hipóteses de evolução geotectônica do Sistema de Dobramentos Sergipano relacionadas a teoria da tectônica de placas, as quais com a evolução dos conhecimentos e avanço das investigações, fizeram surgir várias hipóteses e controvérsias na literatura (Brito Neves et al., 1977; Silva Filho et al., 1978; Silva Filho et al., 1981; Jardim de Sá et al., 1986; Campos Neto e Brito Neves, 1987; Davison, 1987; Santos e Souza, 1988; Davison e Santos, 1989; Jardim de Sá et al., 1992; e D`el Rey, 1993).

Nestes modelos a evolução tectônica do Sistema de Dobramentos Sergipano é explicada através do choque entre o Cráton do São Francisco e o Maciço Pernambuco Alagoas, duas placas rígidas, com o desenvolvimento de zona de subducção (Brito Neves et al., 1977; Silva Filho et al., 1978; Silva Filho et al., 1981) e outro modelo proposto é com o desenvolvimento de subducção tipo-A (Jardim de Sá et al., 1986).

No final da década de 80 surgiu a hipótese que o Sistema de Dobramentos Sergipano está constituído por terrenos distintos (microplacas), soldados, um a um, durante colisão oblíqua com o Cráton do São Francisco, na direção NE/NNE, durante o Proterozóico Superior (Davison, 1987). Esta mesma interpretação foi proposta por Santos e Souza (1988)

que identificaram três compartimentos (Domínio Vaza-Barris, Macururé e Canindé-Marancó), com feições geológicas próprias (litológica, tectonometamórfica e magmática), sem correlações, e limitados por descontinuidades estruturais regionais profundas (falhas), com movimentos transcorrentes sinistrais com componente de empurrão (Figura.3.6).

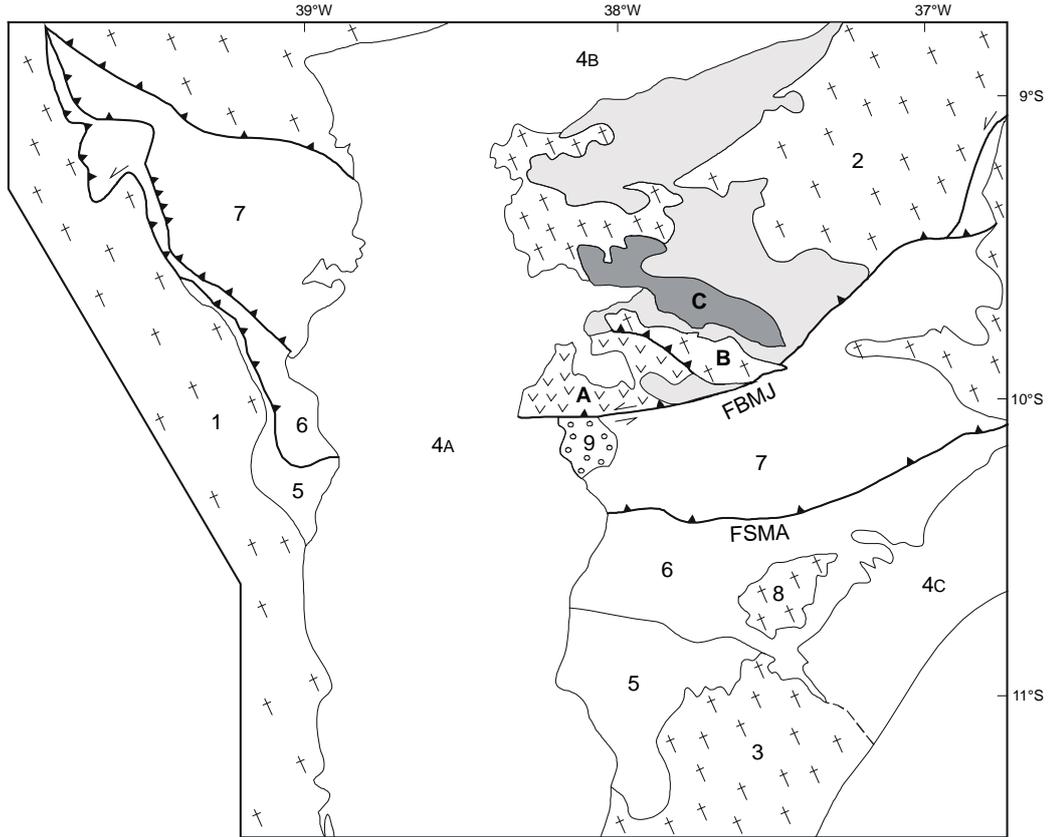
Davison e Santos (1989) subdividiram o Domínio Canindé-Marancó em Domínios Marancó, Poço Redondo e Canindé (Figura.3.6) e concluíram que o Cinturão Sergipano representaria o fechamento de uma grande bacia intracontinental ao longo da margem norte do Cráton Congo-São Francisco.

Até o final da década de 90 as hipóteses mais aceitas para o desenvolvimento do Sistema de Dobramentos Sergipano foram aquelas de colisão oblíqua, com direção de encurtamento NE-SW NNE-SSW, entre o maciço Pernambuco-Alagoas e o Cráton do São Francisco, através da colisão de terrenos (microplacas) com características geológicas distintas (Davison, 1987; Santos e Souza, 1988 e Davison e Santos, 1989), produzindo grandes deslocamentos e zonas de cisalhamento sinistrais justapondo níveis crustais diferentes.

Trabalhos de Jardim de Sá et al. (1992) e D`el Rey (1993) mostraram avanços dos conhecimentos onde Jardim de Sá et al. (1992) interpretaram a porção norte da Faixa Sergipana como o resultado de uma convergência com subducção para norte, em um processo que incluiria o crescimento de um terreno de arco e outros blocos alóctones culminando com o posicionamento final transcorrente, sendo representado através de um modelo de escoamento longitudinal de blocos, combinado a retroempurrões, que representariam deformação sin a tardi colisional nesta porção da faixa. No setor meridional, sucessivos empurrões em direção ao Cráton do São Francisco finalizariam o posicionamento de “nappes” e transcorrências subordinadas.

D`el Rey (1993) sugeriu uma continuidade lateral entre os domínios Vaza Barris e Macururé, e manteve a origem dos Domínios Marancó, Poço Redondo e Canindé, como definidos por Davison e Santos (1989). Para este autor a evolução tectônica da faixa ocorreu pela inversão de bacia assimétrica E-W e N-S, formada pela abertura de um oceano restrito e colisão oblíqua entre o Maciço Pernambuco-Alagoas e Cráton do São Francisco.

Davison e Santos (1989) dividiram o Domínio Canindé-Marancó em Domínio Marancó, Domínio Poço Redondo e Domínio Canindé (Figura.3.6), equivalentes aos subdomínios de Santos e Souza (1988). O Domínio Canindé está em contato com Maciço Pernambuco-Alagoas pela intrusão de várias suítes magmáticas (peraluminosas com porções migmatíticas e megaxenólitos de metabásicas, calcários, mármore e anfibólitos; e shoshonítica metaluminosas-Batólito Serra do Catu) e com o Domínio Macururé através da zona de cisalhamento de empurrão de Jacaré dos Homens.



Mapa simplificado mostrando os Domínios do Sistema de Dobramentos Sergipano (Santos & Souza, 1988) e a subdivisão do Domínio Canindé-Marancó (Davison & Santos, 1989).

- 1 - Craton do São Francisco
- 2 - Maciço Pernambuco-Alagoas
- 3 - Cinturão Granulítico Atlântico
- 4A - Bacia de Tucano
- 4B - Bacia Jatobá
- 4C - Bacia Sergipe-Alagoas
- 5 - Grupo Estância
- 6 - Domínio Vaza-Barris
- 7 - Domínio Macururé
- 8 - Domo de Itabaiana
- 9 - Graben de Juá

 Gnaises de alto grau

 Plutões de idade Brasileira

Domínio { **A** - Domínio Marancó
 Canindé- { **B** - Domínio Poço Redondo
 Marancó { **C** - Domínio Canindé

FBMJ - Falha de Belo Monte-Jeremoabo
 FSMA - Falha São Miguel do Aleixo

Figura 3.6 - Mapa esquemático simplificado mostrando os domínios do Sistema de Dobramentos Sergipano (Santos & Souza, 1988) e a subdivisão do Domínio Canindé-Marancó (Davison & Santos, 1989).

No Domínio Canindé-Marancó são reconhecidas três fases de deformação, que estão bem registradas nos migmatitos e no Sub-Domínio Canindé, o metamorfismo é da Fácies Xisto verde e Anfibolito e mais alto nos migmatitos (anfíbolito alto), ocorre intensa

granitogênese Sin-, tardi- e pós-tectônica (Serra Negra, Sítios Novos, Serra do Catu e Xingó); e apresenta características de nível crustal inferior em relação aos outros Domínios.

Araújo et al. (2000), através da análise cinemática ao longo de zonas de cisalhamento que limitam os Domínios na Faixa Sergipana, identificaram três incrementos deformacionais gerados pela colisão entre o Craton do São Francisco e o bloco Pernambuco-Alagoas. Esta colisão envolveu a acresção de terrenos litotectônicos cocomitante ao desenvolvimento de *nappes*, reativados como zonas de cisalhamento transpressiva, relacionadas a endentação do PE-AL, e interpretadas como tendo ocorrido entre 645 Ma e 595 Ma e, posteriormente, toda esta seqüência foi afetada por uma tectônica dúctil- rúptil .

De acordo com os referidos autores o primeiro incremento de deformação iniciou-se com um regime de colisão frontal a cerca de 715 Ma, relacionada a uma tectônica de *nappes* em estágio precoce a colisão o qual evoluiu para uma tectônica de endentação (entre 635 Ma e 595 Ma) e soldagem dos terrenos Pernambuco-Alagoas, Poço Redondo – Marancó e Canindé, o qual retrabalhou as estruturas antigas por uma deformação de médio a alto ângulo, fortemente penetrativa, onde zonas de cisalhamento de baixo ângulo assumiram mergulhos fortes e predominantemente direcionais, dextrais e sinistrais promovendo uma contínua extrusão de material para o centro do orógeno e um espessamento crustal em direção a frente de cavalgamento. A ultima fase de deformação marcaria o final da orogenia neoproterozóica na região, com estruturas ducteis rúpteis desenvolvidas em continuidade cinemática com aquelas formadas em níveis crustais profundos.

Araújo e Oliveira (2004) determinaram as idades da atividade dos eventos deformacionais em zonas de cisalhamento de milonitos da faixa sergipana, os quais ocorreram de forma episódica e superpondo-se as tramas regionais D1 a D3 identificadas anteriormente por vários autores (Jardim de Sá et al. 1981; Davison e Santos, 1989, D'el Rey Silva, 1995). Visando detalhar os episódios de retrabalhamento e reajuste de segmentos crustais no limite de terrenos, os referidos autores identificaram na Zona de Cisalhamento Belo Monte-Jeremoabo e Macururé três episódios de reativação: a) primeiro episódio de alta temperatura de 623 ± 2 Ma a 637 ± 7 Ma, b) o segundo episódio de menores temperaturas de 615 ± 4 Ma e 611 ± 4 Ma e c) um terceiro episódio de 581 ± 2 Ma a 591 ± 3 Ma. A partir destes dados sugeriram que a endentação que deu origem a configuração atual da faixa sergipana (Araujo et al., 2003) teve início há aproximadamente 651 ± 6 Ma e foi sucedida por episódios de deformação concentrados nas zonas de cisalhamento, e sugerem que estes episódios podem estar associados a soerguimento e resfriamento lento da faixa orogênica iniciado em torno de 623-637 Ma, prolongando-se até 615-611Ma e consolidado em torno de 581-591 Ma.

3.3.2.1 Domínio Canindé

O Sub-Domínio Canindé (Santos e Souza, 1988) ou Domínio Canindé (Davison e Santos, 1989) está representado por metavulcânicas básicas, metassedimentos químicos, pelíticos e psamíticos muito subordinado, e plutonismo básico e granítico associado. Já foram interpretados como sequência ofiolítica (Silva Filho, 1976), arco intra-oceânico (Bezerra, 1992 e Silva Filho, 1998) e magmatismo tipo continental (Oliveira e Tarney, 1990). Atualmente está sendo interpretada em termos de arco intra-oceânico com as unidades metassedimentares representando complexos de subducção, os quais sofreram distensão ocasionando a intrusão da suíte gabróica de Canindé e de granitos Rapakivi, posteriormente foram deformadas por zonas de cisalhamento brasileiras (Nascimento e Oliveira, 2002 e Moraes e Seixas, 2002, Nascimento et al., 2003).

De acordo com Nascimento e Oliveira (2002), as unidades metavulcanossedimentares do Domínio Canindé estão representadas pelas unidades Novo Gosto e Gentileza, onde a unidade Novo Gosto está formada por anfíbolitos, metabasaltos, diques máficos e corpos gabróicos bandados ricos em Fe-Ti, intercalados com rochas calcissilicáticas, metapelitos, metacherts e raras ocorrências de mármore e níveis grafitosos. Neste domínio, as unidades metassedimentares podem ser interpretadas como um complexo de subducção e os anfíbolitos podem ser basaltos andesíticos do edifício do arco intra-oceânico e os gabros, ricos em Fe-Ti, remanescentes da raiz do arco. A Unidade Gentileza, constituída por anfíbolitos e diques de diabásio também pode ser parte deste arco, e os corpos graníticos podem corresponder aos batólitos de arco.

De acordo com os referidos autores, este arco deve ter sofrido distensão, ocasionando a intrusão da Suíte Gabróica Canindé, pouco deformada e com assinatura típica de diferenciado intracontinentais, e a intrusão de granito rapakivi.

Moraes e Seixas (2002) se referem à intrusão gabróica de Canindé como constituída por piroxênio-peridotito, olivina-norito, olivina gabronoritos, olivina-gabro, troctolitos, gabronoritos, gabros e gabro pegmatóide, e consideram-na como tendo sido a ante a cedo tectônico ao evento brasileiro, baseado no fato de que esta apresenta-se localmente deformada e respaldada por uma idade modelo de 940 Ma (Van Schmus et al., 1997).

As idades modelo de sedimentos clásticos fornecem informações sobre a fonte ou mistura das fontes das quais eles foram derivados, sendo uma estimativa máxima de sua deposição. Nascimento et al. (2003) dataram mármore que ocorrem intercalados em anfíbolitos da Unidade Novo Gosto (com TDM 1,12 Ga) e, encontraram idade de 963 ± 20 Ma, a qual foi interpretada como idade de recristalização metamórfica do protólito calcário. Nas rochas metassedimentares da Unidade Novo Gosto, Nascimento et al. (2003) encontraram dois grupos de idades TDM nos metassedimentos a) em torno de 1,1 Ga e b)

entre 1,3 e 1,5 Ga, e interpretaram que o TDM de 1,1Ga nos metassedimentos pode refletir como provável fonte os anfíbolitos da Unidade Novo Gosto (TDM 1,12 Ga), os quais podem ter atuado como embasamento para a deposição dos sedimentos. Os TDM entre 1,3 e 1,5 Ga foram interpretados como mistura de duas fontes ou mais, uma fonte mais jovem, que pode estar representado pelos anfíbolitos da Unidade Novo Gosto ou pelo Granito de arco lajedinho (TDM 1,22Ga), e uma fonte mais antiga que pode estar representada pelos migmatitos de Poço Redondo (TDM= 1,75Ga; Silva Filho et al., 1997) e gnaisses do Maciço Pernambuco-Alagoas (TDM 1,55 a 2,51 Ga Silva Filho et al., 2002).

Para uma rocha gabróica da intrusão gabróica de Canindé, Moraes e Seixas (2002) referem-se que esta forneceu TDM=940 Ma, sugerindo uma colocação EO-Neoproterozóica. Nascimento e Oliveira (2002) referem-se a idades TDM em leucogabros da intrusão do gabro de Canindé variando de 0,97 a 1,0 Ga e uma amostra com TDM=1,3Ga, esta última sugerindo contaminação com crosta mais antiga e compatível com o modelo de intrusão anorogênica.

Estas informações sugerem que o Domínio Canindé represente uma margem de placa destrutiva mesoproterozóica, onde o mais provável ambiente para a associação de diferentes tipos de basaltos (basaltos similares a plateau oceânico MORB'S e taleíticos), encontrados neste domínio seja a cunha acrescionária de um sistema de arco de ilha, e que durante a subsequente colisão entre os microcontinentes Pernambuco–Alagoas e Poço Redondo, foram posicionados os granitos sintectônicos, e posteriormente, uma extensão tardia permitiu o posicionamento do Complexo Gabróico de Canindé e de pequenos granitos semelhantes aos rapakivi. (Nascimento et al., 2003)

Moraes e Seixas (2002) se referem à existência na região de Canindé, de zonas de cisalhamento dúcteis e outras menores que imprimem uma configuração amendoada a uma área constituída por rocha do Complexo Canindé, da intrusão gabróica Canindé, dos granitóides ante-tectônicos e tardi-tectônicos. De acordo com os referidos autores, estas zonas de cisalhamento foram geradas pela 3ª fase de deformação e ligada a orogenia Neoproterozóica Brasileira, que foi compressiva regional e provocou deformações dúcteis com deslocamento oblíquos sinistrais (componente direcional predominante) que afetaram todas as unidades rochosas, exceto o Batólito Serra do Catu e o quartzo latito Câmara.

De acordo com Santos e Souza (1988) além destas zonas contracionais zonas de cisalhamento sinistrais e zonas de cisalhamento não determinada no contato entre o Complexo Canindé e a Suíte intrusiva Canindé, são observados no Domínio Canindé - Marancó, no complexo Canindé três fases de dobramentos superpostos onde as dobras F1 ocorrem como mini dobras intrafoliais transposta, as dobras F2 são coaxiais a F1 e desenvolvem xistosidade de N140o e mergulhos subverticais para NE e as dobras F3 estão representadas por dobras abertas com plano axial de direção N15º e mergulhos fortes

(verticais a subverticais) para NW, resultantes do redobramento de F2 devido a uma compressão NW-SE.

3.4 BATÓLITO SERRA DO CATU

As rochas sieníticas e monzoníticas descritas neste trabalho como Batólito Serra do Catu estão situadas no Terreno Pernambuco-Alagoas, próximo ao limite com o Terreno Sergipano. Este Complexo foi referido inicialmente por Santos e Silva Filho (1975) como Tipo Águas Belas, o qual também englobava os hornblenda granitóides da região de Águas Belas e os quartzo-sienitos que ocorrem em Água Branca (AL). Descrições mais detalhadas foram realizadas por Silva Filho et al. (1977-1979) e principalmente por Silva Filho et al. (1979-1981). A denominação granitóides tipo Serra do Catu foi proposta por Santos e Souza (1988), os quais estariam distribuídos ao norte do Rio São Francisco e a sudoeste de Canindé do São Francisco. Estes autores diferenciaram e cartografaram três tipos petrográficos: A) sienitos predominantes, quartzo-sienitos e quartzo-monzonitos, com enclaves arredondados, hiperanfibólicos centimétricos, por vezes biotizados e B) sienitos e monzonitos pórfiros e C) monzonitos pórfiros, cujos contatos entre eles seriam gradacionais.

Silva Filho e Guimarães (1994) referem-se a estes litotipos como Complexo Serra do Catu reconheceram preliminarmente duas fácies sieníticas e diques sin-plutônicos de sienogranito e determinam para estas pressões de cristalização de $0,94 \pm 0,5$ Kbar, porém ressaltam que os litotipos não preenchem completamente os critérios de composição.

Silva Filho e Guimarães (1995) indicam que o Complexo Shoshonítico Serra do Catu, é alongado paralelo a S2 do Sistema de Dobramentos Sergipano, apresenta foliação primária concêntrica e mostra evidências de ser tardi a pós-tectônico. Silva Filho et al. (1995) mapearam as fácies: a) quartzo-sienitos porfiríticos, b) sienitos, c) quartzo-monzonitos. A fácies quartzo sienitos porfirítico aflorando em serras e como stock com enclaves máficos arredondados de 3 a 10cm, A fácies sienítica, grossas a porfiríticas mostrando foliação rúptil horizontal e enclaves microgranulares máficos de 10 a 45 cm isolados ou em enxames, mostrando forte bordo de reação e o quartzo monzonito com enclaves microgranulares e diques máficos. Estes litotipos, de acordo com os referidos autores, mostram caráter metaluminoso a peralcalino, características da série shoshonítica e evidências de origem a partir de um magma máfico empobrecido nos elementos Nb e Zr e extremamente enriquecido em K_2O o qual evoluiu por cristalização fracionada e que, ao mesmo tempo sofreu alguma contaminação crustal.

Silva Filho et al. (1998) identificaram que o Complexo Serra do Catu formou-se por três pulsos distintos, com contatos bruscos entre si e com as encaixantes identificaram o TDM de uma das fácies que forneceu valores de $1,27$ Ga e End de $-2,0$, além disto

referiram-se a idade do complexo como sendo de $613 \pm 7,5$ Ma (MSWD = 0,4) e a teores elevados de Cr, Ni, $K_2O/Na_2O \gg 1$ e afinidades shoshoníticas, sugerindo uma origem a partir de fusão parcial de um manto sublitosférico enriquecido que interagiu com uma crosta originada no Ciclo Cariris Velhos/Transamazônico.

Carvalho et al. (2000a) estudando o Complexo Intrusivo Shoshonítico Serra do Catu referem-se que estes litotipos apresentam altos teores de Ba, Sr, Cr e Ni, que são enriquecidos nos elementos de transição e LILE em relação aos HFSE e que os diagramas expandidos mostram assinaturas típicas de rochas relacionadas a subducção. As características geoquímicas favorecem uma origem a partir de um magma máfico que evoluiu através de cristalização fracionada mais alguma contaminação crustal e de uma fonte depletada em Nb e Zr e enriquecida em K_2O .

Carvalho et al. (2000b) baseado em dados isotópicos sugere que o protólito do Complexo Shoshonítico Serra do Catu foi uma mistura entre manto enriquecido e uma crosta paleoproterozóica retrabalhada durante o evento Cariris Velhos.

4 GEOLOGIA LOCAL

4.1 INTRODUÇÃO

O Batólito Serra do Catu possui forma alongada na direção NW-SE e está situado na região limítrofe entre o Terreno Pernambuco-Alagoas, a norte e, o Terreno Canindé-Marancó (granitóides peraluminosos precoces e tardios e Suíte Canindé), ao sul.

Compreende uma intrusão múltipla, paralela à estruturação regional, formada por três pulsos magmáticos, representados pelas unidades: a) **quartzo monzonito a monzogranito**, b) **alcalifeldspato sienito cinza** e c) **quartzo-sienito rosa** (Mapa Geológico anexo); além destas, também são reconhecidos diversos tipos de enclaves, diques máficos e de leucogranito, tardios.

As relações de contato com as encaixantes são bruscas e sugerem que este Batólito foi posicionado ao longo de descontinuidades tectônicas pré-existentes, as quais funcionaram como conduto para o seu posicionamento (Figura 4.1), sem o desenvolvimento de metamorfismo de contato.

O Batólito Serra do Catu, posteriormente a sua consolidação, foi intensamente tectonizado no estado rúptil, a qual proporcionou o desenvolvimento de falhas e fraturas, *en échelon* em escala quilométrica, na direção NE-SW e as quais promoveram o deslocamento dos contatos geológicos, imprimindo-lhes um caráter descontínuo.

4.2 CARACTERIZAÇÃO DAS ENCAIXANTES

As rochas encaixantes do Batólito Serra do Catu são referidas na literatura como pertencentes, a norte, ao Terreno Pernambuco-Alagoas, representado pelos litotipos do Batólito Águas Belas-Canindé (Suítes magmáticas neoproterozóicas e Complexo Belém do São Francisco) e, a sul, ao Terreno Canindé–Marancó, de acordo com Medeiros (2000) e Silva Filho et al. (2003).

O Terreno Pernambuco-Alagoas, de acordo com Silva Filho et al., (2002a) está constituído por suítes magmáticas neoproterozoicas, com quartzo monzonitos, quartzo-sienitos e mais raramente monzonitos e granitos, com hornblenda e biotita, equigranulares e porfíricos, metaluminosos, eventualmente com enclaves máficos; e pelo Complexo Belém do São Francisco, com ortognaisses tonalíticos a granodioríticos com anfibólio e biotita,

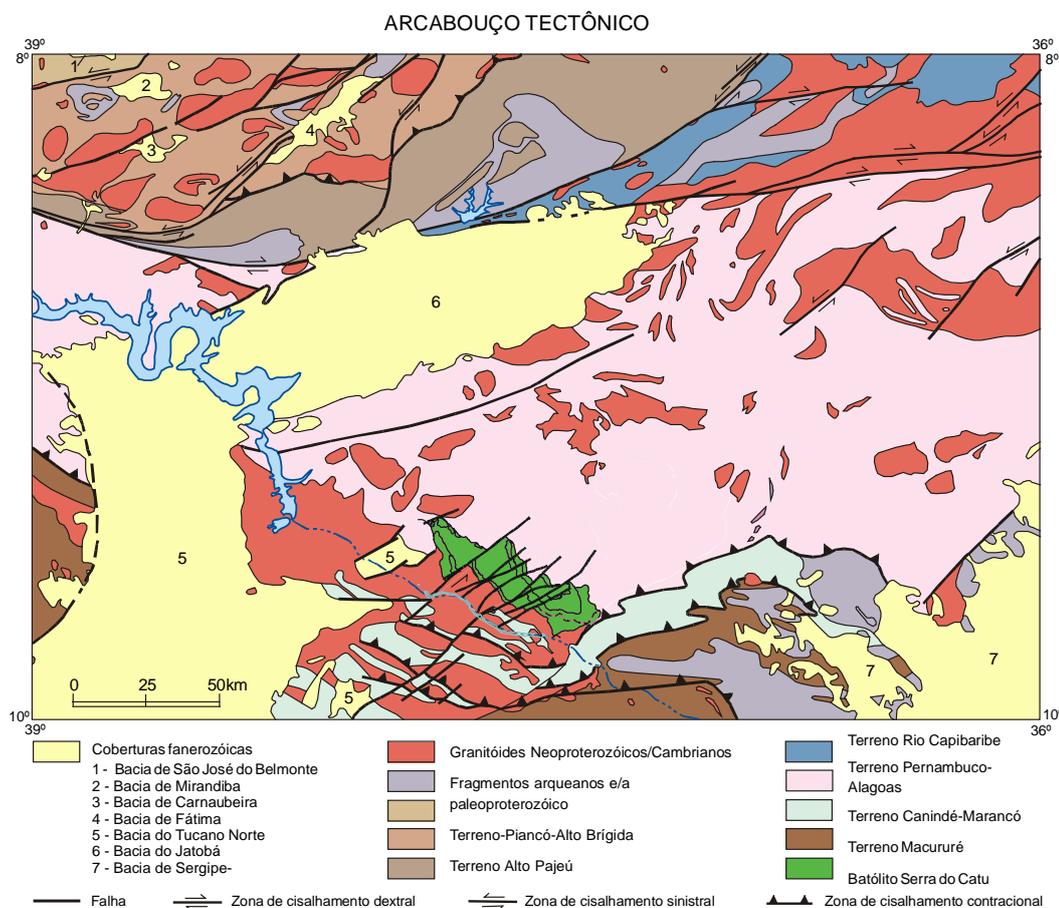


Figura 4.1 – Localização Geotectônica do Batólito Serra do Catu. (modificado de Medeiros, 2000)

leucocráticos a mesocráticos, por vezes migmatizados, com mesossoma quartzo dioríticos a tonalíticos, com lentes anfibolíticas e ocasionais *augen*-gnaisses [Medeiros (2000) e Silva Filho et al. (2002)].

O Terreno Canindé–Marancó, de acordo com Medeiros (2000) e Silva Filho et al. (2003), está constituído por granitóides peraluminosos, precoces e tardios, e por litotipos da Suíte Canindé. Os granitóides peraluminosos compreenderiam granitóides a metagranitóides, granodioritos e granitos, com muscovita ± biotita ± granada, equigranulares médios a grossos, às vezes sob a forma de *sheets*; e os tardios, leucogranitos/granodioríticos com biotita, e granada, podendo predominar muscovita e/ou turmalina, equigranulares de grã média. Estes apresentam porções migmatíticas e megaxenólitos de metabásicas, calcários/mármore e anfibolitos. Os litotipos da Suíte Canindé compreendem gabros, troctolitos, noritos anortositos, hornblenditos, piroxenitos e peridotitos (Medeiros, 2000).

Nos trabalhos de campo, observou-se que o Batólito Serra do Catu está encaixado e em contato brusco, a norte, em granitóides de composições alcalifeldspato granitos–monzogranitos–granodioritos, sem enclaves, e que constituem corpos batolíticos. Localmente, podem ocorrer como *sheets*, encaixados nos planos de foliação de migmatitos (Complexo Belém do São Francisco), por vezes aprisionando xenólitos do migmatito. Estes granitóides, em geral, são cinza a róseos, homogêneos e monótonos. Apresentam textura inequigranular média a grossa, com fenocristais de alcalifeldspato (2-4 cm). Compõem-se por plagioclásio, alcalifeldspato, quartzo e biotita. Estão deformados tectonicamente e desenvolvem uma foliação marcada pela orientação preferencial de máficos, fenocristais de alcalifeldspato (2-4 cm), por vezes, rotacionados e com quartzo estirado, cujo “trend” é de N165° (NW-SE), mesma orientação do Batólito Serra do Catu.

Na porção noroeste, leste e sudeste do Batólito Serra do Catu, também ocorrem representantes do Terreno Pernambuco Alagoas. Na porção noroeste, devido a dificuldades de acessos e de afloramentos, as encaixantes e suas relações de contato não foram caracterizadas sendo, portanto, interpretadas como constituídas pelos litotipos do Complexo Belém do São Francisco, com contato tectônico através de falha na direção NE-SW e de falha de empurrão com mergulho para sul, com direção aproximada de NW-SE, descritos por Medeiros (2000) e Silva Filho et al. (2002). Na porção leste e sudeste do Batólito Serra do Catu as encaixantes são os granitóides do Batólito Águas Belas – Canindé/Complexo Belém do São Francisco, representados por granodioritos a tonalitos, inequigranulares porfiríticos médios, com enclaves dioríticos alongados e fenocristais de alcalifeldspato rotacionados. Estes litotipos estão deformados, ora marcada por zona de cisalhamento sinistral na direção 290Az e sentido de 20Az, ora por zona de cisalhamento de empurrão (rúptil) com atitude 19°/0Az, ou seja, direção E-W e vergência para sul.

Nas regiões leste e sudeste de contato não foram observados tipos litológicos metassedimentares, o qual só começa a ocorrer após a zona de cisalhamento de Jacaré dos Homens, mapeada por Medeiros (2000). Nesta região, de acordo com mapeamento regional de Medeiros (2000), o Batólito Serra do Catu está em contato por falha com o Complexo Belém do São Francisco, e este com o Sistema de Dobramentos Sergipano (Unidade Araticum-Complexo Marancó do Terreno Canindé-Marancó) através de falha de empurrão. Silva Filho et al (2003) referem-se para esta região de contato a ocorrência do Complexo Araticum (Terreno Marancó/Domínio Coruripe-Viçosa), que é constituído por micaxistos, paragneisses, metagrauvas e metavulcanoclásticas com biotita/muscovita e sillimanita por vezes migmatizados (Silva Filho et al. 2002). Nesta porção, além das regiões imediatas de contato, foi realizado um perfil visando à caracterização regional da relação de contato do Batólito Águas Belas - Canindé com o Terreno Macururé. Neste foi visto, a partir do batólito Serra do Catu, além dos metagranitóides deformados ductilmente (FL391), a

ocorrência de migmatito (metatexito), de composição tonalítica a diorítica, com anfibólio no mesossoma e neossoma de composição granítica, de cor rósea e granulação média a grossa, quase pegmatítica, o qual intrude o migmatito paralelamente a foliação deste, com foliação subvertical na direção 240Az, sentido para 325Az, e estiramento L_x mineral de $53^\circ/325Az$, e cujo sigmóide de deformação indica empurrão para sul, sugerindo que este bloco migmatítico foi alçado sobre o representante do Terreno Macururé (micaxistos).

Nas porções sul e sudeste, o Batólito Serra do Catu está em contato com o Terreno Canindé-Marancó, representado, em campo, por migmatitos e anfibólio-gnaisses. Os migmatitos são leucocráticos de cor cinza claro com textura metatexítica, apresentando porções do mesossoma de composição anfibólio-gnaiss (anfibólio + biotita + plagioclásio + quartzo) e porções restíticas ricas em anfibólio, e neossoma de composição granítica, sugerindo maior grau de migmatização (Foto 4.1). Neste migmatito a foliação principal na direção de 330Az é vertical e, algumas vezes, intrudindo ao longo dos planos de foliação, são observados *sills* de leucogranitóides róseos equigranulares de granulação fina.



Foto 4.1 – Aspecto geral do migmatito metatexítico com mesossoma de anfibólio-gnaiss (anfibólio + biotita + quartzo + plagioclásio) e com porções restíticas ricas em anfibólio e neossoma de composição granítica ao longo dos planos de foliação (Afloramento: FL 333).

Os anfibólio-gnaisses afloram em blocos soltos (Foto 4.2) dispondo-se de modo contínuo paralelamente à direção da foliação do migmatito e do Batólito Serra do Catu (NW-SE), os quais são paralelos à estruturação regional do Terreno Canindé-Marancó.

4.3 CARACTERIZAÇÃO DAS UNIDADES

4.3.1 Introdução

Neste trabalho, identificou-se que o Batólito Serra do Catu constitui um corpo composto representado por três unidades mapeáveis: a) **quartzo monzonito a monzogranito**, b) **alcalifeldspato sienito cinza** e c) **quartzo sienito rosa** (Mapa Geológico anexo), representantes de três pulsos magmáticos (intrusão múltipla). Além destas unidades, são reconhecidos enclaves microgranulares máficos (hornblendíticos, lamprofíricos), enclaves sieníticos, enclave microgranular félsico, xenólitos (migmatitos e anfibólio gnaisses), enclaves cognatos, enclave de rocha máfica granular e diques máficos e de leucogranito, tardios.



Foto 4.2 – Bloco de anfibólio-gnaiss migmatizado encontrado ao longo do perfil em direção ao Rio Capiá. O bloco mostra-se intensamente venulado com aspecto de *boxwork* e localmente mostra *boudins* de anfibolito, sugerindo intrusões de ultrabásica depois do evento de magmatização, mas antes de um provável evento distensivo que “boudinou” o dique (Afloramento: FL 335).

4.3.2 Unidade Quartzo Monzonito a Monzogranito

4.3.2.1 Descrição

A unidade **quartzo monzonito a monzogranito** distribui-se descontinuamente na periferia do Batólito Serra do Catu, representando cerca de 190 km² do batólito (VER MAPA ANEXO).

Os litotipos aflora em lajedos e matações e apresentam pouco destaque topográfico, formando um relevo suavemente ondulado, com cota topográfica média de 150 m. Em campo caracteriza-se por desenvolver um solo de cor vermelha e tonalidade escura, com fragmentos de alcalifeldspato (fenocristais), que fornece um aspecto pedregoso.

Compreende rochas leucocráticas cinza esverdeadas, dada pela matriz preto-esverdeada e pelos fenocristais de cores branca (plagioclásio) e rósea (alcalifeldspato). Classificam-se como biotita–hornblenda quartzo monzonitos a monzogranitos, apresentam textura predominantemente, inequigranular porfirítica, formada por fenocristais euédricos de alcalifeldspato (2 cm a 5 cm) e plagioclásio (1 cm), distribuídos de modo disperso em uma matriz equigranular média a grossa, rica em anfibólio (Foto 4.3).

Esta unidade apresenta variação faciológica próximo ao bordo sudeste da intrusão (VER MAPA ANEXO), evidenciada pela ocorrência de composições mais máficas, (quartzo) monzoníticas, ricas em anfibólio e com pouco quartzo. Localmente, nas regiões de contato com a unidade quartzo-sienito rosa e nas porções noroeste e norte do batólito, ocorrem variações mineralógicas/composicionais, marcadas pela ocorrência de fenocristais de quartzo, com forma subarredondadas e dimensões de 1 cm (Foto 4.4).

Nesta unidade ocorrem diferentes tipos de enclaves (enclaves microgranulares máficos, enclaves de sienitos, enclave microgranular félsico, xenólito de migmatito e enclave de rocha máfica granular); diques máficos sin-plutônicos, com enclave cognato, e diques tardios máficos e de leucogranito róseos, com 20 cm - 40 cm de largura.

Os enclaves microgranulares máficos são freqüentes, apresentam distribuição heterogênea e esparsa, são melanocráticos a mesocráticos, variam de subarredondados a elipsoidais, mostram textura equigranular, mais fina que a hospedeira, e composições variadas (diorítica a quartzo diorítica, hornblendítica e sienítica). Estes enclaves dividem-se em dois grupos, os maiores (10 cm-30 cm – emm2) que ora apresentam textura de *mixing*, com cristais euedrais a anedrais (ovóides) de alcalifeldspato [Foto 4.5], ora desenvolvem um incipiente halo félsico (Foto 4.6) no contato com a hospedeira; e os enclaves menores (1 cm a 8 cm – emm1) que ocorrem em menores proporções, são homogêneos, possuem textura equigranular fina e desenvolvem contatos bruscos com a hospedeira (Foto 4.7), por vezes com a formação de uma margem rica em minerais máficos (*quench*), de granulação fina e com poucos milímetros de espessura.



Foto 4.3 – Aspecto geral da Unidade quartzo monzonito a monzogranito, com textura inequigranular porfírica e fenocristais euédricos de alcalifeldspato e plagioclásio, distribuídos sem orientação preferencial em matriz equigranular média a grossa (Afloramento: FL-324).



Foto 4.4 – Unidade quartzo monzonito a monzogranito, mostrando localmente a presença de fenocristais de quartzo ($\pm 1\text{cm}$) com forma subarredondada (Afloramento FL-322).

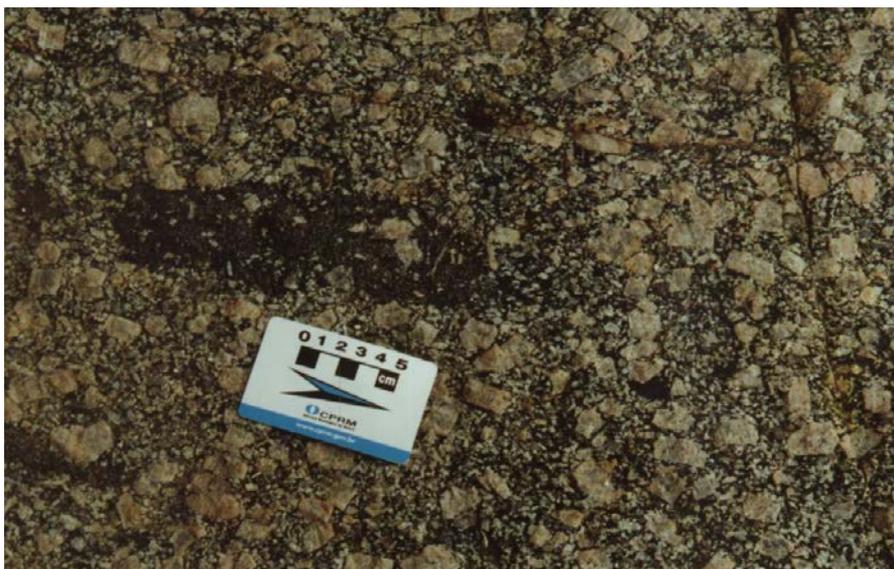


Foto 4.5 – Detalhe de enclave microgranular máfico (tipo Emm2) na Unidade quartzo monzonito a monzogranito mostrando forma elepsoidal, textura equigranular fina e com cristais subédricos a euédricos de alcalifeldspato (Afloramento: FL 324).



Foto 4.6 – Detalhe de enclave microgranular máfico na Unidade quartzo monzonito a monzogranito mostrando, no bordo de contato, o desenvolvimento de incipiente halo félsico formado por cristais de alcalifeldspato (Emm2 – Afloramento: FL-324).

Os enclaves sieníticos são raros e apresentam-se ora leucocráticos de cor cinza rósea, com forma irregular a elipsoidal e textura equigranular a inequigranular porfirítica média (Foto 4.8), com fenocristais de alcalifeldspato subédricos a euédricos (TIPO I), ora como enclave composto, elipsoidal a levemente alongado, mostrando porção central de

quartzo-sienito rosa bordejada por sienito cinza mesocrático, em contato magmático com a encaixante, englobando fenocristais de alcalifeldspato (Tipo II - Foto 4.9).

Os xenólitos de migmatito ocorrem próximo à região de contato com as encaixantes, são subangulosos e podem representar fragmentos provenientes de níveis que estão expostos na auréola de contato/encaixante.



Foto 4.7 – Detalhe de enclave microgranular máfico na Unidade Quartzo monzonito a monzogranito mostrando o desenvolvimento de margem rica em minerais máficos, sugerindo contraste térmico (Emm2 - Afloramento: FL 324).

O dique sinplutônico com enclave cognato (afloramento FL-371) é melanocrático de cor verde escura a preta, possui textura equigranular fina, e apresenta composição mineralógica similar àquela dos enclaves microgranulares máficos menores (emm1). Neste dique sinplutônico ocorrem glóbulos esféricos (ocelos) de cerca de 2 cm, com contato brusco com a hospedeira, cor fortemente contrastante e composição sienítica, os quais foram interpretados como enclaves cognatos, sugerindo uma mistura de bolhas de um líquido imiscível em outro, ou uma mistura de magmas, com a predominância de magmas máficos e a presença de enclaves (bolhas) félsicas (Foto 4.10).

Os diques máficos tardios ocorrem em pequena frequência, são melanocráticos, e estão dispostos ao longo de planos de fraturas rúpteis (Foto 4.11).

Os diques de leucogranito são tardios e pouco freqüentes. A cor é rósea, a textura é equigranular fina e ocorrem ao longo de planos de fraturas rúpteis, por vezes subconcordantes a foliação horizontal (Foto 4.12).



Foto 4.8 – Mostra enclave sienítico mesocrático, elipsoidal, de cor cinza e tonalidade rósea, inequigranular porfirítico, médio, com fenocristais subédricos a euédricos de alcalifeldspato. O contato é lobado e há o desenvolvimento de um delgado bordo de reação. Unidade quartzo monzonito a monzogranito (Afloramento: FL 356 A).

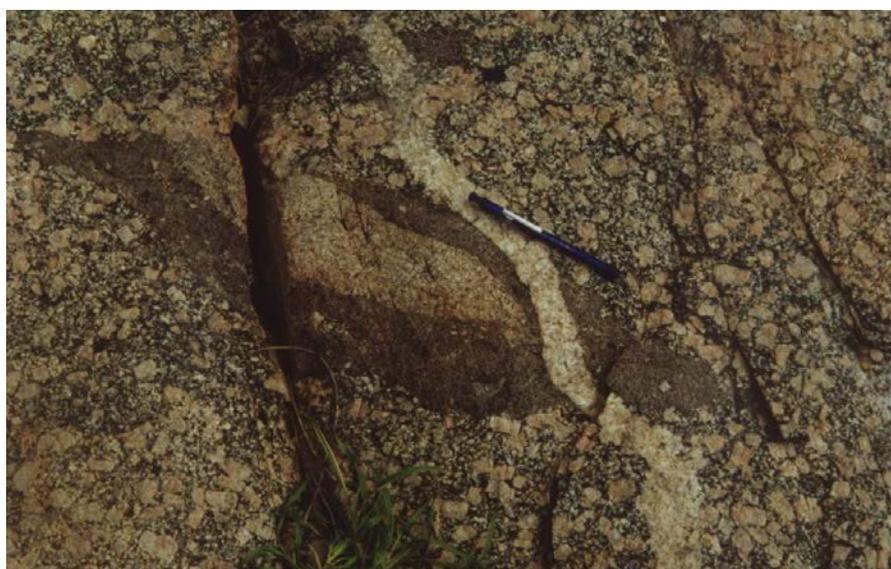


Foto 4.9 – Detalhe de enclave sienítico composto, com forma elipsoidal a levemente alongada. A porção central do enclave tem composição quartzo alcalifeldspato sienito (rosa), bordejado por alcalifeldspato sienito mesocrático (cinza), com fenocristais euédricos de feldspato cinza. Unidade quartzo monzonito (Afloramento: FL-324).

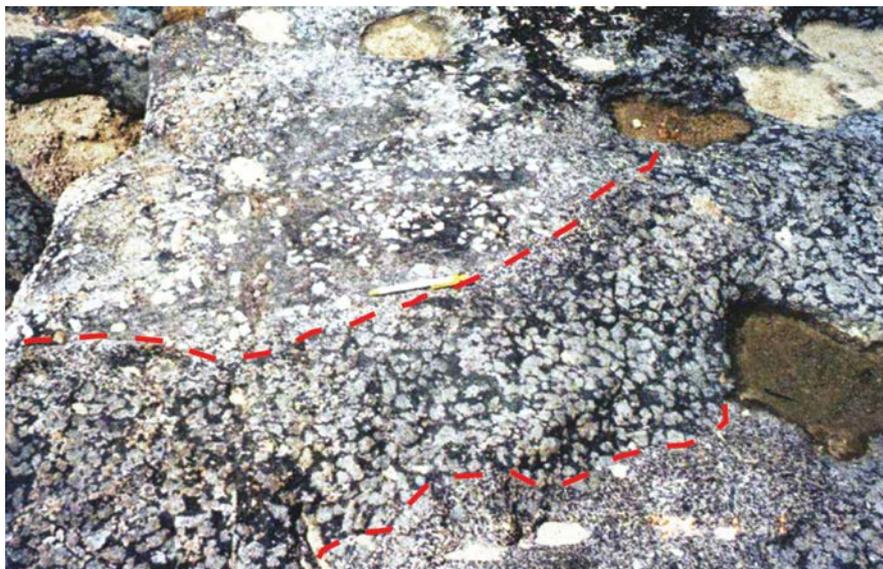


Foto 4.10 – Relação de contato entre o dique máfico sinplutônico (contato lobado e cúspide) e a Unidade Quartzo monzonito a monzogranito. No dique máfico observam-se os ocelos esféricos de composição sienítica, em contato brusco com a hospedeira (dique máfico), que apresenta composição similar aos Emm1. Unidade Quartzo monzonito a monzogranito (Afloramento: FL 371).



Foto 4.11 – Mostra dique máfico de composição basáltica encaixado na fácies quartzo monzonito a monzogranito ao longo de falha tardia (Afloramento: FL356).



Foto 4.12 – Unidade Quartzo monzonito a monzogranito com dique de leucogranóide róseo equigranular fino ao longo de fratura subhorizontal (Afloramento: FL356).

As estruturas observadas nesta unidade são o bandamento magmático (raro), marcada pela alternância de bandas máficas e bandas félsicas; acúmulo de cristais de alcalifeldspato, os quais por vezes formam bandas na direção de 310Az. (FL356- Foto 4.13, FL322 e FL399) e a lineação/foliação magmática. As estruturas tectônicas são rúpteis, falhas e fraturas diversas.

A foliação magmática, estrutura principal, é dada pela orientação dos fenocristais de alcalifeldspato (subédricos a euédricos) e, por vezes, dos minerais máficos e enclaves microgranulares máficos, que tem o seu eixo maior disposto paralelamente à orientação preferencial dos fenocristais. Esta foliação é preferencialmente sub-horizontal na direção NE-SW, mas no bordo sul do batólito, ao longo do contato desta unidade com a encaixante esta foliação/lineação magmática, marcada pela orientação preferencial de cristais euédricos de alcalifeldspato e máficos (anfibiólio), mostra-se vertical (FL 335 e SC58 Foto 4.14). Na porção nordeste do batólito (VER MAPA ANEXO), esta foliação muda de orientação, mostrando-se sub-horizontalizada, com atitude $44^{\circ}/250\text{Az}$, sentido para WSW (FL 399). Nesta unidade, as observações quanto a disposição espacial da foliação sugere uma trajetória de fluxo vertical e paralela à direção do contato no limite sul do batólito e, na porção sudeste, sugere um fechamento concêntrico da foliação. Na porção mais central sugerem uma foliação subhorizontal, fornecendo indicações sobre a trajetória de fluxo magmático durante o posicionamento da intrusão (Figura 4.2).



Foto 4.13 – Aglomerado de cristais de alcalifeldspato na Unidade Quartzo monzonito a monzogranito formando bandas/faixas cumuláticas e subparalelas na direção 310°Az , sugerindo uma concentração ao longo de linhas de fraqueza. (Afloramento: FL356).

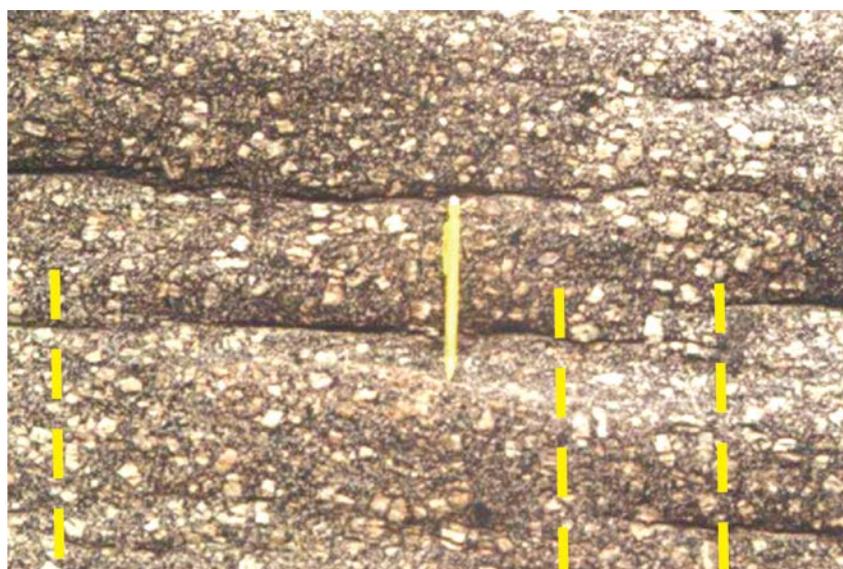


Foto 4.14 – Cristais de alcalifeldspato e anfibólio euédricos e enclave microgranular máfico (Emm1) com orientação vertical (lineação/foliação magmática) e fraturas subhorizontais, (tectônica rúptil), que quebram os fenocristais. Unidade Quartzo monzonito a monzogranito (Afloramento: FL335).

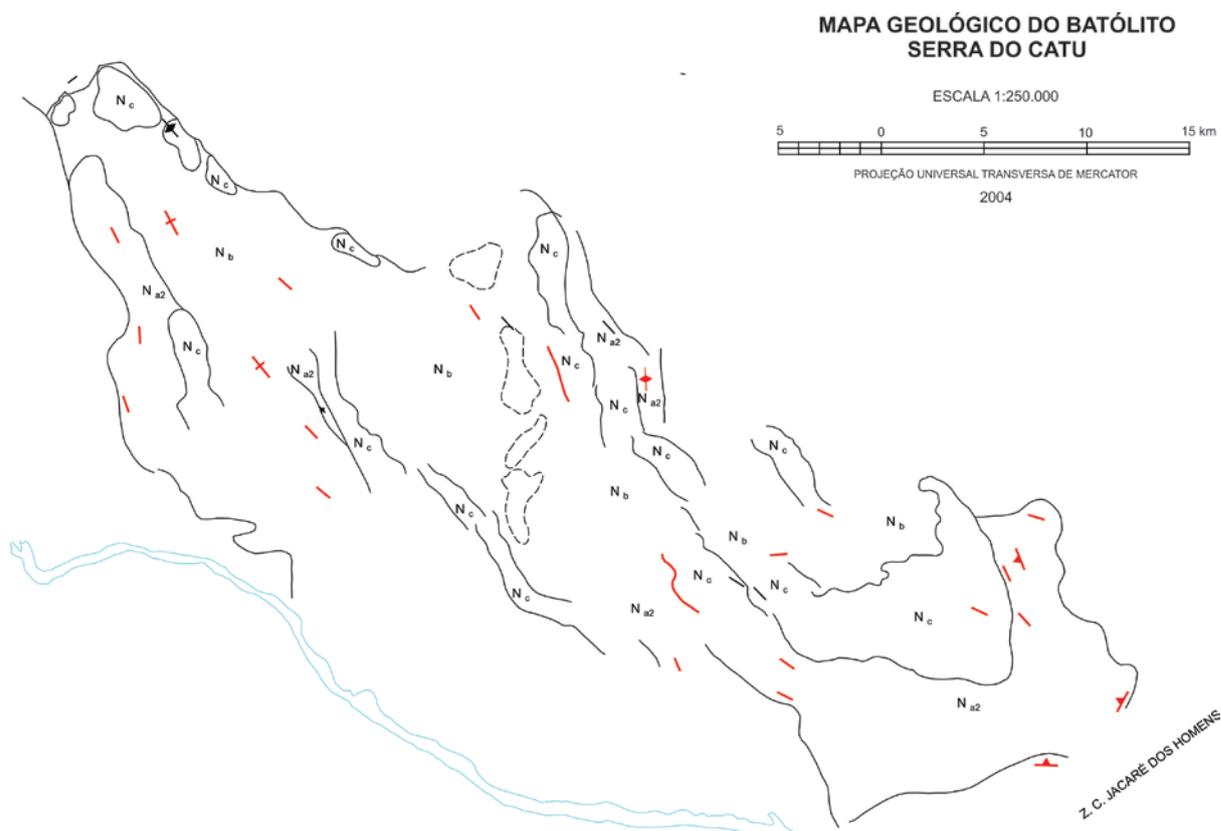


Figura 4. 2 – Mostra desenho esquemático da trajetória de fluxo magmático das diferentes fácies do Batólito Serra do Catu.

Além desta foliação, nesta unidade foi observada uma foliação tectônica de baixo a médio ângulo, atingindo a rocha em estado rúptil (FL335, SC58, SC78, SC79), caracterizada, em campo, pela quebra de fenocristais de alcalifeldspato (Foto 4.14) e, por vezes pela rotação destes e o desenvolvimento de *augens* (SC-79).

4.3.3.1 Relações de contato

Está unidade quartzo monzonito a monzogranito está encaixada, a norte e sudeste, em contato brusco, nos representantes do Batólito Águas Belas – Canindé (ver item 4.2), representado por suítes magmáticas Neoproterozóicas (granitóides) e migmatitos, não produzindo alteração textural ou mineralógica nas encaixantes, e marcado em campo pela mudança brusca de tipos litológicos e de solo.

Na porção sul esta unidade está em contato brusco com leucogranitóides, migmatitos e anfibólio-gnaisses do Terreno Canindé-Marancó, conforme descrito no item 4.2. Nesta

região, o contato com o Terreno Canindé-Marancó, não são diretamente observadas, pois estão encobertos por aluvião. Mas observa-se que a foliação principal no migmatito é vertical (direção NW-SE), ocorrem blocos de anfibólio-gnaiss (Foto 4.2) e de pegmatitos com contatos bruscos, concordantes e paralelos a estruturação do regional do Terreno Canindé-Marancó e do Batólito Serra do Catu (NW-SE). Além disto, não são observados diques ou emanações da unidade Quartzo Monzonito a Monzogranito nas encaixantes nem a presença de xenólitos da encaixante nesta, sugere-se, portanto, que se trate de contato brusco (tectônico). Além disto, observa-se que neste local os litotipos da unidade Quartzo Monzonito a Monzogranito mostram uma foliação/lineação magmática vertical dada pela orientação de fenocristais euédricos de alcalifeldspato (Foto 4.14), reforçando a interpretação de intrusão ao longo de falha ou descontinuidade estrutural pré-existente.

Na porção interna do batólito observa-se que a unidade Quartzo Monzonito a Monzogranito está em contato com as unidades Alcalifeldspato Sienito Cinza e Quartzo-Sienito Rosa, e as relações sugerem que estas ocorreram no estado magmático. Neste contexto, o contato da Unidade Quartzo Monzonito a Monzogranito com a unidade Quartzo-Sienito Rosa é marcada por feições de mistura/interação (*mixing*) restrita à região de contato entre elas (FL396, FL397, FL398, FL321, FL385), no local de posicionamento. Nesta região os contatos são difusos com textura de mistura (Foto 4.15) a lobados (definidos - Foto 4.16). Nestas regiões a mistura parcial ocorre pela desagregação e dispersão do *mush* (parcialmente cristalino) da unidade Quartzo Monzonito a Monzogranito, resultante da injeção/infiltração de *melt* da unidade Quartzo-Sienito Rosa, indicando o baixo grau de rigidez dos dois magmas e as viscosidades semelhantes. Nestas regiões de contato sempre se observa a presença de cristais de quartzo de 1 cm e subarredondados. Este tipo de contato demonstra que a unidade Quartzo-Sienito Rosa intruiu na unidade Quartzo Monzonito a Monzogranito e que o grau de cristalização da unidade Quartzo Monzonito a Monzogranito era variado.

As relações de contato com a Unidade Alcalifeldspato Sienito Cinza estão representadas no afloramento FL356, Neste local, observa-se um dique sinplutônico da Unidade Alcalifeldspato Sienito Cinza com contato lobado e cúspide, capturando fenocristais de alcalifeldspato e desenvolvendo *fabric* magmático paralelo ao contato com a hospedeira encaixante da Unidade Quartzo Monzonito a Monzogranito (Foto 4.17 e 4.18). Esta relação de contato sugere contemporaneidade entre as duas unidades, no estado magmático. Esta interpretação de coexistência é reforçada pela presença de enclaves da Unidade Alcalifeldspato Sienito Cinza, com contatos magmáticos, na unidade Quartzo Monzonito a Monzogranito (Foto 4.19).



Foto 4.15 – Contato ígneo difuso entre as unidades Quartzo monzonito a monzogranito e Quartzo sienito rosa, sugerindo mistura entre as duas fácies no local de posicionamento (Afloramento: FL396).



Foto 4.16 – Contato ígneo (interpenetrado e lobado) entre as unidades Quartzo monzonito a monzogranito e Quartzo sienito rosa. (Afloramento: FL396).



Foto 4.17 – Aspecto geral do contato lobado entre as unidades Quartzo monzonito a monzogranito e alcalifeldspato sienito cinza. O contato sugere coexistência no estado magmático, em condições semelhantes de temperatura e viscosidade, não há o desenvolvimento de bordo de reação nem texturas de mistura. Unidade quartzo monzonito a monzogranito (Afloramento: FL356A).



Foto 4.18 – Detalhe do contato entre as unidades Quartzo monzonito a monzogranito e alcalifeldspato sienito cinza. (Afloramento: FL356A)

4.3.3 Unidade Alcalifeldspato Sienito Cinza

4.3.3.1 Descrição

Esta unidade distribui-se na porção central do Batólito Serra do Catu, ocupando cerca de 740km² de área da intrusão. Os litotipos afloram na forma de lajedos e em matacões, com pouco destaque topográfico, caracterizando geomorfologicamente, um terreno suavemente ondulado.

Está representada por rochas leucocráticas, de cor cinza a róseo acinzentada e classificada como hornblenda-clinopiroxênio-biotita (quartzo) alcalifeldspato sienito *hipersolvus*. Possui textura predominantemente equigranular de granulação média a inequigranular porfirítica, com esparsos fenocristais de alcalifeldspato (2-3 cm), de cor cinza e tonalidade clara, os quais alguma vezes estão distribuídos ora sem orientação preferencial (Foto 4.20) ora orientados. Estes fenocristais subedrais de alcalifeldspato algumas vezes apresentam texturas de sobrecrecimento e/ou zonada, com alguns cristais mostrando limites de crescimento marcados por uma capa de anfibólio.



Foto 4.19 – Enclave sienítico (Unidade alcalifeldspato sienito cinza), mesocrático inequigranular porfirítico e com contato lobado com a unidade Quartzo monzonito a monzogranito (Afloramento: FL356).

Outras feições características desta unidade são: a presença de enclaves microgranulares máficos, de enxame de enclaves máficos, de xenólito de anfibólio-gnaiss, bandamento magmático (local), lineações magmáticas, e presença de diques máficos e de leucogranitos róseos, ambos tardios e encaixados ao longo de fraturas.

Os enclaves microgranulares máficos (emm1) são pequenos (1 cm – 10 cm) e estão distribuídos de modo esparsos e homogêneo. São melanocráticos, possuem cor verde escura a preta, apresentam textura homogênea equigranular fina, possuem formas variando de subangulosa a subarredondadas e, algumas vezes, estão alongados. Mostram contato brusco com a hospedeira, por vezes, desenvolvendo uma margem escura enriquecida em minerais máficos (biotita e \pm anfibólio) de granulação fina (Foto 4.21). Estes enclaves apresentam-se ora distribuídos aleatoriamente ora levemente orientados (SC-55, SC-84, SC-93, SC-96), paralelos à orientação de fluxo magmático, na direção geral NW-SE (Foto 4.22), ora como enxame de enclaves (Foto 4.23).



Foto 4.20 – Enclave microgranular máfico, equigranular fino, desenvolvendo margem enriquecida em minerais máficos. Unidade alcalifeldspato sienito cinza (Afloramento: FL 326).

Os diques máficos tardios são restritos e ocorrem encaixados em fraturas rúpteis nas direções NW-SE e N-S, com largura variando de 2 cm a 18 cm.

Os diques de leucogranito tardios são pouco freqüentes, possuem cor rósea, são equigranulares finos e ocorrem encaixados em fraturas rúpteis, com contatos retilíneos de direção NE-SW. Estes diques apresentam-se, por vezes, com a porção central gradando para pegmatito.

A trama estrutural desta unidade é definida localmente por bandamento magmático na direção de 310Az. e pela orientação linear de cristais eudrais de piroxênios e anfibólios e pelo alinhamento de enclaves (corpos rígidos), os quais foram rotacionados/orientados por fluxo magmático (Foto 4.22).



Foto 4.21 –Aspecto geral da Unidade Alcalifeldspato sienito cinza, leucocrática equigranular média a inequigranular porfirítica, com fenocristais de alcalifeldspato (2cm - 3cm) com distribuição esparsa e sem orientação preferencial. Nota-se também a presença de enclave microgranular máfico (Emm1) subarredondado (Afloramento: FL-326).



Foto 4.22 – Mostra fácies (quartzo) alcalifeldspato sienito, com foliação sub-horizontal dada pelo alongamento de enclave microgranular máfico e cristais subédricos a euédricos de anfibólio, alcalifeldspato e piroxênio (Afloramento: FL336).

Nesta unidade as lineações magmáticas, nas porções extremo noroeste e sudeste mostram orientações paralelas à orientação regional (NW-SE), com caimento subhorizontal. Porém, na porção de núcleo do batólito esta unidade apresenta-se isotrópica, com os máficos, os fenocristais e os enclaves apresentando distribuição aleatória (VER MAPA ANEXO). Nestes locais, os enclaves microgranulares máficos apresentam formas subarredondadas. Nesta porção de núcleo, o caráter isotrópico é refletido no modo de ocorrência dos litotipos, os quais ocorrem em grandes matacões subarredondados e extensos lajedos.

A superfície de fluxo formada pelos minerais lineares e enclaves sugerem o desenvolvimento de um “trend” descrevendo um sigmóide levemente sinuoso em forma de “z”, o qual sugere marcar a orientação adquirida em estágio magmático. Esta forma sigmoidal em forma de “z” descreve, em macro-escala, movimento sinistral na direção NW-SE, fornecendo, portanto indicações sobre a trajetória do fluxo magmático durante o posicionamento (VER MAPA ANEXO). Como estruturas, também são observadas falhas e fraturas tardias.

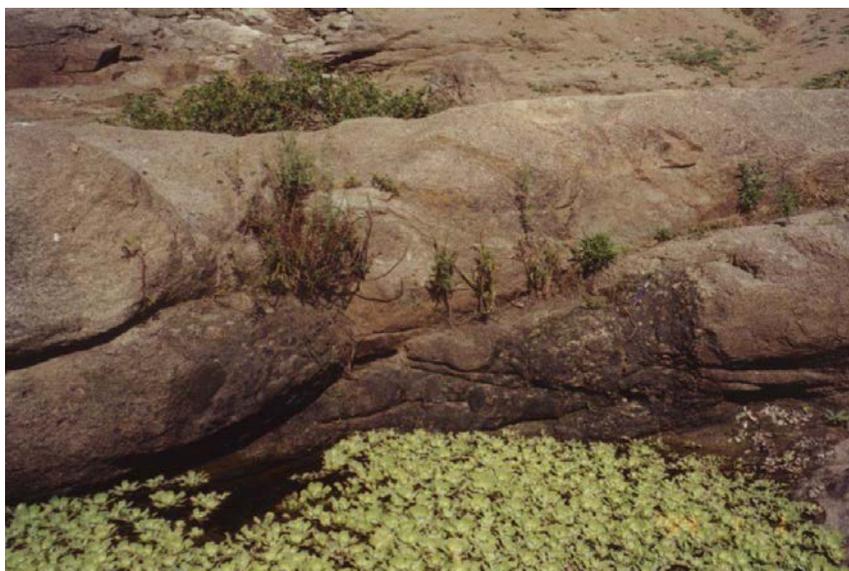


Foto 4.23 – Enxame de enclave microgranular máfico na Unidade alcalifeldspato sienito cinza (Afloramento: FL368).

4.3.3.2 Relações de contato

Esta Unidade está encaixada nos granitóides do Batólito Águas Belas - Canindé (a norte), nos litotipos do Terreno Canindé-Marancó (a oeste-sudoeste) e internamente está em contato com as unidades Quartzo Monzonito a Monzogranito e Quartzo-Sienito Rosa.

O contato com o Terreno Canindé-Marancó é fotointerpretado como um contato brusco, seguindo o “trend” regional de direção NW-SE. O contato com o Batólito Águas Belas – Canindé é brusco através de uma falha de direção 165Az (FL346 - contato tectônico - Foto 4.24). Neste local o Batólito Águas Belas - Canindé é representado por leucogranitóides (alcalifeldspato granitos – monzogranitos – granodioritos) deformados tectonicamente e, de cor cinza a rósea e textura inequigranular média a grossa, com fenocristais de alcalifeldspato (2-4 cm) e constituídos por plagioclásio, alcalifeldspato, quartzo e biotita. Estes leucogranitóides desenvolvem uma foliação milonítica marcada pela orientação preferencial de máficos, fenocristais, por vezes rotacionados, de alcalifeldspato (2-4 cm), e quartzo estirado (“ribbon”), cujo “trend” é de N165° (NW-SE), mesma orientação da foliação de fluxo observada no local de contato com Unidade Alcalifeldspato Sienito Cinza e do Batólito Serra do Catu.

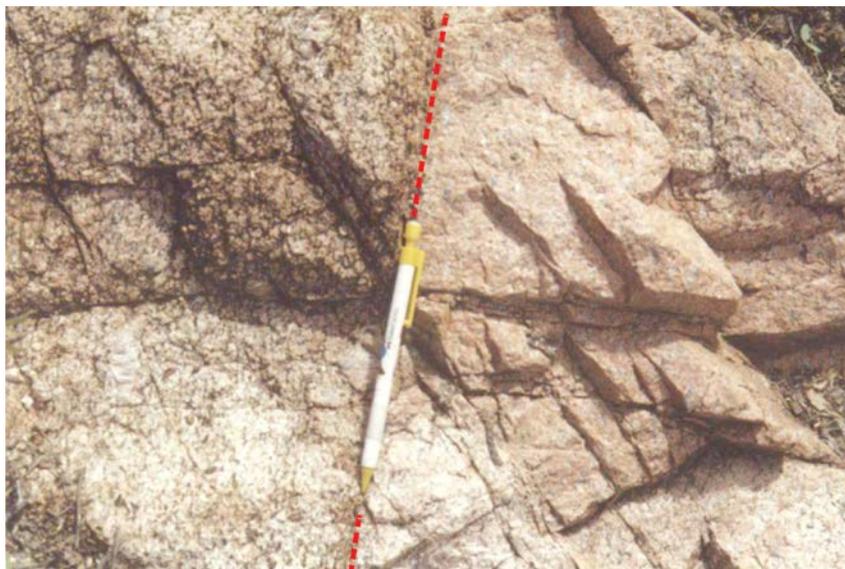


Foto 4.24 – Detalhe do contato brusco entre a Unidade Alcalifeldspato sienito cinza e o alcalifeldspato granito do Domínio Água Branca. Na Unidade Alcalifeldspato sienito cinza há o desenvolvimento de foliação magmática, marcada pela orientação de anfibólio + alcalifeldspato euédricos distribuídos paralelamente ao contato e à foliação da encaixante, esta última marcada por quartzo estirado.

O contato da Unidade Alcalifeldspato Sienito Cinza com a unidade Quartzo Monzonito a Monzogranito mostram relações de contemporaneidade no estado magmático (descritas no item 4.3.2.2; Foto 4.17 4.18 e 4.19).

O contato da Unidade Alcalifeldspato Sienito Cinza com a unidade Quartzo-Sienito Rosa não são bem definidos, mas sugerem um contato brusco, caracterizado por uma forte mudança topográfica, e menores mudanças composicionais e na cor da rocha. Como até o momento não foram observados enclaves ou xenólitos da Unidade Alcalifeldspato Sienito Cinza na Unidade Quartzo-Sienito Rosa ou vice-versa, a interpretação de contato brusco é plausível e a distinção entre ambas as unidades é feita macroscopicamente através da geomorfologia, composição (mineralogia) e cor dos litotipos. Neste contexto, a unidade Quartzo-Sienito Rosa aflora formando serrotes com destaque topográfico, mostrando maiores conteúdos modais de quartzo (mais diferenciadas), anfibólio e biotita e apresentam cor rósea avermelhada, neste caso sugerindo para esta unidade condições mais oxidadas, em contraposição à Unidade Alcalifeldspato Sienito Cinza (cor cinza), pobre em quartzo, e maiores conteúdos modais de clinopiroxênio e biotita e portanto de condições mais redutoras.

4.3.4 Unidade Quartzo-Sienito Rosa

4.3.4.1 Descrição

Esta unidade distribui-se como uma faixa descontínua, formando uma estrutura subcircular alongada, de serras e serrotes na direção NW-SE, entre as unidades alcalifeldspato sienito cinza e quartzo monzonito a monzogranito, ocupando uma área de cerca de 137km² do Batólito Serra do Catu.

Compreende uma unidade bastante homogênea e está constituída por (clinopiroxênio) (biotita) anfibólio-quartzo-sienito a quartzo alcalifeldspato sienito *hipersolvus*. Estas rochas são leucocráticas de coloração rosa e tons avermelhados, com pontos verdes (anfibólio), possuem textura equigranular de granulação média a inequigranular porfírica com fenocristais subedrais de alcalifeldspato (3 cm a 5 cm), distribuídos, de forma dispersa, esparsa e aleatória (Foto 4.25), em matriz equigranular média. Estes fenocristais de alcalifeldspato possuem cor bege a rosa, estão distribuídos sem orientação preferencial e algumas vezes apresentam textura de sobrecrecimento ou zonada, alguns com os limites marcados por uma capa de anfibólio.

Caracteriza-se geomorfologicamente, em campo, por formarem serras e serrotes, e quando comparados a unidade Alcalifeldspato Sienito Cinza caracterizam-se por possuírem cor rosa e tons avermelhados, fenocristais de alcalifeldspato mais desenvolvidos e por possuírem maior conteúdo modal de quartzo, tornando estes litotipos mais resistentes às intempéries.

Nesta unidade as feições características são a presença de enclaves microgranulares máficos (3 cm-5 cm), xenólito de anfibólio gnaisse, o desenvolvimento local de foliação magmática e pela ocorrência de falhas e fraturas tardias.

Os enclaves microgranulares máficos são pequenos (1 cm a 5 cm - emm1), subarredondados a subangulosos (Fotos 4.25 e 4.26), melanocráticos e exibem textura

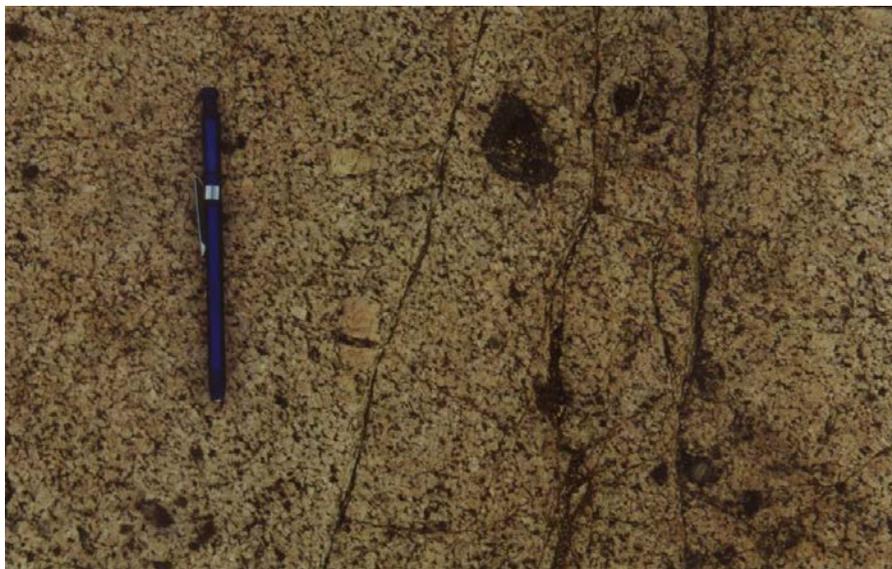


Foto 4.25 – Aspecto geral da fácies quartzo sienito rosa, mostrando enclave microgranular máfico e cristais de anfibólio, leve orientação de alcalifeldspato e presença de fraturas mostrando a ação de tectônica rúptil (Afloramento: FL346).



Foto 4.26 – Aspecto geral da fácies quartzo alcalifeldspato sienito, com textura equigranular média a inequigranular porfirítica com fenocristais de alcalifeldspato (3cm - 4cm) subeuédricos com distribuição esparsa e sem orientação preferencial. Nesta fácies comumente observa-se a ação de tectônica rúptil (Afloramento FL-325).

equigranular fina. Estão distribuídos ora aleatoriamente ora orientados, e mostram contato brusco com a hospedeira. O xenólito de anfibólio gnaisse tem forma angulosa e mostra bordo de coloração escura (Foto 4.27).

Estes litotipos, em geral, são isotrópicos, mas localmente mostra foliação magmática (PTO-15), desenhada pela orientação preferencial de cristais euédricos de anfibólio. Como estruturas também são observadas falhas e fraturas, indicativas de tectônica rúptil tardia.

4.3.4.2 Relações de contato

A relação de contato desta unidade com a Unidade Quartzo Monzonito a Monzogranito foi observada nos afloramentos FL396, FL397, FL398, FL321, FL385. Nestes, a Unidade Quartzo-Sienito Rosa apresenta contatos com feições sugestivas de uma mistura/interação (*mixing*), caracterizada pela ocorrência de contatos lobados (Foto 4.18) e ocorrência freqüente de porções da unidade Quartzo Monzonito a Monzogranito com contatos difusos com a Unidade Quartzo-Sienito Rosa. Nestas regiões de mistura/interação (*mixing*), caracteristicamente, são observados cristais bem desenvolvidos de quartzo (1 cm), subarredondados.



Foto 4.27 – Detalhe de xenólito anguloso de anfibólio gnaisse e presença de fraturas densamente distribuídas, evidenciando a ação de tectônica rúptil nesta fácies (Afloramento: FL 325).

O contato com a unidade Alcalifeldspato Sienito Cinza é brusco, não sendo observados enclaves ou xenólitos da Unidade Alcalifeldspato Sienito Cinza na Unidade Quartzo-Sienito Rosa ou vice-versa, e a distinção entre ambas só é feita macroscopicamente através da geomorfologia, mineralogia e cor da unidade, reforçando a interpretação de contato brusco.

4.3.5 Cronologia das intrusões

As informações de campo, os dados estruturais e a distribuição espacial das unidades no Batólito Serra do Catu permitem interpretar que:

- a unidade Quartzo Monzonito a Monzogranito constitui a unidade mais precoce do Batólito Serra do Catu, distribuindo-se na periferia do batólito e apresentando uma zonação normal da periferia sudeste em direção ao norte e noroeste. As relações de contato desta com as unidades sieníticas internas são magmáticas (contatos lobados, interpenetrados e de mistura/interação/*mixing*) sugerindo contemporaneidade das unidades no estado magmático (co-magmáticos), no local de posicionamento (FL396, FL397, FL398, FL321, FL385).
- A unidade Alcalifeldspato Sienito Cinza, que ocorre na porção central do Batólito Serra do Catu ocorre como um dique sinplutônico e como enclaves (Foto 4.19) na unidade Quartzo Monzonito a Monzogranito, cujos contatos são lobados e cúspides, capturando fenocristais de alcalifeldspato e desenvolvendo *fabric* magmático paralelo ao contato com a hospedeira encaixante (Foto 4.17 e 4.18), sugerindo um posicionamento posterior à unidade Quartzo Monzonito a Monzogranito, mas no estado magmático.
- A Unidade Quartzo-Sienito Rosa, última unidade posicionada, é isotrópica e aflora ao longo de uma faixa descontínua constituindo serras e serrotes, disposta entre as unidades Alcalifeldspato Sienito Cinza e Quartzo Monzonito a Monzogranito e distribuindo-se com forma subcircular (diques anelares?), exceto na porção noroeste, onde a unidade Quartzo Monzonito a Monzogranito não foi mapeada. O contato com a unidade Quartzo Monzonito a Monzogranito, é ígneo evidenciando localmente texturas/estruturas de *mixing* local de magmas, sugerindo temperaturas elevadas e viscosidades semelhantes
- As relações de contato da unidade Quartzo-Sienito Rosa com a unidade Alcalifeldspato Sienito Cinza não foram observadas, mas a variação litológica

brusca entre as unidades Quartzo-Sienito Rosa com a unidade Alcalifeldspato Sienito Cinza e a ausência de enclaves ou xenólitos de uma unidade na outra, e a distinção entre ambas pela geomorfologia, mineralogia e cor das unidades, sugerem um contato brusco entre estas.

Estas observações das relações de contato (contatos lobados e cúspides, captura de cristais e texturas de *mixing*) e distribuição espacial das unidades sugerem que cada unidade do batólito Serra do Catu constitui um pulso magmático distinto do outro, os quais intrudiram em estado magmático.

Baseado nestas informações outras interpretações também são possíveis, por exemplo, a unidade Quartzo Monzonito a Monzogranito foi posicionada primeiro, e quando estava parcialmente cristalizada, em estado *mush* foi intrudida por um pulso sienítico. Este pulso sienítico poderia estar representado por um plutão zonado, onde teria uma capa externa mais enriquecida em voláteis e sílica e uma porção interna mais redutora e mais empobrecida em sílica. A porção externa sofreria processo de *mixing* local com o Quartzo Monzonito a Monzogranito, enquanto que a porção interna, que teoricamente estaria protegida, não mostraria relações de contato com a unidade Quartzo Monzonito a Monzogranito exceto na forma de diques sin-plutônicos e/ou enclaves. Neste caso, as relações de contato entre as unidade Alcalifeldspato Sienito Cinza e Quartzo-Sienito Rosa deveriam ser gradativas ou transicionais, explicando a ausência de enclaves entre estas duas unidade.

4.4 CARACTERIZAÇÃO DOS ENCLAVES

O Batólito Serra do Catu possui diferentes tipos de enclaves, presentes nas diferentes unidades mapeadas. Baseado nas características composicionais e nas relações de contato com a hospedeira foram reconhecidos seis tipos de enclaves: Enclave Microgranular Máfico (Emm); Enclave Sienítico (melanocrático e mesocrático); Enclave microgranular félsico; Xenólitos (migmatito e anfibólio-gnaisse); Enclave cognato (imiscibilidade ou mingling de líquidos); Enclave de rocha máfica granular (autólito?).

Neste capítulo são descritos estes enclaves bem como as relações de contato com a hospedeira. Dentre estes, os enclaves Emm são os mais freqüentes e foram selecionados para estudos mais detalhados de análise petrográfica, análises de química mineral e de rocha total, além de estudos isotópicos, visando determinar a sua provável origem e proporcionar evidências dos processos que controlaram ou influenciaram na gênese do Batólito Serra do Catu.

4.4.1 Enclaves microgranulares Máficos (Emm)

Os enclaves microgranulares máficos (Emm) predominam no Batólito Serra do Catu ocupando cerca de 3% do seu volume. Estes ocorrem com texturas e dimensões que permitiram separá-los em Emm tipo 1 (**Emm1**), com textura equigranular fina e dimensões variando de 1 cm a 8 cm, e Emm tipo 2 (**Emm2**) com textura inequigranular porfirítica e dimensões variando de 10 cm a 30 cm.

4.4.1.1 Enclave microgranular máfico - tipo 1(Emm1)

Os Emm1 (1 cm a 8 cm) são observados nas três unidades principais. Nas unidades sieníticas estes enclaves são os únicos tipos observados, distribuindo-se de modo uniforme, homogêneo e disperso e, algumas vezes (apenas na unidade Alcalifeldspato Sienito Cinza), ocorrem agrupados formando enxames (Foto 4.21). Na unidade Quartzo Monzonito a Monzogranito os Emm1 são menores que aqueles das unidades sieníticas, são pouco freqüentes e estão distribuídos de modo esparsos e heterogêneo.

Os **Emm1** são melanocráticos, de cor verde escuro, preto até cinza e mostram textura equigranular fina e composições variadas (hornblendíticos e com afinidades lamprofíricas-ricos em anfibólio biotita e alcalifeldspato). As formas variam de subarredondadas a subangulosas (Foto 4.17, 4.19 e 4.20), e algumas vezes mostra-se alongada (Foto 4.22). O contato com a hospedeira é brusco (Foto 4.3, 4.17, 4.19, 4.28 e 4.29) e freqüentemente desenvolve uma margem escura, de granulação fina com poucos milímetros de espessura, enriquecida em minerais máficos (bordo de reação térmica - Foto 4.21, 4.22 e 4.26 e afloramentos FL-372B, FL-382). Mas em um mesmo afloramento também podem ser observados Emm1 sem o desenvolvimento da margem escura.

Estes Emm1, em geral, não apresentam estrutura interna, mas em alguns (p.ex. FL-324B) pode desenvolver foliação, dada pela orientação preferencial dos minerais máficos. Na Unidade Alcalifeldspato Sienito Cinza os Emm1 distribuem-se ora sem orientação preferencial, na porção central do batólito, onde se mostram predominantemente arredondados a subangulosos e a hospedeira é isotrópica, ora orientados, na porção noroeste onde por vezes mostram-se alongados paralelos a orientação dos fenocristais euédricos de alcalifeldspato e anfibólio da hospedeira (Foto 4.22).

Na unidade Quartzo Monzonito a Monzogranito os Emm1 são pequenos, mais escuros (melanocráticos) e apresentam formas de gotículas ou variando de subangulosas a subarredondadas, sempre mostrando contato brusco com a hospedeira, sem o desenvolvimento de bordo de reação (Foto 4.3, 4.18, 4.28 e 4.30).

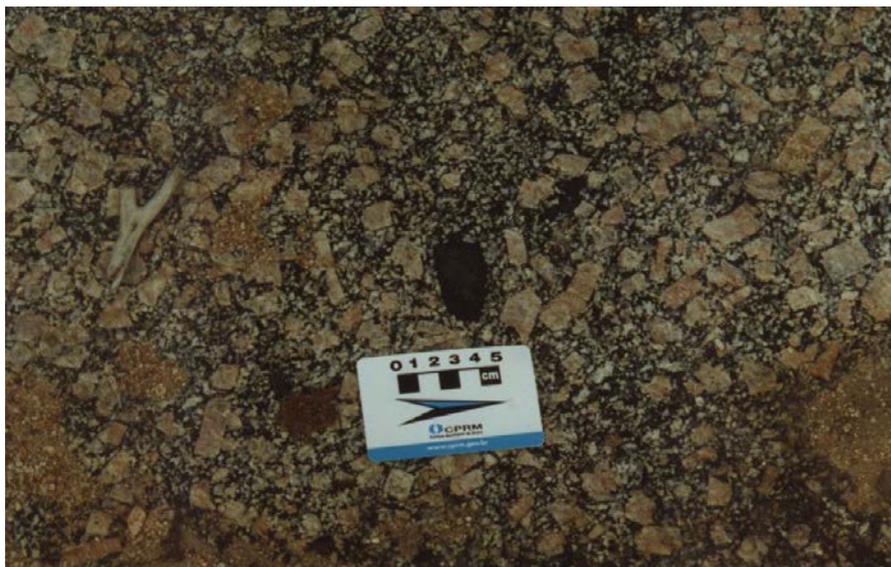


Foto 4.28 – Mostra enclave microgranular máfico (Emm1) melanocrático com forma de gotículas, contato brusco e sem de bordo de reação. Unidade Quartzo monzonito a monzogranito (Afloramento: FL324).



Foto 4.29 – Enclave microgranular máfico (Emm1) melanocrático, subarredondado a subanguloso, com contato brusco e sem o desenvolvimento de bordo de reação. Também se observa a presença de dique de leucogranito tardio na direção de 10°Az [NE-SW] (Afloramento: FL336).

4.4.1.2 Enclave microgranular máfico – tipo 2 (Emm2)

Os **Emm2** (10 cm a 30 cm) só foram observados na unidade Quartzo Monzonito a Monzogranito e estão distribuídos de forma dispersa, ora sem orientação preferencial ora orientados, paralelos a orientação dos fenocristais euédricos de alcalifeldspato e anfibólio

(Foto 4.30 e 4.31) da hospedeira. Estão representados por rochas mesocráticas, de cor cinza, com composições quartzo dioríticas a granodioríticas e texturas equigranulares a inequigranulares porfíricas médias a finas, onde os fenocristais, de alcalifeldspato, possuem formas eudrais a subedrais (ovóides) [Foto 4.5, 4.30, 4.31 - FL 324 e FL 335 e FL335.3].

As formas são subarredondadas a elípticas (Fotos 4.5, 4.6, 4.7 e 4.28 e 4.29), por vezes mostram contatos bruscos (Foto 4.6 e 4.7) com a hospedeira, mas frequentemente são progressivos (Foto 4.31 -FL335.1) e raramente crenulado (Foto 4.5). Os contatos bruscos estão marcados pela formação de uma margem rica em minerais máficos, de granulação fina e com poucos milímetros de espessura (Foto 4.7) ora estes estão ausentes (Fotos 4.5 e 4.6) . O contato progressivo está caracterizado por apresentar graus variados de mistura (Foto 4.30 e 4.31). No bordo de contato de alguns enclaves observa-se a presença de fenocristais de alcalifeldspato eudrais e subedrais, da unidade quartzo monzonito, parcialmente absorvidos nos Emm2 ou cortando o contato Emm2/hospedeira (Foto 4.5, 4.7 e 4.32), ou ainda, no contato imediato com a hospedeira, o desenvolvimento de um halo félsico incipiente (Foto 4.6), com poucos centímetros de largura e constituído por fenocristais da hospedeira. Estas feições de campo sugerem uma mistura (*mixing*) dos dois tipos magmáticos.

Os Emm2 em geral são anisotrópicos, mas podem mostrar-se com foliação interna marcada pela orientação preferencial de biotita e anfibólio.



Foto 4.30 – Enclave microgranular máfico (Emm2) inequigranular fino com fenocristais de alcalifeldspato (subéricos a euédricos) e com foliação interna. Também se observa a presença de fenocristais de alcalifeldspato cortando o contato entre Emm2/hospedeira (Afloramento: FL335).

4.4.1.3 Considerações sobre a origem dos Emm

Observações de campo dos Emm mostram que os enclaves possuem cor escura; granulação mais fina que a hospedeira; forma subarredondada a subangulosa; morfologia aparentemente determinada pela estrutura da hospedeira; contato brusco com a encaixante; presença (local) de enxame de enclaves (Emm1), e presença, na maioria dos enclaves, de uma margem escura de granulação mais fina enriquecida em máficos, sugerindo uma margem *quench*. Nos Emm2 a presença de fenocristais ovóides de alcalifeldspato, ocorrência de halos félsicos, presença de megacristais de alcalifeldspato cortando o contato entre hospedeira/enclave e freqüente ocorrência de contato progressivo.

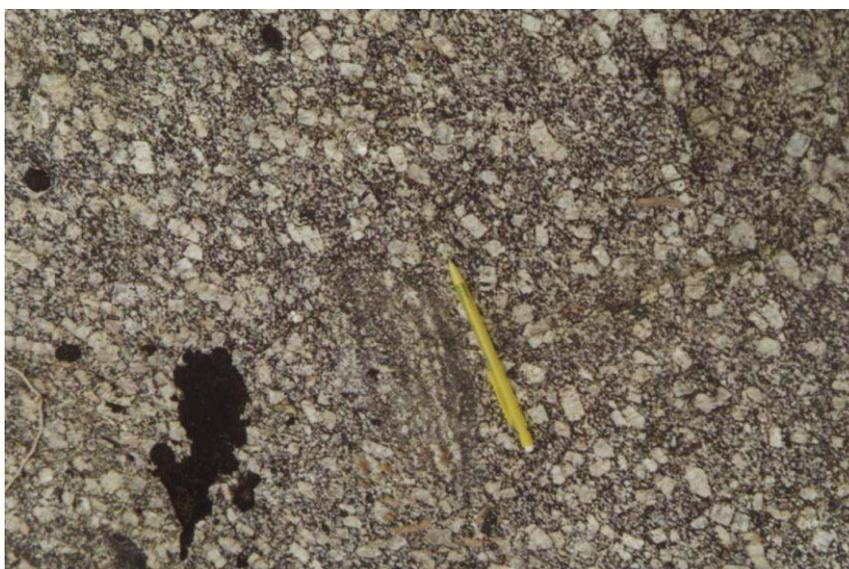


Foto 4.31 – Detalhe do enclave microgranular máfico (Emm2) com contato progressivo. Unidade Quartzo monzonito a monzogranito (Afloramento: FL335).

Estas feições são similares àquelas descritas por vários autores para os enclaves microgranulares máficos - EMM (Vernon, 1983, Didier, 1991 e Didier & Barbarin, 1991, Didier & Barbarin, 1992 e Hibbard, 1993), cuja gênese é atribuída a cristalização de um magma de composição mais máfica, o qual coexistiu e foi misturado mecanicamente com magmas de composições mais félsicas (hospedeira), na maioria das vezes (nos Emm1) não sendo alcançada a homogeneização, permitindo a identificação de dois tipos de magmas distintos.

Estas observações indicam que o Batólito Serra do Catu está representado por dois tipos magmáticos de composições contrastantes (magmas básicos e ácidos), não

necessariamente cogenéticos, os quais coexistiram em estado magmático sofrendo processos de mistura (*mixing e mingling*).



Foto 4.32 – Detalhe com os três tipos de enclaves que ocorrem na Unidade Quartzo monzonito a monzogranito: 1 - enclave microgranular máfico (Emm1) sem bordo de reação; 2 - enclave microgranular félsico e 3 - enclave de rocha máfica granular (autólito?) (Afloramento: FL335).

A presença de margens de resfriamento na maior parte dos enclaves sugere que os magmas possuíam pequeno contraste térmico (Barbarin & Didier, 1991). Os Emm1, com textura equigranular fina e com contato brusco com a hospedeira sienítica indicam que o magma máfico só se misturou mecanicamente (texturas *mingling*), sem interação com a hospedeira, sugerindo, de acordo com Fernandez & Barbarin (1991) que o contraste de viscosidade entre ambos os magmas era bastante elevado. A observação que nas unidades sieníticas os Emm1 estão distribuídos de forma homogênea e dispersa, sugere que quando o magma máfico foi intrudido a viscosidade no magma sienítico era baixa e permaneceu baixa o suficiente para permitir o espalhamento e dispersão dos Emm1 por todo o batólito através da convecção e de outras forças dispersivas (Barbarin, 1991; Didier & Barbarin, 1991).

Na Unidade Alcalifeldspato Sienito Cinza, a ocorrência de enxame de enclaves pequenos e muito escuros, sugere a intrusão recorrente de diques de magma máfico (novo líquido) dentro da câmara magmática félsica, já que a preservação destes enxames indica que o magma não estava completamente solidificado. Depois de injetado este dique sofreu um processo de desagregação e desmembramento pelo processo chamado de *back-diking*

(Hibbard, 1993), o qual é acompanhado por uma precipitação considerável de plagioclásio+anfíbólio devido à diferença de temperatura entre o líquido (dique) e a câmara magmática. Deste modo, o dique solidifica parcialmente, deixando uma trilha de enclaves dentro de um plutão félsico encaixante (Figura 5.2). Tais características indicam que na gênese e evolução do Batólito Serra do Catu os magmas básicos exerceram um papel importante e recorrente, injetado na câmara magmática félsica em vários estágios de viscosidade.

Na unidade quartzo monzonito os Emm2, talvez por possuírem maiores dimensões, apresentam feições macroscópicas sugestivas de processo de hibridização parcial (*mixing*) dos enclaves envolvendo de forma predominante mistura de glóbulos básicos com o líquido granítico parcialmente cristalizado. Estas interpretações baseiam-se na observação de contato progressivo/gradativo (Foto 4.31) entre ambos, pela forma mais ou menos esféricas dos enclaves, pela textura mais grossa e caráter menos máfico dos enclaves, e pela presença de fenocristais da hospedeira cortando o contato entre o granitóide e o enclave, por vezes como xenocristais subanguloso, neste caso evidenciando a acresção de megacristais da encaixante parcialmente cristalizada (Fernandez & Barbarin, 1991).

Algumas vezes ocorrem margens de resfriamento, mas na maioria das vezes, observa-se a interação do magma básico com a hospedeira sugerindo que o contraste de viscosidade entre ambos os magmas era pequeno, não permitindo portanto, uma dispersão homogênea dos enclaves.

4.4.2 Outros tipos de enclaves

4.4.2.1 Enclave Sienítico (melanocrático e mesocrático)

Este tipo de enclave ocorre apenas na unidade Quartzo Monzonito a Monzogranito, onde foram identificados os tipos : **Tipo I** - Enclave sienítico mesocrático, de cor cinza rósea, com forma irregular a elipsoidal e textura equigranular (Foto 4.7) a inequigranular porfirítica (Foto 4.8), com granulação média. No enclave porfirítico os fenocristais (de alcalifeldspato) são subédricos a euédricos possuem cor acinzentada, e estão distribuídos aleatoriamente. O contato com a hospedeira é crenulado e há o desenvolvimento de delgado (poucos milímetro) bordo de reação, rico em minerais máficos, mostrando a evidência de diferença térmica com a encaixante (Foto 4.7). **Tipo II** -Enclave sienítico composto, com forma elipsoidal a levemente alongado. A sua porção central tem composição similar à da Unidade Quartzo-Sienito Rosa e está bordejado por sienito mesocrático com contato magmático com a encaixante, englobando fenocristais de alcalifeldspato (Foto 4.3)

4.4.2.2 Enclave microgranular félsico

Este tipo de enclave hololeucocrático e de cor branca, quartzo-feldspático, é extremamente raro e só foi observado em um afloramento na unidade quartzo monzonito (Foto 4. 32).

4.4.2.3 Xenólitos (migmatito e anfibólio-gnaiss)

Observado nas unidades quartzo monzonito e sieníticas, trata-se de xenólitos com cerca de 30 cm de comprimento e forma angulosa.

Na unidade quartzo monzonito (FL - 318) o xenólito ocorre próximo ao contato externo com a encaixante, sendo representado por um xenólito de migmatito, com forma subangulosa e com contato brusco com a hospedeira.

Nas unidades sieníticas os xenólitos ocorrem em um afloramento de cada unidade (FL-325 e FL-372b). Estes são xenólitos de anfibólio gnaiss, melanocráticos, de cor verde escura, possuem forma angulosa, apresentam bandamento composicional metamórfico paralelo a sua maior dimensão e o contato com a hospedeira é brusco, desenvolvendo tênue bordo de reação rico em máficos (Foto 4.27). Estes xenólitos são interpretados como fragmentos provenientes de níveis que estão expostos da auréola de contato/encaixante.

4.4.2.4 Enclave cognato (imiscibilidade de líquidos)

Na unidade Quartzo Monzonito a Monzogranito (FL-371), foi observado um dique com contatos lobados e interpenetrados (contato magmático), interpretado como um dique sin-plutônico (Foto 4.10). Este dique está formado por uma matriz melanocrática e imerso nesta, vários glóbulos leucocráticos. A matriz melanocrática possui cor verde escura a preta, é equigranular de granulação fina e, composição similar àquela observada nos Emm1. Imerso nesta matriz, os glóbulos são leucocráticos, félsicos, esféricos com cerca de 2 cm, e estão em contato brusco com a hospedeira, caracterizando uma textura ocelar (ocelos). Estes ocelos, de ocorrência bastante restrita (FL-371), foram referidos em campo como enclaves cognatos no magma máfico.

Os ocelos têm composição sienítica e, algumas vezes, observa-se a coalescência destes (Foto 4.33). Esta textura sugere a coexistência de dois líquidos de composições contrastantes, sem a geração de rocha intermediária, podendo ser interpretada como uma emulsão, ou seja, uma mistura de bolhas de um líquido imiscível em outro, ou uma mistura de magmas, com a predominância de magmas máficos e a presença de enclaves (bolhas) félsicos.



Foto 4.33 - Mostra aspecto textural de dique sinplutônico máfico (anfíbólio+ biotita+ piroxênio) com enclaves cognatos na forma de ocelos de composição sienítica (Afloramento: FL371).

A justaposição de rochas de composições contrastantes, sem tipos intermediários foi proposta por Zirkel & Rosenbusch (1887) através do conceito de imiscibilidade. Neste conceito as rochas se separam, a partir de um magma homogêneo, devido à diferença de densidade. Esta feição de imiscibilidade sugere que a alguma temperatura um determinado *melt* não pode existir por muito tempo (estavelmente) e se divide em dois *melts*, por resfriamento ou por resfriamento e cristalização e, como em qualquer emulsão, o *melt* consistirá de glóbulos do novo *melt* embebido no *melt* encaixante. Quando eles resfriam mais, no equilíbrio, cada um dos dois *melts* irá trocar constituintes, um com o outro. Assim, os dois *melts* formados serão diferentes na densidade e tenderão a se separar em um campo gravitacional, mas a presença de grandes porcentagens de cristais pode impedir que isto aconteça e a taxa de separação será uma função do tamanho e diferença efetiva de densidade dos glóbulos dispersados e uma função inversa da viscosidade efetiva da fase encaixante efetiva.

4.4.2.5 Enclave de rocha máfica granular

Este tipo de enclave só foi observado em um afloramento da unidade Quartzo Monzonito a Monzogranito, onde mostra forma arredondada de cerca de 5 cm de diâmetro. Neste enclave a porção central é de cor verde clara (provavelmente rica em clinopiroxênio) e possui textura equigranular fina. No bordo, no contato com a hospedeira, observa-se o desenvolvimento de um bordo de reação rico em máficos (provavelmente anfibólio - Foto 4.32). Este tipo de enclave não pode ser coletado.

4.4.3 Conclusões baseadas no estudo dos enclaves

- ✓ O Batólito Serra do Catu apresenta vários tipos de enclaves: Enclaves microgranulares máficos (Emm), Enclaves sieníticos (melanocráticos e mesocráticos), Enclave microgranular félsico, Xenólitos (migmatito e anfibólio-gnaisse), Enclave cognato (imiscibilidade ou mingling de líquidos), Enclave de rocha máfica granular (autólito?).
- ✓ Os Emm foram separados quanto ao tamanho em Emm1 e Emm2. Os Emm1 e Emm2 apresentam características similares àquelas descritas para os Enclaves microgranulares máficos, cuja gênese é atribuída a cristalização de um magma de composição mais máfica, o qual coexistiu e foi misturado mecanicamente com magmas de composições mais félsicas (hospedeira),
- ✓ Os Emm1 nas unidades sieníticas são melanocráticos, apresentam forma subarredondada a subangulosa e textura equigranular fina, de modo geral, mostram contato brusco com a hospedeira e na maioria das vezes desenvolvem bordo de reação termal. Estas feições associadas com o modo distribuição dos enclaves (dispersa, uniforme e homogênea) e a inexistência de regiões com maiores concentrações de Emm que pudessem sugerir zonas alimentadoras de magmas máficos, sugerem que: 1- os Emm se misturaram mecanicamente (*mingling*) com a hospedeira e que não houve *mixing* entre eles; 2- o contraste térmico entre os magmas coexistentes era pequeno produzindo uma margem de resfriamento fina (Barbarin & Didier, 1991); 3- o contraste de viscosidade entre ambos os magmas era bastante elevado impedindo a interação do magma básico com a hospedeira (Fernandez & Barbarin, 1991); 4- a viscosidade efetiva do magma félsico ainda era muito baixa quando o magma máfico foi intrudido e permaneceu baixa o suficiente para permitir a ampla distribuição dos Emm1, através de convecção ou durante o movimento de ascensão e posicionamento e de outras forças dispersivas (Barbarin, 1991; Didier & Barbarin, 1991); 5- houve recorrência de injeção do magma básico na encaixante félsica incompletamente solidificada, produzindo a canalização de enclaves e a formação de enxame de enclaves pequenos e muito escuros.

- ✓ Na Unidade quartzo monzonito os Emm1 são menores, mais escuros e menos freqüentes que nas unidades sieníticas, tem forma de gotículas ou são subarredondados e não desenvolvem margem *quench*, talvez denotando cristalização muito rápida, por mais alto contraste térmico. Sua distribuição é esparsa e heterogênea, sugerindo que a sua dispersão não ocorreu por convecção generalizada, mas podem representar emulsão do líquido máfico dentro do félsico.
- ✓ Os Emm2 só ocorrem na unidade quartzo monzonito, e comumente mostram contato gradativo sugerindo que estes magmas possuíam viscosidades semelhantes e sofreram processo de mistura (*mixing*) parcial com a hospedeira.
- ✓ De acordo com as relações de campo, a unidade quartzo monzonito é precoce, representa a unidade marginal do Batólito Serra do Catu e tem contato ígneo com as unidades sieníticas. A presença e concentração de uma grande diversidade de enclaves nesta unidade [enclaves Sieníticos (melanocrático e mesocrático); Enclave microgranular félsico; Enclave de rocha máfica granular (autólito?) e os Emm 2] sugerem que estes sejam resultantes de movimento de fluxo e estes enclaves e o xenólito podem corresponder a partículas relativamente sólidas presentes no granitóide quando o movimento de fluxo estava ativo, representando a concentração controlada pela gravidade ou mecânica dos enclaves na margem da câmara magmática.
- ✓ Os xenólitos no Batólito Serra do Catu indicam que o plutão foi intrudido em rochas previamente tectonizadas e que provavelmente representem fragmentos provenientes de níveis que estão expostos da auréola de contato/encaixante.
- ✓ A presença de dique sinplutônico, na unidade quartzo monzonito, com Enclave cognato (imiscibilidade ou *mingling* de líquidos), caracterizados pela presença de glóbulos esféricos (textura ocelar) de cerca de 2 cm, com composição sienítica (cor cinza) em contato brusco com magmas máficos, sugere a coexistência de dois líquidos de composições contrastantes, sem a geração de rocha intermediária. Esta textura pode ser interpretada como uma emulsão, ou seja, uma mistura de bolhas de um líquido imiscível em outro, ou uma mistura de magmas, com a predominância de magma máfico com enclaves (bolhas) félsicas.

5 PETROGRAFIA

5.1 INTRODUÇÃO

As descrições petrográficas foram realizadas em amostras das unidades principais (26 amostras) e de alguns enclaves. A classificação adotada para os tipos sieníticos foi àquela recomendada por Le Maitre (1989). Dentre as rochas equigranulares foram selecionadas e analisadas 12 amostras da Unidade Alcalifeldspato Sienito Cinza e 7 amostras da Unidade Quartzo Sienito Rosa e destas foram contados 1000 pontos, em cada amostra, e os resultados obtidos foram recalculados para os parâmetros Q-A-P-F, de acordo com a sugestão da I.U.G.S. Os resultados das análises modais estão na Tabela 5.1e 5.2 e a classificação das amostras está na Figura 5.1.

Para as amostras porfíricas da Unidade Quartzo-Monzonito a Monzogranito foi adotado o procedimento de classificação baseado na mesonorma (McMurry, 1995) onde os constituintes normativos (Or, Ab e An) de 7 amostras desta unidade foram convertidos para plagioclásio e alcalifeldspato, resultando em percentagens de Q, A, P, equivalentes a composição modal. Estes resultados foram recalculados para 100% e classificados no diagrama Q-A-P-F. Os resultados das análises dos equivalentes da composição modal podem ser observados Tabela 5.3 e as respectivas classificações estão na Figura 5.1.

Para os enclaves foi adotada a classificação recomendada por Le Maitre (1989), e para aqueles que apresentaram uma associação mineralógica incomum foi utilizada a classificação para os lamprófiros (Figura 5.2), proposta por Le Maitre et al. (1989).

5.2 UNIDADE QUARTZO-MONZONITO A MONZOGRANITO

5.2.1 Descrição petrográfica

As rochas desta unidade são mesocráticas, cinza esverdeadas, inequigranulares porfíricas, com fenocristais euédricos de alcalifeldspato (2cm a 3 cm) e plagioclásio (1 cm), distribuídos em uma matriz equigranular média rica em anfibólio. Localmente ocorrem fenocristais de quartzo (subarredondados) com cerca de 1cm.

Amostra	SCF-39	SCF30	SCF35	SCF21	SC69	SC52	SC54	SC93	SC46A	SC51	FL326 B	SC55
Unidade	A	A										
Quartzo	4,70	10,20	6,50	9,00	4,80	6,10	7,90	6,40	4,60	3,20	10,00	3,20
Plagioclásio (albita)	0,90	2,10	0,90	1,00	5,70	1,70	0,30	2,40	3,80	0,60	2,80	1,90
Alcalifeldspato	61,40	57,00	69,90	66,40	69,00	69,60	68,40	57,00	65,20	60,10	57,60	62,80
Piroxênio	13,40	3,00	7,80	1,50	3,50		10,30	9,10	8,00	11,70	10,50	11,00
Anfibólio	0,10	12,30	0,70	11,90	11,90	13,40	0,30	4,00	6,00	0,20	0,40	0,60
Biotita	15,20	9,60	11,30	6,10	1,00	5,80	9,80	13,80	9,20	19,70	14,30	15,70
Titanita	0,60	1,50	0,40	1,10	2,30	0,70	0,60	2,40	1,30	0,80	1,10	1,00
Apatita	2,00	2,00	0,90	1,20	1,00	0,70	0,80	2,20	1,20	2,40	2,10	1,10
Zircão	0,20	0,70	0,30	0,10		Tr		0,30	0,10			0,20
Opacos	2,50	1,60	1,30	1,70	0,80	2,00	1,60	2,40	0,60	1,30	1,20	2,50
Felsicos	65,10	69,30	77,30	76,40	79,50	77,40	76,60	65,80	73,60	63,90	70,40	67,90
Máficos	34,90	30,70	22,70	23,60	20,50	22,60	23,40	34,20	26,40	36,10	29,60	32,10
Q	7,22	14,72	8,41	11,78	6,04	7,88	10,35	9,73	6,25	5,01	14,20	4,71
A	91,40	82,25	90,43	86,91	86,79	89,92	89,30	86,63	88,59	94,05	81,82	92,49
P	1,38	3,03	1,16	1,31	7,17	2,20	0,39	3,65	5,16	0,94	3,98	2,80

Tabela 5.1 -Análises modais da Unidade Alcalifeldspato Sienito Cinza

Amostras	SC66	SC92	SCF36	SC67	SCF38	SC95A	FL328A
Unidade	C	C	C	C	C	C	C
Quartzo	9,40	14,40	9,90	7,60	15,00	3,10	7,10
Plagioclásio	9,40	19,40	5,80	1,10	5,50	0,20	6,00
Alcalifeldspato	63,60	54,80	71,30	67,60	65,40	75,40	70,90
Piroxênio	2,40				0,30	6,90	1,50
Anfibólio	10,50	7,00	9,30	14,70	10,30	5,90	11,10
Biotita	0,00			4,40		4,00	
Titanita	1,70		1,70	1,90	0,90	0,90	1,40
Apatita	0,60	1,30	0,70	1,10	0,90	1,00	0,70
Zircão	0,00	0,10	0,10	0,40		0,10	0,10
Opacos	2,30	3,00	1,20	1,20	1,70	2,50	1,20
Carbonato			(5)				
Epidoto					(2)		
allanita	0,10						
Felsicos	82,40	88,60	87,00	76,30	85,90	78,70	84,00
Máficos	18,10	11,40	13,00	23,70	14,1	21,30	16,00
Q	11,41	16,25	11,38	9,96	17,46	3,94	8,45
A	77,18	61,85	81,95	88,60	76,14	95,81	84,40
P	11,41	21,89	6,67	1,44	6,40	0,25	7,14

Tabela 5.2 Análises modais da Unidade Quartzo Sienito Rosa

Amostra	Q'	A'	P'	Q	A	P
SC 61	15,91	19,01	33,55	23,24	27,76	49,0
SC 75	8,24	31,70	29,03	11,95	45,96	42,09
FL 370	28,35	25,26	36,69	31,40	27,97	40,63
FL 354	16,10	29,50	32,78	20,54	37,64	41,82
FL 3566	14,37	30,95	27,32	19,78	42,61	37,61
FL 388	17,71	32,05	28,17	22,73	41,13	36,15
SC 71	10,84	39,72	23,55	14,63	53,60	31,77

Tabela 5.3 – Classificação Unidade quartzo monzonito a monzogranito, baseada na mesonorma (McMurry, 1995). Mesonorma calculada pelo programa Newpet em base anidra e proporção de albita calculada com base na química mineral com $Or_{88} Ab_{12}$.

Classificam-se como biotita–hornblenda Quartzo-Monzonito a Monzogranito (McMurry, 1995), e estão constituídas por plagioclásio, quartzo, alcalifeldspato, anfibólio e biotita como minerais essenciais, zircão, apatita, titanita, minerais opacos, allanita e epidoto como minerais acessórios e sericita, carbonato, clorita, epidoto e argilo-minerais como minerais secundários.

O plagioclásio ocorre em três fases principais: 1) como fenocristais subédricos, com geminação da lei da albita–carlsbad (polissintética e Carlsbad) e localmente com zonação normal. Apresenta extinção ondulante, as lamelas de geminação estão em *kink* e por vezes estão fraturados (Foto 5.1). Possuem inclusões de anfibólio, apatita, zircão e minerais opacos. 2) Como cristais subédricos a anédricos constituindo a matriz, com intercrescimento mimerquítico e localmente, algo sericitizados, e 3) Como inclusões em alcalifeldspato, exibindo formas subédricas a anédricas, de pequenas dimensões, por vezes mostrando zonação normal com a porção central sericitizada.

O alcalifeldspato é a microclina subédrica que por vezes mostra geminações segundo a lei da albita-periclina e de Carlsbad de contato, as quais ocorrem simultaneamente, sugerindo que o cristal sofreu inversão a baixas temperaturas. Nestes também são observados finos e esparsos intercrescimentos peritéticos do tipo *stringlets* ou formam *patchy*, neste caso são ocasionais. Em geral mostram extinção ondulatória e os grãos estão fraturados evidenciando a forte cataclase sofrida por estes litotipos. Possuem inclusões de plagioclásio, minerais opacos e anfibólio.

O quartzo é intergranular, ocorre formando agregados subarredondados constituídos por subgrãos, e ora apresenta-se estirado ora com forte extinção ondulante. Estes grãos também mostram-se fraturados indicando que o litotipo sofreu cataclase.

As características deformacionais observadas, tais como extinção ondulante, estiramento de grãos, e fraturamentos indicam que o litotipo sofreu deformação a baixa temperatura, mas esta deformação ocorreu de forma localizada e concentrada a faixas de deformação mais intensa, onde o quartzo ocorre estirado, a biotita diminui a granulação e os grão de feldspato se quebram.

Os minerais máficos distribuem-se por entre os fenocristais de plagioclásio e alcalifeldspato e estão representados pelo anfibólio e biotita. O anfibólio é subédricos a anédricos, alguma vezes geminados (Foto 5.2) e possui pleocroísmo variando de verde a verde intenso azulado. Este mineral é rico em inclusões de apatita, minerais opacos, zircão, titanita, epidoto magmático e allanita. Alguns cristais estão desestabilizados para biotita ao longo dos planos de clivagem e na borda (Foto 5.3)

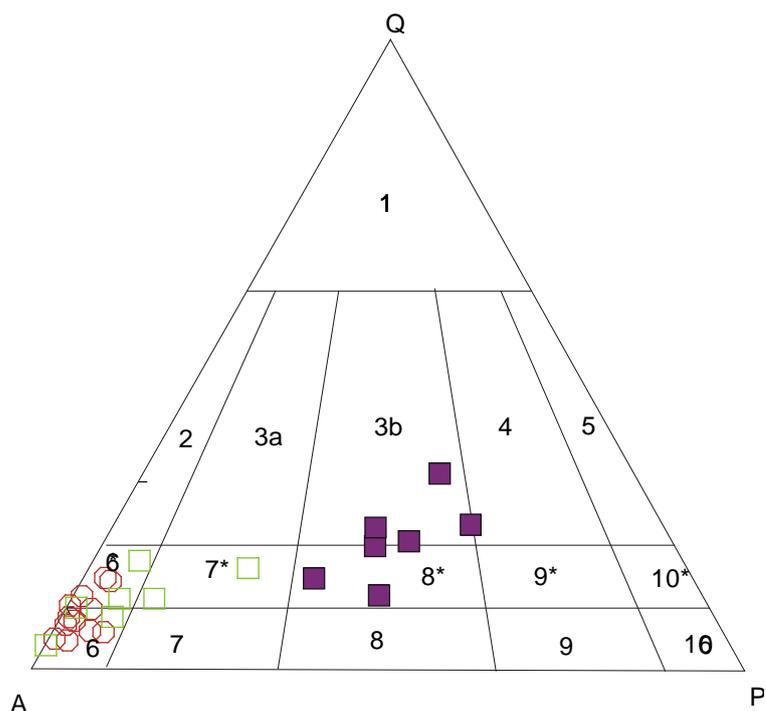


Figura 5.1 - Classificação modal das Unidades principais do Batólito Serra do Catu segundo a nomenclatura de Streckeisen (1976). Legendas: quadrado fechado – Unidade quartzozona monzonito a monzogranito, círculo aberto: Unidade Alcalifeldspato Sienito Cinza e quadrado aberto : Unidade Quartzozona Sienito Rosa . 3b – Monzogranito; 8 – quartzozona monzonito; 6* - quartzozona alcalifeldspato sienito, 7* - quartzozona sienito; 6 – alcalifeldspato sienito

Constituintes claros		Minerais máficos predominantes			
feldspato	foide	Biotita, augita diopsídica (±olivina)	Hornblenda, augita diopsídica (±olivina)	Anfibólio (barqueviquita, kaersuita) Ti-augita, olivina, biotita	Melilita, biotita, ±Ti-augita, ±Olivina, ±Calcita
Or>plg	-	minette	Vogesito	-	-
Plg>Or	-	kearsantito	esperssatito	-	-
Or>plg	Feld>foide	-	-	Sanaito	-
Plg>Or	Feld>foide	-	-	Camptonito	Polzenito
	Vidro ou foide	-	-	Monchiquito	Alnoito

Figura.5.2 - Classificação e nomenclatura de lamprófiro baseada nos seus minerais claros. Or=alcalifeldspato, Plg=plagioclásio, feld=feldspato e foide= feldspatóide. As características dos minerais máficos também são listadas (Le Maitre et al. 1989)

A biotita ocorre como palhetas bem desenvolvidas com pleocroísmo variando de esverdeada a amarelada, e possuem inclusões de minerais opacos, anfibólio, epidoto apatita titanita e allanita. Destaca-se que quando as biotitas estão distribuídas em regiões de maior *strain* estas se apresentam com granulação fina, e esfarrapada, algo muscovitizadas ou cloritizadas.

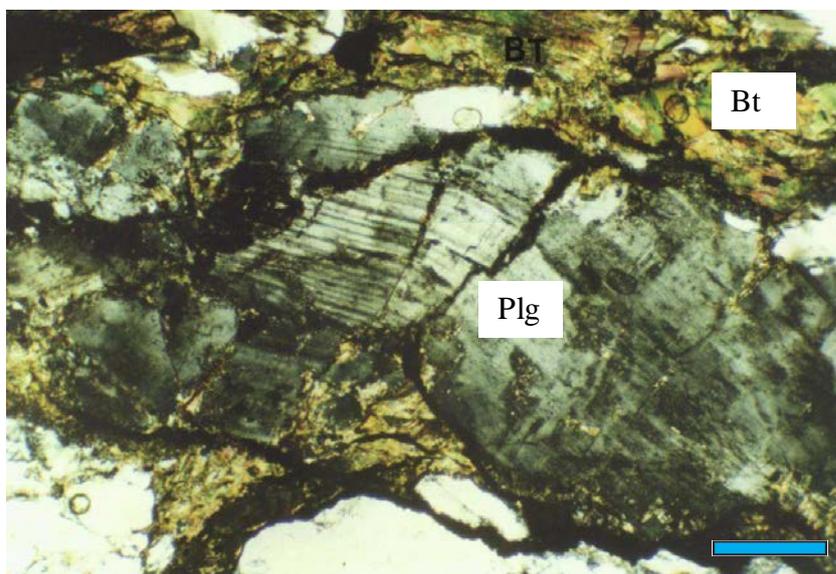


Foto 5.1 – Fenocristal de plagioclásio com geminação da albita (polissintética) e exibindo porções sericitizadas, extinção ondulatória e fraturamento do grão. Plg= plagioclásio, Bt = biotita (Unidade Quartzo-Monzonito a Monzogranito, nicóis cruzados. FL 328; escala = 0,343mm).

A titanita é subédrica a anédrica, tem cor castanho-clara e algumas vezes mostram-se com zonação concentrica ou com feições de sobrecrecimento.

O epidoto ocorre com texturas similares as descritas por Zen & Hammarstron (1984) para epidoto magmático. Baseado na textura do epidoto magmático e utilizando a classificação sugerida por Sial (1990) foram reconhecidas nesta Unidade epidoto do tipo II (epidoto com núcleo de allanita zonado oscilatoriamente), do tipo III (epidoto euedral ou subedral envolto total ou parcialmente por biotita sem núcleo de allanita- Foto 5.4) e ocasionalmente do tipo IV (epidoto granular simplectítico ao longo do contato entre biotita e plagioclásio).

Os minerais opacos são euédricos mostram formas quadráticas e estão inclusos em plagioclásio, alcalifeldspato, anfibólio e biotita.

O zircão é euédrico ou elipsoidal e ocorre incluso em biotita e em feldspato.

A apatita é euédrica, ocorre inclusa em minerais opacos, anfibólio, feldspatos e em biotita, neste ultimo alcançando as maiores dimensões.

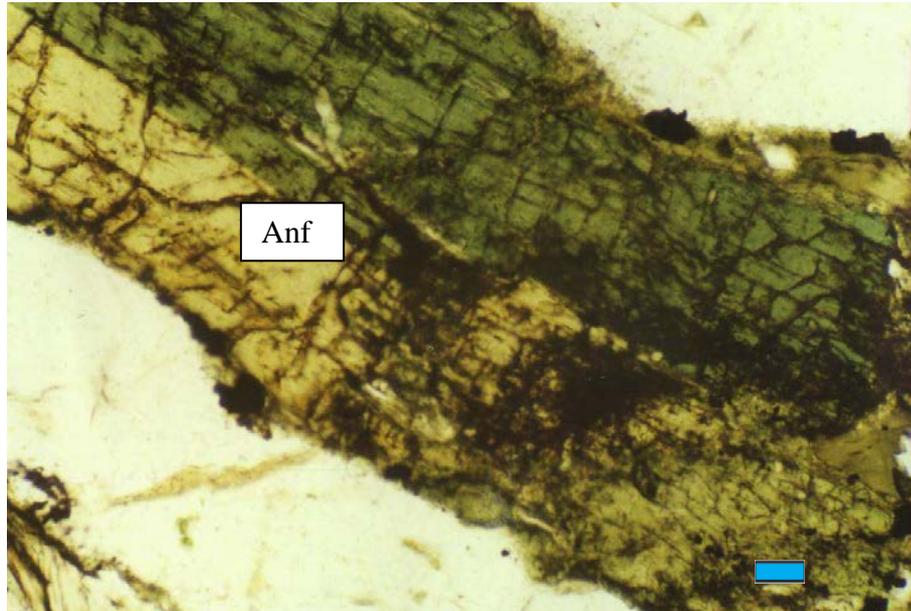


Foto 5.2 – Cristal de anfibólio (Anf) com pleocroísmo verde a verde intenso e germinado. Unidade Quartzo-Monzonito a Monzogranito (FL 328-Nicóis paralelos e escala = 0,06mm).

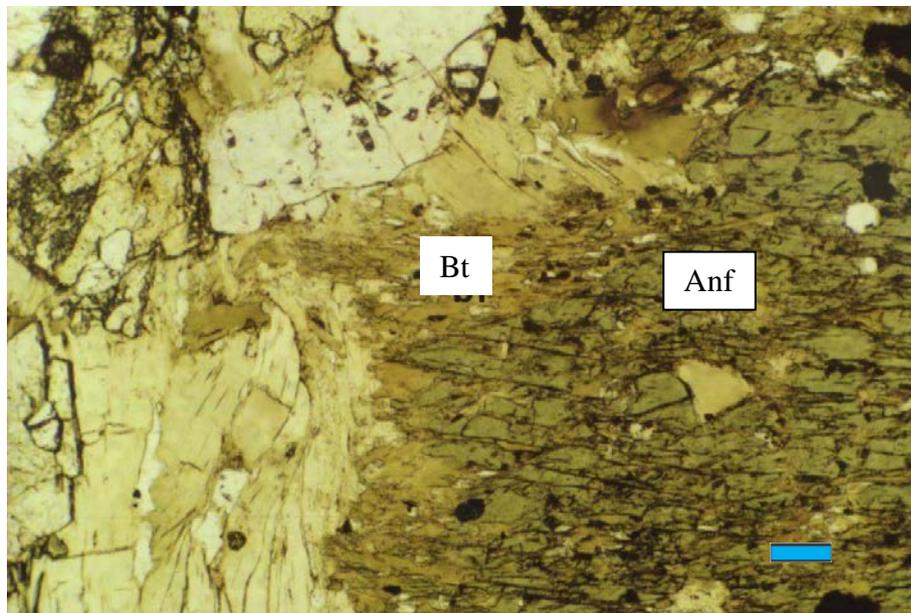


Foto 5.3 – Cristal de anfibólio (anf) desestabilizado passando para biotita (Bt) ao longo da borda e dos planos de clivagem. (Unidade Quartzo-Monzonito a Monzogranito, nicóis paralelos, FL 328; escala=0,098mm).

A allanita ocorre euédrica no núcleo de epidoto magmático e como cristais individuais, onde são euédricos com forma prismática.

A sericita, epidoto e argilo-minerais ocorrem associados aos cristais de plagioclásio. Epidoto e carbonato, por vezes, ocorrem associados com o quartzo preenchendo fraturas. A clorita ocorre associada com a biotita resultante de processo secundário, seja ao longo dos planos de clivagem seja substituindo toda a palheta.

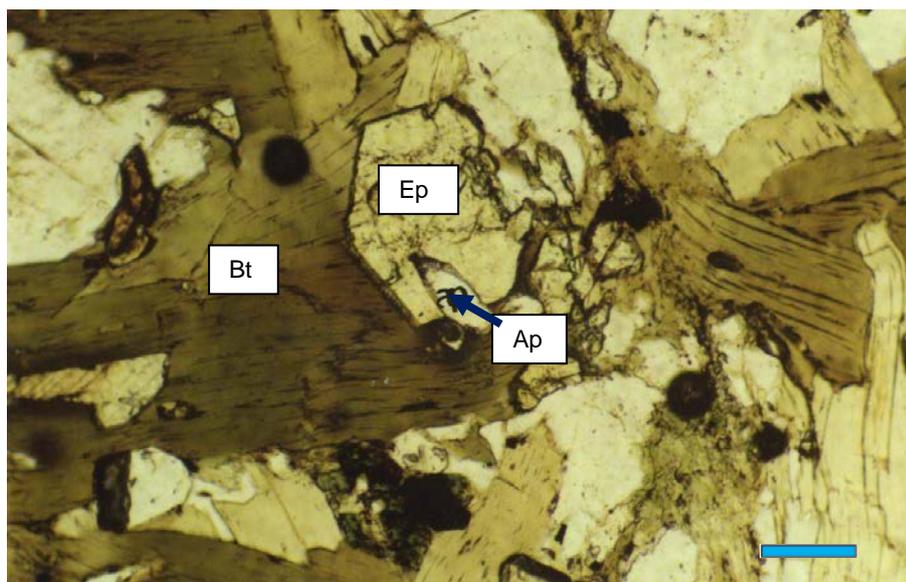


Foto 5.4 – Cristal de epidoto (Ep) subédrico, parcialmente incluído em biotita (Bt) e com inclusão de apatita (ap). O Epidoto é do tipo III (Sial, 1990). Unidade Quartzo-Monzonito a Monzogranito (nicóis paralelos, amostra. FL 328; escala = 0,1225mm).

5.2.2 Ordem de Cristalização

As relações texturais entre as diversas fases minerais identificadas na Unidade quartzo monzonito a monzogranito evidenciaram paragênese de estágio magmático, anidro (allanita, apatita, zircão, minerais opacos), estágio magmático hidratado (epidoto, titanita, anfibólio, biotita, plagioclásio, alcalifeldspato e quartzo) e estágio pós-magmático (sericita, epidoto, carbonato, clorita e argilo-minerais). A provável ordem de cristalização desta unidade é:

Apatita, zircão e minerais opacos => titanita => allanita => epidoto => anfibólio => biotita => plagioclásio => alcalifeldspato => quartzo => sericita epidoto, carbonato, clorita e argilo-minerais .

5.2.3 Considerações Petrográficas

A ocorrência de plagioclásio e alcalifeldspato coexistindo como cristais individuais sugerem cristalização em condições *subsolvus*

A ausência de cristais de clinopiroxênio e a presença quase exclusiva de minerais hidratados no início da cristalização (anfíbólio e biotita) sugerem que as condições iniciais de P_{H_2O} tenham sido relativamente elevadas. Associado a este fato tem-se que os primeiros minerais opacos a cristalizar são euédricos quadráticos e estão inclusos em anfíbólio, provavelmente refletindo a alta fugacidade de oxigênio.

Nestas condições de saturação em água, como já foi referido anteriormente, o sistema seria enriquecido em oxigênio, levando a cristalização de óxidos de ferro e de anfibólios mais ricos em FeO e de biotitas mais enriquecidas em MgO.

As características deformacionais observadas indicam que estas foram adquiridas a baixa temperatura, ocorrendo de forma localizada e concentrada a faixas de deformação mais intensa, onde o quartzo ocorre estirado, a biotita diminui a granulação e os grãos de feldspato se quebram.

Os minerais como a sericita, epidoto, argilo-minerais e carbonatos ocorrem como resultado de desestabilização de minerais magmáticos ou preenchendo fraturas.

5.3 UNIDADE ALCALIFELDSPATO SIENITO CINZA

5.3.1 Descrição Petrográfica

Os litotipos desta unidade são leucocráticos, de cor cinza a róseo acinzentada, predominantemente equigranulares médios a inequigranulares porfiríticos, com fenocristais (1cm a 2 cm) de cor cinza clara, distribuídos aleatoriamente.

Classificam-se como hornblenda-clinopiroxênio-biotita (quartzo) alcalifeldspato sienito *hipersolvus*. Nestes foram identificados como minerais essenciais clinopiroxênio, biotita, anfíbólio e alcalifeldspato, e o plagioclásio e o quartzo ocasionais; titanita, apatita, minerais opacos, zircão, allanita e monazita como minerais acessórios e sericita como mineral secundário.

O alcalifeldspato (microclina pertítica) é o mineral dominante (Foto 5.5A), são euédricos, mostram intercrescimento pertítico do tipo *string* (textura *subsolvus* de exsolução/desmistura de soluções não-ideais), paralelo aos planos cristalográficas preferenciais, indicativo de um resfriamento lento. Um mesmo cristal pode apresentar as geminações tipo Carlsbad de contato e interpenetrado, e do tipo albita-periclina, as quais indicam inversão na estrutura cristalina com a diminuição da temperatura (ortoclásio para

microclina). De modo geral, esta fase mineral está livre de inclusões sendo observadas, apenas localmente, inclusões subédricas a euédricas de apatita e allanita, e de cristais subédricos a anédricos de plagioclásio, este último mostrando, freqüentemente, feições de reabsorção pelo líquido, marcada por contatos irregulares e feições de corrosão (Foto 5.5B), além de mostrar porção central sericitizada e algumas vezes bordos com feições de sobrecrecimento albítico e/ou zonação normal.

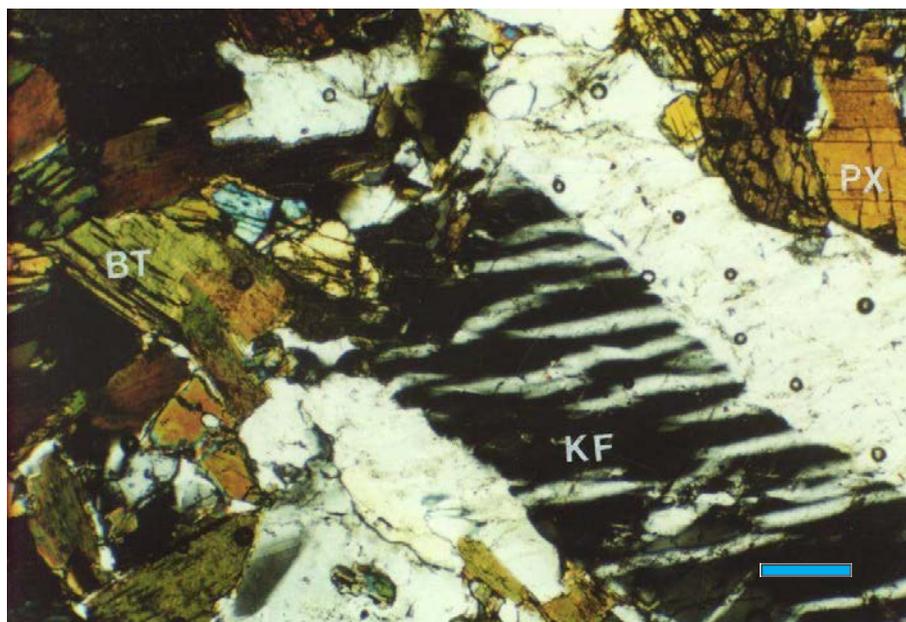


Foto 5.5A – Microclina pertítica tipo *string*, indicando o caráter *hipersolvus*, e geminação *Carlsbad* de contato. Unidade Alcalifeldspato Sienito Cinza. Bt = biotita, KF = alcalifeldspato pertítico, Px = clinopiroxênio (diopsídio). (Nicóis cruzados, amostra SC-51, escala=0,245mm).

Os minerais máficos, nesta Unidade ocorrem entre os cristais euédricos de alcalifeldspato (Foto 5.6), formando aglomerados de cristais. Nestes aglomerados, o clinopiroxênio é o diopsídio que ocorre subédrico a euédrico, com granulação fina e cor verde claro, sem pleocroísmo. Estes cristais foram os primeiros máficos a cristalizar sendo observadas, por vezes junções tríplices entre os cristais (Foto 5.7). Possuem inclusões subédricas a anédricas de minerais opacos (Foto 5.8A), biotita, monazita, zircão (euédrico) e estão em contato reto ou incluem parcialmente cristais hexagonais ou prismáticos de apatita. Os cristais de clinopiroxênio são freqüentemente bordejados ou manteados por anfibólio, mostrando uma textura denominada de bordo de reação ou corona de reação (McKenzie et al., 1982), encontradas em rochas magmáticas onde as fases de bordo e de núcleo são soluções sólidas. Este bordo de reação de anfibólio em torno do piroxênio (Foto 5.8B) ocorre principalmente em resposta à diminuição de temperatura e aumento da P_{H_2O} no

líquido, depois de uma história prolongada de cristalização de fases anidras (Ernest, 1966 e Guimarães et al. 1993), desestabilizando-a. Nesta Unidade quando se observa esta textura de corona de reação, os cristais de clinopiroxênio mostram-se subédricos, com feições de corrosão/embaimento e/ou com a porção interna (ao longo das clivagens) ou apenas nas porções de borda, com feições de oxidação, caracterizada por um aspecto de pó de cor amarelo-alaranjado.

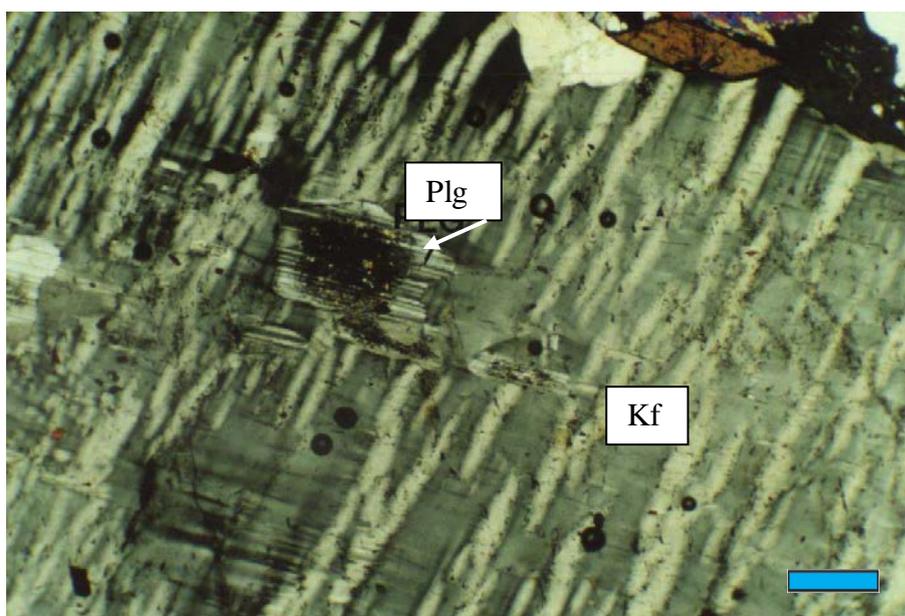


Foto 5.5B – Cristal de alcalifeldspato (Kf) perítico com inclusão de plagioclásio (Plg) com núcleo sericitizado, zonagem normal em direção à borda, geminação polissintética e bordas irregulares, sugerindo reabsorção parcial pelo líquido e sobrecrecimento albítico. Unidade quartzo sienito rosa (Nicóis cruzados, amostra. FL 328A; escala: 1,5cm=0,294mm).

Esta relação petrográfica de manteamento provavelmente é o resultado de mudanças rápidas nas condições magmáticas e de reação controlada pela difusão entre o clinopiroxênio e o líquido para produzir o anfibólio, reação esta que foi incompleta e não atingiu o equilíbrio.

O anfibólio (magnésio hornblenda e actinolita) ocorre principalmente na forma de coronas de reação em clinopiroxênio e, por vezes, como cristais magmáticos individuais subédricos a anédricos. Os anfibólios possuem pleocroísmo variando de verde claro a verde, por vezes com tons azulados nos bordos. Possui inclusões de diopsídio, zircão, minerais opacos e apatita, esta última bem desenvolvida.

As biotitas são pleocróicas (marrom a amarelo cana) e ocorrem como palhetas bem desenvolvidas. São fases minerais tardias e predominam dentre os máficos. Possuem

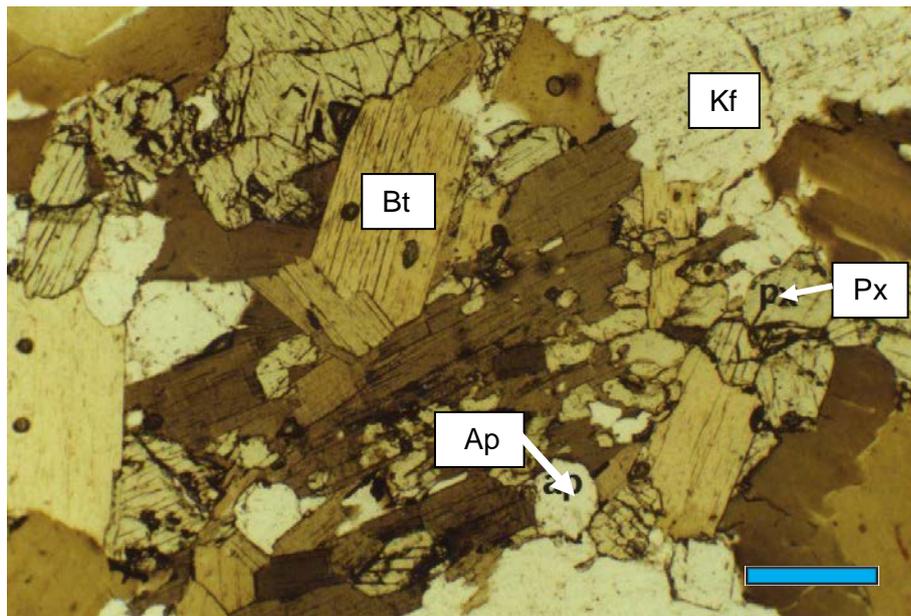


Foto 5.6 – Aglomerado de minerais máficos distribuídos entre cristais de alcalifeldspato pertítico (Kf). As biotitas (Bt) possuem várias inclusões de zircão com halos pleocróicos e as apatitas (Ap) são bem desenvolvidas. Observe a presença de clinopiroxênio (diopsídio - Px). Unidade Alcalifeldspato Sienito Cinza (nicóis paralelos, amostra SC-51, escala= 0,392mm).

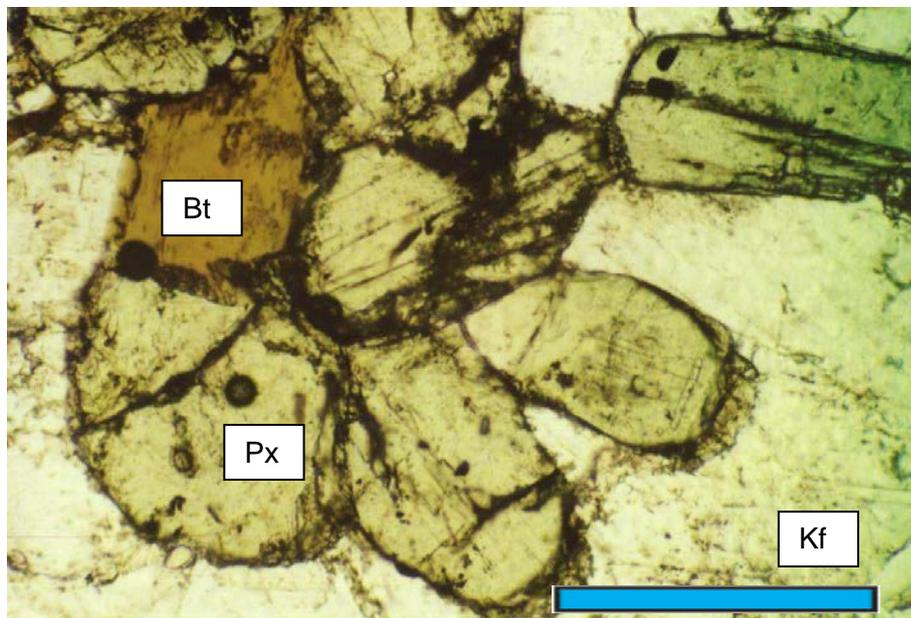


Foto 5.7 – Cristais euédricos e ovalados de clinopiroxênio (diopsídio-Px), por vezes formando funções tríplices, indicando a cristalização precoce. Tem-se ainda cristais subédricos de alcalifeldspato pertítico (Kf) e biotita (Bt). Unidade Alcalifeldspato Sienito Cinza (nicóis paralelos, amostra SC-51, escala = 0,38mm).

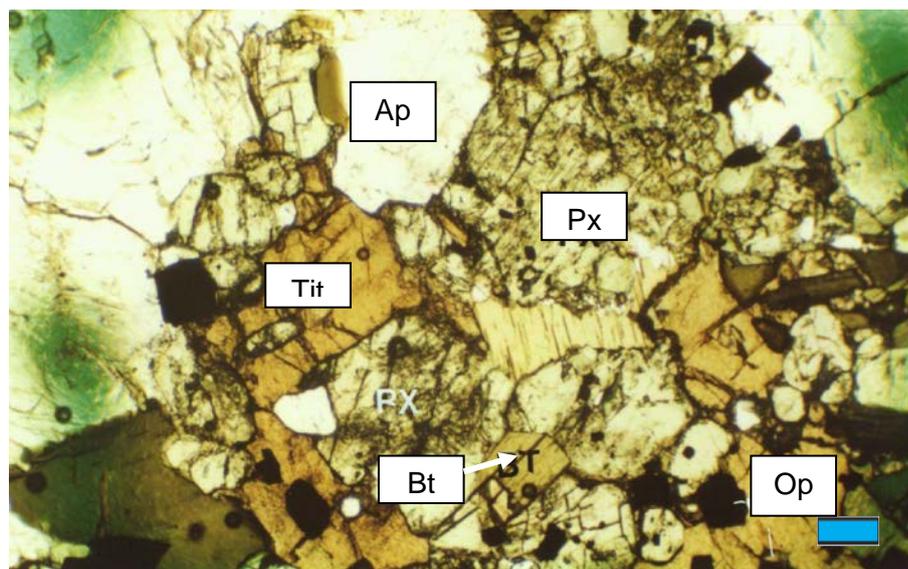


Foto 5.8A – Cristais anédricos da titanita-(Tit), castanho alaranjada, com inclusões euédricas de minerais opacos (Op). Tem-se também minerais opacos anédricos (subarredondados e hexagonais) incluídos em diopsídio (Px) e biotita (Bt) precoce incluída em diopsídio. Unidade Alcalifeldspato Sienito Cinza (nicóis paralelos, amostra. SC-93; escala= 0,196mm).

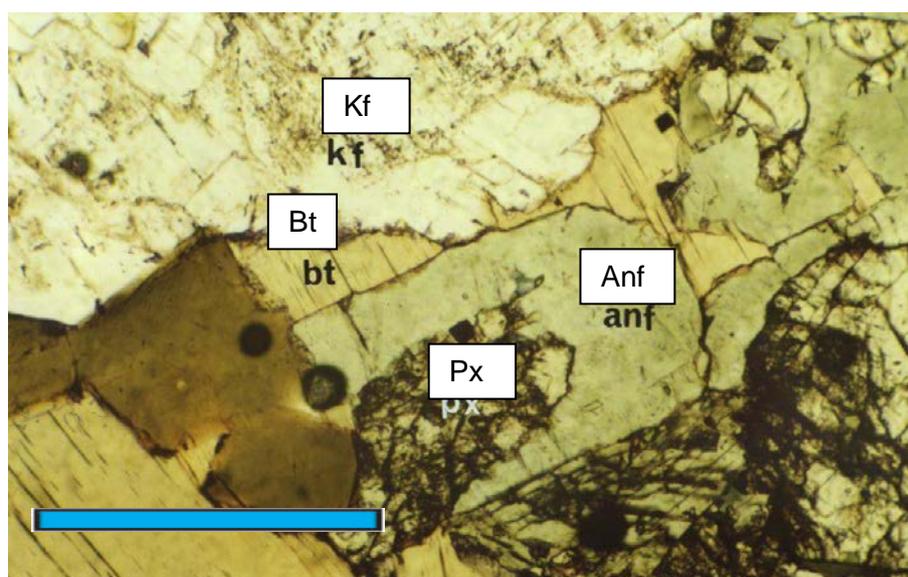


Foto 5.8B – Cristal anédrico de diopsídio (Px) com textura de bordo de reação ou corona de reação, (Mackenzie et al.,1982). O diopsídio exibe feições de reabsorção (contatos irregulares) e feições de oxidação (aspectos pulverulento de cor amarelo-alaranjado) nas porções internas do cristal. Nota-se a presença de mineral opaco (Op) euédrico quadrático na região de contato entre o diopsídio e o anfibólio, sugerindo que a disponibilidade de água era elevada promovendo cristalização de magnetita. Bt = biotita, Kf = alcalifeldspato perítico, Anf = anfibólio. Unidade Alcalifeldspato sienito cinza (Nicóis paralelos, amostra SC-93, escala= 0,42mm).

inclusões de diopsídio, anfibólio, minerais opacos, euédricos e quadráticos, zircão, monazita (Foto 5.9A) e poucas apatitas (Foto 5.9B), porém bem desenvolvidas.

O plagioclásio ocorre: 1- subédrico a anédrico, freqüentemente inclusos em alcalifeldspato, 2- como lamelas de exsolução formando as pertitas ou 3 –anédrico entre os cristais de alcalifeldspato. Quando incluso no alcalifeldspato pertítico mostra-se como cristais com zonação normal, e formas irregulares devido à reabsorção pelo líquido e alguma vezes, mostra-se com sobrecrescimento albítico (Foto 5.5B e 5.10). O plagioclásio tem ocorrência ocasional quando é anédrico distribuindo-se entre os cristais de alcalifeldspato e, por vezes, mostra intercrescimento mimerquítico, sugerindo tratar-se de exsolução de sódio proveniente do feldspato alcalino, que tende a cristalizar epitaxialmente em locais próximos.

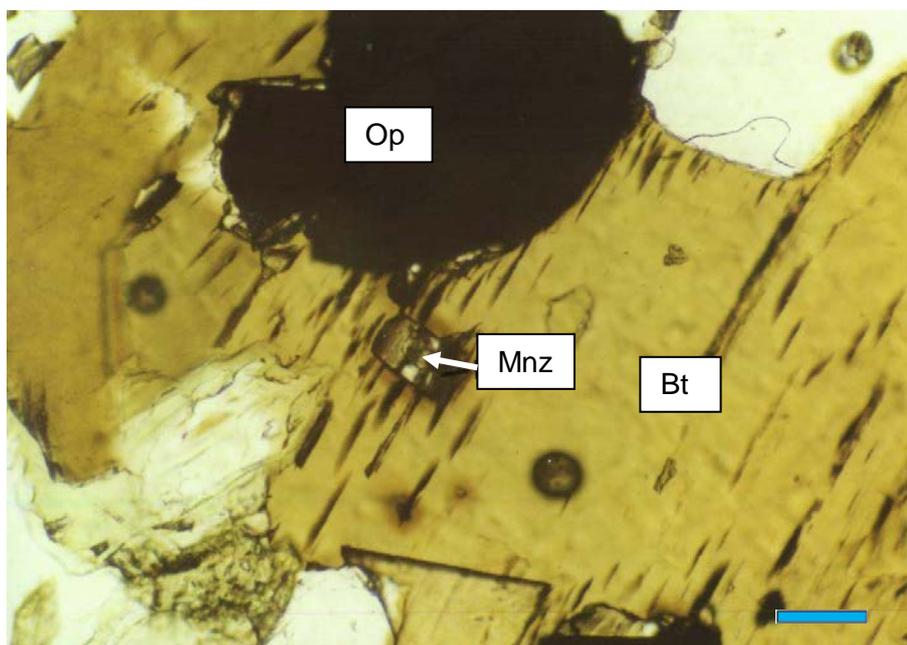


Foto 5.9A – Cristal euédrico e zonado de monazita (Mnz), incluso em palheta de biotita (Bt), gerando halos pleocróicos. Op = Minerais opacos. Unidade Alcalifeldspato Sienito Cinza (nicóis paralelos, amostra. FL 326B; escala=0,10mm).

O quartzo é anédrico e constitui uma fase tardia que preenche os espaços intergranulares. Apresenta leve extinção ondulante e algumas vezes mostra-se fraturado, evidenciando deformação no estado sólido (cataclase). Localmente possuem inclusões de agulhas de rutilo.

Os minerais opacos ocorrem em pelo menos duas fases, a primeira subédrica a anédrica com tons avermelhados e com inclusões de apatita. Ocorrem inclusos no clinopiroxênio e anfibólio, estes por vezes desenvolvem bordo de leucoxênio (SCF-21). Tais características sugerem tratar-se de magnetita-ulvoespínélio oxidada, e o desenvolvimento de titanita/leucoxênio a partir dos óxidos de Fe-Ti, segundo Wones (1989), indica um aumento nas condições de oxidação. A Segunda fase, que ocorre inclusa na biotita e

titanita, apresenta forma euédrica quadrática e tal feição sugere tratar-se de magnetita não oxidada.

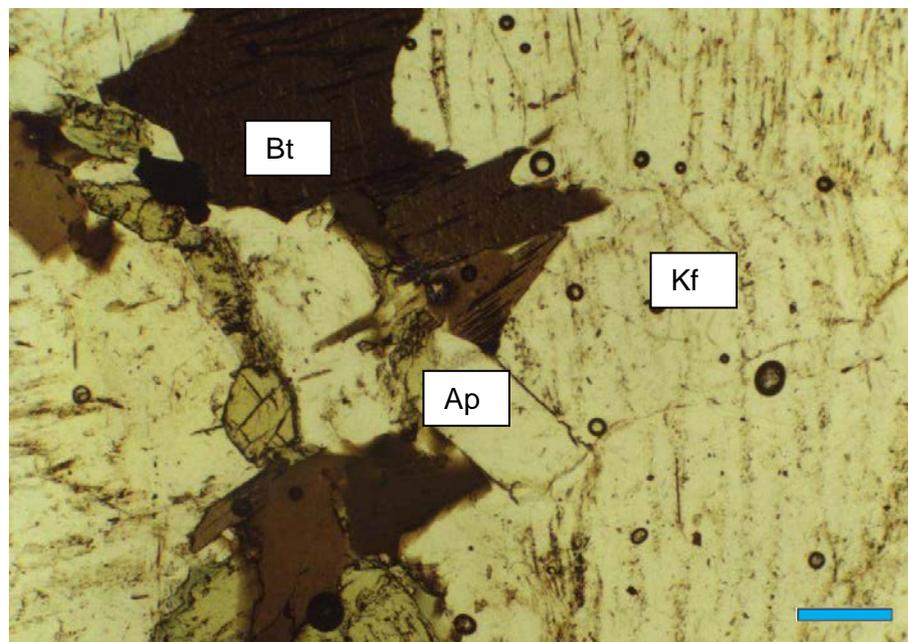


Foto 5.9B – Palheta de biotita (Bt) com inclusão de monazita euédrica, gerando halos pleocróicos e incluindo parcialmente cristal prismático euédrico de apatita (Ap). Tem alcalifeldspato(Kf). Unidade Alcalifeldspato Sienito Cinza (nicóis paralelos, amostra. FL 326B; escala=0,294mm).

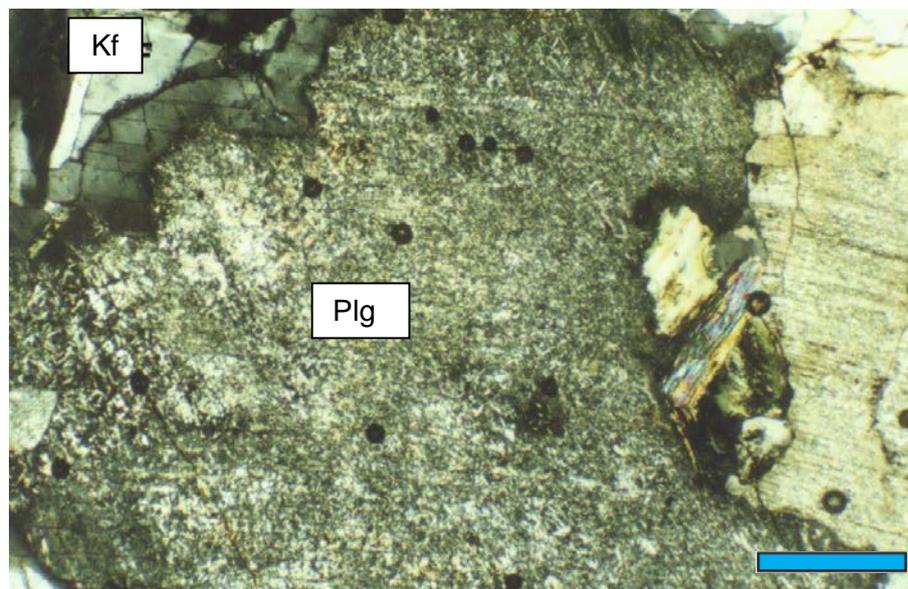


Foto 5.10 – Cristal de plagioclásio (Plg) com feições de absorção pelo líquido. A porção central do cristal está bastante sericitizado. Tem alcalifeldspato (Kf). Unidade Alcalifeldspato Sienito Cinza (nicóis cruzados, amostra SC- 93, escala = 4,9mm).

O zircão é euédrico ou elipsoidal, e alguns mostram-se zonados. Ocorrem inclusos em anfibólio e biotita, produzindo halos metamíticos, ou em contato reto com minerais opacos. O zircão é uma fase precoce, cristalizada antes das fases máficas, e indica que o *melt* em questão não era alcalino, portanto o Zr tinha baixa solubilidade, permitindo a cristalização deste na fase inicial de cristalização (Watson, 1979).

A apatita é euédrica hexagonal e prismática que, quando inclusos em titanita e minerais opacos mostram pequenas dimensões, e quando inclusos nas fases máficas estão mais desenvolvidos. A apatita, mineral tipicamente magmático, e bastante desenvolvido nas fases iniciais de cristalização, inclusos principalmente em diopsídio, anfibólio e biotita. Segundo Watson (1979), a apatita tem sua cristalização favorecida em condições de baixo teor de sílica e baixa fugacidade de oxigênio, que por sua vez também favorece a cristalização de minerais opacos nos estágios iniciais de cristalização.

Monazita ocorre localmente, como inclusão euédrica em palhetas de biotita. De acordo com Guimarães et al. (1993), a presença de monazita em complexos shoshoníticos pode ser interpretado de dois modos: 1) Como uma evidência de contaminação crustal (Guimarães, 1989) ou 2) reflete uma saturação precoce em monazita devido a alta concentração de elementos terras raras no magma.

A allanita metamítica ocorre ocasionalmente, e só foi observado como inclusão em alcalifeldspato.

A titanita é uma fase tardia, com forma anédrica, envolvendo as fases máficas (diopsídio, anfibólio), apatita e minerais opacos (Foto 5.11). A titanita possui cor castanho laranjada, cor esta que de acordo com Guimarães et al. (1993), sugere enriquecimento em terras raras leves. Em algumas seções observa-se a ocorrência de titanita euédrica inclusa em anfibólio produzindo halos pleocróicos (SC-46 A).

O rutilo foi identificado em algumas seções (SCF-21, SCF-35, SCF-30 e SCF-39), onde ocorre como agulhas finas e compridas inclusas em cristais de quartzo e nas lamelas de plagioclásio nas pertitas.

5.3.2 Ordem de Cristalização

As relações texturais na Unidade alcalifeldspato quartzo sienito sugerem a existência de paragêneses de estagio magmático, anidro (allanita, apatita, plagioclásio, alcalifeldspato, zircão, monazita, minerais opacos e clinopiroxênio), estagio magmático hidratado (anfibólio, magnetita, biotita, alcalifeldspato pertita, titanita e quartzo) e estágio pós-magmático (plagioclásio e sericita) com a seguinte ordem de cristalização: Allanita, apatita,

plagioclásio => alcalifeldspato => zircão => monazita => minerais opacos => clinopiroxênio
=> anfibólio => minerais opacos (magnetita) => biotita=> alcalifeldspato peritita => titanita =>
quartzo => sericita .

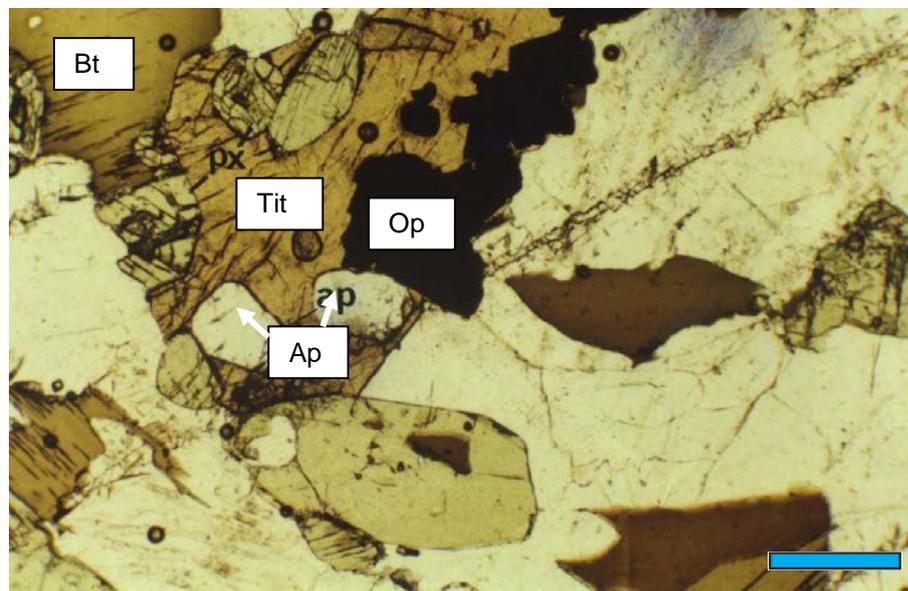


Foto 5.11 – Cristal anédrico tardio de titanita (Tit) com inclusões euédricas e bem desenvolvidas de apatita (Ap), e de diopsídio (Px) e minerais opacos (Op). Tem biotita (Bt). Unidade Alcalifeldspato Sienito Cinza (nicóis paralelos, amostra FL-326B, escala= 0,343mm)

5.3.3 Considerações Petrográficas

A reabsorção parcial ou completa de um mineral, de acordo com Hoggan (1993), pode ocorrer se houver mudanças na temperatura, pressão ou atividade da água. Nekvasil (1990) estudou experimentalmente a reabsorção completa e incompleta dos plagioclásios como uma função da pressão, temperatura, composição, atividade de água e atividade da sílica e usou as relações de fases no sistema Ab-An-Or-Qz para composições sieníticas e traquíticas no sistema granítico durante a cristalização em equilíbrio. Neste experimento, observou que para estas composições saturadas em quartzo, a história de cristalização inicial envolve a precipitação inicial de andesina-oligoclásio ternário e sanidina sódica-anortoclásio, seguido pela precipitação exclusiva de alcalifeldspato, e que as regiões de reabsorção (completa e incompleta) dos plagioclásios se contraem com o aumento do conteúdo de anortita, de ortoclásio, de água e com a diminuição da temperatura. Assim, o concluiu que o mais provável é que a reabsorção do plagioclásio ocorra no começo da história de cristalização quando o magma é mais seco e quente. Abbott (1978) definiu

regiões no espaço P-T (como uma função da atividade da água), onde o plagioclásio exibe uma cristalização peritética. A partir dos dados experimentais de Nekvasil (1990) e Abbott (1978), pode-se sugerir que o plagioclásio, anédrico e com textura de reabsorção incluso em alcalifeldspato, na história de cristalização do Batólito Serra do Catu cristalizou como uma fase precoce e foram reabsorvidos pelo líquido (Figura 5.2).

As relações texturais evidenciando a presença de cristais de plagioclásio com textura de reabsorção inclusos em alcalifeldspatos, indica que estes podem ser cristais precoces cristalizados quando o magma estava em condições quentes e secas e, que posteriormente foi seguida pela formação do alcalifeldspato, ficando aprisionados.

A cristalização evoluiu para um sistema *hipersolvus*, devido à composição inicial do magma,, materializado pela presença maciça de alcalifeldspato. De acordo com Nardi & Bonin (1991) nos *melts* graníticos *hypersolvus* deficientes em água, as temperaturas subsolvus não são alcançadas antes da completa cristalização do alcalifeldspato e resultam em típica assembléia mesopertítica

Neste sistema, sugere-se que as condições iniciais de P_{H_2O} tenham sido relativamente baixas, dada a natureza *hipersolvus* dos feldspatos e o fato do clinopiroxênio ser uma das primeiras fases a cristalizar.

Com a diminuição de temperatura, depois de uma história prolongada de cristalização de fases anidras, o magma tornou-se saturado em água (aumento da P_{H_2O} no magma), e em seguida, foi atingida a temperatura de saturação da água (Burkhard, 1993), forçando o magma a sair do campo de estabilidade do piroxênio e cristalizar anfibólio. Abaixo desta temperatura e durante o subsequente resfriamento, os cristais de clinopiroxênio reagiram com o líquido, mostrando feições de corrosão e oxidação e em seguida deu-se início a cristalização do anfibólio, refletida na feição de manteamento, provavelmente como resultado da reação incompleta entre clinopiroxênio e o líquido para produzir o anfibólio.

O aumento da pressão de água no magma permitiu a dissociação da água, e a liberação de H podendo enriquecer o sistema em oxigênio a partir deste estágio, levando a cristalização de óxidos de ferro e de anfibólios mais ricos em FeO e de biotitas mais enriquecidas em MgO.

Deste modo, com o aumento da disponibilidade de oxigênio seria favorecida a cristalização de óxidos de ferro (tipicamente a magnetita), e a biotita cristalizada sob estas condições oxidantes, de acordo com Abdel-Rahman (1994) seria moderadamente enriquecida em magnésio (visto que o ferro no magma estaria disponível para a cristalização da magnetita).

Nesta Unidade, a petrografia mostra que os minerais opacos inclusos nas palhetas de biotita são cristais euédricos quadráticos, os quais se supõem que sejam cristais de

magnetita, refletindo que antes da cristalização da biotita a disponibilidade de oxigênio era alta.

A textura pertita desenvolvida nos alcalifeldspatos segundo Tuttle & Bowen (1958) é resultante de mecanismo primário de exsolução em condições subsolidus em consequência da diminuição de temperatura a partir de feldspatos formados sob baixa P_{H_2O} .

A inversão polimórfica do ortoclásio para microclina ocorre a temperaturas mais baixas.

Os plagioclásios, que ocorrem localmente entre os cristais de alcalifeldspato são anédricos e por vezes mostram intercrescimento mimerquítico. Estes se formaram provavelmente pela exsolução de sódio proveniente do feldspato alcalino, que tende a cristalizar epitaxialmente em locais próximos.

5.4 UNIDADE QUARTZO SIENITO ROSA

5.4.1 Descrição Petrográfica

Esta Unidade está constituída rochas por leucocráticas, de cor rosa de tom avermelhado, com pontos verdes. Possuem textura equigranular média a inequigranular porfírica, com fenocristais de alcalifeldspato (3cm a 4 cm), distribuídos de forma dispersa em uma matriz equigranular média. Estes litotipos são essencialmente isotrópicos.

Classificam-se como (clinopiroxênio) (biotita) anfibólio quartzo sienito a quartzo alcalifeldspato sienito *hipersolvus* e estão constituídos mineralogicamente por alcalifeldspato, anfibólio, diopsídio e biotita como minerais essenciais, com quartzo e plagioclásio ocorrendo localmente. Apatita, minerais opacos, titanita, zircão e rutilo são os minerais acessórios e clorita, epidoto e carbonato são os minerais secundários.

Do mesmo modo que na Unidade Alcalifeldspato Sienito Cinza, o alcalifeldspato desta Unidade é o mineral predominante, ocorrendo como cristais subédricos de microclina com intercrescimento pertítico (tipo *string*), seguindo planos cristalográficos preferenciais, e indicando resfriamento lento (Foto 5.12). Em alguns cristais foram observadas geminações do tipo *Carlsbad* de contato (Foto 5.13) e do tipo albita-periclina indicando inversão do ortoclásio para microclina, fase mais estável.

O clinopiroxênio possui cor verde clara, não apresenta pleocroísmo e possui forma subeuédrica a anédrica. Ocorre como cristais isolados ou inclusos em anfibólio, com o desenvolvimento de coronas de reação ou troca química restrita às regiões de contato entre ambos. Apresentam inclusões de zircão, minerais opacos, pequenas palhetas de biotita e apatita.

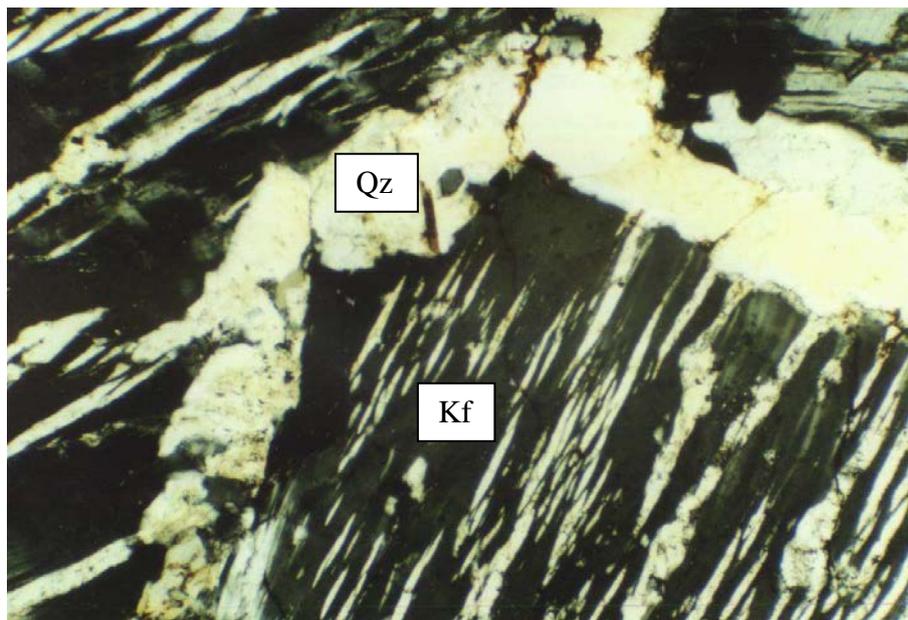


Foto 5.12 – Cristais euédricos perfíticos do tipo *string*, evidenciando caráter *hipersolvus* do sienito Qz = quartzo, Kf =alcalifeldspato. Unidade Quartzo Sienito Rosa (nicóis cruzados, amostra, SC-66).

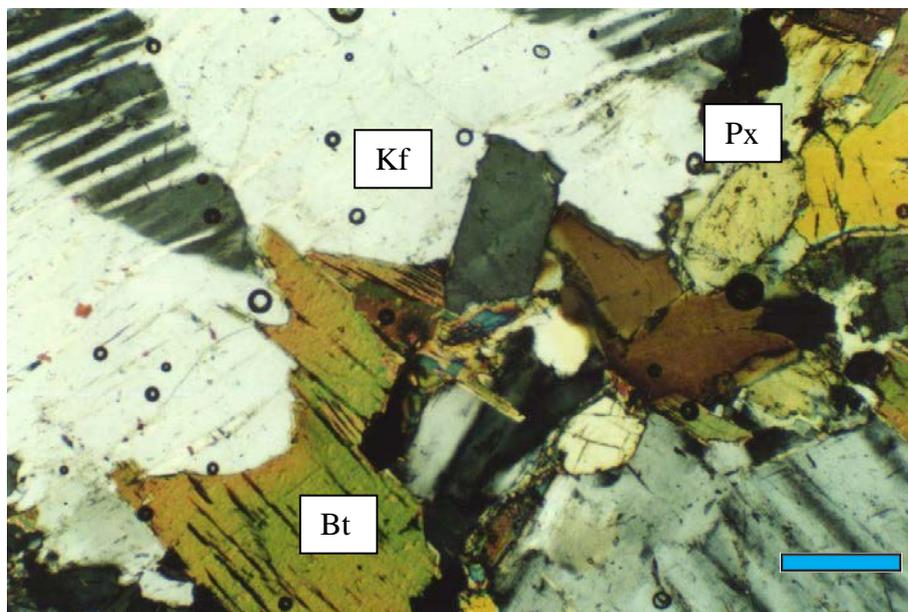


Foto 5.13 – Distribuição dos minerais máficos entre os cristais euédricos a subédricos de alcalifeldspato perfítico. Bt = biotita, Kf = alcalifeldspato perfítico, Px = clinopiroxênio (diopsídio). Unidade Quartzo Sienito Rosa (nicóis cruzados, amostra FL326B, escala= 0,343mm).

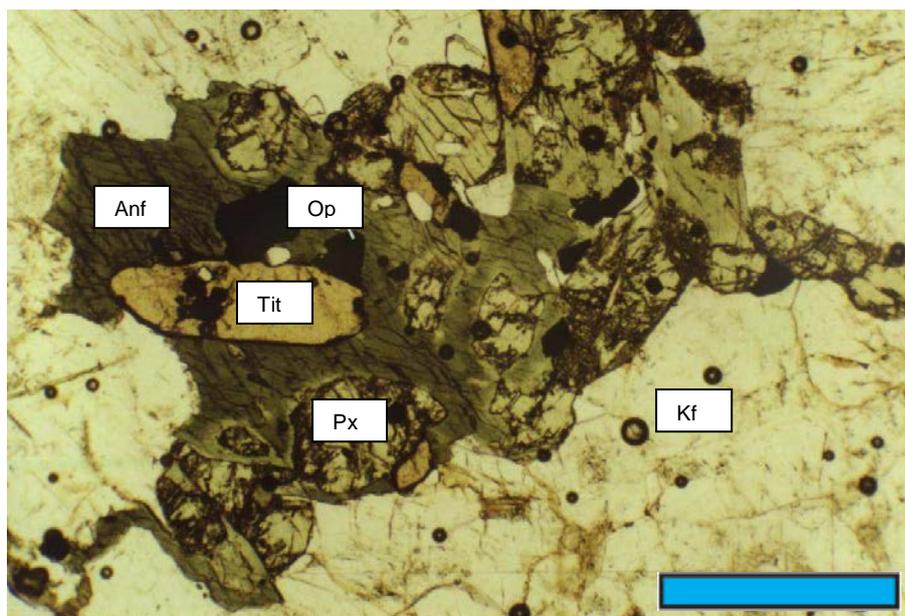


Foto 5.14 – Anfibólio (Anf) anédrico com relíquias de diopsídio (Px) e inclusões de apatita, titanita (Tit) e opacos (Op). Tem-se a corona de reação entre diopsídio e anfibólio. Nota-se a presença de cristal euédrico hexagonal de mineral opaco incluso em diopsídio e titanita, esta última com halo pleocróico no anfibólio. Unidade Quartzo Sienito Rosa (nicóis //, FL 328A; escala= 0,686mm).

O anfibólio, dominante entre os minerais máficos, possui geminação e forma subédrica a anédrica, com pleocroísmo verde claro a verde. Inclui biotita, apatita, minerais opacos, euédricos quadráticos, titanita subédrica, zircão e diopsídio. Alguns cristais mostram borda descolorida, sugerindo que este reagiu com o líquido, provavelmente promovendo difusão química com a saída de alguns elementos do anfibólio para o *melt*. A feição de descoloração também é observada próxima às inclusões euédricas de diopsídio (Foto 5.14), sugerindo que a corona de reação não foi efetiva para a formação do anfibólio (reação do líquido1 + diopsídio = anfibólio+líquido2), mas que o anfibólio cristalizou como fase individualizada magmática, apenas nucleando sobre o diopsídio. Nestes locais, próximo ao contato entre os dois, há descoloração do anfibólio, mas esta provavelmente é uma reação pós-cristalização. Ocasionalmente, observa-se a ocorrência de coronas de reação no diopsídio, representadas pelo manteamento de anfibólio em cristais de diopsídio que por vezes mostram-se oxidados (Foto 5.15 A, 5.15B e 5.15C).

Nesta Unidade a biotita tem baixa percentagem modal e ocorre como palhetas pequenas inclusas em anfibólio ou maiores, englobando parcialmente o piroxênio e sendo parcialmente inclusa em anfibólio. Mostra pleocroísmo de amarelo a verde e, na maior parte das seções analisadas, mostra-se algo cloritizada/muscovitizadas ao longo dos planos de clivagem. Nestas biotitas são observadas inclusões de zircão, apatita e minerais opacos, em anfibólio.

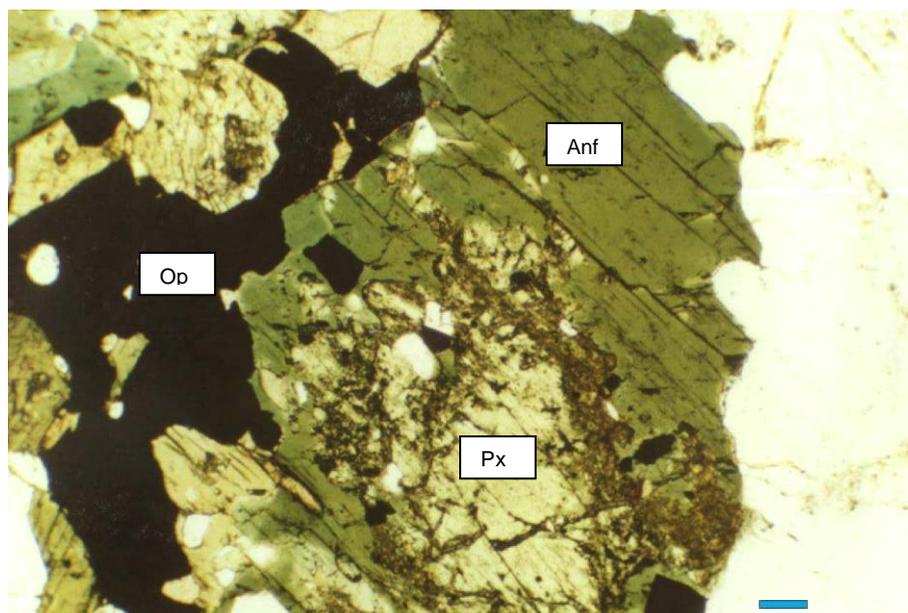


Foto 5.15A – Diopsídio (Px) com corona de reação, caracterizado pelo manteamento de anfibólio (Anf). O diopsídio mostra bordos irregulares e, orlando o cristal, tem-se borda de oxidação do diopsídio desestabilizado pelo magma rico em água. Op = Minerais opacos. Unidade Quartzo Sienito Rosa (nicóis paralelos, amostra. SC-66, escala: 0,147mm).

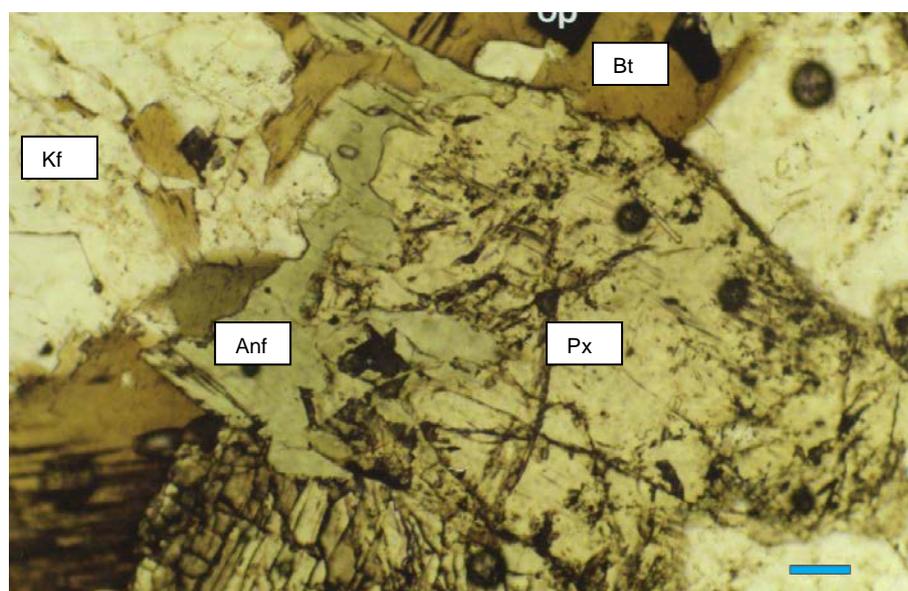


Foto 5.15B – Corona de reação do piroxênio (Px) gerando o anfibólio (Anf). Observam-se feições de embaiamento e inclusão quadráticas de mineral opaco, incluso em biotita e anédrica incluída em piroxênio. Bt = biotita, Kf = alcalifeldspato perítico. Unidade Quartzo Sienito Rosa (nicóis paralelos, FL-326B, escala: 0,06mm).

O plagioclásio ocorre em maior proporção modal que na Unidade Alcalifeldspato Sienito Cinza e sempre estão inclusos em alcalifeldspato, com forma subédrica a anédrica, geralmente geminados (polissintética), com texturas de reabsorção e com a porção interna sericitizada. Por vezes, associado a estes cristais, observa-se epidoto e carbonato como produtos de alteração. A textura de reabsorção pelo líquido é caracterizada por contatos irregulares e feições de corrosão/embaimento (Foto 5.16 e 5.17).

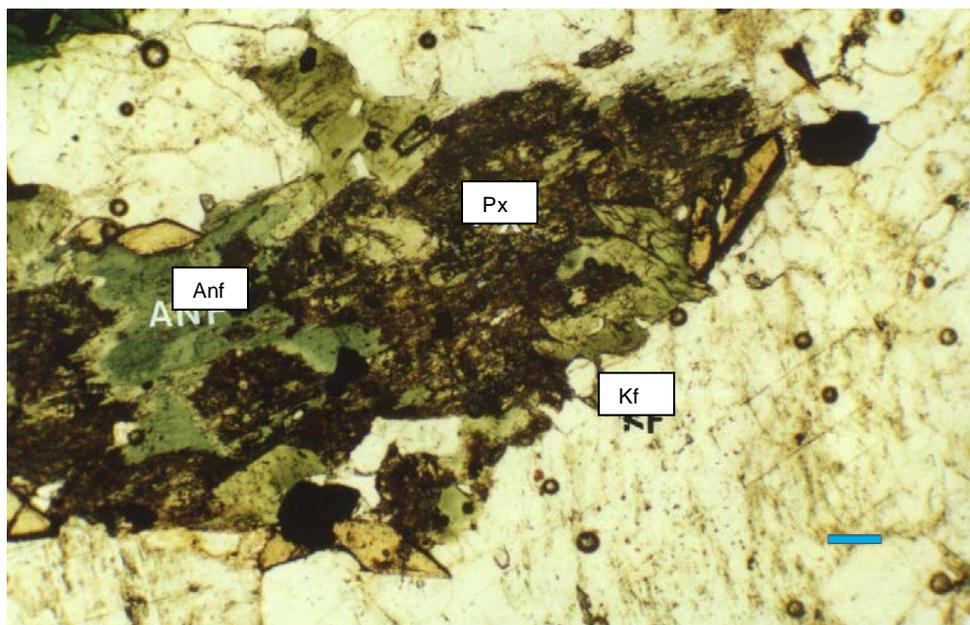


Foto 5.15C – Diopsídio quase totalmente oxidado, com corona de reação mostrando mantecamento por anfibólio. Anf = anfibólio, Px = diopsídio, Kf = alcalifeldspato. Unidade Quartzo Sienito Rosa (nicóis paralelos, FL 328A; escala: 0,147mm)

O quartzo nesta Unidade é um mineral característico constituindo 6% a 21% da moda. São anédricos possuem distribuição intergranular, são tardios apresentam extinção ondulante (Foto 5.18) e, ou apresentam-se formando agregados de subgrãos ou estirado com estrutura *flaser*, indicando forte cataclase sofrida pelo litotipo.

Os minerais opacos são euédricos, apresentam forma hexagonal quando incluso em diopsídio e quadráticos quando inclusos em anfibólio, sugerindo mudanças nas condições de fugacidade de oxigênio na cristalização magmática. Possui inclusão de zircão.

O zircão é uma fase mineral precoce, possui forma euédrica ou elipsoidal e apresentam zonação.

A apatita ocorre como cristais euédricos hexagonais e prismáticos, quando inclusas em minerais opacos e titanita (Foto 5.11) e mais desenvolvidos quando inclusos em diopsídio ou anfibólio.

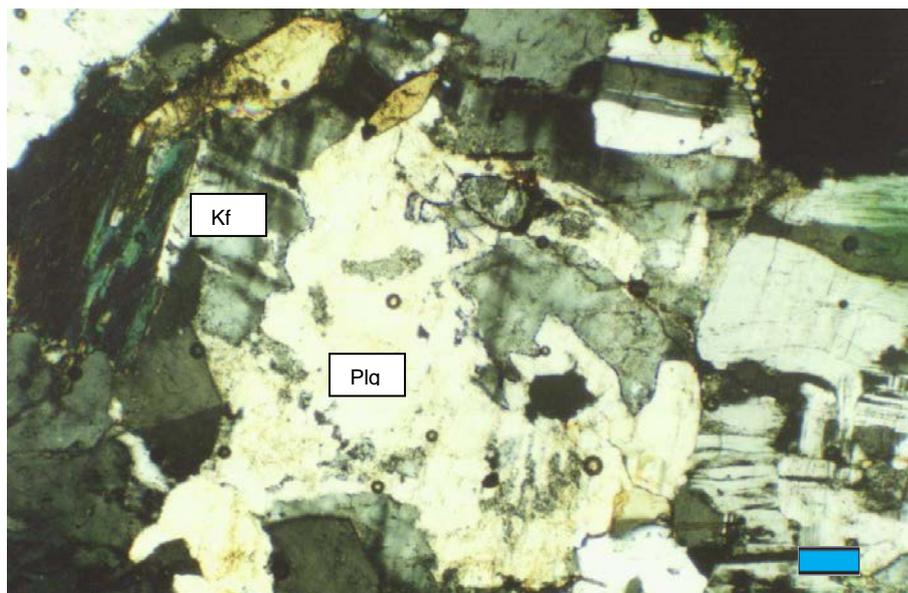


Foto 5.16 – Cristal de plagioclásio com porção central sericitizada, com contatos externos irregulares demonstrando textura de reabsorção. Plq = plagioclásio, Kf = alcalifeldspato Unidade Quartzo Sienito Rosa (nicóis cruzados, FL 328A; escala: 0,196mm).

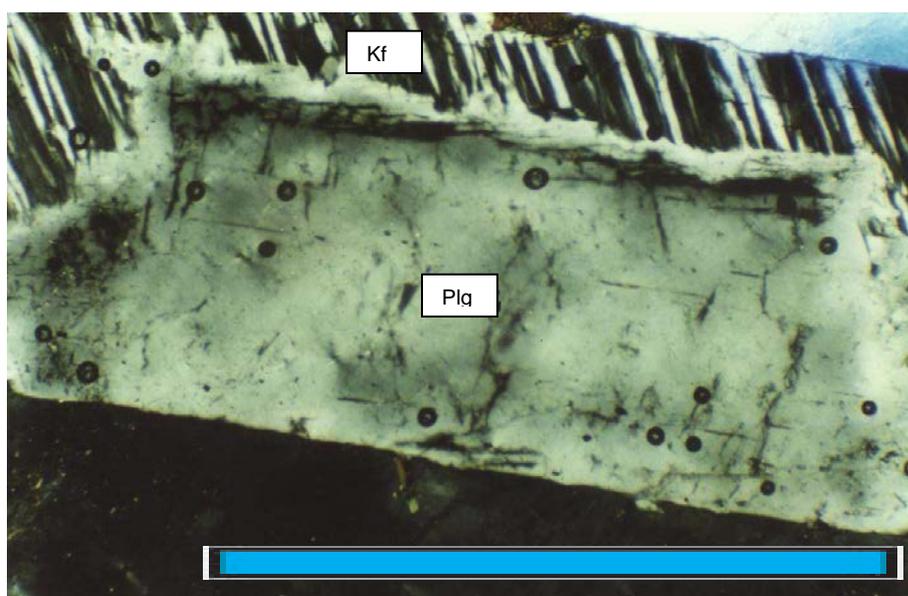


Foto 5.17 – Fenocristal de plagioclásio com leve zonação normal na borda do cristal e este com feições de reabsorção pelo líquido (embaiamento e borda irregular) e mantedo por alcalifeldspato perítico, que provavelmente o protegeu da dissolução total. Kf = alcalifeldspato perítico, Plq = plagioclásio. Unidade Quartzo Sienito Rosa (nicóis cruzados, FL-326B, escala: 1,96mm).

A titanita possui cor castanho-laranjado e por vezes estão geminadas. São subédricas e possuem inclusões de apatita, minerais opacos e zircão. Quando inclusas em anfibólio produzem halos pleocróicos, indicando o seu enriquecimento em elementos radioativos, tais como Y e Hf (Foto 5.14).

O rutilo ocorre como finas agulhas alongadas inclusas no quartzo (Foto 5.18) e nas lamelas de plagioclásio nos alcalifeldspato.

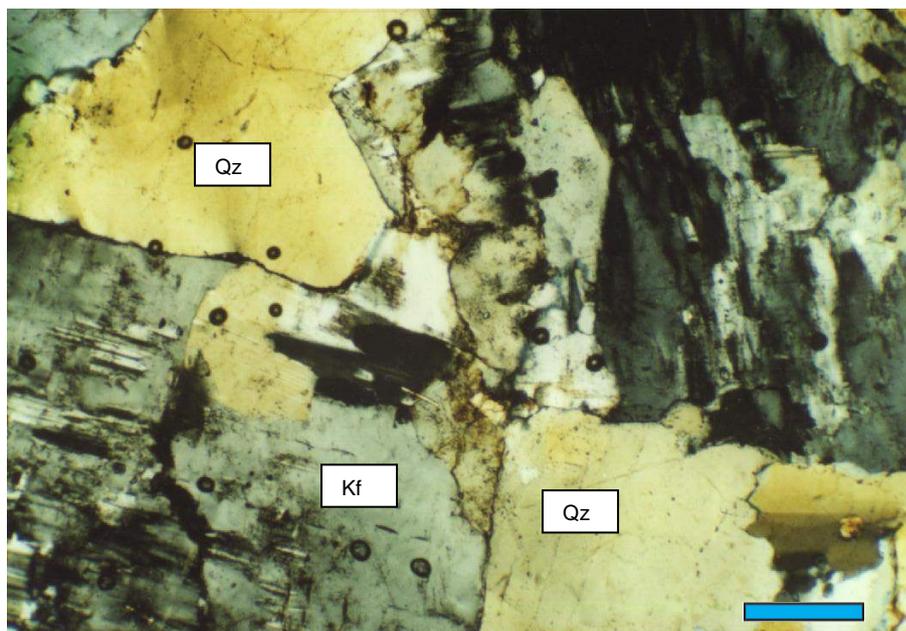


Foto 5.18 – Cristal anédrico de quartzo com distribuição entre os cristais de alcalifeldspato pertítico e com leve extinção ondulatória. Qz = quartzo, Kf = alcalifeldspato Unidade Quartzo Sienito Rosa (nicóis cruzados, FL 328A; escala: 0,343mm).

Os minerais secundários sericita, epidoto e carbonato estão associados a plagioclásio (Foto 5.10) e a clorita está relacionada à desestabilização de biotita ao longo dos planos de clivagem.

5.4.2 Ordem de Cristalização

O relações texturais na Unidade alcalifeldspato sienito rosa evidenciam a existência de paragêneses de estagio magmático, anidro (allanita, apatita, plagioclásio, alcalifeldspato, zircão, minerais opacos e clinopiroxênio, titanita), estagio magmático hidratado (anfibólio, minerais opacos (magnetita), biotita, alcalifeldspato pertita, e quartzo) e estágio pós magmático (plagioclásio e sericita, epidoto carbonato e clorita) com a seguinte ordem de cristalização: Apatita, plagioclásio => alcalifeldspato => zircão => minerais opacos (ilmenita)

=> clinopiroxênio=> titanita=> minerais opacos (magnetita) => biotita=> anfibólio => rutilo =>alcalifeldspato pertita => quartzo => plagioclásio => sericita .

5.4.3 Considerações Petrográficas

O plagioclásio com textura de reabsorção pelo líquido e ocorrendo exclusivamente incluso no alcalifeldspato, indica tratar-se de um cristal precoce e que ficou aprisionado no alcalifeldspato, que estava cristalizando. Conforme referido anteriormente, Tuttle & Bowen (1958), Abbott (1978), Nekvasil (1990), Hogan (1993) e outros discutiram a ocorrência de plagioclásio com textura de reabsorção em magmas de composição sienítica e traquítica, onde este mineral seria uma fase precoce, seguido posteriormente pela formação de alcalifeldspato. Baseado nestas observações e experimentos é sugerido que o plagioclásio desta Unidade sienítica cristalizou como uma fase precoce e sofreu reabsorção, mostrando contatos irregulares e feições de embaiamento preservados dentro do alcalifeldspato, sugerindo que estes ficaram isolados do líquido pelo alcalifeldspato

Com a evolução da cristalização, e devido à composição inicial do magma, este evoluiu para um sistema *hipersolvus*, materializado pela presença maciça de alcalifeldspato.

Neste sistema, as condições iniciais de P_{H_2O} foram relativamente baixas, dada a natureza *hipersolvus* dos feldspatos e a presença de clinopiroxênio como as primeiras fases a cristalizar.

Com a diminuição de temperatura, depois de uma história prolongada de cristalização de fases anidras, o magma tornou-se rapidamente saturado em água (aumento da P_{H_2O} no líquido), atingindo a temperatura de saturação da água (Burkhard, 1993). Abaixo desta temperatura e durante o subsequente resfriamento, os cristais de clinopiroxênio reagiram com o líquido, mostrando feições de corrosão e oxidação e em seguida deu-se início a cristalização do anfibólio, refletida na feição de manteamento, provavelmente como resultado da reação incompleta entre clinopiroxênio e o líquido para produzir o anfibólio.

Nesta Unidade, diferentemente da Unidade alcalifeldspato sienito cinza, as feições de reação do piroxênio com líquido são restritas a feições de descoloração que ocorrem próximo às inclusões euédricas de diopsídio, poucas feições de oxidação e ocorrência restrita de coronas de reação (mais finas) sugerindo que a corona de reação não foi efetiva para a formação do anfibólio (reação do líquido1 + diopsídio = anfibólio+líquido2), mas que foi favorecida a cristalização de anfibólio como uma fase magmática individualizada. Nestes locais, próximo ao contato entre os dois há descoloração do anfibólio, sugerindo que as reações de difusão e troca química foram limitadas as regiões de contato. Este bordo de reação, que ocorre em resposta a diminuição de temperatura e aumento da P_{H_2O} no líquido (Ernest, 1966 e Guimarães et al. 1993), e podem não ter se desenvolvido muito devido a

uma diminuição brusca na temperatura ou por um inesperado e rápido aumento na atividade de água.

Esta diminuição brusca de temperatura, neste magma já saturado em água favoreceria a cristalização de anfibólio utilizando os componentes do magma.

Nestas condições de saturação em água, haveria um aumento da pressão de água no magma o que permitiria a sua dissociação, e a liberação de H, promovendo o enriquecimento do sistema em oxigênio, levando a cristalização de óxido de ferro e de anfibólios mais ricos em FeO e de biotitas mais enriquecidas em MgO.

Os estudos petrográficos nesta unidade evidenciaram que os minerais opacos são quadráticos e estão inclusos em anfibólio, sugerindo que antes do início da cristalização do anfibólio as condições de fugacidade de oxigênio eram elevadas, favorecendo a cristalização de magnetita.

A textura pertita desenvolvida nos alcalifeldspato segundo Tuttle & Bowen (1958) são resultantes de mecanismo primário de exsolução em condições subsolidus resultante da diminuição de temperatura a partir de feldspatos formados sob baixa P_{H_2O} .

A inversão polimórfica do ortoclásio para microclina ocorre a temperaturas mais baixas

O plagioclásio que ocorre ocasionalmente, localizado entre os cristais de alcalifeldspato, mostrando-se anédrico e por vezes com intercrescimento mimerquítico formam-se provavelmente pela exsolução de sódio proveniente do feldspato alcalino, que tende a cristalizar epitaxialmente em locais próximos.

5.5 ENCLAVES

5.5.1 Introdução

No batólito Serra do Catu foram reconhecidos diferentes tipos de enclaves (Enclave Microgranular Máfico; Enclave Sienítico; Enclave microgranular félsico; Xenólitos; Enclave cognato; Enclave de rocha máfica granular). Dentre estes os enclaves mais abundantes são os Enclaves Microgranulares Máficos (Emm) e estes foram separados, em campo, quanto às dimensões e textura em **Emm1** (com 1cm a 8 cm, equigranular fino), e **Emm2** (com 10 cm a 30 cm, inequigranular porfirítico).

Os Emm1 ocorrem principalmente nas unidades sieníticas (que ocupam maior área do batólito), distribuindo-se uniformemente e disperso e, às vezes formando enxames de enclaves (Foto 4.23). Estes também são observados na Unidade quartzo monzonito a monzogranito, neste caso são menores, pouco freqüentes, apresentam feições de gotículas ou formas variando de subangulosas a subarredondadas, estão em contato brusco, sem o

desenvolvimento de bordo de reação (Foto 4.29 e 4.30) e se distribuem de modo esparsos e heterogêneo. Os Emm2 ocorrem e predominam apenas na Unidade Quartzo-Monzonito a Monzogranito.

Os Emm1 foram selecionados e estudados mais detalhadamente, para análises petrográficas visando sua caracterização, e com isto, a obtenção de evidências de sua provável origem e dos processos que controlaram ou influenciaram na gênese do Batólito Serra do Catu.

5.5.2 Descrição petrográfica dos enclaves microgranulares máficos (Emm1)

Os Emm1 (1 cm-8 cm) compreendem rochas melanocráticas, de cor verde escuro a preto, apresentam textura equigranular fina e, em geral, são isotrópicos, mas às vezes podem apresentar estrutura interna, marcada pela orientação preferencial do máficos (anfíbólio+biotita) [FL-324b, FL-396c].

O estudo petrográfico dos Emm1 permitiu separá-los, de acordo com a composição modal, em três tipos: enclaves com composições hornblendíticas (Emm1 hornblendítico), lamprofíricas (Emm lamprofírico) e melasiéníticas (Emm melasiénítico).

5.5.2.1 Enclave microgranular máfico tipo1 hornblendítico (Emm1 hornblendítico)

Os Emm1 hornblendíticos (FL335B, FL385B, FL 396B e FL328) estão distribuídos nas três Unidades principais, onde apresentam forma sub-angulosa, contato brusco com a encaixante e são isotrópicos.

Nestes a mineralogia consiste de anfíbólio e biotita como minerais essenciais, plagioclásio, \pm alcalifeldspato, apatita, minerais opacos, \pm allanita, \pm piroxênio, \pm titanita e zircão como minerais acessórios.

Nestes enclaves os cristais de anfíbólio predominam, são subédricos a euédricos, alguns estão geminados, e comumente mostram texturas de dissolução representadas por formas vermiformes a subangulosas caracterizando texturas do tipo *spongy cellular* (Hibbard, 1995). Estas texturas estão preenchidas por plagioclásio (Fotos 5.19, 5.20 e 5.21) e algumas vezes por quartzo. Incluso nestes cristais de anfíbólios observam-se opacos, apatita e finas palhetas de biotita e por vezes cristais subédricos de piroxênio (Foto 5.20).

As texturas de dissolução nos Emm hornblendíticos podem ser interpretadas, de acordo com Vince (1965), como texturas de dissolução as quais ocorrem em sítios de alta energia (superfícies de fratura, planos de geminação, limites composicionais e em direções preferenciais). A dissolução pode ser tão efetiva que pode ser gerada a textura *spongy cellular* (Tsuchiyana, 1985 e O'Brien et al, 1988), a qual é formada por uma rápida

diminuição na pressão total, que é esperada quando há a ascensão rápida de magmas. Se um mineral está próximo do *liquidus* e este experimenta uma repentina diminuição na pressão confinante este pode desenvolver textura de dissolução parcial até *spongy cellular* (Hibbard, 1995).

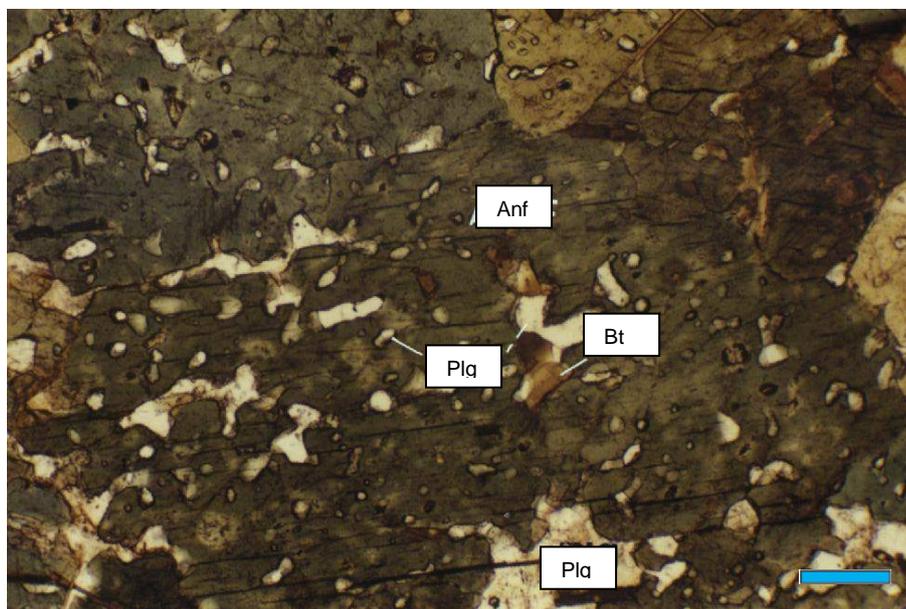


Foto 5.19 – Cristais de anfibólio (Anf) mostrando texturas de dissolução tipo *spongy celular* preenchidas por plagioclásio (Plg) por vezes geminados e/ou apresentando zonação normal. Também são observadas inclusões de apatita e de biotita (Bt). Note que as texturas de dissolução por vezes apresentam faces retas que se repetem, e algumas vezes formam ângulo de 120° , sugerindo que a dissolução ocorreu ao longo de planos de clivagem. Enclave microgranular máfico hornblendítico (nicóis paralelos, FL-385B, escala: 0,245mm).

A biotita ocorre ora como palhetas finas alongadas e orientadas inclusas nos anfibólios ora como palhetas grandes com textura de dissolução [FL326A e FL385B].

O piroxênio é ocasional, e quando ocorre é subédrico e está incluso em anfibólio (Foto 5.20), mostrando-se oxidado ao longo dos planos de clivagem. Nestes são observadas inclusões de apatita e minerais opacos.

O plagioclásio apresenta-se subédrico a anédrico, ora preenchendo as texturas de dissolução nos cristais de anfibólio e biotita (Foto 5.19 e 5.20) ora ocorre anédrico intergranular, tardio. Em alguns cristais, observa-se a geminação polissintética.

O alcalifeldspato é anédrico tem ocorrência rara e perfaz menos de 5% da moda. Está representado pela microclina e tem distribuição intergranular. Nestes cristais são observadas geminações do tipo *tartan* e algumas vezes *Carlsbad*, ou ainda geminação em cunha. Raramente são observados intercrescimentos pertíticos.

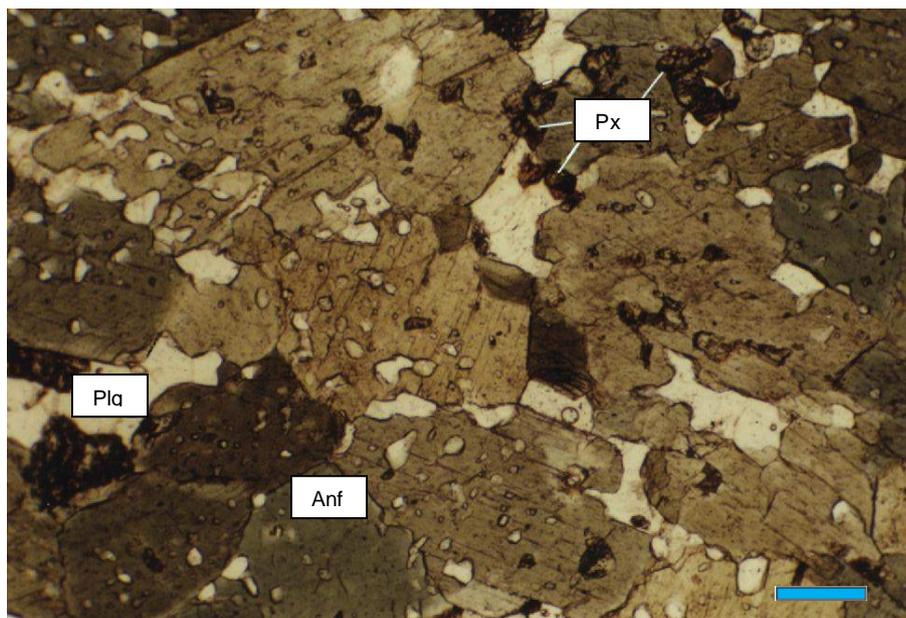


Foto 5.20 – Cristal de clinopiroxênio (Px) e anfibólio (Anf), ambos com intercrescimento simplectítico de quartzo com forma sub-arredondada, sugerindo reação com líquido (dissolução parcial). Plg = plagioclásio. (Enclave microgranular máfico, nicóis paralelos, FL-326A, escala: 0,245mm).

O zircão, a apatita, os minerais opacos e a titanita são os minerais acessórios principais. Estes constituem as fases que cristalizaram precocemente, sendo comumente observados como inclusões nos minerais máficos. Dentre estes, os minerais opacos foram os primeiros a cristalizar, ocorrendo como inclusões em apatita e titanita, onde comumente mostram forma subédrica a euédrica. A apatita ocorre em pequenos cristais euédricos, em seções basais e prismáticas. O zircão ocorre sempre em pequenos cristais euédricos, inclusos em biotita. A titanita é euédrica a anédrica e caracteristicamente apresenta cor castanho-avermelhada.

A allanita é rara e ocorre como cristais amarelados, subédricos e inclusos em anfibólio (FL385B).

Algumas amostras de Emm1 hornblendítico permitiram o estudo das relações de contato enclave/hospedeira (FL385; FL396B e FL328) que, em campo, é marcado por um contato brusco com a hospedeira e o desenvolvimento de uma margem (mm) rica em minerais máficos, formando o delgado bordo de reação. Este bordo está constituído principalmente por palhetas curtas de biotita, distribuídas paralelas ao contato com a hospedeira (Foto 5.21). Associadas a estas biotitas ocorrem maiores concentrações de minerais opacos (subédricos a euédricos), apatitas (prismáticas e basais) bem desenvolvidas, titanitas euédricas (laranjada), com bordo escuro, e por vezes cristais subédricos a euédricos de piroxênio, distribuídos imediatamente após o nível de biotita, em

direção ao centro do enclave. Os minerais acessórios (apatita, minerais opacos e titanita) ocorrem inclusos nas palhetas de biotita e sugerem que a mineralogia acessória foi cristalizada precocemente e concentrada na região de contato enclave + hospedeira, provavelmente cristalizada devido ao contraste de temperatura entre ambos, gerando uma margem de granulação fina que geralmente é considerada como margem resfriada rapidamente. A espessura delgada da margem indica um pequeno contraste térmico entre o Emm e a hospedeira.

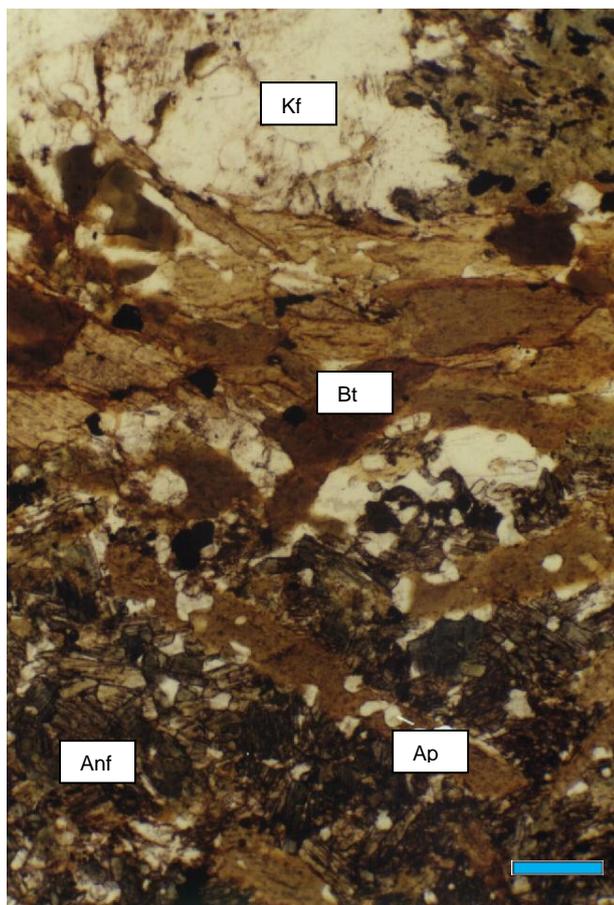


Foto 5.21 – Contato entre sienito (Unidade Quartzo Sienito Rosa) e enclave hornblendítico evidenciando a presença de biotita (Bt) com distribuição paralela ao contato e, associado a esta, tem-se maior proporção de opacos e apatita; em direção ao núcleo observam-se palhetas de biotita alongadas e esparsas em meio a cristais de anfibólio. Kf = alcalifeldspato, Anf = anfibólio, Ap = apatita. Enclave microgranular máfico hornblendítico (nicóis paralelos, FL-396B, escala: 0,245mm).

Em direção a hospedeira observa-se (FL396B) localmente algumas feições texturais restritas e indicativas de interação localizada entre os magmas. Dentre estas se destacam a presença de plagioclásio anédrico intergranular na hospedeira, nas regiões próximas ao enclave, talvez constituindo um tênue halo félsico, enquanto que mais afastado do enclave o

plagioclásio só ocorre anédrico incluso em alcalifeldspato. Além disto, observa-se que a biotita mostra-se, nas regiões imediatamente próximas ao enclave, com borda cloritizada. Estas feições diminuem ou praticamente desaparecem (plagioclásio e clorita) quanto mais afastados da região contato, na seção delgada. Estes tipos de zonas de reação são interpretadas como resultado de troca química, entre o Emm e a hospedeira (Bussy, 1987 e Orsini et al., 1991). Estas trocas que ocorrem entre os magmas são controladas pelas margens resfriadas, e só onde ocorre a quebra destas é possível o *mixing* e o *mingling*, limitando ou inibindo as trocas químicas.

A porção central interna do enclave está constituída por anfibólio, biotita, minerais opacos, piroxênio, apatita, zircão e titanita. O anfibólio é subédrico a euédrico e ocorre como agregados, com algumas inclusões euédricas de minerais opacos e apatita. Apresentam texturas indicativas de dissolução (textura *spongy cellular*). A biotita ocorre em palhetas curtas e está inclusa no anfibólio, onde por vezes estão orientadas e sem textura de dissolução. Também foram observadas palhetas maiores de biotita anédricas intergranulares aos anfibólios e com textura de dissolução. Algumas vezes, as biotitas ocorrem agrupadas formando agregados. A titanita, nesta porção do enclave, ocorre anédrica intergranular, possui cor castanho-avermelhada, mas sua ocorrência é restrita. O piroxênio também ocorre, mas está incluso em biotita e nos anfibólios (FL335B). O zircão é euédrico e forma pequenos cristais inclusos em biotita, mas desenvolvem grandes halos pleocróicos.

5.5.2.2 Enclave microgranular máfico tipo1 lamprofírico/minette (Emm1 lamprofírico/Minette)

Estes Emm1 lamprofíricos (FL 326A, SC-46B, FL-324B), de modo geral, apresentam cor verde escuro a preto e textura equigranular fina a levemente porfirítica devido à presença de cristais mais desenvolvidos de mica distribuídos uniformemente.

Estão constituídos por biotita, anfibólio, alcalifeldspato e plagioclásio, como minerais essenciais, zircão, apatita, \pm quartzo, \pm piroxênio, \pm titanita, \pm minerais opacos, \pm allanita, como minerais acessórios, e \pm sericita \pm carbonato, \pm clorita como minerais secundários.

Classificam-se como lamprófiros e, por apresentarem maior percentagem modal de ortoclásio em relação ao plagioclásio e por mostrarem ora composições onde há o domínio de biotita, a maior parte dos enclaves classifica-se como minette. Porém, ressalta-se que por vezes ocorrem composições mais ricas em anfibólio, ora coexistindo com enclave minético na forma de aglomerados máficos ou constituindo níveis ricos em anfibólio com contato gradacional, deste modo tem-se que estes litotipos representam composições minéticas e vogesíticas (Le maitre et al., 1989 Tabela 5.2).

Estes enclaves mostram amplamente serem representantes de cristalização magmática e não mostram evidências que sugiram transformações seja *subsolidus* seja metamórfica, e assim, indicam tratar-se de cristalização a partir de magma do tipo lamprofírico minético cristalizado em hospedeira sienítica onde, como visto na geologia local, desenvolveu no contato com a hospedeira uma margem máfica rica em máficos.

Nestes Emm1 lamprofíricos freqüentemente são observados níveis ricos em minerais máficos (Foto 5.22) e aglomerados subarredondados de máficos (Foto 5.23). Estes níveis/aglomerados estão dispostos paralelamente a orientação preferencial de biotita (Foto 5.24). Este alinhamento de biotitas está cercado por minerais félsicos com microtextura ígnea (p.ex. plagioclásio com zonação normal), indicando que os cristais são magmáticos e a foliação é magmática. Nestes Emm lamprofíricos os níveis/aglomerados ricos em minerais máficos estão constituídos por anfibólio + biotita \pm titanita \pm minerais opacos \pm piroxênio, apatita, zircão, plagioclásio, e o contato com a porção mais ácida do Emm é gradativa, descartando a possibilidade de tratar-se de xenólitos/*clots* máficos, sugerindo a coexistência das duas composições hornblendítica e lamprofírica (Foto 5.22).

Nos Emm1 lamprofíricos a biotita predomina sobre os demais máficos. Apresenta-se ora como palhetas grandes irregulares, por vezes com textura panidiomórfica com fenocristais pseudo-hexagonais e encastelados (*castellated*) e algumas mostrando textura de reabsorção/textura de dissolução, marcada por um intercrescimento vermicular com plagioclásio na porção interna do cristal e, freqüentemente, a presença de cristais com bordos arredondados (SC 46B, FL326a– Foto 5.25 e FL324B); ora como palhetas menores euédricas alongadas e orientadas inclusas nos cristais de anfibólio ou inclusas palhetas grandes de biotita (FL-326A- Foto 5.25).

O piroxênio quando ocorre é verde claro, subédricos, não mostra pleocroísmo e freqüentemente está incluso em anfibólio e biotita.

Nestes Emm lamprofíricos o plagioclásio e o alcalifeldspato constituem as principais fases félsicas e estão restritas à matriz. O plagioclásio é subédrico a anédrico, por vezes ocorrem com geminação polissintética, com zonação normal e, algumas vezes, mostra-se com o núcleo sericitizado. Algumas vezes apresenta-se recobertos por carbonato.

Freqüentemente é anédrico, intergranular e poiquilítico, com inclusões de biotita, anfibólio e apatita. O plagioclásio também ocorre nos intercrescimentos pertíticos dos alcalifeldspatos.

O alcalifeldspato é anédrico, intergranular, com geminação do tipo “tartan” e raramente do tipo “carlsbad”. Por vezes observam-se finos intercrescimentos pertíticos. Por vezes estão argilitizados.

O quartzo (raro) é anédrico intergranular, por vezes são poiquilíticos e podem mostrar leve extinção ondulante. O quartzo também pode ocorrer preenchendo as texturas de dissolução.

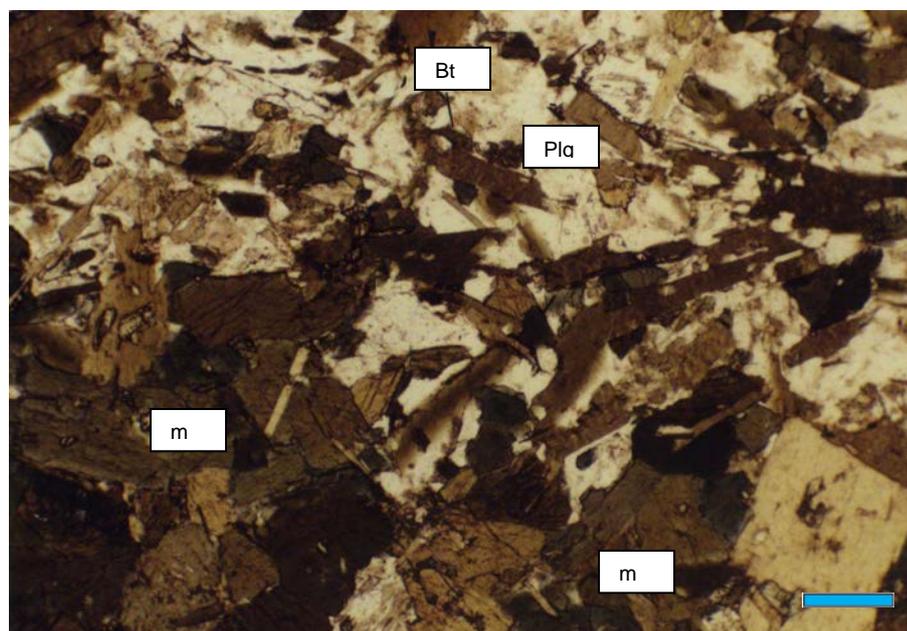


Foto 5.22 – Enclave microgranular lamprofírico mostrando contato gradacional de um nível rico em máficos (clinopiroxênio, anfibólio, biotita e plagioclásio), de composição similar aos Emm hornblendíticos. A porção lamprofírica mostra textura de fluxo magmático dada pela orientação preferencial de biotita e dos feldspatos. O contato gradacional, a escassez de texturas de dissolução nos níveis máficos e este último disposto paralelamente à orientação de fluxo magmático sugerem coexistência no estado magmático entre ambos. Bt = biotita, Plg= plagioclásio, m= Concentração de máficos. Enclave microgranular máfico lamprofírico/minette (nicóis paralelos, SC-46B, escala: 0,245mm).

Os minerais acessórios são zircão, apatita \pm titanita, \pm minerais opacos \pm allanita. O zircão ocorre principalmente incluso na biotita, como cristais euédricos produzindo grandes halos pleocróicos. A apatita, como o zircão, foi observada em todos os enclaves analisados. Estes estão representados por cristais eudrais em seções basais ou prismáticas e estão inclusos em anfibólio e biotita e também nos minerais félsicos. Estes geralmente ocorrem como microfenocristais e em nenhum destes enclaves mostra hábito acicular.

A titanita ocorre como cristais subédricos a euédricos, apresentam cor castanho-laranja e frequentemente mostram bordos escuros e, quando inclusos com biotita desenvolvem halos pleocróicos. Em algumas seções estas não ocorrem (FL326A).

Os minerais opacos têm ocorrência ocasional. Estes estão inclusos principalmente em biotita (FL324B). Nas amostras SC46B e FL326A não foram observados minerais opacos.

A allanita ocorre subédrica a anédrica no núcleo de cristal euédrico de epidoto primário e pode ocorrer incluso em anfibólio e biotita. Possui cor amarela forte, e só foi observada nas amostras FL324B.

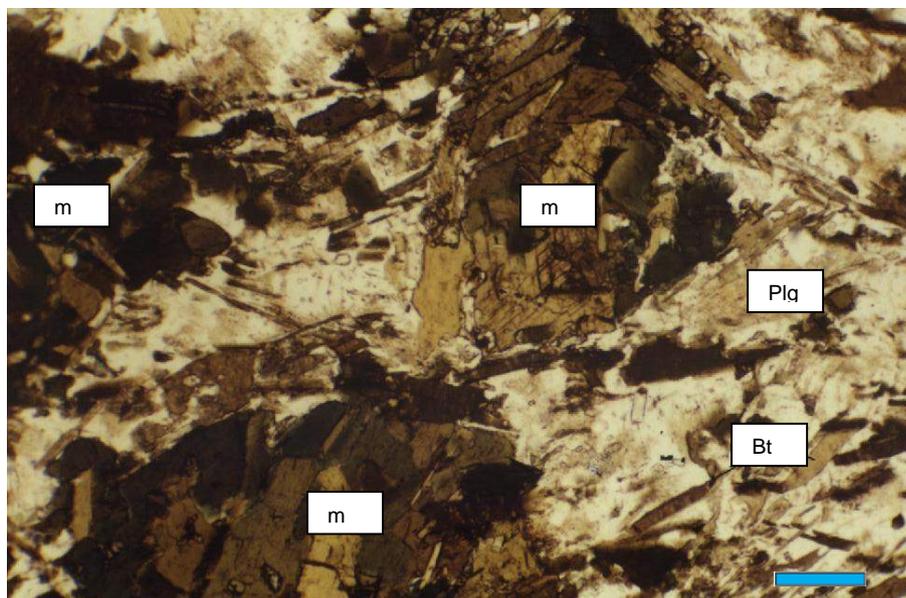


Foto 5.23 – Enclave microgranular lamprofírico mostrando agregados máficos (m) subarredondados e algo orientados paralelamente à orientação de fluxo magmático dada pela orientação preferencial de biotita e feldspatos do enclave. Os agregados possuem composição mineralógica similar ao nível rico em máficos (clinopiroxênio, anfibólio, biotita e titanita), e de composição similar aos Emm hornblendíticos. Plg = plagioclásio, m = Concentração de máficos. Enclave microgranular máfico lamprofírico/minette (nicóis paralelos, SC-46B, escala: 0,245mm).

A sericita e a clorita são os minerais secundários associados, respectivamente, aos cristais de plagioclásio e biotita. O carbonato tem ocorrência rara, na amostra SC46B, onde ocorre sobre o plagioclásio e por vezes mostrando junções tríplices (?).

Nos Emm lamprofíricos os níveis/aglomerados são ricos em minerais máficos e estão constituídos por anfibólio + biotita \pm titanita \pm minerais opacos \pm piroxênio, apatita, zircão, plagioclásio. Nestes níveis/aglomerados o anfibólio é o mineral que predomina, onde ocorre subédrico a anédrico intergranular. O anfibólio e, por vezes, a biotita possuem ocasionais texturas de dissolução (bordos arredondados, texturas de embaimento, texturas simplectíticas) [SC46B, FL326A, FL324B].

Na amostra SC46B os anfibólios apresentam poucas texturas de reação com o líquido, limitando-se a ocorrência de bordos arredondados. Estes cristais foram analisados e forneceram composições edeníticas, classificando-os como anfibólios magmáticos.

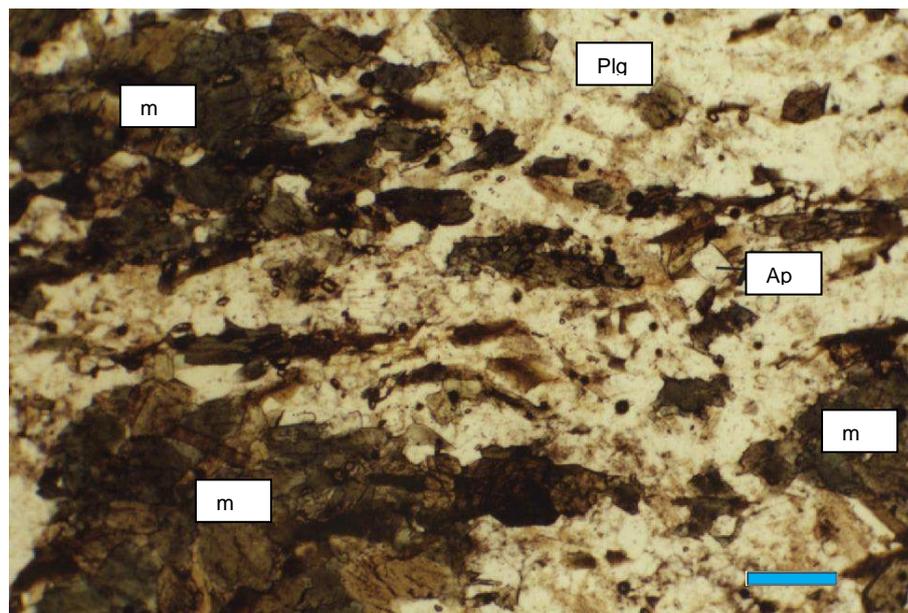


Foto 5.24 – Enclave microgranular lamprofírico mostra agregados máficos (m) sub-arredondados orientados paralelamente à orientação de fluxo magmático dada pela orientação preferencial de biotita e plagioclásio (Plq) do enclave. Ap= apatita. Enclave microgranular máfico lamprofírico/minette, nicóis paralelos, FL-324B, escala: 0,245mm).

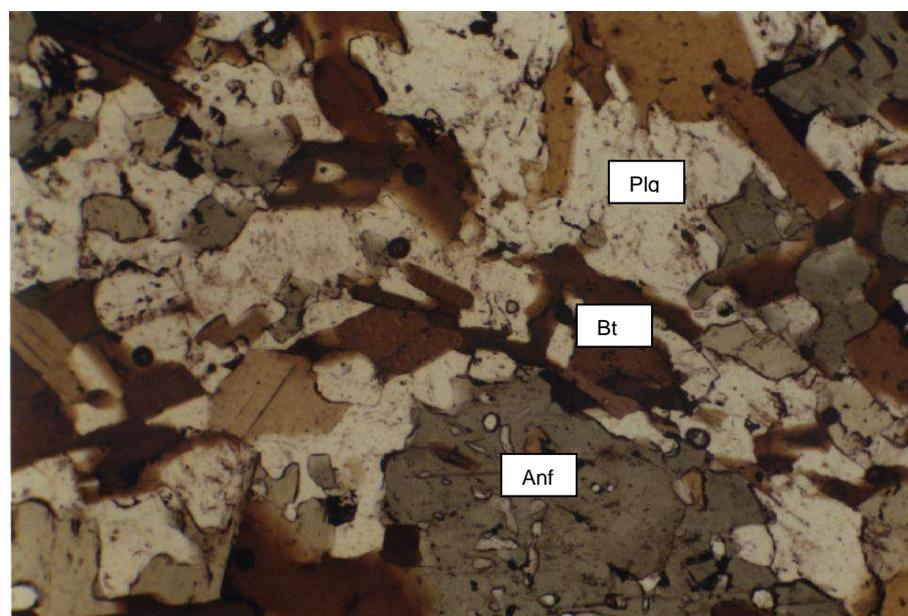


Foto 5.25 – Enclave microgranular lamprofírico mostrando anfibólio e biotitas com texturas de dissolução. Bt = biotita, Plq = plagioclásio, Anf = anfibólio. Enclave microgranular máfico lamprofírico/minette. (nicóis paralelos, FL-326A, escala: 0,245mm).

Nas amostras FL326A os anfibólitos e biotita ocorrem bem distribuídos na seção, onde ambos possuem marcantes texturas de dissolução e intercrescimento simplectítico com plagioclásio, em pequenos cristais arredondados a vermiculares. Nesta amostra foram analisados cristais de biotita (flogopita), e de anfibólito. Este último forneceu composição actinolítica, sugerindo que estes anfibólitos alteração pós-magmática, a temperaturas abaixo do *liquidus* magmático. No Emm1 lamprofírico constituído por agregados/níveis máficos, a ocorrência de piroxênio é ocasional, ocorrendo subédrico a anédrico incluso em anfibólito, como resquício. O plagioclásio é raro e ocorre preenchendo as texturas de dissolução ou ocorrem anédricos intergranulares aos cristais de anfibólito.

As observações indicam que os Emm1 lamprofíricos são representantes de cristalização magmática e que não apresentam evidências que sugiram transformações metamórficas ou *subsolidus*. Estas observações texturais indicam que estes litotipos cristalizaram a partir de magma máfico tipo lamprofírico minette, o qual se misturou mecanicamente (*mingling*) com a hospedeira, magma félsico sienítico, onde desenvolveu margem de resfriamento brusco (pouco desenvolvida).

5.5.2.3 Enclave microgranular máfico tipo1 melasienítico (Emm1 Melasienítico)

Os Emm melasieníticos (FL336B e FL396B) são mesocráticos de cor verde rósea, textura equigranular de granulação fina a média e são isotrópicos. Estes desenvolvem contato brusco com a hospedeira, com o desenvolvimento de um tênue bordo de reação.

Estes Emm apresentam textura ígnea e estão constituídos por anfibólito, biotita e alcalifeldspato como minerais essenciais, clinopiroxênio, apatita, minerais opacos, zircão e titanita como minerais acessórios. Nestas também foi possível estudar as regiões de contato enclave/hospedeira.

No contato Emm/hospedeira (amostra FL336B), em campo, observa-se um contato brusco e o desenvolvimento de uma margem rica em minerais máficos com poucos milímetros de espessura. Petrograficamente, esta margem escura está constituída principalmente por palhetas curtas de biotita, as quais estão distribuídas paralelas ao contato com a hospedeira. Associadas a estas biotitas ocorrem cristais subédricos a euédricos de piroxênio distribuídos paralelamente as palhetas de biotita, sugerindo que a biotita e o piroxênio nuclearam rapidamente nos bordos do enclave e funcionaram como uma armadura entre o enclave e a hospedeira impedindo interações e trocas químicas com a hospedeira. Associados e inclusos nestes dois minerais máficos observa-se a intensa presença de cristais de apatita e minerais opacos euédricos os quais também estão distribuídos paralelamente ao contato com a hospedeira. Isto sugere que houve a cristalização precoce destes minerais e que a sua distribuição paralela ao contato com a

hospedeira sugere que a temperatura de saturação destes minerais acessórios foi atingida rapidamente nestas regiões permitindo a cristalização destes, seguida pela cristalização de biotita e mais internamente de piroxênio. Em direção a porção interna do Emm, destaca-se a presença de palhetas mais desenvolvidas de biotita e a presença de piroxênio, apenas como inclusões em anfibólio.

O anfibólio predomina na porção central deste Emm, apresenta pleocroísmo variando de verde a verde intenso, é anédrico e está distribuído de entre os cristais de alcalifeldspato. Incluso em anfibólio são observadas apatita, minerais opacos, zircão e pequenas palhetas de biotita, além destas tem-se ocasionalmente inclusões de piroxênio. Estes piroxênios freqüentemente mostram planos de clivagem oxidados, formas subédricas a anédricas e no contato com o anfibólio, este último mostra uma cor verde clara.

Na porção central do enclave as relações texturais indicam que a biotita foi a última fase máfica a cristalizar, ocorrendo como palhetas anédricas de grandes dimensões circundando cristais de anfibólio e/ou mostrando contato reto com este (Foto 5.26). Por vezes a biotita está inclusa em anfibólio, mas neste caso constitui palhetas curtas. Possui inclusões de apatita, zircão e minerais opacos, este último circundado por leucoxênio de cor esbranquiçada.

O alcalifeldspato é a microclina, tem forma subédrica a anédrica e frequentemente mostra geminação do tipo *tartan* e alguns cristais mostram intercrescimento peritico grosso.

Na porção central do enclave observa-se, com relação às fases acessórios, que ocorre uma diminuição nos minerais opacos e os cristais de apatita são mais desenvolvidos.

5.5.3 Descrição petrográfica dos enclaves microgranulares máficos (Emm2)

5.5.3.1 Enclave microgranular máfico tipo2-diorítico (Emm2 Diorítico)

O Emm2 estudado (FL335A) possui cerca de 15 cm de comprimento é mesocrático, de cor esverdeada, e possui textura inequigranular porfirítica com fenocristais subédricos a euédrico de alcalifeldspato, distribuídos sem orientação preferencial em matriz isotrópica de granulação média a fina.

A mineralogia é simples e bastante homogênea e está representada por anfibólio e biotita como minerais essenciais, plagioclásio, alcalifeldspato, minerais opacos, titanita e apatita como minerais acessórios. Classificam-se como dioríticos.

Neste o anfibólio é o constituinte principal, e apresenta cor verde escuro variando de euédricos a subédricos.

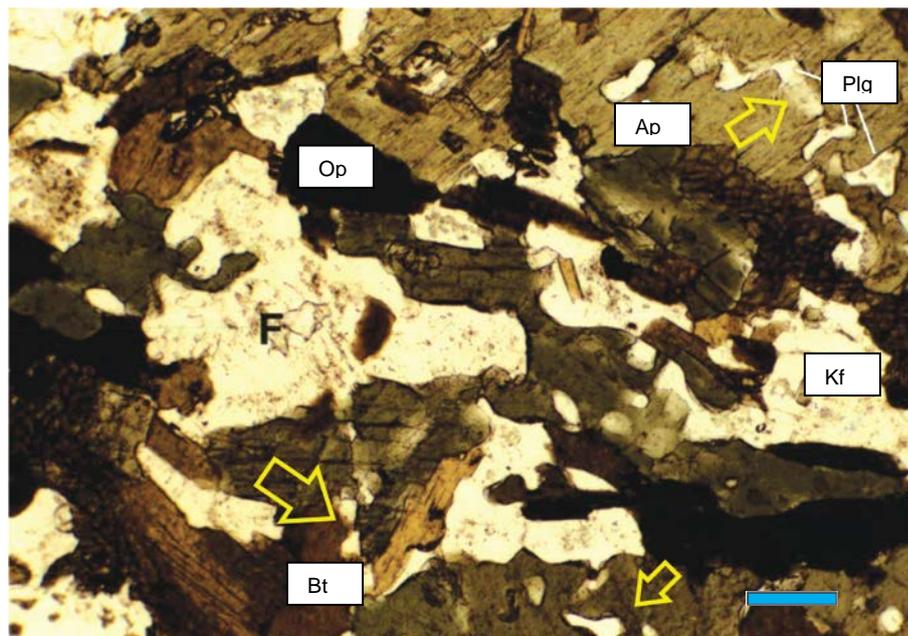


Foto 5.26 – Enclave microgranular máfico melasienítico mostrando anfibólio (Anf) e biotita (Bt) com textura de dissolução (setas amarelas). Plg = plagioclásio, Op = minerais opacos Kf = alcalifeldspato, Ap = apatita. Enclave microgranular máfico melasienítico (nicóis paralelos, FL-336B, escala: 1,5cm =0,245mm).

A biotita ocorre em palhetas inclusas em anfibólio. Estas por vezes mostram texturas que sugerem reabsorção pelo líquido, sugerindo tratar-se de fase precoce. Nesta raramente são observadas inclusões, quando ocorrem são de opacos subarredondados.

O alcalifeldspato (microclina) é anédrico, intergranular, tardio, por vezes mostra geminação *Carlsbad* preservada, ou mesmo geminação em cunha, indicando que era um cristal de ortoclásio que inverteu a baixa temperatura.

A apatita ocorre em pequenos cristais euédricos, em seções basais hexonais inclusos em anfibólio ou no contato anfibólio + biotita, sugerindo que este cristalizou após a biotita.

A titanita é subédrica, tem cor laranjada e está inclusa em cristais de anfibólio

5.5.4 Descrição petrográfica de enclaves cognatos

Os enclaves cognatos ocorrem na unidade Quartzo Monzonito a Monzogranito (FL-371), como um dique sin-plutônico (Foto 4.9) formado por uma matriz melanocrática, verde escura a preta, e imerso nesta, vários glóbulos leucocráticos, félsicos, esféricos com cerca de 2 cm, e estão em contato brusco com a hospedeira, caracterizando uma textura ocelar (ocelos) e referidos em campo como enclaves cognatos no magma máfico.

A análise petrográfica foi realizada nos ocelos félsicos e na sua hospedeira. Os ocelos (porções félsicas) estão constituídas principalmente por cristais de alcalifeldspato, os quais sugerem duas fases de cristalização, uma fase precoce, representada por cristais subédricos a arredondados e uma tardia representada por massa de cristais, incluindo minerais máficos (piroxênio, anfibólio e biotita). Estes alcalifeldspatos são finamente pertíticos. Estes ocelos não possuem nenhuma fase carbonática e sugere que o magma possuía uma natureza com baixo CO₂. Nesta porção félsica, dentre os máficos a biotita predomina, seguida pelo clinopiroxênio e pelo anfibólio. A biotita mostra pleocroísmo variando de marrom a amarelo possui inclusões de opacos, apatita, zircão e raramente de clinopiroxênio. Localmente, mostra-se cloritizada ao longo de planos de clivagem e nos bordos. O clinopiroxênio tem pleocroísmo verde claro é subédrico a euédrico. O anfibólio é verde escuro, forma cristais subédricos individuais (poucos) e formam coronas de reação sobre o clinopiroxênio, circundando-o ou substituindo-o.

A hospedeira dos ocelos mostra-se muito rica em anfibólio e biotita, e possui poucos cristais de clinopiroxênio que, quando ocorre, são pequenos e estão inclusos em anfibólio. Os cristais de anfibólio são sub a euédricos e são ricos em inclusões de apatita. A biotita ocorre com pleocroísmo variando de marrom a amarelo, e estão distribuídas entre os cristais de anfibólio. A titanita é anédrica, possui cor marrom-laranjada e tem distribuição intergranular aos máficos. A hospedeira não possui alcalifeldspato e o contato entre esta e os ocelos mostra-se brusco. Os minerais opacos são subédricos a anédricos e estão inclusos em anfibólio, e os cristais maiores mostram cor avermelhada.

O contato entre os ocelos e a hospedeira é brusco e sugere que estes podem representar líquido félsico imiscível no magma máfico, e a natureza feldspática dos ocelos sugere que estes podem representar uma imiscibilidade de líquidos silicáticos (silicato-silicato) como sugerido por Philpotts (1976).

Unidades Principais	Cor	Textura	Minerais essenciais	Minerais Acessórios	Minerais Secundários	Feições importantes	Ordem de cristalização	Classificação
Unidade Alcalifeldspato Sienito Cinza	leucocráticos, cinza a róseo acinzentada	Hipidiomorfica equigranular de média a inequigranular porfirítica com esparsos fenocristais de alcalifeldspato (1cm a 2cm) maciça a orientada	clinopiroxênio, biotita, anfibólio e alcalifeldspato, raro plagioclásio e quartzo	titanita, apatita, minerais opacos, zircão, allanita e monazita	sericita	Microclina pertítica, plagioclásio com textura de reabsorção; quartzo (anédrico <5% da moda); máficos entre os alcalifeldspato; dominância de clinopiroxênio, anfibólio opacos em corona de reação e raros cristais individuais subédricos; biotita (tardia pleocróica marrom amarelo)	Allanita, apatita, plagioclásio => alcalifeldspato => zircão => monazita => minerais opacos => clinopiroxênio => anfibólio => minerais opacos (magnetita) => biotita=> alcalifeldspato pertita => titanita => quartzo => plagioclásio => sericita	hornblenda-clinopiroxênio-biotita (quartzo) alcalifeldspatos sienito <i>hipersolvus</i>
Unidade Quartzo Sienito Rosa	leucocráticas rosa de tom avermelhado	Hipidiomórfica equigranular média a inequigranular porfirítica com esparsos fenocristais de alcalifeldspato (3cm a 4 cm) maciça a levemente orientada	alcalifeldspato, anfibólio, diopsídio e biotita, ocasionais quartzo e plagioclásio	Apatita, minerais opacos, titanita, zircão e rutilo	clorita, epidoto e carbonato	Microclina pertítica, plagioclásio com textura de reabsorção; quartzo (anédrico 10% a 21% da moda) ; máficos entre os alcalifeldspato; dominância de anfibólio subédricos a euédricos e alguns formando corona de reação em clinopiroxênio; biotita (tardia pleocróica marrom amarelo)	Apatita, plagioclásio => alcalifeldspato => zircão => minerais opacos (ilmenita) => clinopiroxênio=> titanita=> minerais opacos (magnetita) => biotita=> anfibólio => rutilo =>alcalifeldspato pertita => quartzo => plagioclásio => sericita	por (clinopiroxênio) (biotita) anfibólio-Quartzo Sienito Rosa <i>hipersolvus</i>
Unidade Quartzo-Monzonito a Monzogranito	mesocráticos, preta-esverdeada com fenocristais brancos e róseos	Hipidiomórfica inequigranular com porfirítica fenocristais euédricos de alcalifeldspato (2cm a 3 cm) e plagioclásio (1 cm) quartzo (1cm); orientada	plagioclásio, quartzo, alcalifeldspato, anfibólio e biotita	zircão, apatita, titanita, minerais opacos, allanita e epidoto	sericita, carbonato, clorita, epidoto e argilo-minerais	anfibólio (sub a anédricos) biotita (pleocróica verde amarela)	Apatita, zircão e minerais opacos => titanita => allanita => epidoto => anfibólio => titanita=> biotita => plagioclásio =>alcalifeldspato => quartzo => sericita epidoto, carbonato, clorita e argilo-minerais	biotita - hornblenda Quartzo-Monzonito a Monzogranito

ENCLAVES	Cor	Textura	Minerais essenciais	Minerais Acessórios	Minerais Secundários	Feições importantes	Ordem de cristalização	Classificação
enclave microgranular máfico hornblendítico	melanocráticos verde escuro	Alotriomorfica equigranular fina isotrópicos	anfibólio e biotita	plagioclásio, ±alcalifeldspato, apatita, minerais opacos, ±allanita, ±piroxênio, ±titanita e zircão		anfibólio>>biotita, anfibólio com texturas de dissolução	-	Hornblendito
enclave microgranular máfico Lamprofírico	melanocráticas verde escuro a preto	equigranular fina a levemente porfírica com cristais mais desenvolvidos de mica distribuídos uniformemente.	biotita, anfibólio, alcalifeldspato e plagioclásio	zircão, apatita, ±quartzo, ±piroxênio, ±titanita, ± minerais opacos, ± allanita	± sericita ±carbonato, ±clorita	biotita e alcalifeldspato predominam; biotita pseudo hexagonais e encastelados e algumas com textura de dissolução	-	minette
melasienítica	mesocráticos verde rósea	equigranular fina a média isotrópicos	por anfibólio, biotita e alcalifeldspato	clinopiroxênio, apatita, minerais opacos, zircão e titanita	-	-	-	melasienito
Diorítico	mesocrático, mostra cor esverdeada	inequigranular porfírica fenocristais de alcalifeldspato isotrópica	anfibólio e biotita	plagioclásio, alcalifeldspato, minerais opacos, titanita e apatita	-	-	-	diorito
Ocelos (porção félsica)			alcalifeldspato, biotita, clinopiroxênio e anfibólio	apatita titanita	-	-	-	sienito
Encaixante dos Ocelos			biotita, clinopiroxênio e anfibólio	apatita titanita	-	-	-	hornblendito

6 QUÍMICA MINERAL

6.1 INTRODUÇÃO

Os minerais essenciais (biotitas, anfibólios, piroxênios, plagioclásios, K-feldspatos) e alguns minerais acessórios (titanitas, epidoto e em minerais opacos), representativos das unidades majoritárias e de alguns enclaves, foram analisados quanto à composição química, sendo adotada algumas vezes, a sistemática de análise do núcleo e borda, dos cristais. Este estudo visou classificar as fases minerais, que constituem as diferentes unidades e os enclaves do Batólito Serra do Catu, auxiliando na interpretação e modelamento petrogenético do referido Batólito.

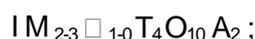
6.2 BIOTITA

As análises individuais incluíram núcleo e borda de palhetas de biotita das três unidades principais (40 análises) e dos enclaves (7 análises em FL-326A e FL-336B) e os resultados obtidos estão na Tabela 6.1. Estas análises visaram o cálculo da fórmula estrutural e a comparação destes com outros plutões sieníticos no nordeste do Brasil.

Para os cálculos da fórmula mineral ideal adotou-se o método de 22 oxigênios, conforme procedimento recomendado por Rieder et al. (1998).

6.2.1 Classificação e evolução química

A Fórmula simplificada das micas pode ser escrita como:



Onde I = Cs, **K**, **Na**, NH₄, Rb, Ba, Ca

M = **Li**, **Fe** (di ou tri-valente), **Mg**, Mn (di ou tri-valente), Zn, **Al**, Cr, V, **Ti**

□ = Vacância

T = Be, **Al**, B, **Fe** (tri-valente), **Si**

A = Cl, **F**, **OH**, O (oxi-micas), S

Na classificação de Rieder et al. (1998), as micas do Batólito Serra do Catu classificam-se como micas verdadeiras (mais de 50% dos cátions em I são monovalentes),

pertencente ao sub-grupo das micas trioctaédricas, situando-se entre os membros finais flogopita $\{KMgAlSi_3O_{10}(OH)_2\}$ -anita $\{KFeAlSi_3O_{10}(OH)_2\}$, ou seja, com composição $KMgFeAlSi_3O_{10}(OH)_2$.

Na classificação de Deer et al. (1978) as micas do Batólito Serra do Catu classificam-se como biotitas, pertencentes ao grupo das micas trioctaédricas normais (Figura 6.1).

As biotitas formam uma série química contínua e isoestrutural com as flogopitas e podem ser diferenciadas pela relação Mg:Fe. Com base na razão Mg/Mg+Fe, observa-se que a maioria das biotitas presentes no Batólito Serra do Catu são biotitas magnesianas (Mg/Mg+Fe= 0,51 a 0,65) e apenas quatro análises, realizadas no núcleo de biotitas do enclave microgranular máfico Lamprófirico – Emm1 Lamprófirico (FL326A), apresentam composição de flogopita. Nesta amostra (FL-326A) a flogopita mostra teor elevado de TiO_2 (2,06 – 2,20%) e de flúor (1,58 – 1,78%) baixo teor de Na_2O (0,06 a 0,09%) e algum conteúdo de flúor na fórmula estrutural. Estas composições são similares aos teores de flogopitas em minettes lamprófíricos (Bachinski & Simpson, 1984 e Rock, 1991) [Tabela 6.2].

Considerando que a amostra FL-326A constitui um lamprófirico, observa-se que a composição da biotita quando inserida no diagrama proposto por Rock (1987) que separa as composições das micas dos diferentes ramos de lamprófíros, as flogopitas (Figura 6.2), incidem próximo e no campo composicional das micas dos lamprófíros calcicalcalinos (CAL).

A flogopita é um mineral raro do grupo das micas e só ocorre em rochas ígneas magnesianas (ultramáficas), mármore e rochas calcissilicáticas ricas em magnésio, pegmatitos e dominam nos xenólitos derivados do manto superior. Como muitos trabalhos experimentais, geoquímicos e xenólitos do manto indicam que os magmas minéticos tem como provável fonte o manto litosférico, e como as flogopitas dominam nos xenólitos do manto superior, onde elas podem ter origem primária ou ser resultado de reação metassomática e precipitação, as composições das flogopitas do enclave FL326A foram comparadas com elas em termo dos teores de TiO_2 e Cr_2O_3 .

No diagrama TiO_2 X Cr_2O_3 (Figura 6.3) as composições das flogopitas (FL-326A) são comparadas com os diferentes campos de composições de flogopita derivadas do manto superior, tais como, as flogopitas secundárias, flogopitas do estágio A (parageneticamente precoce e acompanhada por anfibólio), do estágio B (parageneticamente tardia e associada com diopsídio) e flogopitas encontrados nas rochas do tipo MARID. Neste diagrama as flogopitas do enclave incidem no campo das flogopitas encontradas em rochas tipo MARID que, como definido por Dawson & Smith (1977), é um tipo de rocha cristalizada diretamente do *melt* metassomático, e constituída por **M**ica, **A**nfibólio, **R**utilo, **I**lmenita e **D**iopsídio

(MARID), sugerindo que estas podem representar as flogopitas cristalizadas a partir de um *melt* gerado por reação metassomática no manto.

As outras análises representativas de biotitas do Batólito Serra do Catu foram plotadas no diagrama Al_2O_3 -FeO t - MgO (Nockolds, 1947) e estas plotaram no campo I (Figura 6.4), ou seja, no campo das biotitas que coexistem com anfibólio, indicação esta confirmada através da petrografia para todas as unidade e para os enclaves (VER CAPITULO 5).

Na classificação proposta por Nachit et al., (1985), as biotitas presentes nas unidades sieníticas e nos enclaves classificam-se como pertencente à linhagem subalcalina da associação monzonítica (Figura. 6.5), incidindo no campo das biotitas mais ricas em magnésio. As biotitas da unidade quartzo monzonito classificam-se como pertencentes a linhagem das rochas calcioalcalinas, da associação granodiorítica (Figura 6.5). Segundo a divisão do referido autor, a região onde incidem as biotitas do Batólito Serra do Catu corresponde ao campo da associação calcioalcalinas e subalcalina magnesianas, ou seja, corresponde ao campo onde os silicatos Fe-Mg (biotitas) presentes seriam mais magnesianos que aqueles associados com piroxênio ou anfibólio, indicando o enriquecimento em magnésio nas biotitas que compõem o Batólito Serra do Catu.

Nestas biotitas, o conteúdo de Al no sítio tetraedral possui variações composicionais restritas e, que se sobrepõem não permitindo a sua separação em limites características (Figura 6.6 e Tabela 6.3).

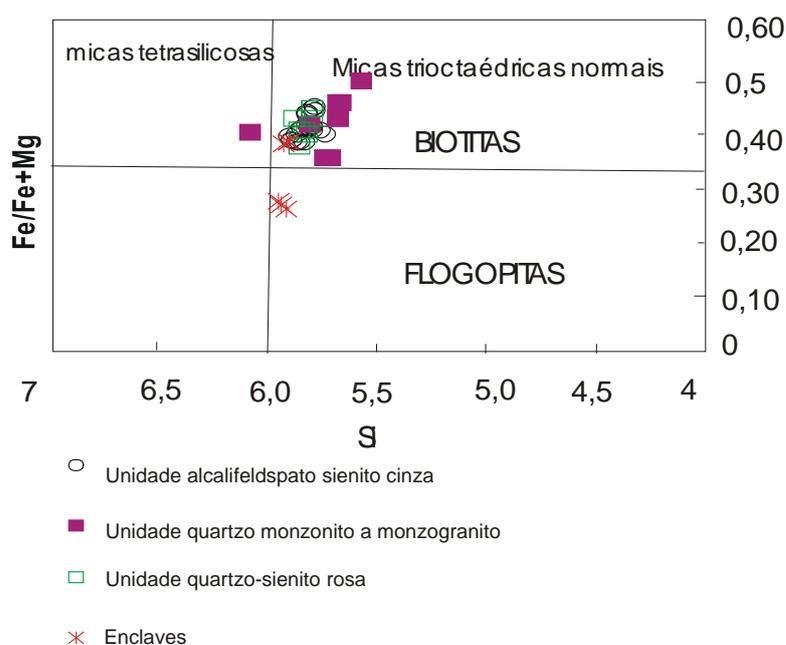


Figura.6. 1 – Diagrama Si versus Fe/Fe+Mg para classificação das micas (após Deer et al, 1978) aplicada às micas do Batólito Serra do Catu.

Tabela 6. 1 – Análises químicas representativas das biotitas do Batólito Serra do Catu. Fórmula Mineral com base em 22 oxigênios.

Amostra	scf21/10/c1/b	scf21/18/n	sc54/32/c2/n	sc54/33/c2/b	FL336B	FL336B	sc51	sc51	sc51	sc51	sc51	sc51	sc51
Posição	B	N	N	B	BT1C9B	BTC7N	bt1c1a	bt1c1B	bt1c2A	bt1c2B	btA	BTB	BTB
Facies	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A
SiO2	38,7	38,41	37,7	38,01	38,63	38,54	39,32	38,14	37,89	37,97	38,67	37,76	37,76
TiO2	1,95	1,88	2,88	2,85	2,92	2,35	3,28	2,72	3,22	3,36	2,75	2,82	2,82
Al2O3	12,23	12,14	12,54	12,43	11,66	11,76	12,94	12,46	12,49	12,32	12,87	12,59	12,59
FeO	16,78	17,39	16,69	17,22	16,44	16,44	18,31	18,18	18,14	17,66	17,28	16,87	16,87
MnO	0,29	0,35	0,32	0,36	0,20	0,30	0,28	0,27	0,25	0,23	0,24	0,24	0,24
MgO	14,99	14,73	14,84	14,67	14,50	14,93	13,67	13,48	13,21	13,09	14,01	13,74	13,74
CaO	0	0	0	0	0,06	0,00	0,07	0,03	0,00	0,03	0,10	0,05	0,05
Na2O	0,04	0,17	0,15	0,06	0,07	0,07	0,12	0,09	0,07	0,12	0,16	0,17	0,17
K2O	9,98	10,02	9,75	9,83	9,48	9,65	8,97	9,25	9,60	9,53	9,19	9,38	9,38
Cl	0	0	0	0	0,14	0,11	0,36	0,33	0,23	0,21	0,24	0,26	0,26
F	0	0	0	0	1,57	1,15	1,68	1,71	0,93	1,02	1,40	1,10	1,10
TOTAL	94,31	94,44	94,22	94,78	93,45	93,50	96,68	94,31	94,46	93,88	94,85	93,24	93,24
O=F,Cl	0	0	0	0	0,69		-0,79	-0,76	-0,44	-0,48	-0,64	-0,62	-0,62
TOTAL	94,31	94,44	94,22	94,78	92,76	93,50	97,47	95,07	94,91	94,36	95,50	93,86	93,86
Si	5,87	5,85	5,74	5,76	5,90	5,89	5,82	5,82	5,78	5,82	5,82	5,80	5,80
Al	2,13	2,15	2,25	2,22	2,10	2,11	2,18	2,18	2,22	2,18	2,18	2,20	2,20
Al	0,06	0,03	0	0	0,00	0,01	0,08	0,06	0,03	0,04	0,11	0,08	0,08
Ti	0,22	0,22	0,33	0,32	0,34	0,27	0,37	0,31	0,37	0,39	0,31	0,33	0,33
Fe(ii)	2,13	2,21	2,12	2,18	2,10	2,10	2,27	2,32	2,31	2,26	2,18	2,17	2,17
Mn	0,04	0,05	0,04	0,05	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
Mg	3,39	3,34	3,37	3,31	3,30	3,40	3,02	3,06	3,01	2,99	3,15	3,15	3,15
Ca	0	0	0	0	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,02	0,01	0,01
Na	0,01	0,05	0,04	0,02	0,02	0,02	0,04	0,03	0,02	0,04	0,05	0,05	0,05
K	1,93	1,95	1,89	1,9	1,85	1,88	1,69	1,80	1,87	1,86	1,77	1,84	1,84
Cl	0	0	0	0	0,04	0,03	0,09	0,09	0,06	0,06	0,06	0,07	0,07
F	0	0	0	0	0,76	0,55	0,79	0,83	0,45	0,50	0,67	0,54	0,54
TOTAL	15,78	15,84	15,78	15,76	15,63	15,72	15,50	15,62	15,64	15,61	15,60	15,65	15,65
Fe/Fe+Mg	0,39	0,4	0,39	0,4	0,39	0,38	0,43	0,43	0,44	0,43	0,41	0,41	0,41

B=borda;N=núcleo. Unidades:A= alcalifeldspato sienito Cinza; B= quartzo monzonito a monzogranito; C= quartzo sienito rosa; ENCL=Enclaves

Tabela 6. 1 – Análises químicas representativas das biotitas do Batólito Serra do Catu. Fórmula Mineral com base em 22 oxigênios

Amostra	SC51	sc51	sc51	SC51	SC51	sc93	sc93	sc93	FL336B	FL336B	sc75/35/c2/b	sc75/36/c2/n	sc75/39/c3/b
Posição	BTC	btc3A	btc3B	BTD	BTE	c1/B/BIOTITA	c1/n/BIOTITA	c1/n/BT2	BT1C9B	BTC7N	B	N	B
Facies	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	B	B	B
SiO2	37,90	37,80	37,88	38,33	38,17	38,31	38,45	38,31	38,63	38,54	38,16	37,72	37,4
TiO2	2,96	3,60	3,62	2,80	2,51	1,78	1,66	2,05	2,92	2,35	1,85	1,65	1,59
Al2O3	12,70	12,40	12,17	12,61	12,83	12,52	12,52	12,55	11,66	11,76	15,39	15,31	15,15
FeO	16,53	18,06	18,08	16,66	16,91	16,12	16,17	16,33	16,44	16,44	17,29	17,04	18,5
MnO	0,16	0,23	0,22	0,21	0,24	0,21	0,22	0,26	0,20	0,30	0,47	0,38	0,18
MgO	13,91	12,82	13,06	13,96	14,17	15,02	15,02	15,15	14,50	14,93	13,39	13,08	12,61
CaO	0,04	0,09	0,03	0,14	0,03	0,07	0,03	0,05	0,06	0,00	0	0	0
Na2O	0,13	0,14	0,09	0,31	0,17	0,04	0,07	0,06	0,07	0,07	0,03	0,22	0,07
K2O	9,31	9,26	9,42	8,88	9,33	9,76	9,79	9,50	9,48	9,65	10,57	10,64	10,53
Cl	0,28	0,23	0,23	0,30	0,27	0,22	0,21	0,18	0,14	0,11	0	0	0
F	1,47	1,75	1,07	1,33	1,00	1,07	1,14	1,09	1,57	1,15	0	0	0
TOTAL	93,28	94,00	94,15	93,55	93,98	93,40	93,50	93,79	93,45	93,50	96,5	95,39	95,38
O=F,Cl	-0,67	-0,79	-0,50	-0,63	-0,48	0,50	0,53	0,50	0,69	0,51	0	0	0
TOTAL	93,95	94,79	94,65	94,18	94,46	92,90	92,97	93,29	92,76	92,99	96,5	95,39	95,38
Si	5,80	5,79	5,80	5,84	5,81	5,85	5,87	5,83	5,90	5,89	5,68	5,68	5,67
Al	2,20	2,21	2,19	2,16	2,19	2,15	2,13	2,17	2,10	2,11	2,32	2,32	2,33
Al	0,09	0,03	0,00	0,10	0,11	0,11	0,12	0,07	0,00	0,01	0,37	0,4	0,37
Ti	0,34	0,41	0,42	0,32	0,29	0,20	0,19	0,23	0,34	0,27	0,21	0,19	0,18
Fe(ii)	2,12	2,31	2,31	2,12	2,15	2,06	2,06	2,08	2,10	2,10	2,15	2,15	2,34
Mn	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,06	0,05	0,02
Mg	3,17	2,93	2,98	3,17	3,21	3,42	3,42	3,43	3,30	3,40	2,97	2,94	2,85
Ca	0,01	0,02	0,00	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0	0	0
Na	0,04	0,04	0,03	0,09	0,05	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,06	0,02
K	1,82	1,81	1,84	1,72	1,81	1,90	1,91	1,84	1,85	1,88	2,01	2,04	2,04
Cl	0,07	0,06	0,06	0,08	0,07	0,06	0,06	0,05	0,04	0,03	0	0	0
F	0,71	0,85	0,52	0,64	0,48	0,51	0,55	0,52	0,76	0,55	0	0	0
TOTAL	15,61	15,57	15,59	15,58	15,65	15,74	15,75	15,72	15,63	15,72	15,77	15,83	15,83
Fe/Fe+Mg	0,40	0,44	0,44	0,40	0,40	0,38	0,38	0,38	0,39	0,38	0,42	0,42	0,45

B=borda;N=núcleo. Unidades:A= alcalifeldspato sienito Cinza; B= quartzo monzonito a monzogranito; C= quartzo sienito rosa; ENCL=Enclaves

Tabela 6. 1 – Análises químicas representativas das biotitas do Batólito Serra do Catu. Fórmula Mineral com base em 22 oxigênios

Amostra	sc55a/1/c1	sc55a/2/c1	sc61/16/ c1	sc61/18/ c2	FL328	FL328	sc67/13/ c1	sc67/14/ c1	sc67/15/ c1''	sc67/18/ c2'	sc67/19/ c2'	sc69/2	sc69/7/ c3'''
Posição	N	B	B	N	BT/C5	BT/C5/1	B	B	N	B	N	B	B
Fácies	B	B	B	B	B	B	C	C	C	C	C	C	C
SiO2	37,96	37,54	37,6	36,57	38,24	40,82	38,06	38,54	38,07	38,82	38,27	38,19	37,71
TiO2	3,09	3,13	1,77	3,65	1,82	1,60	1,73	1,64	1,42	0,96	1,07	1,87	2,37
Al2O3	12,46	12,46	15,13	14,26	15,50	15,30	13,17	13,42	13,34	14,01	13,63	12,48	12,25
FeO	15,38	15,36	18,18	19,5	15,68	14,41	16,34	16,89	17,74	16,71	16,49	15,84	18,74
MnO	0,2	0,27	0,26	0,42	0,27	0,31	0,39	0,33	0,43	0,41	0,47	0,4	0,34
MgO	15,72	15,76	12,56	11,4	12,74	12,40	13,59	13,16	14,01	14,23	14,26	14,82	13,14
CaO	0	0	0	0	0,00	0,00	0	0	0	0	0	0	0
Na2O	0,06	0,07	0,11	0,11	0,07	0,07	0,09	0,05	0,08	0,18	0,02	0,02	0,08
K2O	9,81	9,59	10,81	10,84	9,34	9,24	10,72	10,88	10,4	11,02	10,72	10,61	10,53
Cl	0	0	0	0	0,03	0,04	0	0	0	0	0	0	0
F	0	0	0	0	0,82	0,61	0	0	0	0	0	0	0
TOTAL	94,03	93,53	95,77	96,1	93,03	93,54	93,44	94,26	94,84	95,69	94,28	93,58	94,51
O=F,Cl	0	0	0	0	0,35	0,27	0	0	0	0	0	0	0
TOTAL	94,03	93,53	95,77	96,1	92,68	93,27	93,44	94,26	94,84	95,69	94,28	93,58	94,51
Si	5,74	5,71	5,68	5,57	5,80	6,07	5,85	5,88	5,79	5,83	5,82	5,85	5,8
Al	2,22	2,23	2,32	2,43	2,20	1,93	2,15	2,12	2,21	2,17	2,18	2,15	2,2
Al	0	0	0,37	0,13	0,57	0,76	0,23	0,29	0,18	0,3	0,27	0,1	0,02
Ti	0,35	0,36	0,2	0,42	0,21	0,18	0,2	0,19	0,16	0,11	0,12	0,22	0,27
Fe(ii)	1,95	1,95	2,29	2,48	1,99	1,79	2,1	2,15	2,26	2,1	2,1	2,03	2,41
Mn	0,03	0,03	0,03	0,05	0,03	0,04	0,05	0,04	0,06	0,05	0,06	0,05	0,04
Mg	3,55	3,58	2,83	2,59	2,88	2,75	3,11	2,99	3,18	3,18	3,24	3,38	3,01
Ca	0	0	0	0	0,00	0,00	0	0	0	0	0	0	0
Na	0,02	0,02	0,03	0,03	0,02	0,02	0,03	0,01	0,02	0,05	0,01	0,01	0,02
K	1,89	1,86	2,08	2,1	1,81	1,75	2,1	2,12	2,02	2,11	2,08	2,07	2,07
Cl	0	0	0	0	0,01	0,01	0	0	0	0	0	0	0
F	0	0	0	0	0,39	0,29	0	0	0	0	0	0	0
TOTAL	15,75	15,75	15,83	15,8	15,51	15,29	15,82	15,79	15,87	15,91	15,87	15,85	15,86
Fe/Fe+Mg	0,35	0,35	0,45	0,49	0,41	0,39	0,4	0,42	0,42	0,4	0,39	0,37	0,44

B=borda;N=núcleo. Unidades:A= alcalifeldspato sienito Cinza; B= quartzo monzonito a monzogranito; C= quartzo sienito rosa; ENCL=Enclaves

Tabela 6. 1 – Análises químicas representativas das biotitas do Batólito Serra do Catu. Fórmula Mineral com base em 22 oxigênios

Amostra	sc69/8/ c3'''	FL336B	FL336B	FL326A	FL326A	FL326A	FL326A	FL336B
Posição	N	BT1C4N	BT2C6N	BT1/C1/B	BT1/C1/N	BT2/C2/N	BT/C3/N	BT1C4N
Facies	C	ENCL	ENCL	ENCL	ENCL	ENCL	ENCL	ENCL
SiO2	37,78	38,73	38,78	39,70	40,19	39,96	39,60	38,73
TiO2	1,94	2,76	2,05	2,18	2,18	2,20	2,06	2,76
Al2O3	12,64	11,70	11,77	11,62	12,00	11,83	11,94	11,70
FeO	18,68	16,06	16,19	11,53	11,76	11,97	11,37	16,06
MnO	0,29	0,21	0,23	0,18	0,19	0,20	0,21	0,21
MgO	13,36	14,94	15,12	19,08	18,41	18,22	18,67	14,94
CaO	0	0,00	0,01	0,09	0,04	0,00	0,01	0,00
Na2O	0	0,07	0,08	0,06	0,07	0,08	0,09	0,07
K2O	10,72	9,64	9,59	9,68	9,81	9,80	9,65	9,64
Cl	0	0,11	0,12	0,11	0,12	0,11	0,10	0,11
F	0	1,08	1,45	1,68	1,58	1,62	1,78	1,08
TOTAL	94,76	93,56	93,29	93,59	94,12	93,72	93,05	93,56
O=F,Cl	0			0,73	0,69	0,71	0,77	0,48
TOTAL	94,76	93,56	93,29	92,85	93,43	93,01	92,28	93,08
Si	5,79	5,90	5,92	5,91	5,94	5,94	5,92	5,90
Al	2,21	2,10	2,08	2,04	2,06	2,06	2,08	2,10
Al	0,08	0,00	0,04	0,00	0,03	0,02	0,02	0,00
Ti	0,22	0,32	0,23	0,24	0,24	0,25	0,23	0,32
Fe(ii)	2,4	2,05	2,07	1,43	1,45	1,49	1,42	2,05
Mn	0,04	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03
Mg	3,05	3,39	3,44	4,23	4,06	4,04	4,16	3,39
Ca	0	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
Na	0	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02
K	2,1	1,87	1,87	1,84	1,85	1,86	1,84	1,87
Cl	0	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
F	0	0,52	0,70	0,79	0,74	0,76	0,84	0,52
TOTAL	15,89	15,67	15,71	15,75	15,69	15,70	15,72	15,67
Fe/Fe+Mg	0,44	0,38	0,38	0,25	0,26	0,27	0,25	0,38

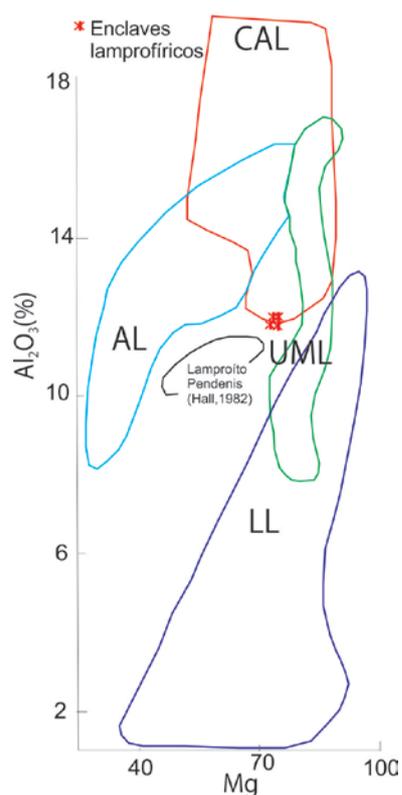


Figura 6.2-Diagramas simples de Rock (1987) discriminando os campos composicionais de micas em diferentes tipos de lamprófiros, aplicados aos enclaves do Batólito Serra do Catu.

Tabela 6.2 – Variações composicionais de flogopitas de minettes [(1) Bachinski & Simpson, (1984) e (2) Rock (1991)] comparadas com as composições observadas na amostra FL-326A

Elemento	Minette (1)	Minette (2)	FI326A
SiO ₂	38,4 - 41,7	39,1 - 42,4	39,6 - 40,19
TiO ₂	1,4 - 11,3	2,08 - 3,56	2,06 - 2,20
Al ₂ O ₃	9,7 - 18	12,08 - 13,7	11,62 - 12,0
FeO	4,8 - 13,1	5,29 - 8,06	11,37 - 11,97
MgO	14,7 - 25,5	20,7 - 24,9	18,22 - 19,08
CaO		0 - 0,03	0 - 0,09
Na ₂ O	0 - 1,1	0 - 0,59	0,06 - 0,09
K ₂ O	4,4 - 10,6	9,1 - 9,74	9,65 - 9,81
F	1,11	0 - 1,51	1,58 - 1,78

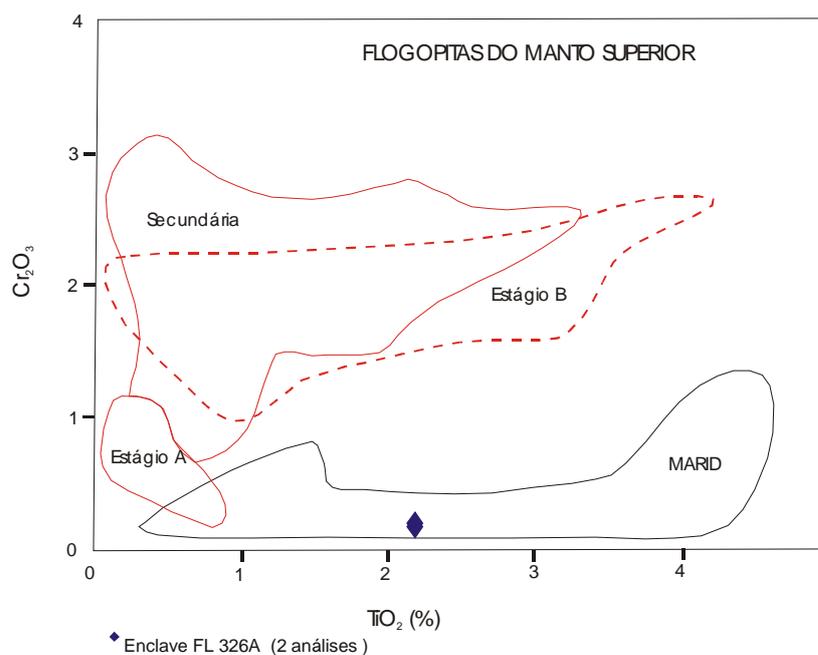


Figura.6. 3 – Diagrama TiO_2 (%) X Cr_2O_3 mostrando as composições de flogopita do manto superior (Field et al. 1987) e as composições de flogopitas encontradas no enclave FL-326A (*). Os campos composicionais estão descritos no texto.

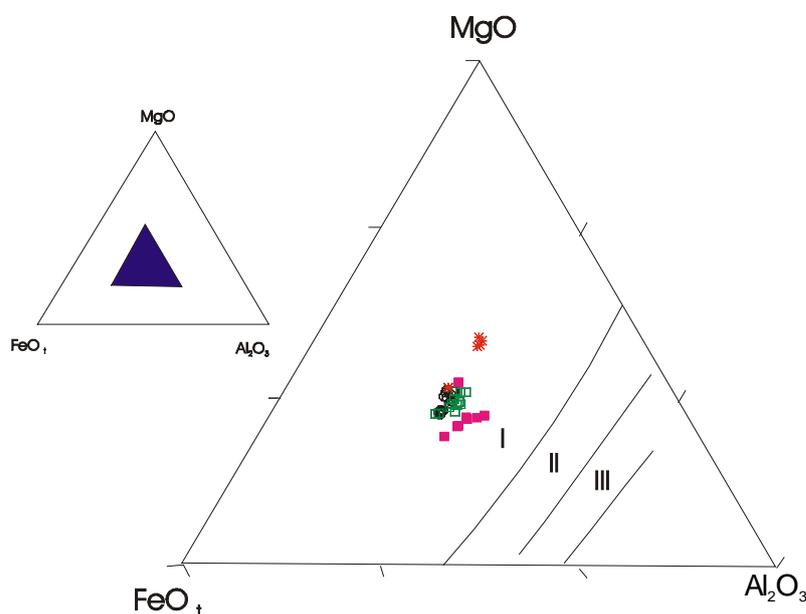


Figura.6. 4 – Composição das biotitas do Batólito Serra do Catu plotadas no diagrama Al_2O_3 - Fe_2O_3 - MgO . Campos segundo Nockolds (1947). Campos I-biotita coexistindo com anfibólio, II- biotita desacompanhada de outros minerais ferromagnesianos e III- biotita coexistindo com muscovita. Legenda: Círculo aberto- Unidade alcalifeldspato sienito cinza, quadrado fechado - Unidade quartzo monzonito a monzogranito, quadrado aberto- Unidade quartzo-sienito rosa, asterisco-Enclave

Tabela 6.3 – Variações composicionais de Fe/Fe+Mg, Al^{IV} e conteúdo de SiO₂ nas biotita dos diferentes Unidades do Batólito Serra do Catu

Unidade	Fe/Fe+Mg	Al ^{IV}	Variação de SiO ₂ (na biotita)
Quartzo monzonito a monzogranito	0,35-0,49	1,92-2,43	36,57-40,82
alcalifeldspato sienito cinza	0,38-0,44	2,10-2,25	37,70-39,32
Quartzo-sienito rosa	0,37-0,44	2,12-2,21	37,71-38,82
Enclaves	0,25-0,38	2,04-2,10	38,73-40,19

A análise comparativa dos resultados analíticos das biotitas das três unidades mostram que, em geral, as biotitas são ricas em SiO₂ e MgO (Tabela 6.3 e 6.4) e possuem teores moderados de TiO₂, especialmente àquelas das unidades sieníticas, apresentando variações composicionais bastante semelhantes. Porém, estas diferem da unidade quartzo monzonito a monzogranito que apresentam mais larga faixa de variação nos teores MgO e Al₂O₃ (Tabela 6.3) e os enclaves mostram sistematicamente menores teores de Al₂O₃ e FeO e maiores teores de MgO.

Tabela 6. 4 – Variações composicionais de Al₂O₃, FeO e MgO das biotita dos diferentes unidade do Batólito Serra do Catu

Unidade	Al ₂ O ₃	FeO	MgO
Quartzo monzonito a monzogranito	12,43 - 15,39	14,41 - 19,50	11,40 - 15,76
Alcalifeldspato sienito cinza	11,66 - 12,94	16,12 - 18,31	12,82 - 15,15
Quartzo-sienito rosa	12,48 - 14,01	15,84 - 18,68	13,14 - 14,82
Enclaves	11,62 - 12,00	11,37 - 16,19	14,94 - 19,08

Foi observado que os cristais individuais de biotita das unidades principais e dos enclaves possuem variação composicional muito pequena (<0,5% entre núcleo/borda), sugerindo que o magma, a partir do qual foi cristalizada a biotita, possuía composição homogênea e/ou pode indicar um período único de cristalização.

No diagrama proposto por Abdel-Rahman (1994), utilizado para discriminar as composições de biotitas cristalizadas a partir de magmas calcioalcalinos, peraluminosos e alcalinos, observa-se que as biotita do Batólito Serra do Catu apresentam composições similares às biotitas das suítes orogênicas calcioalcalinas, mostrando pouca variação em FeO com o aumento de Al₂O₃ (Figura 6.7 A); um aumento no Mg com a diminuição do Al₂O₃ (Figura 6.7B) e que as biotitas são enriquecidas em Mg (Figura. 6.7C e 6.7D). Estas características sugerem que durante a cristalização da biotita ocorreram substituições

importantes as quais governaram as suas composições. Estas substituições são bastante similares ou importantes nas suítes calcioalcalinas orogênicas. (substituições $\text{FeO}^* \leftrightarrow \text{MgO}$ e $3\text{Mg} \leftrightarrow 2\text{Al}$)

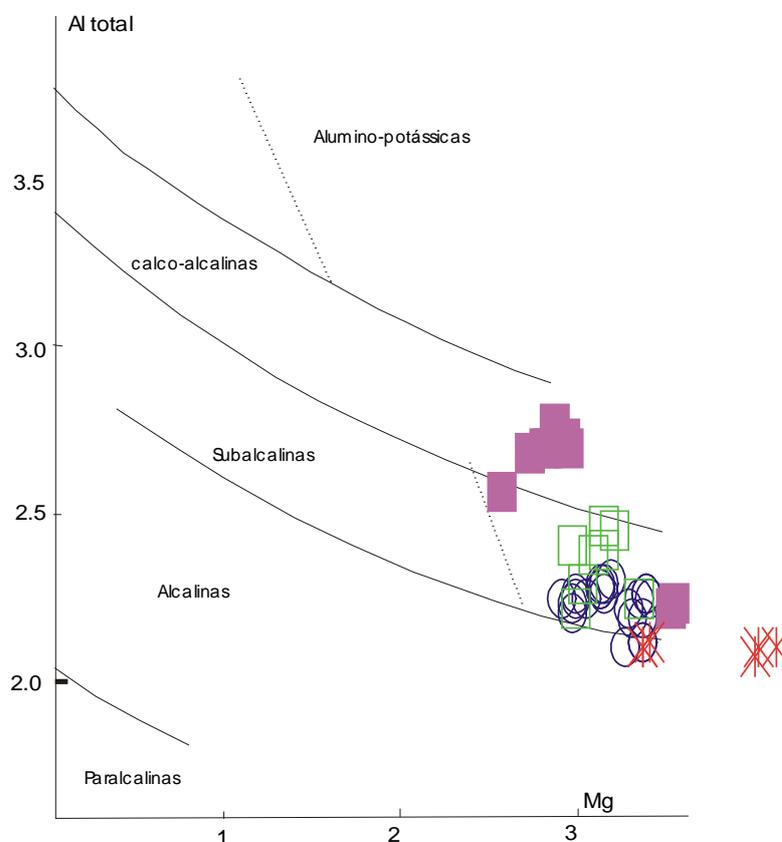


Figura.6. 5 – Diagrama de cátions Mg versus Al total com a posição das biotita de diferentes linhas magmáticas (Nachit et al. 1985). O campo ocupado pelas amostras o Complexo Serra do Catu pertence ao campo da série subalcalina (associação monzonítica) e calcio-alcalinas. Legenda igual a Figura 6.1

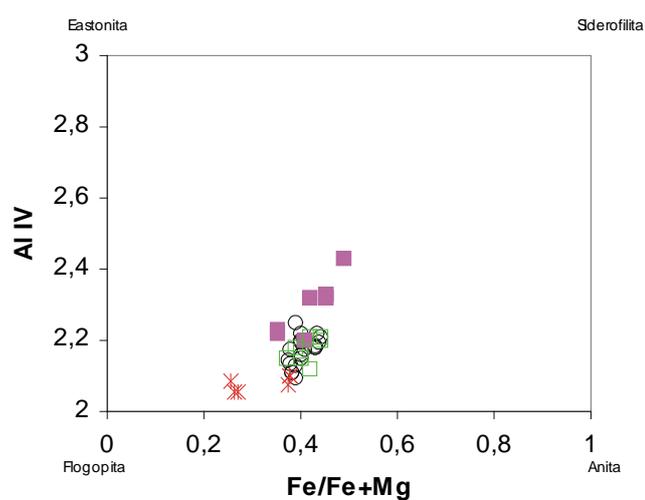


Figura.6. 6 – Diagrama de composições de biotitas do Batólito Serra do Catu . Legenda igual a Figura. 6.1

De acordo com Speer (1987), as composições químicas das biotitas são muito variáveis e depende da assembléia mineral existente, temperatura, fugacidade de oxigênio e fugacidade de água, portanto é muito difícil a comparação das composições químicas com outros dados existentes na literatura e o controle de suas composições. Para ilustrar estas conclusões realizou-se uma comparação dos resultados analíticos das biotitas do Batólito Serra do Catu com os dados de biotitas dos sienitos existentes no Estado da Bahia (Maciço de São Felix- Rosa, 1998; Maciço de Santanópolis- Conceição, 1998 Maciço de Anuri-Oliveira, 1998), cujos dados foram selecionados, aleatoriamente, visto a homogeneidade das composições. Observa-se que estes apresentam muitas similaridades entre si, exceto nos teores de FeO, MnO e K₂O que, nas biotitas do Batólito Serra do Catu são um pouco mais elevados e nos teores de TiO₂, que são mais baixos (Tabela 6.5).

As biotitas do Batólito Serra do Catu também foram comparadas em termos de Ti-Fe-Mg com os *trends* desenvolvidos pelas biotitas do batólito de Sierra Nevada (Dodge et al., 1969), dos granitóides Japoneses (Czamanske et al. 1981) e os complexos de Toritama e Bom Jardim (Guimarães et al. 1993). Nestes observa-se que as biotitas no Batólito Serra do Catu se sobrepõem as biotitas dos complexos Bom Jardim e Toritama, mostrando pouca variação composicional, porém um pouco mais empobrecidas em Ti. As biotitas do Batólito Serra do Catu também se mostram mais magnesianas que as biotitas do batólito de Sierra Nevada, e incidindo fora do *trend* dos granitóides japoneses, alinhando-se ao *trend*, porém em direção a composições mais magnesianas (Figura 6.8).

6.2.2 Análise dos resultados

As biotitas do Batólito Serra do Catu incidem no campo das biotitas de linhagem calcoalcalina e subalcalina, da associação monzonítica rica em magnésio (Nachit et al., 1985), e sugerem que estas possuem composições mais magnesianas que aquelas associadas com piroxênio ou anfibólio, ou seja, podem ter cristalizado sozinhas e absorvido todo o MgO do magma. Porém, esta classificação química contradiz as observações petrográficas, as quais indicam que a biotita é uma fase mineral tardia que coexiste com anfibólio e piroxênio. Estas observações, associadas com o fato das biotitas não apresentarem variações significativas entre o núcleo/borda do cristal, sugerem que estas cristalizaram a partir de um magma com composição global mais magnesiana ou de magmas com pouca sílica, que representam mais altas temperaturas de cristalização e, só nestas condições magmáticas, as biotitas magnesianas são estáveis (Heinrich, 1946 e Nockolds, 1947 in Wones & Eugster, 1965).

De acordo com experimentos de Wones & Eugster (1965) as composições de biotita, cristalizando na presença de alcalifeldspato e magnetita, podem seguir um *trend* rico em

magnésio ou em ferro, dependendo da pressão parcial de oxigênio durante o resfriamento do *melt*. Sob condições oxidantes, a biotita cristalizada é mais enriquecida em magnésio e há uma quantidade considerável de magnetita modal, enquanto que na cristalização em condições redutoras, a biotita é enriquecida em ferro e a magnetita é escassa. Ainda de acordo com os referidos autores, biotita de composição intermediária coexiste com olivina ou piroxênio mais magnesianos ou *melt* de composição global mais magnesiana e, considerando as composições do par biotita–piroxênio e uma temperatura constante, um aumento na pressão do oxigênio resultará não só na diminuição em ferro de piroxênio, mas também da biotita.

Osborn (1962) enfatizou a importância da fugacidade de oxigênio durante a cristalização do magma e de seus produtos finais, e Wones & Eugster (1965) de modo similar, estabeleceu dois *trends* de cristalização de magmas contrastantes, o *trend I* representando um magma que, durante a cristalização e resfriamento, torna-se saturado em água, reage com aquele componente e perde hidrogênio para o ambiente. Nesta situação a fugacidade de oxigênio permanece constante ou aumenta ligeiramente, com pouca mudança ou diminuição na razão $Fe/Fe+Mg$ das biotitas, cristalizando a partir do *melt*. O produto de cristalização final será uma biotita rica em magnésio e uma considerável quantidade de magnetita. O *trend II* representa um magma que, por causa do baixo conteúdo de água, é tamponado pelas assembléias minerais anidras e, o resultado final será a cristalização de biotita rica em ferro e outros minerais silicáticos magnesianos e muito pouca magnetita. Assim, com base nestes *trends*, observa-se que as relações entre alguns minerais magnesianos em uma seqüência de cristalização deve indicar um provável caminho de fugacidade de oxigênio-temperatura do magma que está cristalizando e deve dar indicações da saturação em água.

Para muitos autores o caráter rico em magnésio de biotita indica altas fugacidades de oxigênio. De acordo com Guimarães et al (1993) em granitóides calcioalcalinos mundiais as biotitas tendem a ter mais baixas razões $Mg/(Mg+Fe)$ que a hornblenda coexistente. No Batólito Serra do Catu as razões $Fe/(Fe+Mg)$ são aproximadamente constantes ou aumentam levemente da unidade quartzo monzonito para as unidade sieníticas sugerindo que com a diferenciação houve um progressivo aumento na oxidação com o resfriamento ou condições de fugacidade de oxigênio aproximadamente constantes.

Baseado nos diagramas propostos por Abdel-Rahman (1994) que indicaram que as biotitas do Batólito Serra do Catu possuem composições similares aquelas de suítes orogênicas calcioalcalinas, convém tecer algumas considerações sobre as condições de saturação em água durante a cristalização. De acordo com o referido autor e amplamente divulgado na literatura, os magmas calcioalcalinos, produzidos em ambientes de subducção, geram rochas félsicas e intermediárias com natureza *subsolvus*.

Tabela 6. 5 - Análises químicas representativas de micas do maciço sienítico de São Felix. Sienito gnássico (SG), do maciço sienítico de Santanópolis (454) e do maciço sienítico de Anurí (795) Posição da análise nos cristais: Borda do cristal (B) e centro do cristal (C).

Lâmina Posição	878-SG C	878-SG B	454 C	454 B	795	795
SiO₂	39.57	40.69	38.10	38.09	39.96	37.82
TiO₂	2.56	2.96	3.30	3.38	3.58	9.43
Al₂O₃	13.09	12.38	13.42	13.67	12.77	9.96
Cr₂O₃	0.04	0.00	0.09	0.03		
MgO	18.67	17.17	15.16	15.09	15.32	12.71
CaO	0.17	0.04	0.04	0.02	0.28	7.63
MnO	0.05	0.10	0.14	0.16	0.13	0.02
FeO	11.80	12.57	14.92	14.59	16.38	11.42
NiO	0.02	0.00	0.07	0.00		
Na₂O	0.06	0.09	0.07	0.08	0.14	0.11
K₂O	9.41	9.64	9.80	10.00	9.03	6.60
H₂O	3.30	3.30				
F	1.53	1.52	1.42	1.42		
Subtotal	100.26	100.45	96.62	96.64		
F=O	0.64	0.64	0.60	0.60		
Total	99.61	99.81	96.00	96.02	97.59	95.70
Si	5.8916	6.0575	5.718	5.709	5.833	5.606
Ti	0.2867	0.3309	0.372	0.381	0.393	1.051
Al	2.2975	2.1728	2.374	2.416	2.198	1.741
Cr	0.0047	0.0000	0.011	0.003		
Mg	4.1427	3.8108	3.390	3.370	3.332	2.806
Ca	0.0271	0.0064	0.007	0.004	0.043	1.211
Mn	0.0063	0.0126	0.017	0.021	0.016	0.003
Fe	1.4692	1.5652	1.873	1.829	2.000	1.416
Ni	0.0018	0.0000	0.008	0.000		
Na	0.0173	0.0260	0.021	0.024	0.039	0.031
K	1.7875	1.8311	1.876	1.911	1.682	1.248
Total	15.93	15.81	15.666	15.668		

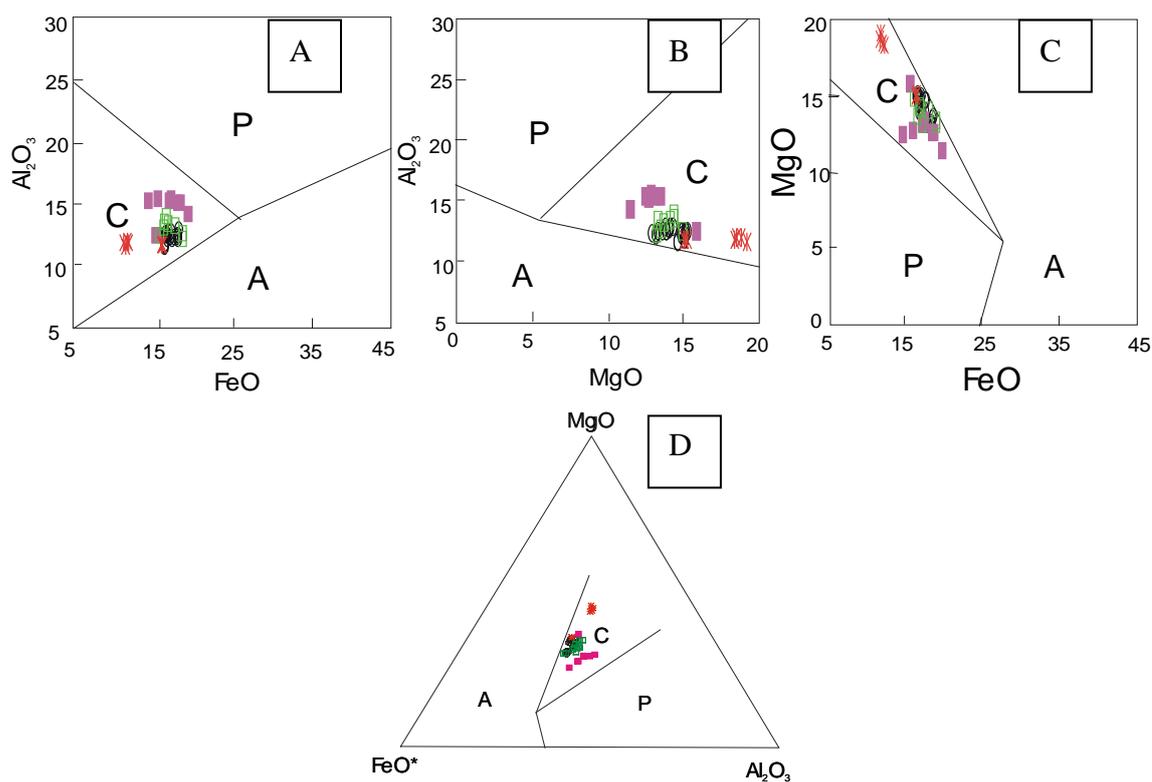


Figura.6. 7 – Diagramas discriminantes de biotita (segundo Abdel-Rahman 1993). A) FeO X MgO B) MgO X Al₂O₃ C) FeO X Al₂O₃ e D) Feo*-MgO-Al₂O₃. Campos: A- Suíte alcalina anorogênica, C- suíte calcioalcalinas orogênicas, P-Suíte peraluminosa (incluindo os tipos S)

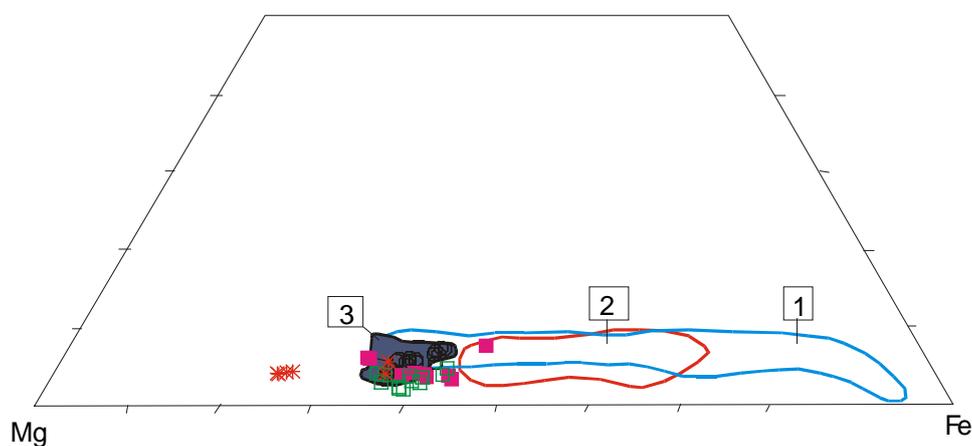


Figura.6. 8 – Análises de microsonda eletrônica de biotitas do Batólito Serra do Catu expressos em termos das proporções atômicas de Ti-Mg-Fe (Fe como Fe²⁺). Campos: 1- biotitas dos granitóides japoneses (Czamanske et al. 1981), 2- biotitas do Batólito Serra Nevada (Dodge et al. 1969) 3- biotitas dos complexos Bom Jardim e Toritama. Legenda igual à Figura 6.1.

Na produção de magmas calcioalcalinos, a água disponível é o resultado da desidratação do *slab* afundante (geralmente uma crosta basáltica modificada) antes da fusão. A liberação da água inicia a fusão parcial, produzindo o magma calcioalcalino úmido. A dissociação da água e a liberação de H enriquece o sistema em oxigênio no estágio inicial. A disponibilidade de oxigênio conduz a cristalização precoce de anfibólio rico em Fe e óxidos de Fe (tipicamente a magnetita), o qual evita o crescimento do ferro no *melt* calcioalcalino, a partir do qual cristalizaria uma biotita moderadamente magnesianas.

Para as rochas formadas a partir de *melts* secos, tais como as rochas sieníticas e os granitos peralcalinos, a saturação em água só é alcançada nos estágios finais de fracionamento. No começo há a cristalização de piroxênio e feldspato perfitico. A natureza *hipersolvus* do feldspato nas rochas alcalinas reflete claramente a natureza seca do *melt* alcalino inicial durante os primeiros estágios de evolução do magma. A falta de água afeta a disponibilidade de oxigênio livre e causa atraso na cristalização dos óxidos de ferro e óxidos de ferro e titânio, produzindo assim, *trends* de enriquecimento em ferro. As biotitas que cristalizam a partir de tais *melts* são ricas em ferro.

Freqüentemente tem-se assumido que a dissociação termal de água e a subsequente perda de H controlam a oxidação do magma (Eugster & Wones, 1962; Wones & Eugster, 1965; Czamanske & Wones, 1973; Czamanske et al. 1981) e também tem se dito que o estado de redox de uma rocha magmática reflete a sua fonte (Wones, 1989, Carmichael, 1991).

Para os granitos o estado de oxidação é função da temperatura e da PH_2O . Com a diminuição da temperatura a solubilidade da água diminui e seu ponto de saturação é alcançado a uma temperatura que está inversamente relacionada à pressão. Só abaixo desta temperatura, a água pode oxidar o magma ou cristalizar fases. Isto significa que a uma dada pressão a quantidade de água dissolvida no magma antes do resfriamento irá determinar a temperatura de saturação da água e a temperatura superior para o magma e oxidação mineral, a temperatura de oxidação do magma pode ser esperado igual a melhor temperatura de saturação da água mas é provavelmente menor.

6.2.3 Conclusões

Os resultados analíticos das biotitas revelaram que estas são magnesianas, do grupo das micas trioctaédricas normais, e que em apenas um enclave lamprofírico subanguloso (FL326A) elas são do tipo flogopita, similares àquelas encontradas em rochas tipo MARID (cristalizadas diretamente do *melt* metassomático).

As composições flogopíticas podem estar representando resquícios de flogopitas cristalizadas a partir de um magma metassomático do manto. Considerando que na amostra

analisada petrograficamente são observadas, freqüentemente, tanto na biotita quanto no anfibólio, feições de desequilíbrio, sugere-se que estes minerais do enclave lamprofírico, constituam restos da mineralogia original cristalizada a partir de um magma metassomático do manto, e que estas rochas cristalizadas, sofreram após a cristalização do magma processo de fusão parcial, preservando-os.

As biotitas do batólito Serra do Catu classificam-se como pertencentes à linhagem calcioalcalina e subalcalina magnésiana, cuja composição se assemelha as biotitas de suítes orogênicas calcioalcalinas. Nestas biotitas analisadas não se observou variação importante na composição núcleo/borda dos cristais, sugerindo um período único de cristalização a partir de um magma de composição global homogênea, mais magnésiana ou de magmas com pouca sílica, e de altas temperaturas.

Associando as informações da petrografia, as quais mostram que estas biotitas magnésianas estão associadas com a quantidade modal considerável de magnetita, sugere-se que o magma, durante a cristalização e o resfriamento, tornou-se saturado em água e cristalizou, sob condições oxidantes (altas fugacidades de oxigênio). Este magma, inicialmente, deveria ser um *melt* seco e alcançou a saturação em água, nos estágios finais da cristalização, produzindo mudanças na fugacidade de oxigênio durante a cristalização, com a cristalização de magnetita e biotita magnésiana na seqüência de cristalização.

6.3 ANFIBÓLIOS

Os anfibólios estão presentes nas três unidades principais e nos enclaves microgranulares máficos. Ocorrem subédricos a euédricos (magmáticos) ou podem ocorrer, nas unidades sieníticas *hipersolvus*, formando coronas de reação sobre o clinopiroxênio, por vezes mostrando gradação de cor verde clara nas regiões de contato entre os cristais. Nos enclaves por vezes mostram texturas de desequilíbrio, com inclusões arredondadas de quartzo, e alguns estão desestabilizados para biotita.

Foram realizadas 62 análises individuais de anfibólio, incluindo bordo, núcleo e posições intermediárias de amostras das unidades principais (48 análises) e de três enclaves (14 análises), as quais visaram o cálculo da fórmula estrutural, a determinação das principais substituições (vetores de troca) e a comparação destes com outros plutões sieníticos no nordeste do Brasil.

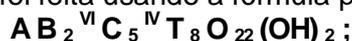
No cálculo da fórmula estrutural, os resultados analíticos foram recalculados em base anidra para 23 oxigênios com 2(OH, F, Cl) valores estes recomendados por Leake et al (1997). Os resultados analíticos estão listados na Tabela 6.6.

O Procedimento para a divisão do Fe^{2+} e Fe^{3+} , que pode influenciar no nome do mineral no esquema de nomenclatura, foi o de ajustar a soma de 13 cátions excluindo Ca, Na e K (13-CNK), procedimento este indicado pelo IMA (*International Mineralogical*

Association), visto que deste modo os valores de Fe^{2+} e Fe^{3+} ficam próximos aos valores verdadeiros determinados.

6.3.1 Classificação

A classificação dos anfibólios foi feita usando a fórmula padrão dos anfibólios:



Onde: **A = Vacância, K, Na**

B (M4) = Na, Ca, Mg, Fe^{2+} , Mn^{2+} , Li (Zn, Ni, Co)

C (M1) = Al, Mg, Fe^{2+} , Mn^{2+} , Li (Zn, Ni, Co), Fe^{3+} , Mn^{3+} , Cr^{3+} , Ti^{4+} , Zr^{4+}

T = Al, Si, Ti^{4+}

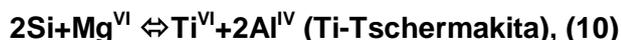
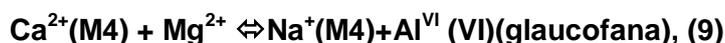
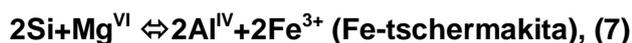
OH = OH, F, Cl, O

Os anfibólios foram inicialmente classificados como pertencente ao membro do grupo cálcico, ou seja, apresentam $(Ca+Na)_B \geq 1$ e $Na_B < 0,5$ e em todos os casos $Ca_B > 1,50$.

De acordo com a classificação de Leake et al (1997), utilizando o diagrama Si na fórmula *versus* $Mg/Mg+Fe^{2+}$, os anfibólios do Batólito Serra do Catu apresentam composições que variam de edenita, magnésio hornblenda a actinolita nas unidade principais, e edenita, magnésio hastingsita a actinolita nos enclaves (Figura 6.9A e 6.9B).

6.3.2 Substituições e evolução química dos anfibólios

De acordo com Spear (1981) os anfibólios podem ter substituições denominadas de simples, na qual participam dois cátions de cargas iguais e substituições complexas, os quais envolvem vários íons e sempre requerem balanço de carga. As substituições possíveis são:



De acordo com Leake et al (1997) as substituições podem ser heterovalentes ou monovalentes e, com base nestas substituições, foi feita a classificação dos anfibólios. As substituições heterovalentes ocorrem em par ou *multiplets* para manter a neutralidade ($\text{Si} \leftrightarrow \text{Al}^{\text{IV}}$; $\text{vacância} \leftrightarrow (\text{Na}, \text{K})_{\text{A}}$; $\text{Ca}_{\text{B}} \leftrightarrow \text{Na}_{\text{B}}$, $\text{Li} \leftrightarrow \text{Li}^{2+}$, $\text{Mc}(\text{Al}) \leftrightarrow \text{Lc}^{2+}(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Mn}^{2+})$, $(\text{Ti}, \text{Zircão}) \leftrightarrow \text{Lc}$ $\text{O} \leftrightarrow \text{OH}, \text{F}, \text{Cl}$

As substituições heterovalentes permitem a separação dos grandes grupos de anfibólios. Na Figura. 6.10A estão representadas as principais substituições (5), (8) e (9) presentes nos anfibólios do Batólito Serra do Catu, e as quais controlam a sua evolução química.

Dentro dos grupos dos anfibólios a distribuição de cargas nos sítios permite a separação nas diferentes espécies e, dentro das espécies, podem ocorrer substituições homovalentes ($\text{Mg} \leftrightarrow \text{Fe}^{2+}$; $\text{K} \leftrightarrow \text{Na}$, $\text{AlVI} \leftrightarrow \text{Fe}^{3+}$; $\text{OH} \leftrightarrow \text{F}$). Na Figura 6.10B estão representadas as substituições simples ou homovalentes presente nos anfibólios do Batólito Serra do Catu.

Nas três unidades principais ocorrem hornblendas de composição edenítica, ora mostrando mesma composição no núcleo e bordo dos cristais (unidade quartzo monzonito a monzogranito e enclave-SC-46b), ora com núcleo de edenita e bordo de magnésio hornblenda (unidades quartzo monzonito a monzogranito e quartzo-sienito rosa).

Os cristais de edenita (núcleo+bordo) na unidade quartzo monzonito a monzogranito mostram pouca variação composicional, caracterizada por um pequeno aumento em Al_2O_3 , CaO , MgO , MnO e Cr_2O_3 e diminuição restrita, porém sistemática em Na_2O , K_2O e TiO_2 . No enclave SC-46b as variações núcleo/borda também são muito restritas, caracterizadas por leve diminuição em FeO , CaO e Na_2O , enquanto que os demais elementos não mostram variação sistemática.

Os cristais de anfibólio, com núcleo de edenita e bordo de magnésio hornblenda, observados nas unidades quartzo monzonito a monzogranito e quartzo sienito a quartzo alcalifeldspato sienito, mostram variações composicionais restritas, menos de 1%, caracterizadas por um leve aumento de FeO e Al_2O_3 e diminuição em MgO , Na_2O , TiO_2 , SiO_2 e K_2O .

Tabela 6. 6 – Análises químicas representativas dos anfibólios do Complexo Serra do Catu Fórmula Mineral com base em 23 oxigênios.

Amostra	SCF-21/11/c2	SCF-21/12/c2	SCF-21/13/c2	SCF-21/14/c2	SC-93/C4/ANF2	SC-93/C4/ANF2	SC-93/C6/PTO7	SC-93/C6	SC-93/C6/PTO6
Posição	N	B	N	B	B	N	B/PROX A BIOTITA	I/ENTRE BIT E ANFI	N/PROX AOPX
Facies	A	A	A	A	A	A	A	A	A
SiO2	51,86	54,34	51,52	51,61	53,49	48,86	51,71	51,84	51,63
TiO2	0,4	0	0,54	0,39	0,14	0,90	0,25	0,15	0,19
Al2O3	2,59	1,09	3,17	3,18	2,35	4,82	2,82	2,62	2,79
Cr2O3	0,07	0,01	0	0,13	0,01	0,02	0,04	0,02	0,06
FeO	12,84	12,51	13,12	13,84	12,68	13,72	13,34	13,36	13,52
MnO	0,35	0,36	0,38	0,51	0,38	0,41	0,45	0,44	0,44
MgO	15,49	16,69	15,57	14,69	15,18	14,34	15,38	15,18	15,01
CaO	10,68	11,27	10,99	10,91	11,73	11,22	11,77	11,85	11,62
Na2O	1,52	0,9	1,48	1,46	0,83	1,93	0,97	0,80	0,92
K2O	0,5	0,22	0,51	0,54	0,30	0,65	0,33	0,33	0,40
ZrO2	0	0	0	0	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TOTAL	96,3	97,39	97,28	97,26	97,08	96,86	97,08	96,58	96,57
Si	7,542	7,739	7,428	7,483	7,73	7,18	7,49	7,55	7,53
Al (iv)	0,444	0,183	0,539	0,517	0,27	0,82	0,48	0,45	0,47
T	7,986	7,922	7,967	8	8,00	8,00	7,97	8,00	8,00
Al (vi)	0	0	0	0,027	0,13	0,02	0,00	0,00	0,01
Ti	0,044	0	0,059	0,043	0,02	0,10	0,03	0,02	0,02
Cr	0,008	0,001	0	0,015	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Fe(iii)	0,528	0,61	0,586	0,491	0,18	0,39	0,48	0,42	0,45
Fe(ii)	1,033	0,88	0,996	1,187	1,35	1,29	1,13	1,20	1,20
Mn	0,043	0,043	0,046	0,063	0,05	0,05	0,06	0,05	0,05
Mg	3,358	3,544	3,347	3,175	3,27	3,14	3,32	3,30	3,26
C	5,014	5,078	5,033	5	5,00	5,00	5,03	5,00	5,00
Ca	1,664	1,72	1,698	1,695	1,82	1,77	1,83	1,85	1,81
Na	0,336	0,248	0,302	0,305	0,18	0,23	0,17	0,15	0,19
B	2	1,968	2	2	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Na	0,092	0	0,111	0,105	0,05	0,32	0,10	0,07	0,08
K	0,093	0,04	0,094	0,1	0,06	0,12	0,06	0,06	0,08
A	0,185	0,04	0,205	0,205	0,10	0,44	0,16	0,14	0,15
Fe2/(Fe2+Fe3)	0,66	0,59	0,63	0,71	0,88	0,77	0,70	0,74	0,73
Fe3/(Fe3+Fe2)	0,34	0,41	0,37	0,29	0,12	0,23	0,30	0,26	0,27
# Mg	68,27	70,40	67,90	65,42	0,71	0,71	0,75	0,73	0,73
Fe/Fe+Mg	0,32	0,30	0,32	0,35	0,32	0,35	0,33	0,33	0,34
Mg/Mg+Fe ²⁺	0,76	0,80	0,77	0,73	0,71	0,71	0,75	0,73	0,73

Fe 3+ e Fe2+ estimados segundo o cálculo 13 - CNK de Robinson et al. (1982), com o total de cátions = 13 excluindo Ca, Na e K. #Mg = 100* [Mg/ (Mg + Fe 2+ + Fe 3+)]; N= núcleo; B = borda .Unidades alcalifeldspato sienito (A), quartzo monzonitos a monzogranitos (B) quartzo sienito (C) , enclave (EN)

Tabela 6. 6 – Análises químicas representativas dos anfibólios do Complexo Serra do Catu Fórmula Mineral com base em 23 oxigênios.

Amostra	SC-93/C6/PTO5	SC-93	FL336BANF1CLAROC9	FL336BANF1CLAROC9	FL336B	FL336BANF2C9	FL336BANF2C9	NFL326B	NFL326B
Posição	N	C6/PTO4	B	N	ANFESCURC9	B	N	C2ANF1E	C2ANF1D
Facies	A	A	A	A	A	A	A	A	A
SiO2	51,32	53,04	50,86	52,09	54,07	52,18	52,41	52,26	53,21
TiO2	0,14	0,02	0,38	0,20	0,12	0,52	0,53	0,09	0,08
Al2O3	2,67	1,18	2,63	0,72	1,38	2,67	2,81	0,63	1,65
Cr2O3	0,03	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,01
FeO	14,09	13,36	12,43	10,30	11,77	12,82	12,83	10,70	11,21
MnO	0,42	0,43	0,38	0,47	0,39	0,35	0,30	0,46	0,38
MgO	15,11	15,44	15,72	12,03	15,98	15,29	15,37	11,54	16,30
CaO	11,44	12,05	10,69	21,33	11,47	10,58	10,62	20,81	11,45
Na2O	1,09	0,52	1,70	1,73	1,05	1,86	1,87	1,80	0,82
K2O	0,35	0,15	0,47	0,01	0,26	0,48	0,51	0,00	0,21
ZrO2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TOTAL	96,66	96,25	95,23	98,87	96,49	96,74	97,24	98,34	95,31
Si	7,47	7,74	7,48	7,62	7,83	7,58	7,57	7,68	7,75
Al (iv)	0,46	0,20	0,46	0,12	0,17	0,42	0,43	0,11	0,25
T	7,93	7,95	7,94	7,74	8,00	8,00	8,00	7,79	8,00
Al (vi)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,03	0,05	0,00	0,04
Ti	0,02	0,00	0,04	0,02	0,01	0,06	0,06	0,01	0,01
Cr	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Fe(iii)	0,62	0,35	0,56	0,00	0,18	0,37	0,37	0,00	0,35
Fe(ii)	1,10	1,28	0,97	1,26	1,25	1,18	1,18	1,32	1,02
Mn	0,05	0,05	0,05	0,06	0,05	0,04	0,04	0,06	0,05
Mg	3,28	3,36	3,45	2,62	3,45	3,31	3,31	2,53	3,54
C	5,07	5,05	5,06	3,96	5,00	5,00	5,00	3,92	5,00
Ca	1,79	1,88	1,68	3,34	1,78	1,65	1,64	3,28	1,79
Na	0,21	0,12	0,32	-1,34	0,22	0,35	0,36	-1,28	0,21
B	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Na	0,09	0,03	0,17	1,83	0,07	0,17	0,17	1,79	0,02
K	0,07	0,03	0,09	0,00	0,05	0,09	0,09	0,00	0,04
A	0,16	0,06	0,26	1,83	0,12	0,26	0,26	1,79	0,06
Fe2/(Fe2+Fe3)	0,64	0,78	0,64	4,63	0,88	0,76	0,76	4,46	0,75
Fe3/(Fe3+Fe2)	0,36	0,22	0,36	-3,63	0,12	0,24	0,24	-3,46	0,25
# Mg	0,75	0,72	0,78	0,68	0,73	0,74	0,74	0,66	0,78
Fe/Fe+Mg	0,34	0,33	0,31	0,32	0,29	0,32	0,32	0,34	0,28
Mg/Mg+Fe ²⁺	0,75	0,72	0,78	0,68	0,73	0,74	0,74	0,66	0,78

Fe 3+ e Fe2+ estimados segundo o cálculo 13 - CNK de Robinson et al. (1982), com o total de cátions = 13 excluindo Ca, Na e K. #Mg = 100* [Mg/ (Mg + Fe 2+ + Fe 3+)]; N= núcleo; B = borda .Unidades alcalifeldspato sienito (A), quartzo monzonitos a monzogranitos (B) quartzo sienito (C) , enclave (EN)

Tabela 6. 6 – Análises químicas representativas dos anfibólios do Complexo Serra do Catu Fórmula Mineral com base em 23 oxigênios.

Amostra	SC51	SC51	SC-75/33/c1	SC-75/34/c1	SC-75/37/c3	SC-75/38/c3	SC-75/33/c1	SC-75/34/c1	SC-75/37/c3
Posição	C5ANFF	C5ANFG	B	N	B	N	B	N	B
Fácies	A	A	B	B	B	B	B	B	B
SiO2	49,97	50,52	43,48	43,78	43,85	44,14	43,48	43,78	43,85
TiO2	0,58	0,62	0,67	0,84	0,27	1	0,67	0,84	0,27
Al2O3	4,29	4,41	9,95	9,82	10,59	9,64	9,95	9,82	10,59
Cr2O3	0,02	0,07	0,02	0	0,12	0,05	0,02	0	0,12
FeO	14,36	13,80	18,76	19,14	18,75	18,71	18,76	19,14	18,75
MnO	0,37	0,37	0,4	0,43	0,45	0,4	0,4	0,43	0,45
MgO	13,77	14,36	9,28	9,49	9,37	10,03	9,28	9,49	9,37
CaO	10,90	10,96	11,37	11,4	11,73	11,35	11,37	11,4	11,73
Na2O	1,75	1,57	1,61	1,79	1,51	1,79	1,61	1,79	1,51
K2O	0,62	0,57	1,34	1,39	1,13	1,37	1,34	1,39	1,13
ZrO2	0,00	0,00	0	0	0	0	0	0	0
TOTAL	96,64	97,25	96,88	98,08	97,77	98,48	96,88	98,08	97,77
Si	7,35	7,34	6,6	6,58	6,578	6,578	6,6	6,58	6,578
Al (iv)	0,65	0,66	1,4	1,42	1,422	1,422	1,4	1,42	1,422
T	8,00	8,00	8	8	8	8	8	8	8
Al (vi)	0,10	0,09	0,39	0,319	0,451	0,271	0,39	0,319	0,451
Ti	0,06	0,07	0,08	0,095	0,03	0,112	0,08	0,095	0,03
Cr	0,00	0,01	0	0	0,014	0,006	0	0	0,014
Fe(iii)	0,36	0,47	0,42	0,453	0,47	0,518	0,42	0,453	0,47
Fe(ii)	1,41	1,21	1,96	1,952	1,882	1,813	1,96	1,952	1,882
Mn	0,05	0,05	0,05	0,055	0,057	0,05	0,05	0,055	0,057
Mg	3,02	3,11	2,1	2,126	2,096	2,228	2,1	2,126	2,096
C	5,00	5,00	5	5	5	5	5	5	5
Ca	1,72	1,71	1,85	1,835	1,885	1,812	1,85	1,835	1,885
Na	0,28	0,29	0,15	0,165	0,115	0,188	0,15	0,165	0,115
B	2,00	2,00	2	2	2	2	2	2	2
Na	0,22	0,15	0,32	0,357	0,324	0,329	0,32	0,357	0,324
K	0,12	0,10	0,26	0,266	0,216	0,26	0,26	0,266	0,216
A	0,34	0,25	0,58	0,623	0,541	0,59	0,58	0,623	0,541
Fe2/(Fe2+Fe3)	0,80	0,72	0,82	0,81	0,80	0,78	0,82	0,81	0,80
Fe3/(Fe3+Fe2)	0,20	0,28	0,18	0,19	0,20	0,22	0,18	0,19	0,20
Mg/(Mg+Fe2+)	0,68	0,72	46,88	46,92	47,12	48,87	46,88	46,92	47,12
Fe/Fe+Mg	0,37	0,35	0,53	0,53	0,53	0,51	0,53	0,53	0,53
Mg/Mg+Fe ²⁺	0,68	0,72	0,52	0,52	0,53	0,55	0,52	0,52	0,53

Fe 3+ e Fe2+ estimados segundo o cálculo 13 - CNK de Robinson et al. (1982), com o total de cátions = 13 excluindo Ca, Na e K. #Mg = 100* [Mg/ (Mg + Fe 2+ + Fe 3+)]; N= núcleo; B = borda .Unidades alcalifeldspato sienito (A), quartzo monzonitos a monzogranitos (B) quartzo sienito (C) , enclave (EN)

Tabela 6. 6 – Análises químicas representativas dos anfibólios do Complexo Serra do Catu Fórmula Mineral com base em 23 oxigênios

Amostra	SC-75/38/c3	SC-71/01/c1	SC-71/02/c1	SC-71/03/c1	SC-71/06/c2	SC-71/07/c2	SC-61/17/c2	FL-328/C3	FL-328/C3/
Posição	N	B	N	N	B	N	B	B	N
Fácies	B	B	B	B	B	B	B	B	B
SiO2	44,14	47,23	46,33	45,98	44,36	45,07	44,71	52,70	53,03
TiO2	1	0,45	1,48	1,67	1,46	1,39	1,13	0,23	0,31
Al2O3	9,64	7	7,9	7,87	8,78	8,36	8,91	2,51	2,36
Cr2O3	0,05	0,01	0	0,04	0	0	0,03	0,13	0,14
FeO	18,71	17,46	16,99	16,68	18,22	17,86	18,7	9,36	9,05
MnO	0,4	0,49	0,51	0,52	0,39	0,44	0,45	0,36	0,33
MgO	10,03	11,59	11,9	11,65	10,57	10,81	10,2	18,09	18,16
CaO	11,35	11,8	11,43	11,26	11,33	11,57	11,34	11,08	11,09
Na2O	1,79	1,08	1,7	1,74	1,53	1,81	1,5	1,55	1,57
K2O	1,37	0,94	1,07	1,08	1,26	1,15	1,17	0,40	0,44
ZrO2	0	0	0	0	0	0	0	0,00	0,00
TOTAL	98,48	98,05	99,31	98,49	97,9	98,46	98,14	96,40	96,47
Si	6,578	6,97	6,76	6,77	6,62	6,71	6,657	7,53	7,57
Al (iv)	1,422	1,03	1,24	1,23	1,38	1,3	1,343	0,42	0,40
T	8	8	8	8	8	8	8	7,95	7,97
Al (vi)	0,271	0,19	0,12	0,14	0,16	0,17	0,221	0,00	0,00
Ti	0,112	0,05	0,16	0,19	0,16	0,16	0,127	0,02	0,03
Cr	0,006	0	0	0,01	0	0	0,004	0,01	0,02
Fe(iii)	0,518	0,53	0,55	0,47	0,59	0,39	0,592	0,57	0,48
Fe(ii)	1,813	1,62	1,52	1,58	1,69	1,84	1,736	0,55	0,60
Mn	0,05	0,06	0,06	0,07	0,05	0,06	0,057	0,04	0,04
Mg	2,228	2,55	2,59	2,56	2,35	2,4	2,264	3,85	3,86
C	5	5	5	5	5	5	5	5,05	5,03
Ca	1,812	1,87	1,79	1,78	1,81	1,84	1,809	1,70	1,70
Na	0,188	0,14	0,21	0,22	0,19	0,16	0,191	0,30	0,30
B	2	2	2	2	2	2	2	2,00	2,00
Na	0,329	0,17	0,27	0,27	0,25	0,37	0,242	0,12	0,13
K	0,26	0,18	0,2	0,2	0,24	0,22	0,222	0,07	0,08
A	0,59	0,35	0,47	0,48	0,49	0,58	0,464	0,20	0,21
Fe2/(Fe2+Fe3)	0,78	0,75	0,73	0,77	0,74	0,83	0,75	0,49	0,56
Fe3/(Fe3+Fe2)	0,22	0,25	0,27	0,23	0,26	0,17	0,25	0,51	0,44
Mg/(Mg+Fe2+)	48,87	54,26	55,58	55,53	50,76	51,84	49,30	0,88	0,87
Fe/Fe+Mg	0,51	0,46	0,44	0,44	0,49	0,48	0,51	0,23	0,22
Mg/Mg+Fe ²⁺	0,55	0,61	0,63	0,62	0,58	0,57	0,57	0,88	0,87

Fe 3+ e Fe2+ estimados segundo o cálculo 13 - CNK de Robinson et al. (1982), com o total de cátions = 13 excluindo Ca, Na e K. #Mg = 100* [Mg/ (Mg + Fe 2+ + Fe 3+)]; N= núcleo; B = borda .Unidades alcalifeldspato sienito (A), quartzo monzonitos a monzogranitos (B) quartzo sienito (C) , enclave (EN)

Tabela 6. 6 – Análises químicas representativas dos anfibólios do Complexo Serra do Catu Fórmula Mineral com base em 23 oxigênios

Amostra	FL-328/C4	NFL328A	NFL328A	FL-328AC1	FL-328AC1	FL-328AC5	FL-328AC7	FL-328AC7	SC-67/11/c1
Posição	B	C1ANF1C	C5ANFF	Bb	Na	B	B	N	B
Fácies	B	C	C	C	C	C	C	C	C
SiO2	53,33	46,73	52,51	46,85	46,13	49,44	46,60	46,73	50,64
TiO2	0,21	0,71	0,15	0,93	0,87	0,25	0,61	0,94	0,42
Al2O3	2,46	6,46	0,86	6,29	6,20	3,93	6,62	6,21	4,25
Cr2O3	0,07	0,03	0,01	0,04	0,01	0,03	0,00	0,00	0
FeO	8,78	16,37	10,07	16,62	17,33	16,17	17,29	16,75	14,7
MnO	0,32	0,52	0,57	0,46	0,52	0,57	0,54	0,52	0,48
MgO	18,00	11,77	11,76	11,88	11,56	13,06	11,39	11,94	13,39
CaO	11,62	10,89	21,37	10,81	10,84	11,16	11,06	10,83	11,47
Na2O	1,20	1,73	1,06	1,97	2,01	1,31	1,74	2,14	1,07
K2O	0,39	0,92	0,00	0,99	1,01	0,58	0,98	1,02	0,57
ZrO2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0
TOTAL	96,38	96,12	98,35	96,83	96,46	96,50	96,84	97,06	96,99
Si	7,63	7,02	7,69	7,00	6,95	7,32	6,98	6,98	7,43
Al (iv)	0,37	0,98	0,15	1,00	1,05	0,68	1,02	1,02	0,57
T	8,00	8,00	7,83	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8
Al (vi)	0,04	0,16	0,00	0,11	0,05	0,01	0,15	0,08	0,16
Ti	0,02	0,08	0,02	0,10	0,10	0,03	0,07	0,11	0,05
Cr	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0
Fe(iii)	0,31	0,48	0,00	0,45	0,52	0,57	0,48	0,45	0,3
Fe(ii)	0,74	1,58	1,23	1,62	1,67	1,43	1,68	1,65	1,5
Mn	0,04	0,07	0,07	0,06	0,07	0,07	0,07	0,07	0,06
Mg	3,84	2,63	2,57	2,65	2,60	2,88	2,55	2,66	2,93
C	5,00	5,00	3,89	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5
Ca	1,78	1,75	3,35	1,73	1,75	1,77	1,78	1,73	1,8
Na	0,22	0,25	-1,35	0,27	0,25	0,23	0,22	0,27	0,2
B	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2
Na	0,11	0,26	1,65	0,30	0,34	0,15	0,28	0,35	0,11
K	0,07	0,18	0,00	0,19	0,19	0,11	0,19	0,19	0,11
A	0,18	0,43	1,65	0,49	0,53	0,26	0,47	0,55	0,21
Fe2/(Fe2+Fe3)	0,70	0,77	4,67	0,78	0,76	0,71	0,78	0,79	0,83
Fe3/(Fe3+Fe2)	0,30	0,23	-3,67	0,22	0,24	0,29	0,22	0,21	0,17
Mg/(Mg+Fe2+)	0,84	0,63	0,68	0,62	0,61	0,67	0,60	0,62	61,95
Fe/Fe+Mg	0,21	0,44	0,32	0,44	0,46	0,41	0,46	0,44	0,38
Mg/Mg+Fe ²⁺	0,84	0,63	0,68	0,62	0,61	0,67	0,60	0,62	0,66

Fe 3+ e Fe2+ estimados segundo o cálculo 13 - CNK de Robinson et al. (1982), com o total de cátions = 13 excluindo Ca, Na e K. #Mg = 100* [Mg/ (Mg + Fe 2+ + Fe 3+)]; N= núcleo; B = borda .Unidades alcalifeldspato sienito (A), quartzo monzonitos a monzogranitos (B) quartzo sienito (C) , enclave (EN)

Tabela 6. 6 – Análises químicas representativas dos anfibólios do Complexo Serra do Catu Fórmula Mineral com base em 23 oxigênios

Amostra	SC-67/12/c1	SC-67/20/c2"	SC-67/21/c2"	SC46B/26/c1	SC46B/28/c2	SC46B/29/c2	SC46B/30/c3	SC46B/32	FL-326AC2/PTO1
Posição	N	B	N	N	B	N	B	N	B
Facies	C	C	C	EN	EN	EN	EN	EN	EN
SiO ₂	51,44	49,34	47,94	43,36	45,43	43,50	44,61	46,59	52,34
TiO ₂	0,28	0,38	0,75	0,89	0,99	1,06	0,76	0,42	0,26
Al ₂ O ₃	3,63	4,93	5,75	9,50	8,02	9,72	9,42	7,69	2,97
Cr ₂ O ₃	0,03	0,01	0	0,09	0,06	0,12	0,07	0,10	0,12
FeO	14,19	16,23	16,56	17,59	16,97	17,86	17,29	17,20	9,43
MnO	0,45	0,53	0,55	0,45	0,67	0,38	0,34	0,29	0,36
MgO	14,09	12,62	12,22	11,17	11,20	10,64	10,94	11,84	17,75
CaO	11,68	11,41	11,32	11,34	11,26	11,27	11,35	11,71	11,24
Na ₂ O	0,95	1,14	1,51	2,34	2,09	2,20	1,92	1,58	1,50
K ₂ O	0,43	0,7	0,92	1,44	1,26	1,47	1,37	1,17	0,44
ZrO ₂	0	0	0	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TOTAL	97,17	97,29	97,52	98,17	97,95	98,22	98,07	98,59	96,41
Si	7,5	7,27	7,1	6,48	6,78	6,50	6,64	6,86	7,49
Al (iv)	0,5	0,73	0,9	1,52	1,22	1,50	1,36	1,14	0,50
T	8	8	8	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	7,99
Al (vi)	0,12	0,12	0,1	0,15	0,19	0,22	0,29	0,19	0,00
Ti	0,03	0,04	0,08	0,10	0,11	0,12	0,09	0,05	0,03
Cr	0	0	0	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Fe(iii)	0,32	0,47	0,44	0,58	0,36	0,50	0,47	0,48	0,50
Fe(ii)	1,41	1,53	1,61	1,61	1,76	1,73	1,68	1,63	0,63
Mn	0,06	0,07	0,07	0,06	0,09	0,05	0,04	0,04	0,04
Mg	3,06	2,77	2,7	2,49	2,49	2,37	2,43	2,60	3,79
C	5	5	5	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,01
Ca	1,82	1,8	1,8	1,82	1,80	1,81	1,81	1,85	1,72
Na	0,18	0,2	0,21	0,19	0,20	0,20	0,19	0,15	0,28
B	2	2	2	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Na	0,09	0,13	0,23	0,49	0,40	0,44	0,36	0,30	0,14
K	0,08	0,13	0,17	0,27	0,24	0,28	0,26	0,22	0,08
A	0,17	0,26	0,4	0,77	0,64	0,72	0,62	0,52	0,22
Fe ₂ /(Fe ₂ +Fe ₃)	0,82	0,77	0,79	0,73	0,83	0,78	0,78	0,77	0,56
Fe ₃ /(Fe ₃ +Fe ₂)	0,18	0,24	0,21	0,27	0,17	0,22	0,22	0,23	0,44
Mg/(Mg+Fe ₂₊)	63,88	58,07	56,84	53,10	54,05	51,51	53,02	55,10	0,86
Fe/Fe+Mg	0,36	0,42	0,43	0,47	0,46	0,48	0,47	0,45	0,23
Mg/Mg+Fe ²⁺	0,68	0,64	0,63	0,61	0,59	0,58	0,59	0,61	0,86

Fe 3+ e Fe₂₊ estimados segundo o cálculo 13 - CNK de Robinson et al. (1982), com o total de cátions = 13 excluindo Ca, Na e K. #Mg = 100* [Mg/ (Mg + Fe 2+ + Fe 3+)]; N= núcleo; B = borda .Unidades alcalifeldspato sienito (A), quartzo monzonitos a monzogranitos (B) quartzo sienito (C) , enclave (EN)

Tabela 6. 6 – Análises químicas representativas dos anfibólios do Complexo Serra do Catu Fórmula Mineral com base em 23 oxigênios

Amostra	FL-326AC2/PTO2	FL-326A/C4	FL-326A/C4	FL-326A/C4	FL336BANFC2	FL336BANFC2	FL336B/ANFC3	FL336B/ANFC3
Posição	N	B	B1	N	B	N	B	N
Facies	EN	EN	EN	EN	EN	EN	EN	EN
SiO2	52,28	53,22	52,70	53,85	51,51	52,37	52,24	52,36
TiO2	0,31	0,19	0,28	0,22	0,51	0,53	0,48	0,42
Al2O3	2,86	2,57	2,80	2,14	2,87	2,83	2,80	2,77
Cr2O3	0,13	0,09	0,06	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	9,31	9,09	9,15	8,53	12,47	11,97	12,01	11,61
MnO	0,30	0,35	0,34	0,26	0,35	0,33	0,38	0,38
MgO	18,02	17,67	17,80	18,30	15,54	15,64	15,64	15,91
CaO	11,18	11,35	11,26	11,58	10,62	10,72	10,89	10,79
Na2O	1,60	1,44	1,44	1,29	1,80	1,74	1,53	1,63
K2O	0,46	0,43	0,44	0,34	0,57	0,51	0,50	0,48
ZrO2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TOTAL	96,45	96,40	96,25	96,57	96,24	96,63	96,47	96,34
Si	7,48	7,63	7,55	7,67	7,51	7,59	7,58	7,59
Al (iv)	0,48	0,37	0,45	0,33	0,49	0,41	0,42	0,41
T	7,96	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Al (vi)	0,00	0,06	0,02	0,03	0,00	0,07	0,06	0,06
Ti	0,03	0,02	0,03	0,02	0,06	0,06	0,05	0,05
Cr	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe(iii)	0,53	0,30	0,42	0,28	0,44	0,31	0,35	0,36
Fe(ii)	0,59	0,79	0,67	0,74	1,08	1,14	1,11	1,05
Mn	0,04	0,04	0,04	0,03	0,04	0,04	0,05	0,05
Mg	3,84	3,78	3,80	3,89	3,38	3,38	3,38	3,44
C	5,04	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
Ca	1,71	1,74	1,73	1,77	1,66	1,66	1,69	1,68
Na	0,29	0,26	0,27	0,23	0,34	0,34	0,31	0,32
B	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Na	0,16	0,14	0,13	0,12	0,17	0,15	0,12	0,13
K	0,08	0,08	0,08	0,06	0,11	0,09	0,09	0,09
A	0,24	0,22	0,21	0,19	0,27	0,25	0,22	0,22
Fe2/(Fe2+Fe3)	0,53	0,73	0,62	0,72	0,71	0,79	0,76	0,75
Fe3/(Fe3+Fe2)	0,47	0,27	0,38	0,28	0,29	0,21	0,24	0,25
Mg/(Mg+Fe2+)	0,87	0,83	0,85	0,84	0,76	0,75	0,75	0,77
Fe/Fe+Mg	0,22	0,22	0,22	0,21	0,31	0,30	0,30	0,29
Mg/Mg+Fe ²⁺	0,87	0,83	0,85	0,84	0,76	0,75	0,75	0,77

Fe 3+ e Fe2+ estimados segundo o cálculo 13 - CNK de Robinson et al. (1982), com o total de cátions = 13 excluindo Ca, Na e K. #Mg = 100* [Mg/ (Mg + Fe 2+ + Fe 3+)]; N= núcleo; B = borda .Unidades alcalifeldspato sienito (A), quartzo monzonitos a monzogranitos (B) quartzo sienito (C) , enclave (EN)

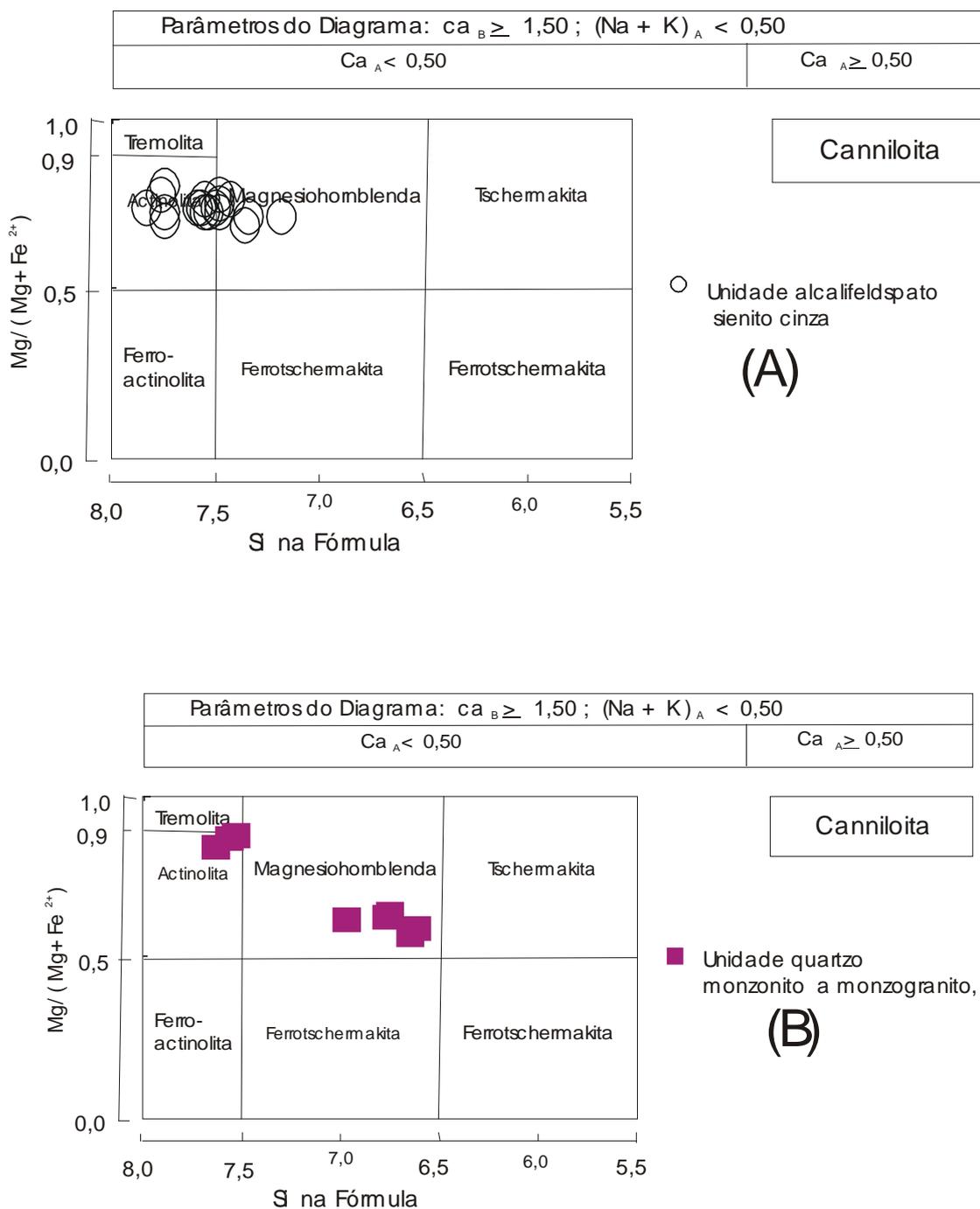


Figura.6.9A – Diagramas de Classificação para anfibólios cálcicos (Leake et al. 1997) com $(Na+K)_A < 0,5$. A) Unidade alcalifeldspato sienito cinza; B) Unidade quartzo monzonito a monzogranito e C) Unidade quartzo-sienito rosa D) Enclaves

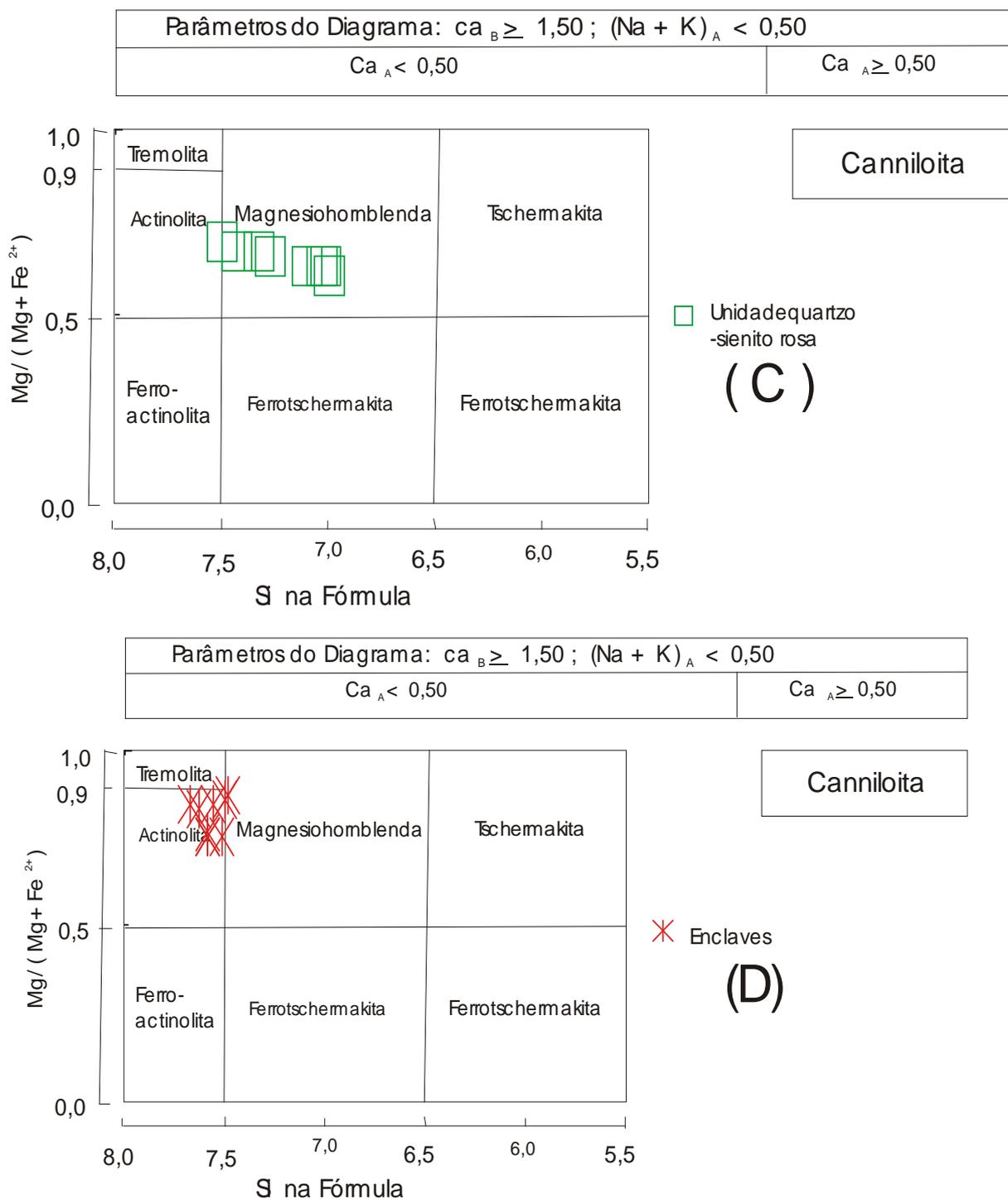


Figura.6.9A – Diagramas de Classificação para anfibólios cálcicos (Leake et al. 1997) com $(Na+K)_A < 0,5$. A) Unidade alcalifeldspato sienito cinza, B) Unidade quartzo monzonito a monzogranito C) Unidade quartzo-sienito rosa D) Enclaves

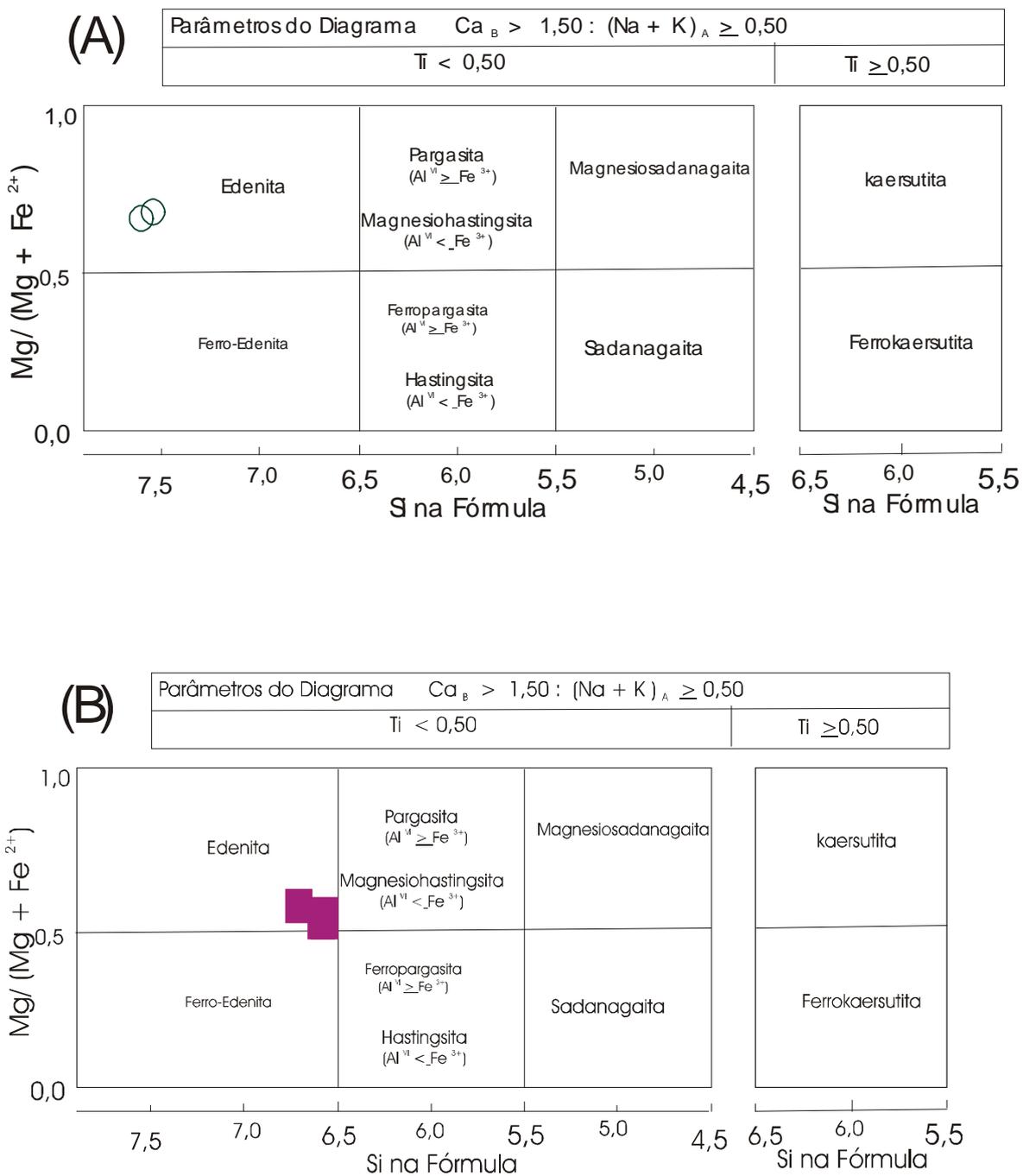


Figura.6.9B – Diagramas de Classificação para anfibólios cálcicos (Leake et al. 1997) com $(Na+K)_A < 0,5$ Legenda igual a figura 6.9A

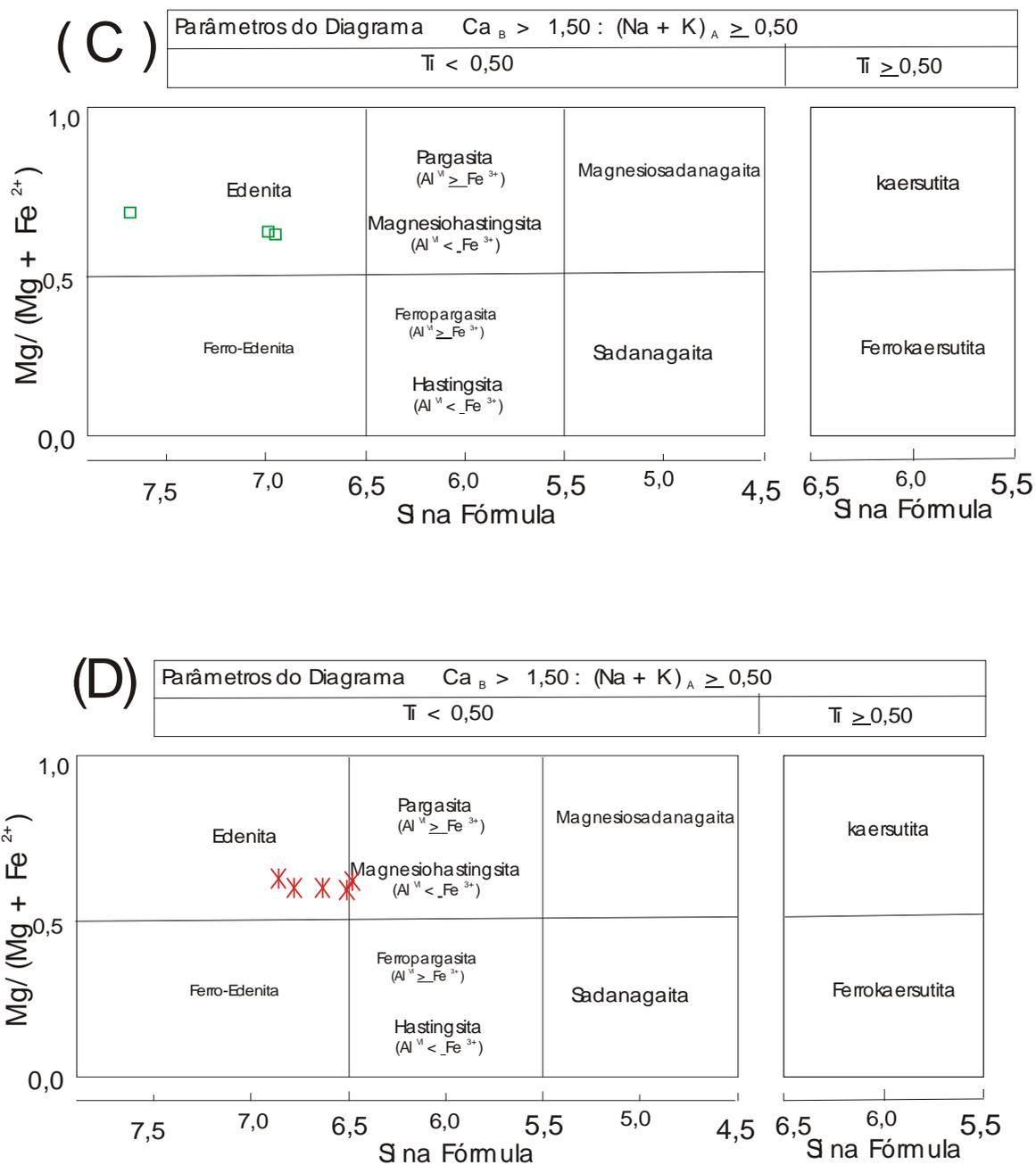


Figura.6.9B – Diagramas de Classificação para anfibólios cálcicos (Leake et al. 1997) com $(Na+K)_A < 0,5$. A) Unidade (quartzo) alcalifeldspato sienito cinza, B) Unidade quartzo monzonito a monzogranito, C) Unidade quartzo-sienito rosa e D) Enclaves. Legenda igual a Figura. 6.9^a

A presença de magnésio hornblenda também é comum nas três unidades e nos enclaves (FL-326 A e FL-336B). Cristais com esta composição, no núcleo e borda, foram observados nas unidades principais e nos enclaves e, cristais com núcleo de magnésio hornblenda passando na borda para actinolita foi observada apenas na unidade alcalifeldspato sienito cinza, e nesta, estes cristais ocorrem como cristais individuais ou formando a corona de reação sobre piroxênio.

Os cristais com composição de magnésio hornblenda (núcleo+borda) mostram, caracteristicamente, em direção à borda, pouca variação composicional, determinada apenas por uma leve diminuição em MgO e leve aumento em FeO e Al₂O₃ (Figura 6.16), porém estas variações não ocorrem de modo sistemático na unidade quartzo-sienito rosa. Os cristais individuais, euédricos, magmáticos, com composição de magnésio hornblenda no núcleo e bordo actinolítico, só foi observado na unidade alcalifeldspato sienito cinza, e mostra, em direção a borda, uma diminuição em Al₂O₃, Na₂O, TiO₂, K₂O, MnO e FeO. A variação composicional também está registrada em anfibólios que formam a corona de reação em piroxênio, a qual pode ser observada através da realização de um perfil analítico. Neste perfil, embora as distâncias entre os pontos não tenham sido determinadas com rigor, observa-se que as composições do anfibólio quando próximo a piroxênio são magnésio hornblenda e quando mais próximo ao bordo externo do cristal, próximo ao contato com biotita, esta mostra composição actinolítica. Neste perfil analítico, a partir do piroxênio, tem-se uma leve e contínua diminuição nas percentagens de MgO, CaO, Al₂O₃, TiO₂ e um leve incremento no Na₂O, K₂O, até que na porção próxima a biotita, quando a composição muda para actinolítica, e ocorre uma inversão na composição, marcada pelo aumento nas percentagens de CaO e MgO e diminuição brusca no Al₂O₃, Na₂O, K₂O e TiO₂.

As composições actinolíticas (centro+borda) foram observadas nas três unidades principais e nos enclaves (FL-326A e FL-336B). Nestes cristais, de modo geral, há uma variação composicional marcada pelo aumento de SiO₂ (~2,5%), e MgO (~1,2%), diminuição em Al₂O₃ (~1,5%) e ligeira diminuição em TiO₂, Na₂O e K₂O, todas com variações pequenas (<0,5%).

As análises de anfibólios foram inseridas no diagrama Na+Ca+K vs Si, o qual permite discriminar quimicamente os anfibólios ígneos dos metamórficos (Leake, 1981). Neste diagrama (Figura 6.11), os anfibólios de composição edenítica do enclave SC-46B e os anfibólios de composição edenítica e magnésio hornblenda da unidade quartzo monzonito a monzogranito mostram *trends* que plotam no campo de anfibólios ígneos, enquanto que os demais anfibólios, das unidade alcalifeldspato sienito cinza, quartzo-sienito rosa, dos enclaves (FL-326A e FL-336B) e alguns anfibólios da Unidade quartzo monzonito a monzogranito (com composição actinolítica) caem no campo dos anfibólios metamórficos,

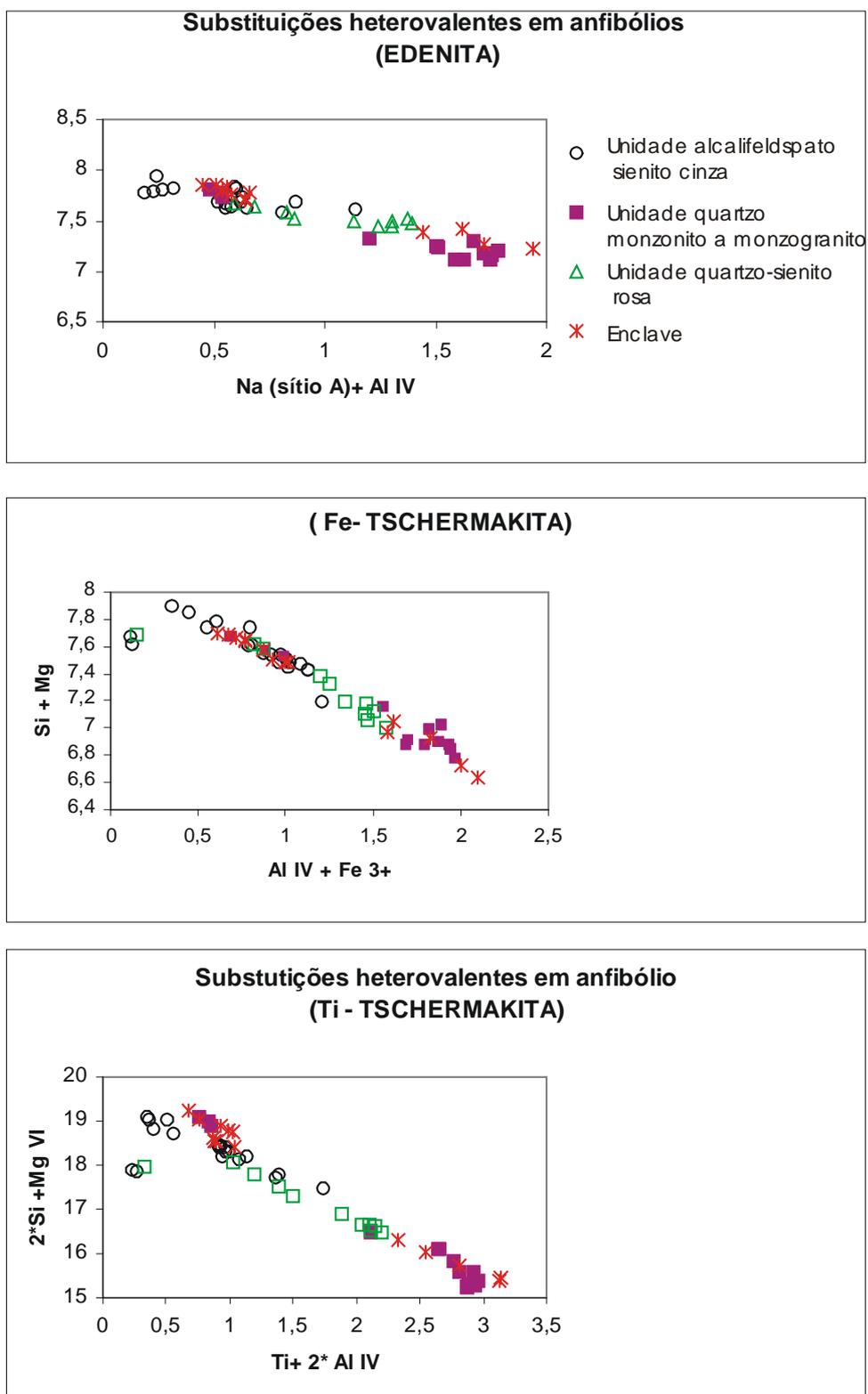


Figura. 6.10A – Diagramas mostrando as substituições heterovalentes ou emparelhadas em anfibólios do Batólito Serra do Catu. Círculo aberto - Unidade (quartzo) alcalifeldspato sienito, quadrado fechado - Unidade quartzo monzonito a monzogranito, quadrado aberto - Unidade quartzo-sienito rosa , Asterisco - Enclaves

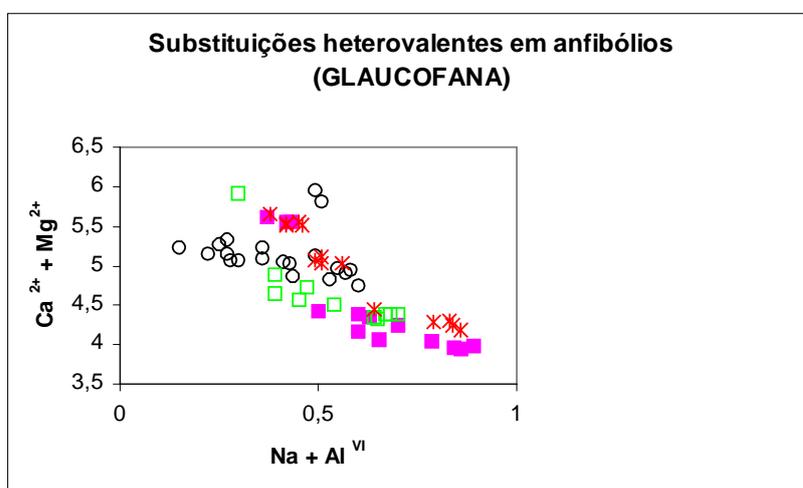
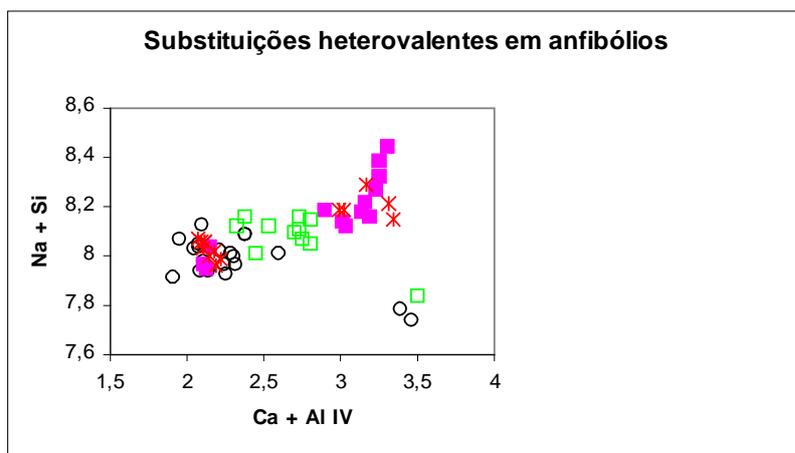
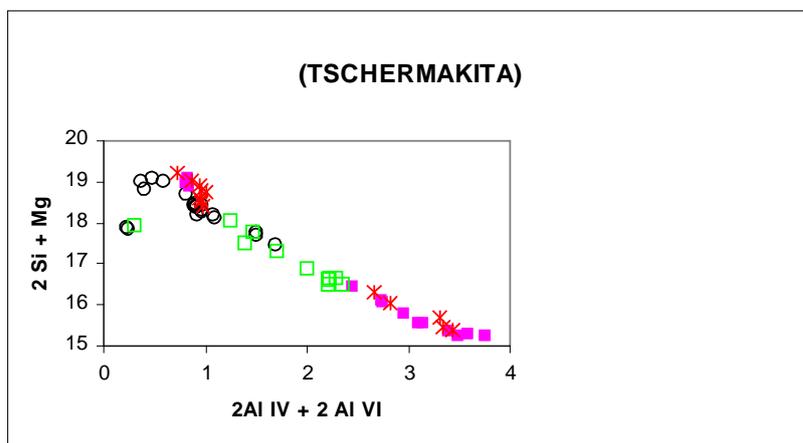


Figura. 6.10 A – Diagramas mostrando as substituições heterovalentes ou emparelhadas em anfibólios do Batólito Serra do Catu. Círculo aberto - Unidade (quartzo) alcalifeldspato sienito, quadrado fechado - Unidade quartzo monzonito a monzogranito, quadrado aberto - Unidade quartzo-sienito rosa, Asterisco - Enclaves

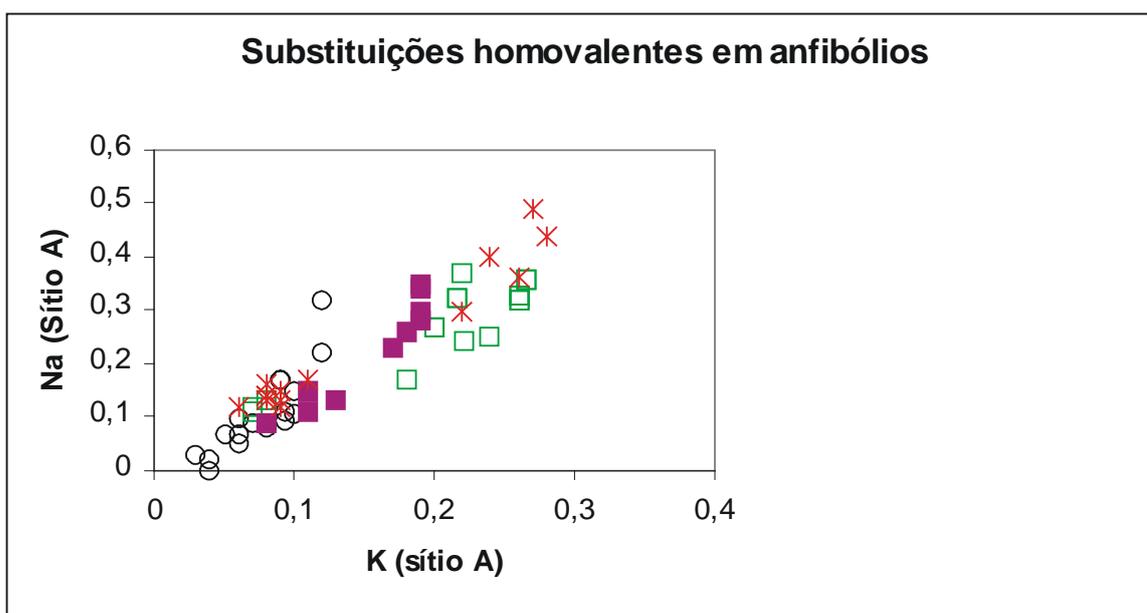
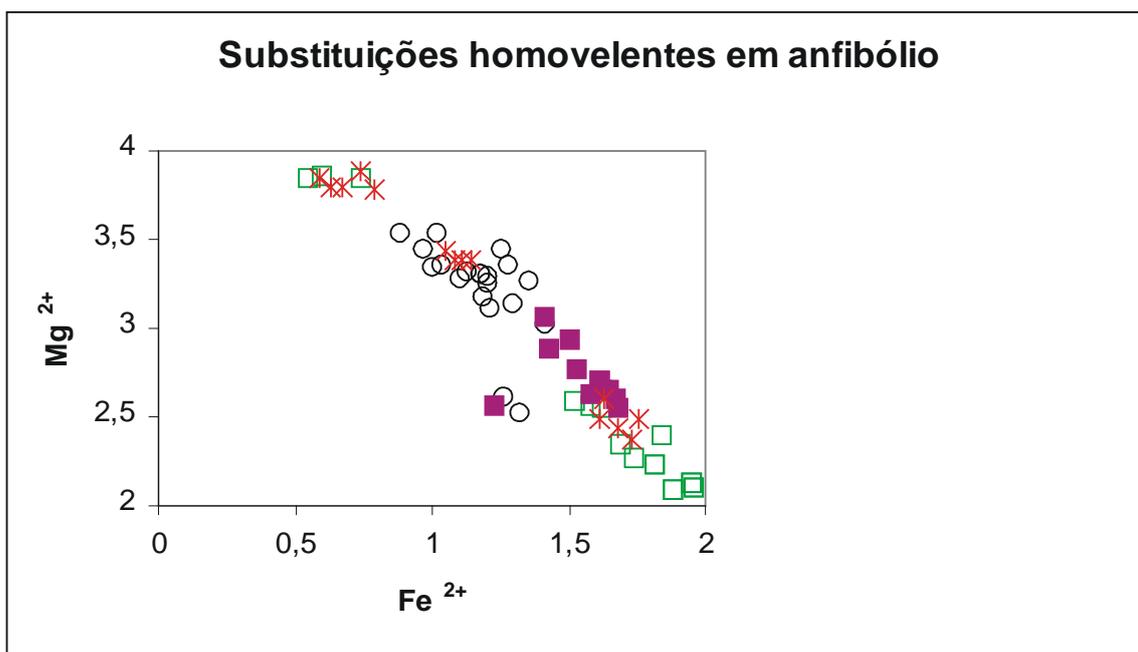


Figura. 6.10 B – Diagramas mostrando a substituição homovalente ou simples em anfibólios do Batólito Serra do Catu . Círculo aberto - Unidade (quartzo) alcalifeldspato sienito, quadrado fechado - Unidade quartzo monzonito a monzogranito, quadrado aberto - Unidade quartzo-sienito rosa , Asterisco -Enclave

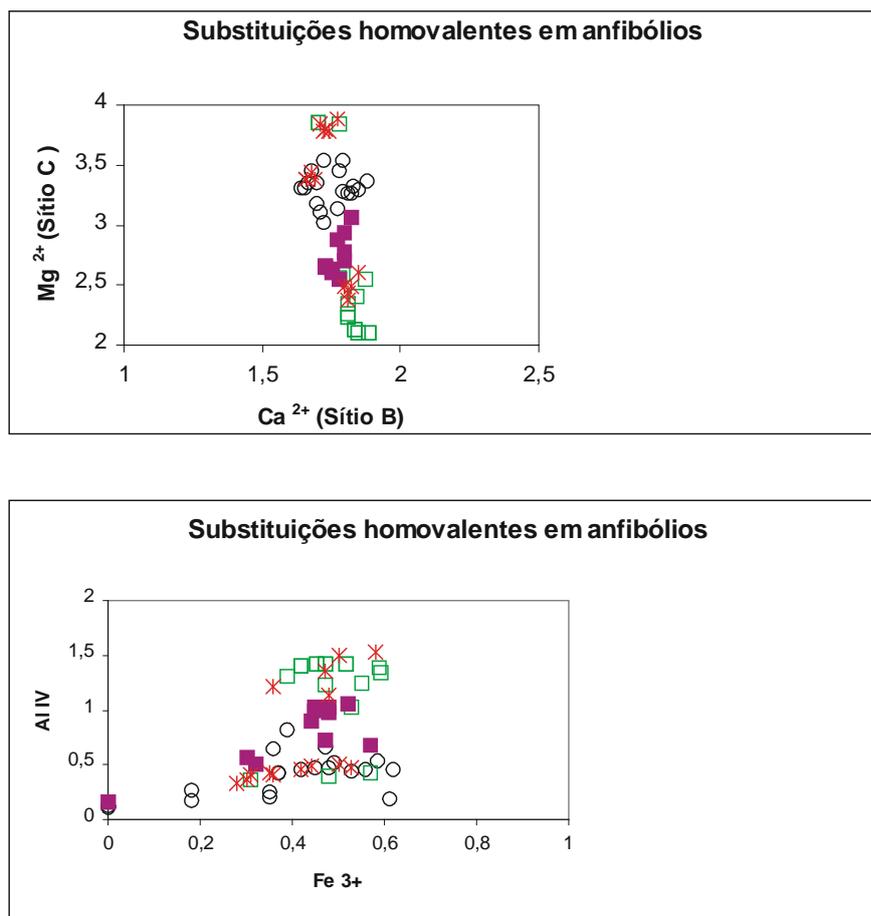


Figura. 6.10 B – Diagramas mostrando a substituição homovalente ou simples em anfibólios do Batólito Serra do Catu . Círculo aberto - Unidade (quartzo) alcalifeldspato sienito, quadrado fechado - Unidade quartzo monzonito a monzogranito, quadrado aberto - Unidade quartzo-sienito rosa , Asterisco -Enclave

sugerindo que estes anfibólios não cristalizaram diretamente do magma, mas substituíram piroxênio magmático ou sofreram uma cristalização pós-magmática, a temperaturas abaixo do *liquidus* magmático.

Os trabalhos experimentais (Helz, 1973; Naney & Sawson, 1980; Spear, 1981; Gilbert et al. 1982) mostram que a desestabilização do piroxênio para anfibólio se faz essencialmente sob o controle da pressão dos fluidos presente na evolução do processo magmático e da composição do magma (Gilbert et al. 1982).

O enclave SC-46B é do tipo Emm 1 lamprófico/minette e o seu anfibólio, usando a classificação de Leake (1978), classifica-se como homblenda magnésio hastingsítica que é a composição comum aquelas encontradas em lamprófios calcialcalinos (CAL).

Rock (1987) apresentou alguns diagramas para distinguir a composição de alguns minerais cognatos comuns nos diferentes ramos de lamprófios. Em um dos diagramas propostos (Figura 12) observa-se que os anfibólios dos enclaves (SC-46B) incidem no

campo ou próximo ao campo do anfibólio hastingsita, comum nos lamprofiros calcialcalinos. Estes anfibólios do enclave comumente mostram altos teores de álcalis ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 3,29 - 3,78\%$) e, especialmente, de $\text{K}_2\text{O} = 1,26-1,47\%$. Este elevado teor de álcalis também foi observado em enclaves lamprofíricos do sienito potássico de Piquiri (Pla Cid et al. 2003). Na Tabela 6.7 são comparadas as composições de anfibólios encontradas em alguns lamprofiros.

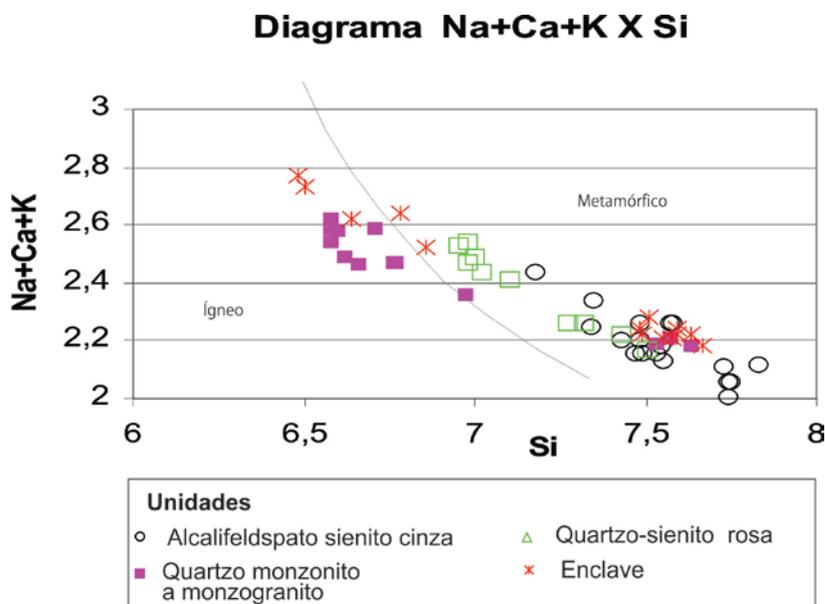


Figura. 6.11 –Composições de anfibólio do Batólito Serra do Catu plotados no diagrama Na+Ca+K vs Si (Laeke, 1971), incidindo nos campos ígneos e metamórficos. Legenda igual a Figura 6.9A.

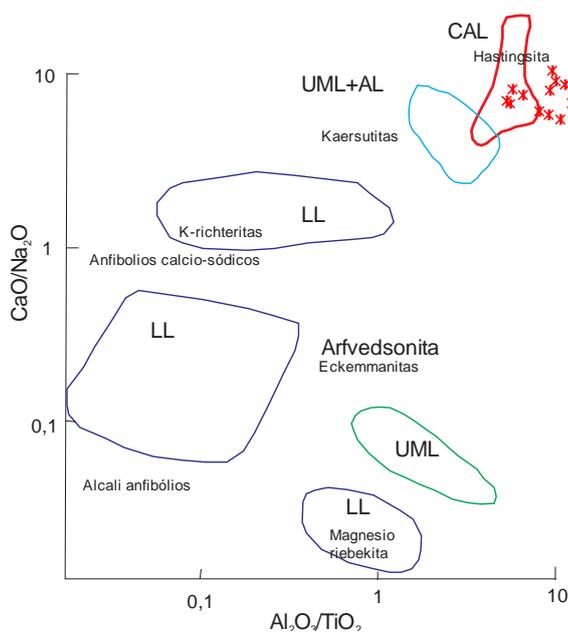


Figura 6.12 -Diagramas simples de Rock (1987) discriminando os campos composicionais de anfibólios em diferentes tipos de lamprofiros aplicados ao anfibólio do enclave SC46B do Batólito Serra do Catu.

Tabela 6.7 – Variações composicionais de anfibólios (1) de enclaves cristalizados de magmas lamprofíricos Pla Cid et al. (2003) e (2) de minettes do NW dos Alpes, Italia - Rock (1991) comparadas com as composições observadas na amostra SC46-B

Elemento	(1)	(2)	SC-46B (edenita)
SiO ₂	47,06 - 54,63	53,6	43,36-45,43
TiO ₂	0,129 - 0,970	4,09	0,89-1,06
Al ₂ O ₃	1,573 - 6,66	0,47	8,02-9,72
FeO	11,06 -14,18	17,2	16,97-17,86
MgO	13,725 -16,36	11,1	10,64-11,20
CaO	10,145 -11,57	0,61	11,27-11,35
Na ₂ O	1,885 - 2,74	7,83	1,92-2,34
K ₂ O	0,486 - 0,768	2,18	1,26-1,47
F	0,48 - 0,514		

6.3.3 Análise dos Resultados

Dentre as unidade principais e enclaves observa-se que a unidade quartzo monzonito a monzogranito mostra uma ampla variação no conteúdo de Mg/Mg+Fe²⁺ e de Si (átomos por unidade de fórmula – Tabela 6.8) .

Os resultados analíticos mostram que os anfibólio do Batólito Serra do Catu são caracterizados por altos teores de MgO, CaO e Al₂O₃, e baixo de NaO e FeO, quando comparados aos sienitos da Serra do Man (Ferreira, 1999).

Tabela 6.8- Variações composicionais de Mg/Mg+Fe, Si (auf- átomos por unidade de fórmula) e SiO₂ nos anfibólios dos diferentes Unidade do Complexo Serra do Catu

Unidade	Mg/Mg+Fe	Si <i>auf</i>
Unidade quartzo monzonito a monzogranito	0,52 –0,88	6,57 a 7,63
Unidade quartzo-sienito rosa	0,60 – 0,68	6,98 a 7,69
Unidade (quartzo) alcalifelspató sienito	0,66-0,78	7,18 a 7,83
Enclave SC-46B	0,58 –0,61	6,48 a 6,86
Enclave FL-326A e FL-336B	0,75-0,87	7,51 a 7,67

Ao ser comparado a anfibólios de sienitos existentes no Estado da Bahia (Maciço de São Felix- Rosa, 1998; Maciço de Santanópolis- Conceição, 1998 Maciço de Anuri- Oliveira, 1998), os anfibólios do Batólito Serra do Catu apresentam maiores similaridades, exceto pelos teores de Al₂O₃, Na₂O e K₂O que são um pouco mais baixos (Tabela 6.9).

A análise dos resultados analíticos indicam que, nas três unidades, os conteúdos de Al^{IV} e Ti são baixos e, de acordo com resultados experimentais de Helz (1973) e Spear

(1981), estes baixos valores estão relacionados com as condições de alta fugacidade de oxigênio, possivelmente entre os tampões NNO e HM.

A utilização de parâmetros sugeridos por Wones (1981), que resumiu os aspectos da variabilidade química nos anfibólios e em outros silicatos máficos como indicadores de variáveis intensivas nos magmas graníticos, e por Hammarstron & Zen (1986), que propuseram algumas das sugestões empíricas sobre a influência de parâmetros intensivos na composição dos anfibólios (Tabela 6.10), permitiram verificar que os anfibólios do batólito Serra do Catu apresentam:

1) Os mais altos valores de Al^{IV} , Ti e do Sítio A estão na unidade quartzo monzonito a monzogranito (1,2-1,42; 0,03-0,2; 0,4-0,6 respectivamente), seguido pelas unidades quartzo-sienito rosa e alcalifeldspato sienito cinza (0,44-0,82; 0,02-0,59; 0,185-0,44, respectivamente), sugerindo que o anfibólio da unidade quartzo monzonito a monzogranito cristalizou a temperaturas mais elevadas que a unidade alcalifeldspato sienito cinza;

2) Os mais altos valores de Al^{IV} e Al_{total} na unidade quartzo monzonito a monzogranito (1,2-1,42; 1,1,36-1,87, respectivamente), diminuindo na unidade quartzo-sienito rosa e apresentando os menores valores na unidade alcalifeldspato sienito cinza (0,44-0,82; 0,44-0,834, respectivamente), sugerindo que o anfibólio da Unidade quartzo monzonito a monzogranito foi cristalizados a pressões mais elevadas que o unidade (quartzo) alcalifeldspato sienito.

3) Diminuição no conteúdo de Ti nos anfibólios na sequência: Unidade quartzo monzonito a monzogranito (0,03-0,19) => unidade quartzo-sienito rosa => Unidade alcalifeldspato sienito cinza (0,02-0,059), que pode estar refletindo ou cristalização do anfibólio, ou condições mais elevada na fugacidade de oxigênio, ou que o sistema possuía a uma menor concentração de TiO_2 , ou ainda, que a temperatura de cristalização do anfibólio na Unidade alcalifeldspato sienito cinza foi mais baixa que aquelas do unidade quartzo monzonito a monzogranito.

4) Aumento na razão $Mg/Mg+Fe^{2+}$ nos anfibólios na sequência: unidade quartzo monzonito a monzogranito (0,52-0,88) => unidade quartzo-sienito rosa => unidade alcalifeldspato sienito cinza (0,66-0,78), sugerindo que o anfibólio na unidade alcalifeldspato sienito cinza cristalizou em condições relativamente mais altas fugacidades de oxigênio que a Unidade quartzo monzonito a monzogranito. Mas tal fato também pode estar refletindo a concentração de MgO no sistema. No Batólito Serra do Catu, a unidade alcalifeldspato sienito cinza possui maior concentração do MgO (MgO = 2,92% – 4,55%) que a Unidade quartzo monzonito a monzogranito (MgO= 2,32%-3,61%), deste modo, é sugerido que conteúdo de $Mg/Mg+Fe^{2+}$ reflita a sua concentração no sistema e de modo subordinado a fugacidade de oxigênio.

Tabela 6.9 - Análises representativas dos anfibólios do maciço sienítico de Anurí (808-Oliveira, 1998) do maciço de Santanópolis (450- Conceição, 1998) e do maciço de São Felix. Sienito gnássico (846-SG-Rosa, 1998),. C=análises no centro dos cristais e B na borda.

Amostra	808	808	450	450	846-SG	846-SG
Posição	C	B	B	C	B	C
SiO₂	43,10	46,31	44.25	44.68	46.98	47.16
TiO₂	1,48	1,25	1.41	1.59	1.45	1.51
Al₂O₃	8,38	8,44	8.87	8.98	7.53	7.73
Cr₂O₃	0,04	0,00	0.01	0.02	0.05	0.01
MgO	14,12	14,73	12.43	12.72	13.94	13.78
CaO	11,52	11,78	12.21	12.26	11.34	11.21
MnO	0,19	0,17	0.32	0.30	0.24	0.25
FeO	12,90	12,30	15.01	14.79	13.43	13.46
NiO	0,07	0,00	0.08	0.00	0.02	0.05
Na₂O	2,24	2,08	1.36	1.33	2.22	2.26
K₂O	1,29	1,32	1.31	1.27	1.23	1.22
H₂O	1,48	1,51	1.79	1.81	1.65	1.63
F	1,13	1,08	0.41	0.40	0.79	0.86
Subtotal	100,95	100,98	99.46	100.16	100.87	101.13
O=F	-0,48	-0,45	-0.17	-0.17	0.33	0.36
Total	100,47	100,52	99.29	99.99	100.54	100.76
Si	6,722	6,721	6.599	6.597	6.847	6.854
Al IV	1,430	1,444	1.559	1.563	1.294	1.324
Ti	0,162	0,1360	0.159	0.177	0.159	0.16
Fe III	0,313	0,346	0.381	0.390	0.290	0.280
Fe II	1,257	1,145	1.488	1.434	1.344	1.354
Mg	3,068	3,186	2.762	2.799	3.028	2.985
Ca	1,800	1,832	1.951	1.939	1.771	1.746
Mn	0,023	0,021	0.041	0.038	0.030	0.031
Na	0,633	0,585	0.393	0.379	0.627	0.637
K	0,240	0,244	0.249	0.239	0.229	0.226
Total	13,089	13,098	17.462	17.381	15.627	15.609

Tabela 6.10 - Exemplos de dependência composicional de anfibólios em relação a temperatura (T), pressão (P), Fugacidade de oxigênio (fO₂) e a composição Hammarstrom & Zen, 1986)

Aumento no valor de	Temperatura	Pressão	Fugacidade de oxigênio	Concentração
Si				+
Al ^{IV}	+			
Al ^{VI}	-	+		
Ti	+		-	+
Mn	-			
Fe ³⁺ / Fe ³⁺ +Fe ²⁺	-			
Mg/ Mg+Fe ²⁺	+		+	+
Sítio A	+			
Alcalis				+
Al _{total}		+		

Ex. Ti no anfibólio tende a aumentar com o aumento de temperatura e aumento da concentração de Ti no sistema, enquanto que o Ti no anfibólio tende a diminuir com o aumento da fugacidade de oxigênio.

A integração destes dados sugere, qualitativamente, que os anfibólios da unidade quartzo monzonito a monzogranito cristalizaram a temperaturas e pressões mais elevadas que a unidade alcalifeldspato sienito cinza. É sugerido, qualitativamente, que a disponibilidade de oxigênio no magma era relativamente baixa no início da cristalização das Unidades sieníticas, refletida na presença de óxidos de Fe-Ti e no conteúdo de MgO do piroxênio, que parecem aumentar (muito pouco) em direção a borda do cristal e, de acordo com Conceição (1990), pode estar relacionada a condições relativamente oxidantes (NiNiO).

O fato do MgO no anfibólio apresentar variação restrita do núcleo para a borda, mas com uma leve diminuição, sugere que as condições de fugacidade de oxigênio permaneceram aproximadamente constantes durante a cristalização ou aumentaram muito pouco. O fato do conteúdo de MgO nos anfibólios ser mais elevado na Unidade alcalifeldspato sienito cinza pode estar refletindo ou a maior concentração de MgO no magma progenitor dos sienitos ou que as condições de fugacidade de oxigênio eram mais baixas no magma sienítico, que no magma monzonítico, onde os anfibólios são mais ricos em FeO.

Os anfibólios da Unidade Quartzo Monzonito a Monzogranito tendem a ser mais ricos em ferro, diferente das unidades sieníticas que são magnesianos (Tabela 6.6). Este fato pode estar refletindo a composição inicial do magma e/ou as condições de fugacidade de oxigênio no magma. No caso, a presença de anfibólio magnesianos parece refletir as condições menos oxidantes da unidade alcalifeldspato sienito cinza e, conseqüentemente, a baixa saturação em água. Assim, a unidade quartzo monzonito a monzogranito parece ter

sido cristalizada de um magma saturado em água. A presença de dois feldspatos e a ausência de cristais de piroxênio indica, respectivamente, o caráter *subsolvus* e hidratado da Unidade quartzo monzonito a monzogranito. Este caráter hidratado sugere que a disponibilidade de oxigênio, no estágio inicial de cristalização, era alta levando a cristalização precoce de anfibólios ricos em ferro e de óxidos de ferro (tipicamente a magnetita) a partir do qual cristalizaria uma biotita rica em magnésio.

Mas, o fato dos cristais de anfibólio (magnésio hornblenda) possuírem uma pequena variação composicional entre núcleo e borda, mostrando em direção a borda um leve aumento em FeO (0,72%) e diminuição em MgO (0,88%), sugere que durante a cristalização houve variação nas condições de fugacidade de oxigênio, ou seja sugere um ligeiro aumento na fugacidade.

6.3.4 Conclusões

Os anfibólios da Unidade quartzo monzonito a monzogranito (edenita e magnésio anfibólio) e do enclave SC-46B (edenita e magnésio hastingsítica), são anfibólios precoces, enquanto que os demais anfibólios (actinolíticos) das unidades alcalifeldspato sienito cinza, quartzo-sienito rosa, dos enclaves-FL-326A e FL-336B e alguns anfibólios da Unidade quartzo monzonito a monzogranito sugerem que estes não cristalizaram diretamente do magma, mas substituíram piroxênio magmático ou sofreram uma cristalização pós-magmática, a temperaturas abaixo do *liquidus* magmático.

De acordo com Haggerty (1994) os anfibólios do manto superior e de lherzolitos e harzburgitos metassomatizados podem ser da série cálcica, sódica ou calco-sódica, havendo variação composicional considerável dentro de cada série e entre os membros de cada série. Todos os membros são fortemente aluminosos (exceto richterita e eckermanita) e a maior parte também é altamente magnesiana refletindo o protólito refratário a partir da qual a série do anfibólio é derivada do manto superior. Os anfibólios cálcicos, em alguns xenólitos de kimberlitos, substituem o clinopiroxênio nos lherzolitos e os membros edenita-pargasita são típicos de granada lherzolito e granada harzburgito. Os anfibólios cálcicos e os anfibólios Na-Ca são constituintes essenciais das rochas MARID. Neste sentido, e considerando o fato dos anfibólios deste enclave apresentarem #mg relativamente baixos em relação ao manto, não apresentarem composições mantélicas nos diagramas Al_2O_3 X CaO e FeO X MgO, que discriminam os anfibólio do manto, e o fato destes apresentarem algumas vezes texturas de desequilíbrio (fusão parcial) sugere-se que estes possam representar anfibólios que não cristalizaram diretamente do manto, mas substituíram piroxênio magmático ou sofreram uma cristalização pós-magmática, a temperaturas abaixo o *liquidus* magmático. Aliando estas observações com o fato de que em enclave

lamprofírico, foram encontradas biotitas com composições de flogopita e anfibólios com composições similares às aquelas encontradas nas rochas cristalizadas do *melt* metassomático (MARID), sugere-se que estes possam representar minerais preservados (resquícios) de origem metassomática.

Os demais anfibólios das unidades alcalifeldspato sienito cinza, quartzo alcalifeldspato sienito rosa, dos enclaves FL-326A e FL-336B e alguns anfibólios da Unidade quartzo monzonito a monzogranito (com composição actinolítica), freqüentemente, formam coronas de reação sobre os cristais de piroxênio, sugerindo que estes substituíram piroxênio magmático ou sofreram uma cristalização pós-magmática, a temperaturas abaixo do *liquidus* magmático. A formação destes anfibólios pode ter se dado através de uma reação do líquido intersticial (magmático) com o piroxênio, formando a magnésio hornblenda e, posteriormente, actinolitas que são produtos de desestabilização das edenitas e magnésio hornblenda.

A formação de anfibólio a partir de piroxênio é comum em rochas alcalinas a subsaturadas em sílica. Ela ocorre em condições de baixas pressões em torno de 1,6 Kbar, em condições oxidantes (fugacidade de oxigênio ao nível de NNO ou mais elevadas) e a temperaturas na ordem de 700° C, que são temperaturas do *solidus* de magmas sieníticos *hipersolvus* (Conceição, 1991).

6.4 PIROXÊNIOS

O piroxênio está presente nas unidades sieníticas e nos enclaves do Batólito Serra do Catu e nestas, o piroxênio é subédricos a anédricos, e nas unidades sieníticas exibe feições de corrosão/embaçamento e/ou feições de oxidação na porção interna (ao longo das clivagens) ou apenas nas porções de borda e, freqüentemente, estão circundados por uma corona de anfibólio.

Foram realizadas 78 análises, incluindo bordo e núcleo de cristais individuais de piroxênio, e os resultados obtidos foram recalculados para seis oxigênios, quatro cátions e o Fe^{2+} e o Fe^{3+} , foram calculados por balanço de carga, conforme sugestão de Papike et al. (1974), essenciais para a classificação dos piroxênios.

Foram analisados cristais de piroxênio na unidade alcalifeldspato sienito cinza (51 análises), na unidade quartzo-sienito rosa (20 análises) e nos enclaves (7 análises), e os resultados analíticos obtidos estão sumarizados na Tabela 6.11.

Tabela 6.11 – Análises químicas representativas dos piroxênios do Batólito Serra do Catu. Fórmula Mineral com base em 6 oxigênios.

AMOSTRA	SC-55A/03	SC-55A/04	SC-55A/05	SC-55A/07	SC-55A/08	SC-46A/24	SC-46A/25
POSIÇÃO		B	N	N	N	N	B
FÁCIES	A	A	A	A	A	A	A
SiO ₂	53,23	52,45	52,36	53,07	53,04	53,83	52,35
TiO ₂	0,12	0,08	0,13	0,19	0,12	0,07	0,11
Al ₂ O ₃	0,59	0,46	0,67	0,72	0,51	0,63	0,79
Cr ₂ O ₃	0,09	0,10	0,05	0,06	0,00	0,05	0,00
FeO	9,54	9,03	9,36	9,82	9,13	8,64	10,37
MnO	0,49	0,51	0,54	0,45	0,65	0,41	0,47
MgO	13,32	13,46	13,27	12,94	14,00	13,43	12,66
CaO	21,64	21,60	21,52	22,03	21,75	22,73	22,16
Na ₂ O	1,13	1,05	1,11	1,13	0,95	0,91	1,10
K ₂ O	0,02	0,02	0,03	0,03	0,00	0,03	0,02
TOTAL	100,17	98,76	99,04	100,44	100,15	100,73	100,03
Fe ₂₊ (total)	0,30	0,29	0,30	0,31	0,29	0,27	0,33
Si	1,99	1,99	1,98	1,99	1,98	2,00	1,98
Al ^{IV}	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,00	0,03
Al ^{VI}	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01
Fe(iii)	0,06	0,07	0,08	0,07	0,07	0,04	0,09
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Fe(ii)	0,24	0,22	0,22	0,24	0,21	0,23	0,24
Mn	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02
Mg	0,74	0,76	0,75	0,72	0,78	0,74	0,71
Ca	0,87	0,88	0,87	0,88	0,87	0,90	0,90
Na	0,08	0,08	0,08	0,08	0,07	0,07	0,08
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TOTAL	4,03	4,03	4,04	4,03	4,03	4,02	4,04
Fe(ii)	0,24	0,22	0,22	0,24	0,21	0,23	0,24
Fe(iii)	0,06	0,07	0,08	0,07	0,07	0,04	0,09
Fe ₂ /(Fe ₂ +Fe ₃)	0,79	0,76	0,75	0,78	0,74	0,85	0,73
Fe ₃ /(Fe ₃ +Fe ₂)	0,21	0,24	0,25	0,22	0,26	0,15	0,27
#Mg	71,31	72,68	71,61	70,17	73,20	73,49	68,53
Feii+Feiii	0,30	0,29	0,30	0,31	0,29	0,27	0,33
Wo	0,87	0,88	0,87	0,88	0,87	0,90	0,90
En	0,74	0,76	0,75	0,72	0,78	0,74	0,71
Fs	0,31	0,30	0,31	0,32	0,31	0,28	0,34
Wo+En+Fs	1,93	1,94	1,94	1,93	1,96	1,93	1,95
Q	1,85	1,86	1,84	1,85	1,87	1,87	1,85
J	0,16	0,15	0,16	0,16	0,14	0,13	0,16
%Wo	45,06	45,23	45,09	45,85	44,46	46,86	45,95
%En	38,60	39,21	38,69	37,49	39,87	38,56	36,51
%Fs	16,34	15,56	16,22	16,67	15,67	14,58	17,54

Fe(ii) e Fe(iii) calculados por balanço de carga (Papike et al. 1974) . Wo = Ca; En = Mg; Fs = Fe₂₊ + Fe₃₊ + Mn ; %Wo=(Wo*100)/(Wo+En+Fs), %En=(En*100)/(Wo+En+Fs) e %Fs=(Fs*100)/(Wo+En+Fs) ; # Mg = 100* (Mg/ (Mg+ Fe₂₊ + Fe₃₊)) ; N = Núcleo e B= Borda de cristais individuais; Unidades alcalifeldspato sienito cinza (A), quartzo sienito rosa (C) e enclaves (ENCL)

Tabela 6.11 – Análises químicas representativas dos piroxênios do Batólito Serra do Catu
Fórmula Mineral com base em 6 oxigênios

AMOSTRA	FL326B	FL326B	FL326B	FL326B	SC-93	SC-93	SC-93	SC-93
POSIÇÃO	C2PX2B	C2PX2B	C2PX2C	C2PX2D	C1/B	C1/N	C2/B	C2/N
Unidade	A	A	A	A	A	A	A	A
SiO ₂	52,12	52,12	53,59	52,41	53,25	53,39	53,34	53,12
TiO ₂	0,12	0,12	0,13	0,12	0,06	0,18	0,10	0,15
Al ₂ O ₃	0,66	0,66	0,58	0,51	0,54	0,56	0,74	0,68
Cr ₂ O ₃	0,04	0,04	0,02	0,00	0,00	0,00	0,05	0,08
FeO	11,10	11,10	9,16	9,54	9,78	9,89	10,88	10,54
MnO	0,47	0,47	0,54	0,54	0,49	0,53	0,50	0,54
MgO	11,93	11,93	13,29	12,49	12,80	12,74	12,11	12,62
CaO	20,95	20,95	21,54	21,25	22,08	22,04	21,57	21,63
Na ₂ O	1,43	1,43	1,13	1,18	1,05	1,17	1,32	1,38
K ₂ O	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01
TOTAL	98,81	98,81	100,00	98,06	100,06	100,49	100,60	100,76
Fe ²⁺ (total)	0,35	0,35	0,29	0,31	0,31	0,31	0,34	0,33
Si	1,99	1,99	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	1,99
Al ^{IV}	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Al ^{VI}	0,02	0,02	0,03	0,03	0,02	0,02	0,03	0,02
Fe ⁽ⁱⁱⁱ⁾	0,08	0,08	0,04	0,05	0,05	0,06	0,06	0,08
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ⁽ⁱⁱ⁾	0,27	0,27	0,24	0,26	0,25	0,25	0,28	0,25
Mn	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Mg	0,68	0,68	0,74	0,71	0,72	0,71	0,68	0,70
Ca	0,86	0,86	0,86	0,87	0,89	0,88	0,87	0,87
Na	0,11	0,11	0,08	0,09	0,08	0,08	0,10	0,10
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TOTAL	4,04	4,04	4,02	4,02	4,02	4,03	4,03	4,04
Fe ⁽ⁱⁱ⁾	0,27	0,27	0,24	0,26	0,25	0,25	0,28	0,25
Fe ⁽ⁱⁱⁱ⁾	0,08	0,08	0,04	0,05	0,05	0,06	0,06	0,08
Fe ²⁺ /(Fe ²⁺ +Fe ³⁺)	0,77	0,77	0,85	0,84	0,83	0,81	0,82	0,74
Fe ³⁺ /(Fe ³⁺ +Fe ²⁺)	0,23	0,23	0,15	0,16	0,17	0,19	0,18	0,26
#Mg	65,70	65,70	72,12	70,01	69,99	69,68	66,49	68,09
Fe ⁱⁱ +Fe ⁱⁱⁱ	0,35	0,35	0,29	0,31	0,31	0,31	0,34	0,33
Wo	0,86	0,86	0,86	0,87	0,89	0,88	0,87	0,87
En	0,68	0,68	0,74	0,71	0,72	0,71	0,68	0,70
Fs	0,37	0,37	0,30	0,32	0,32	0,33	0,36	0,35
Wo+En+Fs	1,91	1,91	1,91	1,91	1,93	1,92	1,90	1,92
Q	1,81	1,81	1,85	1,84	1,86	1,84	1,82	1,82
J	0,21	0,21	0,16	0,17	0,15	0,17	0,19	0,20
%Wo	44,97	44,97	45,23	45,70	46,08	46,00	45,59	45,20
%En	35,63	35,63	38,85	37,37	37,17	37,01	35,63	36,70
%Fs	19,40	19,40	15,92	16,93	16,74	16,99	18,79	18,10

Fe⁽ⁱⁱ⁾ e Fe⁽ⁱⁱⁱ⁾ calculados por balanço de carga (Papike et al. 1974) . Wo = Ca; En = Mg; Fs = Fe²⁺ + Fe³⁺ + Mn ; %Wo=(Wo*100)/(Wo+En+Fs), %En=(En*100)/(Wo+En+Fs) e %Fs=(Fs*100)/(Wo+En+Fs) ; # Mg = 100* (Mg/ (Mg+ Fe²⁺ + Fe³⁺)) ; N = Núcleo e B= Borda de cristais individuais; Unidades alcalifeldspato sienito cinza (A), quartzo sienito rosa (C) e enclaves (ENCL

Tabela 6.11 – Análises químicas representativas dos piroxênios do Batólito Serra do Catu
Fórmula Mineral com base em 6 oxigênios

AMOSTRA	SC-93	SC-93	SC-93	SC-93	SC-93	SC-93	SC-93	SC-93	SC-93	SC-93
POSIÇÃO	C2/N	C4/B	C4/B /CTO	C4/IO	C4/N	C4/N/ CTO	C5/B	C5/B	C5/N	C6/B/2
UnidadeS	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A
SiO ₂	53,74	53,52	53,34	53,34	52,72	53,19	52,17	52,16	52,37	52,05
TiO ₂	0,23	0,13	0,06	0,14	0,21	0,05	0,12	0,18	0,13	0,20
Al ₂ O ₃	0,56	0,61	0,55	0,73	0,87	0,71	0,77	0,81	0,92	1,13
Cr ₂ O ₃	0,05	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,01	0,03
FeO	9,47	9,74	9,57	9,97	10,46	10,30	9,90	10,17	10,11	9,45
MnO	0,58	0,59	0,52	0,54	0,48	0,43	0,57	0,52	0,50	0,50
MgO	12,93	12,64	12,59	12,32	12,57	12,32	12,43	12,37	12,51	12,99
CaO	22,06	22,02	22,00	21,96	21,25	22,15	22,03	21,45	21,48	21,57
Na ₂ O	1,18	1,16	1,21	1,26	1,40	1,28	1,23	1,32	1,25	1,23
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00
TOTAL	100,79	100,42	99,83	100,2	100,02	100,44	99,22	98,98	99,30	99,15
				5						
Fe ²⁺ (total)	0,30	0,30	0,30	0,31	0,33	0,32	0,31	0,32	0,32	0,30
Si	2,00	2,00	2,00	2,00	1,99	1,99	1,98	1,98	1,98	1,97
Al ^{IV}	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,03
Al ^{VI}	0,02	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03	0,02	0,02	0,03	0,02
Fe(iii)	0,05	0,05	0,05	0,05	0,08	0,07	0,09	0,08	0,07	0,08
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01
Fe(ii)	0,25	0,25	0,25	0,26	0,25	0,25	0,23	0,24	0,25	0,21
Mn	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02
Mg	0,72	0,70	0,71	0,69	0,71	0,69	0,70	0,70	0,71	0,73
Ca	0,88	0,88	0,89	0,88	0,86	0,89	0,90	0,87	0,87	0,88
Na	0,08	0,08	0,09	0,09	0,10	0,09	0,09	0,10	0,09	0,09
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TOTAL	4,02	4,02	4,02	4,02	4,04	4,03	4,04	4,04	4,03	4,04
Fe(ii)	0,25	0,25	0,25	0,26	0,25	0,25	0,23	0,24	0,25	0,21
Fe(iii)	0,05	0,05	0,05	0,05	0,08	0,07	0,09	0,08	0,07	0,08
Fe ²⁺ /(Fe ²⁺ + Fe ³⁺)	0,83	0,84	0,83	0,83	0,75	0,78	0,73	0,75	0,77	0,72
Fe ³⁺ /(Fe ³⁺ + Fe ²⁺)	0,17	0,16	0,17	0,17	0,25	0,22	0,27	0,25	0,23	0,28
#Mg	70,85	69,85	70,09	68,80	68,20	68,06	69,15	68,41	68,84	71,04
Feii+Feiii	0,30	0,30	0,30	0,31	0,33	0,32	0,31	0,32	0,32	0,30
Wo	0,88	0,88	0,89	0,88	0,86	0,89	0,90	0,87	0,87	0,88
En	0,72	0,70	0,71	0,69	0,71	0,69	0,70	0,70	0,71	0,73
Fs	0,31	0,32	0,32	0,33	0,34	0,34	0,33	0,34	0,34	0,32
Wo+En+F _s	1,91	1,91	1,91	1,90	1,91	1,91	1,93	1,92	1,91	1,92
Q	1,84	1,84	1,84	1,83	1,81	1,83	1,83	1,82	1,82	1,82
J	0,17	0,17	0,18	0,18	0,20	0,19	0,18	0,19	0,18	0,18
%Wo	46,03	46,20	46,40	46,43	44,95	46,46	46,39	45,62	45,54	45,49
%En	37,56	36,90	36,96	36,24	37,00	35,96	36,42	36,60	36,92	38,13
%Fs	16,40	16,90	16,64	17,33	18,05	17,58	17,19	17,78	17,54	16,38

Fe(ii) e Fe(iii) calculados por balanço de carga (Papike et al. 1974) . Wo = Ca; En = Mg; Fs = Fe²⁺ + Fe³⁺ + Mn ; %Wo=(Wo*100)/(Wo+En+F_s), %En=(En*100)/(Wo+En+F_s) e %Fs=(Fs*100)/(Wo+En+F_s) ; # Mg = 100* (Mg/ (Mg+ Fe²⁺ + Fe³⁺)) ; N = Núcleo e B= Borda de cristais individuais; Unidades alcalifeldspato sienito cinza (A),

Tabela 6.11 – Análises químicas representativas dos piroxênios do Batólito Serra do Catu
Fórmula Mineral com base em 6 oxigênios

AMOSTRA	SC-93	SC-93	FL336 B	FL336 B	FL336B	FL336B	FL336B	FL336B	SC54	SC54
POSIÇÃO	C6/B	C6/N	PXC7 B	PXC7 I	PXC8N	PXC7N	PXC8B	PX/KF C8	CPX2 N	CPX3 B
FÁCIES	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A
SiO ₂	52,01	52,33	52,50	53,93	52,62	53,71	53,43	52,40	52,99	51,75
TiO ₂	0,22	0,16	0,08	0,16	0,13	0,17	0,13	0,14	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	0,85	1,00	0,54	0,40	0,48	0,40	0,50	0,50	0,43	0,60
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04
FeO	9,27	9,26	10,41	7,20	8,85	8,55	8,99	8,91	9,10	8,98
MnO	0,51	0,54	0,42	0,37	0,48	0,40	0,59	0,57	0,61	0,54
MgO	13,25	12,86	12,14	14,13	13,22	13,65	13,40	13,50	13,26	13,50
CaO	21,94	22,01	20,72	22,86	21,72	22,20	21,59	21,71	22,04	21,65
Na ₂ O	0,98	1,08	1,93	0,91	1,35	1,26	1,45	1,46	1,31	1,14
K ₂ O	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,02
TOTAL	99,03	99,23	98,76	99,96	98,84	100,35	100,09	99,18	99,74	98,22
Fe ₂₊ (total)	0,29	0,29	0,33	0,22	0,28	0,27	0,28	0,28	0,29	0,29
Si	1,97	1,98	2,00	2,00	1,99	2,00	2,00	1,98	1,99	1,98
Al ^{IV}	0,03	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,01	0,02
Al ^{VI}	0,01	0,02	0,03	0,02	0,01	0,02	0,02	0,00	0,01	0,00
Fe(iii)	0,08	0,07	0,11	0,03	0,08	0,07	0,08	0,11	0,09	0,10
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe(ii)	0,22	0,22	0,22	0,19	0,20	0,20	0,20	0,17	0,20	0,19
Mn	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02
Mg	0,75	0,72	0,69	0,78	0,75	0,76	0,75	0,76	0,74	0,77
Ca	0,89	0,89	0,85	0,91	0,88	0,88	0,86	0,88	0,89	0,89
Na	0,07	0,08	0,14	0,07	0,10	0,09	0,11	0,11	0,10	0,08
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TOTAL	4,04	4,03	4,05	4,02	4,04	4,03	4,04	4,05	4,04	4,05
Fe(ii)	0,22	0,22	0,22	0,19	0,20	0,20	0,20	0,17	0,20	0,19
Fe(iii)	0,08	0,07	0,11	0,03	0,08	0,07	0,08	0,11	0,09	0,10
Fe ₂ /(Fe ₂ +Fe ₃)	0,74	0,77	0,67	0,85	0,70	0,75	0,71	0,60	0,68	0,65
Fe ₃ /(Fe ₃ +Fe ₂)	0,26	0,23	0,33	0,15	0,30	0,25	0,29	0,40	0,32	0,35
#Mg	71,81	71,21	67,53	77,76	72,70	74,00	72,65	72,99	72,21	72,83
Fe _{ii} +Fe _{iii}	0,29	0,29	0,33	0,22	0,28	0,27	0,28	0,28	0,29	0,29
Wo	0,89	0,89	0,85	0,91	0,88	0,88	0,86	0,88	0,89	0,89
En	0,75	0,72	0,69	0,78	0,75	0,76	0,75	0,76	0,74	0,77
Fs	0,31	0,31	0,35	0,24	0,30	0,28	0,30	0,30	0,31	0,30
Wo+En+Fs	1,95	1,93	1,88	1,93	1,92	1,92	1,91	1,94	1,94	1,96
Q	1,86	1,84	1,76	1,88	1,83	1,84	1,81	1,81	1,83	1,84
J	0,14	0,16	0,29	0,13	0,20	0,18	0,21	0,21	0,19	0,17
%Wo	45,69	46,28	44,97	47,20	45,83	46,06	45,24	45,33	45,84	45,22
%En	38,40	37,61	36,67	40,59	38,80	39,43	39,07	39,22	38,38	39,24
%Fs	15,91	16,11	18,36	12,21	15,38	14,51	15,69	15,45	15,78	15,53

Fe(ii) e Fe(iii) calculados por balanço de carga (Papike et al. 1974) . Wo = Ca; En = Mg; Fs = Fe₂₊ + Fe₃₊ + Mn ; %Wo=(Wo*100)/(Wo+En+Fs), %En=(En*100)/(Wo+En+Fs) e %Fs=(Fs*100)/(Wo+En+Fs) ; # Mg = 100* (Mg/ (Mg+ Fe₂₊ + Fe₃₊)) ; N = Núcleo e B= Borda de cristais individuais; Unidades alcalifeldspato sienito cinza (A

Tabela 6.11 – Análises químicas representativas dos piroxênios dos enclaves (ENCL) do Batólito Serra do Catu.

Amostra	SC-69/04	SC-69/05	SC-69/09	SC-69/10	FL328A	FL328A	FL328A
Posição	B	N	B	N	C1PX2A	C1PX2B	C1PX2C
Fácies	C	C	C	C	C	C	C
SiO ₂	52,78	52,84	53,23	53,89	52,02	52,19	51,82
TiO ₂	0,07	0,00	0,13	0,00	0,12	0,19	0,15
Al ₂ O ₃	1,04	0,72	0,65	0,71	0,77	0,83	0,98
Cr ₂ O ₃	0,00	0,06	0,03	0,03	0,03	0,00	0,00
FeO	11,94	10,82	9,87	9,77	10,57	9,32	10,14
MnO	0,61	0,67	0,63	0,63	0,56	0,53	0,57
MgO	11,12	11,44	12,25	11,89	11,92	12,17	12,04
CaO	20,04	21,98	22,06	22,33	21,62	22,08	21,79
Na ₂ O	1,22	1,26	1,24	1,08	1,03	0,95	1,05
K ₂ O	0,10	0,00	0,03	0,03	0,01	0,00	0,00
TOTAL	98,92	99,79	100,12	100,36	98,64	98,26	98,55
Fe+2(total)	0,38	0,34	0,31	0,31	0,34	0,30	0,32
Si	2,01	2,00	2,00	2,02	1,99	1,99	1,98
Al ^{IV}	-0,01	0,00	0,00	-0,02	0,01	0,01	0,02
Al ^{VI}	0,06	0,03	0,03	0,05	0,02	0,03	0,03
Fe(iii)	0,01	0,06	0,05	0,02	0,05	0,04	0,06
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Fe(ii)	0,37	0,29	0,26	0,29	0,28	0,26	0,26
Mn	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Mg	0,63	0,65	0,69	0,66	0,68	0,69	0,69
Ca	0,82	0,89	0,89	0,89	0,89	0,90	0,89
Na	0,09	0,09	0,09	0,08	0,08	0,07	0,08
K	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TOTAL	4,01	4,03	4,03	4,01	4,02	4,02	4,03
Fe(ii)	0,37	0,29	0,26	0,29	0,28	0,26	0,26
Fe(iii)	0,01	0,06	0,05	0,02	0,05	0,04	0,06
Fe ²⁺ /(Fe ²⁺ +Fe ³⁺)	0,97	0,84	0,83	0,95	0,84	0,88	0,81
Fe ³⁺ /(Fe ³⁺ +Fe ²⁺)	0,03	0,16	0,17	0,05	0,16	0,12	0,19
# Mg	62,39	65,32	68,88	68,49	66,78	69,95	67,91
Fe ⁱⁱ +Fe ⁱⁱⁱ	0,38	0,34	0,31	0,31	0,34	0,30	0,32
Wo = Ca;	0,82	0,89	0,89	0,89	0,89	0,90	0,89
En = Mg;	0,63	0,65	0,69	0,66	0,68	0,69	0,69
Fs = Fe ²⁺ + Fe ³⁺ + Mn ;	0,40	0,36	0,33	0,33	0,36	0,31	0,34
Soma Wo+En+Fs	1,85	1,90	1,90	1,88	1,92	1,91	1,92
Q	1,82	1,83	1,83	1,85	1,85	1,86	1,84
J	0,18	0,18	0,18	0,16	0,15	0,14	0,16
%Wo	44,22	46,90	46,64	47,50	46,10	47,27	46,46
%Em	34,13	33,96	36,03	35,23	35,37	36,26	35,71
%Fs	21,65	19,14	17,33	17,27	18,53	16,47	17,84

Fe(ii) e Fe(iii) calculados por balanço de carga (Papike et al. 1974) . Wo = Ca; En = Mg; Fs = Fe²⁺ + Fe³⁺ + Mn ; %Wo=(Wo*100)/(Wo+En+Fs),%En=(En*100)/(Wo+En+Fs) e %Fs=(Fs*100)/(Wo+En+Fs) ; # Mg = 100* (Mg/ (Mg+ Fe²⁺ + Fe³⁺)) ; N = Núcleo e B= Borda de cristais individuais; Unidades Quartzo sienito rosa (C)

Tabela 6.11 – Análises químicas representativas dos piroxênios dos enclaves (ENCL) do Batólito Serra do Catu.

Amostra	FL328A	FL328A	FL328A	FL328A	FL328A	FL-328A	FL-328A
Posição	C5PXA	C5PXB	C5PXG	C5PXH	C5PXI	C1/B/PX2/D	C1/N/PX2/C
Fácies	C	C	C	C	C	C	C
SiO ₂	51,99	51,93	51,48	52,44	52,20	53,02	53,02
TiO ₂	0,12	0,13	0,09	0,11	0,17	0,18	0,13
Al ₂ O ₃	0,72	0,82	0,78	0,63	0,73	0,91	0,81
Cr ₂ O ₃	0,03	0,02	0,01	0,03	0,02	0,00	0,00
FeO	10,14	10,68	10,51	9,63	9,99	10,16	9,84
MnO	0,57	0,61	0,54	0,64	0,56	0,51	0,51
MgO	12,22	11,27	11,59	12,29	12,31	12,46	12,45
CaO	22,01	21,56	21,42	21,97	21,55	21,89	22,47
Na ₂ O	0,89	1,12	1,01	0,88	0,90	1,10	1,01
K ₂ O	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,04	0,00
TOTAL	98,69	98,16	97,43	98,62	98,43	100,26	100,23
Fe+2(total)	0,32	0,34	0,34	0,31	0,32	0,32	0,31
Si	1,99	2,00	1,99	2,00	1,99	1,99	1,99
Al ^{IV}	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01
Al ^{VI}	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02
Fe(iii)	0,05	0,04	0,05	0,03	0,04	0,05	0,05
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Fe(ii)	0,27	0,30	0,29	0,27	0,28	0,27	0,26
Mn	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Mg	0,70	0,65	0,67	0,70	0,70	0,70	0,70
Ca	0,90	0,89	0,89	0,90	0,88	0,88	0,90
Na	0,07	0,08	0,08	0,06	0,07	0,08	0,07
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TOTAL	4,03	4,02	4,02	4,02	4,02	4,02	4,02
Fe(ii)	0,27	0,30	0,29	0,27	0,28	0,27	0,26
Fe(iii)	0,05	0,04	0,05	0,03	0,04	0,05	0,05
Fe ²⁺ /(Fe ²⁺ +Fe ³⁺)	0,83	0,87	0,86	0,89	0,89	0,84	0,83
Fe ³⁺ /(Fe ³⁺ +Fe ²⁺)	0,17	0,13	0,14	0,11	0,11	0,16	0,17
# Mg	68,23	65,29	66,30	69,48	68,72	68,59	69,27
Fe ⁱⁱ +Fe ⁱⁱⁱ	0,32	0,34	0,34	0,31	0,32	0,32	0,31
Wo = Ca;	0,90	0,89	0,89	0,90	0,88	0,88	0,90
En = Mg;	0,70	0,65	0,67	0,70	0,70	0,70	0,70
Fs = Fe ²⁺ + Fe ³⁺ + Mn ;	0,34	0,36	0,36	0,33	0,34	0,34	0,33
Soma							
Wo+En+Fs	1,94	1,90	1,92	1,92	1,92	1,91	1,92
Q	1,87	1,84	1,85	1,87	1,86	1,84	1,86
J	0,13	0,17	0,15	0,13	0,13	0,16	0,15
%Wo	46,46	46,80	46,38	46,66	45,93	46,02	46,92
%Em	35,88	34,05	34,94	36,31	36,51	36,44	36,19
%Fs	17,66	19,15	18,68	17,03	17,57	17,54	16,89

Fe(ii) e Fe(iii) calculados por balanço de carga (Papike et al. 1974) . Wo = Ca; En = Mg; Fs = Fe²⁺ + Fe³⁺ + Mn ; %Wo=(Wo*100)/(Wo+En+Fs),%En=(En*100)/(Wo+En+Fs) e %Fs=(Fs*100)/(Wo+En+Fs) ; # Mg = 100* (Mg/ (Mg+ Fe²⁺ + Fe³⁺)) ; N = Núcleo e B= Borda de cristais individuais; Unidades Quartzo sienito rosa (C)

Tabela 6.11 – Análises químicas representativas dos piroxênios dos enclaves (ENCL) do Batólito Serra do Catu.

Amostra	FL-328A	FL-328A	SCF47	SCF47	SCF47	SCF47
Posição	C5/B	C5/N	33(C1)B	34(C1)N	37(C2)B	38(C2)N
Fácies	C	C	C	C	C	C
SiO ₂	53,01	52,61	53,66	54,14	53,37	53,19
TiO ₂	0,12	0,10	0,05	0,00	0,12	0,15
Al ₂ O ₃	0,72	0,74	0,82	0,24	0,95	0,73
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,01	0,09	0,00
FeO	10,25	10,53	9,74	9,43	11,57	10,86
MnO	0,60	0,57	0,62	0,63	0,65	0,53
MgO	12,02	11,57	12,45	12,29	10,99	11,65
CaO	22,17	22,23	22,91	24,14	22,27	22,37
Na ₂ O	0,97	1,09	0,83	0,55	1,15	1,09
K ₂ O	0,00	0,00	0,03	0,04	0,00	0,00
TOTAL	99,86	99,43	101,11	101,47	101,16	100,57
Fe+2(total)	0,32	0,33	0,30	0,29	0,36	0,34
Si	2,00	2,00	1,99	2,01	2,00	2,00
Al ^{IV}	0,00	0,00	0,01	-0,01	0,00	0,00
Al ^{VI}	0,03	0,03	0,03	0,02	0,04	0,03
Fe(iii)	0,04	0,05	0,03	0,02	0,04	0,04
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe(ii)	0,29	0,29	0,27	0,28	0,33	0,30
Mn	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Mg	0,68	0,65	0,69	0,68	0,61	0,65
Ca	0,90	0,90	0,91	0,96	0,89	0,90
Na	0,07	0,08	0,06	0,04	0,08	0,08
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TOTAL	4,02	4,02	4,02	4,01	4,02	4,02
Fe(ii)	0,29	0,29	0,27	0,28	0,33	0,30
Fe(iii)	0,04	0,05	0,03	0,02	0,04	0,04
Fe ₂ /(Fe ₂ +Fe ₃)	0,89	0,86	0,89	0,95	0,90	0,87
Fe ₃ /(Fe ₃ +Fe ₂)	0,11	0,14	0,11	0,05	0,10	0,13
# Mg	67,64	66,22	69,50	69,91	62,87	65,67
Feii+Feiii	0,32	0,33	0,30	0,29	0,36	0,34
Wo = Ca;	0,90	0,90	0,91	0,96	0,89	0,90
En = Mg;	0,68	0,65	0,69	0,68	0,61	0,65
Fs = Fe ₂ + + Fe ₃ + + Mn ;	0,34	0,35	0,32	0,31	0,38	0,36
Soma Wo+En+Fs	1,91	1,91				
Q	1,86	1,84	1,87	1,91	1,83	1,85
J	0,14	0,16	0,12	0,08	0,17	0,16
%Wo	46,81	47,30	47,41	49,16	47,27	47,12
%Em	35,30	34,26	35,85	34,83	32,46	34,15
%Fs	17,89	18,44	16,74	16,00	20,26	18,74

Fe(ii) e Fe(iii) calculados por balanço de carga (Papike et al. 1974) . Wo = Ca; En = Mg; Fs = Fe₂+ + Fe₃+ + Mn ; %Wo=(Wo*100)/(Wo+En+Fs),%En=(En*100)/(Wo+En+Fs) e %Fs=(Fs*100)/(Wo+En+Fs) ; # Mg = 100* (Mg/ (Mg+ Fe₂+ + Fe₃+)) ; N = Núcleo e B= Borda de cristais individuais; Unidades Quartzo sienito rosa (C)

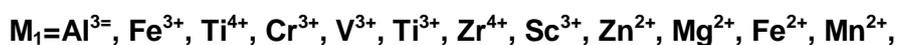
Tabela 6.11 – Análises químicas representativas dos piroxênios dos enclaves (ENCL) do Batólito Serra do Catu.

Amostra	FL336B	FL336B	FL336B	FL336B	FL336B
Posição	PX1C2N	PX1C6P1	PX1C6P2	PXC2B	PXC2N
Fácies	ENCL	ENCL	ENCL	ENCL	ENCL
SiO ₂	53,07	51,96	52,57	53,24	52,98
TiO ₂	0,04	0,12	0,14	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	0,32	0,43	0,33	0,25	0,27
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	8,94	10,08	8,68	8,73	7,94
MnO	0,54	0,55	0,46	0,44	0,51
MgO	12,64	12,54	13,35	12,51	13,44
CaO	22,23	21,38	22,21	22,62	22,26
Na ₂ O	1,64	1,69	1,19	1,45	1,56
K ₂ O	0,01	0,02	0,01	0,00	0,01
TOTAL	99,42	98,77	98,94	99,25	98,98
Fe ⁺² (total)	0,28	0,32	0,27	0,28	0,25
Número de cátions com base em 6 oxigênios					
Si	2,00	1,99	1,99	2,01	2,00
Al ^{IV}	0,00	0,01	0,01	-0,01	0,00
Al ^{VI}	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01
Fe ⁽ⁱⁱⁱ⁾	0,10	0,13	0,08	0,07	0,10
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ⁽ⁱⁱ⁾	0,18	0,19	0,19	0,20	0,15
Mn	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02
Mg	0,71	0,71	0,75	0,70	0,76
Ca	0,90	0,88	0,90	0,92	0,90
Na	0,12	0,13	0,09	0,11	0,11
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TOTAL	4,05	4,06	4,04	4,03	4,05
Fe ⁽ⁱⁱ⁾	0,18	0,19	0,19	0,20	0,15
Fe ⁽ⁱⁱⁱ⁾	0,10	0,13	0,08	0,07	0,10
Fe ² /(Fe ² +Fe ³)	0,65	0,60	0,70	0,73	0,59
Fe ³ /(Fe ³ +Fe ²)	0,35	0,40	0,30	0,27	0,41
# Mg	71,60	68,92	73,27	71,88	75,11
Fe ⁱⁱ +Fe ⁱⁱⁱ	0,28	0,32	0,27	0,28	0,25
Wo = Ca;	0,90	0,88	0,90	0,92	0,90
En = Mg;	0,71	0,71	0,75	0,70	0,76
Fs = Fe ²⁺ + Fe ³⁺ + Mn ;	0,30	0,34	0,29	0,29	0,27
Wo+En+Fs					
Q	1,79	1,78	1,85	1,82	1,81
J	0,24	0,25	0,17	0,21	0,23
%Wo	47,08	45,36	46,34	47,94	46,80
%Em	37,24	37,03	38,77	36,89	39,32
%Fs	15,68	17,61	14,89	15,17	13,88

Fe⁽ⁱⁱ⁾ e Fe⁽ⁱⁱⁱ⁾ calculados por balanço de carga (Papike et al. 1974) . Wo = Ca; En = Mg; Fs = Fe²⁺ + Fe³⁺ + Mn ; %Wo=(Wo*100)/(Wo+En+Fs), %En=(En*100)/(Wo+En+Fs) e %Fs=(Fs*100)/(Wo+En+Fs) ; # Mg = 100* (Mg/ (Mg+ Fe²⁺ + Fe³⁺)) ; N = Núcleo e B= Borda de cristais individuais; Enclaves (ENCL)

6.4.1 Classificação

Os piroxênios foram classificados usando o esquema de nomenclatura proposto por Morimoto et al. (1988), a partir do uso da fórmula geral $M_2 M_1 T_2 O_6$, onde:



Neste esquema de classificação os piroxênios do Batólito Serra do Catu classificam-se, no diagrama Q-J (Q=Ca + Mg + Fe²⁺ e J= 2 Na), como pertencentes ao campo QUAD (Figura. 6.13), sendo classificados como piroxênios comuns de Ca-Mg-Fe e cuja solução sólida pode ser expressa pelo quadrilátero dos piroxênios do sistema En-Fs-Di-Hd.

Estes são clinopiroxênios e as suas variações composicionais, quando normalizadas para Ca + Mg + ΣFe ($\Sigma Fe = Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn^{2+}$), estão indicadas no diagrama do sistema En-Fs-Di-Hd (Figura. 6.14). Neste diagrama observa-se que a maior parte das análises classifica-se como diopsídio e algumas como augitas. No diagrama Ca-Fe-Mg (Figura 6.15), na classificação Poldervaart & Hess (1951), os piroxênios incidem, principalmente, nos campos das salitas e augitas.

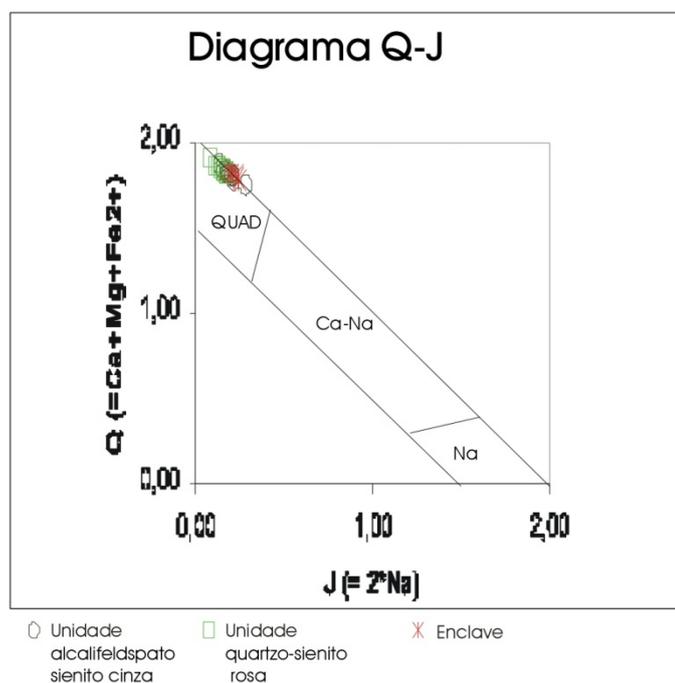


Figura. 6.13 – Diagrama Q-J para os piroxênios do Batólito Serra do Catu (Morimoto et al. 1988).

Diagrama de classificação dos piroxênios

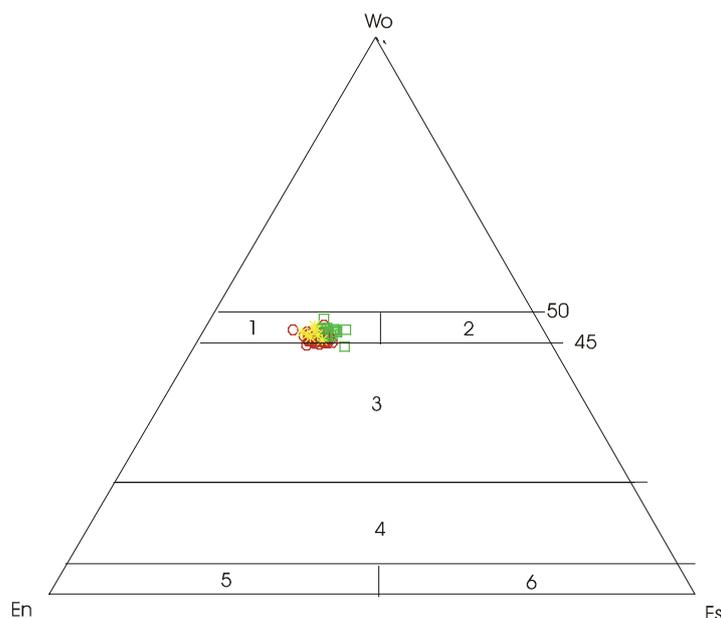


Figura. 6.14 – Diagrama triangular Wo-En-Fs aplicado ao piroxênios do Batólito Serra do Catu. 1- Diopsídio, 2- Hedenbergita, 3- Augita, 4- Pigeonita, 5- Clinoenstatita, 6- Clinoferrosilita (Morimoto et al. 1988). Legenda igual a Figura. 6.13

6.4.2 Evolução Química e Análise dos Resultados

Na Figura 6.16, onde estão desenhados os *trends* de composições de piroxênios cálcicos de alguns complexos ígneos, observa-se que os piroxênios analisados do Batólito Serra do Catu desenvolvem um *trend* restrito, muito similar àqueles mostrados pelos piroxênios ricos em cálcio dos complexos Bom Jardim e Toritama (Guimarães et al. 1993) e das rochas da associação shoshonítica, mostrando um enriquecimento limitado em ferro (Morrison, 1980).

Os clinopiroxênios do Batólito Serra do Catu têm a posição tetraedral quase totalmente preenchida pelo Si e Al³⁺, e por vezes apenas pelo Si, sugerindo uma cristalização à baixa temperatura (Cundari & Salviulo, 1959). Deste modo, o conteúdo de Al é mais do que suficiente para balancear a deficiência em Si no sítio tetraedral. A posição M1 está preenchida por Al³⁺, Fe³⁺, Ti⁴⁺, Cr³⁺, Ti³⁺, Mg²⁺ e Fe²⁺, e o sítio M2 por Fe²⁺, Mn²⁺, Ca²⁺ e Na.

Os clinopiroxênios analisados do Batólito Serra do Catu possuem altos teores de SiO₂ e MgO e baixos teores de Al₂O₃, altos conteúdos de Ca (0,82-0,96 átomos/6oxig) e baixos conteúdos de Cr (<0,005 átomos/6oxig.), Na (<0,15 átomos/6oxig.), Al^{IV} (<0,025 átomos/6oxig), Al^{VI} (< 0,1atm/6oxig), Ti (<0,005 átomos/6oxig) e Ti + Cr.

De acordo com Neuman (1976), Andersen (1984) e O'Hillaran (1985) os baixos conteúdos de Al^{IV} e Ti são comuns nos piroxênios de rochas sieníticas saturadas em sílica e típicos da série alcalina metaluminosa (Aoki, 1964), das suítes potássicas (Conceição, 1990) e das rochas sieníticas saturadas em sílica, tipicamente aquelas com mais de 55% de sílica. De acordo com Leterrier et al. (1982), os elevados valores de Ca e baixos de Ti+Cr ($<0,009$ átomos/6oxig.) são típicos de rochas com filiação orogênica.

De acordo com Sheppard & Taylor (1992) o conteúdo de Al_2O_3 e TiO_2 no piroxênio são úteis discriminantes do magma a partir do qual o piroxênio cristalizou.

Neste sentido, observa-se que os piroxênios do Batólito Serra do Catu possuem baixos conteúdos de Al_2O_3 ($<1\%$) e de TiO_2 ($<0,20\%$) e estas composições, de acordo com Mitchel (1985) e Gibson et al. (1995), são similares as composições dos lamproítos e kimberlitos .

Thompson (1977) demonstrou que clinopiroxênios cristalizados a partir de magmas leucitíticos potássicos metaluminosos a pressões maiores que 45 Kbar podem acomodar até 19% de Al_2O_3 . Barton (1975) e Barton & Hamilton (1979) tem demonstrado que o conteúdo de Al em clinopiroxênio cristalizado, a partir de magmas peralcalinos ricos em potássio, aumenta com o aumento da pressão. Neste sentido, com conteúdos tão baixos nos clinopiroxênio do Batólito Serra do Catu, sugere-se que eles foram formados em condições de baixa pressão.

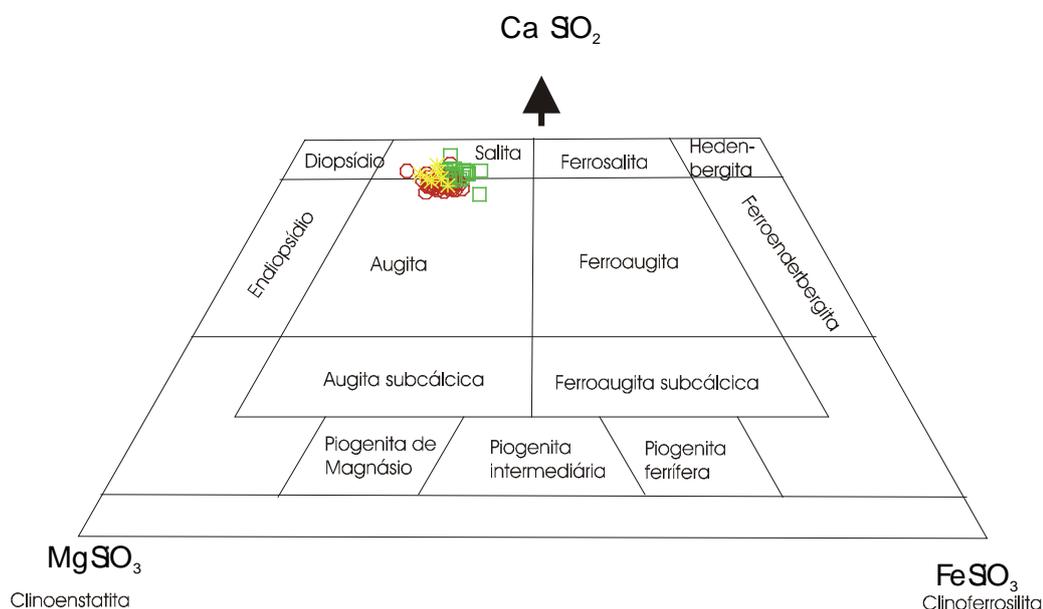


Figura. 6.15 – Diagrama triangular de nomenclatura dos piroxênios no sistema $CaMgSi_2O_6$ – $CaFeSi_2O_6$ – $Mg_2Si_2O_6$ – $Fe_2Si_2O_6$ (segundo Poldervaart & Hess, 1951) aplicado aos piroxênios do Batólito Serra do Catu. Legenda igual a Figura. 6.13

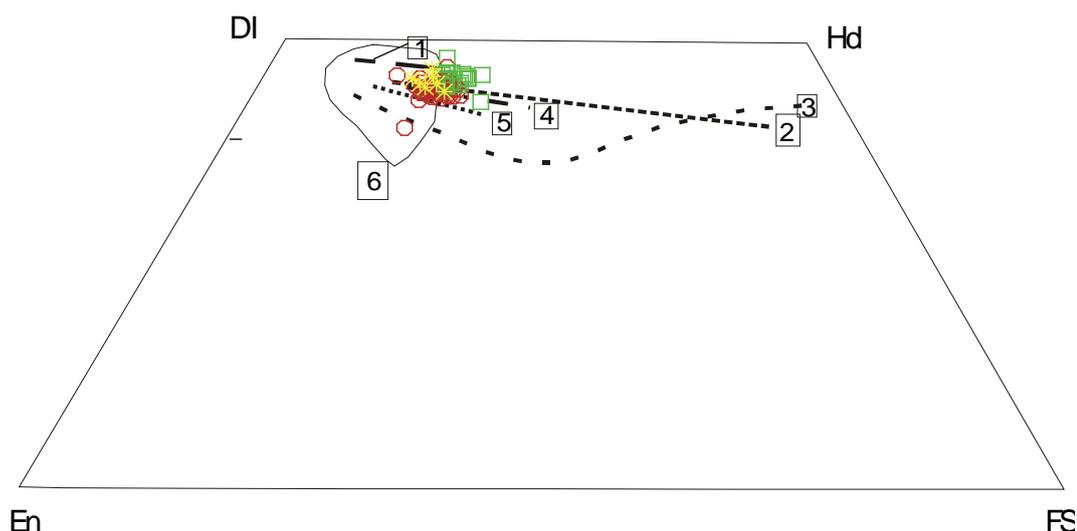


Figura. 6.16 – Diagrama triangular Ca- Fe-Mg com as composições dos piroxênios do Batólito Serra do Catu comparado com os trends das composições do piroxênios 1) Complexos Toritama e Bom Jardim; 2) Alkali- basaltos Japoneses (Aoki, 1964); 3) Skaegard (Brown & Vicente, 1963); 4) Complexo Guadalupe, Califórnia (Best & Mercier, 1967); 5) Série alcalina das Ilhas Gough (Le Maitre, 1962), 6) Campo dos piroxênios das rochas da associação Shoshonítica (Morrison, 1980). Legenda igual a Figura. VI.13

Os dados de química mineral mostram que o clinopiroxênio do Batólito Serra do Catu tem baixo TiO_2 , e a titanita é uma fase mineral cristalizada tardiamente. Considerando as observações que atribuem o alto teor em TiO_2 às elevadas condições de temperatura e de fugacidade de oxigênio (Fowler, 1974); que os baixos teores de TiO_2 no diopsídio podem estar refletindo ou um magma original pobre em TiO_2 (Laval & Hoffin, 1992) ou a cristalização precoce de óxidos ferrotitanados (Barbieri et al. 1971) ou que as condições eram anidras durante a cristalização (Dolfi & Trigilla, 1983). As observação petrográficas de opacos sugerem que a hipótese de que o titânio estava sendo consumido para a formação de óxidos de Fe-Ti durante a cristalização do piroxênio.

Os clinopiroxênios analisados das unidades sieníticas e do enclave (FL-336B) mostram-se bastante homogêneos e apresentam variações composicionais núcleo/borda de cristais individuais bastante restritas (<1%), e não sistemáticas, sugerindo que na formação dos piroxênios não havia líquido intersticial (se fossem rochas cumuláticas – Stephenson & Upton, 1982) ou que este se formou em um período único de cristalização ou que ocorreu um fenômeno de reequilíbrio homogêneo de todo o maciço. Esta monotonia composicional, quando comparada a piroxênios presentes nas rochas alcalinas anorogênicas (Bonin & Giret, 1985), usualmente é referida como uma característica comum dos clinopiroxênios cálcio-magnesianos das suítes potássicas associadas à ambientes orogênicos (Ewart, 1982;

Miller & Groves, 1995). Foram realizados perfis analíticos em dois cristais de clinopiroxênio, um com corona de reação de anfibólio e outro sem o desenvolvimento da corona. Embora só tenha sido analisado um cristal de cada, foi observado que:

A) No piroxênio com corona, a partir do núcleo há um leve e contínuo enriquecimento no conteúdo de CaO, MgO e MnO e diminuição em TiO_2 , Al_2O_3 , FeO e Na_2O , até próximo a corona e, quando próximo ao contato com o anfibólio da corona de reação, passa a haver um brusco enriquecimento em FeO, TiO_2 , Al_2O_3 e NaO e diminuição em MgO.

B) No piroxênio sem corona, observa-se que a partir do núcleo do cristal até a sua porção intermediária, há uma tendência a um leve aumento nos teores de CaO e MgO e diminuição no FeO e NaO, e quando mais próximo ao bordo externo, ocorre um aumento brusco em FeO e Na_2O e um aumento discreto nos teores de MnO, e Al_2O_3 e diminuição brusca no MgO, CaO.

Comparando estes resultados observa-se que nos piroxênios sem corona, o cristal evolui do núcleo para a borda para composições mais ricas em Na_2O e FeO, com forte diminuição nos teores de MgO e CaO. Nos piroxênios que possuem corona não se observa isto, pois não há variações nos teores de CaO e MgO e o Na_2O aumenta discretamente. Estas observações sugerem que o desenvolvimento da corona nos piroxênios é o resultado da reação com difusão contínua dos elementos entre o piroxênio e o líquido e que o não desenvolvimento da corona pode estar refletindo uma variação composicional local deste líquido, visto que as ocorrências de piroxênio sem corona são ocasionais.

No Batólito Serra do Catu, em todos os cristais individuais, o conteúdo de MgO e o # Mg permanecem aproximadamente constantes ou aumentar (muito pouco) em direção as bordas do cristal, sugerindo que as condições de fugacidade de oxigênio permaneceram aproximadamente constantes durante a cristalização do piroxênio, ou aumentaram muito pouco. Comportamento semelhante foi observado nos clinopiroxênios do maciço sienítico de Itiúba (Conceição 1990) e no maciço sienítico de Anurí (Oliveira 1998), a qual foi explicada como relacionada a condições relativamente oxidantes a (NiNiO). Os valores de # Mg da unidade alcalifeldspato sienito cinza, variando de 65,7 a 74 incide na variação de valores supostamente típicos de magmas primários derivados do manto (Frey et al 1978) e pode-se concluir que o magma não fracionou significativamente durante sua ascensão. As composições aproximadamente homogêneas indicam que as substituições presentes são limitadas e que a substituição mais importante é a $\text{Fe}^{2+} \rightleftharpoons \text{Mg}$ que, de acordo com Bonin & Giret (1984 e 1985), é a substituição característica das rochas alcalinas saturadas em sílica .

Foram confeccionados alguns gráficos para verificar a distribuição de alguns elementos (Ti,Al e $\text{NA}+\text{K}/\text{Al}_{\text{total}}$) com o #Mg, na tentativa de avaliar as tendências de evolução para os piroxênios do Batólito Serra do Catu, segundo proposta apresentada para os piroxênios do Maciço de Santanópolis (Conceição et al. 1995). Nestes diagramas

(Figura 6.17) observa-se que os piroxênios do Batólito Serra do Catu aparentemente não definem *trends* de evolução contínua entre as unidade principais e os enclaves, sugerindo uma evolução petrológica a partir de intrusões independentes dos unidade e enclaves, excluindo-se uma evolução contínua dos piroxênios com a diminuição do #Mg dos enclaves em direção as unidade mais félsicas.

6.4.3 Conclusões

Os clinopiroxênios do Batólito Serra do Catu são cálcio magnesianos, classificam-se como diopsídio e salitas e apresentam composições restritas, similares as observadas em parte das rochas 1) da associação shoshonítica, 2) das suítes potássicas, sieníticas saturadas em sílica, da série alcalina metaluminosa e 3) com filiação orogênica.

Os clinopiroxênios são bastante homogêneos na composição, não apresentam zonação e as variações núcleo/borda em cristais individuais são restritas (<1%). Isto indica substituições Fe \leftrightarrow Mg limitadas e pode indicar a ausência de líquido intersticial (se fossem rochas cumuláticas) ou um período único de cristalização dos piroxênios ou um reequilíbrio homogêneo de todo o maciço.

O piroxênio é pobre em Ti que é explicado seja pela cristalização simultânea de óxidos de Fe-Ti, seja pelas condições anidras de cristalização. Esta última hipótese é ratificada pela cristalização do feldspato e, como as duas características não são excludentes, elas podem agir simultaneamente.

O baixo teor de Al nos piroxênios sugere que a cristalização ocorreu em condições de baixa pressão e o Mg e #Mg sugerem que o piroxênio cristalizou em condições oxidantes entre os buffers NNO e HM.

A pequena variação no # Mg nos piroxênio sugere que este mineral foi pouco fracionado na evolução magmática.

Comparações com outros plutões shoshoníticos na Província Borborema, tais como os plutões de Terra Nova, Toritama, Bom Jardim, indicam que os piroxênios são similares, são cálcicos (salitas/diopsídios), refletindo a natureza do magmatismo de linhagem metaluminosa a levemente peralcalina, saturada em sílica, diferente dos plutões que constituem a linha sienitóide, onde os piroxênios são de natureza Ca-Na (aegirina-augitas) e refletem uma linhagem peralcalina.

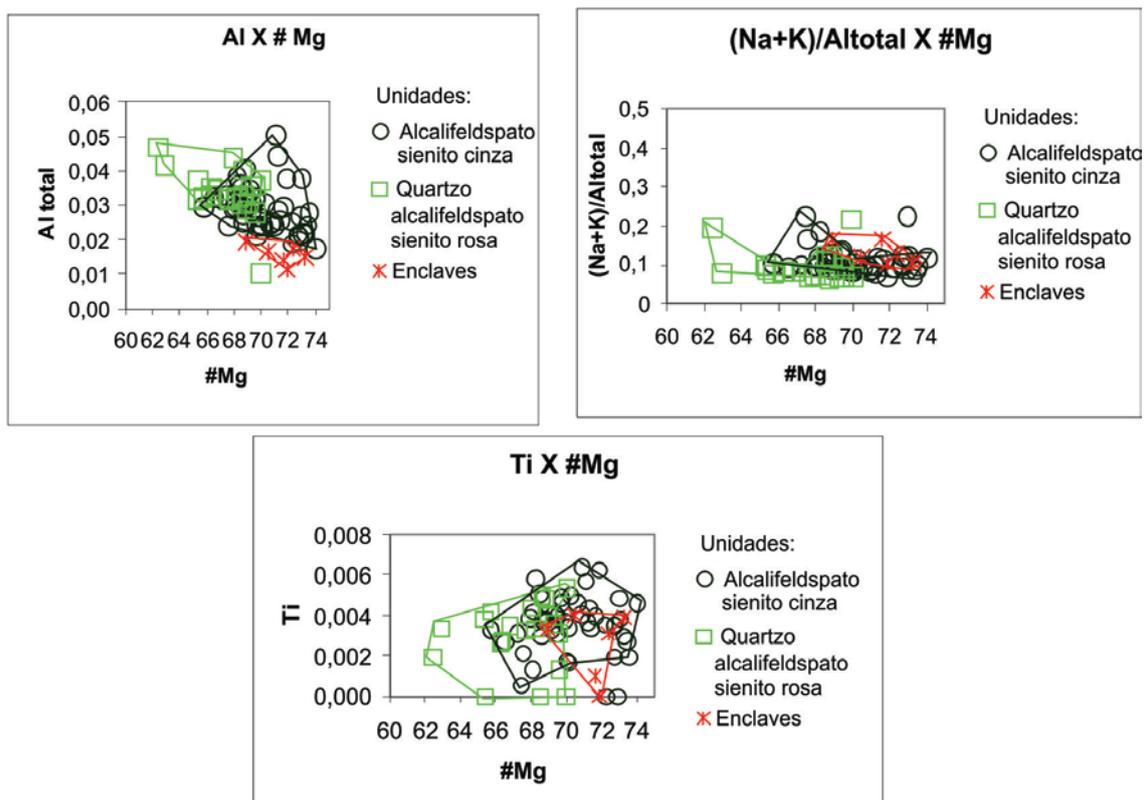


Figura 6.17 – Diagramas com as relações entre as razões Na+K/Al, Al_{total}, e Ti vs. #Mg para os piroxênios do Batólito Serra do Catu.

6.5 FELDSPATOS

Foram realizadas 65 análises em feldspatos do Batólito Serra do Catu, incluindo núcleo e borda de cristais individuais. Para a obtenção da fórmula estrutural foi feito o recálculo para 32 oxigênios e os resultados estão mostradas nas Tabelas 6.12.

A fórmula geral dos feldspatos de acordo com Deer et al (1978) pode ser expressa como: $(M_x^{+} M_{1-x}^{+2}) (T^{+3}_{2-x} T^{+4}_{2+x}) O_8$ ($0 < X < 1$)

onde M^{+} = Na, K, Rb, Tl, e NH₄

M^{+2} = Ca, Sr, Ba, Pb e Mn

T^{+3} = Al, B Ga e Fe

T^{+4} = Si e Ge

A composição química dos feldspatos é muito simples e é dominada, nos plagioclásios, pela substituição acoplada $CaAl \Leftrightarrow NaSi$ e, nos alcalifeldspatos, por uma substituição de K pelo Na, o que neste caso imprime uma complexidade estrutural determinada pelas condições de temperatura vigentes durante a sua cristalização.

Tabela 6. 12 – Análises químicas representativas de plagioclásios do Batólito Serra do Catu com base em 32 oxigênios.

Amostra	SC51	FL326B	SC93/C3/	SC93/C3/	SC93/C3/	SC-54/3	SCF-21/19							
Posição	C4FDH	C1FDB	C1FDF	C1FDJ	C5FDA	C5FDC	C5FDE	C5FDF	C7FDB	PTO1	PTO2	PTO3	N	N
Fácies	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A
SiO ₂	69,18	68,64	67,91	67,57	62,58	63,26	62,21	62,90	68,02	67,26	67,25	68,18	67,41	68,26
Al ₂ O ₃	19,74	19,53	19,71	19,76	22,72	22,54	22,87	22,72	19,59	19,45	19,90	19,60	19,56	19,69
FeO	0,11	0,08	0,06	0,03	0,00	0,04	0,10	0,04	0,07	0,05	0,07	0,07	0,03	0,11
CaO	0,08	0,18	0,19	0,27	3,55	3,46	3,84	3,75	0,08	0,46	0,85	0,33	0,05	0,05
Na ₂ O	11,90	11,87	11,78	11,51	9,49	9,51	9,46	9,53	11,85	11,75	11,13	11,34	10,76	10,68
K ₂ O	0,46	0,09	0,12	0,42	0,28	0,26	0,27	0,26	0,25	0,12	0,18	0,05	0,08	0,07
BaO	0,08	0,06	0,00	0,22	0,01	0,00	0,09	0,10	0,03	0,03	0,00	0,05	0,11	0,00
TOTAL	101,53	100,45	99,77	99,78	98,63	99,08	98,85	99,30	99,89	99,13	99,38	99,62	98,00	98,86
Formula														
Si	11,95	11,96	11,91	11,89	11,22	11,28	11,16	11,22	11,93	11,90	11,85	11,96	11,98	12,01
Al	4,02	4,01	4,07	4,10	4,80	4,74	4,83	4,77	4,05	4,06	4,13	4,05	4,10	4,08
Fe(ii)	0,02	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,02
Ca	0,01	0,03	0,04	0,05	0,68	0,66	0,74	0,72	0,02	0,09	0,16	0,06	0,01	0,01
Na	3,98	4,01	4,01	3,93	3,30	3,29	3,29	3,29	4,03	4,03	3,80	3,85	3,71	3,64
K	0,10	0,02	0,03	0,10	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,03	0,04	0,01	0,02	0,02
Ba	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
TOTAL	20,08	20,05	20,07	20,08	20,06	20,03	20,10	20,07	20,09	20,10	20,00	19,95	19,83	19,78
An	0,34	0,81	0,89	1,24	16,84	16,49	18,04	17,62	0,39	2,10	4,00	1,57	0,25	0,26
Ab	97,21	98,71	98,47	96,42	81,60	82,02	80,43	80,93	98,26	97,22	95,01	98,15	99,26	99,31
Or	2,45	0,48	0,64	2,34	1,56	1,49	1,52	1,45	1,35	0,68	0,99	0,28	0,49	0,43

B- borda e N- núcleo Fácies alcalifeldspato sienito cinza (A), Fácies quartzo monzonito a monzogranitos (B) Fácies quartzo sienito rosa (C)

Tabela 6. 12 – Análises químicas representativas de plagioclásios do Batólito Serra do Catu com base em 32 oxigênios.

Amostra	SC-61/21	SC-71/51	SC-75/27	SC-75/28	FL328/PLG1
Posição	N	B	B	N	
Unidade	B	B	B	B	B
SiO ₂	63,33	68,94	63,80	62,43	65,10
Al ₂ O ₃	24,10	22,87	24,11	24,64	20,96
FeO	0,08	0,00	0,17	0,04	0,07
CaO	5,63	0,93	4,89	5,64	2,50
Na ₂ O	7,98	9,34	8,77	8,26	10,15
K ₂ O	0,24	0,72	0,23	0,27	0,15
BaO	0,10	0,00	0,06	0,00	0,05
TOTAL	101,46	102,80	102,03	101,28	98,99
Formula					
Si	11,06	11,68	11,08	10,94	11,58
Al	4,96	4,57	4,93	5,09	4,39
Fe(ii)	0,01	0,00	0,02	0,01	0,01
Ca	1,05	0,17	0,91	1,06	0,48
Na	2,70	3,07	2,95	2,81	3,50
K	0,05	0,16	0,05	0,06	0,03
Ba	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
TOTAL	19,84	19,64	19,96	19,95	19,99
An	27,66	4,98	23,25	26,97	11,89
Ab	70,94	90,44	75,45	71,49	87,25
Or	1,40	4,59	1,30	1,54	0,87

B- borda e N- núcleo Fácies alcalifeldspato sienito cinza (A), Fácies quartzo monzonito a monzogranitos (B) Fácies quartzo sienito rosa (C)

Tabela 6. 12 – Análises químicas representativas de plagioclásios do Batólito Serra do Catu com base em 32 oxigênios.

Amostra	SC-69/32	SC-69/33	FL328A	FL328A	FL328A
Posição	B	N	C1FDA	C3FDD	C3FDE
Fácies	C	C	C	C	C
SiO ₂	69,07	69,05	70,81	67,20	67,79
Al ₂ O ₃	19,77	20,63	19,81	19,84	19,77
FeO	0,04	0,05	0,11	0,00	0,05
CaO	0,35	0,32	0,25	0,54	0,36
Na ₂ O	11,33	11,31	11,76	11,74	11,95
K ₂ O	0,14	0,11	0,05	0,08	0,11
BaO	0,23	0,12	0,00	1,05	0,00
TOTAL	100,93	101,59	102,77	100,45	100,03
Formula					
Si	11,97	11,88	12,03	11,82	11,88
Al	4,04	4,18	3,96	4,11	4,08
Fe(ii)	0,01	0,01	0,02	0,00	0,01
Ca	0,06	0,06	0,04	0,10	0,07
Na	3,81	3,77	3,87	4,00	4,06
K	0,03	0,02	0,01	0,02	0,02
Ba	0,02	0,01	0,00	0,07	0,00
TOTAL	19,93	19,93	19,93	20,13	20,12
An	1,67	1,53	1,15	2,47	1,61
Ab	97,54	97,84	98,57	97,09	97,79
Or	0,79	0,63	0,29	0,44	0,60

B- borda e N- núcleo Fácies alcalifeldspato sienito cinza (A), Fácies quartzo monzonito a monzogranitos (B) Fácies quartzo sienito rosa (C)

As composições químicas dos feldspatos são determinada com referência aos pólos puros determinados pelas moléculas de albita (Ab- NaAlSi₃O₈), anortita (An – Ca Al₂Si₂O₈) e ortoclásio (Or-KAlSi₃O₈), através do diagrama que ilustra a solução sólida dos feldspatos e a nomenclatura da série dos plagioclásios e dos feldspatos alcalinos.

6.5.1 Plagioclásio

Foram realizadas 29 análises em plagioclásios (núcleo e bordo) das três unidades principais e os resultados estão na Tabela 6.12. Os plagioclásios analisados na unidade Alcalifeldspato sienito cinza são predominantemente albita, (An₀₋₄ Ab₉₉₋₉₅ Or₀₋₁), presentes como exsoluções, e oligoclásio (An₁₆₋₁₈ Ab₈₂₋₈₀ Or₁₋₂), que ocorre como cristal corroído. Na unidade quartzo sienito rosa, são albitas (An₁₋₂ Ab₉₈₋₉₇ Or₁₋₀) [Figura 6.18]. A unidade

quartzo monzonito a monzogranito caracteriza-se por apresentar composições principalmente de oligoclásio ($An_{12-27} Ab_{87-71} Or_{0-1}$ – Figura 6.18), tornando-se enriquecido no teor de albita em direção a borda do cristal, refletindo um zoneamento composicional neste cristal. Um cristal de plagioclásio apresenta composição Bytonita (xenocristal?). Na unidade Quartzo sienito rosa os plagioclásios analisados são predominantemente albitas, ($An_{1-2} Ab_{98-97} Or_{0-1}$).

6.5.2 Alcalifeldspato

Foram realizadas 36 análises pontuais, incluindo núcleo e borda de cristais de alcalifeldspato, dos representantes das três unidades principais.

Os procedimentos para o cálculo da fórmula estrutural foram os mesmos utilizados para o plagioclásio, ou seja, foram recalculados utilizando 32 oxigênios, procedimento comum na literatura e os resultados obtidos estão mostrados na Tabela 6.13.

Na unidade quartzo monzonito os cristais de alcalifeldspato são microclina, e por vezes, são observados finos e esparsos intercrescimentos peritéticos.

Nas unidades sieníticas o alcalifeldspato é o mineral dominante, e está representado por cristais euédricos de microclina peritética. Possuem geminações do tipo *Carlsbad* e albita-periclina, indicando sua cristalização inicial como ortoclásio e inversão a baixa temperatura para microclina.

Na unidade quartzo monzonito a monzogranito alguns cristais apresentam núcleo mais ricos na molécula de albita ($An_0 Ab_{12-36} Or_{88-65}$) e nos demais cristais tanto núcleo quanto a borda apresentam composições com variação de $An_0 Ab_{5-8} Or_{95-92}$. Estas variações mais sódicas no núcleo dos cristais e mais potássicas na borda, sugerem que em direção as bordas do cristal há um discreto zoneamento composicional.

Nas Unidades alcalifeldspato sienito cinza e quartzo-sienito rosa, embora tenha havido dificuldades em se obter análises químicas confiáveis, devido as exsoluções sódicas que formam as pertitas nos alcalifeldspatos, observou-se que os alcalifeldspatos são microclinas, os quais mostram variação composicional muito restrita e bastante homogêneas (Unidade alcalifeldspato sienito cinza: $An_0 Ab_{8-14} Or_{92-85}$ e Unidade quartzo-sienito rosa: $An_0 Ab_{6-9} Or_{94-91}$), refletindo as características composicionais do magma progenitor.

De acordo com Deer et al. (1966), a maior parte dos feldspatos alcalinos naturais não é homogênea, mas contém partes separadas ricas em potássio e partes ricas em sódio. Nas condições de alta temperatura os feldspatos alcalinos correspondem a uma solução sólida contínua, mas apresentam mudança de simetria na composição $Or_{37} Ab_{63}$, onde as amostras ricas em potássio são monoclinicas (sanidina/ortoclásio) e as ricas em sódio são triclinicas

(anortoclásio). Com a diminuição de temperatura há mudança na simetria e é formada uma imiscibilidade, que inicialmente ocorre em uma escala muito fina (criptopertitas de anortoclásio e sanidina) e reconhecível apenas no raio X e não no microscópio. A temperaturas inferiores, a imiscibilidade passa a ocorrer em larga escala, onde as fases são visíveis ao microscópio (micropertita).

Nas unidades quartzo monzonito e alcalifeldspato sienito cinza foram observados cristais com composições que incidiram no campo dos anortoclásios com composições variando de $An_{0-3} Ab_{71-80} Or_{29-17}$ (unidade quartzo monzonito) e de $An_{0-0,49} Ab_{79-68} Or_{21-31}$ (unidade alcalifeldspato sienito cinza). As composições de anortoclásio foram observadas em dois cristais na unidade quartzo monzonito e dois da unidade alcalifeldspato sienito cinza, sendo que um destes resultados foi obtido próximo a uma exsolução de albita (SC-51C4FDE). Estas composições de anortoclásio determinadas podem estar representando porções criptopertíticas de anortoclásio (Figura 6.19).

6.6 TITANITA

As titanitas nas unidades sieníticas são euédricas a subédricas, algumas vezes estão geminadas e estão inclusas em anfibólio produzindo halos pleocróicos. Na Unidade quartzo monzonito a monzogranito a titanita é subeuédrica a anédrica, apresentam zoneamento

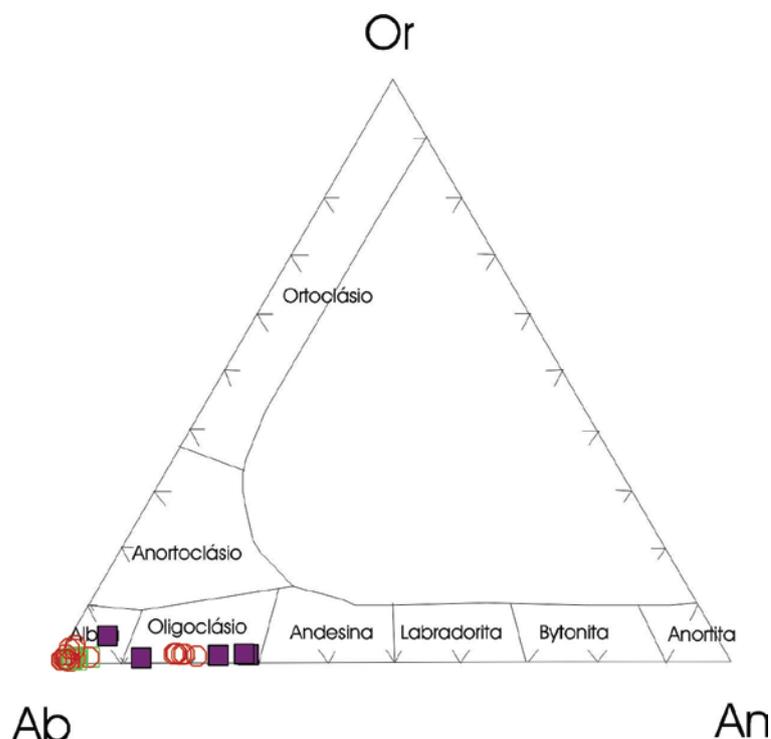


Figura.6.18 – Diagrama Ab-An-Or para as composições dos plagioclásios das amostras do Batólito Serra do Catu. Círculo aberto -Unidade (quartzo) alcalifeldspato sienito; Quadrado

fechado- Unidade quartzo monzonito a monzogranito; Quadrado aberto-Unidade quartzo-sienito rosa.

concêntrico ou feições de sobrecrescimento. Na Unidade alcalifeldspato sienito cinza ocorrem principalmente como uma fase tardia, anédrica, envolvendo diopsídio, anfibólio, apatita e minerais opacos euédricos.

Foram realizadas apenas 3 análises em titanitas duas análises na Unidade quartzo-sienito rosa (núcleo/borda) e uma na Unidade alcalifeldspato sienito cinza (núcleo).

A fórmula geral para o cálculo da fórmula mineral da titanita pode ser expressa por $\text{CaTi}(\text{SiO}_4)(\text{O},\text{OH},\text{F})$, de acordo com Deer et al (1966). Para as titanitas do Batólito Serra do Catu a fórmula estrutural foi recalculada na base de 20 oxigênios, número do grupo $\text{OH}=0$ (Deer et al. 1972) e normalizada com base em número fixo de anions $(\text{O}+\text{Cl}+\text{F})$ [Deer et al., 1966] e os resultados obtidos estão mostrados na Tabela 6.14.

De acordo com Deer et al. (1966), as principais substituições que podem ocorrer nas titanitas são:

$\text{Ca} \leftrightarrow \text{Na}$, terras raras, Mn, Sr, (Ba)

$\text{Ti} \leftrightarrow \text{Al}$, Fe^{3+} , Fe^{2+} , Mg, Nb, Ta, V (Cr)

$\text{O} \leftrightarrow \text{OH}$, F, (Cl)

Provavelmente todas as titanitas apresentam, pelo menos em certa extensão, uma substituição do OH pelo F.

Nas amostras do Batólito Serra do Catu a determinação das principais substituições não foi possível, devido ao reduzido número de análises realizadas.

Estudos experimentais mostram uma correlação positiva entre o teor de Al em titanitas e a pressão (Enami et al. 1993). Galindo et al. (2000) através do estudo de titanitas magmáticas e precoces na sequência de cristalização de granitóides tipo Itaporanga, na faixa seridó, mostrou que baseado no geobarômetro de Smith (1992), titanitas com Al_2O_3 de 2,16%, 1,74% e 1,5% cristalizaram respectivamente a pressões de 7Kbar, 6Kbar e 5Kbar. Usando estas características e valores de Al_2O_3 de titanita como parâmetro tem-se que nas unidades quartzo sienito rosa a quartzo monzonito a monzogranito, que tem titanita euédrica e precoce, os valores próximos a 1% encontrados em titanita sugerem que estas cristalizaram a pressões menores que 5 Kbar, ou seja em condições de baixa a média pressão, confirmando portanto como será visto adiante, as observações feitas usando o geobarômetro de Al-hornblenda.

Tabela 6. 13 – Análises químicas representativas de alcali-feldspatos do Batólito Serra do Catu. Fórmula Mineral com base em 32 oxigênios.

Amostra	FL326B	SC51	SC51	SC51	SC51	SC51	SC51	SC51						
Posição	C1FDC	C1FDE	C1FDH	C1FDI	C1FDD	C5FDB	C7FDA	C4FDA	C4FDB	C4FDC	C4FDD	C4FDF	C4FDG	C4FDE
Fácies	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A
SiO ₂	62,52	62,87	63,82	63,57	66,23	62,84	63,64	64,75	63,89	64,44	63,70	64,59	64,38	67,96
Al ₂ O ₃	18,35	18,29	18,27	18,49	19,21	18,61	18,41	18,71	18,92	18,58	18,72	18,71	18,51	19,44
FeO	0,20	0,17	0,15	0,11	0,05	0,04	0,18	0,10	0,22	0,12	0,16	0,10	0,12	0,07
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09
Na ₂ O	1,59	1,17	1,36	1,54	8,00	1,55	0,98	0,93	1,14	1,33	1,00	1,26	1,09	9,48
K ₂ O	13,94	14,59	14,59	13,63	5,58	13,73	14,95	15,25	14,53	14,21	14,61	14,66	14,45	3,80
BaO	1,32	0,75	0,69	1,04	0,72	1,70	1,01	0,95	1,21	1,44	1,32	0,84	1,21	0,37
TOTAL	97,92	97,84	98,88	98,38	99,89	98,47	99,16	100,68	99,91	100,12	99,50	100,18	99,76	101,21
Formula														
Si	11,87	11,91	11,95	11,93	11,90	11,86	11,92	11,93	11,87	11,94	11,89	11,93	11,95	11,94
Al	4,11	4,08	4,03	4,09	4,07	4,14	4,06	4,06	4,14	4,06	4,12	4,07	4,05	4,02
Fe(ii)	0,03	0,03	0,02	0,02	0,01	0,01	0,03	0,02	0,03	0,02	0,03	0,02	0,02	0,01
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02
Na	0,58	0,43	0,49	0,56	2,78	0,57	0,36	0,33	0,41	0,48	0,36	0,45	0,39	3,23
K	3,38	3,53	3,48	3,26	1,28	3,31	3,57	3,58	3,44	3,36	3,48	3,45	3,42	0,85
Ba	0,10	0,06	0,05	0,08	0,05	0,13	0,07	0,07	0,09	0,10	0,10	0,06	0,09	0,03
TOTAL	20,06	20,03	20,03	19,94	20,10	20,01	20,01	19,99	19,99	19,95	19,97	19,99	19,93	20,09
An	0,02	0,00	0,02	0,02	0,49	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,40
Ab	14,75	10,86	12,40	14,69	68,18	14,61	9,09	8,46	10,66	12,44	9,40	11,59	10,25	78,82
Or	85,23	89,14	87,58	85,30	31,32	85,39	90,91	91,54	89,34	87,56	90,60	88,41	89,73	20,79

B- borda e N- núcleo Fácies (quartzo) alcalifeldspato sienito (A), Fácies quartzo monzonito (B) Fácies quartzo sienito a quartzo alcalifeldspato sienito (C)

Tabela 6. 13 – Análises químicas representativas de alcali-feldspatos do Batólito Serra do Catu. Fórmula Mineral com base em 32 oxigênios.

Amostra	SC55/12	SC55/13	SC55/14	SC55/15	SC61/18	SC-61/19	SC71/49	SC71/50	SC-71/53	FL328/C5	FL328/MCC/	SC61/20
Posição	B	N	B	N	B	N	B	N	N	INCLUSO NA BIOTITA	B	B
Fácies	B	B	B	B	B	B	B	B	B	B	B	B
SiO ₂	61,95	62,83	62,29	63,62	63,57	65,11	64,62	64,51	66,61	63,36	64,03	65,54
Al ₂ O ₃	19,03	18,84	19,11	19,18	18,77	19,07	18,85	18,64	24,36	19,61	18,05	22,62
FeO	0,18	0,1	0,17	0,25	0	0,08	0	0,01	0,20	0,11	0,11	0,16
CaO	0	0	0	0	0	0	0	0	0,52	0,00	0,01	3,37
Na ₂ O	0,85	1,06	0,99	3,89	0,59	2,44	0,75	0,63	8,48	0,84	1,53	9,58
K ₂ O	15,03	14,99	15,1	10,85	16,93	13,61	16,89	17,7	2,78	15,11	14,21	0,13
BaO	1,21	1,53	1,93	1,26	0,08	0	0	0	0,00	0,00	0,57	0,00
TOTAL	98,25	99,35	99,59	99,05	99,94	100,31	101,11	101,49	102,95	99,04	98,51	101,40
Formula												
Si	11,76	11,81	11,74	11,8	11,85	11,9	11,88	11,87	11,40	11,79	11,99	11,39
Al	4,26	4,17	4,24	4,19	4,12	4,11	4,08	4,04	4,91	4,30	3,98	4,63
Fe(ii)	0,03	0,02	0,03	0,04	0	0,01	0	0	0,03	0,02	0,02	0,02
Ca	0	0	0	0	0	0	0	0	0,10	0,00	0,00	0,63
Na	0,31	0,39	0,36	1,4	0,21	0,86	0,27	0,22	2,81	0,30	0,56	3,23
K	3,64	3,59	3,63	2,57	4,02	3,17	3,96	4,16	0,61	3,59	3,39	0,03
Ba	0,09	0,11	0,14	0,09	0,01	0	0	0	0,00	0,00	0,04	0,00
TOTAL	20,09	20,09	20,14	20,09	20,21	20,06	20,19	20,3	19,86	20,00	19,99	19,92
An	0	0	0	0	0	0	0	0	2,71	0,00	0,03	0,00
Ab	7,91	9,7	9,06	35,27	5,03	21,41	6,32	5,13	80,03	7,82	14,07	71,09
Or	92,09	90,3	90,94	64,73	94,97	78,59	93,68	94,87	17,26	92,18	85,90	28,91

B- borda e N- núcleo Fácies (quartzo) alcalifeldspato sienito (A), Fácies quartzo monzonito (B) Fácies quartzo sienito a quartzo alcalifeldspato sienito (C)

Tabela 6. 13 – Análises químicas representativas de alcali-feldspatos do Batólito Serra do Catu. Fórmula Mineral com base em 32 oxigênios

Amostra	SC-69/31/N	FL328A/CORR?	FL328A/PLGCORR?	FL328A	FL328A	FL328A	FL328A	FL328A	SC-69/30/B
Posição	N	C3	C3	C2FDD	C2FDE	C3FDB	C4FDA	C4FDD	B
Fácies	C	C	C	C	C	C	C	C	C
SiO ₂	64,37	63,83	63,59	63,48	62,75	62,78	63,34	63,67	64,18
Al ₂ O ₃	18,49	18,35	18,47	18,30	18,54	18,38	18,39	18,51	18,86
FeO	0,04	0,08	0,13	0,00	0,02	0,08	0,06	0,12	0,11
CaO	0	0,00	0,00	0,01	0,04	0,00	0,00	0,00	0
Na ₂ O	0,87	0,72	0,98	0,74	0,67	0,64	0,87	1,01	0,96
K ₂ O	16,72	15,22	14,69	15,06	15,30	15,39	14,99	14,66	16,85
BaO	0,08	1,28	1,21	1,19	1,04	1,05	0,97	1,05	0
TOTAL	100,57	99,46	99,07	98,78	98,36	98,32	98,63	99,01	100,96
Formula									
Si	11,91	11,94	11,92	11,94	11,87	11,89	11,92	11,92	11,84
Al	4,03	4,04	4,08	4,06	4,13	4,10	4,08	4,08	4,1
Fe(ii)	0,01	0,01	0,02	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02	0,02
Ca	0	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0
Na	0,31	0,26	0,36	0,27	0,25	0,24	0,32	0,37	0,34
K	3,95	3,63	3,51	3,61	3,69	3,72	3,60	3,50	3,96
Ba	0,01	0,09	0,09	0,09	0,08	0,08	0,07	0,08	0
TOTAL	20,21	19,98	19,98	19,97	20,03	20,04	20,00	19,97	20,26
An	0	0,00	0,00	0,04	0,18	0,00	0,00	0,00	0
Ab	7,33	6,70	9,19	6,94	6,27	5,96	8,10	9,48	7,97
Or	92,67	93,30	90,81	93,03	93,55	94,04	91,90	90,52	92,03

B- borda e N- núcleo Fácies (quartzo) alcalifeldspato sienito (A), Fácies quartzo monzonito (B) Fácies quartzo sienito a quartzo alcalifeldspato sienito (C)

6.7 EPIDOTO

Foram realizadas apenas duas análises nas bordas de um cristal de epidoto de uma amostra da unidade quartzo monzonito a monzogranito.

Os resultados analíticos foram recalculados usando 12,5 oxigênios (Deer et al. (1972) e um número fixo de ânions (O+F+Cl) Deer et al (1966) e podem ser observados na Tabela 6.15.

A presença de epidoto só foi registrada nesta unidade e, conforme descrito na petrografia foram reconhecidos epidoto com texturas similares àquelas de epidoto magmático [FOTO V. 4] (Zen & Hammarstron, 1984).

Tabela 6. 14 - Fórmula mineral da titanita com base em 20 oxigênios e número do grupo OH =0 (Deer et al. 1972) e normalizada com base em número fixo de anions (O+Cl+F) [Deer et al., 1966]. A = alcalifeldspato sienito cinza, C= quartzo-sienito rosa

Amostra	SC-67	SC-67	SC-93
Posição	2/16/B	2/17/N	C1/N
Unidade	C	C	A
SiO ₂	29,86	29,87	29,045
TiO ₂	36,52	35,28	36,912
Al ₂ O ₃	1,04	1,01	1,031
Cr ₂ O ₃	0	0	0,083
FeO	1,58	1,94	2,185
MnO	0,08	0,17	0,084
MgO	0,13	0,05	0,033
CaO	27,23	26,79	26,946
Na ₂ O	0,03	0,1	0,025
K ₂ O	0	0	0
TOTAL	96,47	95,21	96,344
Número de cátions com base em 20 oxigênios e 0 = OH			
Si	4,055	4,113	3,968
Ti	3,73	3,654	3,793
Al	0,166	0,164	0,166
Fe(ii)	0,179	0,223	0,25
Mn	0,009	0,02	0,01
Mg	0,026	0,01	0,007
Ca	3,962	3,952	3,944
Na	0,008	0,027	0,007
TOTAL	12,127	12,136	12,145

As análises obtidas na borda de um cristal mostraram teores de pistacita de 28, sugerindo que o epidoto é tipicamente magmático, pois, de acordo com Tulloch (1986) e Vyhnał et al. (1991), teores de pistacita variando de 25 a 29 são características de epidoto magmático. Relacionando a composição do epidoto magmático com a fugacidade de oxigênio, o teor de pistacita entre 25 e 33 indica que o epidoto cristalizou em condições cuja fugacidade de oxigênio situava-se entre os tampões NB e HM. Esta determinação empírica da fugacidade de oxigênio é coerente com as observações feitas em anfibólio, que sugeriram nesta unidade o anfibólio foi cristalizado em condições oxidantes.

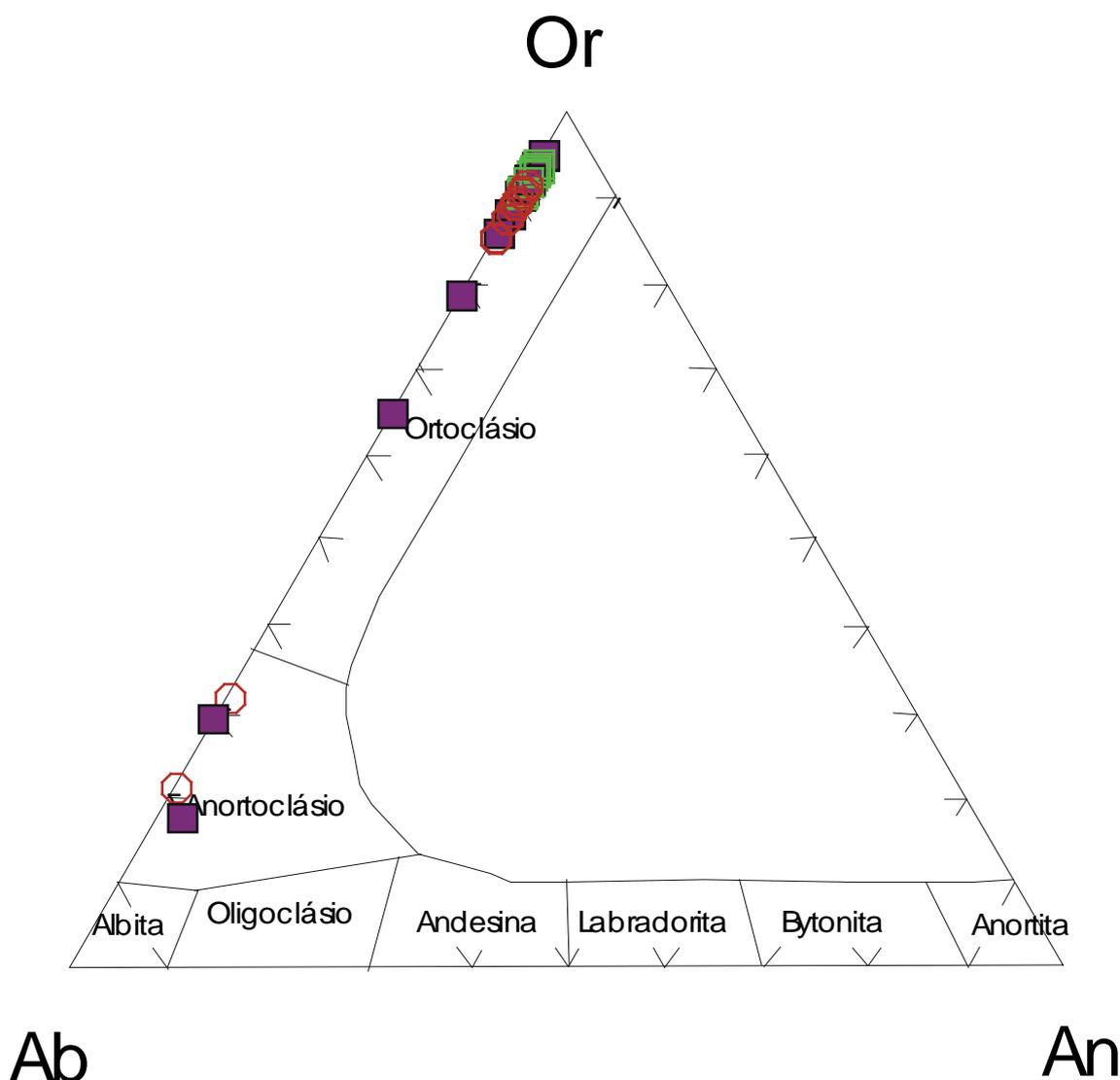


Figura.6.19 – Diagrama Ab-An-Or para as composições de alcalifeldspatos das amostras do Batólito Serra do Catu. Legenda igual a Figura. 6.23. Os cristais de alcalifeldspato analisados caem, nos diagramas de composições dos feldspatos representando a situação de alta temperatura (Figura 6.24), no campo do ortoclásio e alguns cristais das Unidade alcalifeldspato sienito cinza e quartzo monzonito a monzogranito caem no campo dos anortoclásios.

Tabela 6.15 – Análises químicas representativas de epidoto da Unidade Quartzo Monzonito a monzogranito do Batólito Serra do Catu. Fórmula mineral com base em 12,5 oxigênios e número do grupo OH =0 (Deer et al. 1972) e normalizada com base em número fixo de anions (O+Cl+F) [Deer et al. 1966

Amostra	SC-61	SC-61
Posição	C3/B	C3/B1
SiO ₂	38,09	38,38
TiO ₂	0	0,12
Al ₂ O ₃	22,82	22,36
Cr ₂ O ₃	0,03	0,09
FeO	12,81	13,5
MnO	0,13	0,23
MgO	0,02	0
CaO	22,57	23,42
Na ₂ O	0,07	0,09
K ₂ O	0	0,02
TOTAL	96,54	98,21
Si	2,912	2,901
Al	2,054	1,99
Fe(iii)	0,818	0,852
Mg	0,002	0
Ca	1,848	1,896
TOTAL	7,634	7,639

7 CONDIÇÕES DE CRISTALIZAÇÃO

7.1 GEOBAROMETRIA

O papel da geobarometria das rochas graníticas é uma parte crítica na elucidação da história tectônica de uma região. Porém, a pressão é um dos parâmetros magmáticos mais difíceis de determinar, e por isto, existem poucos geobarômetros que possam ser utilizados para as rochas ígneas. De acordo com Anderson (1996) os barômetros usados para granitos metaluminosos são Fe-ortopiroxênio-faiálita-quartzo; Al em hornblenda; granada-hornblenda-plagioclásio-quartzo; granada-biotita-plagioclásio-muscovita; fengita.

Os barômetros para rochas ígneas fornecem a pressão estimada para a consolidação final, e o barômetro de Al em hornblenda fornece a pressão de cristalização de hornblenda pelo menos para os bordos em equilíbrio com o quartzo.

Dentre estes, o barômetro Al em hornblenda tem recebido atenção especial desde sua calibração empírica inicial feita por Hammarstron & Zen (1986) e Hollister et al. (1987), onde foi verificado que as diferenças nos teores de Al dos anfibólios cálcicos estariam diretamente relacionadas com a profundidade de intrusão dos plutões graníticos, e que o teor de Al na hornblenda aumentaria com a pressão permitindo assim estimar a pressão de equilíbrio e profundidade de certos magmas metaluminosos.

Ao usar este geobarômetro, devem ser atendidos alguns pré-requisitos, tais como: devem ser granitóides calcioalcalinos (diorito, quartzo-diorito, granodiorito, tonalito, granitos), os anfibólios devem coexistir com o quartzo (para se eliminar o efeito da a_{SiO_2}) como variável, já que Al^{IV} é correlacionado negativamente com o teor de SiO_2 e a paragênese deve incluir plagioclásio (An_{25-30}), quartzo, sanidina (alcalifeldspato), biotita, hornblenda, titanita, ilmenita ou magnetita, \pm epidoto \pm piroxênio de modo que funcione como (*buffer*).

Baseado nestes pré-requisitos é possível observar que a maior parte dos litotipos encontrados no Batólito Serra do Catu são sienitos não tendo composições apropriadas para a utilização deste geobarômetro, portanto não é possível estimar a pressão para este tipo de rocha por este geobarômetro.

Porém, no Batólito Serra do Catu a unidade de bordo, a mais precoce, está constituída por rochas com composições quartzo monzoníticas a monzograníticas e os enclaves, presentes nesta e nas unidades sieníticas, mostram assembléias minerais que respeitam as restrições impostas pelos diversos autores para o uso do geobarômetro Alumínio em hornblenda.

Assim, os dados de Al total obtidos através de análise de microsonda no bordo de cristais de hornblenda das unidades quartzo monzonito a monzogranito e dos enclaves foram utilizados para determinar a pressão reinante durante a cristalização dos anfibólios nestas unidades.

Na determinação da pressão de cristalização da unidade quartzo monzonito a monzogranito foram utilizados dois geobarômetros:

1- o proposto por Schmidt (1992), que considera que apenas a pressão é responsável pelas mudanças no Al dos anfibólios, apresenta um erro pequeno de $\pm 0,6$ Kbar e foi calibrado sob condições saturadas em água, utilizando a calibração:

$P (\pm 0,6 \text{ Kbar}) = 4,76 \text{ Al}_t - 3,01$; onde os valores de Al_t correspondem às análises feitas nos bordos dos cristais de anfibólio;

2- o proposto por Anderson & Schmidt (1995), que, além das condições do barômetro de Schmidt (1992), incorporou a temperatura, pois de acordo com os referidos autores e Anderson (1996), todos os barômetros são dependentes da temperatura e podem ser afetados por variações em outros parâmetros intensivos. No cálculo deste geobarômetro experimental foi utilizado o valor médio da temperatura obtida através do geotermômetro clinopiroxênio-anfibólio de Perchuk et al. (1985) de 700°C , para as unidades sieníticas, pois o piroxênio coexistindo com hornblenda sugere que estes foram estáveis durante a cristalização no *solidus*, das unidades sieníticas, as quais estão em contato ígneo com a unidade quartzo monzonitoa monzogranito, no local de posicionamento. Assim, para o barômetro de Anderson & Schmidt (1995), cujo uso só é recomendado para hornblenda com $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ entre 0,40-0,65 a calibração é feita por:

$$P (\pm 0,6\text{Kbar}) = 4,76*\text{Al} - 3,01 - [\text{T}^\circ\text{C}-675/85] * [0,530*\text{Al}+0,005294*(\text{T}^\circ\text{C}-675)]$$

Através da Tabela 7.1 pode-se observar que na unidade quartzo monzonito a monzogranito o anfibólio cristalizou a pressões entre 4,32 e 5,91 Kbar (Schmidt, 1992) e 4,04 e 5,56 Kbar (Anderson & Schmidt ,1995), e nos enclaves as pressões obtidas foram, respectivamente, entre 3,71 Kbar-4,85 Kbar e 3,44 Kbar-4,55 Kbar.

Estes resultados sugerem que estes litotipos cristalizaram em condições de média pressão (entre 4 e 5 kbar), condições estas também sugeridas quando se utilizam os diagramas propostos por Hammarstron & Zen (1986), mostrado nas Figuras 7.1A e 7.1B. Considerando que o gradiente bórico é de 1 Kbar/3 Km, pode-se dizer que esta unidade cristalizou o anfibólio a uma profundidade entre 12 e 17 Km.

Tabela 7.1 Mostra os parâmetros e os valores obtidos para a pressão de cristalização de anfibólios do Batólito Serra do Catu (unidade quartzo monzonitos a monzogranitos-B e enclaves-EM). A pressão P1 foi calculada segundo Schmidt (1992) e P2 segundo Anderson & Schmidt (1995).

Amostra	Posição	Unidade	Al (iv)	Al (vi)	Altotal	P1	Fe/(Fe+Mg)	P2
SC-75/33/c1	Borda	B	1,40	0,39	1,79	5,51	0,53	5,19
SC-75/37/c3	Borda	B	1,42	0,45	1,87	5,91	0,53	5,56
SC-75/33/c1	Borda	B	1,40	0,39	1,79	5,51	0,53	5,19
SC-75/37/c3	Borda	B	1,42	0,45	1,87	5,91	0,53	5,56
SC-71/06/c2	Borda	B	1,38	0,16	1,54	4,32	0,49	4,04
SC-61/17/c2	Borda	B	1,34	0,22	1,56	4,43	0,51	4,13
SC46B/28/c2	Borda	EN	1,22	0,19	1,41	3,71	0,46	3,44
SC46B/30/c3	Borda	EN	1,36	0,29	1,65	4,85	0,47	4,55

7.2 GEOTERMOMETRIA

7.2.1 Geotermometria por saturação em zircônio

O zircão é uma fase mineral acessória, cuja presença no magma pode ter profundo efeito na distribuição de muitos elementos traços importantes nas séries de rochas ígneas (Zr, Hf e Terras raras).

É consenso geral que a alcalinidade do magma afeta a solubilidade do zircão. Estudos experimentais de Watson (1979) mostram que as condições geoquímicas/petroológicas apropriadas para a cristalização de zircão a partir de magmas félsicos, têm duas variáveis que são importantes em determinar se o magma é saturado em Zr, são elas: 1) a quantidade de Zr no sistema e 2) a razão $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ do líquido. Os líquidos peralcalinos retêm grandes concentrações de Zr em solução. Em fundidos não alcalinos, o Zr tem baixa solubilidade, sendo provável que o zircão seja uma fase *liquidus* na maior parte dos magmas félsicos.

A temperatura de saturação é calculada para determinar a temperatura na qual o magma começou a cristalizar o zircão. Estes cálculos estimam as temperaturas mais altas na qual o zircão torna-se uma fase *liquidus*, mas não a temperatura de cristalização da rocha.

As relações petrográficas mostram que o zircão cristalizou antes da maioria dos minerais máficos, ocorrendo como inclusão nestes (anfíbólio e biotita). Deste modo, as temperaturas obtidas através desta metodologia são meramente uma estimativa entre o *liquidus* e o *solidus*.

Watson (1987) propôs um geotermômetro que usa o teor de Zr em rocha total, para rochas graníticas, que estima a temperatura em que o magma tornou-se saturado neste elemento, fornecendo uma estimativa para a temperatura do *liquidus* no sistema. Esta fórmula é:

$$T = -273 + [12900 / (17.18 - \ln Zr)]$$

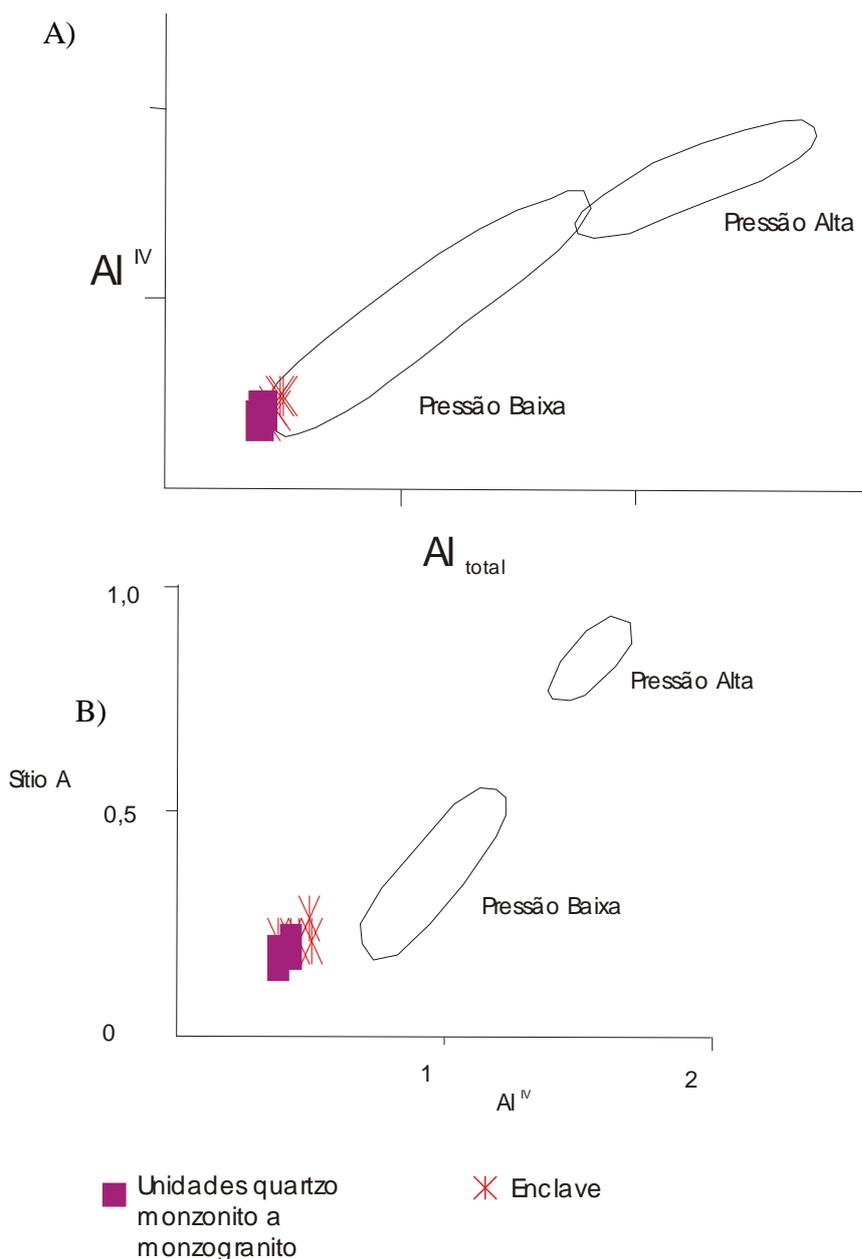


Figura 7. 1 Diagramas empíricos idealizados por Hammarstron & Zen (1986) para anfibólios cálcicos A) Diagrama Al^{IV} Vs Al_{total} e B) Diagrama Al^{IV} Vs Sítio A.

A partir desta fórmula foram obtidas temperaturas de 815,04°C a 876,09°C para a unidade alcalifeldspato sienito cinza, de 804,35°C a 861,59°C para a unidade quartzo monzonito a monzogranito e de 846,06°C a 870,94°C para a unidade quartzo sienito rosa (Tabela 7.2). Deste modo, aplicado nas amostras do Batólito Serra do Catu verifica-se que a saturação em Zr ocorreu em um intervalo de temperatura de 71°C (entre 804,35°C e 876,09°C).

7.2.2 Geotermometria por saturação em Fósforo

A apatita é uma fase mineral acessória e o cálculo da temperatura de saturação deste mineral permite que seja determinada a temperatura na qual o magma começou a cristalizar apatita, estimando, deste modo, as temperaturas mais altas na qual a apatita torna-se uma fase *liquidus*, mas não a temperatura de cristalização da rocha.

Estudos realizados por Green & Watson (1982) em sistemas calcioalcalinos de alto potássio e hidratado, mostraram que existe uma relação estreita entre a saturação em apatita, o teor em sílica e a temperatura, cujos efeitos da pressão não são significativos. Os referidos autores também mostraram que a solubilidade da apatita aumenta com a diminuição de sílica e aumento de temperatura e que, quando avaliado o efeito do conteúdo de água sobre a solubilidade da apatita, não há uma variação dramática nos níveis de saturação em apatita com o P_2O_5 entre os resultados obtidos nos experimentos e nas composições naturais, mesmo parecendo haver um ligeiro aumento na solubilidade da apatita com a diminuição do conteúdo de água.

Deste modo, a partir de certos níveis de P_2O_5 e SiO_2 se inicia a cristalização de apatita, em rochas com composições naturais, não modificadas. A partir desta relação, foi proposto um gráfico binário de SiO_2 versus P_2O_5 , em rocha total, no qual foram inseridas curvas de temperaturas, e onde devem ser inseridas as análises das rochas que se queira determinar a temperatura de saturação em apatita.

As análises das amostras do Batólito Serra do Catu foram inseridas neste diagrama (Figura 7.2), considerando pressões de 7,5 Kbar, projetando-se entre as isotermas de 950° C e 1080° C para o início da cristalização de apatita, com as temperaturas de início de cristalização em torno de 1080°C para a Unidade alcalifeldspato sienito cinza.

Este intervalo de temperatura deve refletir a temperatura mais próxima do *liquidus* do Batólito Serra do Catu, visto que esta fase mineral cristalizou precocemente na seqüência de cristalização. Neste batólito, o teor de P_2O_5 são ligeiramente mais elevados que aqueles das rochas calcioalcalinas de alto potássio, permitindo que a saturação em apatita ocorra à temperaturas ligeiramente mais elevadas quando comparadas as séries calcioalcalinas.

Tabela 7. 2 – Temperaturas de saturação em zircônio para as rochas do Batólito Serra do catu (geotermômetro de Watson, 1987). Unidades A= alcalifeldspato sienito cinza, B = quartzo monzonito a monzogranito, C= quartzo sienito rosa.

Amostra	Unidade	Zr (ppm)	T (°C)	T média
sc-46a	A	309	853,97	
scf-35	A	242	830,41	
scf-46	A	206	815,41	
sc-55	A	279,1	844,03	
sc-54	A	239,9	829,59	
scf-21	A	245,7	831,84	
scf-30	A	281	844,69	
scf-39	A	272	841,55	
sc-52	A	270,9	841,16	
FL373	A	262	837,95	
FL336A	A	385,2	876,09	
FL339	A	310,3	854,38	
SC84	A	294,2	849,15	
SC93	A	304,9	852,65	
FL367	A	255,4	835,52	
FL366	A	281	844,69	
Média A				842,69
sc-75	B	333,7	861,59	
sc-71	B	240	829,62	
sc-61	B	253,9	834,96	
FL370	B	182,4	804,35	
FL354	B	256,3	835,85	
FL387	B	283,2	845,45	
FL356C	B	275,8	842,89	
FL388	B	242,8	830,72	
Média B				835,68
sc-95-a	C	366	870,88	
sc-69	C	319,1	857,14	
scf-38	C	299,9	851,03	
scf-47	C	313,3	855,33	
scf-36	C	285	846,06	
sc-67	C	321,4	857,85	
sc-65	C	351,1	866,68	
FL396	C	365,9	870,86	
FL342	C	351,9	866,91	
SC83	C	313,6	855,42	
SC88	C	354	867,51	
FL344	C	366,2	870,94	
FL328A	C	330	860,48	
FL348	C	317,3	856,58	
Média C				860,98
sc-46b	ENCLAVE	178	802,16	
sc-95-b	ENCLAVE	332	861,08	
FL326A	ENCLAVE	176,5	801,40	
FL335B	ENCLAVE	85,9	740,61	
FL336B	ENCLAVE	392,5	878,02	
FL389	ENCLAVE	269,7	840,73	

7.2.3 Geotermômetro de clinopiroxênio-hornblenda

Muitos plutões calcioalcalinos contêm piroxênio e estes, geralmente, estão manteados por hornblenda e, baseado nas observações texturais, podem não ter sido estáveis na condição *solidus*, mas pelo fato das rochas terem sido formadas em baixas fugacidades de água e a altas temperaturas, os piroxênios nestas rochas podem ser inferidos como tendo sido estáveis durante a cristalização *solidus* (Emslie & Stirling, 1993).

Perchuck et al (1985) apresentou termômetros de clinopiroxênio-hornblenda e clinopiroxênio-biotita, aplicáveis a muitas rochas de composição intermediária, baseado na partição entre Mg/Fe.

Estes termômetros foram apresentados na forma gráfica, porém, sem nenhuma informação sobre a natureza ou qualidade da calibração (Anderson, 1996). Embora os resultados do gráfico publicado forneçam temperaturas similares ao geotermômetro Clinopiroxênio-hornblenda, estes resultados devem ser vistos com cautela, pois os dados usados para a calibração não foram publicados em jornal de referência e não foi feita referência sobre os efeitos da variável Fe^{3+}/Fe^{2+} (Anderson, 1996).

Para verificar aplicabilidade deste geotermômetro foram utilizadas as amostras do Batólito Serra do Catu, as quais foram inseridas nos diagramas (Figura 7.3) propostos por Perchuck et al. (1985). Neste diagrama, com o geotermômetro gráfico de clinopiroxênio-hornblenda, foram obtidas temperaturas entre 750°C e 650°C para a cristalização destes minerais, onde a maior parte das amostras apresenta temperaturas entre 750°C e 700°C.

7.2.4 Geotermometria de Feldspatos

No Batólito Serra do Catu observa-se que nas unidades sieníticas os feldspatos são essencialmente alcalifeldspato com intercrescimento pertítico e que, quando plagioclásio ocorre como cristal individual este ocorre como inclusão no alcalifeldspato, com textura de reabsorção e, portanto, representa possivelmente xenocristal, não tendo sido formado em equilíbrio com o mesmo líquido que gerou o sienito.

A presença de albita, apenas como pertita, indica que a rocha cristalizou a temperaturas acima do *solvus* no sistema binário NaAl Si₃O₈-KAlSi₃O₈, e que o feldspato sódico da pertita foi formado por desmistura no estado sólido durante o resfriamento (Tuttle & Bowen, 1958), em condições de mais baixas temperaturas, levando ao intercrescimento dos dois feldspatos. Deste modo, como o *solvus* tem temperatura máxima de 660±10° C (para composições com 50% de Na), então esta é a temperatura mínima da existência estável de feldspatos naquela composição, ou seja, a temperatura de cristalização foi maior

que 660° C. Este fato sozinho confirma os resultados de altas temperaturas, próximas ao *liquidus*, obtidas a partir da saturação em zircão.

7.2.5 Geotermometria de piroxênio

De acordo com o geobarômetro Al em hornblenda para a unidade quartzo monzonito a monzogranito as pressões obtidas foram entre 4 e 5 Kbar, para a cristalização final de hornblenda. Então, se considerarmos que esta pressão é a pressão mínima para a cristalização do piroxênio, ou seja, elas devem ser um pouco maiores ou no máximo igual a esta. Utilizando-se o geotermômetro de Lindsley (1983) para os piroxênios, observa-se que este forneceu temperaturas, a maior parte, abaixo da isoterma de 800°C, principalmente abaixo da isoterma de 500°C (Figura 7.4). Com relação a este geotermômetro cabe enfatizar que o esquema de projeção é apenas uma aproximação e que as isotermas abaixo de 500°C e acima de 1200°C são extrapolações consistentes com as isotermas determinadas experimentalmente. Ainda de acordo com o autor, as amostras mais apropriadas para o uso deste geotermômetro são as rochas vulcânicas, pois a aplicação deste ou qualquer outro geotermômetro de dois piroxênios são problemáticos, pois a maior parte dos piroxênios plutônicos é exsolvida e, portanto, as temperaturas produzidas serão aquelas na qual a exsolução cessou.

As temperaturas em torno de 800°C são apontadas por McDowell & Wyllie (1971) como temperaturas mínimas para a cristalização de piroxênio em sistemas sieníticos saturados em sílica. Estes valores são condizentes com as temperaturas de saturação em zircão, pois indicam que zircão cristalizou em torno de 800°C e, como estes minerais ocorrem inclusos no piroxênio que foi a primeira fase máfica a cristalizar, conclui-se que o piroxênio cristalizou em temperaturas próximas ou um pouco mais baixas que o zircão. As análises que incidiram no campo abaixo da isoterma de 500°C sugere que estas temperaturas reflitam as temperaturas de reequilíbrio ou temperatura em que tenha cessado o processo de exsolução do piroxênio.

7.3 SUSCEPTIBILIDADE MAGNÉTICA (SM)

A susceptibilidade magnética (SM) de uma rocha é dada por cada constituinte mineral da rocha e estes minerais são classificados como isotrópicos, representado pelos minerais diamagnéticos (quartzo, feldspatos, calcita ou qualquer mineral que não tenha ferro), anisotrópicos, representados pelos minerais paramagnéticos, ou seja, os minerais ferromagnesianos (biotita, anfibólio e piroxênio) e os minerais ferromagnéticos (, minerais de ferro tais como a magnetita e ilmenita e hematita).

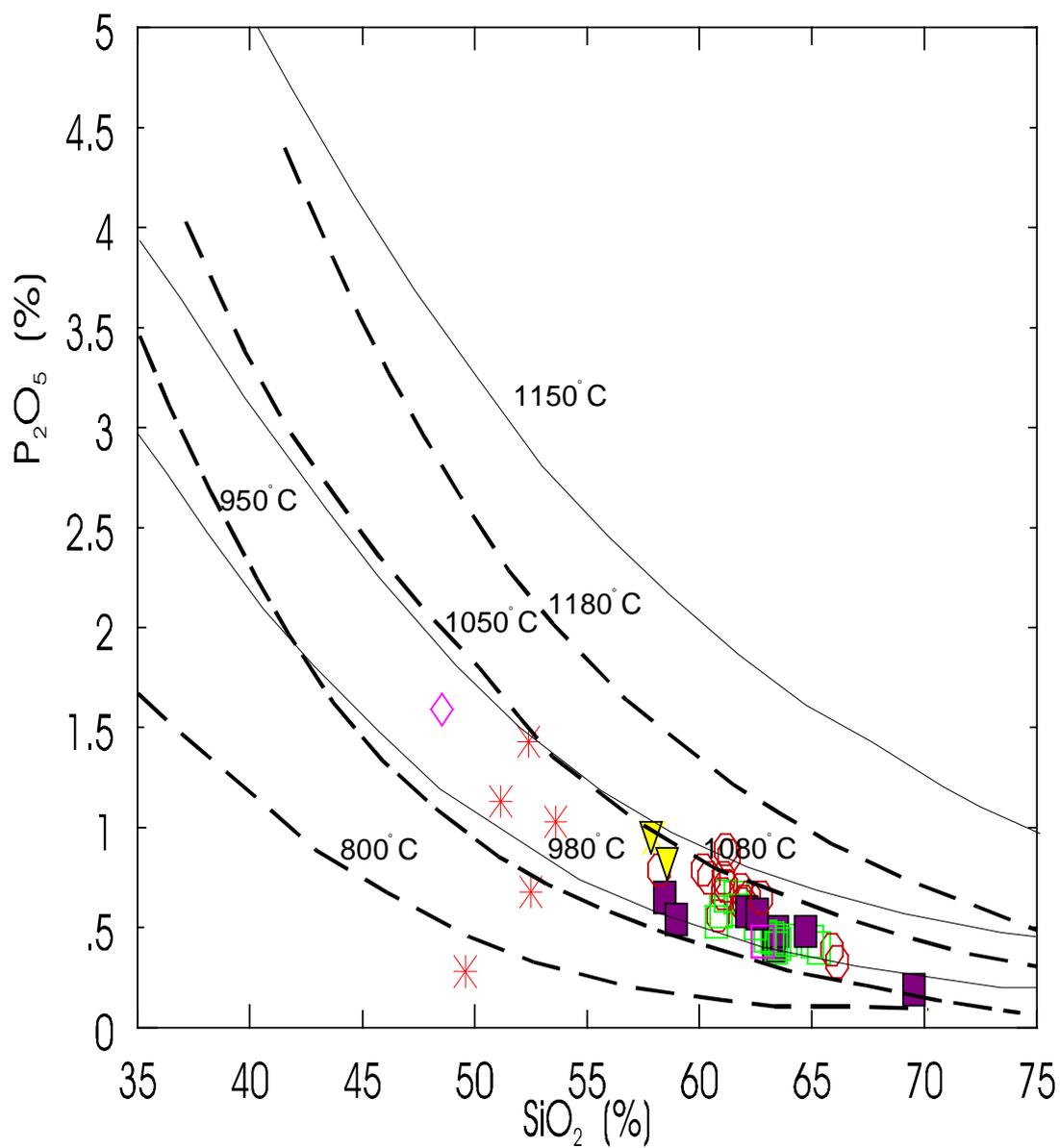


Figura 7.2 Diagrama SiO₂ vs P₂O₅ para amostras do Batólito Serra do Catu, onde pode ser estimada a temperatura de saturação/cristalização de apatita. As curvas tracejadas são de Watson (1979) para pressão de 1 Kbar e as curvas contínuas são de Green & Watson (1982) para pressão de 7,5 Kbar. Legenda igual a Figura 7.1.

A SM (intensidade de magnetização) tem sido bastante utilizada na geologia, seja através de levantamentos aeromagnetométricos (Balsley & Buddington, 1958, Speer, 1981; Criss & Champion, 1984, Grant, 1985; Hattori 1987 in Magalhães et al, 1994), seja em estudos de paleomagnetismo (Collinson, 1983). A SM quando associada com os dados petrográficos e geoquímicos, também é usada em trabalhos petrológicos e metalogenéticos (Ishihara, 1981 & Lapointe et al 1986).

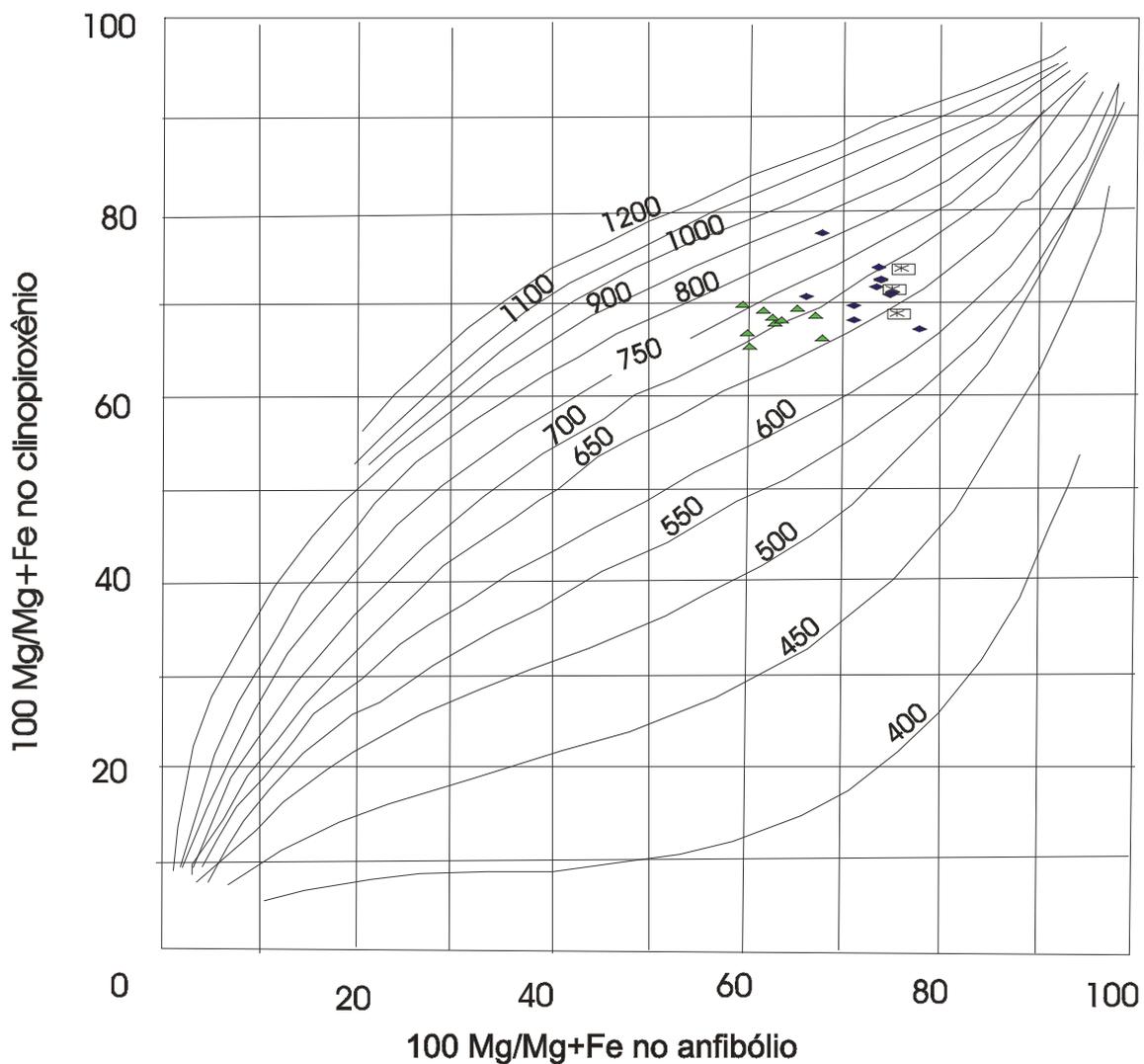
A SM total em granitóides fornece informações importantes, e permitem a classificação das rochas graníticas na série a magnetita e a ilmenita (Ishihara, 1977; 1979,1981, Lapointe et al, 1986). Estes diferentes tipos de granitóides estão relacionados a diferentes condições de formação e tipos de mineralização, e dependendo da assembléia de minerais opacos também é possível separar os granitos tipos I e S (White & Chappell, 1977), os quais refletem distintas condições de fugacidade de oxigênio presente durante a formação de cada tipo de granitóide.

A SM também permite verificar se existe ou não relação direta entre os minerais ferromagnéticos e a magnetização remanescente, além disto, possibilita a separação das unidades precocemente diferenciados daqueles mais tardios, já que em rochas graníticas costuma ocorrer uma diminuição no conteúdo de opacos com a diferenciação magmática (McGrath, 1970; Dall'Agnol et al, 1988; Magalhães, 1991).

O estudo de SM também tem auxiliado na definição do potencial metalogenético de granitóides, permitindo a identificação de áreas propícias à concentração de minérios (Ishihara, 1981; Hattori, 1987 e Magalhães 1991), e também tem possibilitado a caracterização de regiões com diferentes graus de transformação e, indiretamente, a identificação de zonas mineralizadas.

Nos últimos anos, os granitóides foram alvo de vários estudos de anisotropia de susceptibilidade magnética (ASM), pois tais informações permitem que sejam determinadas as direções do *fabric* (lineação e foliação), e estas quando interpretadas, permitem a determinação das orientações do fluxo magmático e das zonas alimentadoras, mas não permitem que sejam estimados os valores dos esforços da orientação principal nem a magnitude do *strain* responsável pelo *fabric*.

Considerando que a assinatura magnética de uma rocha está relacionada ao seu conteúdo de minerais de anisotropias contrastantes e, principalmente, dos minerais ferromagnéticos, e que a SM da rocha é o resultado do somatório das susceptibilidades de cada mineral que compõe a rocha. No estudo de granitóides a mineralogia constitui-se por silicatos diamagnéticos (com susceptibilidade muito baixa), paramagnéticos (com susceptibilidade baixa, $K=10^{-4}$ a 10^{-5} SI) e quantidades traço de ferromagnéticos ($K=10^2$ SI), e a susceptibilidade magnética total é o resultado do balanço magnético destes minerais.



- ▲ Unidade C
- ◆ Unidade A
- ✕ Enclave

Figura 7.3 Termômetro Anfíbólio-clinopiroxênio (segundo Perchuck, 1969,1970) para amostras do Batólito Serra do Catu. Legenda: Unidade A=(quartzo) alcalifeldspato sienito, Unidade C= Unidade quartzo sienito a quartzo alcalifeldspato sienito

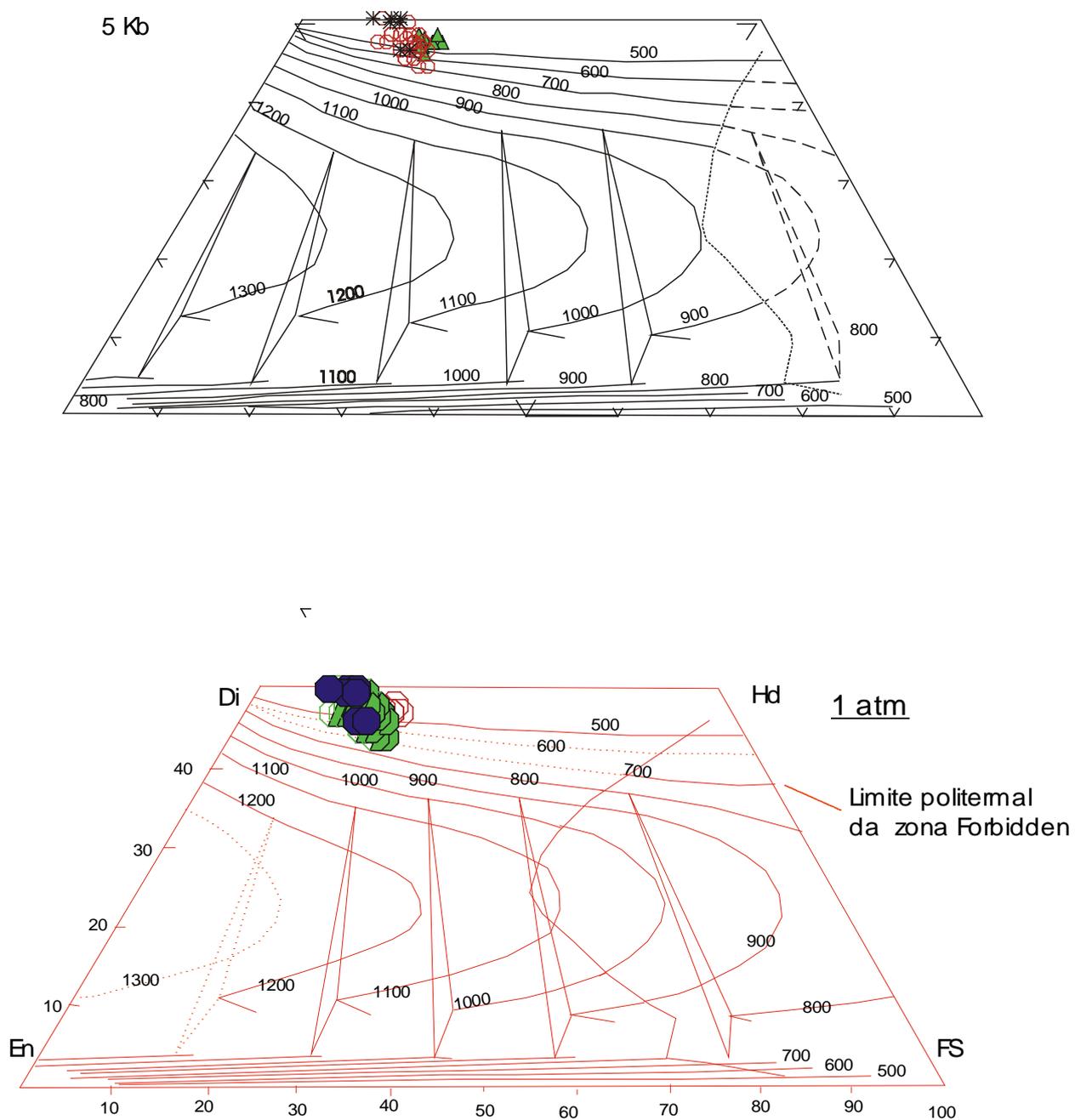


Figura 7.4 Termômetro clinopiroxênio (segundo Lindsley, 1983) para amostras do Batólito Serra do Catu

Os estudos de SM total e de mineralogia de opacos realizados no Batólito Serra do Catu auxiliaram nas interpretações aeromagnetométricas, a classificá-lo quanto à série ilmenita ou magnetita, a estimar as condições de fugacidade de oxigênio, a verificar a existência ou não de relação direta entre os minerais ferromagnéticos e a magnetização remanescente, a tentar separar as unidade com base nos valores de SM e separar as unidades precocemente diferenciadas daqueles mais tardios. Para isto, foram selecionadas 35 amostras (pó de rocha) e os resultados obtidos estão apresentados na tabela 7.3, onde também estão mostradas as unidade correspondentes.

Os resultados obtidos evidenciou que o Batólito Serra do Catu possui valores de SM elevadas, com SM média de $7,8 \times 10^{-3}$ SI, e valores variando de $1,7 \times 10^{-3}$ SI a $22,4 \times 10^{-3}$ SI.

Ishihara (1979) propôs a separação dos granitóides a ilmenita e a magnetita, para isto, usou o valor $k < 250 \mu\text{SI}$ (10^{-6} SI); onde os granitóides com SM menor que este valor seriam os granitóides a ilmenita e aqueles com SM maior seriam os granitóides a magnetita. Neste contexto, as amostra do Batólito Serra do Catu, que apresenta SM (K) $> 1,7 \times 10^{-3}$ SI, ou seja: $K > 1,7 \mu\text{SI}$, permitindo que sejam classificadas como pertencentes à série a magnetita.

A unidade quartzo alcalifeldspato sienito rosa apresenta os valores mais elevados de SM (TABELA 7.3), onde cerca de 69,23% das amostras apresenta SM maior $8,7 \times 10^{-3}$ SI e 30,7% das amostras possuem valores entre $6,0 \times 10^{-3}$ SI e $7,3 \times 10^{-3}$ SI.

A Unidade alcalifeldspato sienito cinza possui 83,33% das amostras com SM variando de $5,5 \times 10^{-3}$ SI a $11,2 \times 10^{-3}$ SI, onde 58,36% das amostras tem SM variando de $5,5$ a $8,5 \times 10^{-3}$ SI (TABELA 7.3) e, 16,6% do total (duas amostras) apresentam SM menor (entre $2,7 \times 10^{-3}$ SI e $3,6 \times 10^{-3}$ SI) e três amostras correspondendo a 25% apresentam SM maior (entre $8,6$ e $11,2 \times 10^{-3}$ SI).

A unidade quartzo monzonito a monzogranito tem todas suas amostras com SM menor que $7,984 \times 10^{-3}$ SI, onde 66,67% das amostras (6 amostras) tem SM variando de $5,522 \times 10^{-3}$ SI a $7,984 \times 10^{-3}$ SI e 33,33% das amostras variando de $1,778 \times 10^{-3}$ SI a $5,102 \times 10^{-3}$ SI.

Baseado nestas observações tem-se que todo o batólito apresenta valores elevados de SM, sendo os valores de SM mais elevados encontrados nas unidades sienítica (em geral, $SM > 7,167 \times 10^{-3}$ SI) e que a SM aumenta da unidade quartzo monzonito a monzogranito → Unidade alcalifeldspato sienito cinza (mais antiga) → Unidade quartzo sienito rosa (mais nova), sugerindo que cada pulso magmático apresenta características próprias.

Estes valores de SM medidos mostram que as condições de mais O_2 permitiram a formação de magnetita e baseado na mineralogia de opacos, em proporções consideradas.

Tabela 7.3 – Resultados analíticos de susceptibilidade magnética obtidos para as diferentes unidades do Batólito Serra do Catu: A = unidade (quartzo) alcalifeldspato sienito ; B= unidade quartzo monzonito a monzogranito ; C = unidade quartzo sienito a quartzo alcalifeldspato sienito.

amostra	facies	10^{-3} SI	□SI	SI	log SI
SC54	A	2,71	2710	0,00271	-2,5670
FL339	A	3,69	3690	0,00369	-2,4330
SCF21	A	5,519	5519	0,005519	-2,2581
FL366	A	5,819	5819	0,005819	-2,2352
FL373	A	6,69	6690	0,00669	-2,1746
SC52	A	7,167	7167	0,007167	-2,1447
SC84	A	8,235	8235	0,008235	-2,0843
FL367	A	8,55	8550	0,00855	-2,0680
SC46A	A	8,685	8685	0,008685	-2,0612
SC93	A	9,352	9352	0,009352	-2,0291
FL336A	A	11,29	11290	0,01129	-1,9473
FL388	B	1,778	1778	0,001778	-2,7501
SC71	B	3,101	3101	0,003101	-2,5085
SC61	B	5,102	5102	0,005102	-2,2923
FL387	B	5,522	5522	0,005522	-2,2579
FL356C	B	5,525	5525	0,005525	-2,2577
SC55	B	5,553	5553	0,005553	-2,2555
FL328A	B	6,147	6147	0,006147	-2,2113
SC75	B	6,2	6200	0,0062	-2,2076
FL370	B	6,868	6868	0,006868	-2,1632
FL354	B	7,984	7984	0,007984	-2,0978
SCF38	C	6,02	6020	0,00602	-2,2204
FL328A	C	6,147	6147	0,006147	-2,2113
FL344	C	6,609	6609	0,006609	-2,1799
SC65	C	7,36	7360	0,00736	-2,1331
SC47	C	8,704	8704	0,008704	-2,0603
SC67	C	9,006	9006	0,009006	-2,0455
SC69	C	9,981	9981	0,009981	-2,0008
FL342	C	11,21	11210	0,01121	-1,9504
SC83	C	12,58	12580	0,01258	-1,9003
FL348	C	12,74	12740	0,01274	-1,8948
FL396	C	14,65	14650	0,01465	-1,8342
SC88	C	18,07	18070	0,01807	-1,7430
SC95A	C	22,41	22410	0,02241	-1,6496
SCF47'		7,602	7602	0,007602	-2,1191

Os valores de SM elevados, em consequência de altos conteúdos de magnetita, a associação mineral magnetita+titanita+quartzo e as razões Fe_2O_3/FeO próximas a 1 sugerem que a rocha se formou em condições oxidantes. Estas características permitem classificar as rochas do Batólito Serra do Catu como pertencentes à série a magnetita as quais estão relacionadas a condições oxidantes em condições de fugacidade próximas ao NNO.

7.4 ESTIMATIVA DO CONTEÚDO DE FLUIDO E FUGACIDADE DE OXIGÊNIO

A análise do conteúdo de voláteis no batólito Serra do Catu foi estimado inicialmente durante os trabalhos de campo, e a ausência de pegmatitos sugere que não havia quantidades significativas de voláteis. A presença de piroxênio como fase precoce, de alcalifeldspato perítico e de resquícios de plagioclásio sugerem uma cristalização a partir de um magma relativamente seco, anidro e de alta temperatura, o qual com a evolução magmática atingiu a saturação em água e promoveu a cristalização de anfibólio e biotita.

Dados experimentais indicam que a cristalização precoce de anfibólio na ausência de plagioclásio indica um elevado conteúdo de água no melt (~4 a 6%) em condições de pressão de 2 Kbar (Anderson, 1980, Barker & Eggler, 1983, Sisson & Grove, 1993). Este alto conteúdo de água no magma provavelmente resultou em alta fugacidade de oxigênio.

A determinação das condições de fugacidade de oxigênio permite com que sejam estabelecidas as condições sob as quais uma associação mineral atingiu o equilíbrio ou ainda pode retratar as características da sua fonte (Wones, 1989). As condições de fugacidade de oxigênio durante a cristalização no Batólito Serra do Catu foram estimadas a partir dos dados químicos de anfibólio, biotita e epidoto, os quais sugeriram fugacidades entre os *buffers* NNO e HM.

No Batólito Serra do Catu os valores de susceptibilidade magnética (SM) são elevados, entre $1,778 \times 10^{-3}$ SI a $22,41 \times 10^{-3}$ SI, mas com SM média de $7,89 \times 10^{-3}$ SI. Estes valores de SM nas rochas sugerem que estas possuem como minerais opacos altos conteúdos de magnetita, a qual pode ter sido transformadas em hematita ou goethita.

Os valores elevados de SM, a associação mineral magnetita+titanita+quartzo e as razões Fe_2O_3/FeO próximas a 1 sugerem que a rocha se formou em condições oxidantes em condições de fugacidade próximas ao NNO

Para determinação do grau de oxidação em rochas graníticas Wones (1989) propôs a reação Hedenbergita+ilmenita+oxigênio \leftrightarrow titanita+magnetita+quartzo e a equação

$$\ln fO_2 = -30930/T + 14,98 + 0,142 (P-1)/T, \text{ onde } P = \text{bars e } T = \text{°K}$$

Utilizando esta equação, para as amostras da unidade quartzo monzonito a monzogranito e de alguns enclaves, foram estimadas as fugacidades de oxigênio que estão na Tabela 7.4 e Figura. 7.5. Estes resultados indicam que ambos os magmas cristalizaram em condições mais oxidantes que àquelas obtida para a reação de equilíbrio mostrada por Wones (1989), ou seja, em condições de fugacidade relativamente altas (oxidantes).

7.5 CONCLUSÃO

Na unidade quartzo monzonito a monzogranito, os cálculos baseados no geobarômetro de Al-hornblenda indicam que o anfibólio cristalizou entre 4 e 5 kbar, ou seja, a uma profundidade entre 12 e 17 Km de profundidade. Considerando que as unidades sieníticas não possuem assembléia mineral condizente para determinação da pressão pelo uso do geobarômetro Al-hornblenda, as relações de contato ígneo com a unidade quartzo monzonito a monzogranito, permitem sugerir que estas também cristalizaram em condições de pressão semelhantes, ou seja, entre 4 a 5 Kbar.

As informações petrográficas indicam que a apatita e o zircão foram as primeiras fases acessórias a cristalizar em todas as unidade do Batólito Serra do Catu e, baseado nos geotermômetros, tem-se que a cristalização destas fases iniciou-se a temperaturas elevadas entre 950°C e 1050°C (temperaturas de saturação em fósforo) e entre de 805°C e 871°C (temperatura de saturação em zircônio).

Nas unidades sieníticas é comum a ocorrência de piroxênio, como uma fase máfica precoce, e isto sugere que o Batólito Serra do Catu iniciou a sua cristalização a temperaturas elevadas e/ou em condições de baixas fugacidades de oxigênio, onde de acordo McDowell & Wyllie (1971), temperaturas em torno de 800°C são as temperaturas mínimas para a cristalização de piroxênio em sistemas sieníticos saturados em sílica.

A presença de alcalifeldspato pertítico nas unidades sieníticas associadas com piroxênio sugerem que as condições iniciais de P_{H_2O} tenham sido relativamente baixas e que, devido à composição inicial do magma, a cristalização evoluiu para um sistema *hipersolvus*, onde nos *melts* graníticos *hypersolvus* (deficientes em água), as temperaturas *subsolvus* não são alcançadas antes da completa cristalização do alcalifeldspato e resultam em típica assembléia mesopertítica (Nardi & Bonin, 1991), com o feldspato sódico da pertita sendo formado por desmistura durante o resfriamento abaixo do *solvus*. Deste modo, a temperatura mínima de existência estável, ou seja, de cristalização do alcalifeldspato é de $660^{\circ}\pm 10^{\circ}\text{C}$, seja, a cristalização do alcalifeldspato é maior que 660°C .

Tabela 7.4 Valores obtidos da fO_2 usando os parâmetros de pressão de cristalização de anfibólios, calculada segundo Anderson & Schmidt (1995) e temperatura obtida do geotermômetro clinopiroxênio-anfibólio de Perchuk et al. (1985) de 700°C, para o Batólito Serra do Catu. Unidades B= quartzo monzonito a monzogranito e EN=enclaves.

Amostra	Posição	Unidade	P2 (bar)	T (K)	log fO_2 (P2)	1000/T
SC-75/33/c1	Borda	B	5190	973,15	-16,046	1,027591
SC-75/37/c3	Borda	B	5560	973,15	-15,992	1,027591
SC-75/33/c1	Borda	B	5190	973,15	-16,046	1,027591
SC-75/37/c3	Borda	B	5560	973,15	-15,992	1,027591
SC-71/01/c1	Borda	B	2570	973,15	-16,429	1,027591
SC-71/06/c2	Borda	B	4040	973,15	-16,214	1,027591
SC-61/17/c2	Borda	B	4130	973,15	-16,201	1,027591
SC46B/28/c2	Borda	EN	3440	973,15	-16,302	1,027591
SC46B/30/c3	Borda	EN	4550	973,15	-16,140	1,027591

Com a diminuição de temperatura, depois de uma história prolongada de cristalização de fases anidras, foi atingida a temperatura de saturação da água (Burkhard, 1993), e o magma tornou-se saturado em água (aumento da P_{H_2O} no magma), forçando o magma a sair do campo de estabilidade do piroxênio.

Abaixo desta temperatura e durante o subsequente resfriamento, os cristais de clinopiroxênio reagiram com o líquido, mostrando feições de corrosão e oxidação. Em seguida, deu-se início a cristalização do anfibólio, refletida na feição de manteamento, provavelmente como resultado da reação incompleta entre clinopiroxênio e o líquido, para produzir o anfibólio.

Deste modo, as temperaturas obtidas pelo geotermômetro gráfico de clinopiroxênio-hornblenda que forneceram temperaturas entre 750°C e 650°C, podem estar refletindo a temperatura em que o piroxênio reagiu com o líquido para produzir o anfibólio estão coerentes com a seqüência de cristalização observada no Batólito Serra do Catu. E as estimativas de temperatura de cristalização destes minerais são de fato mais elevadas que aquelas estimadas para rochas graníticas que tenham fases hidratadas (Fuhrman et al. 1988).

As condições de fugacidade de oxigênio, reinantes durante a cristalização no Batólito Serra do Catu, estimadas a partir dos dados químicos de anfibólio, biotita e epidoto, sugerem que estas condições de fugacidades estão entre os Buffers NNO e HM.

Aliando a estas determinações empíricas, com os elevados valores de susceptibilidade magnética (SM), com média de $7,89 \times 10^{-3}$ SI, e com os cálculos estimando as fugacidades de oxigênio, sugere-se que os magmas cristalizaram em de fugacidade de oxigênio relativamente altas (oxidantes).

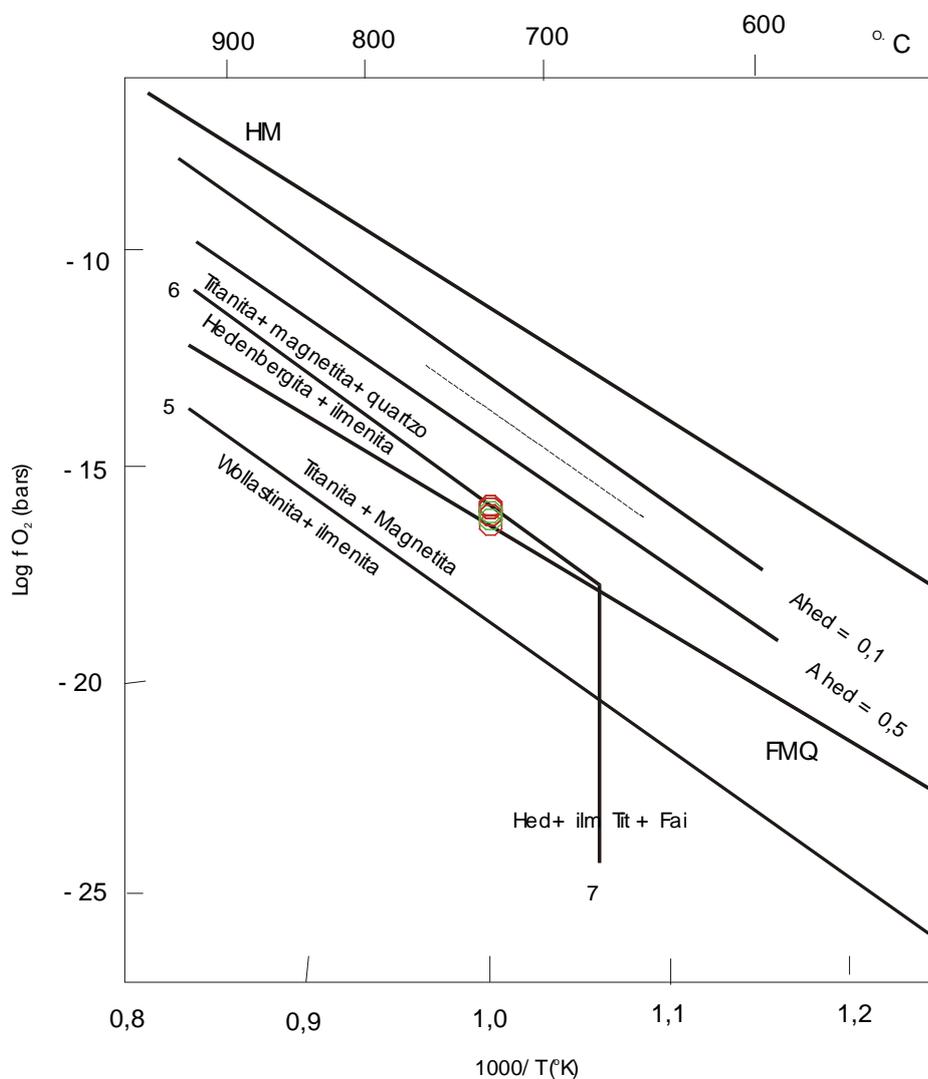


Figura. 7.5 – Diagrama - Log fO₂ (bars) vs. 1000/T^o.K proposto por Wones (1989) e aplicado para as amostras do Batólito Serra do Catu. FMQ = quartzo-faiálita-magnetita, HM=hematita-magnetita

8 GEOQUÍMICA DO BATÓLITO SERRA DO CATU

8.1 INTRODUÇÃO

As análises geoquímicas foram realizadas 46 amostras do Batólito Serra do Catu, distribuídas conforme o quadro abaixo. Os resultados obtidos para os elementos maiores, traços e para os Elementos Terras Raras (ETR) estão na Tabela 8.1.

Tipo Litológico	Rocha Total	Terras Raras
Unidade alcalifeldspato sienito cinza	17	15
Unidade quartzo monzonito a monzogranito	8	8
Unidade quartzo-sienito rosa	15	13
Enclaves	6	6
Total	46	42

8.2 GEOQUÍMICA DOS ELEMENTOS MAIORES

8.2.1 Classificações Químicas

Os teores de SiO₂ obtidos em litotipos do Batólito Serra do Catu indicam que as unidades principais possuem teores variando de 58,21% a 69,55%, e os enclaves de 49,59% a 57,99%, classificando-as como rochas intermediária a ácida e básica a intermediária, respectivamente..

No diagrama de classificação proposto por Debon & Le Fort (1982) as amostras das unidades principais classificam-se como rochas sieníticas, quartzo sieníticas, quartzo monzoníticas e adamélticas, e os enclaves classificam-se como sienitos a quartzo sienitos Figura 8.1 .

Comparando esta classificação química com a classificação modal observa-se que para as unidades félsicas existe uma correspondência entre as duas classificações, o que não ocorre com a classificação dos enclaves, onde a discrepância dos resultados reflete, possivelmente, o fato dos enclaves serem enriquecidos em potássio (alcalifeldspato) e minerais máficos hidratados, especialmente a biotita e o anfibólio.

Tabela 8.1- Análises representativas de rocha total (elementos maiores, traços e Terras raras) . A= alcalifeldspato sienito cinza

Amostra	sc-46a	scf-35	scf-46	sc-55	sc-54	scf-21	scf-30	scf-39	sc-52
Unidades	A	A	PAQM	A	A	A	A	A	A
SiO ₂	60,84	62,22	66,12	58,21	61,04	61,07	61,16	61,33	61,87
TiO ₂	0,73	0,73	0,61	0,89	0,74	0,69	0,70	0,74	0,69
Al ₂ O ₃	13,57	13,28	13,44	13,52	13,11	12,82	14,02	14,60	13,13
Fe ₂ O ₃	0,41	5,34	3,42	1,31	0,26	1,87	4,80	4,57	0,47
FeO	3,95			3,95	4,13	2,69			3,77
MnO	0,10	0,11	0,06	0,12	0,12	0,11	0,12	0,11	0,10
MgO	2,92	3,53	1,38	4,24	3,42	3,55	4,55	4,06	3,17
CaO	3,50	3,81	2,44	4,22	3,49	3,80	3,38	2,87	3,10
Na ₂ O	3,16	3,11	3,23	2,95	3,06	3,07	3,12	3,32	3,17
K ₂ O	8,12	6,77	7,23	8,40	8,21	7,64	7,25	7,54	8,27
P ₂ O ₅	0,56	0,65	0,33	0,79	0,67	0,75	0,89	0,86	0,62
LOI	0,50	0,10	0,48	0,40	0,40	0,60	0,29	0,50	0,30
Cr	184,00	130,00	157,00				166,00	175,00	
Ni	42,40	88,00	34,00	100,90	69,50	47,30	101,00	99,00	51,00
Co	14,20	16,00		20,80	16,30	15,40			14,70
Sc	11,00	14,00		12,00	10,00	11,00			
V	94,00	59,00		112,00	93,00	89,00			87,00
Cu	18,50			31,70	6,10	14,60			44,30
Pb	26,70			13,30	27,50	23,40			25,50
Zn	38,00	191,00		65,00	53,00	39,00			40,00
Bi					0,10	0,10			0,10
Cd									0,10
Sn	4,00			3,00	3,00	3,00			3,00
W	1,70			1,50	2,30	2,10			2,00
Mo	5,20			4,70	6,80	5,70			5,70
As	-					0,80			0,70
Sb									
Ag									0,10
Au	0,70			0,90	1,20	0,80			0,60
Hg				0,01	0,00	0,00			
Rb	218,70	220,00	195,00	243,00	267,80	241,70	276,00	225,00	251,90
Cs	5,60	0,00	0,00	6,00	7,40	7,60	0,00	0,00	7,00
Ba	5098,80	5411,00	3643,00	5409,50	4632,50	4300,50	6058,00	6653,00	4446,30
Sr	1665,80	1463,00	1273,00	1680,20	1265,00	1116,60	1470,00	2023,00	1072,50
Tl	0,40			0,80	0,70	0,50			0,40
Ga	21,80			22,90	22,90	20,50			22,90
Ta	0,70			0,70	1,20	0,90			1,30
Nb	19,00	12,00	16,00	16,90	21,30	21,20	15,00	16,00	22,60
Hf	8,10	11,00	9,80	7,10	6,80	6,60	0,00	0,00	7,50
Zr	309,00	242,00	206,00	279,10	239,90	245,70	281,00	272,00	270,90
Y	28,10	23,00	19,00	33,90	33,90	28,90	28,00	30,00	29,60
Th	15,90	20,00	20,00	7,20	21,50	18,50			20,50
U	3,40	3,20	2,10	2,30	4,20	4,20			4,90
La	78,90	110,00	80,50	90,20	102,10	96,20	84,00	108,00	87,80
Ce	170,40	210,00	176,00	188,50	203,90	188,50	116,00	147,00	176,20
Pr	18,28			21,25	22,03	19,68			19,10
Nd	76,10	81,00	70,00	87,40	88,50	77,50	40,00	51,00	76,90
Sm	12,70	13,00	11,70	16,20	15,10	13,40			13,50
Eu	3,14	4,40	2,77	3,92	3,54	3,23			3,32
Gd	9,00			11,47	10,10	8,86			9,34
Tb	1,26	1,50		1,52	1,44	1,28			1,31
Dy	5,63			7,37	6,81	5,68			5,87
Ho	0,94			1,15	1,08	0,91			0,90
Er	2,23			2,81	2,85	2,29			2,37
Tm	0,36			0,35	0,41	0,35			0,35
Yb	1,93	3,00	1,87	2,41	2,43	2,04			2,29
Lu	0,28	0,53	0,29	0,35	0,35	0,30			0,33

Tabela 8.1- Análises representativas de rocha total (elementos maiores, traços e Terras raras) . A= alcalifeldspato sienito cinza

Amostra	FL-373	FL-336A	FL-339	SC-84	SC-93	FL-367	FL-366	SC-47
Unidades	A	A	A	A	A	A	A	
SiO ₂	61,99	61,86	65,90	60,15	60,44	61,18	62,75	62,81
TiO ₂	0,73	0,77	0,69	0,83	0,81	0,75	0,69	0,70
Al ₂ O ₃	12,97	12,76	13,90	13,02	13,20	12,85	12,70	14,49
Fe ₂ O ₃	2,68	3,91	2,44	3,33	3,91	1,69	1,29	2,15
FeO	1,98	1,08	1,44	1,97	1,44	3,23	3,23	2,33
MnO	0,10	0,09	0,07	0,11	0,11	0,10	0,10	0,09
MgO	3,43	3,40	1,58	3,85	3,56	3,77	3,45	1,57
CaO	3,42	3,36	2,13	3,91	3,82	3,79	3,49	2,92
Na ₂ O	3,06	2,94	3,13	2,76	2,85	2,80	2,95	3,25
K ₂ O	6,91	7,09	6,54	7,05	7,23	7,38	6,92	7,38
P ₂ O ₅	0,63	0,69	0,39	0,79	0,75	0,71	0,65	0,43
LOI	0,90	1,00	0,80	1,00	0,70	0,50	0,60	0,50
Cr								
Ni	137,00	105,00	33,00	111,00	117,00	104,00	92,00	
Co	15,60							
Sc	10,00	10,00	8,00	12,00	12,00	11,00	10,00	9,00
V	81,00	88,00	62,00	93,00	93,00	88,00	80,00	88,00
Cu	20,80	3,90	18,60	7,20	12,40	5,70	5,50	11,90
Pb	29,70	14,90	17,40	22,60	23,40	18,10	22,00	26,90
Zn	33,00	44,00	54,00	55,00	61,00	46,00	56,00	35,00
Bi			0,00					
Cd			0,00					
Sn	3,00	4,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	4,00
W	5,20	8,10	6,50	4,10	5,70	4,90	5,40	2,00
Mo	1,10	1,40	1,70	1,30	1,10	1,20	1,90	7,80
As	0,80							
Sb								
Ag								
Au	7,70	3,20	7,80	4,80	2,10	1,70		
Hg			0,00	0,00	0,00	0,00		
Rb	248,50	274,30	170,30	234,10	239,80	230,70	265,10	180,70
Cs	6,80	7,20	1,40	5,90	5,90	5,00	8,20	2,40
Ba	4574,00	4460,00	3641,00	5004,00	5034,00	4873,00	4074,00	5472,00
Sr	1119,50	1256,40	1184,30	1358,00	1509,60	1263,20	1344,50	1685,20
Tl								
Ga	21,50	22,10	20,80	20,80	21,80	22,20	23,00	22,20
Ta	1,30	1,40	1,80	0,90	0,80	0,70	0,70	1,90
Nb	23,80	25,50	25,10	19,10	17,90	18,60	22,80	25,20
Hf	6,90	10,20	9,30	7,60	7,90	6,60	7,50	9,30
Zr	262,00	385,20	310,30	294,20	304,90	255,40	281,00	338,80
Y	30,10	31,40	24,90	34,80	31,20	30,80	30,30	41,00
Th	19,70	34,50	33,40	19,80	16,20	19,30	30,50	13,20
U	4,20	7,20	3,00	3,80	3,60	1,60	5,80	2,80
La	91,10	94,00	79,70	93,90	89,70	90,60	88,70	101,00
Ce	181,50	181,20	169,70	200,80	191,70	180,20	172,40	228,00
Pr	19,75	19,59	18,52	22,27	20,84	20,00	19,03	26,48
Nd	77,30	78,90	71,00	86,40	81,30	78,70	75,20	104,40
Sm	14,10	14,70	12,10	16,30	14,70	14,40	13,70	18,10
Eu	3,17	3,21	2,70	3,72	3,13	3,23	2,93	3,84
Gd	10,13	10,17	7,93	12,02	10,20	10,18	9,24	12,80
Tb	1,31	1,29	1,05	1,51	1,34	1,36	1,24	1,69
Dy	5,79	6,22	4,86	6,68	6,59	6,01	5,70	7,71
Ho	0,94	0,99	0,80	1,15	0,99	0,96	0,97	1,29
Er	2,57	2,66	2,08	2,78	2,41	2,42	2,24	3,30
Tm	0,34	0,35	0,27	0,37	0,33	0,31	0,34	0,44
Yb	2,14	2,14	2,08	2,41	2,14	2,32	2,20	2,82
Lu	0,30	0,34	0,28	0,35	0,31	0,29	0,29	0,38

Tabela 8.1- Análises representativas de rocha total (elementos maiores, traços e Terras raras) .B= quartzo monzonito a monzogranito.

Amostra	sc-75	sc-71	sc-61	FL-370	FL-354	FL-387	FL-356C	FL-388
Unidade	B	B	B	B	B	B	B	B
SiO ₂	58,47	63,33	63,46	69,55	62,12	58,97	62,57	64,73
TiO ₂	1,15	0,72	0,87	0,47	0,86	0,81	0,84	0,69
Al ₂ O ₃	14,83	14,35	14,74	14,15	14,54	15,73	14,29	14,11
Fe ₂ O ₃	3,77	0,47	1,38	2,44	3,82	0,87	0,98	0,72
FeO	3,14	3,94	3,77	0,72	1,62	3,94	4,13	3,41
MnO	0,13	0,09	0,10	0,06	0,13	0,09	0,10	0,07
MgO	3,61	2,32	2,69	1,16	2,81	2,63	2,83	2,18
CaO	4,32	3,08	3,45	1,94	3,69	3,97	3,54	3,13
Na ₂ O	3,35	3,35	3,57	3,80	3,46	3,90	3,17	3,23
K ₂ O	5,01	6,13	4,78	4,14	4,55	6,68	5,41	5,35
P ₂ O ₅	0,65	0,41	0,48	0,19	0,58	0,54	0,57	0,48
LOI	0,90	1,20	0,30	0,70	0,90	0,70	0,40	0,90
Cr		225,00						
Ni	52,40	32,00	66,00	34,00	46,00	34,00	39,00	38,00
Co	22,20	13,30	17,20	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Sc	14,00	0,00	10,00	4,00	13,00	10,00	12,00	9,00
V	154,00	102,00	115,00	55,00	98,00	88,00	100,00	80,00
Cu	44,90	25,30	35,00	5,20	30,40	6,90	27,20	19,90
Pb	7,30	17,80	12,40	7,20	9,10	8,10	7,80	7,90
Zn	94,00	61,00	80,00	62,00	70,00	38,00	61,00	51,00
Bi			0,10					
Cd	0,10							
Sn	4,00	4,00	4,00	2,00	5,00	4,00	5,00	4,00
W	1,70	2,60	2,30	7,70	5,20	2,00	6,00	7,20
Mo	6,30	8,70	7,60	2,30	1,50	0,70	1,60	1,10
As								
Sb								
Ag								
Au	0,50		0,80	2,40	1,40	1,30	1,00	2,10
Hg								
Rb	137,30	122,80	146,00	163,60	127,70	211,40	157,00	139,00
Cs	3,10	0,60	5,30	4,90	1,30	1,30	3,00	1,80
Ba	2931,80	3064,10	2194,80	1176,00	2997,00	3047,00	3030,00	2872,00
Sr	1329,00	1309,50	1191,20	633,10	1187,00	1340,90	1241,90	1243,10
Tl	0,50		0,60					
Ga	26,10	20,80	24,10	21,60	23,20	25,20	23,80	22,50
Ta	1,10	1,10	1,00	1,00	1,50	1,30	1,50	1,00
Nb	19,40	17,20	15,40	10,80	21,40	19,70	21,00	15,70
Hf	9,00	6,70	7,00	5,50	7,00	7,70	7,00	6,90
Zr	333,70	240,00	253,90	182,40	256,30	283,20	275,80	242,80
Y	35,80	26,50	26,00	17,10	34,60	33,50	32,00	25,40
Th	15,30	11,60	13,40	16,00	8,60	15,30	11,70	14,90
U	1,70	1,60	3,20	3,30	2,00	2,00	2,30	1,80
La	90,60	56,90	73,30	61,60	59,30	86,50	73,60	64,90
Ce	207,30	149,00	159,40	101,70	160,70	174,70	162,00	138,40
Pr	23,66	16,10	18,29	10,74	19,30	20,72	18,94	15,97
Nd	98,10	68,20	75,30	39,50	78,30	84,30	75,90	64,00
Sm	17,50	12,20	13,10	6,30	14,30	15,00	14,30	11,90
Eu	3,95	2,90	2,91	1,33	2,91	3,13	3,06	2,44
Gd	11,73	7,79	8,59	4,08	10,25	10,59	9,92	8,08
Tb	1,53	1,18	1,12	0,60	1,29	1,43	1,27	1,00
Dy	7,19	5,02	5,27	2,78	6,58	6,73	5,94	4,78
Ho	1,16	0,81	0,83	0,51	1,06	1,10	1,03	0,79
Er	2,98	2,13	2,13	1,34	2,85	2,78	2,62	2,07
Tm	0,46	0,30	0,31	0,20	0,40	0,41	0,34	0,29
Yb	2,53	2,04	2,06	1,50	2,80	2,69	2,53	1,87
Lu	0,39	0,30	0,31	0,22	0,36	0,35	0,33	0,26

Tabela 8.1- Análises representativas de rocha total (elementos maiores, traços e Terras raras) .C= quartzo sienito rosa.

Amostra	sc-95-a	sc-69	scf-38	scf-47	scf-36	sc-67	sc-47	sc-65
Unidade	C	C	C	C	C	C	C	C
SiO ₂	61,61	60,96	63,57	63,40	65,33	60,76	62,84	62,93
TiO ₂	0,84	0,75	0,59	0,67	0,64	0,74	0,74	0,70
Al ₂ O ₃	13,83	14,01	14,39	14,44	13,75	13,70	14,70	14,39
Fe ₂ O ₃	5,71	1,73	1,72	1,40	4,47	2,82	4,60	0,82
FeO		2,69	2,33	2,69		2,16		3,23
MnO	0,11	0,10	0,10	0,09	0,08	0,11	0,10	0,09
MgO	2,71	1,98	1,62	1,62	1,74	2,80	1,58	1,63
CaO	3,76	3,49	2,74	2,90	3,12	3,43	2,89	2,67
Na ₂ O	3,02	3,32	3,14	3,46	3,41	3,05	3,50	3,41
K ₂ O	6,44	8,21	8,03	7,92	6,29	8,29	8,40	7,96
P ₂ O ₅	0,65	0,58	0,42	0,40	0,40	0,53	0,43	0,46
LOI	0,40	0,50	0,40	0,00	0,40	0,80	0,30	0,40
Cr	79,50			45,00	25,00			
Ni	69,00	15,90	10,00	10,30	19,00	38,10	44,00	12,10
Co		11,90	9,50	9,60		14,80		11,90
Sc		0,00	0,00	12,00	0,00			0,00
V		101,00	80,00	81,00	47,00	98,00		88,00
Cu		19,80	8,60	13,00		24,00		20,30
Pb		28,10	18,10	29,60		45,80		13,00
Zn		35,00	29,00	29,00		48,00	96,00	34,00
Bi		0,10	0,10	0,10		0,30		0,10
Cd				0,10		0,00		0,00
Sn		4,00	4,00	4,00		4,00		4,00
W			1,80	2,20		2,30		2,30
Mo		8,40	7,60	8,30		6,30		7,50
As		0,50	0,60	0,60		0,80		
Sb			0,10	0,10		0,10		
Ag			0,10	0,10		0,10		
Au		1,00		2,00		1,20		
Hg								
Rb	169,00	208,30	159,90	180,30	0,00	223,60		184,50
Cs		3,50	2,70	2,90	0,00	4,20		1,70
Ba	5846,00	5645,10	5052,40	4339,00	4375,00	4986,00	5786,00	5129,10
Sr	1410,00	1614,60	1597,80	1469,20	1271,00	1322,60	1689,00	1614,80
Tl		0,10	0,00	0,00		0,30		0,10
Ga		22,70	20,10	21,70		23,00		23,40
Ta	0,30	1,40	1,50	1,60		0,80		2,00
Nb	4,80	23,60	22,40	22,90	19,00	18,90	16,00	26,50
Hf	8,50	8,20	8,80	8,40		8,40		9,30
Zr	366,00	319,10	299,90	313,30	285,00	321,40	253,00	351,10
Y	25,00	39,00	32,70	29,50	25,00	26,60	31,00	29,50
Th	7,90	13,60	14,50	17,20	16,00	15,20		19,20
U	1,40	2,50	2,50	2,90		3,60		2,60
La	89,80	104,40	81,60	79,60	78,00	77,40		83,80
Ce	184,00	215,60	191,50	175,70		159,10	261,00	255,80
Pr		24,99	22,29	19,58		17,61		20,45
Nd	78,00	102,30	90,50	77,40		71,30		79,90
Sm	13,80	18,10	15,50	13,50		13,10		14,00
Eu	2,88	4,31	3,66	3,37		3,04		3,44
Gd		12,60	10,29	9,60		9,64		9,54
Tb		1,66	1,50	1,24		1,21		1,30
Dy		7,40	6,54	5,72		5,62		6,25
Ho		1,22	1,01	0,96		0,85		0,93
Er		3,04	2,56	2,37		2,07		2,49
Tm		0,44	0,37	0,34		0,27		0,34
Yb	1,73	2,47	2,29	2,15		1,89		2,37
Lu	0,28	0,37	0,35	0,32		0,30		0,37

Tabela 8.1- Análises representativas de rocha total (elementos maiores, traços e Terras raras) .C= quartzo sienito rosa.

Amostra	FL-396	FL-342	SC-83	SC-88	FL-344	FL-328A	FL-348
Unidade	C	C	C	C	C	C	C
SiO2	61,17	63,42	62,51	61,74	63,25	65,02	63,84
TiO2	0,80	0,71	0,74	0,76	0,75	0,67	0,69
Al2O3	13,33	13,77	13,79	13,75	14,04	14,14	14,10
Fe2O3	4,02	2,59	3,18	1,75	1,29	0,94	0,48
FeO	1,26	1,79	1,44	2,87	3,23	2,87	3,59
MnO	0,10	0,08	0,09	0,09	0,10	0,07	0,09
MgO	3,23	1,61	2,07	2,44	1,79	1,67	1,64
CaO	3,61	3,21	3,06	3,59	3,13	3,00	2,84
Na2O	3,01	3,24	3,25	2,82	3,18	3,17	3,22
K2O	6,96	6,66	7,51	7,21	7,16	6,78	6,99
P2O5	0,66	0,44	0,52	0,59	0,45	0,43	0,44
LOI	0,50	1,20	0,60	1,00	0,30	0,10	0,70
Cr							
Ni	137,00	28,00	58,00	93,00			29,00
Co	16,20						
Sc	11,00	8,00	10,00	11,00	10,00	9,00	9,00
V	93,00	75,00	81,00	86,00	82,00	66,00	75,00
Cu	18,30	13,70	2,10	4,40	28,50	16,60	11,60
Pb	26,30	13,00	19,20	25,30	18,30	21,90	14,80
Zn	52,00	33,00	21,00	42,00	37,00	46,00	28,00
Bi	0,10						
Cd							
Sn	3,00	4,00	3,00	4,00	4,00	4,00	5,00
W	5,50	8,10	5,50	5,10	5,80	6,80	6,10
Mo	1,20	2,40	1,60	0,90	1,80	2,20	1,80
As	0,50						
Sb							
Ag							
Au	13,80	4,00	6,40	2,10	1,20	2,60	1,30
Hg							
Rb	261,90	201,70	199,80	201,00	176,90	177,90	197,50
Cs	8,20	3,50	2,30	1,50	1,70	2,00	3,20
Ba	4927,00	5220,00	5404,00	5627,00	4894,00	3868,00	5060,00
Sr	1758,90	1387,00	1319,80	1585,80	1485,80	1371,30	1374,40
Tl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ga	21,90	22,10	21,70	22,90	21,60	23,70	22,80
Ta	1,00	1,90	1,10	1,00	1,80	1,50	1,70
Nb	21,10	28,10	19,70	20,60	26,60	23,80	26,20
Hf	9,50	9,60	8,20	9,20	9,80	8,60	8,20
Zr	365,90	351,90	313,60	354,00	366,20	330,00	317,30
Y	31,30	36,50	30,30	32,50	37,10	26,60	35,30
Th	16,30	20,30	16,60	10,80	17,90	26,40	20,10
U	3,10	3,70	3,80	2,40	2,70	2,80	3,30
La	89,00	100,20	90,60	91,70	91,30	85,90	100,40
Ce	178,10	222,00	187,30	205,30	223,60	182,70	206,30
Pr	19,45	24,68	21,29	22,85	24,12	20,47	23,11
Nd	77,60	96,00	83,00	89,40	91,20	80,00	90,50
Sm	14,20	16,70	15,60	16,20	16,50	13,40	15,90
Eu	3,48	3,69	3,42	3,59	3,62	2,96	3,62
Gd	10,35	11,36	11,28	11,88	11,93	8,75	11,05
Tb	1,32	1,52	1,46	1,51	1,53	1,16	1,42
Dy	6,24	6,57	6,21	6,64	7,22	5,03	6,62
Ho	1,00	1,16	1,02	1,09	1,21	0,80	1,09
Er	2,69	2,99	2,50	2,61	3,33	2,01	2,76
Tm	0,33	0,38	0,30	0,34	0,44	0,28	0,37
Yb	2,21	2,64	2,18	2,26	2,82	2,04	2,43
Lu	0,33	0,39	0,30	0,31	0,35	0,22	0,32

Tabela 8.1- Análises representativas de rocha total (elementos maiores, traços e Terras raras) EN1= Emm1 (LampA-Lamprófiro; hbdtohornblendito, melasi-melasienito)

Amostra	sc-46b	sc-95-b	FL-326A	FL-335B	FL-336B	FL-389
Unidade	En1(LampA)	En1	En1 (LampA)	En1 (hbdtoB)	En1 (melasyA)	En1(melasiB)
SiO2	52,51	57,99	53,60	49,58	51,17	52,40
TiO2	0,67	1,03	0,98	0,91	1,17	1,19
Al2O3	8,42	12,71	9,52	8,75	10,55	13,78
Fe2O3	9,41	7,29	1,92	9,12	8,18	1,32
FeO			5,74	1,97	1,26	7,36
MnO	0,23	0,13	0,17	0,29	0,19	0,19
MgO	14,18	5,66	12,29	14,08	9,37	4,86
CaO	5,33	3,93	4,94	7,89	5,75	6,81
Na2O	1,22	2,25	1,79	0,96	2,34	2,47
K2O	6,48	6,17	5,58	4,25	5,76	5,81
P2O5	0,68	0,95	1,03	0,28	1,13	1,43
LOI	0,90	1,00	1,20	1,30	2,20	0,90
Cr	425,00	238,00				
Ni	792,00	191,00	496,00	429,00	383,00	62,00
Co	43,00	0,00				
Sc	0,00	13,00	14,00	22,00	14,00	24,00
V	0,00	0,00	110,00	134,00	113,00	176,00
Cu	0,00	0,00	10,30	0,90	48,60	27,00
Pb	0,00	0,00	9,50	3,30	6,60	11,00
Zn	225,00	0,00	100,00	97,00	117,00	71,00
Bi						
Cd						
Sn			4,00	3,00	5,00	6,00
W			5,40	1,60	3,50	1,60
Mo			0,60	0,20	0,50	0,80
As						
Sb						
Ag						
Au			7,20	3,30	67,30	0,50
Hg						
Rb	380,00	285,00	342,20	173,20	358,20	146,80
Cs	0,00	0,00	12,90	6,50	17,80	4,20
Ba	1668,00	4622,00	3042,00	1418,00	2599,00	3269,00
Sr	361,00	1111,00	574,80	254,30	715,00	929,70
Tl			0,00			
Ga			17,40	16,40	22,00	23,00
Ta	1,50	1,30	0,90	0,30	0,50	1,70
Nb	17,00	0,00	22,50	7,40	24,80	31,60
Hf	6,30	8,90	4,70	2,50	9,90	7,80
Zr	178,00	332,00	176,50	85,90	392,50	269,70
Y	18,00	28,00	29,50	15,60	37,20	44,90
Th	19,80	17,13	8,90	5,90	8,90	15,00
U	1,70	2,00	2,20	0,80	2,50	3,90
La	61,20	92,00	71,90	15,40	104,00	74,70
Ce	126,00	195,00	165,60	45,40	219,00	182,10
Pr	0,00	0,00	18,50	6,30	23,51	22,06
Nd	63,00	92,00	73,00	29,20	92,40	92,10
Sm	10,60	16,00	14,30	6,20	16,80	17,10
Eu	1,80	3,75	3,13	0,96	3,42	4,03
Gd			10,06	4,81	11,71	12,56
Tb			1,35	0,56	1,58	1,72
Dy			5,69	2,98	6,99	8,59
Ho			0,97	0,51	1,22	1,47
Er			2,52	1,37	3,12	3,80
Tm			0,34	0,17	0,42	0,50
Yb	1,62	2,69	2,22	1,24	2,85	3,58
Lu	0,25	0,40	0,27	0,18	0,37	0,51

Amostra	sc-46a	scf-35	scf-46	sc-55	sc-54	scf-21	scf-30	scf-39	sc-52	FL-373	FL-336A	FL-339	SC-84	SC-93	FL-367	FL-366	SC-47
Fácies	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A
quartzo	1,67	8,94	15,24	0	2,74	4,6	5,07	4,18	4,17	9,24	9,62	17,61	7,59	7,19	5,96	8,96	9,19
zircão	0,06	0,05	0,04	0,06	0,05	0,05	0,06	0,05	0,06	0,05	0,08	0,06	0,06	0,06	0,05	0,06	0,07
ortoclásio	49,13	40,28	43,57	50,45	49,49	46,14	42,96	44,65	49,79	41,81	42,89	39,43	42,71	43,64	44,49	41,74	44,53
albita	25,06	26,43	27,81	21,45	22,03	23,79	26,4	28,09	21,77	26,45	25,4	26,97	23,88	24,58	24,11	25,41	28,02
anortita	0	2,31	0,82	0	0	0	2,87	2,73	0	1,26	0,66	4,75	2,38	1,91	0,69	0,97	3,28
Nefelina	0	0	0	0,85	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
acmita	1,21	0	0	2,02	0,77	2,37	0	0	1,38	0	0	0	0	0	0	0	0
Nametasilita	0,21	0	0	0	0,8	0	0	0	0,91	0	0	0	0	0	0	0	0
diopsídio	13,21	9,55	6,85	14,68	12,23	12,7	6,36	4,75	10,76	10,61	10,47	3,77	10,95	11,18	12,49	11,27	8,66
hyperstênio	7,46	4,53	0,42	0	9,54	6,26	8,48	8,01	8,97	4,35	3,92	2,32	4,86	3,99	7,27	7,43	1,51
olivina	0	0	0	6,79	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Magnetita	0	0	0	0,92	0	1,58	0	0	0	3,97	1,62	2,93	4,44	2,75	2,49	1,9	3,18
Cromita	0,04	0,03	0,03	0	0	0	0,04	0,04	0	0	0	0	0	0	0	0	0
hematita	0	5,36	3,48	0	0	0	4,8	4,57	0	0	2,88	0,46	0,34	2,09	0	0	0
ilmenita	1,42	0,24	0,12	1,71	1,43	1,34	0,26	0,23	1,33	1,42	1,49	1,33	1,61	1,57	1,45	1,33	1,35
Titanita	0	1,53	1,42	0	0	0	1,44	1,59	0	0	0	0	0	0	0	0	0
apatita	1,44	1,64	0,85	2,01	1,71	1,9	2,27	2,24	1,59	1,61	1,77	1,01	2,02	1,92	1,81	1,65	1,12
(An/An+Ab)* 100	0	8,037	2,864	0	0	0	9,805	8,857	0	4,547	2,532	14,975	9,063	7,210	2,7823	3,677	10,47 9
ID	75,86	75,65	86,62	72,75	74,26	74,53	74,43	76,92	75,73	77,5	77,91	84,01	74,18	75,41	74,56	76,11	81,74

Tabela 8.2 – Norma CIPW para as unidades do batólito Serra do Catu. Unidades: A- Alcalifeldspato sienito cinza, B- Quartzo monzonitos a monzogranitos, C- Quartzo sienito rosa, EN-enclaves

Tabela 8.2 – Norma CIPW para as unidades do batólito Serra do Catu. Unidades: A- Alcalifeldspato sienito cinza, B- Quartzo monzonitos a monzogranitos, C- Quartzo sienito rosa, EN-enclaves

Amostra	SC-75	FL-370	SC-71	SC-61	FL-354	FL-387	FL-356C	FL-388
Unidade	B	B	B	B	B	B	B	B
<i>quartzo</i>	7,81	26,38	10,18	12,99	14,96	0	11,7	15,69
<i>zircão</i>	0,07	0,04	0,05	0,05	0,05	0,06	0,06	0,05
<i>ortoclásio</i>	30,14	24,87	36,95	28,51	27,44	40,32	32,55	32,29
<i>albita</i>	28,8	32,6	28,87	30,42	29,82	33,63	27,25	27,86
<i>anortita</i>	10,92	9,05	6,21	10,25	11,04	5,84	9,04	8,48
<i>Nefelina</i>	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>acmita</i>	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Nametasilica</i>	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>diopsídio</i>	6,17	0	6,58	3,96	3,89	9,84	5,17	4,44
<i>hyperstênio</i>	7,31	2,93	8,61	9,42	5,36	4,91	10,34	8,15
<i>olivina</i>	0	0	0	0	0	1,8	0	0
<i>Magnetita</i>	5,55	1,18	0,69	2,02	3,23	1,29	1,44	1,06
<i>Cromita</i>	0	0	0,05	0	0	0	0	0
<i>hematita</i>	0	1,66	0	0	1,66	0	0	0
<i>ilmenita</i>	2,22	0,9	1,39	1,66	1,66	1,57	1,62	1,34
<i>Titanita</i>	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>apatita</i>	1,62	0,47	1,04	1,18	1,45	1,35	1,43	1,21
$(An/An+Ab)*100$	27,49	21,729	17,7	25,2	27,019	14,796	24,91	23,335
<i>ID</i>	66,75	83,85	76	71,92	72,22	73,95	71,5	75,84

varia de 0% a 31% e nos enclaves hornblendíticos (amostra FL-335B) é de 46,3%, indicando menores percentagens modais de plagioclásio nos enclaves lamprofíricos e melassieníticos, mostrando que o plagioclásio teve um papel subordinado.

Os valores normativos de quartzo e plagioclásio dos sienitos do Batólito Serra do Catu foram inseridos no diagrama experimental do sistema quaternário $NaAlSi_3O_8-KAlSi_3O_8-SiO_2-H_2O$. As informações de campo e petrográficas das unidades sieníticas (p.ex. ausência de pegmatitos e de soluções hidrotermais nas encaixantes, presença de alcalifeldspato pertita e de clinopiroxênio) indicam que o magma dos quais cristalizaram era relativamente seco, mas com alguma água, dada pela presença de biotita e anfibólio.

Tabela 8.2 – Norma CIPW para as unidades do batólito Serra do Catu. Unidades: A- Alcalifeldspato sienito cinza, B- Quartzo monzonitos a monzogranitos, C- Quartzo sienito rosa, EN-enclaves

Amostra	sc-69	sc-95-a	scf-38	scf-47	scf-36	sc-47	sc-65	sc-67	FL-396	FL-342	SC-83	SC-88	FL-328A	FL-344	FL-348
Fácies	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C
<i>quartzo</i>	3,08	10,86	8,28	6,32	15,08	5,28	5,65	3,76	8,52	13,02	8,82	8,86	12,84	9,38	10,22
<i>zircão</i>	0,07	0,07	0,06	0,06	0,06	0,05	0,07	0,07	0,07	0,07	0,06	0,07	0,07	0,07	0,07
<i>ortoclásio</i>	49,69	38,64	48,17	47,36	37,47	49,76	47,94	49,89	42,01	40,44	45,3	43,74	40,64	43,09	42,27
<i>albita</i>	26,88	25,89	26,93	29,57	29,08	28,91	29,35	24,64	25,95	28,11	28,01	24,44	27,16	27,35	27,82
<i>anortita</i>	0	5,33	1,49	0,47	3,75	0	0,44	0	2,36	3,5	0,87	3,71	4,45	2,98	3,51
<i>Nefelina</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>acmita</i>	1,62	0	0	0	0	0,68	0	1,4	0	0	0	0	0	0	0
<i>Nametasilica</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>diopsídio</i>	13,03	6,85	9,32	10,78	6,95	8,85	9,94	12,38	10,52	9,28	10,23	10,29	7,69	9,65	8,22
<i>Wollastonita</i>	0	0	0	0	0	0,08	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>hyperstênio</i>	1,88	3,76	1,83	1,82	1,24	0	3,72	2,46	3,46	0,06	0,67	4,23	4,08	3,79	5,54
<i>olivina</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Magnetita</i>	1,75	0	2,53	2,05	0	0	1,21	3,46	2,17	3,85	2,87	2,6	1,38	1,9	0,71
<i>Cromita</i>	0	0,02	0	0,01	0,01	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>hematita</i>	0	5,79	0	0	4,5	4,38	0	0	2,6	0	1,26	0	0	0	0
<i>ilmenita</i>	1,46	0,24	1,14	1,29	0,17	0,22	1,35	1,43	1,55	1,38	1,43	1,48	1,29	1,45	1,34
<i>Titanita</i>	0	1,83	0	0	1,4	1,6	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>apatita</i>	1,5	1,66	1,09	1,02	1,01	1,11	1,2	1,36	1,69	1,14	1,35	1,53	1,09	1,16	1,15
<i>(An/An+Ab)*100</i>	0	17,072	5,2428	1,5646	11,422	0	1,477	0	8,3363	11,072	3,0125	13,179	14,078	9,8253	11,203
<i>ID</i>	79,65	75,39	83,38	83,25	81,63	83,95	82,94	78,29	76,48	81,57	82,13	77,04	80,64	79,82	80,31

Tabela 8.2 – Norma CIPW para as unidades do batólito Serra do Catu. Unidades: A- Alcalifeldspato sienito cinza, B- Quartzo monzonitos a monzogranitos, C- Quartzo sienito rosa, EN-enclaves

Amostra	FL-326A	sc-46b	sc-95-b	FL-335B	FL-389	FL-336B
Fácies	En1-Lamp	En1-Lamp	En1-Lamp	En1-Afbto	En1-melasi	En1-melasi
<i>quartzo</i>	0	0	8,41	0	0	0
<i>zircão</i>	0,04	0,04	0,07	0,02	0,06	0,08
<i>ortoclásio</i>	33,94	38,78	37,28	25,68	35,23	35,29
<i>albita</i>	15,52	7,18	19,4	8,28	21,41	20,44
<i>anortita</i>	1,46	0	6,56	7,14	9,64	1,26
<i>Nefelina</i>	0	0	0	0	0	0
<i>acmita</i>	0	2,85	0	0	0	0
<i>Nametasilica</i>	0	0	0	0	0	0
<i>diopsídio</i>	14,2	16,84	4,24	24,45	13,7	16,78
<i>hyperstênio</i>	16,73	11,91	12,45	14,41	1,62	4,14
<i>olivina</i>	11,39	11,18	0	7,04	11,15	8,58
<i>Magnetita</i>	2,85	0	0	4,92	1,96	1,49
<i>Cromita</i>	0	0,09	0,05	0	0	0
<i>hematita</i>	0	8,51	7,43	5,9	0	7,42
<i>ilmenita</i>	1,91	0,65	0,3	1,76	2,31	2,29
<i>Titanita</i>	0	0,82	2,25	0	0	0
<i>apatita</i>	2,57	1,65	2,41	0,68	3,55	2,82
$(An/An+Ab)*100$	8,59835	0	25,2696 5	46,3035	31,0467	5,806452
<i>ID</i>	49,46	45,96	65,09	33,96	56,64	55,73

Considerando estas observações, no diagrama experimental, foi utilizada a projeção ternária do sistema granítico (Q-Ab-An) em condições secas e a uma pressão de 1 bar (baixas), pois as relações de fases observadas nestas condições (anidras) são as mesmas observadas em um sistema de alta pressão (anidro). Estas diferem apenas no fato de que no sistema de baixa pressão existe o campo da fusão incongruente do ortoclásio para a leucita e um líquido rico em sílica, e este campo não existe para pressões mais elevadas ($P > 2,6\text{Kbar}$) onde o ortoclásio mostra fusão congruente (Tuttle & Bowen, 1958, Luth et al, 1964).

Neste diagrama foi traçado o caminho e a seqüência de cristalização e foram interpretadas as relações texturais observadas nas amostras de sienitos do Batólito Serra do Catu (Figura 8.2). Neste as amostras das unidades sieníticas inserem-se, inteiramente, no campo onde existe uma completa solução sólida entre a albita e o K-feldspato (Figura 8.3). Estas amostras descrevem um *trend* orientado em direção ao mínimo termal, sugerindo que

a composição do *melt* interceptou a superfície do *liquidus* do alcalifeldspato, onde começou a cristalizar o alcalifeldspato (solução sólida). A composição do *melt* descendeu a curva do *liquidus*, através das isotermas em direção a curva limite entre o alcalifeldspato e o quartzo, em direção ao mínimo ternário. Este caminho de cristalização sugere que os alcalifeldspatos podem representar o sólido de um processo de cristalização. A cristalização precoce de alcalifeldspato, em condições de alta temperatura (acima do *solvus*), a partir de um sistema sub-saturado em água no sistema granítico, pode refletir no acúmulo de cristais. Este caráter está evidenciado na petrografia pela presença exclusiva dos cristais de alcalifeldspato, com forma subédrica a euédrica e pela presença de intercrescimentos pertíticos no alcalifeldspato, explicando, portanto, o este caráter *hipersolvus*. Com o avanço da cristalização o líquido não alcançou a cotética alcalifeldspato-quartzo (Figura 8.3) pois, texturalmente, não foi observada a cristalização simultânea de alcalifeldspato e quartzo, mas apenas de cristais de quartzo anédricos, tardios, ocupando espaços intergranulares aos cristais de alcalifeldspato. Este fato evidencia que o líquido inicial possuía composição muito rica em álcalis, e que, ao evoluir, cristalizaram precocemente feldspato alcalino, o qual provavelmente foi separado do líquido, talvez constituindo porções cumuláticas.

Nas unidades sieníticas, além da presença maciça de alcalifeldspato pertítico, foram identificados e descritos cristais subédricos a anédricos de plagioclásio, com feições de reabsorção inclusos no alcalifeldspato. Para avaliar o caminho da cristalização e explicar tal feição foram utilizados os diagramas experimentais produzidos por Nekvasil (1990). Nestes diagramas experimentais construídos para rochas de composição traquíticas e sieníticas, que são caracterizadas por histórias de cristalização a altas temperaturas, demonstrou-se que a natureza e o campo de estabilidade dos feldspatos nestes líquidos são controladas como uma função da pressão, temperatura, composição, atividade de água e atividade da sílica durante a cristalização em equilíbrio. Nekvasil (1990) usou as relações de fases no sistema Ab-An-Or para investigar a reabsorção completa e incompleta dos plagioclásios. Com isto, foi observado que, para *melts* de composições feldspáticas (traquíticos), em condições de baixo conteúdo de água e altas temperaturas, é muito mais provável que ocorra a reabsorção de plagioclásio do que a de alcalifeldspato, pois nestas condições a região de completa reabsorção do alcalifeldspato apresenta uma configuração menor do que àquelas observadas, em condições com maior conteúdo de água. Em magmas saturados em quartzo e com baixos conteúdos de água, as regiões de reabsorção (completa e incompleta) dos plagioclásios se contraem com o aumento do conteúdo de anortita, de ortoclásio, de água e com a diminuição da temperatura. Assim, é mais provável que a reabsorção do plagioclásio ocorra no começo da história de cristalização quando o magma é mais seco e quente. Neste diagrama, para as pressões de 5 Kbar e de 2 Kbar e atividade de água igual a um (condições sub-saturadas), as amostras das unidade sieníticas do Batólito

Serra do Catu situam-se na área de reabsorção do plagioclásio (Figura 8.3). Assim, com base nestes diagramas, tem-se que as inclusões de plagioclásio com texturas de reabsorção podem ser interpretadas como cristais precocemente cristalizados no magma sienítico, em um período onde o magma possuía altas temperaturas e condições secas. Estes cristais, com o decorrer da cristalização foram reabsorvidos pelo líquido e apenas alguns parecem ter sido preservados da reabsorção, ficando protegidos pelos cristais de alcalifeldspato cristalizando em equilíbrio com o magma.

As amostras da unidade quartzo monzonito a monzogranito apresentam informações petrográficas (p.ex. caráter *subsolvus*, ausência de piroxênio, presença freqüente de biotita e anfibólio), que indicam que este magma cristalizou a partir de magmas ricos em água. No sistema ternário granítico em condições saturadas em água e a pressão de 5 Kbar as amostras da unidade quartzo monzonito a monzogranito inserem-se inteiramente no campo dos ortoclásio (Figura 8.2). Estas amostras descrevem um *trend* orientado em direção ao eutético ternário

8.2.3 Caracterização Geoquímica dos Elementos Maiores

As unidades principais (félsicas) do Batólito Serra do Catu possuem composições intermediárias e ácidas (SiO_2 variando de 58,21% a 69,55%) e estas, quando comparadas as rochas calcioalcalinas, com mesmos teores de SiO_2 , caracterizam-se por apresentarem baixos teores de TiO_2 (0,47%-1,15%), Al_2O_3 (12,70%-15,73%) e CaO (1,94%-4,32%) e altos teores de K_2O (4,14%-8,40%) e MgO (1,16%-4,55%). Os teores de Na_2O são relativamente baixos, com média de 3,20%, as razões $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ são elevadas (1,09-2,85) e, do mesmo modo, $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ que são sempre maiores que 5 (8,01%-11,9%). O # Mg ($=100*\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$), de modo geral, varia de 43%-71%, a razão K/Al (atômico) varia de 0,32 a 0,68 indicando que estas não são rochas perpotássicas. A maioria das amostras exibe índice agpaítico menor que um, indicando que são rochas metaluminosas, exceto para algumas amostras das unidades sieníticas, que neste caso são peralcalinas.

Na caracterização geoquímica dos Emm1 observa-se que estes, em geral, são básicos a intermediários (SiO_2 variando de 49,59% a 57,99%) e apresentam baixos teores de TiO_2 (0,67%-1,03%), Al_2O_3 (8,42%-13,78%), CaO (3,93%-7,89%) e Na_2O (0,96% a 2,34%) e altos teores K_2O (4,25%-6,48%), P_2O_5 (média de 0,92%) e MgO (4,86%-14,18%), quando comparados com rochas com mesmos teores de sílica encontrados em margem continental ativa, de arco de ilha e com N-MORB's. As razões $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ são elevadas (2,35-5,31) e, do mesmo modo, $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$, sempre maiores que 5 (5,21%-8,42%). O # Mg ($=100*\text{MgO}/(\text{MgO}+\text{FeO}^*)$), de modo geral, varia de 51-80, a razão K/Al varia de 0,46 a 0,83,

indicando que estas não são perpotássicas e o índice agpaítico é menor que um (0,7-0,95), indicando que estas não são rochas peralcalinas, exceto para amostra SC46B que tem índice agpaítico de 1,07, indicando que esta amostra tem caráter peralcalino.

8.2.4 Classificações quanto à afinidade geoquímica

As rochas que compõem o Batólito Serra do Catu variam de metaluminosas a levemente peralcalinas (Figura 8.4).

No diagrama de Debon & Le Fort (1983), as amostras da unidade quartzo monzonito a monzogranito classificam-se como pertencentes à associação magmática alcalina saturada (Figura 8.5), neste caso, tendo como minerais característicos mais comuns a biotita e o anfibólio; e as amostras das unidades sieníticas como rochas da associação magmática cafêmica, incidindo sobre o prolongamento do subtipo peralcalina supersaturada, caracterizada por conter clinopiroxênio e/ou epidoto primário e/ou titanita.

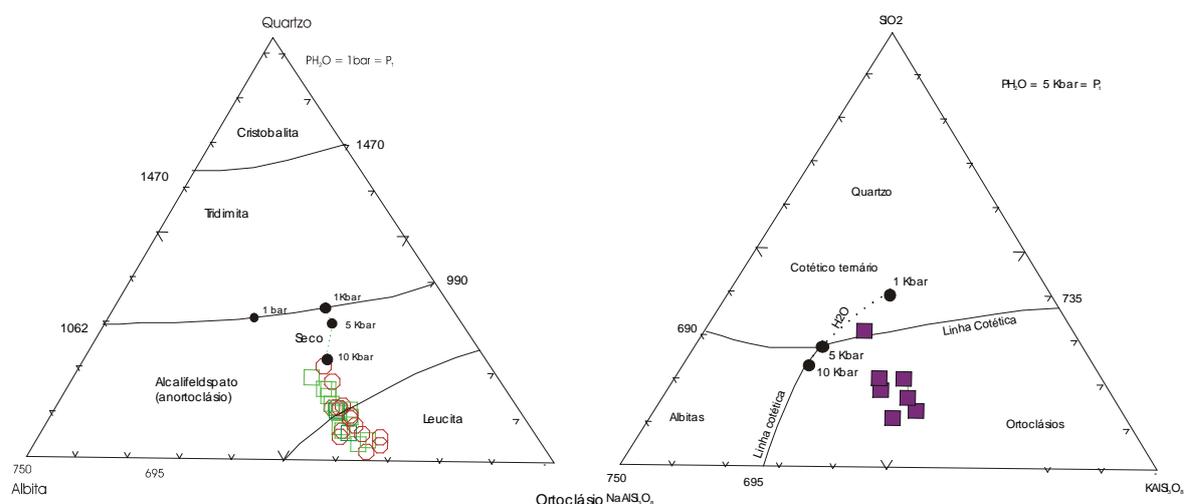


Figura 8.2 – Diagrama normativo Q-Ab-Or apresentando as rochas do Batólito Serra do Catu . A) mostra fácies sieníticas no diagrama para condições secas a baixas pressões de água ($P_{H_2O} < 3,5$ Kbar) e neste são mostradas também a posição dos pontos mínimos para vários valores de pressão sob condições secas (Luth, 1969) e B) mostra fácies quartzo monzonito a monzogranito no diagrama para condições de alta pressão de água (condições hidratadas) e apresenta também as posições dos pontos mínimos a vários valores de pressões sob condições hidratadas (Tuttle & Bowen, 1958; Luth et al. 1964). Asterisco=Enclave, círculo= Fácies (quartzo) Alcalifeldspato sienito, quadrado fechado=fácies quartzo monzonito a monzogranito, Quadrado aberto = fácies quartzo sienito a quartzo alcalifeldspato sienito

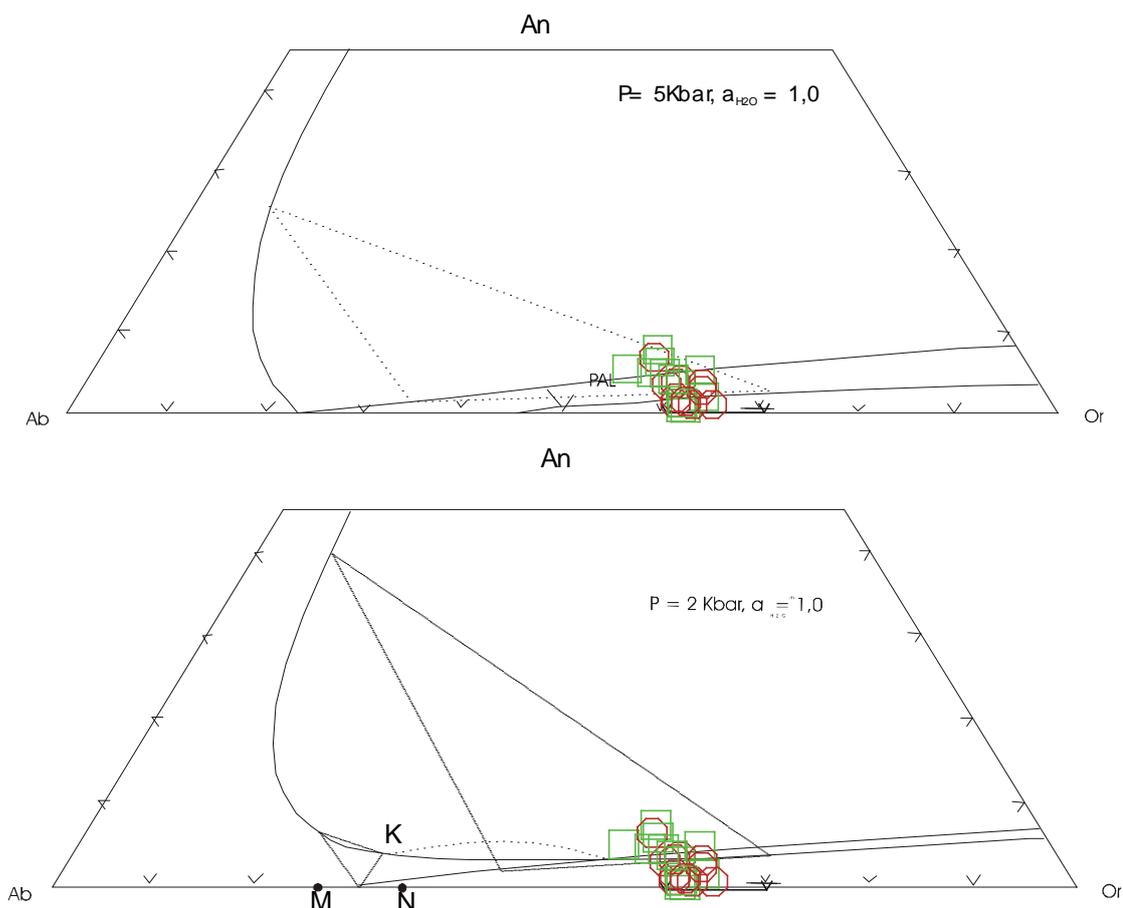


Figura 8.3 Diagrama Ab-An-Or (segundo Nekvasil, 1990) para as rochas sieníticas do Batólito Serra do Catu. círculo= Fácies (quartzo) Alcalifeldspato sienito, Quadrado aberto = fácies quartzo sienito a quartzo alcalifeldspato sienito. Campo C = absorção parcial do plagioclásio

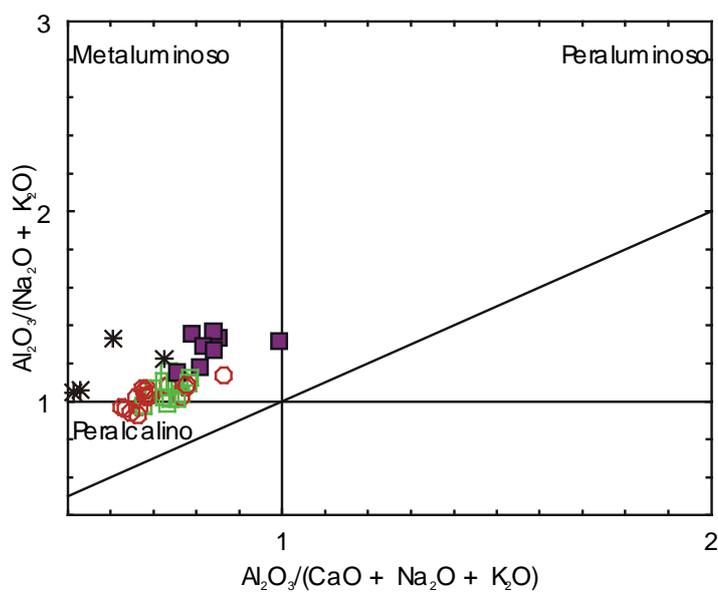


Figura 8.4 -Diagrama $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ versus $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ para as amostras do Batólito Serra do Catu. Símbolos: asterisco=Enclave, círculo= Fácies (quartzo) Alcalifeldspato sienito, quadrado fechado=fácies quartzo monzonito, quadrado aberto = fácies quartzo sienito a quartzo alcalifeldspato sienito

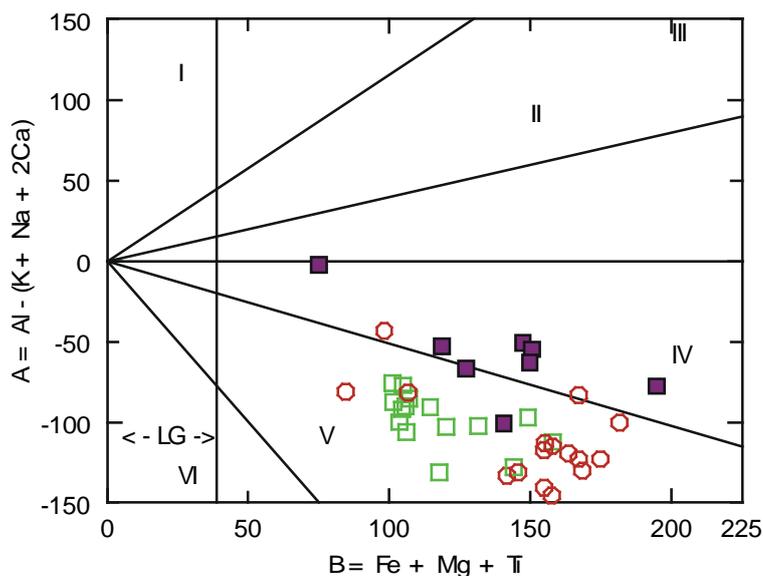


Figura 8.5 - Diagrama de "minerais característicos" para os tipos litológicos do Batólito Serra do Catu. Setor I- muscovita sozinha ou muscovita>biotita, II- biotita>muscovita, III-biotita sozinha, IV- assembleia comum hornblenda e biotita, V- principalmente clinopiroxênio e/ou epidoto primário e/ou titanita. (Debon & Le Fort, 1982). Legenda Círculos= Fácies (quartzo) Alcalifeldspato sienito, Quadrado fechado=fácies quartzo monzonito, Quadrado aberto = fácies quartzo sienito a quartzo alcalifeldspato sienito

No diagrama TAS, a maioria das amostras da unidade quartzo monzonito a monzogranito incide no campo das rochas subalcalinas, e aquelas das unidades sieníticas e dos enclaves plotam no campo das rochas alcalinas (Figura 8.6).

No diagrama AFM as rochas subalcalinas da unidade quartzo monzonito a monzogranito desenvolvem um *trend* similar aquele das rochas da série calcioalcalina. As rochas sieníticas e enclaves (alcalinos) sugerem uma distribuição segundo duas linhas de tendência (Figura 8.7), uma desenvolvida pelas amostras da Unidade quartzo-sienito rosa e enclaves, similar àquela desenvolvidas para as rochas da série calcioalcalina, e outra para a Unidade alcalifeldspato sienito cinza, que é sub-horizontal, típico das rochas calcioalcalinas de alto potássio (Morrison, 1980, e Guimarães, 1989).

No diagrama TAS observa-se que as unidades sieníticas do Batólito Serra do Catu têm caráter alcalino (Figura 8.6), mas o termo alcalino pode ser dividido em sódicos, potássicos e de alto-potássio. Na literatura existe a tendência de classificar as rochas na série alcalina quando estas apresentam $Na_2O > K_2O$, como sugere Sørensen (1974). No caso das rochas que constituem o Batólito Serra do Catu, o caráter alcalino é dado principalmente pelos altos teores de K_2O ($K_2O > Na_2O$) (Tabela 8. 1). Deste modo, os altos valores de $K_2O + Na_2O$ inserem-nas no campo das rochas alcalinas das séries shoshonítica e ultrapotássicas.

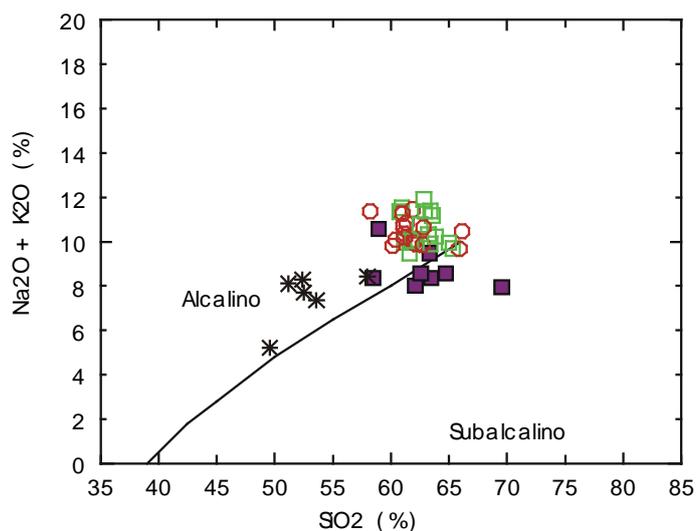


Figura 8.6 - Diagrama TAS (SiO_2 versus $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) para amostras do Batólito Serra do Catu mostrando os campos das séries alcalina e subalcalina (limite segundo Irvine Baragar, 1971) Legenda Legenda Círculos= Fácies (quartzo) Alcalifeldspato sienito, Quadrado fechado=fácies quartzo monzonito, Quadrado aberto = fácies quartzo sienito a quartzo alcalifeldspato sienito

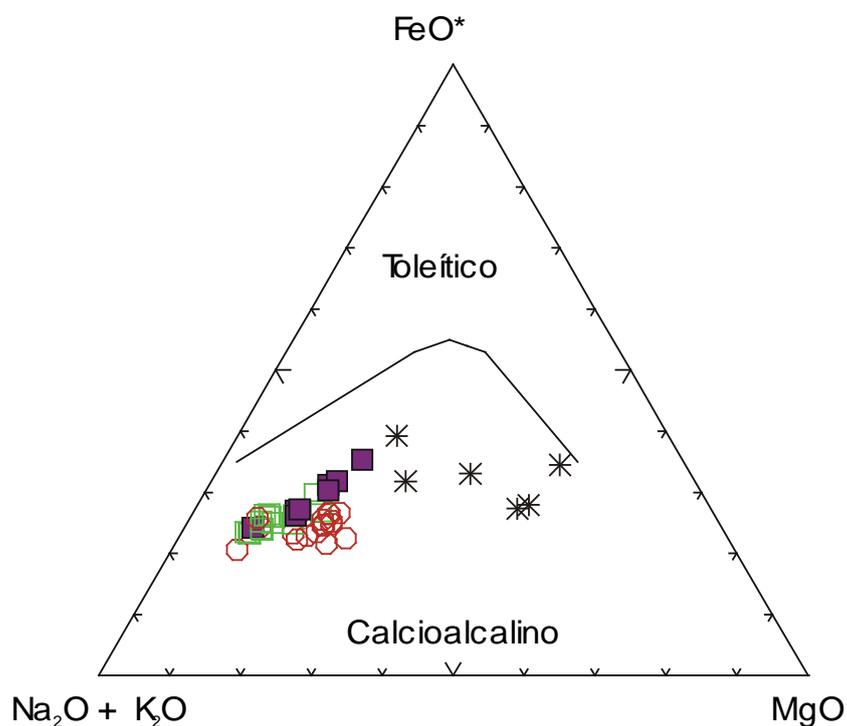


Figura 8.7 - Diagrama AFM (curva de Irvine & Baragar, 1971) para as amostras do Batólito Serra do Catu. Símbolos Legenda Círculos= Fácies (quartzo) Alcalifeldspato sienito, Quadrado fechado=fácies quartzo monzonito, Quadrado aberto = fácies quartzo sienito a quartzo alcalifeldspato sienito

No diagrama de Wright (1969), que pode ser usado para as suítes potássicas que tenham $1 < K_2O/Na_2O < 2,5$ e, neste caso, deve-se usar na razão de alcalinidade ($2*Na_2O$), em vez do total de álcalis, as amostras do Batólito Serra do Catu incidem, predominantemente, no limite entre os granitóides da série alcalina e calcioalcalina (Figura 8.8). Neste diagrama observa-se que os enclaves não foram colocados, pois apresentam razões K_2O/Na_2O maiores que 2,5 e, portanto as amostras se projetariam no campo alcalino.

Nos diagramas propostos por Morrison (1980) observa-se que as amostras das unidades sieníticas e dos enclaves, no diagrama Na_2O+K_2O vs. SiO_2 , apresentam afinidades geoquímicas similares àquelas das rochas alcalinas e aquelas da unidade quartzo monzonito a monzogranito, alcalina e calcioalcalina (Figura 8.9). No diagrama MgO vs FeO^* as amostras distribuem-se ao longo dos *trends* da série calcioalcalina (Figura 8.10), evidenciando que estas têm mais baixos conteúdos de ferro que àqueles da série alcalina. Neste caso, as rochas não podem ser classificadas, nestes diagramas, como pertencentes à série alcalina ou calcioalcalina, e por isso, de acordo com Jackes & White (1972), devem ser consideradas como pertencentes à associação shoshonítica.

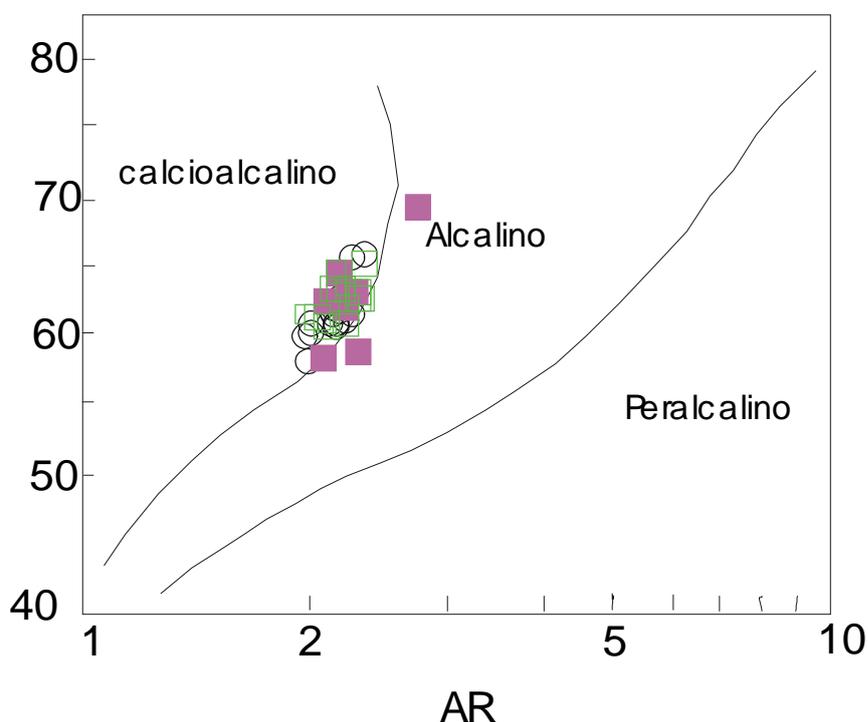


Figura 8.8 - Diagrama de Wright (1969) para as amostras do Batólito Serra do Catu. Legenda Círculos= Fácies (quartzo) Alcalifeldspato sienito, Quadrado fechado=fácies quartzo monzonito, Quadrado aberto = fácies quartzo sienito a quartzo alcalifeldspato sienito. $AR = \frac{Al_2O_3 + CaO + 2*Na_2O}{Al_2O_3 + CaO - 2*Na_2O}$

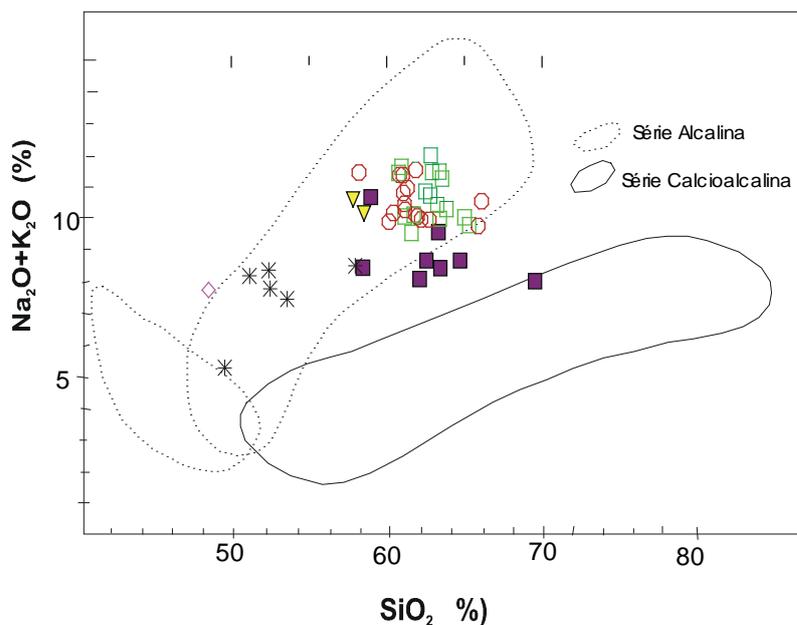


Figura 8.9 - Diagrama de variação $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ versus SiO_2 de amostras do Batólito Serra do Catu mostrando os campos calcioalcalinos e alcalinos baseados em Morrison (1980)

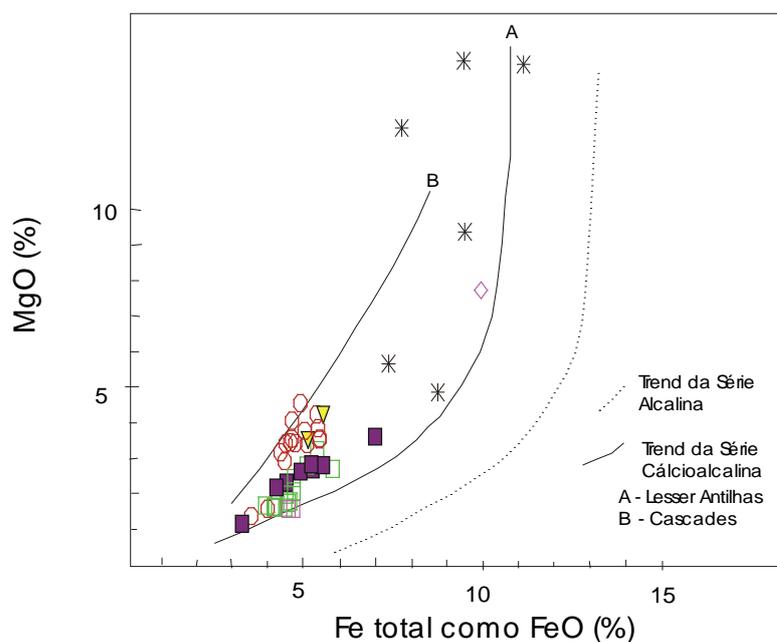


Figura 8.10 - Diagrama MgO versus FeO_t de amostras do Batólito Serra do Catu mostrando os trends calcioalcalinos e alcalinos baseados em Morrison (1980)

Morrison (1980) definiu as principais características das rochas da série shoshonítica: 1 - basaltos próximo a saturação em sílica (i.e. raramente possui Ne ou Q normativo); 2- baixo enriquecimento em ferro (*trend* plano nno AFM); 3 - alto álcalis total ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} > 5\%$); 4 - alta razão $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (>0.6 a 50% de SiO_2 ; 1 a 55% de SiO_2); 5 -

íngreme mergulho positivo no diagrama $\text{SiO}_2 \times \text{K}_2\text{O}$, a baixo SiO_2 (<0,5 entre 45%-57% de SiO_2 , mas zero ou negativo em >57% de SiO_2); 6 - enriquecimento em P, Rb, Sr, Ba, Pb, e em Elementos Terras Raras Leves (de acordo com o enriquecimento em potássio); 7 - baixo TiO_2 (<1,3%); 8 - alto porém variável Al_2O_3 (14%-19%); alta razão $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ (>0,5). Observando estes critérios, foi realizada uma comparação destes com os dados do Batólito Serra do Catu, e verificou-se que o Batólito Serra do Catu apresenta as mesmas características da associação shoshonítica.

No diagrama K_2O vs. SiO_2 as amostras do Batólito Serra do Catu apresentam um espalhamento e incidem no campo das rochas shoshoníticas (Figura 8.11). Utilizando os mesmos parâmetros, mas com os campos propostos por Corriveau & Gorton (1993) observa-se que quase todas as amostras do Batólito Serra do Catu plotam no campo das rochas pertencentes à série shoshonítica, exceto algumas amostras da unidade alcalifeldspato sienito cinza e quartzo-sienito rosa, e quase todas as amostras dos enclaves plotam no campo das rochas ultrapotássicas (Figura 8.12).

De acordo com Le Mâitre (1989) as rochas para serem consideradas potássicas devem satisfazer o critério de $\text{Na}_2\text{O} - 2 < \text{K}_2\text{O}$, deste modo, as rochas do Batólito Serra do Catu são potássicas (Figura 8.13). No diagrama K_2O vs. Na_2O (Middlemost, 1975) observa-se que as amostras da unidade quartzo monzonito a monzogranito caem no domínio das rochas potássicas e aquelas das unidades sieníticas e dos enclaves caem no campo das rochas fortemente potássicas (Figura 8.14).

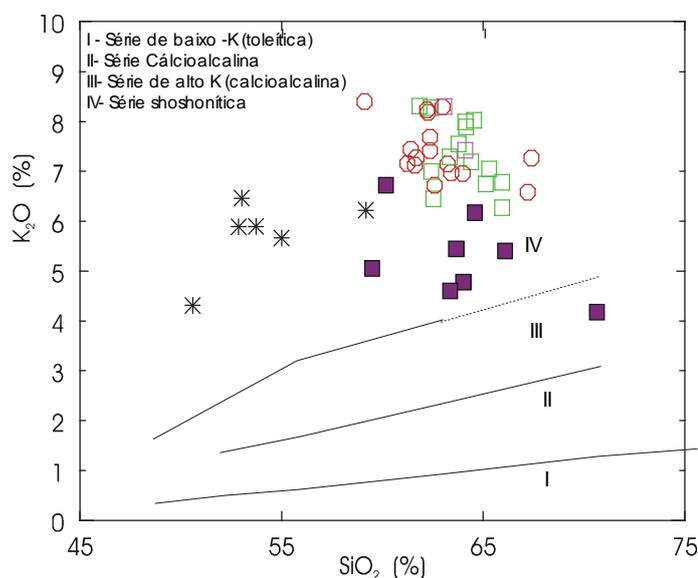


Figura 8.11 - Diagrama K_2O versus SiO_2 Para as amostras do Batólito Serra do Catu. A) campos propostos por Peccerillo & Taylor (1976), onde CABK = calcioalcalinas de baixo K, CAMK = calcioalcalinas de médio K e CAAK = calcioalcalinas de alto K e SHO = Shoshoníticas

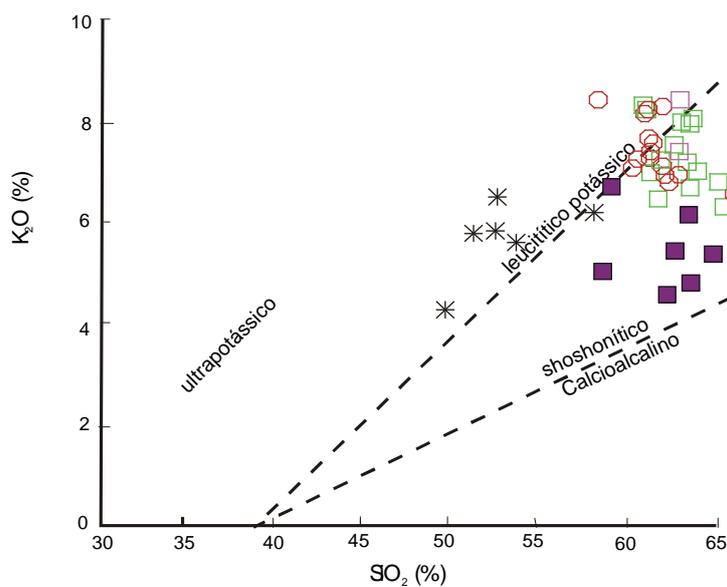


Figura 8.12 - Diagrama K_2O versus SiO_2 para as amostras do Batólito Serra do Catu mostrando os campos segundo Corriveau & Gorton (1998) separando as rochas shoshoníticas de ultrapotássicas A= calcioalcalinas , B= Shoshonítica C= Ultrapotássicas.

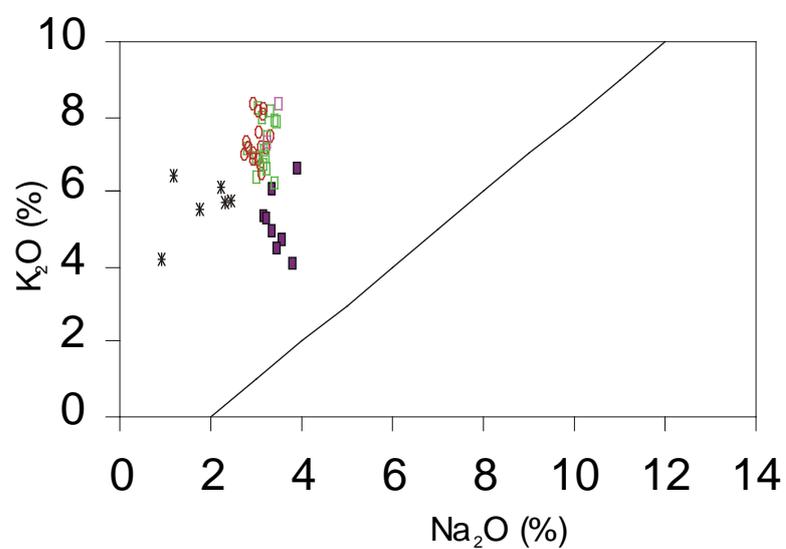


Figura 8.13 - Diagrama K_2O versus Na_2O para as amostras do Batólito Serra do Catu mostrando a separação do campos potássicas e sódicas de acordo com Le Maitre et al. (1989).

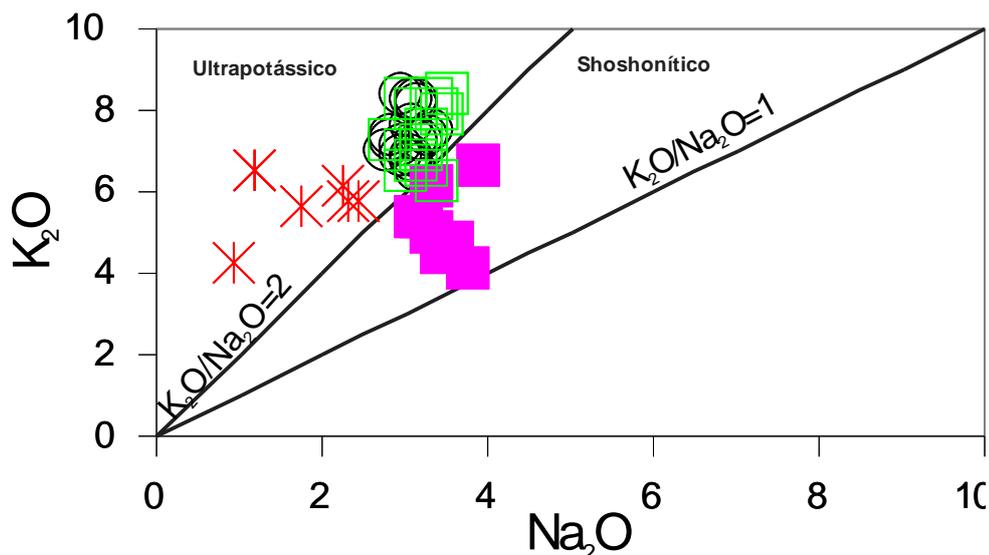


Figura 8.14 - Diagrama K_2O versus Na_2O para as amostras do Batólito Serra do Catu mostrando a separação do campos shoshoníticos e ultrapotássicos (Middlemost,1975).

Além desta semelhança com os litotipos da série shoshonítica, observa-se que a unidade alcalifeldspato sienito cinza apresenta elevados teores de K_2O (6,54% - 8,4%), MgO (1,57%-4,55%) e razão K_2O/Na_2O (2,09-2,85) e do mesmo modo, os enclaves com K_2O (4,25% - 6,48%), MgO (4,86%-14,18%) e razão K_2O/Na_2O (2,35-5,31) elevados. Estas características insere a maioria das amostras desta unidade nos critérios estabelecidos por Foley et al. (1987), para a série das rochas ultrapotássicas, ou seja, apresentam como características geoquímicas $K_2O/Na_2O > 2$, $K_2O > 3\%$ e $MgO > 3\%$, permitindo, portanto, classificá-las como pertencentes a série ultrapotássica (Figura 8.15). A unidade quartzo-sienito rosa preenche parcialmente estes critérios, diferindo apenas no conteúdo de MgO que variam de 1,58% a 3,23%, e neste trabalho serão consideradas rochas shoshoníticas com afinidades ultrapotássicas. Esta associação de rochas shoshonítica-ultrapotássicas para as rochas sienítico-monzoníticas é bastante comum na literatura (Thompson & Fowler, 1986, Corriveau & Gorton, 1993 e Rosa,1998; Conceição, 1998; Oliveira, 1998 Conceição, 1993, dentre outros).

De acordo com Foley et al (1987) as rochas ultrapotássicas formam um grupo heterogêneo, com grandes variações na abundância dos elementos maiores. Estes autores separaram, com base em critérios químicos, quatro grupos: Grupo I - abrange os lamproítos e, como membro padrão, têm-se os litotipos do West Kimberly; Grupo II - representado pelos kamafugitos e tem como representantes as lavas de Toro-Ankole e de Uganda; Grupo III - inclui as rochas formadas em zonas orogênicas e as rochas da Província Romana

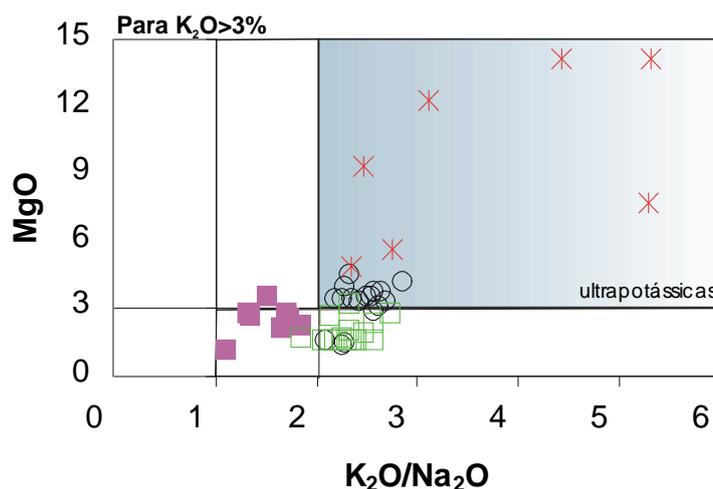


Figura 8. 15 - Diagrama representando os critérios propostos por Foley et al. (1987) para a classificação das rochas potássicas e ultrapotássicas com $K_2O > 3\%$. Neste estão inseridas as amostras do Batólito Serra do Catu. Legenda Unidades: Círculos= Alcalifeldspato sienito cinza, Quadrado fechado= Quartzo monzonito a monzogranito, Quadrado aberto = Quartzo sienito rosa, asterisco = enclaves.

(Itália) e Grupo IV - rochas com características químicas transicionais entre os grupos principais. Usando estes critérios, nos diagramas (Figura 8.16) propostos por Foley et al (1987), observa-se que as amostras da Unidade alcalifeldspato sienito cinza apresentam características transicionais (grupo IV) entre os grupos I e III e que os enclaves apresentam características de rochas ultrapotássicas do grupo I (lamproítos), similares àqueles que ocorrem no sudeste da Espanha, caracterizado pelo baixo conteúdo de Al_2O_3 , CaO e Na_2O . Os lamproítos são rochas máficas a ultramáficas ricas em potássio e, de acordo com Bergman (1987), os lamproítos, alguns kimberlitos ricos em mica e alguns minetes *share* são os únicos tipos de rochas que são ultrapotássicas e perpotássicas. Neste contexto, os enclaves do Batólito Serra do Catu embora sejam ultrapotássicos não são perpotássicos ($K/Al < 1$) e por isto não se enquadram perfeitamente no membro da clã dos lamproítos de Mitchel & Bergman (1991).

Os enclaves, em um nível mais detalhado de caracterização mineralógica, se assemelham com a descrição dada aos lamprófiros, que são rochas porfíricas mesocráticas a melanocráticas, mas raramente ultramáficas. Eles usualmente contem biotita (ou Fe-flogopita) e/ou anfibólio, bem como clinopiroxênio e olivina e algumas vezes melilita.

Através da análise detalhada da assembléia e química mineral e geoquímica dos enclaves, neste trabalho, considera-se que estes se assemelham as rochas lamprófiros, que são rochas porfíricas mesocráticas a melanocráticas, mas raramente ultramáficas.

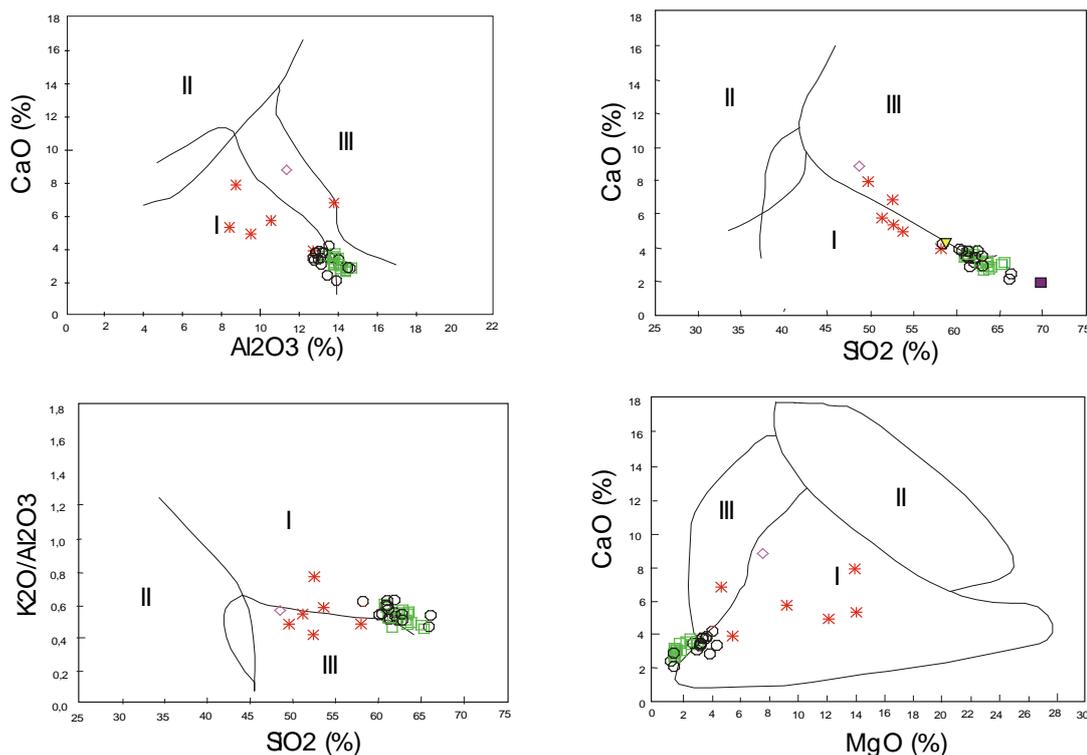


Figura 8. 16 -Diagramas da Classificação de Foley et al. (1987) para a classificação das rochas potássicas e ultrapotássicas do Batólito Serra do Catu. A) $\text{SiO}_2 \times \text{CaO}$; B) $\text{MgO} \times \text{CaO}$; C) $\text{Al}_2\text{O}_3 \times \text{CaO}$; D) $\text{SiO}_2 \times \text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ E) $\text{Na}_2\text{O} \times \text{K}_2\text{O}$. Legenda Unidades: Círculos= Alcalifeldspato sienito cinza, Quadrado fechado= Quartzo monzonito a monzogranito, Quadrado aberto = Quartzo sienito rosa, asterisco = enclaves

Na classificação de Le Maitre (1989), as rochas lampróficas consistem de lamprófiros, lampróitos e kimberlitos e o critério geral, diagnóstico destas rochas, foi dado inicialmente por Streckeisen (1978 e 1979) são eles: rochas que ocorrem como diques, *pipes* ou pequenas intrusões, e que não constituem uma variedade textural das rochas plutônicas e vulcânicas comuns; os feldspatos e/ou feldspatóides quando ocorrem, estão restritos à matriz, e estes estão ausentes nos kimberlitos; é comum a alteração hidrotermal de olivina, piroxênio, biotita e plagioclásio quando presente; calcita, zeolitos e outros minerais hidrotermais podem aparecer como fases primárias.

Rock (1987) expandindo a estrutura hierárquica de classificação dos lamprófiros de Streckeisen (1979) denominou de clã dos lamprófiros e dividiu-a em cinco famílias (Lamprófiros calcioalcalinos-CAL, lamprófiros alcalinos-AL, Lamprófiros ultramáficos-UML, Lampróitos-LL e kimberlitos) e revisou os critérios que distinguem os lamprófiros das rochas comuns e as diferenças entre os diferentes ramos da clã dos lamprófiros.

Os critérios hierárquicos para a identificação dos lamprófiros incluem a assembléia mineral, a textura, o modo de ocorrência a composição da rocha total, a associação e feições diversas. Neste contexto, observa-se que os enclaves do Batólito Serra do Catu satisfazem aos critérios e permitem classificá-los como rochas lampróficas (Tabela 8.3).

A classificação dos lamprófiros, lamproítos e kimberlitos na classificação da IUGS (Le Maître et al. 1989) foi agrupada sob o título de rochas lamprofíricas e Rock (1991) referiu-se a “clã dos Lamprófiros” incluindo nesta os lamproítos e Kimberlitos mas, para muitos petrólogos, esta última classificação é incorreta e inapropriada.

A classificação destas rochas alcalinas exóticas não é fácil. Wooley et al. (1996) apresentaram um sistema hierárquico de classificação para estas rochas, e ressaltaram que esta não é definitiva e tem um conteúdo genético mínimo. Para os lamproítos, neste sistema de classificação, é recomendada aquela classificação descrita por Mitchell & Bergman (1991), que envolve critérios químicos e mineralógicos.

De acordo com Wooley et al (1996), os lamprófiros devem ser classificados, de modo geral, através da classificação de Le Maître et al. (1989) e para as descrições detalhadas deve-se usar Rock (1991), mas estes autores não endossaram as terminologias propostas. Wooley et al. (1996), revisando o sistema seqüencial de classificação das rochas ígneas, referem que devem ser classificadas como lamprófiros qualquer rocha remanescente contendo flogopita (biotita) ou anfibólio (ou ambos) e aquelas de intrusões menores, só com fenocristais máficos. De acordo com Wooley et al. (1996), os lamprófiros constituem um grupo complexo de rochas que tem similaridades mineralógicas com alguns kimberlitos e lamproítos, sendo difícil de classificar usando os critérios existentes, e não existindo uma definição satisfatória para estes tipos de rochas, pois estes membros tem origens distintamente diferentes.

Utilizando diagramas para os elementos maiores propostos por Rock (1987) para separar os diferentes tipos de lamprofiros, observa-se que as amostras de enclaves do Batólito Serra do Catu se inserem no campo dos lamprófiros calcioalcalinos e ou lamproítos (Figura 8.17). Considerando a assembléia mineral (quartzo+plagioclásio) que distingue os lamprófiros calcioalcalinos dos demais ramos dos lamprófiros, observa-se que alguns dos enclaves microgranulares máficos do Batólito Serra do Catu (VER PETROGRAFIA) se enquadram neste critério, confirmando a sua classificação como lamprófiros calcioalcalinos. Esta classificação também é confirmada pela composição química das biotitas e anfibólios analisados em alguns destes enclaves, que evidenciaram a presença de flogopita e de anfibólio magnésio hastingsítica, composição similar àqueles encontrados em lamprófiros calcioalcalinos CAL (Figura VI.2, VI.12).

A família dos lamprofiros calcioalcalinos está constituída por vários tipos litológicos minettes, vogesitos, esperssatitos, kentalanito e appinito. Baseado na mineralogia dos enclaves do Batólito Serra do Catu, nos minerais claros plagioclásio, alcalifeldspato, feldspatos e feldspatóides (Le Maître et al. 1989), as amostras de enclave classificam-se como minettes (VER PETROGRAFIA), mas esta classificação deve ser vista ainda com cautela, visto a dificuldade de classificação destes tipos litológicos. (Figura V.2).

A associação genética entre minetes e traquitos/sienitos potássicos tem sido evidenciada por vários autores (Muller & Petty, 1985, McDonald et al 1996, Rock et al., 1986, Rock, 1991, Thompson & Fowler, 1986, Leat, 1988, 1989; Conceição et al. (1995), Conceição et al (1997), Paim, 1998; McNeil & Kerrich, 1986.), porém, nestes exemplos, os minetes constituem intrusões na forma de diques. No Batólito Serra do Catu, este tipo litológico constitui enclaves, ou seja, magma de composição minética que interagiu no estado magmático com o magma félsico (*mingling*) antes da sua cristalização. Este mesmo tipo de associação, na forma de enclave também foi observado por Pla Cid et al (2003).

8.2.5 Evolução dos Elementos Maiores

Nos diagramas de variação de Harker, usando a sílica como índice de diferenciação, as amostras desta associação shoshonítica-ultrapotássica permitiram caracterizar as diferenças e as variações composicionais entre as diferentes unidade félsicas, suas relações com os enclaves, e assim estabelecer parâmetros para a determinação da petrogênese e evolução química e petrológica do Batólito Serra do Catu.

Nos diagramas para os elementos maiores (Figura 8.18) observa-se a existência de um *gap* nos teores de SiO₂ entre as unidade félsicas e os enclaves, e os intervalos das variações de SiO₂ para as diferentes unidade e dos enclaves estão sumarizadas na TABELA 8.4. Nestes diagramas também se observa que as unidade félsicas possuem diferenças significativas em relação aos enclaves e entre si, refletidas nos diagrama pelo desenvolvimento de *trends* que ora mostram-se alinhados ora não.

Os enclaves caracterizam-se por mostrar teores de SiO₂ baixos, não apresentam covariação com os elementos maiores e as amostras distribuem-se de modo disperso, na maioria das vezes mostrando uma relação geométrica (de distribuição) discordante daquela das unidades félsicas (Figura 8.18). Estas características sugerem, preliminarmente, que o magma dos enclaves não sofreu processo de diferenciação e que eles não são cogenéticos com as unidades félsicas. Nestes diagramas, quando comparados as unidade félsicas, os enclaves mostram teores mais baixos de Al₂O₃ e Na₂O e teores mais elevados de CaO, MnO, MgO e P₂O₅.

As unidades félsicas mostram teores de SiO₂ muito similares entre si (Tabela 8.4) e, nos diagramas de variação, desenvolvem *trends* descontínuos (Figura 8.18), e distintos para cada unidade, algumas vezes coerentes para pares de óxidos correlacionados. Nestes diagramas as unidades individuais ora desenvolvem *trends* contínuos ligeiramente curvos e de distribuição paralela ora não constituem *trends*. Estas observações sugerem: 1-que estas

Tabela 8.3 - Critérios distintivos das rochas lamproíricas segundo Rock, 1987 e aquelas observadas nos enclaves do Batólito Serra do Catu

	Assembléia Mineral	Textura	Modo de ocorrência	Feições diversas
Critérios para identificação da clã dos Lamprófiros (Rock, 1987)	<p>-anfíbólio</p> <p>- biotita-flogopita</p> <p>- minerais ricos em F, Cl, SO₃, CO₂, e H₂O (halóides, carbonatos, sulfatos, zeolitos)</p> <p>-Alto Ba, Fe³⁺, Al, ou Ti em K-Feldspato, anfíbólio, flogopita e piroxênio - minerais máficos ricos em magnésio coexistem com K-feldspato e até mesmo com quartzo</p> <p>-são minerais ausentes Olivina (Mg<75) anfíbólio (Fe-Mg-Mn e tremolítico) muscovita, pigeonita e wollastonita</p>	<p>um tipo intermediário a hipermelanocrático, porfírico sem fenos de feldspato ou quartzo, quase sempre estão ausentes fenos de feldspatóides ou melilita e olivina na matriz. São característicos a presença de estruturas globulares félsicas e biotitas pseudo hexagonais ou agrupadas (castellated) A maioria dos diques máficos tem grã fina com abundantes macrocristais ou fenos de biotita ou anfíbólio</p>	<p>Devem formar diques, sills, plugs, stocks, vent subvulcânico, ou diatrema ou excepcionalmente margem de uma grande intrusão; brechas associadas são comuns; são conhecidas poucas lavas e piroclásticas lamproíricas; diques de lamprófiros são caracterizados pela forma segmentada (off setting) e estrutura interna zonada ou bandada indicando diferenciação ou fluxo</p>	<p>Alteração é caracteristicamente seletiva, se os máficos estão alterados os félsicos estão frescos e vice-versa; Lamprófiros caracteristicamente sofre exfoliação intemperizando para um solo rico em mica vermelha</p>
Feições observadas nos enclaves Emm1 do Batólito Serra do Catu	<p>- biotita, anfíbólio, plagioclásio, zircão, apatita K-feldspato, as vezes quartzo, piroxênio, titanita, minerais opacos e allanita - biotita =flogopita (FL 326A)</p> <p>-Amostra SC 46B possui carbonato sericita</p> <p>- K-feldspato e quartzo coexistem com minerais máficos ricos em magnésio</p>	<p>- equigranular fino</p> <p>-mesocrático</p> <p>- no afloramento FL371 foram observadas estruturas globulares félsicas (FOTO IV. 34)</p> <p>- mostram cristais mais desenvolvidos de biotita e/ou anfíbólio</p>	<p>No batólito Serra do Catu formam enclaves (Emm1) os quais representam diques desmembrados e os quais foram amplamente espalhados no batólito (fácies sieníticas) por correntes de convecção. Por vezes a petrografia mostra feições que indicam diferenciação por fluxo dada pela ocorrência de níveis/aglomerados máficos paralelos a foliação magmática (FOTO V. 25)</p>	<p>Na amostra SC-46B tem-se que os félsicos apresentam-se alterados e os máficos não (p.ex. plagioclásio com carbonato e sericita)</p>

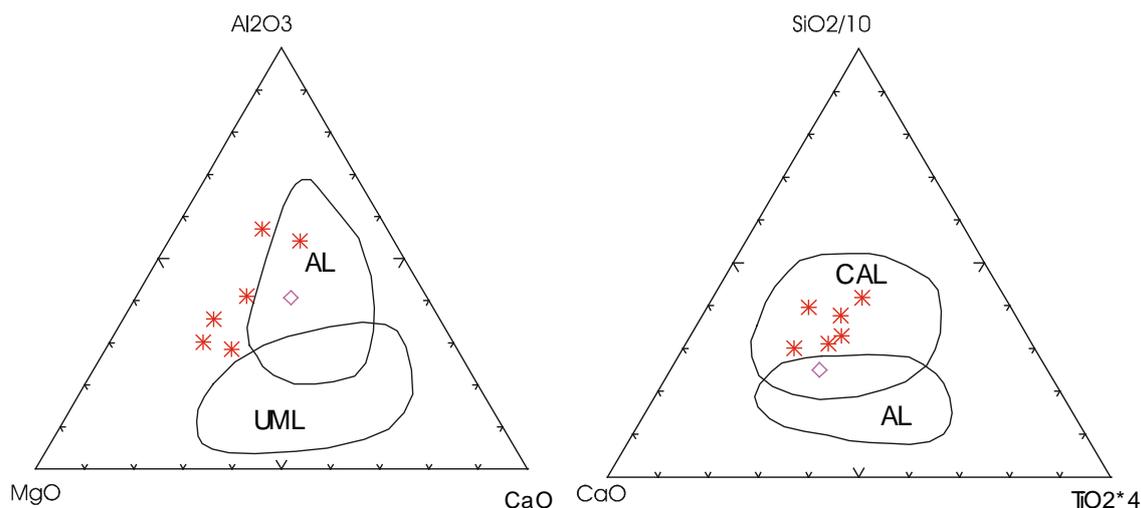


Figura 8. 17 - Diagramas que melhor discriminam os campos composicionais de rocha total de diferentes tipos de lamprófiros (Rock, 1987) aplicados aos enclaves do Batólito Serra do Catu. A) diagrama MgO-Al₂O₃-CaO separando os campos dos lamprófiros ultramáficos (UML) dos Lamprófiros alcalinos (AL) e B) Diagrama CaO-SiO₂/10-TiO₂ * 4 discriminando os campos dos lamprófiros calcioalcalinos (CAL) dos Lamprófiros alcalinos (AL)

unidades são independentes, não compreendem uma evolução por processo de diferenciação de um único magma progenitor, 2- que cada unidade representa um pulso magmático distinto, 3 – que cada pulso (unidade) manteve suas características geoquímicas, não sofreram interação entre si.

Nestes diagramas tem-se que a unidade quartzo monzonito a monzogranito desenvolve um *trend* contínuo curvo (Figura 8.18), sugestivo de cristalização fracionada, o qual por vezes mostra-se com disposição paralela aos *trends* desenvolvidos para as unidade sieníticas. De modo geral, a unidade quartzo monzonito a monzogranito quando comparada às unidades sieníticas mostram teores mais elevados de Al₂O₃ e Na₂O, baixos teores de K₂O e teores intermediários de P₂O₅ e MgO, para os mesmos intervalos de sílica.

As unidades sieníticas, em alguns diagramas, sugerem o desenvolvimento de um *trend* único e contínuo e com correlação negativa (p.ex. SiO₂ vs. TiO₂, MnO e P₂O₅), sugerindo evolução por diferenciação. Porém, nos demais diagramas (p.ex. Al₂O₃, MgO, CaO e Na₂O) os *trends* desenvolvidos e/ou a distribuição das amostras divergem e evidenciam diferenças entre as unidade sieníticas. Nestes diagramas a unidade alcalifeldspato sienito cinza mostra menores teores de Al₂O₃ e teores mais elevados de P₂O₅ e MgO que a unidade quartzo sienito rosa, para pequenos intervalos de sílica, produzindo discordância nos *trends* desenvolvidos por cada unidade, sugerindo que estas unidade não são correlacionadas por cristalização fracionada.

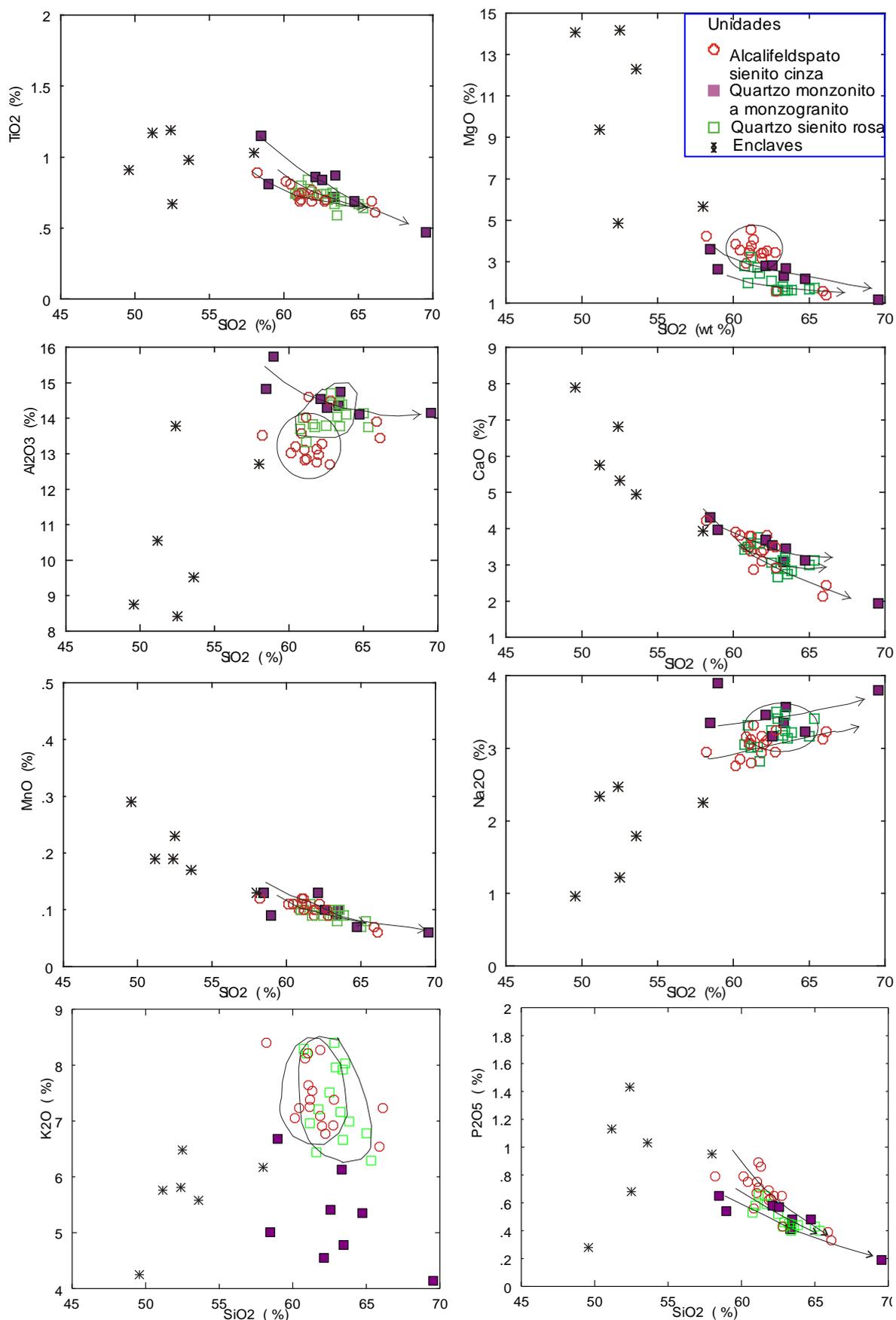


Figura 8.18 - Diagramas de variação de SiO₂ para elementos maiores de amostras do Batólito Serra do Catu.

Tabela 8.4 – Variações composicionais de alguns elementos traços das unidade principais e dos enclaves do Batólito Serra do Catu.

Elementos Unidades	SiO ₂	Rb (ppm)	Ba (ppm)	Sr (ppm)	Nb (ppm)	Zr (ppm)	Y (ppm)	Cr (ppm)	Ni (ppm)
Alcalifeldspato sienito cinza	58,21 – 66,12	170,3 – 276	3641 – 6653	1072,5 – 2023	19,74	279,8	29,84	130 – 184	33 – 137
quartzo monzonito a monzogranito	58,47 – 69,55	122,8 – 211,4	1176 – 3064,1	633,1 – 1340,9	17,54	258,5	28,86	225	32-66
quartzo-sienito rosa	60,76 – 65,02	159,9 – 261,9	3868 – 5846	1271 – 1758,9	33,36	328,15	31,3	25 – 79,5	10 – 137
Enclaves	49,58 – 57,99	146,8 – 380	1668 – 4622	254,3 – 1111	20,66	239,1	28,87	331,5	392

Neste contexto, para uma melhor compreensão da evolução do Batólito Serra do Catu, cada unidade e os enclaves foram tratados individualmente, como representantes de pulsos magmáticos distintos. Deste modo, a observação nos diagramas de variação para os elementos maiores evidenciou que:

a) A unidade quartzo monzonito a monzogranito, nos diagramas SiO₂ versus TiO₂, Al₂O₃, MgO CaO, MnO e P₂O₅, desenvolve *trends* negativos, nos diagramas SiO₂ versus Na₂O a correlação é ligeiramente positiva e no diagrama SiO₂ versus K₂O, FeO e Fe₂O₃ observa-se uma dispersão dos pontos.

b) A Unidade alcalifeldspato sienito cinza, nos diagramas de variação do SiO₂ versus Al₂O₃, MgO K₂O, Fe₂O₃ e FeO, não desenvolve *trends* de correlação claros, com as amostras apresentando distribuição dispersa, apesar da variação nos teores SiO₂. Nos diagramas para TiO₂, MnO, CaO, e P₂O₅ há o desenvolvimento de *trends* mostrando correlação negativa destes elementos e no diagrama para Na₂O positivo com o SiO₂.

c) As amostras da Unidade quartzo sienito rosa nos diagramas de variação desenvolvem *trends* contínuos de correlação negativa do SiO₂ com o TiO₂, MnO, MgO, P₂O₅, K₂O e CaO, positiva para Na₂O e, nos diagramas de SiO₂ versus Al₂O₃, FeO, Fe₂O₃ e não há o desenvolvimento de *trends* claros, mostrando distribuição dispersa.

d) Os enclaves mostram distribuição dispersa e internamente não constituem qualquer *trend*, sugerindo que estes litotipos não sofreram processo de diferenciação e, por mostrarem distribuição discordante com as unidades félsicas, sugerem que estes não sofreram processos de interação (*mixing*) com a hospedeira, mantendo as características geoquímicas do magma original.

Estas observações sugerem que o Batólito Serra do Catu está constituído por conjuntos litológicos distintos representados pelos enclaves e pelas três unidades félsicas principais, os quais não evoluíram através de um único e simples processo de diferenciação. Interpreta-se que estes evoluíram pela intrusão de pulsos magmáticos distintos, onde cada pulso (unidade) evoluiu independentemente, provavelmente em sistema fechado, sem evidências de mistura entre eles.

Os enclaves, mostrando um *gap* com as unidade félsicas para o teores de SiO_2 , não desenvolvendo *trends* claros e apresentando na maioria das vezes discordâncias na distribuição das amostras com relação aos *trends* desenvolvidos nas unidade félsicas, sugerem que estes não são cogenéticos.

A unidade quartzo monzonito a monzogranito desenvolve internamente *trends* contínuos com a evolução magmática, sugerindo um decréscimo para quase todos os óxidos exceto para o K_2O .

As amostras na Unidade alcalifeldspato sienito cinza, na maioria das vezes, mostram distribuição aleatória e só desenvolve *trend* nos diagramas para TiO_2 , MnO , CaO , Na_2O e P_2O_5 , sugerindo fracionamento com a evolução magmática.

As amostras dentro da Unidade quartzo-sienito rosa mostram-se dispersas na maioria dos diagramas, mas nos diagramas para TiO_2 , MnO , MgO , P_2O_5 e CaO desenvolve *trends* de correlação negativa com o aumento da diferenciação sugerindo uma evolução por fracionamento mineral.

Para tentar visualizar melhor a evolução química foram produzidos diagramas de variação usando o índice de diferenciação, e nestes, as tendências evolucionais individualizadas e distintas entre as unidades fornecem importantes informações sobre os processos petrogenéticos, reforçando a interpretação anterior de intrusão de pulsos magmáticos distintos (Figura 8.19).

8.3 GEOQUÍMICA DOS ELEMENTOS TRAÇOS

8.3.1 Caracterização Geoquímica dos Elementos Traços

O Batólito Serra do Catu possui elevados teores de Ba, Sr, moderados teores de Rb e baixos teores de Nb (média de 23,56ppm), Zr e Y (com médias de 288,51ppm e 30ppm, respectivamente). As variações destes elementos dentro de cada unidade pode ser observada na Tabela 8.4. Nos enclaves, os teores de Ba e Rb e Nb (média de 20ppm) são elevados, os teores de Sr, Zr e Y são moderados a altos, e os de Cr e Ni são elevados (valores médios de 331ppm e 392ppm, respectivamente) . Nas unidades félsicas o Cr tem média de 137ppm e o Ni de 58ppm, sendo considerados como teores moderados a baixos.

Os resultados analíticos indicam que todas as unidades apresentam teores elevados de LILE (Rb, Ba e Sr) e baixos de HFSE (Y, Nb e Zr). Neste contexto, a unidade quartzo monzonito a monzogranito apresenta os mais baixos teores nos LILE (Ba, Rb e Sr) e HFSE (Y, Zr, Nb) dentre as unidade félsicas. Dentre as unidade sieníticas, os teores mais elevados de LILE (Ba, Rb e Sr) e os mais baixos teores de HFSE (Y, Zr e Nb) estão associadas com a Unidade alcalifeldspato sienito cinza, enquanto que os mais baixos teores de LILE e mais altos teores de HFSE estão na Unidade quartzo sienito rosa (Tabela 8.4).

8.3.2 Evolução dos Elementos traços

Nos diagramas de Harker (utilizando o SiO_2) para os elementos traços observa-se que, alguma vezes, há o desenvolvimento ou não de *trends* individualizados e descontínuos (Figura 8.23), das unidade principais e dos enclaves no Batólito Serra do Catu, sugerindo, novamente, que cada conjunto litológico teve sua própria evolução.

Nestes diagramas de variação dos elementos traços, incluindo os elementos terras raras (Figura 8.20), observa-se que:

- a) Os enclaves não formam *trend* em nenhum dos diagramas de variação, mostrando sempre uma distribuição dispersa e geometricamente discordante das unidades félsicas, sugerindo a inexistência de relação genética entre os enclaves e as unidade félsicas.
- b) A Unidade quartzo monzonito a monzogranito possui teores mais baixos de Ba, Rb, Sr, La, Ce, que as unidade sieníticas para os mesmos teores de SiO_2 . e desenvolve *trends* que mostram forte correlação negativa com a sílica para Cu, V, Y, Zr, La, Ce Nb e Ga, fraca correlação negativa para Zn, trend sub-horizontal para Ba, Rb, Sr, Ni e Pb e dispersão das análises para Ta.
- c) As unidades sieníticas, de modo geral, apresentam teores semelhantes dos elementos traços, mas para os mesmos teores de SiO_2 a Unidade alcalifeldspato sienito cinza apresenta menores teores nos HFSE (p.ex. Zr) e teores mais elevados de LILE (p.ex. Rb), quando comparado com a Unidade quartzo sienito rosa, sugerindo que as unidades sieníticas evoluíram de modo distinto.
- d) Em muitos diagramas as amostras da Unidade alcalifeldspato sienito cinza não desenvolvem *trends* e as amostras apresentam-se agrupadas, com teores dos elementos traços muito semelhantes (pouca variação) para valores de sílica diferentes. Deste modo, observa-se um agrupamento de pontos nos diagramas de SiO_2 versus Rb, Ga e Ni. Mas, nos diagramas de variação para Ba, V, Zn, Y e Zr, observa-se desenvolvimento de *trends* de correlação negativa, enquanto que nos

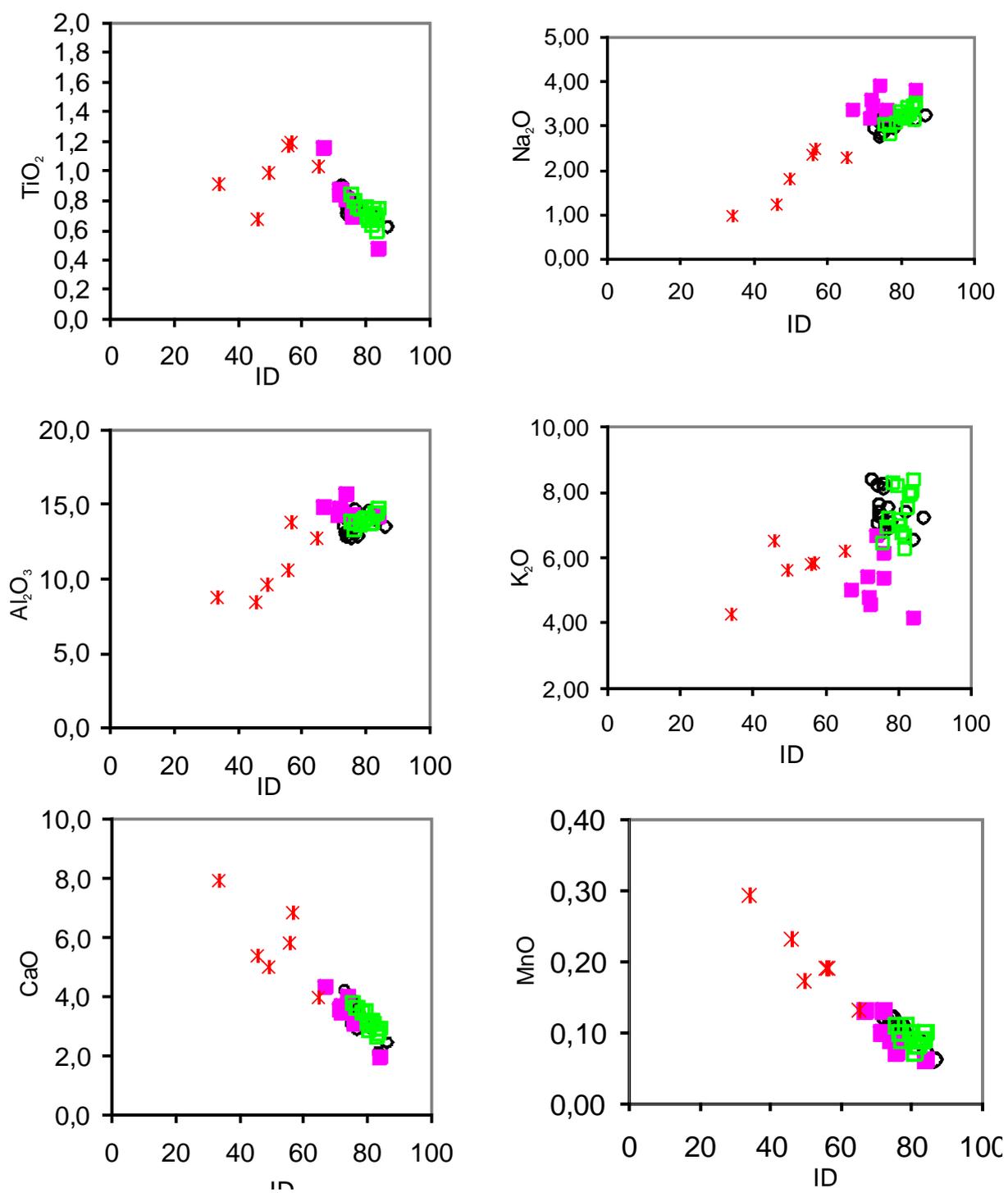


Figura 8.19 - Diagrama de variação do índice de diferenciação (ID) de Thornton & Tuttle (=q+Or+Ab+Ne+Ks+Lc normativos) X óxidos dos Elementos Maiores (TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , CaO , MgO , Na_2O , K_2O e P_2O_5) para as rochas do Batólito Serra do Catu

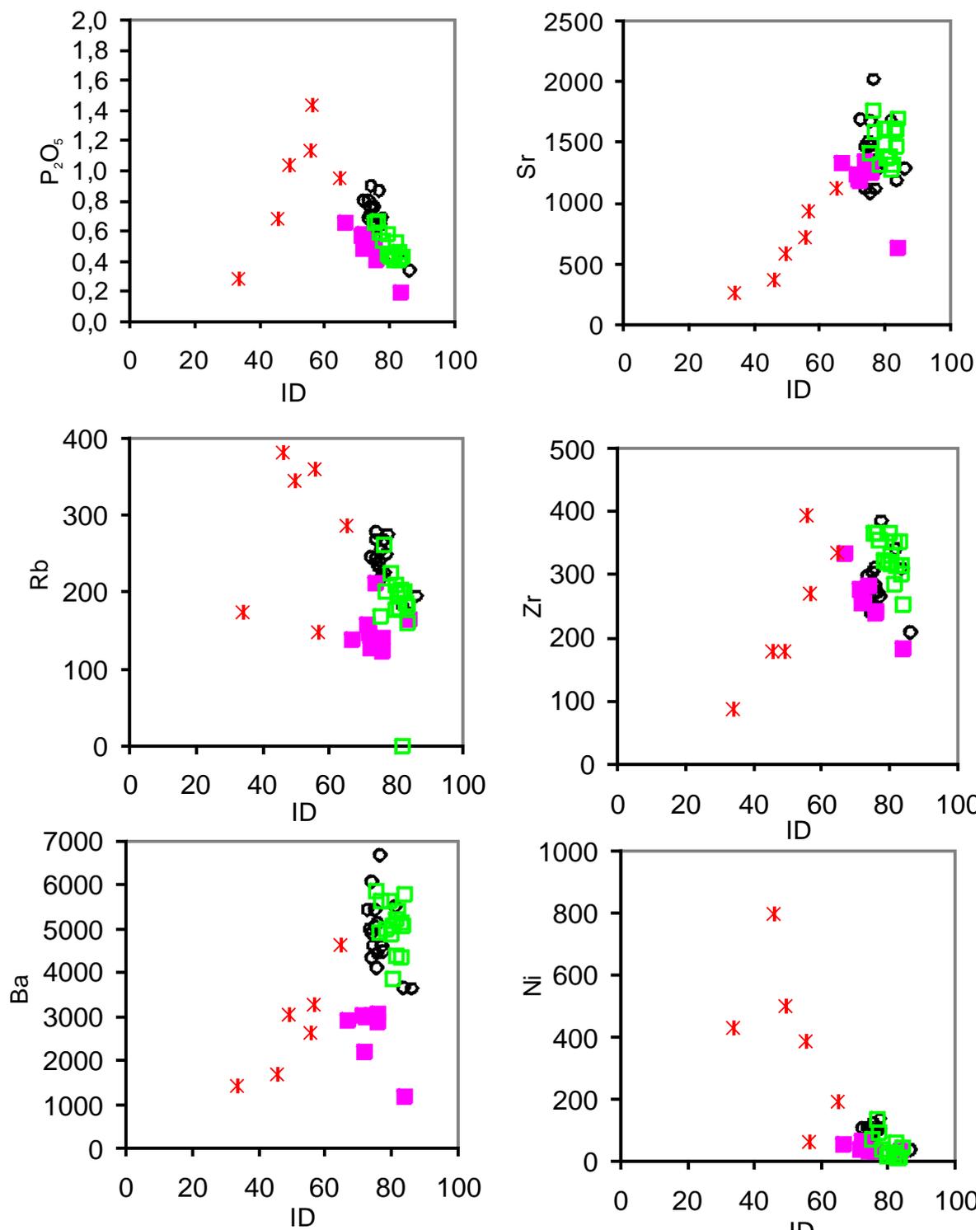


Figura 8.19 - Diagrama de variação do índice de diferenciação (ID) de Thornton & Tuttle (=q+Or+Ab+Ne+Ks+Lc normativos) X óxidos dos Elementos Maiores (TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MnO, CaO, MgO, Na₂O, K₂O e P₂O₅) para as amostras do Batólito Serra do Catu

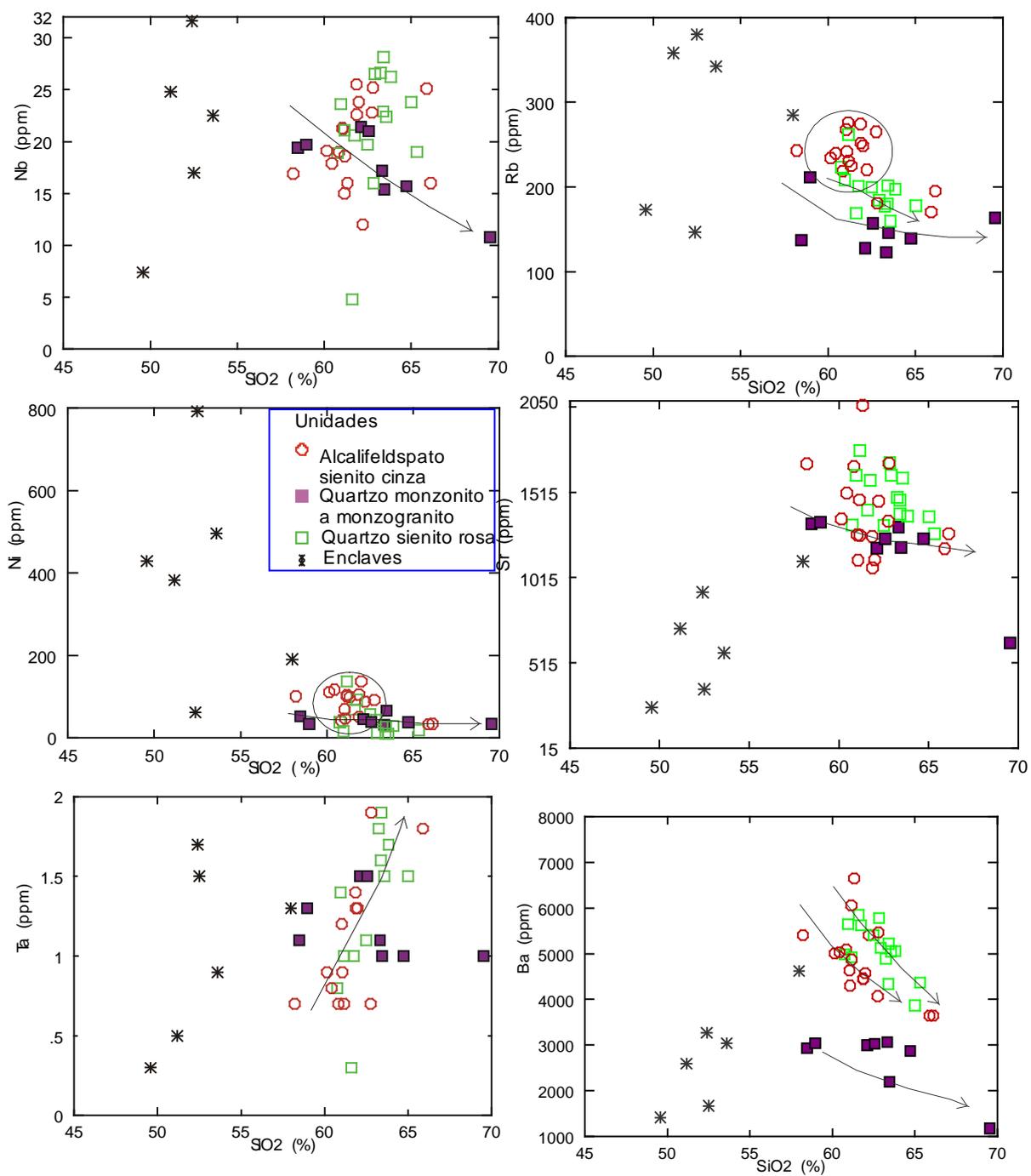


Figura 8.20 Diagramas de variação de SiO_2 para elementos traços de amostras do Batólito Serra do Catu.

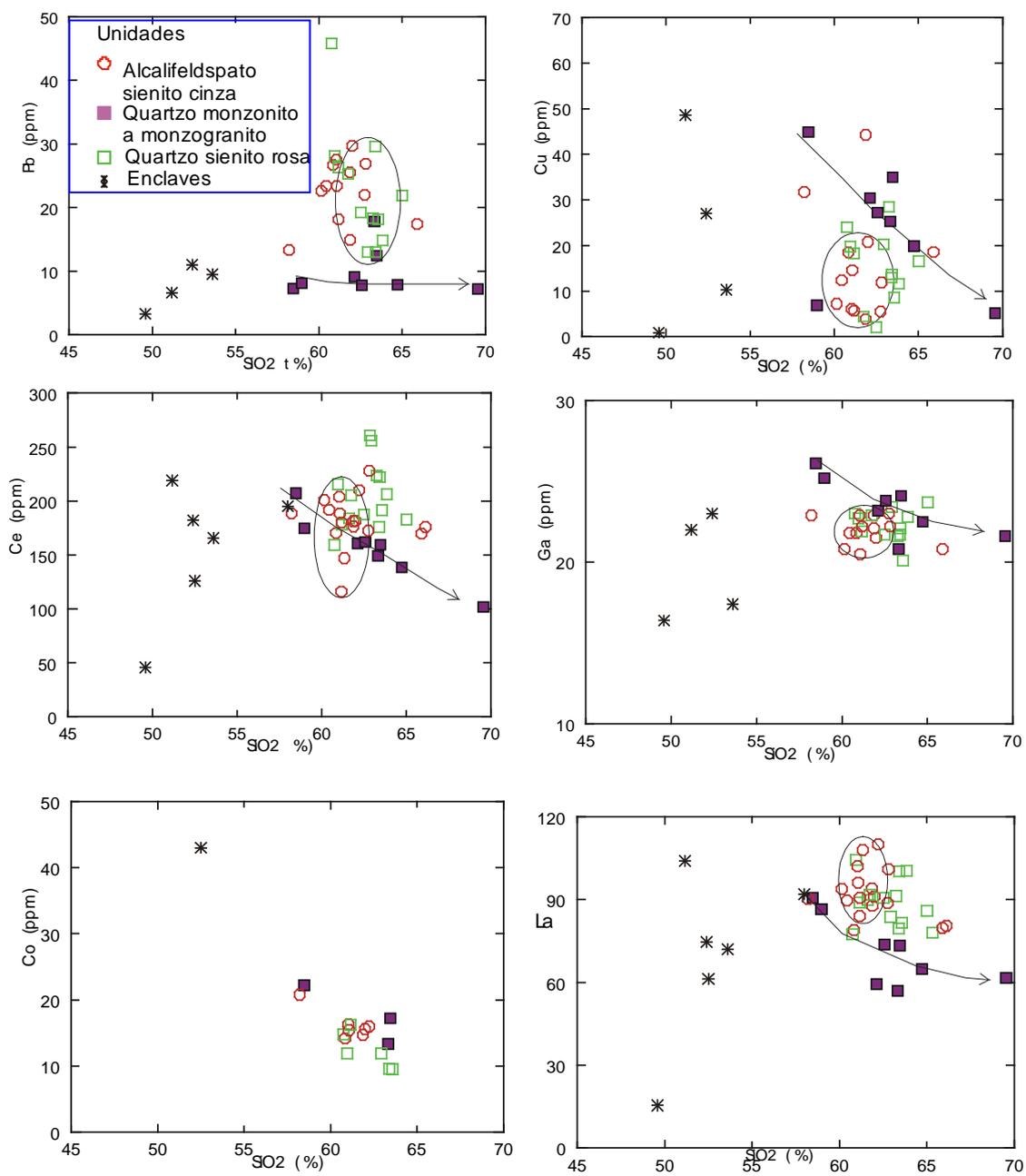


Figura 8.20 Diagramas de variação de SiO_2 para elementos traços de amostras do Batólito Serra do Catu.

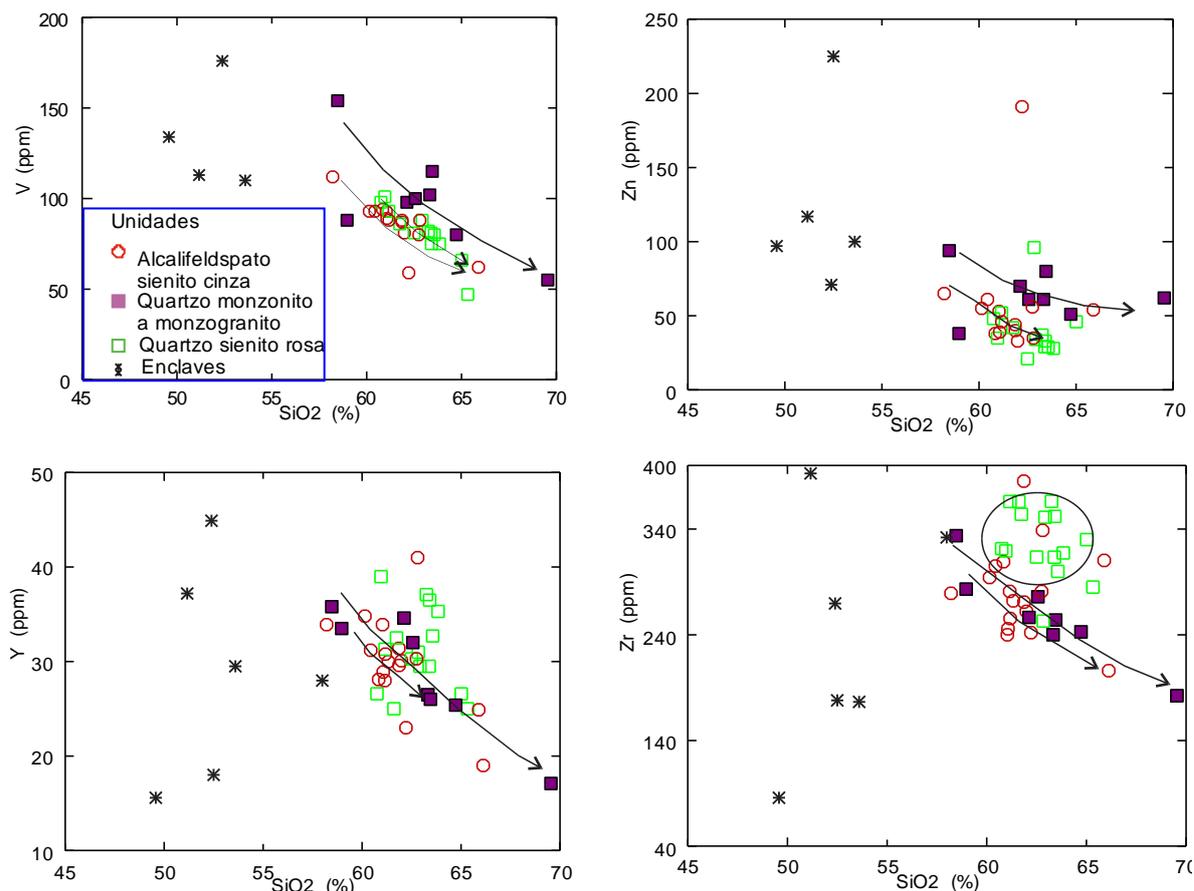


Figura 8.20- Diagramas de variação de SiO₂ para elementos traços de amostras do Batólito Serra do Catu.

diagramas para Sr, Pb, Ce, Nb, La e Cu observa-se uma grande dispersão dos dados e no diagrama SiO₂ versus Ta observa-se correlação positiva .

e) A Unidade quartzo-sienito rosa mostra o desenvolvimento de *trends* de forte correlação negativa para Zn, Ba, V, e Ni e fraca para Rb. Nos diagramas para Y, Pb, Ga, Ce, La, Nb, Zr, Sr e Cu observa-se uma dispersão dos pontos e, para o Ta há uma sugestão de correlação positiva com a sílica.

Estes resultados reforçam a interpretação de que o Batólito Serra do Catu constituiu-se por pulsos magmáticos distintos (Unidades) os quais evoluíram independentes um do outro e também sugere que as unidades principais e os enclaves não são cogenéticos .

O comportamento dos elementos maiores e traços nos diagramas de Harker, sugere que na unidade quartzo monzonito a monzogranito a diferenciação (fracionamento) foi mais efetiva (maior variação de SiO₂), enquanto que nas unidades sieníticas o processo (fracionamento) não foi muito efetivo (pequena variação de SiO₂), visto que apenas alguns diagramas mostram pequena correlação negativa dos óxidos e elementos traços com a diferenciação.

8.4 ELEMENTOS TERRAS RARAS

Nos diagramas para os Elementos Terras Raras, normalizados ao condrito (Boynton, 1984), observa-se que as unidades majoritárias, bem como os enclaves que constituem o Batólito Serra do Catu, desenvolvem padrões enriquecidos em terras raras, em relação ao condrito, e fracionados (Figura 8.21), com maior enriquecimento em terras raras leves (ETR leves) em relação aos Terras Raras pesados (ETR pesados), refletido nas razões Ce_n/Yb_n (médias) variando de 16,78 a 22,81, e mostrados na TABELA 8.5.

Nestes diagramas verifica-se que:

- A) A unidade quartzo monzonito a monzogranito desenvolve padrões fracionados (Ce_n/Yb_n médio = 20,77), com discreto empobrecimento no total de ETR (La-Tm) com a sílica, (58,47%-69,55%), porém, não mostrando variação da anomalia de Eu ($Eu/Eu^* = 0,76$). [Figura 8.21 a].
- B) A unidade alcalifelspató sienito cinza desenvolve padrões de ETR similares entre si, mostrando enriquecimento em ETR leves em relação ao ETR pesados (Ce_n/Yb_n médio = 21,46) e leve anomalia negativa de Eu (Eu/Eu^* médio = 0,80). Estes padrões subparalelos entre si mostram pequena variação dos ETR médios e pesados (Sm-Tm) que diminuem muito pouco e gradativamente com o aumento do teor de sílica. Os demais elementos (ETR leves e do Yb-Lu) não mostram variação (Figura 8.21 b).
- C) A unidade quartzo-sienito rosa desenvolve padrões paralelos, similares entre si, fracionados (Ce_n/Yb_n médio = 22,81) e com uma leve anomalia negativa de Eu ($Eu/Eu^* = 0,80$). Estes padrões não mostram correlação com os teores de sílica, porém observa-se que a amostra mais rica em sílica mostra menores teores do Eu-Tm e os demais permanecem aproximadamente constantes (Figura 8.21c).

Os enclaves desenvolvem dois padrões distintos, um formado pelas amostras dos enclaves lamprofíricos (FL326A e SC 46B) e melassieníticos (FL336B, FL389), e outro com amostra do enclave hornblendítico (FL 335B). Os enclaves lamprofíricos e melassieníticos mostram pequena variação nos teores de SiO_2 (51,17% a 53,60%) e, nos diagramas para os ETR, desenvolvem padrões paralelos e similares entre si, os quais mostram enriquecimento em ETR leves em relação aos ETR pesados (Ce_n/Yb_n médio = 18,11) e pequena anomalia negativa de Eu ($Eu/Eu^* = 0,79$). O enclave hornblendítico distingue-se dos demais enclaves por possuir teor mais baixo de SiO_2 (48,58%), e mostrar um padrão de ETR com um menor enriquecimento

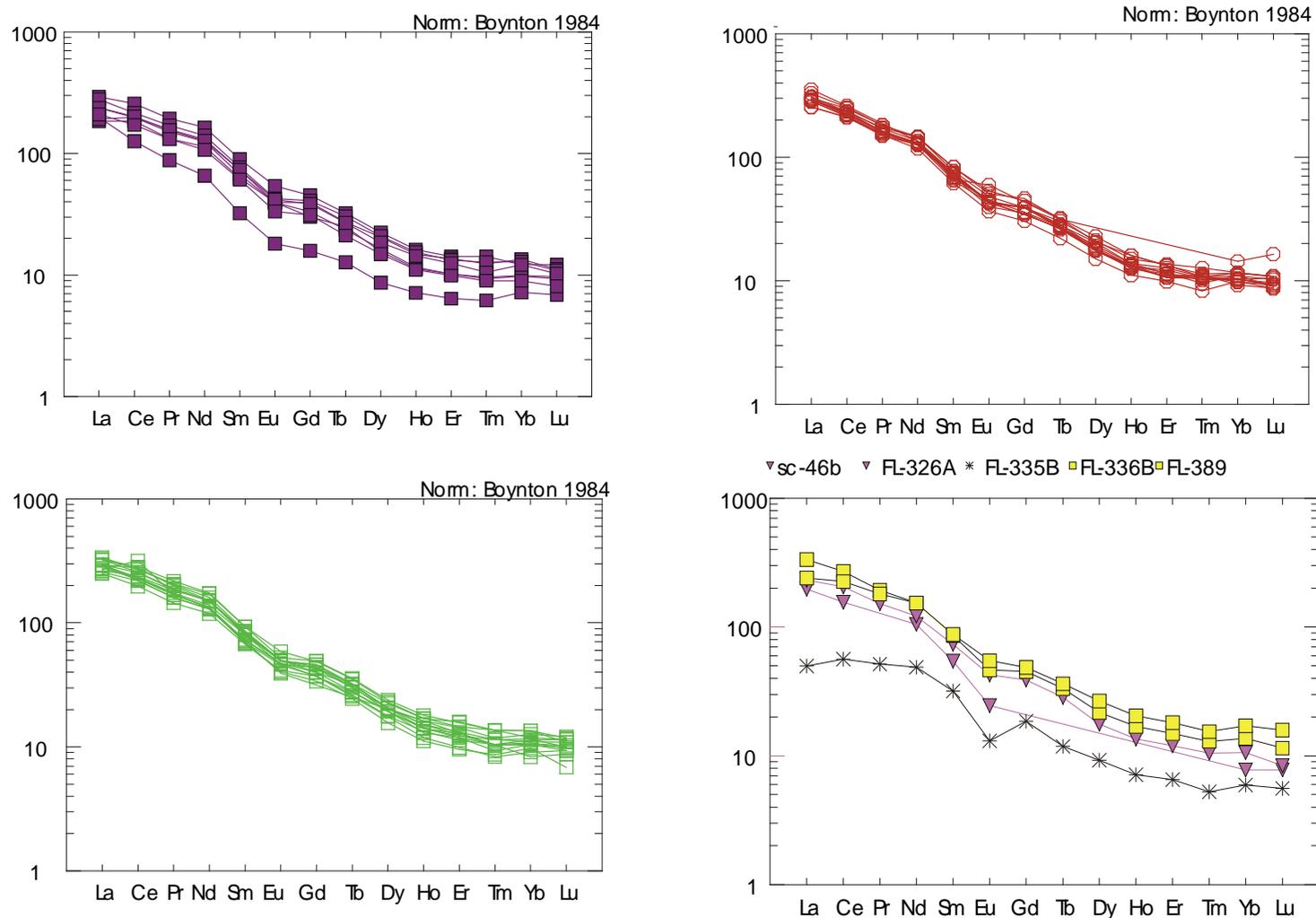


Figura 8.21 – Padrões de Elementos Terras Raras normalizados para o condrito (Boynton et al., 1984) desenvolvidos pelas amostras do Batólito Serra do Catu. A) Unidade Quartzo monzonito a monzogranito B) Unidade Alcalifeldspato sienito cinza, C) Unidade Quartzo sienito rosa, D) Enclaves Legenda: Quadrado=enclave lamprofírico, triangulo invertido=enclave melasienítico, asterisco = enclave hornblendítico

Unidades	SiO ₂ (%)	Cen/Ybn	Eu/Eu*
Unidade quartzo monzonito a monzogranito	58,47-69,55	20,77	0,76
Unidade quartzo-sienito rosa	60,76-65,33	22,81	0,80
Unidade (quartzo) alcalifeldspato sienito	58,21-65,90	21,46	0,80
Enclave	51,17-57,99 FL335B=49,58	16,78	Lamprófiro=0,83 Hornblendito=0,52 Melasienito=0,76

Tabela 8.5 – Valores médios das razões Cen/Ybn e Eu/Eu* e os teores médios de SiO₂ para as unidade principais e enclaves do Batólito Serra do Catu

entre ETR leves em relação aos ETR pesados (Ce_n/Yb_n médio = 9,47) e uma anomalia negativa de Eu mais pronunciada ($Eu/Eu^* = 0,52$). Este padrão também mostra do Gd-Yb um padrão com forma de “U” (Figura 8.21d).

Os padrões desenvolvidos pelas diferentes unidades félsicas e pelos enclaves lamprofíricos/melassieníticos (Figura 8.22) são fracionados, com enriquecimento em ETR leves em relação aos ETR pesados (TABELA 8.5) e, mesmo possuindo teores de SiO₂ bastante diferentes, estes padrões se superpõem. Os padrões superpostos de ETR sugerem uma origem a partir de uma fonte com características de ETR semelhantes, porém, devido às diferenças dos teores de sílica, sugerem que estes, provavelmente, representam magmas progenitores/fontes distintas.

Os padrões desenvolvidos pelas unidades principais e enclaves lamprofíricos/melassieníticos, revelam um fracionamento dos ETRP em relação aos ETRL e uma leve anomalia negativa de Eu, e não mostra variação com a sílica, sugerindo que as fontes eram enriquecidas em ETR leves e que o plagioclásio não exerceu influência na evolução do Batólito Serra do Catu. Esta interpretação é corroborada pela presença de plagioclásio com textura de reabsorção nas unidades sieníticas, sugerindo que este mineral sofreu reabsorção parcial a completa no início da cristalização, conforme demonstrado nos diagramas propostos por Nekvasil (1990). Na Unidade quartzo monzonito a monzogranito a ausência de variação do Eu com a diferenciação sugere que este não foi fracionado. Este comportamento de leve anomalia negativa de Eu é um comportamento típico de sienitos potássicos e referido por vários autores (Thompson & Fowler, 1986, Conceição 1990, Janasi 1992) e pertencentes à série shoshonítica (Morrison, 1980).

Nestes diagramas, as unidades félsicas e os enclaves lamprofíricos/melassieníticos apresentam elevados teores de terras raras leves La e Ce >100 (entre 300 e 200), mas o Emm1 hornblendítico (FL335B) mostra um padrão distinto, empobrecido em TRL com $TRL < 100$ (La e Ce entre 50 e 60 -Figura 8.22 c e 8. 22d).

Os padrões desenvolvidos pelos ETR pesados para todas as unidades e enclaves caracterizam-se por se mostrar enriquecido em relação ao condrito e planos, sugerindo que a granada não estava presente na fonte dos litotipos, sugerindo a presença de espinélio na fonte.

As rochas representativas das unidades principais apresentam características de campo e composições distintas (modal, textural e litogeoquímica). Os teores de SiO₂, porém, mostram-se semelhantes, e sugerem que estas não se formaram através de diferenciação magmática única e contínua, e que o Batólito Serra do Catu foi formado através de pulsos magmáticos e/ou magmas progenitores distintos, com características geoquímicas semelhantes.

Correlacionando os padrões de ETR com a sílica, observa-se que as unidades alcalifelspato sienito cinza e quartzo monzonito a monzogranito mostram variações internas nos padrões de ETR e sugere que cada unidade evoluiu por cristalização fracionada, e independentemente uma da outra.

Os padrões desenvolvidos para a unidade quartzo monzonito a monzogranito, em comparação com as unidades sieníticas, mostram menores enriquecimentos em ETR leves e uma diminuição nos totais de ETR (Ce-Tm) com o aumento da sílica (58,47%-69,55%) mas não mostra variação da anomalia de Eu ($Eu/Eu^* = 0,76$). Esta diminuição de ETR leves, do mais máfico para o mais félsico, é compatível com o fracionamento de fases como titanita, allanita e/ou monazita, as quais tendem a concentrar ETR leves, e a diminuição nos ETR pesados é compatível com o fracionamento de anfibólio [Figura 8.21 a].

Os sienitos, com intervalos de sílica semelhantes, mostram padrões subparalelos e sobrepostos entre si, sugerindo que os magmas a partir do qual os diferentes litotipos cristalizaram tiveram uma fonte similar. A correlação entre os padrões desenvolvidos pela unidade alcalifelspato sienito cinza com a sílica mostra pequena variação dos ETR médios (Sm-Tm), que diminuem muito pouco e gradativamente com o aumento do teor de sílica. Esta diminuição nos ETR médios sugere que o clinopiroxênio ou o anfibólio podem ter fracionado (Figura 8.22 a). A unidade quartzo sienito rosa não mostra variação nos padrões de ETR correlacionados com a sílica e sugerem que ou o fracionamento não foi efetivo, e capaz de modificar a composição global do magma, ou o fracionamento processou-se em pequenas percentagens, talvez apenas com fases acessórias que não concentraram ETR.

Os Emm1 lamprofíricos, em campo, sugerem representar recorrência de intrusões de diques lamprofíricos em diferentes épocas ou em épocas de diferentes comportamentos reológicos da hospedeira, pois ora ocorrem distribuídos de modo homogêneo no plutão ora formam enxame de enclaves, e em ambos os casos, representando *mingling* de magmas de

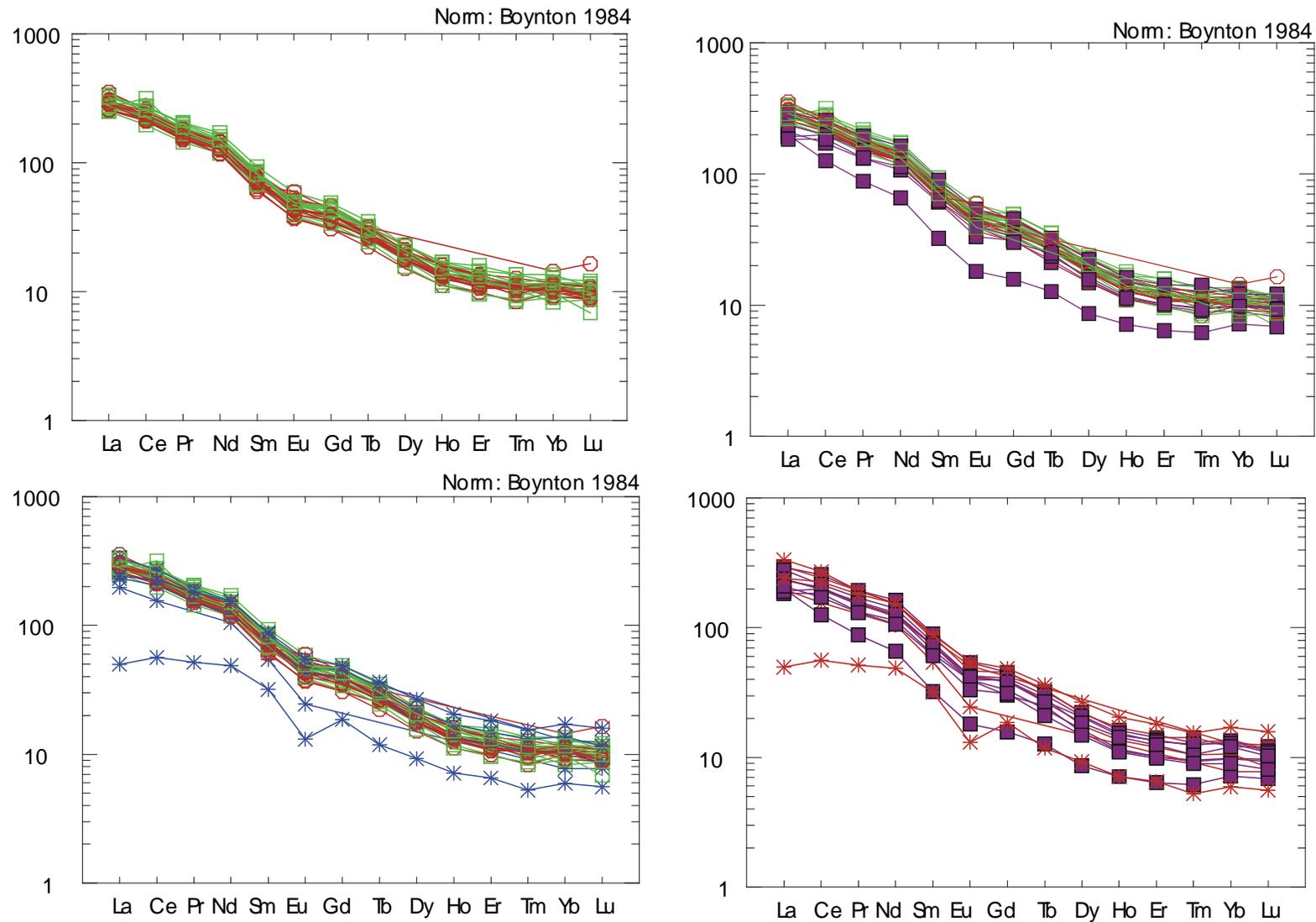


Figura 8.22 – Padrões de Elementos Terras Raras normalizados para o condrito (Boynton et al., 1984) desenvolvidos pelas amostras do Batólito Serra do Catu. A) Comparação entre as unidades alcalifeldspato sienito cinza e quartzo sienito rosa B) Comparação entre as unidades sieníticas e a unidade quartzo monzonito a monzogranito, C) comparação dos padrões dos enclaves com as unidades sieníticas D) Comparação da Unidade quartzo monzonito a monzogranito com os enclaves

viscosidade contrastantes. Os padrões desenvolvidos pelos enclaves lamprofíricos/melassieníticos, revelam padrão fracionado e uma leve anomalia negativa de Eu, que não mostra variação com a sílica, sugerindo que a fonte era enriquecida em ETR leves. Os Emm1 lamprofíricos também mostram-se enriquecidos nos ETR totais com teores similares aos observados nas unidades félsicas e com mais altas razões $Ce_n/Yb_n = 19,39$.

Mas, em se tratando de recorrência de intrusão de magmas máficos, tem-se que os Emm1 hornblendíticos são provenientes de uma fonte relativamente empobrecida nos totais de ETR e, principalmente, empobrecida nos ETR leves, mostrando razões $Ce_n/Yb_n = 9,47$.

Os Emm melassieníticos representam magmas mais ácidos com SiO_2 de 57,99% e com os mesmos conteúdos totais de ETR que os Emm1 lamprofíricos, mostrando razões $Ce_n/Yb_n = 16,52$.

8.5 DIAGRAMAS MULTIELEMENTAIS

Os diagramas multielementais ou expandidos para as amostras das unidades félsicas e enclaves (Figura 8.23) foram normalizados pelo condrito (Thompson, 1982). Estes foram analisados individualmente, visando determinar as possíveis relações petrogenéticas, e, em seguida, foram comparados entre si e os enclaves, em seguida, foram comparados às unidades majoritárias.

No diagrama expandido a unidade alcalifelspato sienito cinza (Figura 8.23a) desenvolve padrões fracionados, com enriquecimento em LILE e empobrecimento nos HFSE, e mostram enriquecimento nos elementos mais leves (Ba, Rb, Th e K), marcantes anomalias negativas de Nb, Ta, P e Ti e leves empobrecimentos em Sr, Th e Zr. Estes padrões se sobrepõem para a maioria dos elementos exceto para o Ba, Rb, Th, Nb, Ta, Sr, P, Zr, Hf, Y, Tm e Yb, que mostram pequenas variações, sugerindo ou o fracionamento restrito de fases acessórias ou refletindo variações na moda das fases acessórias das amostras analisadas.

A Unidade quartzo-sienito rosa também desenvolve padrões fracionados, mostra valores elevados de Ba, Rb, Th e K (Figura 8.23c), significativo empobrecimento em Nb, Ta, P e Ti e discretas anomalias negativas em Th, Sr e Zr. Nestes diagramas os valores de elementos traços mostram-se muito semelhantes, produzindo padrões que se superpõem para a maioria dos elementos exceto para Ba, Rb, Th, Ta, Y, Tb, Tm e Yb que mostram pequenas variações.

Comparações entre os padrões desenvolvidos das unidades sieníticas (Figura 8.24a) mostram que estes são bastante semelhantes, havendo uma sobreposição para a maioria dos elementos exceto para o Nb, Zr e Ta que mostram valores ligeiramente mais elevados e no Rb e Th que são discretamente menores na Unidade quartzo sienito rosa. Esta diferença

deve refletir o conteúdo modal de alguns minerais nas unidades p.ex. os valores mais elevados em Th e Rb podem estar refletindo a presença de monazita e uma maior proporção modal de biotita na unidade alcalifelspato sienito cinza, enquanto que a maior proporção modal de anfibólio e zircão na Unidade quartzo-sienito rosa estaria refletida nos valores ligeiramente mais elevados de Nb, Ta e Zr.

A unidade quartzo monzonito a monzogranito desenvolve padrões fracionados e também demonstra enriquecimento em Ba, Rb, Th e K (Figura 8.23b), fortes anomalias negativas em Nb, Ta, P e Ti e discretos empobrecimentos em Ba, Th, Sr e Zr. Estes padrões estão paralelos entre si e mostram uma diminuição do Ba, Rb, Sr, P, Y, Zr e Ti e do La ao Yb, correlacionada com o aumento nos teores de sílica.

Comparando os padrões desenvolvidos pelas três unidades majoritárias (Figura 8.24b) observa-se que os padrões são semelhantes, caracterizados por apresentarem forte enriquecimento nos elementos mais leves (Ba, Rb e K), forte empobrecimento no Nb, Ta e Ti, moderados empobrecimentos em P e discretos empobrecimentos em Sr e Zr. Quando comparado com os padrões desenvolvidos pelas unidades sieníticas, a unidade quartzo monzonito a monzogranito diferencia-se por apresentar menores valores de Ba, Rb, Th e K e mostrar diminuição nos valores da maioria dos elementos com a evolução magmática.

A superposição das unidades sieníticas sugere que elas têm uma fonte comum, e que a fonte da unidade quartzo monzonito a monzogranito apresenta características gerais iguais, ou seja, apresentam a mesma assinatura da fonte das rochas sieníticas, mas são ligeiramente mais empobrecidas em LILE.

Na Figura 8.24C e Figura 8.24D comparam-se os padrões desenvolvidos pelas unidades principais e os enclaves, onde observa-se uma superposição dos padrões desenvolvidos para a maioria dos elementos. Os enclaves lamprofíricos e melassieníticos mostram teores mais baixos de Ba, Th, Sr e P que àqueles das unidades sieníticas e teores comparáveis às da unidade quartzo monzonito a monzogranito para a maioria dos elementos exceto para o P. neste diagrama o enclave anfibolítico mostra teores mais baixos para todos os elementos (Figura 8.24 C e D).

As observações dos diagramas expandidos indicam que os litotipos do Batólito Serra do Catu são enriquecidos em LILE e empobrecidos em HFSE, e como a maioria dos padrões desenvolvidos mostra uma superposição dos padrões desenvolvidos independentemente dos teores de SiO₂ (exceto para a unidade quartzo monzonito a monzogranito), sugere-se que estes foram provenientes de fontes semelhantes (em relação aos elementos traços), porém com diferenças nos teores de LILE, onde a fonte das unidades sieníticas e dos enclaves lamprofíricos seriam mais enriquecidas nestes

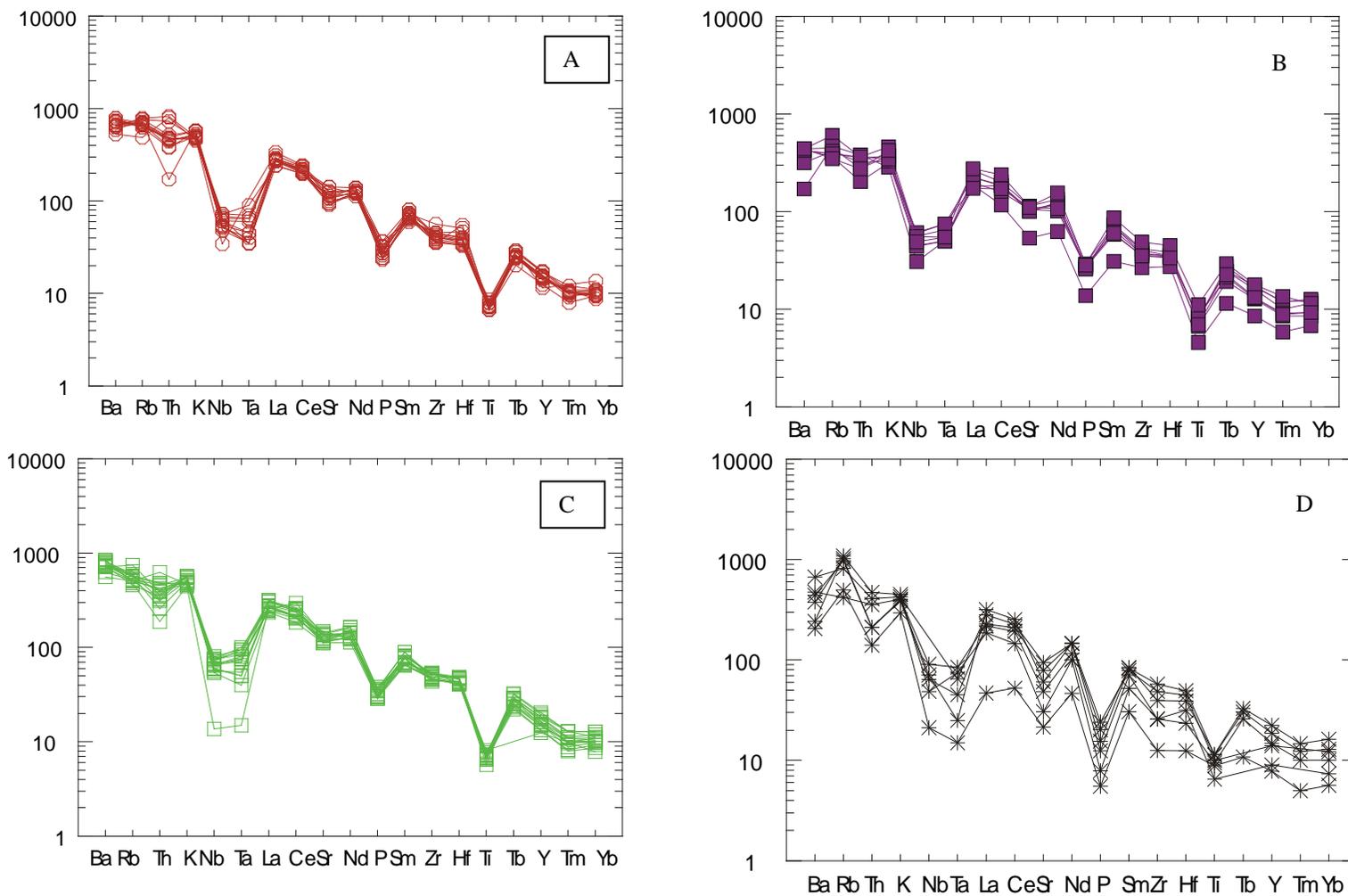


Figura 8.23.-Diagrama multielemental normalizado para o condrito (Thompson, 1982) para as unidades majoritárias do Batólito Serra do Catu, (a) Unidade alcalifeldspato sienito cinza, (b) Unidade quartzo monzonito a monzogranito (c) Unidade quartzo sienito rosa e (d) Enclaves.

elementos, enquanto que a unidade quartzo monzonito a monzogranito seria mais empobrecida nos LILE. Neste contexto, os enclaves hornblendíticos seriam provenientes de uma fonte ainda mais empobrecida em todos os elementos, inclusive nos LILE.

Em resumo, baseado nas características litogeoquímicas, tem-se que o Batólito Serra do Catu (unidades e enclaves lamprofíricos e melassieníticos) se originou de uma fonte com características gerais semelhantes: 1-enriquecida em ETR e enriquecida em ETR leves em relação aos ETR pesados ($Ce_n/Yb_n = 16,78$ a $22,81$), 2 - livre de feldspato estável, evidenciado pelo leve empobrecimento em európio ($Eu/Eu^*=0,77$), 3 - com elevados teores de LILE (Rb, Ba e Sr) e 4 - forte empobrecimento em HFSE (Ta, Nb, Ti).

Mas observa-se que cada unidade mostra características ligeiramente diferentes com relação aos LILE, as quais sugerem que as unidades sieníticas e os enclaves lamprofíricos seriam provenientes de uma fonte mais enriquecida nestes elementos enquanto a unidade quartzo monzonito a monzogranito seria mais empobrecida nos LILE.

Neste contexto, tem-se que o enclave hornblendítico (FL335B) teriam se originado de uma fonte diferente, mais empobrecida em todos os elementos traços, inclusive nos LILE, e com um menor enriquecimento entre TRL (La e Ce entre 50 e 60) em relação aos TRP (Ce_n/Yb_n médio = $9,47$).

As amostras nos diagramas de Harker evidenciam que cada unidade representa um pulso magmático, cujos magmas são provenientes de fontes com características geoquímicas ligeiramente diferente. Cada um está representado por um conjunto litológico distinto e, por vezes, cada um constitui um *trend* contínuo e aproximadamente curvo indicando que cada unidade (pulso) evoluiu independente um do outro.

Estes pulsos magmáticos intrudiram em “pequenos” intervalos de tempo, e não sofreram interação entre si. Cada *trend* desenvolvido ora mostra correlação negativa com a sílica ora não formam *trends*, indicando uma evolução por fracionamento mineral. Estas observações indicam que cada pulso de magma evoluiu individualmente e independentemente, por processo de diferenciação magmática, provavelmente em sistema fechado, sem evidências de mistura entre eles.

Os enclaves nos diagramas de Harker não constituem qualquer *trend* e mostram sempre uma distribuição dispersa e geometricamente discordante das unidades félsicas, sugerindo a inexistência de processo de fracionamento e de relação genética entre os enclaves e as unidades félsicas.

Dentre as unidades félsicas, a unidade quartzo monzonito a monzogranito foi a primeira a se posicionar, é subalcalina e apresenta características da série shoshonítica; é proveniente de fonte mais empobrecida em LILE, desenvolve *trends* ligeiramente curvos e negativos nos diagramas de variação para a maioria dos elementos (TiO_2 , Al_2O_3 , MgO CaO ,

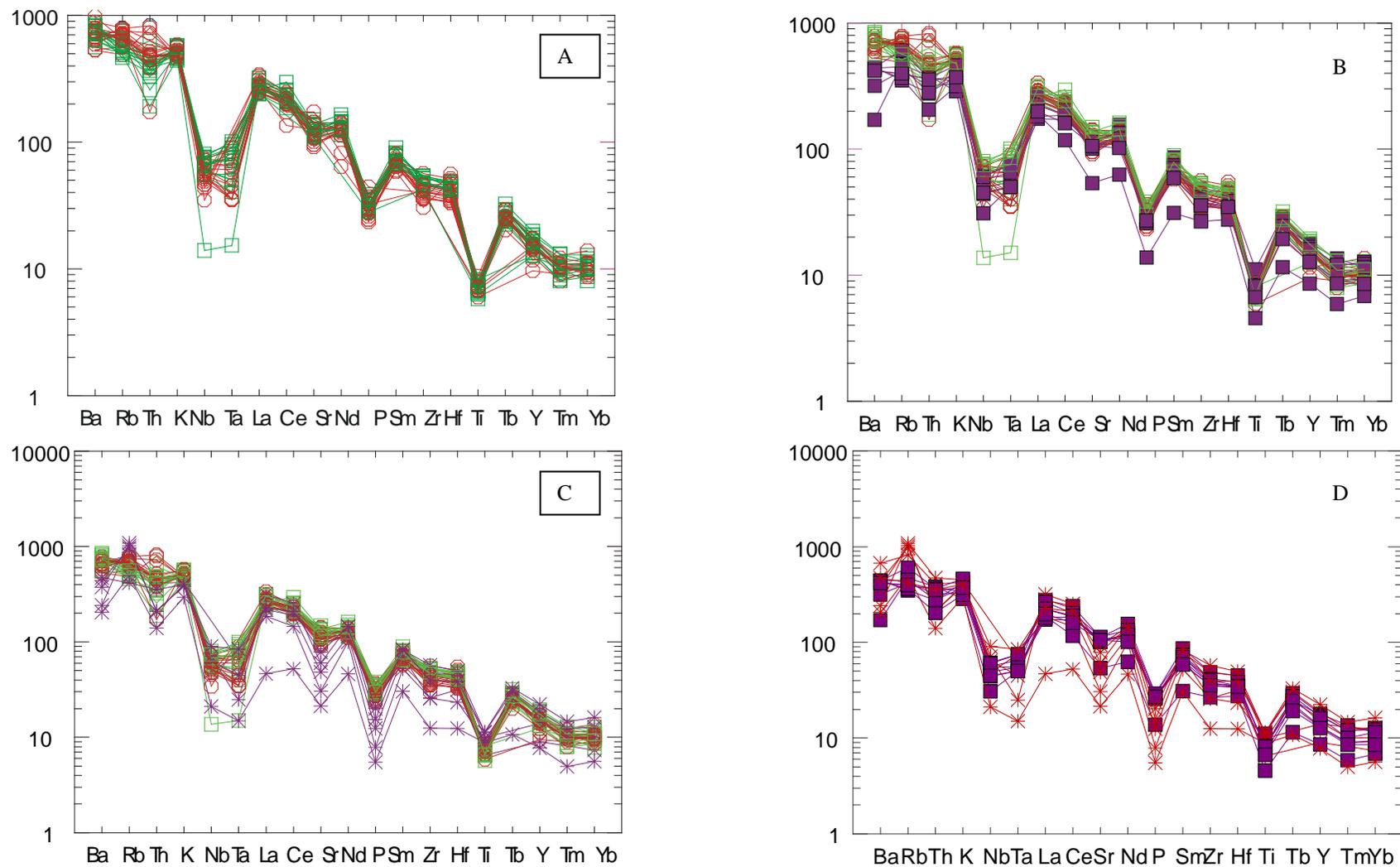


Figura 8.24 Diagrama multielemental normalizado para o condrito (Thompson, 1982) para as unidades majoritárias do Batólito Serra do Catu. A) Comparação entre os padrões das unidades alcalifeldspato sienito cinza e quartzo sienito rosa B) Comparação dos padrões entre as unidades sieníticas e a Unidade Quartzo monzonito a monzogranito, C) comparação dos padrões dos enclaves com as unidades sieníticas D) Comparação dos padrões da Unidade quartzo monzonito a monzogranito com os enclaves.

MnO, P₂O₅, Cu, V, Y, Zr, La, Ce, Ba, Zn e Nb), mostra discreto empobrecimento no total de ETR (Ce-Tm) com o aumento da sílica.

Nos diagramas multielementais, apresentam uma diminuição nos valores da maioria dos elementos traços (Ba, Rb, Sr, P, Y, Zr e Ti e do La ao Yb) com a evolução magmática. Neste sentido, a diminuição em Zr relacionado com o empobrecimento em Th e a correlação negativa entre SiO₂ versus Zr refletem o fracionamento de zircão, e o empobrecimento em P, Ti e Y associados com a correlação negativa do SiO₂ com TiO₂, P₂O₅, e Y reflete o fracionamento de titanita e apatita, também sugerido pela correlação observada entre os ETR totais e Ti, P e Y (Figura 8.25). A diminuição em Rb, Sr e Ba pode estar refletindo o fracionamento de feldspatos. A diminuição nos ETR pesados e, principalmente, nos ETR médios associadas com a diminuição em Al₂O₃, MgO, CaO, MnO, Nb, V (elementos compatíveis) com o SiO₂ sugere o fracionamento de anfibólio. A diminuição nos ETR totais com o aumento da sílica (com a diferenciação) sugere o fracionamento de titanita e/ou

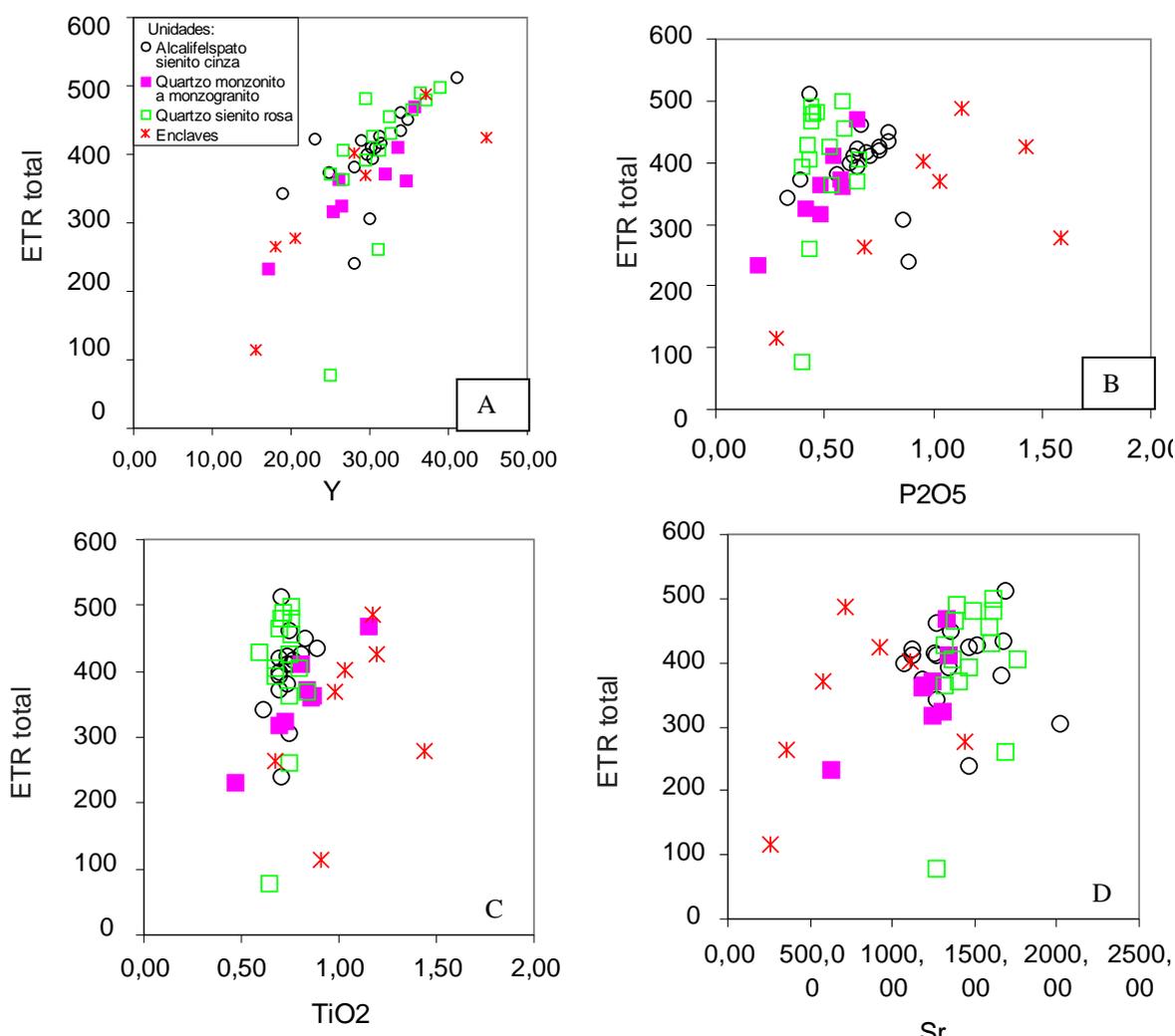


Figura 8.25 – Diagramas (A) Y X ETRtotal, (B) P₂O₅ X ETRtotal, (C) TiO₂ X ETRtotal, (D) Sr X ETRtotal, sugerindo o fracionamento de apatita para todas as unidades félsicas e titanita para a fácies quartzo monzonito a monzogranito

allanita (terras raras leves) e anfibólio (ETR Médios e ETR Pesados). Estas observações sugerem para esta unidade uma evolução por cristalização fracionada de fases essenciais e acessórias (anfibólio, feldspatos, apatita, zircão, alanita e/ou titanita);

A Unidade alcalifeldspato sienito cinza, a segunda a se posicionar, provém de um manto enriquecido em LILE, constitui-se por rochas alcalinas potássicas e apresentam características das rochas ultrapotássicas. Nos diagramas de Harker desenvolve *trends* negativos para TiO_2 , MnO , P_2O_5 , Ba, V, Zn, Y e Zr e não mostram correlação com os teores de sílica, e nos diagramas multielementais mostram padrões superpostos para a maioria dos elementos exceto para o Ba, Rb, Th, Nb, Ta, Sr, P, Zr, Hf, Y, Tm e Yb, que mostram pequenas variações. As variações nos ETR médios e ETR pesados observada associada com as correlações negativas de Ni, V, Y com a sílica, sugerem que ocorreu o fracionamento restrito de clinopiroxênio, visto que seu K_d (Rollinson, 1993) é mais efetivo em explicar as pequenas variações observadas do que aquelas dos anfibólios. As pequenas variações em Ba e Rb nos diagramas expandidos e a variação do Ba com o SiO_2 , sugerem a participação de feldspato na evolução desta unidade. As diminuições em Th e Zr sugerem a participação de zircão. As pequenas diminuições em Nb, Ta e P e Sr nos diagramas expandidos associados com a correlação negativa do SiO_2 com TiO_2 , MnO e P_2O_5 , sugerem o fracionamento de minerais opacos de Fe-Ti e de apatita. Observações nos diagramas de variação mostrando *trends* negativos do SiO_2 com P_2O_5 e com o Y, e a correlação que existe entre o P_2O_5 e ETR totais e de Y e ETR totais (Figura 8.25a a e 8.25b) indicam que houve o fracionamento de apatita. Estas observações sugerem fortemente que na evolução desta unidade ou fracionamento não foi efetivo e capaz de modificar significativamente a composição global do magma ou o fracionamento foi em pequenas percentagens de clinopiroxênio, alcalifeldspato, zircão, minerais opacos e apatita.

As amostras da Unidade quartzo sienito rosa, última a se posicionar, é alcalina potássica e por preencherem parcialmente os critérios das rochas ultrapotássicas são consideradas como rochas shoshoníticas com afinidades ultrapotássicas. Nos diagramas de Harker mostram *trends* de correlação negativa para TiO_2 , MnO , MgO , P_2O_5 , CaO , Zn, Zr, Ba, V, Ni e Rb com o aumento de sílica, desenvolvem padrões de ETR superpostos mostrando pequena e gradativa diminuição dos ETR médio e pesado (Sm-Tm) com o aumento do teor de sílica, e os diagramas multielementais mostram uma superposição dos padrões para a maioria dos elementos, exceto para Ba, Rb, Th, Ta, Y, Tb, Tm e Yb que mostram pequenas variações. As variações em Ba, Rb sugerem o envolvimento de feldspato na evolução desta unidade. Do mesmo modo, as variações em Y, Tb, Tm e Yb associada com as correlações negativas de SiO_2 com MgO , CaO , Ni, V sugerem o fracionamento de clinopiroxênio. As diminuições em Ta e Th nos diagramas expandidos associados com a correlação negativa

do SiO_2 com TiO_2 , MnO , P_2O_5 e Zr sugerem o fracionamento de minerais opacos de Fe-Ti, de apatita e restrito de zircão. Estas características sugerem uma evolução por fracionamento mineral de clinopiroxênio, alcalifeldspato, minerais opacos, apatita e zircão.

Para uma melhor avaliação das fases minerais importantes na evolução do Batólito Serra do Catu, foram utilizados alguns diagramas com vetores de fracionamento para alguns minerais em líquidos de composições semelhantes àquelas do batólito. Nestes, a evolução mostrada pelo Cr e Ni (Figura 8.26) sugere que o clinopiroxênio cálcico pode ter controlado a evolução das unidades sieníticas, interpretação esta corroborada pelas observações feitas para as unidades sieníticas, especialmente para a unidade quartzo sienito rosa.

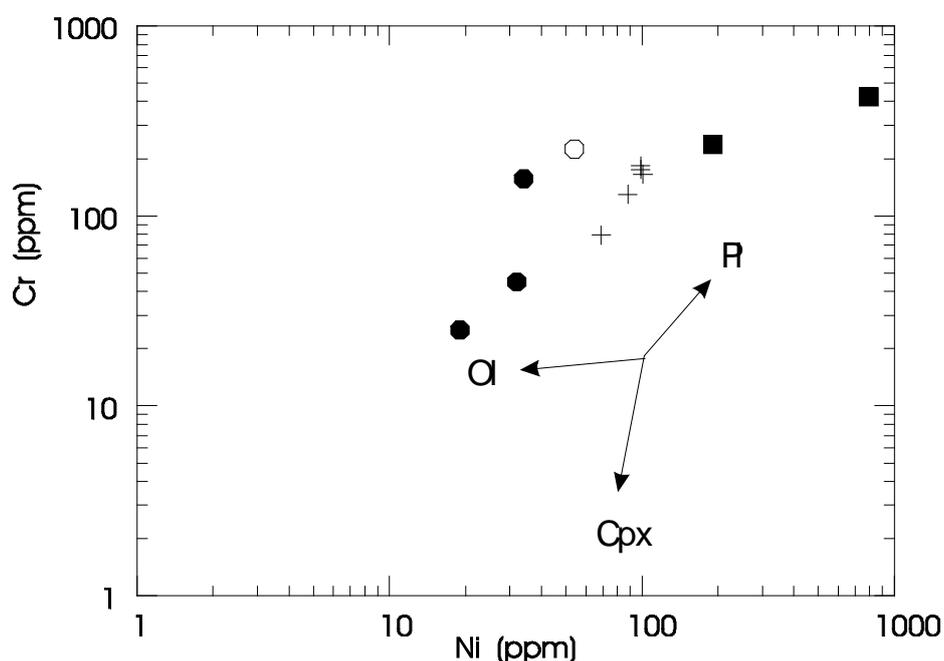


Figura 8.26 – Diagrama Log (Cr) *versus* Log (Ni) para as amostras do Batólito Serra do Catu. Legenda: quadrado=Unidade quartzo monzonito a monzogranito, Cruz= Unidade alcalifeldspato sienito cinza, Círculo fechado= Unidade quartzo sienito rosa.

No diagrama Rb/Sr X Rb/Ba (Figura 8.27) observa-se que há um aumento da razão Rb/Ba, sugerindo que o alcalifeldspato foi fracionado em todas as unidades, resultante do elevado coeficiente de partição de Ba neste mineral (Henderson, 1982). Esta forte influência do alcalifeldspato na evolução do Batólito Serra do Catu também é evidenciada no diagrama Ba X Sr (Figura 8.28).

A influência do fracionamento dos minerais no Batólito Serra do Catu foi observada através do diagrama Sc X Ta (Figura 8.29). Estes elementos não são afetados por alteração e recristalização, o Sc é compatível com todos os minerais ferro-magnesianos e o Ta é

incompatível no feldspato (Henderson, 1982, Mohood & Hildreth, 1983). Neste diagrama observa-se que as unidades sieníticas não desenvolvem *trends* e as amostras apresentam-se agrupadas, enquanto que para a unidade quartzo monzonítica a monzogranítica há o desenvolvimento restrito de um *trend* sugerindo fracionamento de feldspatos e de anfibólio (restrito).

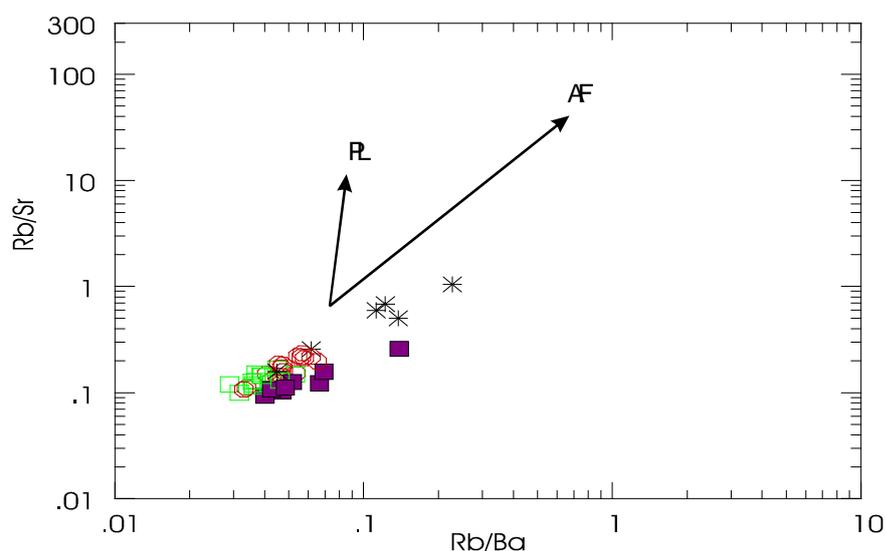


Figura 8.27 – Diagrama Rb/Sr X Rb/Ba para amostras do Batólito Serra do Catu . As setas mostram o efeito relativo de fracionamento de 30% de plagioclásio (PL) e alcalifeldspato (AF) calculado usando o coeficiente de partição de Henderson (1982) e Mahood & Hildreth (1983) [Tollo et al. 1984]. Legenda como na Figura VIII25.

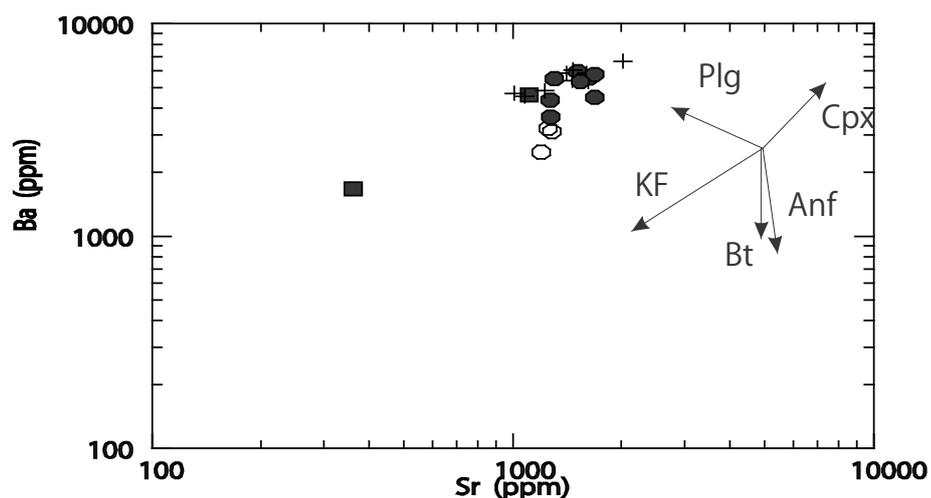


Figura 8.28– Diagrama Log (Sr) versus Log (Ba) para as amostras do Batólito Serra do Catu . Legenda como na Figura 8.26

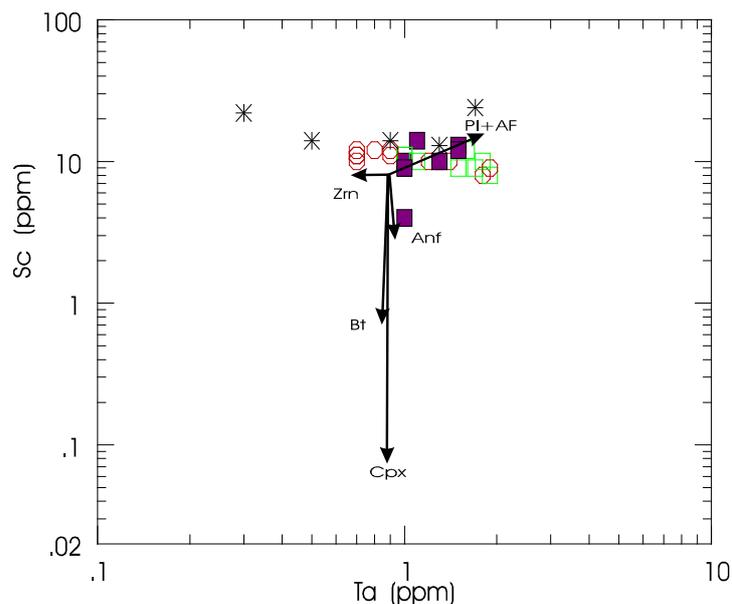


Figura 8.29 – Diagrama Sc X Ta para amostras do Batólito Serra do Catu . As setas mostram o efeito de fracionamento de 30% plagioclásio e alcalifeldspato, 5% clinopiroxênio, 15% biotita, 5% anfibólio e 0,5% zircão calculados usando o coeficiente de partição de Henderson (1982) e Mahood & Hildreth (1983) e Sawka, (1988) [Tollo et al. 1984]. Legenda como na Figura VIII25.

8.6 DIAGRAMAS DISCRIMINANTES DE AMBIENTE TECTÔNICO

Na discriminação de ambiente tectônico os diagramas mais indicados são aqueles que utilizam os elementos traços tipo HFS devido a sua imobilidade durante os processos de fracionamento. Deste modo, a utilização de diagramas com elementos traços, Rb, Y (ou Yb) e Nb (ou Ta), são bons discriminantes de ambiente tectônico (Pearce et al., 1984).

No diagrama Nb-Y e Rb (Pearce, 1996), as amostras das unidades principais e dos enclaves incidem, no campo de granitos pós-colisionais (pos-COLG- Figura 8.30] e no diagrama de discriminação Hf-Rb-Ta (Harris et al., 1986) plotam no campo das rochas relacionada a arco e/ou menos evoluída que os granitóides pós-colisionais (Figura 8.31).

No diagrama expandido, normalizado pelo ORG (Pearce et al. ,1984), usado para comparar os padrões geoquímicos do Batólito Serra do Catu com os padrões desenvolvidos por granitóides representativos dos principais ambientes tectônicos (Figura 8.32), observa-se a assinatura geoquímica das amostras do Batólito Serra do Catu se assemelham com aqueles de granitos intraplaca (WPG) e, principalmente, com granitos de arco vulcânico (VAG), caracterizados pelo enriquecimento em K, Rb, Ba e Th (nas séries calcioalcalinas e shoshoníticas) e Ce e Sm em relação a Ta, Nb, Hf, Zr, Y e Yb.

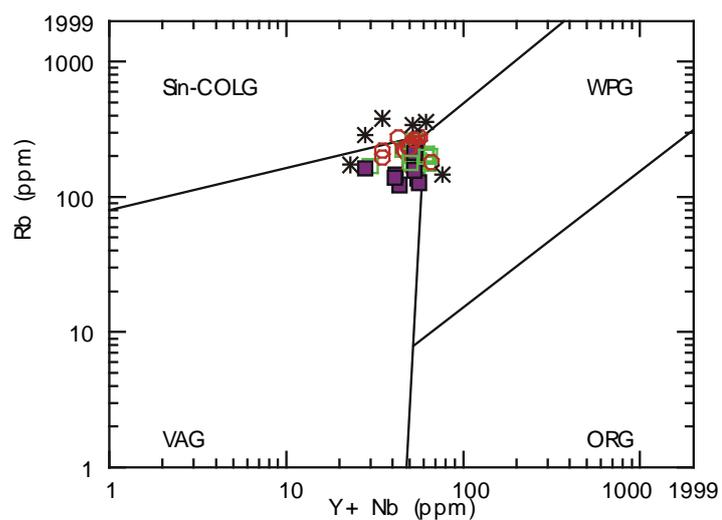


Figura 8.30- Diagrama discriminante Rb-Y+Nb para o Batólito Serra do Catu. Campos iguais a Figura 8.2 Legenda Círculos= Fácies (quartzo) alcalifeldspato sienito, Quadrado fechado= fácies quartzo monzonito a monzogranito, Quadrado aberto = Fácies quartzo sienito a quartzo alcalifeldspato sienito

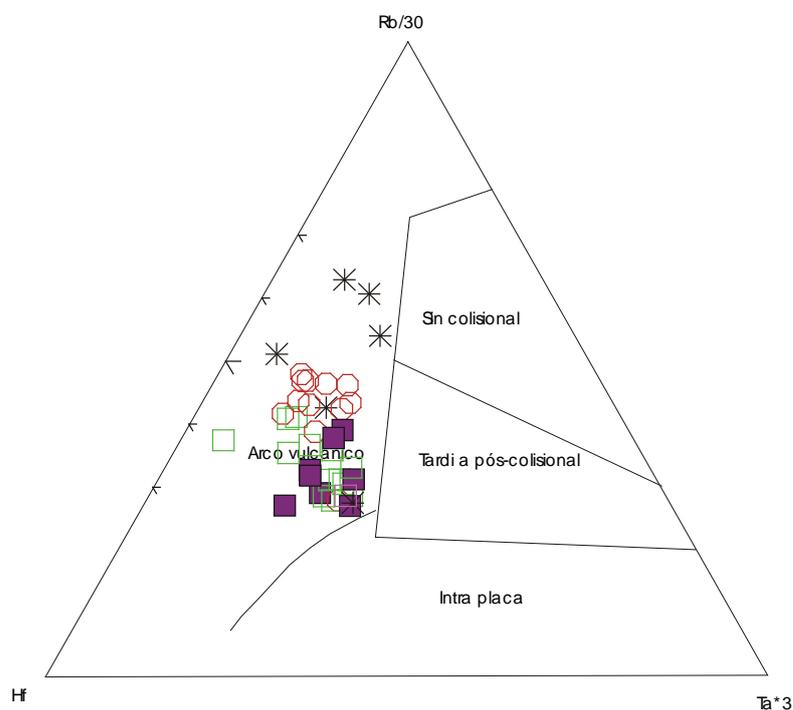
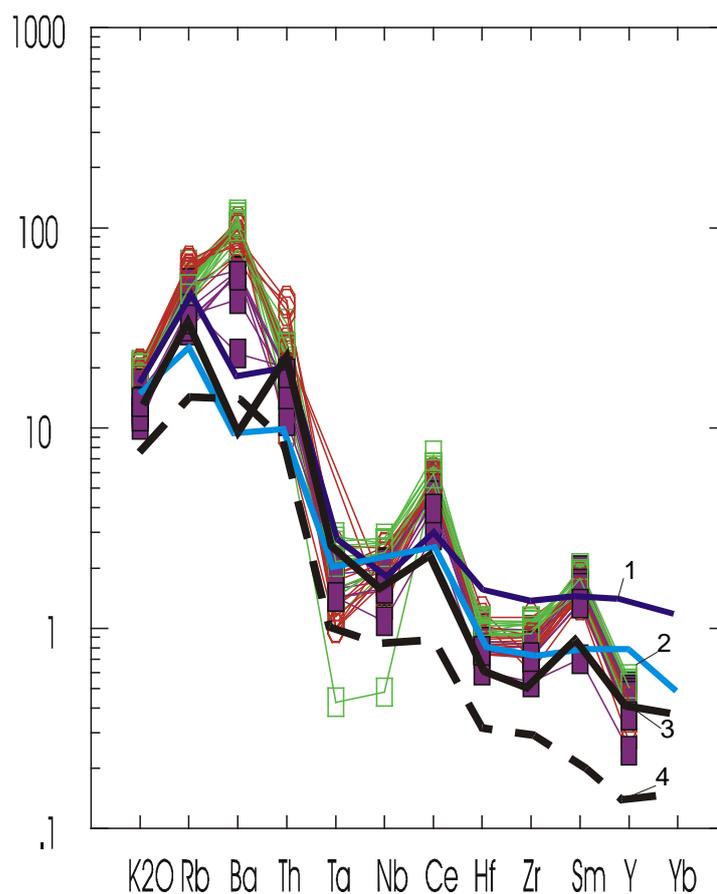


Figura 8.31 - Diagrama discriminante Hf-Rb-Ta (Harris et al. 1986) para o Batólito Serra do Catu. Legenda Círculos= Fácies (quartzo) alcalifeldspato sienito, Quadrado fechado= fácies quartzo monzonito a monzogranito, Quadrado aberto = Fácies quartzo sienito a quartzo alcalifeldspato sienito



Granito Intra placa -WPG : 1 -Skærgaard, 2- Mull,
Granito de arco vulcânico- VAG: 3- Chile, 4- Jamaica

Figura 8.32- Modelos geoquímicos normalizados pelo ORG (Pearce et al. 1984) para algumas amostras representativas das fácies principais do Batólito Serra do Catu comparado aos modelos desenvolvidos por granitos de arco vulcânico e de granitos intraplaca conhecidos. Legenda Círculos= Fácies (quartzo) alcalifeldspato sienito, Quadrado fechado= fácies quartzo monzonito a monzogranito, Quadrado aberto = Fácies quartzo sienito a quartzo alcalifeldspato sienito. 1- Mull; 2- Skaergard; 3- Chile, 4- Jamaica.

Os granitóides estudados são geoquimicamente similares aos granitos do Chile, diferindo apenas na abundância de alguns elementos (Ba, Zr, Sm e Yb) e os teores de Yb nas amostras estudadas são mais baixos que àqueles para as rochas de qualquer dos ambientes tectônicos mostrados por Pearce et al. (1984).

Na discriminação de ambientes tectônicos de rochas shoshoníticas e potássicas Muller et al. (1992) propuseram alguns diagramas, que quando usados de forma hierárquica, e baseados nas razões dos elementos imóveis, permitem a separação de diferentes grupos de acordo com o ambiente tectônico.

Para o Batólito Serra do Catu, utilizando-se o diagrama TiO_2/Al_2O_3 versus Zr/Al_2O_3 , verifica-se que as amostras incidem no campo das rochas posicionadas em ambiente de

arco continental + arco pós-colisional (Figura 8.33), e mais especificamente, no ambiente de arco continental (Figura 8.34).

No diagrama de classificação proposto por Foley et al (1987) $TiO_2 \times P_2O_5/TiO_2$ (Figura 8.35) para separar as rochas das áreas continentais estáveis daquelas de áreas tectonicamente ativas, observa-se que as amostras do Batólito Serra do Catu caracterizam-se por apresentar baixo TiO_2 e mostrar espalhamento nas razões P_2O_5/TiO_2 , que é característico de magmas associados com zonas orogênicas (de subducção) ativas, permitindo sugerir que o posicionamento do Batólito Serra do Catu pode ter ocorrido após o fim da subducção.

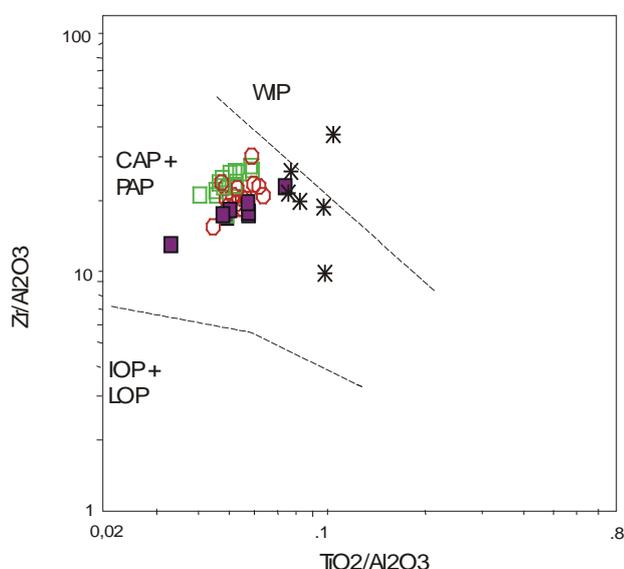


Figura 8.33 – Diagrama discriminante de ambiente tectônico para rochas potássicas (Muller et al. 1992) aplicado as rochas do Batólito Serra do Catu CAP=arco continental, PAP= arco pós colisional, WIP=Intraplaca, IOP=Arco oceânico inicial, LOP=Arco oceânico tardio. Legenda Círculos= Unidade alcalifeldspato sienito cinza, Quadrado fechado= Unidade Quartzo monzonito a monzogranito, Quadrado aberto = Unidade quartzo sienito rosa.

Os resultados obtidos indicam que o Batólito Serra do Catu apresenta assinatura semelhante àquela dos granitos posicionados em ambiente de subducção, em arco continental. Esta assinatura geoquímica, associada com os dados da geologia regional, sugerem que a intrusão do Batólito Serra do Catu está associada com o desenvolvimento do Sistema de Dobramentos Sergipano, que teve seu o desenvolvimento em regime compressional, pelo fechamento de uma bacia com subducção para o norte, pela colisão do Maciço PE-AL com o Cráton do São Francisco. A interpretação de bacia oceânica é baseada na assinatura geoquímica de arco de ilha do Domínio Canindé-Marancó. Entretanto, o Batólito Serra do Catu constitui um magmatismo tardi a pós-colisional (tardi a pós-subducção), logo as características geoquímicas refletem as características da fonte do

qual este magma foi gerado, evidenciando o papel relevante de metassomatismo da cunha do manto, induzido por *melt* rico em álcalis.

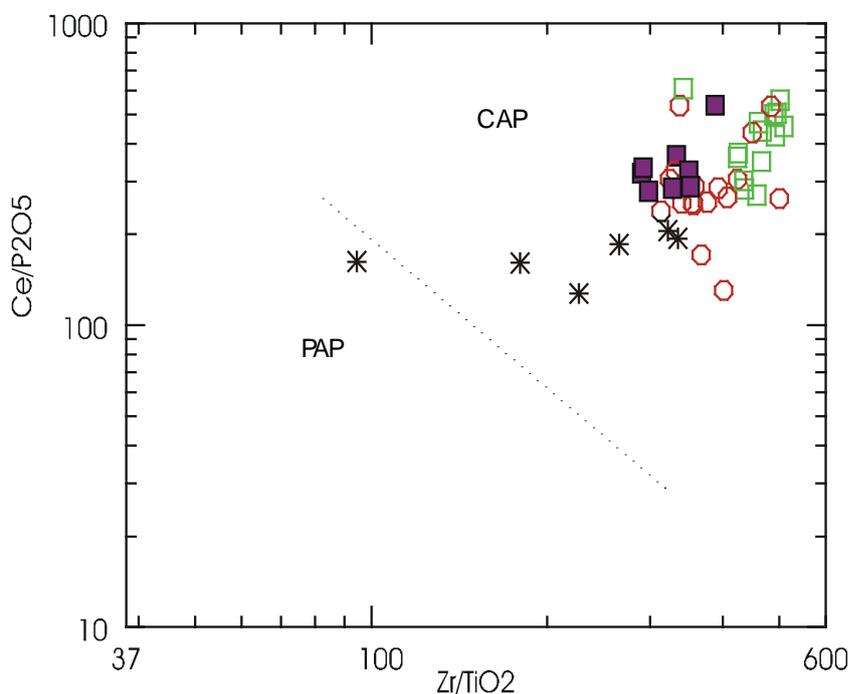


Figura 8.34 – Diagrama discriminante entre CAP=arco continental e PAP= arco pós colisional (Muller et al. 1992) aplicado as rochas do Batólito Serra do Catu . Legenda Círculos= Unidade alcalifeldspato sienito cinza, Quadrado fechado= Unidade Quartzo monzonito a monzogranito, Quadrado aberto = Unidade quartzo sienito rosa.

8.7 CONCLUSÕES DO CAPÍTULO

O Batólito Serra do Catu apresenta características de campo e composicionais (modal, textural e litogeoquímica) que indicam tratar-se de uma intrusão composta onde cada unidade félsica (1- Unidade alcalifeldspato sienito cinza , 2 -unidade quartzo monzonito a monzogranito e 3 -Unidade quartzo sienito rosa) e os enclaves representam pulsos magmáticos distintos, cujas relações de contatos são magmáticas (ver capítulo 4), porém não são cogenéticos.

As principais características litogeoquímicas são mostradas na Tabela 8.6 a seguir.

Os diagramas dos ETR e os multielementais sugerem que o Batólito Serra do Catu (unidades e enclaves lamprofíricos/melassieníticos) cristalizaram a partir de magmas com características gerais comuns: enriquecida em ETR e enriquecida em ETR leves em relação

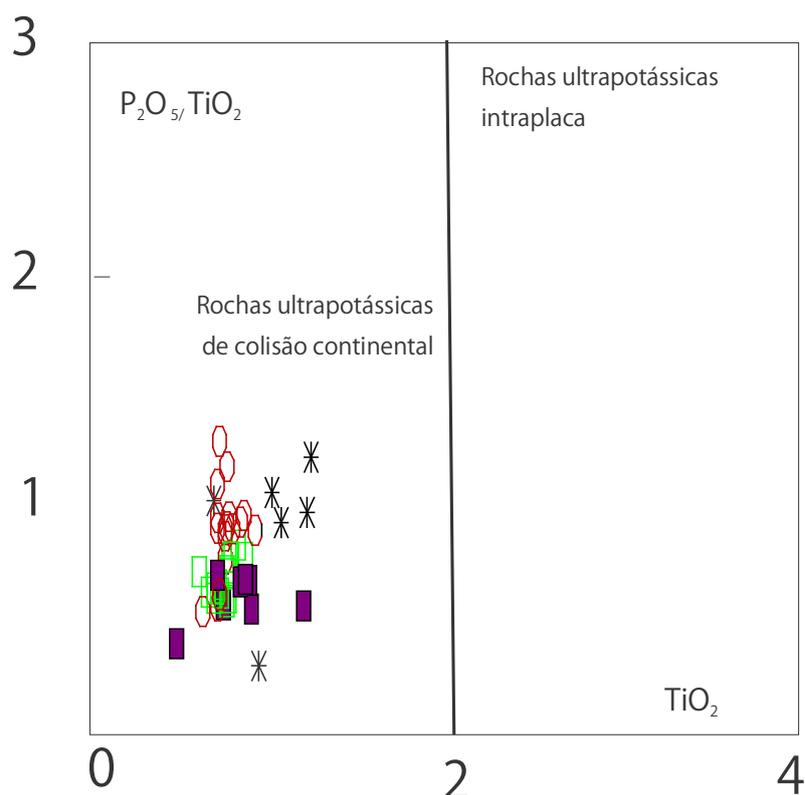


Figura.8.35 – Diagrama P_2O_5/TiO_2 X TiO_2 aplicado as rochas potássicas do Batólito Serra do Catu . Legenda Círculos= Unidade alcalifeldspato sienito cinza, Quadrado fechado= Unidade Quartzo monzonito a monzogranito, Quadrado aberto = Unidade quartzo sienito rosa.

aos ETR pesados ($Ce_n/Yb_n = 16,78$ a $22,81$), com elevados teores de LILE (Rb, Ba e Sr) e forte empobrecimento em HFSE (Ta, Nb, Ti), as quais devem refletir as características da fonte.

As unidades mostram características ligeiramente diferentes entre si com relação aos LILE, as quais sugerem que as unidades sieníticas e os enclaves lamprofíricos seriam provenientes de uma fonte mais enriquecida nestes elementos, enquanto a unidade quartzo monzonito a monzogranito seria mais empobrecida nos LILE.

Neste contexto, tem-se que o enclave hornblendítico (FL335B) teria se originado de uma fonte diferente, mais empobrecida em todos os elementos traços, inclusive nos LILE, e com um menor enriquecimento entre ETR leves (La e Ce entre 50 e 60) em relação aos ETR pesados (Ce_n/Yb_n médio = $9,47$).

Os magmas provenientes de diferentes progenitores, evidenciadas nos diagramas de Harker por conjuntos litológicos/*trends* distintos (aproximadamente curvos) e sem continuidade, os quais mostram ora mostram correlação negativa com o SiO_2 , indicando uma evolução por fracionamento mineral, ora apresentam dispersão dos pontos. Estes magmas intrudiram através de pulsos magmáticos (distintos), os quais cristalizaram gerando

as diferentes unidades e os enclaves. As observações também sugerem que cada pulso de magma evoluiu individualmente, e independentemente, por processo de diferenciação magmática, provavelmente em sistema fechado, sem evidências de mistura entre eles.

	UNIDADE FÉLSICAS (GERAL)	ENCLAVES
Características Químicas	baixos teores de TiO ₂ , Na ₂ O, Al ₂ O ₃ , CaO, P ₂ O ₅ , Nb (média de 23,56ppm); moderados teores de Rb (122,8ppm – 276ppm), Cr (137ppm) e Ni (58ppm); altos teores de K ₂ O (4,14%-8,40%) e MgO (1,16%-4,55%), Ba (1176ppm- 6653 ppm), Sr (633,1 ppm- 2023 ppm), Zr e Y (médias de 288,51ppm e 30ppm, respectivamente), elevados K ₂ O/Na ₂ O (1,09%-2,85%) e de Na ₂ O+K ₂ O (8,01%-11,9%)	baixos teores de TiO ₂ , Al ₂ O ₃ , CaO e Na ₂ O, teores moderados a altos de Sr (254 ppm- 1111ppm), Zr (239ppm) e Y (28,87ppm); altos teores de P ₂ O ₅ , K ₂ O (4,25%-6,48%), MgO (4,86%-14,18%), Cr e Ni (médios de 331ppm e 392ppm, respectivamente) Ba (1668ppm- 4622 ppm), Rb (146,8ppm – 380ppm) e Nb (média de 20ppm); elevadas razões K ₂ O/Na ₂ O (2,35%-5,31%) e de Na ₂ O+K ₂ O (5,21%-8,42%)
SiO ₂	58,21% a 69,55% (intermediárias a ácidas)	49,59% a 53,60% (básicas a intermediárias)
# Mg	43-71	51-80
Saturação em alumínio	metaluminosas a levemente peralcalinas	metaluminosas
Saturação em SiO ₂	saturadas a supersaturadas em sílica	saturadas
TAS	Subalcalina a alcalina (potássica)	Alcalina (potássica)
Associação/ Série	Shoshonítico a ultrapotássico	ultrapotássico

Tabela 8.6 - Principais características litogeoquímicas do Batólito Serra do Catu

Os enclaves, embora com pequena densidade de amostragem e de composições distintas, nos diagramas de Harker desenvolvem *trends* e sempre mostram uma distribuição dispersa e geometricamente discordante das unidades félsicas, sugerindo a inexistência de processo de fracionamento contínuo (entre eles) e de relação genética entre os enclaves e as unidades félsicas.

Dentre as unidades félsicas, a unidade quartzo monzonito a monzogranito é subalcalina e shoshonítica; é proveniente de fonte mais empobrecida em LILE e ETR, e desenvolve feições que sugerem uma evolução por cristalização fracionada de fases essenciais e acessórias (anfibiólio, feldspatos, apatita, zircão e titanita);

A Unidade alcalifeldspato sienito cinza é alcalina potássica e apresenta características das rochas ultrapotássicas, provém de um manto enriquecido em LILE e ETR, e sugere, fortemente, que na evolução desta unidade ou o fracionamento não foi

efetivo e capaz de modificar a composição global do magma ou o fracionamento foi em pequenas percentagens de clinopiroxênio, alcalifeldspato, zircão, minerais opacos e apatita.

A Unidade quartzo sienito rosa é alcalina potássica e considerada shoshonítica com afinidade ultrapotássica, sugerem uma evolução por fracionamento mineral de clinopiroxênio, alcalifeldspato, minerais opacos, apatita e zircão.

Para as rochas do Batólito Serra do Catu as determinações de ambiente tectônico indicam que estas rochas se assemelham àquelas de paleoambientes tectônicos sugerem assinatura semelhante a granitos posicionados em ambiente de subducção. Se assemelham com os granitóides de arco vulcânico (Pearce et al, 1984), com granitos pós-colisionais (Pearce 1996), com os granitóides de arco continental (Muller et al., 1992) e com granitóides associados com zonas orogênicas ativas-zonas de subducção (Foley et al. 1987).

Estes dados associados com os dados da geologia regional indicam que o Batólito Serra do Catu reflete uma assinatura relacionada ao desenvolvimento do Sistema de Dobramentos Sergipano, o qual foi desenvolvido em regime compressional, pelo fechamento de uma bacia com subducção para o norte, pela colisão do Maciço PE-AL com o Cráton do São Francisco. A interpretação de bacia oceânica é baseada na assinatura geoquímica de arco de ilha do Domínio Canindé-Marancó. Entretanto, o Batólito Serra do Catu constitui um magmatismo tardi a pós-tectônico, logo as características geoquímicas refletem as características da fonte do qual este magma foi gerado, evidenciando o papel relevante de metassomatismo da cunha do manto, induzido por *melt* rico em álcalis.

9 GEOQUÍMICA ISOTÓPICA

9.1 INTRODUÇÃO

O estudo de isótopos radiogênicos realizados no Batólito Serra do Catu compreendeu a análise dos dados relativos aos métodos Rb/Sr, Sm/Nd e do método geocronológico baseado no sistema U-Pb em zircão.

Os dados isotópicos de Rb-Sr e de Sm-Nd do Batólito Serra do Catu foram obtidos em 04 amostras, uma de cada unidade félsica e uma amostra de enclave. A análise U-Pb em zircão foi realizada em uma amostra da unidade alcalifelspato sienito cinza (SC-46), tendo sido separadas três frações magnéticas de zircão [frações (0), (1) e (-1)], e de cada fração, selecionado um grão, os quais foram analisados na universidade do Kansas por Adejardo F. da Silva Filho.

9.2 MÉTODOS Rb-Sr e Sm-Nd

Os resultados isotópicos de Sm-Nd e Rb-Sr foram obtidos em 04 amostras (unidades félsicas e enclave) do Batólito Serra do Catu e estão listados na Tabela 9.1.

Os dados isotópicos de Sr e Nd mostram valores da razão inicial de Sr^{87}/Sr^{86} (Sri), variando de 0.7070 a 0.7073 (MSWD = 4,93) e valores da razão inicial de Nd^{143}/Nd^{144} , Nd^{144} variando de 0,512037 a 0,512042.

As idades modelo (Sm-Nd) T_{DM} , calculadas para o Batólito Serra do Catu, variam de 1,4 a 1,6 Ga (Tabela 9.1 e Figura 9.1) e os valores de ϵ_{Nd} , calculados para 600 Ma, são negativos variando de -3,8 a -5,45 indicando que a fonte era enriquecida em relação ao CHUR.

Os valores obtidos da razão inicial Sr^{87}/Sr^{86} são relativamente enriquecidos, em relação aos valores mantélicos e aos do reservatório UR, e o ϵ_{Nd} (negativo) sugere que o magma parental pode representar uma fonte enriquecida na composição isotópica do Nd (razão inicial Nd^{143}/Nd^{144} baixas). Este pode representar a mistura de duas fontes (Wasserburg, 1979), uma empobrecida (mantélica) e outra enriquecida, ou pode representar um manto heterogêneo, formado pela introdução de *melt*/fluido em um manto homogêneo (Zindler et al., 1979) ou seja, metassomatismo do manto.

Amostra	Unidades	SiO ₂	Nd (ppm)	Sm (ppm)	Sm ¹⁴⁷ /Nd ¹⁴⁴	Nd ¹⁴³ /Nd ¹⁴⁴	eNd (hoje)	eNd (0,6Ga)	TDm
Sc – 95 – B	Encl	57,99	78	15	0,11589	0,512041	-11,64	-5,45	1,6
Sc – 71	B	63,33	31	6	0,11055	0,512105	-10,4	-3,8	1,4
Sc – 46 – A	A	60,84	60	11	0,11095	0,512037	-11,71	-5,15	1,5
Sc – 95 – A	C	61,61	76	14	0,11072	0,512042	-11,62	-5,04	1,5
Amostra	Unidades	SiO ₂	Rb (ppm)	Sr (ppm)	1/Sr (X 10000)	Rb ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶ (medido)	Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	Rb/Sr
Sc – 95 – B	Encl	57,99	293	1156	8,651	0,7348	0,71355	0,70721	0,253
Sc – 71	B	63,33	129	1265	7,905	0,2946	0,70983	0,707285	0,102
Sc – 46 – A	A	60,84	228	1642	6,09	0,4028	0,71071	0,707232	0,139
Sc – 95 – A	C	61,61	240	1681	5,949	0,4131	0,7106	0,707038	0,143

Tabela 9.1 – Resultados analíticos de isótopos radiogênicos para o Batólito Serra do Catu. Unidades: A- Alcalifeldspato cinza; B- Quartzo monzonito a monzogranito; C- Quartzo sienito rosa.

O estudo da origem das rochas ígneas, utilizando os isotopos de Sr e Nd, permitiu a elaboração de um diagrama de correlação no qual a variação destas razões isotópicas, dentro de limites relativamente bem determinados para o MORB e algumas ilhas oceânicas, e possibilitou a determinação de um segmento denominado *mantle array* para as rochas basálticas não contaminadas nas bacias oceânicas. O *mantle array* foi interpretado por De Paolo & Wasserburg (1979) como sendo resultado de mistura de magmas derivados de duas fontes uma empobrecida e outra enriquecida, produzindo suites de rochas vulcânicas de composições variadas. Um modelo alternativo foi apresentado por De Paolo et al. (1979) onde propuseram que o manto seria heterogêneo em pequena escala devido a introdução de *melt*/fluido parcial proveniente de porção inferior do manto o qual permearia o manto homogêneo na forma de veios e bolhas. Esta região heterogênea desenvolveria uma variedade de composições isotópicas de Nd e Sr, dependendo da abundância de veios e bolhas em um segmento particular do manto.

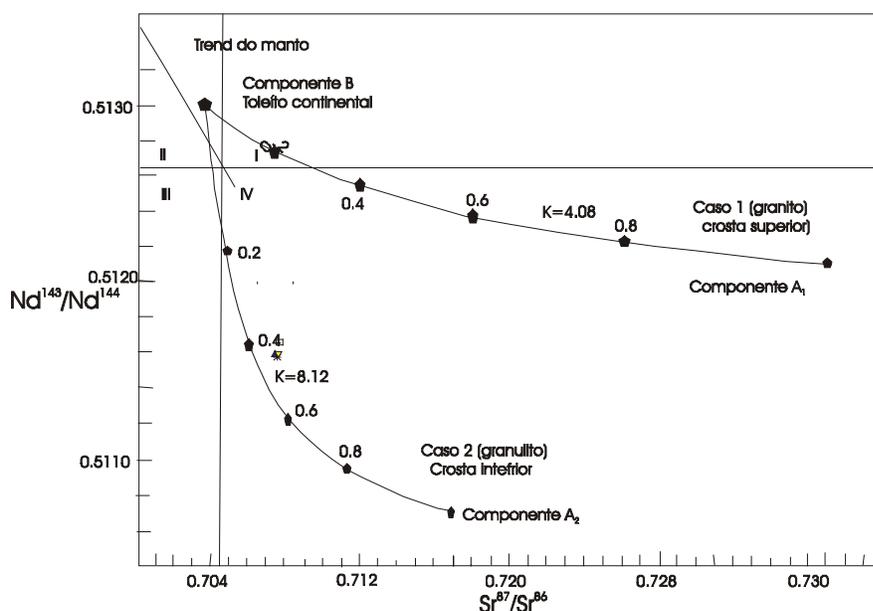


Figura. 9.1 – Diagrama Nd^{143}/Nd^{144} versus Sr^{87}/Sr^{86} com as amostras do Complexo Serra do Catu e mostrando as hipérbolas de mistura formada pela combinação de rochas da crosta continental com basalto toleítico continental em variadas proporções. No caso 1 representa a mistura de rochas graníticas da Austrália com basaltos e o caso 2 consiste na mistura de de granulitos pré cambrianos do leste da Antártica com basaltos do Rio Columbia (Carlson et al. 1981)

No diagrama de correlação das razões isotópicas de Sr e Nd, dividido em quadrantes usando as razões isotópicas do CHUR para o Nd e do UR para o Sr (Faure, 1977), observa-se que as amostras do Batólito Serra do Catu incidem fora dos *trends* para basaltos oceânicos e, deste modo, exclui-se uma fonte exclusivamente astenosférica ou de pluma, sendo requerido,

alternativamente, o envolvimento de um manto litosférico continental. Neste diagrama as amostras incidem no campo IV (enriquecido) indicando que a fonte do magma que originou o Batólito era enriquecida em Rb (alto $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$) e empobrecida em Sm, (baixo $\text{Nd}^{143}/\text{Nd}^{144}$), a qual pode ter ficado isolada por intervalos de tempo suficiente para adquirirem as composições isotópicas distintivas ou podem ter se formado pela mistura de magmas derivados de duas fontes: uma empobrecida, cujo magma seria derivado de um sólido residual resultante de fusão parcial generalizada de um manto indiferenciado (fontes com razões Sm/Nd maior que o CHUR e razão Rb/Sr menor que o UR), e outra enriquecida (De Paolo & Wasserburg, 1979) com o Nd e Sr de rochas ígneas ou metamórficas da crosta continental. Nestas, as regiões fonte podem ser arranjadas de modo a produzir uma variedade de composições por mistura de *melt* silicático em várias proporções. Mas estas composições isotópicas também podem representar um manto heterogêneo em pequena escala devido a introdução de *melt* que ascenderia proveniente de porção inferior do manto o qual permearia o manto homogêneo na forma de veios e bolhas e a fusão parcial de tal manto heterogêneo produzindo subsequêntemente um líquido mostrando valores variados das razões $\text{Nd}^{143}/\text{Nd}^{144}$ e $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$, pois seriam derivados de fontes mantélicas com diferentes razões Sm/Nd e Rb/Sr correspondendo a proporções variadas de bolhas incluídas nos diferentes *batches* de magmas (De Paulo et al., 1979).

Os valores de ϵNd e de ϵSr obtidas de amostras do Batólito Serra do Catu mostram pequenas variações sugerindo, fortemente, que não ocorreram processos de mistura. Nos diagramas de correlação, usando o ϵNd observa-se que as amostras do batólito Serra do Catu caem ao longo de *trends* os quais podem ser interpretados como linha de mistura, a qual pode ter ocorrido na região fonte, na câmara magmática (entre um *melt* e um contaminante - encaixante) ou durante a sua ascensão, de uma fonte sub-crustal com material crustal. Estes diagramas sugerem:

A- As amostras podem ter sido formadas pela mistura binária de dois membros finais homogêneos por processos de contaminação, tais como

- 1) Contaminação do magma derivado do manto com rocha de composição granítica da crosta continental.
- 2) Contaminação do magma derivado do manto com um material granulítico da crosta continental inferior antiga (pré-cambriana) ou por metassedimentos pré-cambrianos derivados dele.

B – que estas características de fonte enriquecida podem estar representando um manto heterogêneo formado pela introdução de *melts*/fluidos em manto homogêneo.

No diagrama isotópico $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ versus $\text{Nd}^{143}/\text{Nd}^{144}$ as amostras do Batólito Serra do Catu exibem razões isotópicas comparáveis aquelas obtidas a partir da mistura de um magma basáltico de composição toleítica continental com um material granulítico da crosta inferior precambriana (Figura 9.1), próximo ao *trend* modelado para a mistura entre estes dois componentes, na proporção de 60% de crosta inferior de composição granulítica precambriana da crosta continental inferior e de 40% de material de composição basáltica toleítica, e muito semelhantes àquelas obtidas para os granitos tipo I do sudeste da Austrália, resultante da mistura entre o quartzo diorito derivado de manto empobrecido e a crosta continental, representada por xisto pelítico de idade precambriana (McCulloch & Chappell, 1982 – Figura 9.2), a qual também se ajusta a uma curva de mistura formada por um componente crustal e um componente do manto depletado, onde pode conter de 20 % a 80% de componente crustal. Estas observações indicam que as composições isotópicas de Sr e Nd sozinhas não podem distinguir as várias hipóteses existentes e que os dados mineralógicos, geoquímicos, de campo e de geologia regional são necessários para a interpretação petrogenética das rochas ígneas em uma região.

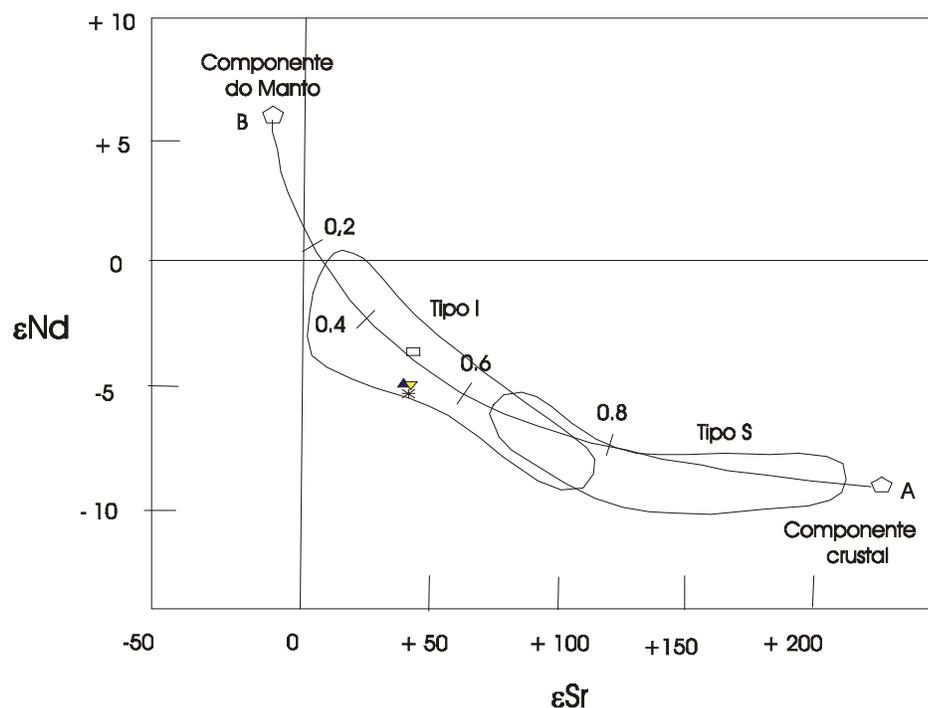


Figura. 9.2 – Diagrama ϵNd versus ϵSr para as amostras do Complexo Serra do Catu comparadas aos granitos tipo I e S do sudeste da Austrália, resultante da mistura entre o manto depletado e a crosta continental (McCulloch & Chappell, 1982)

Assim, para a interpretação petrogenética das amostras do Batólito Serra do Catu foi observado que: 1 - os xenólitos presentes no Batólito Serra do Catu, quando ocorrem, são subangulosos e não apresentam interação com a hospedeira, e as relações de contato com as encaixantes regionais mostram contatos bruscos, sugerindo que as encaixantes não contaminaram a hospedeira; 2 - a mineralogia dos seus litotipos, com clinopiroxênio e a hornblenda como minerais máficos, são consistentes com uma origem mantélica; 3 - os dados litoquímicos nos diagramas de Harker, para os elementos maiores e traços, desenvolvem *trends* de correlação curvos, embora restritos, evidenciando que a evolução se deu por cristalização fracionada; 4 - Os dados de elementos traços e de elementos terras raras indicam uma fonte com características muito semelhantes e 5- Os dados de elementos traços para os enclaves microgranulares máficos de composição lamprofírica evidenciam elevados teores de Cr e Ni e, as unidade félsicas e os enclaves de modo geral, mostram teores de LILE muito mais elevados de que aqueles observados na rochas da crosta continental.

Estas observações associadas com as composições químicas e os dados isotópicos indicam que as composições químicas do Batólito Serra do Catu não se assemelham àquelas esperadas para um modelo de mistura entre magmas produzidos no manto e subsequêntemente, contaminadas por quantidades variadas de crosta continental, pois as proporções de misturas de componentes sugeridas (50% a 60%) são bastante elevadas, não podendo ser conciliada com as características observadas em campo, mineralogia e litogeoquímica, nem com as razões isotópicas de Sr^{87}/Sr^{86} ($Sr_i = 0,707$) e de ϵNd (-3,8 a -5,45).

Estas observações sugerem fortemente que o Batólito Serra do Catu pode ter se originado de uma fonte com composições de manto com heterogeneidades químicas. Assim, a composição de manto homogêneo poderia ter sido modificada por adição de materiais (de fluido/*melt*) com elevadas razões Rb/Sr, mas baixas razões Sm/Nd, talvez na forma de veios ou bolhas (Zindler et al.1979, McKenzie, 1989, Foley, 1992), ou seja, através de enriquecimento por metassomatismo.

Zindler & Hart (1986) diferenciaram os mantos enriquecidos tipo EMI e EMII (DUPAL). Há muitos modelos que explicam a origem do manto enriquecido, em termos gerais, é provável que o enriquecimento esteja relacionado à subducção, onde material crustal é injetado no manto. O tipo EMI pode representar material da crosta inferior reciclada ou manto enriquecido por metassomatismo e o EMII pode representar a reciclagem de sedimentos derivados do continente, de crosta continental, de crosta oceânica alterada ou de crosta de ilha oceânica. Posteriormente Weaver (1991) propôs que o EMI e EMII são produzidos por mistura de HIMU

(crosta oceânica subductada-reservatório com alto U+Th/Pb) e sedimentos oceânicos subductados. Comparando as razões isotópicas dos constituintes do Batólito Serra do Catu com aquelas composições isotópicas obtidas do manto enriquecido tipo EMI e EMII, as razões isotópicas do Batólito Serra do Catu caem próximas as composições do tipo EMI, sugerindo que este pode representar a mistura de um componente de manto superior com componente de material da crosta inferior reciclada ou manto enriquecido por metassomatismo.

Como as rochas do Batólito Serra do Catu refletem as características isotópicas de contribuição de um reservatório do tipo EM1 e embora a composição do EM1 seja pobremente caracterizada, e a sua origem e seu reservatório sejam debatidos (Hart, 1988; Menzies, 1990), evidências diretas do Em1 preservadas no manto litosférico subcontinental (SCLM) tem sido fornecida por xenólitos do manto da Escócia (Menzies et al. 1987) USA (Carlson & Irving, 1994) e China (Song & Frey, 1989) .

O EMI requer uma fonte mantélica com história de depleção em U em relação ao Pb e enriquecimento em TRL e em menor extensão em Rb em relação aos TRP e Sr

Zindler et al (1979) mostraram que as razões isotópicas de Nd^{143}/Nd^{144} não variam aleatoriamente na sequência estratigráfica de lavas basálticas da península da Islândia, e demonstrou que para estas lavas as razões Nd^{143}/Nd^{144} tem uma diminuição sequencial relacionada a idade das lavas, ou seja, quanto mais jovens as lavas mais baixas as razões de Nd^{143}/Nd^{144} .

Neste sentido, tem-se que as informações de campo e petrografia indicam a unidade quartzo monzonito a monzogranito representa um pulso magmático precoce (o mais antigo) quando comparada com os sienitos e enclaves, e suas características isotópicas sugerem que esta unidade se originou de uma região fonte mais enriquecida em Sm (mais rica em Nd^{143}/Nd^{144}) e/ou com menor contribuição de material enriquecido em Nd, mostrando razões Nd^{143}/Nd^{144} e valores de ϵNd (-3,8) mais elevadas que aquelas observadas nos sienitos e enclaves (Tabela X.1).

Como o Batólito Serra do Catu é uma intrusão composta, as informações de campo indicam que após a intrusão da unidade quartzo monzonito a monzogranito houve a intrusão da unidade alcalifelspato sienito cinza, seguida pela intrusão da unidade quartzo sienito rosa e, ao mesmo tempo nestas unidade sieníticas houve a intrusão dos representantes do magmatismo básico os enclaves microgranulares máficos de composição Lamprofírica. As unidade sieníticas e os enclaves por sua vez mostram diferenças sutis nas composições isotópicas (ϵNd e Sr^{87}/Sr^{86} na tabela 9.1) refletindo ligeiras diferenças quanto ao grau de enriquecimento em Sm. Deste modo, é sugerido, com base nos dados apresentados que as intrusões sucessivamente

mais jovens apresentem sequencialmente uma ligeira diminuição nas composições isotópicas (Tabela 9.1), embora os valores estejam dentro do limite de erro. P.ex os enclaves tem valores de ϵNd (-5,45) mais baixos que as demais unidades enquanto que as unidades sieníticas mostram valores de ϵNd (-5,04 a -5,15). Estas observações se assemelham aquelas feitas por Zindler et al (1979). Deste modo é sugerido que estes magmas sejam provenientes de uma fonte verticalmente heterogênea com relação à razão Sm/Nd, sequencialmente mais enriquecida em Sm e este enriquecimento na fonte deve ter se dado pela introdução de elementos traços incompatíveis e não pela assimilação/contaminação de rochas crustais.

Estas observações indicam que a unidade quartzo monzonito a monzogranito, mais precoce, pode ser proveniente de uma região fonte mais enriquecida em Sm (menos contaminada) e que na seqüência as unidade sieníticas e os enclaves apresentam característica de uma fonte ligeiramente mais enriquecida em Nd e os enclaves de uma fonte um pouco mais enriquecida, devido a proporções variadas de segmentos enriquecidos (veios e bolhas) presentes no manto enriquecido e incluídos nos diferentes *batches* de magmas. Como é sugerido que este enriquecimento na fonte tenha se dado pela introdução de elementos LILE e TR e não pela assimilação/contaminação de rochas crustais sugere-se que, com base na variação isotópica do ϵNd , que o reservatório era heterogêneo, ou seja, a fonte embora a mesma (manto enriquecido) esta não sofreu completa homogenização e equilíbrio isotópico. Esta sugestão está refletida na observação de que a unidade quartzo monzonito a monzogranito possuía características de maior contribuição mantélica (menor contaminação) que a fonte dos sienitos e dos enclaves que seria relativamente mais enriquecida em Nd.

Para elucidar como o mecanismo de mistura ocorreu e como este está relacionado ao processo geodinâmico/tectônico da área é necessário conciliar as características geoquímicas, isotópicas e o processo tectônico regional.

As características geoquímicas indicam que as unidades principais do Batólito Serra do Catu representam pulsos distintos e contemporâneos, os quais evoluíram em sistema fechado através de cristalização fracionada. Os enclaves, por sua vez, representam injeções de magmas máficos em câmara magmática félsica e não apresentam evidencias de mistura com a hospedeira ou evolução por diferenciação. Os dados de geoquímica do Batólito Serra do Catu mostram assinaturas geoquímicas similares a magmas gerados em ambiente de subducção (tais como depleção em Nb, Ta, Ti e zircão, altos teores em LILE e TRL) e os dados geoquímicos e isotópicos sugerem assinatura de manto empobrecido e a adição de um componente enriquecido em elementos traços incompatíveis, refletida nos valores de $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ e de ϵNd para todos os litotipos do Batólito Serra do Catu, indicando fortemente que a fonte deste

magmatismo potássico envolveu a mistura de dois componentes: um componente do manto superior e um componente de manto enriquecido, representado por fluidos/*melts* enriquecidos em elementos traços incompatíveis.

Alguns autores atribuem que o evento de enriquecimento do manto pode ser determinado pela idade modelo (Ferreira et al., 1994 e Ferreira et al., 1995), enquanto outros discutem que a idade modelo pode simplesmente refletir a antiguidade do componente subductado e pode não dizer nada sobre a idade do metassomatismo, especialmente quando sedimentos são adicionados a região fonte (Xu et al., 2001). Como o T_{DM} depende da razão Sm/Nd, no processo de metassomatismo os fluidos podem carrear Nd para os veios e bolhas no manto dentro da hospedeira, e esta razão deve mudar nos *melts* por aquele da hospedeira durante pequenos graus de fusão parcial. Deste modo, a idade T_{DM} pode ser interpretada como uma idade mista de hibridização, no manto, e a idade T_{DM} pode representar a idade mínima de enriquecimento do manto.

A idade T_{DM} obtida para o Batólito Serra do Catu varia de 1.4 a 1.6 Ga e isto indica que o manto fonte litosférico foi modificado no início do proterozóico (ectasiano/Calimíniano) durante evento de hibridização (metassomático), fornecendo uma idade mínima para esta modificação, e que esta região fonte permaneceu isolada até o início do magmatismo potássico. Para o Batólito Serra do Catu esta idade está muito longe da idade de posicionamento de 613,4 Ma e pode estar refletindo um manto adicionado por fluidos/melt na forma de veios e bolhas ricos em elementos traços incompatíveis, cuja idade mínima atribuída para este evento é de 1,4 Ga.

Os valores ϵNd para 0,6 Ga e as idades modelo TDM, calculadas para o Batólito Serra do Catu (Tabela 9.1) foram inseridas no diagrama ϵNd versus o tempo e comparadas com algumas rochas do embasamento do Terreno Pernambuco-Alagoas, mais especificamente do Batólito Águas Belas-Canindé (Silva Filho et al. 2002), geograficamente próximas ao batólito estudado (Figura 9.3). Observando este diagrama sugere-se que as idades modelo T_{DM} , calculadas para 0,6Ga das amostras do Batólito Serra do Catu podem estar representando a mistura de um magma de fonte homogênea (antiga-Paleoproterozóica?) ao qual foi adicionado fluido/*melt* (mais novo), onde o enriquecimento do manto estaria relacionado a processos de subducção, causando heterogeneidade no manto. A fusão parcial deste manto heterogêneo pode produzir subsequentemente um líquido com razões Nd^{143}/Nd^{144} e Sr^{87}/Sr^{86} mostrando valores variados, pois seriam derivados de fontes mantélicas com diferentes razões Sm/Nd e Rb/Sr correspondendo a proporções variadas de bolhas incluídas nos diferentes *batches* de magmas, ou seja, se na região fonte do magma há poucos veios, espera-se que o *melt* tenha mais altas razões Sm/Nd e baixas razões Rb/Sr.

Comparações entre a curva de evolução do Batólito Serra do Catu, reservatório do manto depletado e representantes das encaixantes proterozóicas regionais do Terreno Pernambuco-Alagoas demonstram que a assinatura de Nd é mais enriquecida que o manto depletado e menos enriquecida que as encaixantes proterozóicas. A idade modelo TDM de 1.4 a 1.6 Ga. para o Batólito Serra do Catu está muito longe da idade de posicionamento de 613,4 Ma e pode estar refletindo uma idade híbrida de um manto litosférico antigo de idade paleoproterozóica (2.0 Ga) metassomatizado no período Cariris Velhos (1.0 Ma.?) e que não convecionou entre 1,5 Ga e 0,6 Ga, pois este seria o único modo de se obter a idade TDM observada.

Neste caso, é necessária a existência de um manto com uma história prévia e o qual posteriormente foi metassomatizado. Considerando que o Batólito Serra do Catu representa a fusão parcial de um manto litosférico metassomatizado, é sugerido que este manto seja algo heterogêneo. Deste modo, as rochas com menor TDM, (unidade quartzo monzonito a monzogranito) pode ter sido originado da fusão parcial de porções do manto litosférico subcontinental pouco metassomatizado (híbrido com alguma participação dos veios metassomáticos e maior da encaixante) enquanto que os enclaves podem ter sido originados a partir de porções mais metassomatizadas do manto e, nestes casos o manto não deve ter sofrido convecção entre 1,5 e 0,6 Ga, pois este pode ser o único modo de se obter uma idade modelo mesoproterozóica para estas rochas.

A interpretação de manto com idade de 2.0 Ga está de acordo com observações regionais, onde para as encaixantes do Batólito Serra do Catu foram encontradas no terreno Pernambuco-Alagoas rochas com idades TDM de 1.96 Ga (Silva Filho et al., 2002). A presença de rochas com idade modelo de 1.0 Ga e com ϵ_{Nd} positivo ou próximas a zero, também encontradas nestas proximidades indicam, a presença de um evento de fusão do manto litosférico não metassomatizado (homogêneo) em 1.0 Ga no âmbito do Batólito Águas Belas-Canindé, no Terreno Pernambuco Alagoas. Esta interpretação também é corroborada pela ocorrência de rochas com idade modelo de 940 Ma, representadas por rochas gabróicas da intrusão gabróica de Canindé, no Terreno Canindé Marancó (Moraes & Seixas, 2002). Estes dois representantes, gabros e granitóides metaluminoso, de TDM próximos a 1,0 Ga indicam que no Terreno Pernambuco-Alagoas e no Terreno Canindé-Marancó, ou seja, no âmbito do batólito Águas Belas-Canindé o manto litosférico apresenta características de manto depletado e sugerem nestas regiões a ausência de contribuição crustal e que o enriquecimento metassomático foi localizado.

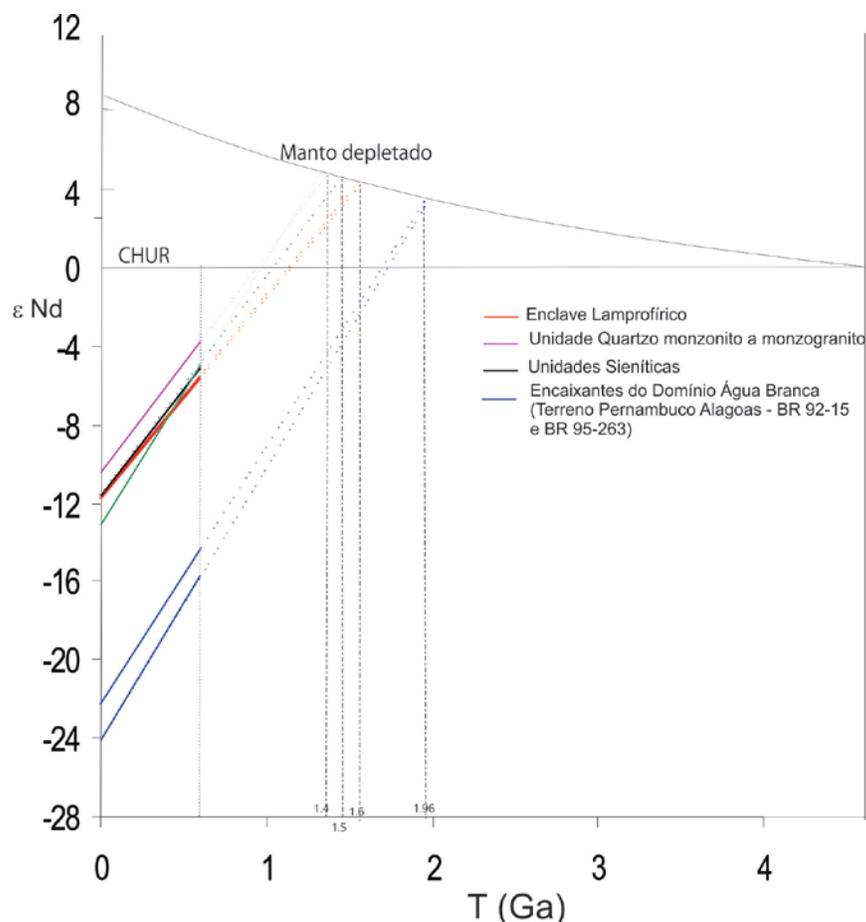


Figura. 9.3 – Diagrama ϵ_{Nd} versus ϵ_{Sr} versus tempo (Ga) para as diferentes unidades do Complexo Serra do Catu. As notações isotópicas, idades modelo e referências do reservatório mantélico são de De Paolo (1988).

Neste caso, uma orogenia de ~1,0 Ga na porção SW do Domínio Água Branca pode ter contribuído para o enriquecimento local do manto, produzindo um manto verticalmente acamadado. Se nenhuma outra orogenia tivesse ocorrido de modo que não houvesse qualquer contribuição para o manto entre 1,5 e 0,6 Ga., então a camada enriquecida com idade híbrida de 1,4 Ga. teria ficado congelada devido à diminuição da temperatura do manto durante este intervalo de tempo.

Neste contexto, as rochas potássicas do Batólito Serra do Catu podem ter sido geradas depois da colisão de microcontinentes Cráton São Francisco e Terreno Pernambuco-Alagoas, onde nesta colisão pode ter havido subducção de material da crosta superior e os fluidos/*melts* desta poderiam ter sido liberados para o manto subjacente que ficaria enriquecido pela entrada de fluidos metassomáticos dentro do manto superior formando veios ricos em minerais metassomáticos (flogopita e anfibólio rico em potássio). Em consequência, poderia ter havido

um aumento na espessura da crosta (duplicada). Depois deste enriquecimento no manto, não haveria qualquer outra contribuição ao manto superior, e esta camada enriquecida teria ficado congelada e poderia posteriormente fundir em consequência de aumento de temperatura na litosfera; diminuição do *solidus* (e *liquidus*) pela adição de voláteis ao sistema ou por descompressão adiabática (fusão por liberação de pressão) do manto, e este é o mecanismo mais provável para gerar grandes volumes de magma. Dentre estes, nos estágios finais da orogenia Cariris Velhos (1,0Ma?), poderia ter ocorrido por deslocamentos de zonas de cisalhamento transpressiva, relacionadas à endentação do PE-AL, interpretadas como tendo ocorrido entre 645Ma e 595Ma, podem ter produzido a fusão parcial do manto metassomatizado depois de poucas dezenas de milhões de anos e, posteriormente, toda esta sequência foi afetada por uma tectônica dúctil- rúptil .

Estas interpretações são consistentes com a geologia regional que indica que o posicionamento ocorreu na região limitrofe entre o Batólito Águas Bela Canindé e o Terreno Canindé-Marancó posteriormente a cinemática regional ao longo de uma descontinuidade estrutural (zona de cisalhamento). Apesar dos poucos dados estruturais verifica-se que o Batólito Serra do Catu é pós-tectônico a última deformação dúctil regional e geograficamente está situado entre duas zonas de cisalhamento, uma zona de cisalhamento NW-SE sinistral, verticalizada no bordo sul do batólito e uma zona de transpurrão sinistral NE-SW (Zona de cisalhamento Jacaré dos Homens). Este arranjo geométrico pode ter propiciado a ascensão e o acúmulo dos diferentes pulsos magmáticos que aproveitaram zonas de fraqueza, devido ao controle estrutural, ou aproveitaram condutos pré-aquecidos, que facilitaram a sua ascensão e posicionamento na crosta superior.

O mecanismo e o regime tectônico vigentes nesta porção da província Borborema não estão bem estabelecidos, mas como a idade do Batólito Serra do Catu é de $613 \pm 7,5$ Ma (unidade (quartzo) alcalifelspató sienito) e Araújo & Oliveira (2004) determinaram as idades da atividade dos eventos deformacionais em zonas de cisalhamento superpondo-se as tramas regionais D1 a D3 e geradas em episódios de retrabalhamento e reajuste de segmentos crustais no limite de terrenos posteriores a endentação que deu origem a configuração atual da faixa sergipana (Araujo et al. 2003), sugere-se que esta idade provavelmente reflita a idade do segundo episódio de reativação de zonas de cisalhamento de baixa temperatura ($\sim 350^\circ$ C) que ocorreu a 615 ± 4 Ma e 611 ± 4 Ma, sugerindo que o posicionamento do Batólito Serra do Catu esteja associado a episódios de soerguimento e resfriamento lento da faixa orogênica em uma zona de cisalhamento transtensiva.

9.3 GEOCRONOLOGIA

As análises U-Pb foram realizadas em 03 frações de zircão[(0) (-1) e (1)] da amostra SC-46 (Unidade alcalifeldspato sienito cinza). Destas frações foram escolhidos os grãos transparentes e translúcidos, de cor rósea clara, prismáticos com terminações bipiramidais, típicas de crescimento magmático. Em seguida foi procedida a abrasão dos grãos, usando pirita para remover os grãos metamíticos e as porções danificadas por decaimento radioativo, e os grãos analisados foram grãos limpos, claros e sem evidências de quebraimento. Os resultados obtidos estão mostradas na Tabela 9.2 e Figura 9.4

As três frações de zircão analisadas mostraram uma boa distribuição, muito próxima ao intercepto da discórdia, definindo uma linha de regressão (discórdia) com intercepto na concórdia (intercepto superior) em $613 \pm 7,5$ Ma. e intercepto inferior em -315 ± 234 Ma. e MSWD de 0,41. Assim, interpreta-se que a idade do intercepto superior de $613 \pm 7,5$ Ma. representa a idade mais próxima de cristalização do zircão na Unidade alcalifeldspato sienito cinza do Batólito Serra do Catu. O intercepto inferior forneceu idade de 315 ± 234 Ma, sem significado geológico.

Tabela 9.2 - Resultados U-Pb para o Batólito Serra do Catu. Os zircões analisados são da amostras SC-46, Unidade Alcalifeldspato sienito cinza

Resultados analíticos de isótopos de U e Pb									
Fração	Tamanho (mg)	Concentrações		Razões isotópicas			Idades Aparentes (Ma)		
		U (ppm)	Pb (ppm)	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$
M (1)	0,07	42,798	4,7168	0,09544	0,79654	0,06052	587,67	594,88	622,47
M (0)	0,07	49,896	5,0528	0,09245	0,77479	0,06077	570,03	582,51	631,44
M (-1)	0,07	60,271	6,3941	0,09597	0,80014	0,06046	590,78	596,91	620,26

Propriedades do Zircão: M = magnético. Os números em parênteses indica o lado *tilt* usado no separados Frantz a 1.5 A

As concentrações de U e Pb total foram corrigidas para o Branco

As idades são dadas em Ma. Usando a constante de decaimento recomendada por Steiger & Jager (1997)

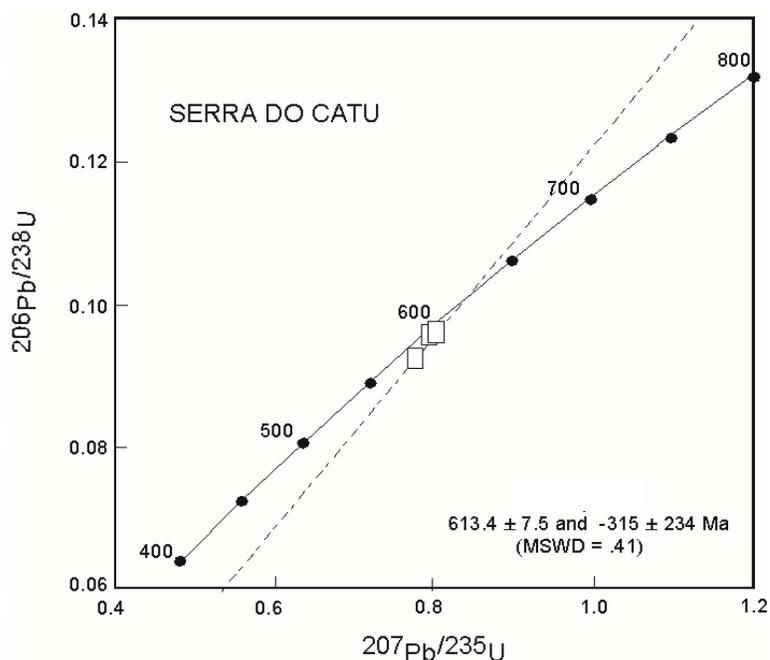


Figura 9.4 – Diagrama da concórdia U-Pb para o Batólito Serra do Catu. As frações de zircão analisadas foram da amostra SC-46 da unidade Alcalifeldspato sienito cinza.

Os eventos geológicos de 600 Ma na região do Terreno Pernambuco- Alagoas e no Cinturão Sergipano estão restritos a intrusões de caráter shoshonítico (Plutão de Água Branca - Sampaio, 2000; Serra da Caiçara -Silva Filho et al. 1998, Plutão de Curituba - Silva Filho & Guimarães, 1995).

No Sistema de Dobramentos Sergipano, mais especificamente no Terreno Canindé-Marancó, Nascimento et al. (2003) dataram mármore (método Pb-Pb), que ocorrem intercalados a anfibolitos (TDM 1,1 2 Ga) da unidade Novo Gosto, e encontraram idade de 963 ± 20 Ma., interpretada como idade de recristalização metamórfica do protólito calcário.

Deste modo, o Batólito Serra do Catu representa uma intrusão pós-tectônica ao evento deformacional regional no Domínio Canindé. O Domínio Canindé, atualmente, é interpretado como um representante de uma seqüência de margem de placa destrutiva, onde o mais provável ambiente para a associação dos diferentes tipos de basaltos (basaltos similares a *plateau* oceânico MORB'S) encontrados neste Domínio é o de uma cunha acrescionária, de um sistema de arco de ilha (Nascimento et al 2003). Este Domínio deve ter começado a sua evolução geológica, pelo menos, no mesoproterozóico, onde durante subsequente colisão com os micro-continentes Poço Redondo e/ou Maciço Pernambuco-Alagoas, foram posicionados granitos sintectônicos e, a extensão tardia, disponibilizou os posicionamentos do complexo gabróico Canindé e granitóides semelhantes aos rapakivi (Nascimento et al 2003).

10 ASPECTOS PETROGENÉTICOS

10.1 INTRODUÇÃO

Os magmas são gerados quando as condições se tornam apropriadas para a fusão parcial de rochas na terra e, devido a sua mais baixa densidade, o magma gerado tende a subir e se posicionar. Entre a fusão e o posicionamento do magma podem ocorrer várias seqüências de eventos tais como fracionamento, mistura e contaminação em caminho a superfície durante o transporte e subsequente armazenamento na câmara em alto nível crustal. Em conseqüência o magma cristaliza formando as rochas ígneas com composições variadas as quais são produto de uma história muito complexa. Deste modo, para entender o problema, as rochas são examinadas e usando observações de campo, petrografia, litogeoquímica, geoquímica isotópica, métodos e técnicas analíticas e razões e teorias petrológicas, estas são interpretadas e é reconstruído o esquema petrológico, proporcionando os limites para as teorias petrogenéticas.

A interpretação petrológica dos dados obtidos deve permitir a identificação da contribuição dos diferentes processos relacionados à formação e evolução do magma, tais como caracterização da região fonte; as condições de fusão parcial e as subseqüentes modificações sofridas durante o transporte e o posicionamento, tais como 1) Fracionamento cristal-líquido, 2) separação incompleta de *melts*, 3- reação entre *melt* e encaixante, 4- mistura ou *mingling* de magmas coexistentes, 5- mobilização resultante de alterações deutéricas e outros tipos de alteração.

10.2 EVOLUÇÃO MAGMÁTICA

Através da análise conjunta de todos os dados visou-se verificar os processo que atuaram de modo dominante na evolução do Batólito Serra do Catu, se foi a cristalização fracionada, o processo de *mixing/mingling* de magmas, a separação incompleta de *melts* (imiscibilidade de líquidos) ou mistura ou *mingling* de magmas coexistentes.

10.2.1 Contaminação Crustal

Dentre os processos que podem ter atuado na evolução dos magmas do Batólito Serra do Catu, a interação entre o magma e a encaixante crustal (assimilação crustal e/ou contaminação crustal) durante sua ascensão e/ou posicionamento é um deles. Para avaliar esta possibilidade e suas possíveis conseqüências foram verificadas e avaliadas as relações de campo e os dados geoquímicos de rocha e os dados isotópicos.

As informações de campo indicam que o contato do Batólito Serra do Catu com as encaixantes é brusco, não existindo evidências de interação entre eles. No Batólito Serra do Catu os xenólitos tipicamente crustais (anfíbólio gnaisses e de migmatitos) exibem formas sub-angulosas e contatos bruscos, com fina margem de metamorfismo, sem feições de fusão parcial, as quais são indicativas de interação com a hospedeira. Estas observações sugerem que ocorreu o processo de englobamento/captura de porções crustais (assimilação) na evolução/posicionamento do Batólito Serra do Catu .

Os dados isotópicos das razões iniciais de Sri (0,707) e os dados de ϵ Nd (variando de -2 a -5), o enriquecimento em terras raras leves nos diagramas e o enriquecimento em LILE sugerem que o Batólito Serra do Catu tenham sofrido algum grau de contaminação crustal. Para alcançar estas características há duas possibilidades: O magma parental do Batólito Serra do Catu poderia ter sofrido misturas variadas com a crosta superior ou crosta inferior e, portanto, seria esperado que os variados graus de contaminação ficassem registrados nas amostras, em campo e na litogeoquímica.

Nas observações de campo verificou-se que o processo de mistura no Batólito Serra do Catu está limitado às regiões de contato entre as unidades principais e caracterizado, de modo restrito, por contatos difusos e interpenetrados, de ocorrência local. Para avaliar os efeitos da contaminação crustal no Batólito, inicialmente, foram usados diagramas que correlacionam os isótopos de Sr (Sri) *versus* SiO₂, Rb/Sr e MgO (Figura 10.1), pois baseado no fato de que os materiais crustais possuem teores mais elevados de sílica, Rb/Sr e mais baixos de MgO, a contaminação crustal modificará os materiais em direção ao aumento de sílica e Rb/Sr e diminuição em MgO. Nestes diagramas verifica-se que as amostras do Batólito Serra do Catu não mostram correlação entre Sri com Rb/Sr, MgO e SiO₂, sugerindo que não houve contaminação crustal. Outra maneira de avaliar esta possibilidade de contaminação foi feita correlacionando as elevadas concentrações de LILE e TRL com os dados isotópicos (Rb/Sr) que mostram razões iniciais Sri variando 0,7070 a 0,7072. Para se obter elevadas concentrações de TR e LILE como observada no Batólito Serra do Catu seriam necessárias elevadas proporções de contaminação crustal e estas também estariam refletidas nas composições isotópicas. No Batólito Serra do Catu, os valores isotópicos são

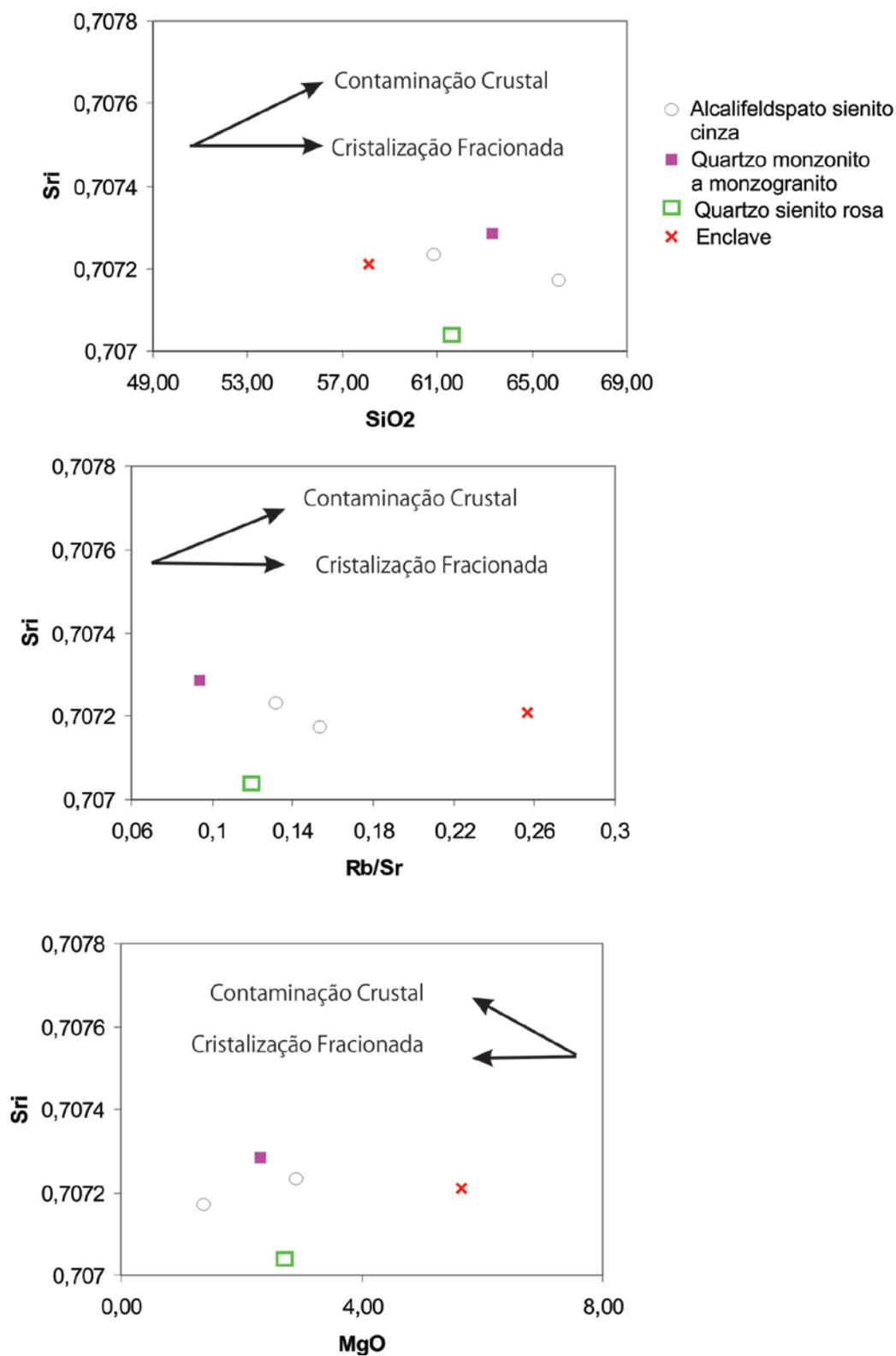


Figura 10.1 – Diagramas de variação do Sr $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para amostras do Batólito Serra do Catu. A) $\text{SiO}_2 \times \text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$, B) $\text{Rb}/\text{Sr} \times \text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$, C) $\text{MgO} \times \text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$

aproximadamente constantes e elevados em relação à composição inicial da terra, sugestivo de contaminação. Porém, as amostras neste intervalo possuem teores de sílica intermediários (unidades principais e dos enclaves), e as composições isotópicas do Nd (ϵ_{Nd} variando de -3,8 a -5,45) também são muito similares e não são muito negativas, sugerindo que a contaminação crustal em alto nível é inconsistente com os dados. Os dados isotópicos indicam que a fonte do magmatismo que gerou o Batólito era homogênea em relação ao sistema isotópico Rb-Sr e ligeiramente variada com relação ao sistema isotópico de Sm-Nd. Outro argumento contrário a contaminação crustal baseia-se nas razões isotópicas de Sr e Nd, as quais não mostram correlação significativa com o grau de fracionamento, sugerindo que a assimilação crustal não foi importante no desenvolvimento das composições extremas das rochas ultrapotássicas e, portanto, os elementos traços e as variações isotópicas devem refletir sua fonte.

Os dados litogeoquímicos usados de forma empírica, considerando que os xenólitos são tipicamente crustais e que as rochas crustais apresentam composições de LILE e TR uma vez ou 1/3 menores (Taylor & McLennan, 1985) que às rochas potássicas, sugerem que se tivesse havido uma contaminação de rochas potássicas do Batólito Serra do Catu pelas rochas crustais, os teores de LILE e TR seriam mais diluídos nas rochas potássicas. Portanto, as análises litogeoquímicas indicam que os elevados teores de LILE nas unidades félsicas e nos enclaves não podem ter sido causados por assimilação nem contaminação com as rochas crustais, pois as rochas do Batólito Serra do Catu são muito mais ricas em LILE que qualquer contaminante crustal em potencial e, portanto este caráter deve estar relacionado a gênese do *melt* a partir do qual derivaram. A contaminação crustal com a crosta superior também pode ser avaliada através dos elementos traços (Nb-Ta) e da assinatura isotópica de Th e U. A significativa depleção em Nb-Ta e assinatura isotópica de Sr e Nd podem ser causadas por contaminação crustal, mas a depleção em Th e U em relação ao La nos diagramas multielementais normalizados ao manto primitivo (Figura 10.2) excluem a possibilidade de significativa contaminação com crosta superior/média (Taylor & McLennan, 1985).

A avaliação da contaminação do Batólito Serra do Catu com a crosta inferior ou média é problemática, devido a ausência de xenólitos da crosta inferior e de exposições do embasamento. Assim, a adição de rochas da crosta inferior (granulítica?) com concentrações relativamente mais baixas de Sr poderiam causar uma diminuição em Sr no *melt*. Esta expectativa não é observada para as amostras das unidades sieníticas e enclaves do Batólito Serra do Catu que, embora não constituam *trends*, estes permanecem constantes. Para as amostras da unidade quartzo monzonito a monzogranito as variações são muito pequenas e para os enclaves verifica-se que embora as amostras não constituam *trends* estas sugerem um aumento moderado no Sr quando SiO_2 aumenta (Figura VIII.20).

Estas observações sugerem que o efeito da contaminação crustal na evolução do Batólito Serra do Catu pode ter sido limitada e suas características geoquímicas e isotópicas foram herdadas da fonte. A possibilidade de mistura com material granulítico também não poderia explicar o caráter subandito observada nas rochas do Batólito Serra do Catu e, portanto, a aceitação deste tipo de contaminação é inviável.

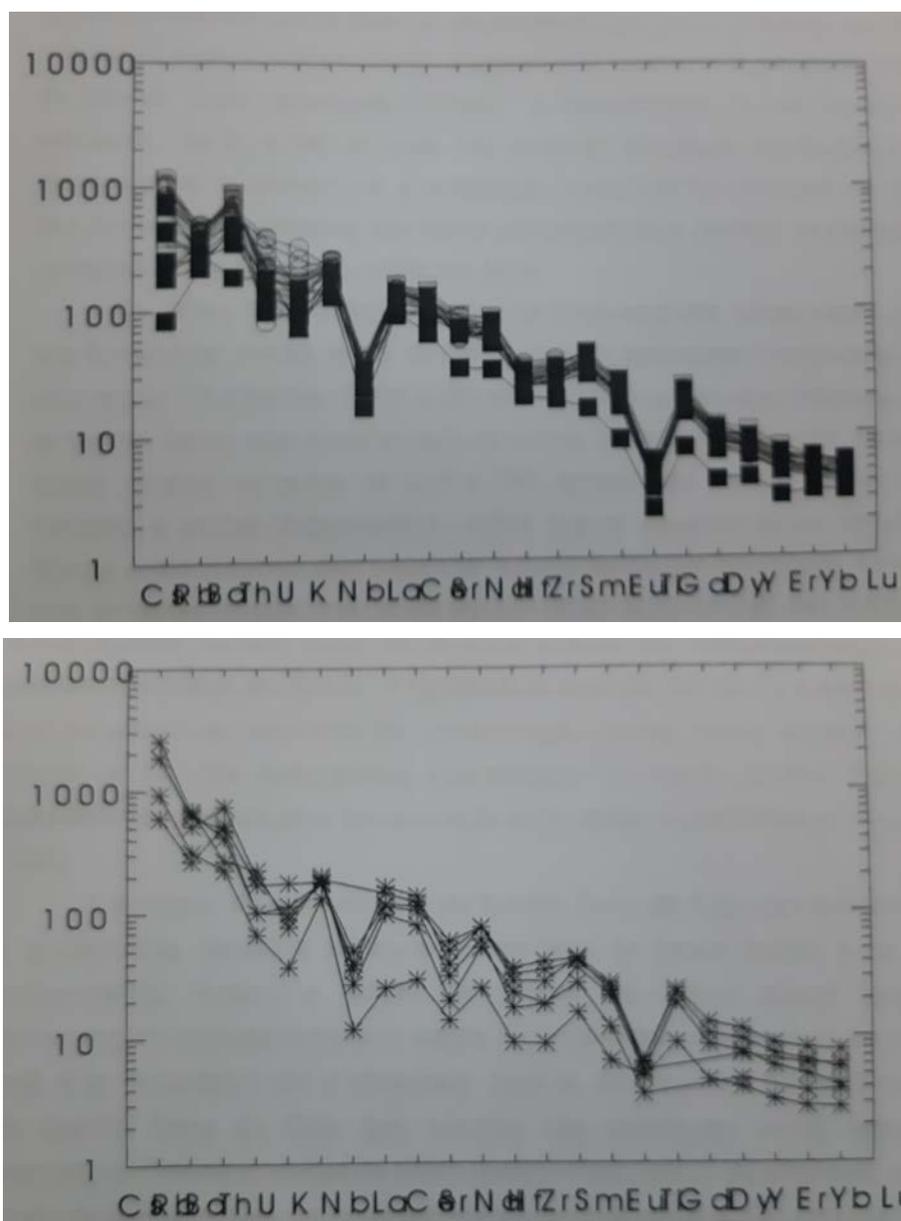


Figura 10.2 Diagrama multielementar normalizado ao manto primordial (Sun & McDonough, 1989) para a) fácies félsicas, b) Enclaves do Batólito Serra do Catu. Legenda - Unidades: Circulo aberto – Alcalifeldspato cinza; Quadrado fechado- Quartzo monzonito a monzogranito, Quadrado aberto- Quartzo sienito rosa e asterisco- Enclaves.

10.2.2 Desmistura de magmas (imiscibilidade de líquidos)

Outra possibilidade de processo evolutivo é o processo de imiscibilidade de líquidos que seria a separação de um magma inicialmente homogêneo para produzir dois líquidos silicáticos imiscíveis de composições contrastantes, o qual deve ocorrer no estágio inicial de diferenciação do magma parental e assim, em temperaturas relativamente altas (Philpotts, 1971, 1976, 1979; Roeder, 1979). Na maioria dos casos estudados sobre a imiscibilidade de líquidos este processo tem sido demonstrado em escala microscópica e nos estágios finais de cristalização ou em segregações centimétricas de material félsico em líquidos lamprofíricos (ex. Roedder & Weiblen, 1970, McBirney & Nakamura, 1974; Philpotts, 1978, 1979; Eby, 1980).

As evidências de campo mostram que os magmas sieníticos e os lamprofíricos coexistiram no estado magmático (*mingling*), caracterizados pela presença de enclaves lamprofíricos de granulação fina, textura ígnea e com contato brusco desenvolvendo bordo de resfriamento. Estão disperso e uniformemente distribuídos na hospedeira, por vezes podem ocorrer em enxame de enclaves.

No Batólito Serra do Catu foi observada uma rocha com textura de sienito ocelar (enclave cognato) circundado por hornblendito, a qual foi interpretada como emulsão do líquido félsico no líquido máfico. Ferreira et al. (1994) cita que uma das evidências mineralógicas de imiscibilidade de líquidos é que a mineralogia de ambos deve ser a mesma porém em proporções diferentes, satisfazendo o critério de Bowen (1928) de que as fases cristalizando em equilíbrio com um líquido também deve estar em equilíbrio com o outro. No Batólito Serra do Catu os ocelos e a hospedeira foram analisadas petrograficamente e verificou-se que a hospedeira e os ocelos apresentam os mesmos constituintes mineralógicos hornblenda, biotita e clinopiroxênio, porém em proporções diferentes. Os dados petrográficos dos enclaves lamprofíricos evidenciaram que os minetes guardam aglomerados ricos em anfibólio com texturas similares àquelas observadas na hospedeira dos ocelos, sugerindo uma relação genética entre eles. Os dados litoquímicos, embora poucos, mostram que os enclaves lamprofíricos nos diagramas de Harker não desenvolvem *trends* e mostram sempre distribuição discordante daquelas mostradas pelas unidades félsicas. Acrescida a estas informações tem-se que os enclaves lamprofíricos e todas as unidades félsicas desenvolvem padrões superpostos nos diagramas para ETR, os quais excluem um modelo de cristalização fracionada a partir do magma lamprofírico ou de um magma progenitor máfico, pois seria esperado que a partir dos membros mais máficos houvesse um empobrecimento nos ETR em direção aos membros mais félsicos. Os dados de ETR associados com as observações dos diagramas expandidos, que também mostram uma superposição dos padrões entre as unidades sieníticas e um padrão mais empobrecido

para todos os elementos traços na unidade quartzo monzonito a monzogranito (Figura VIII.21 e VIII.23), sugerem que estes podem ter sido formados por fusão parcial. Esta observação exclui preliminarmente que a evolução do Batólito Serra do Catu tenha ocorrido por um processo principal de imiscibilidade de líquidos, o qual parece ter sido uma feição local desenvolvida no magma lamprofírico. De acordo com Rock (1991) os ocelos representam os produtos mais evoluídos dos magmas lamprofíricos e esta estrutura globular de imiscibilidade silicato- silicato são referidas como imiscibilidade tipo II.

10.2.3 Mistura de magmas (*Mixing/mingling*)

Um processo de hibridização ou mistura entre magmas contrastantes pode ser favorecido por baixas viscosidades, convecção turbulenta e por grandes frações de *melt* mais quentes e mais fluidos. Este processo também é favorecido se os magmas forem misturados próximo a região fonte e/ou durante a ascensão proporcionando tempo e convecção turbulenta adequadas, mais do que no nível de posicionamento (Pitcher, 1993).

A possibilidade de geração de sienitos a partir da mistura de um magma lamprofírico com um magma granítico foi apresentada por Sheppard (1995), e neste modelo a mistura/hibridização ocorreria próximo a região fonte do magma granítico, precursor ao magma sienítico, e que o plutão seria injetado por mais magma lamprofírico no local de posicionamento gerando enclaves lamprofíricos generalizados no sienito.

O Batólito Serra do Catu apresenta características de campo bastante similares com aquelas descritas por Sheppard (1995) tais como a ocorrência de uma unidade de composição granitóide representada pela unidade quartzo monzonito a monzogranito, sua ocorrência no mesmo batólito com a unidades sienítica e a ocorrência de enclaves lamprofíricos generalizados nas unidades sieníticas, os quais sugerem coexistência entre os dois magmas de composições contrastantes e que teriam sido misturados em um sistema vigoroso de convecção.

Na avaliação da possibilidade de hibridização entre o magma quartzo monzonito a monzogranito e o magma lamprofírico foram observadas as características petrográficas e litoquímicas. A petrografia do Batólito Serra do Catu não mostra evidências de que tenha havido mistura entre os magmas, pois, até o momento não foram encontradas feições texturais descritas por Hibbard (1995) sugestivas dos processos de mistura de magmas.

Os dados litogeoquímicos evidenciam que as três unidades principais e os enclaves não são composicionalmente contínuas e que, ao contrário, cada unidade desenvolve seu próprio *trend* aproximadamente curvo, descrevendo a sua evolução, e que os enclaves não produzem *trends* contínuos e apresentam composições bastante contrastantes com as félsicas (Figura VIII.18 e VIII.20), ou seja, não se alinham a nenhum dos *trends*

desenvolvidos para as unidades félsicas nem as amostras caem no prolongamento de seus *trends*. Estas relações de discordância entre as unidades félsicas e os enclaves não favorecem uma evolução a partir da mistura de magmas lamprofíricos com os magmas quartzo monzonito a monzogranito, além disto, para a geração do grande volume das unidades sieníticas seria necessário um grande volume de magma máfico e fracionamento mineral, e isto não é observado e os magmas lamprofíricos estão presentes apenas na forma de pequenos enclaves.

Deste modo, estas observações indicam fortemente que o processo de mistura de magmas é um processo inviável, porém a ocorrência de enclaves microgranulares máficos com contato brusco com a hospedeira e com margens de resfriamento (de espessura fina) sugerem que os magmas possuíam pequeno contraste térmico (Barbarin & Didier, 1991) e que o magma máfico só se misturou mecanicamente (texturas *mingling*), sem interação com a hospedeira, sugerindo, de acordo com Fernandez & Barbarin (1991) que o contraste de viscosidade entre ambos os magmas era bastante elevado. A distribuição homogênea e dispersa dos enclaves sugere que durante a mistura mecânica a viscosidade do magma sienítico era baixa e permaneceu baixa o suficiente para permitir o espalhamento e dispersão dos enclaves por todo o batólito através da convecção e de outras forças dispersivas (Barbarin, 1991; Didier & Barbarin, 1991). Mas a ocorrência de enxame de enclaves pequenos e muito escuros (Figura IV.24), sugere que a intrusão de diques de magma máfico (novo líquido) dentro da câmara magmática félsica é recorrente, ocorrendo em condições de viscosidade baixa e relativamente alta. Tais características indicam que na evolução do Batólito Serra do Catu o processo de mistura mecânica de magmas básicos com os félsicos exerceram um papel importante, onde o magma máfico foi recorrente, injetando na câmara magmática félsica em vários estágios de viscosidade

10.2.4 **Cristalização fracionada**

Como o magma é uma mistura heterogênea de substâncias, durante a sua cristalização ocorre a cristalização/fracionamento de fases minerais a qual está diretamente relacionada à sua composição química.

Através dos diagramas de Harker para elementos maiores e traços é possível observar as variações composicionais do sistema. A análise destes diagramas para as amostras do Batólito Serra do Catu evidencia que cada unidade félsica, com mesmos intervalos de sílica, constitui um conjunto litológico e que estes ora constituem *trends* ora distribuem-se de modo disperso. Os *trends* desenvolvidos para cada unidade mostram um comportamento aproximadamente curvo, com distribuição ora paralela ora discordantes entre si. Estas observações sugerem o Batólito Serra do Catu não representam uma

evolução a partir de um único magma, mas sugerem que cada unidade representa um pulso magmático que evoluiu independentemente e que o processo de cristalização fracionada foi responsável pela evolução de cada uma das unidades.

Os enclaves, com teores de sílica mais baixos, apresentam composições químicas contrastantes com as unidades félsicas e, nos diagramas de variação, não constituem *trends*. Em geral, as amostras apresentam uma distribuição discordante daquelas dos *trends* desenvolvidos pelas unidades félsicas sugerindo fortemente que estes não representam os termos mais máficos de nenhuma das unidades e, portanto, não evoluíram por cristalização fracionada.

As diferenças composicionais entre as unidades e os enclaves estão mostradas na maioria dos diagramas de Harker, onde os contrastes entre as unidades principais estão melhor demonstrados nos diagramas SiO_2 versus MgO , Ba , K_2O , Al_2O_3 , P_2O_5 , Zr , Ni e Rb que mostram o desenvolvimento de *trends* e composições distintas (Figura VIII.18 e VIII.20) para os mesmos intervalos de sílica. O processo de fracionamento também está evidenciado nos padrões desenvolvidos nos diagramas de ETR e expandidos, que mostram diminuições em alguns elementos correlacionados com o aumento nos teores de sílica (Figura VIII.21).

O fato das amostras dos enclaves lamprofíricos e todas as unidades félsicas desenvolverem padrões superpostos nos diagramas para ETR exclui um modelo de evolução a partir da cristalização fracionada do magma lamprofírico ou de um magma progenitor máfico único, pois seria esperado que a partir dos membros mais máficos houvesse um empobrecimento nos ETR e nos elementos traços em direção aos membros mais félsicos.

Como as rochas do Batólito Serra do Catu apresentam variações de sílica muito restritas e por não terem sido encontrados os prováveis progenitores dos magmas, não foi possível modelar as percentagens de fracionamento mineral esperado e compará-los com o observado nos litotipos.

Os dados de ETR associados com as observações dos diagramas expandidos, que também mostram uma superposição dos padrões entre as unidades sieníticas e um padrão mais empobrecido para todos os elementos traços na unidade quartzo monzonito a monzogranito (Figura VIII.21 e VIII.23), com alguns empobrecimentos relacionados com a diminuição do teor de sílica também sugerem que estas unidades podem ter evoluído por cristalização fracionada.

A avaliação de processos evolutivos tal como a cristalização fracionada nos magmas do Batólito Serra do Catu foi feita através de diagramas onde se comparou a composição isotópica (Sri) com os teores de SiO_2 , MgO e Rb/Sr (Figura 10.1). Estes diagramas demonstram que houve predominância de cristalização fracionada indicada pela falta de

correlação do Sr_i com a sílica, Rb/Sr e MgO e apresentando valores aproximadamente constantes, os quais não são tão elevados para indicar alto nível de contaminação crustal, sugerindo uma evolução por cristalização fracionada.

10.3 CARACTERIZAÇÃO DA FONTE E GERAÇÃO DE MAGMAS

Neste batólito as unidades félsicas apresentam elevados teores de K_2O , MgO, Ba, Rb, Sr, Zr e Y, elevados K_2O/Na_2O e Na_2O+K_2O , baixos teores de Al_2O_3 , CaO e Na_2O e moderados teores de Cr e Ni e $\#Mg=43-70$. Os enclaves têm como características principais os baixos teores de TiO_2 , Al_2O_3 , CaO e Na_2O , e altos teores de P_2O_5 , K_2O , MgO, Cr, Ni, Ba, Rb e Nb; elevadas razões K_2O/Na_2O e de Na_2O+K_2O e $\#Mg = 51-80$.

Os modelos de TR desenvolvidos para os enclaves e para as unidades são caracterizados por elevadas concentrações de TR, ausência de uma significativa anomalia negativa de Eu e alta razão TRL/TRP , como mostrado pelo mergulho íngreme dos padrões desenvolvidos (Figura VIII.21). Para estas amostras, os padrões desenvolvidos nos diagramas expandidos apresentam forte enriquecimento nos LILE (K, Rb, Sr) e fortes anomalias negativas nos HFSE (Ti, Nb, Ta e P) .

Estas observações indicam fortemente que os magmas progenitores das unidades principais e dos enclaves apresentam as mesmas características e que não estão relacionados entre si por processos de cristalização fracionada contínua, mas que cada unidade, por mostrar variações correlacionadas com a sílica, evoluiu por processo de cristalização fracionada.

Para entender a petrogênese das rochas do Batólito Serra do Catu é necessário identificar os processos de geração e caracterizar a região fonte para que possa ser feita uma interpretação e a construção do modelo petrogenético.

10.3.1 Geração dos magmas

Os elevados teores de K_2O e os padrões desenvolvidos nos diagramas para os ETR (elevadas razões TRL/TRP) e nos multielementais (elevadas razões LILE/HFSE) sugerem que o Batólito Serra do Catu (unidades e enclaves lamprófíricos e melasiéníticos) cristalizaram a partir de magmas progenitores com características gerais comuns, e o enriquecimento nos elementos incompatíveis indicam que o batólito pode ter sido gerado como resultado de um dos fatores

- 1) Contaminação crustal.
- 2) Elevado grau de cristalização fracionada

3) Pequeno grau de fusão parcial

Os processos de elevado grau de contaminação crustal, não podem explicar as feições geoquímicas observada, pois como já foi demonstrado o Batólito Serra do Catu não sofreu processo de contaminação crustal.

O elevado grau de fracionamento também é inviável para explicar o enriquecimento em LILE, pois o extremo fracionamento produziria rochas com teores elevados de SiO_2 , e as amostras do Batólito Serra do Catu apresentam composições com teores de sílica moderados e com pequenas variações. Reforçando este argumento tem-se que os enclaves lamprofíricos, com baixos teores de sílica apresentam o mesmo padrão de enriquecimento nos LILE, portanto a cristalização fracionada extensiva não pode explicar estas características observadas. Associado com as composição intermediárias a ácidas das unidades félsicas, tem-se os teores moderados nos elementos compatíveis (Cr, Ni, V) e estas características não são condizentes com a cristalização fracionada extrema, pois, se este fosse o caso, era de se esperar que as rochas fossem empobrecidas nestes elementos compatíveis, fossem mais ricas em sílica e que a mineralogia máfica (clinopiroxênio, anfibólio e biotita) estivesse em menor percentagem juntamente com os teores de elementos compatíveis. O processo mais viável para explicar as características de enriquecimento em K (shoshonítico a ultrapotássico), elevado LILE associado com elevados TR e forte fracionamento nos TR é através de pequenos graus de fusão parcial.

A questão crucial no entendimento do processo de geração por pequeno grau de fusão parcial e as unidades inter-relacionadas é se esta fusão parcial ocorreu em equilíbrio ou se foi uma fusão fracionada. Na fusão parcial em equilíbrio o *melt* reage continuamente com o sólido residual no local da fusão até que as condições mecânicas permitam que ele saia como um simples grupo de magma. Na fusão fracionada uma pequena quantidade de líquido é formada e esta é instantaneamente isolada da região fonte. E qual dos processos é apropriado em uma situação particular só dependerá da capacidade do magma segregar de sua região fonte e da permeabilidade de sua região fonte (Rollinson, 1995).

A avaliação dos dados do Batólito Serra do Catu indica que as unidades félsicas e os enclaves apresentam as mesmas características gerais de enriquecimento em LILE e TR, ou seja, as mesmas características de região fonte, mas apresentam diferenças em termos de concentrações nos LILE e TR entre as unidades quartzo monzonito a monzogranito e as sieníticas (VER Capítulo 8), onde a primeira é menos enriquecida nos referidos elementos e mais enriquecida em máficos. Estas diferenças poderiam ser explicadas em termos de: a) diferença na composição da região fonte (heterogeneidade), b) percentagem de fusão de uma mesma região fonte. A diferença na percentagem de fusão de uma mesma fonte (homogênea) não poderia explicar a geração de magmas com os mesmos teores de intervalo de sílica e as elevadas razões TRL/TRP e LILE/HFSE . Pois, de acordo com as

relações de campo a unidade quartzo monzonito a monzogranito foi a primeira a se posicionar e apresenta os teores mais baixos de elementos incompatíveis, o qual poderia ser interpretado como taxas um pouco mais elevadas de fusão parcial e geração de grande volume de magma diluindo a concentração dos elementos incompatíveis. Se esta mesma fonte, já não tão enriquecida sofresse nova fusão parcial, a expectativa é que o *melt* produzido fosse menos enriquecido nos elementos incompatíveis, em pequenos graus de fusão, ou maiores teores de fusão, mas, com menores concentrações dos elementos incompatíveis. Como esta característica não é observada, sugere-se que estes tenham sido gerados por pequenos graus de fusão de fontes com características ligeiramente diferentes as quais só podem ser encontradas em regiões heterogêneas do manto.

Estas mesmas observações podem se feitas entre as unidades sieníticas, pois embora apresentem características bastante semelhantes, através dos diagramas de Harker observa-se que unidade alcalifelspató sienito cinza possui menores concentrações de Ba e Ce e maiores concentrações de La e Rb em relação a unidade quartzo sienito a quartzo alcalifeldspato sienito (Figura VIII.18 e VIII.20) . Estas diferenças não podem ser interpretadas em termos de fusão parcial de uma mesma fonte, mas reporta a possibilidade de serem representantes de fusão parcial de fontes com características ligeiramente diferentes, novamente podem refletir uma fonte heterogênea.

Deste modo, estas sutis diferenças entre as unidades sugerem que estas foram geradas por processo de fusão parcial em equilíbrio de uma fonte heterogênea, onde a concentração de elementos traços no líquido está relacionada a sua concentração na fonte. A distinção entre a fusão parcial em equilíbrio da fusão fracionada e conseqüente agregação de líquido é difícil de separar.

10.3.2 Caracterização da fonte

A geração de rochas shoshoníticas e ultrapotássicas são usualmente referidas como fusão de baixo grau de manto previamente enriquecida em potássio e elementos incompatíveis de origem crustal ou de materiais profundos (Mysen, 1982, Pearce, 1982, Venturelli et al, 1984, Foley et al., 1987 Pognate, 1990 e outros).

As regiões prováveis para a geração dos magmas potássicos a ultrapotássicos com as características de enriquecimento em LILE e TR do Batólito Serra do Catu são o manto astenosférico ou o manto litosférico continental. Uma origem a partir do manto astenosférico poderia ser explicada por pequenas percentagens de fusão parcial ou por fusão a alta pressão (Carmichael et al., 1977) e a fusão do manto litosférico só poderia ser explicada através da fusão de porções metassomatizadas do manto litosférico.

Para avaliar a possível origem do enriquecimento do manto podem ser usadas as razões dos elementos traços e os dados isotópicos. Neste sentido, uma análise dos enclaves pode fornecer informações sobre as características da região fonte mantélica.

Como as razões dos elementos traços, de modo geral, não são fracionadas durante os processos de fusão parcial em equilíbrio ou cristalização fracionada (Hoffmann et al., 1986), a razão dos elementos traços incompatíveis são espelhos daqueles de sua fonte e permitem que a fonte seja caracterizada geoquimicamente. Deste modo, para identificar as características da fonte do Batólito Serra do Catu foram usados os elementos traços cujos coeficientes de partição são semelhantes, pois estes elementos mostrarão razões que não variam na cristalização fracionada e variam muito pouco na fusão parcial (Rollinson, 1993).

As razões dos elementos incompatíveis de amostras dos enclaves do Batólito Serra do Catu foram comparadas com as composições dos basaltos do MORB e OIB, os quais apresentam razões $Ba/Rb=12$, $Rb/Cs=80$, $Nb/U=47$, e $Ce/Yb =25$ (Hoffmann, 1986, Hoffmann et al. 1986, Sun & McDonough, 1989). As razões obtidas para as amostras do Batólito Serra do Catu estão na Tabela 10.1 e na Figura 10.3 estas são comparadas. Neste diagrama observa-se que as amostras do Batólito Serra do Catu apresentam composições variadas de Nb/U (1,8 a 8,3) e Ce/Pb (0,6 a 4,7) quando comparada aquelas dos MORB (47) e OIB (27) de Hoffman et al. (1986) e valores muito mais baixos que aqueles do OIB e MORB, as quais refletem a heterogeneidade da fonte e indicam que a fonte do Batólito Serra do Catu não pode ser sido uma fonte exclusivamente de pluma astenosférica nem um manto empobrecido sem perturbação, indicando que houve o envolvimento de componentes crustais na sua região fonte.

Corroborando estas informações, tem-se que os dados isotópicos dos enclaves não caem no campo para basaltos oceânicos e esta observação já exclui a possibilidade que o magma máfico represente baixo grau de fusão de uma fonte mantélica astenosférica ou de pluma e sugere que estes representem mistura. Os enclaves e as unidades félsicas do Batólito Serra do Catu possuem elevadas razões iniciais de Sr (Sr_i) e baixas de Nd^{143}/Nd^{144} , e para explicar estas características é necessário que tenha havido uma história de enriquecimento em terras raras leves e em Rb em relação aos terras raras pesados e Sr. Esta assinatura de enriquecimento em Sr_i e de empobrecimento em Nd^{143}/Nd^{144} , excluída a possibilidade de mistura com materiais crustais, é uma característica de composição do reservatório EM1 o qual pode representar material da crosta inferior reciclada ou manto enriquecido por metassomatismo (Zindler & Hart, 1986).

A possibilidade destes resultados representarem contaminação crustal através de espessamento litosférico, é improvável pois amostras do Batólito Serra do Catu não apresentam características de que a sua composição siga algum *trend* de mistura entre a astenosfera e a crosta, e a alta concentração de elementos incompatíveis neste magma

TABELA 10.1 – Tabela com razões de elemento traços das unidades principais e enclaves do Batólito Serra do Catu.

Unidades	unidades quartzo monzonito a monzogranito	Unidades alcalifelspato sienito cinza	unidades quartzo sienito rosa	Emm Lamprofírico	Emm anfibolítico	Miller et al. (1999)
Th/Yb						
Nb/U	8,58	6,08	7,66	6,74	9,25	
Ba/Rb	18,3	21,08	26,32	9,83	8,19	
Rb/Cs	87,54	47,22	75,65	17,43	13,76	
Ce/Pb	17,66	8,79	10,3	26,53	26,65	
Ce/Y	5,48	6,18	6,48	6,52	2,91	
Zr/Y	9,11	9,52	10,67	9,24	5,51	
Nb/Y	0,61	0,67	0,68	0,85	0,47	
TRL/TRP	20,77	21,46	22,81	18,11	9,47	
Sr/Nd	16,43	19,29	17,59	8,6	8,71	4-7,2
Nb/La	0,25	0,22	0,25	0,2	0,48	0,21-0,52
Ce/Sr	0,13	0,13	0,14	0,27	0,18	0,2-0,4
Th/Ta	11,75	19	13,64	12,09	19,67	40-129
Th/La	0,19	0,23	0,19	0,21	0,38	1,0-2,3
Th/Yb	6,28	9,3	7,35	7,53	4,75	
Th (ppm)	8,6-16	7,20-34,5	7,9-26,4	8,9-19,8	5,9	

torna sua química insensível a contaminação crustal, e portanto o candidato mais forte para fonte do Batólito Serra do Catu é o manto metassomatizado.

Os enclaves como as unidades principais apresentam elevadas concentrações de LILE e ETR e altas razões LILE/HFSE e TRL/TRP. As maiores concentrações em LILE tem sido atribuídas por Pearce (1983) ao enriquecimento do manto causado por um fluido ou *melt* derivado de crosta subductada ascendendo para a cunha do manto subjacente e esta hipótese que tem sido aceita por vários autores. Assim, as pequenas variações nas razões Ce/Yb_n sugerem que as rochas do Batólito Serra do Catu foram derivadas por pequenos graus de fusão parcial do manto metassomatizado.

Estas interpretações de que a região fonte é o manto metassomatizado são confirmadas quando se observa os padrões desenvolvidos nos diagramas multielementares, os quais mostram que os representantes do Batólito Serra do Catu desenvolvem anomalias negativas para os HFSE (Figura VIII.23) que é uma feição que não ocorre nos representantes da astenosfera. Estes empobrecimentos em HFSE são característicos do manto litosférico metassomatizado.

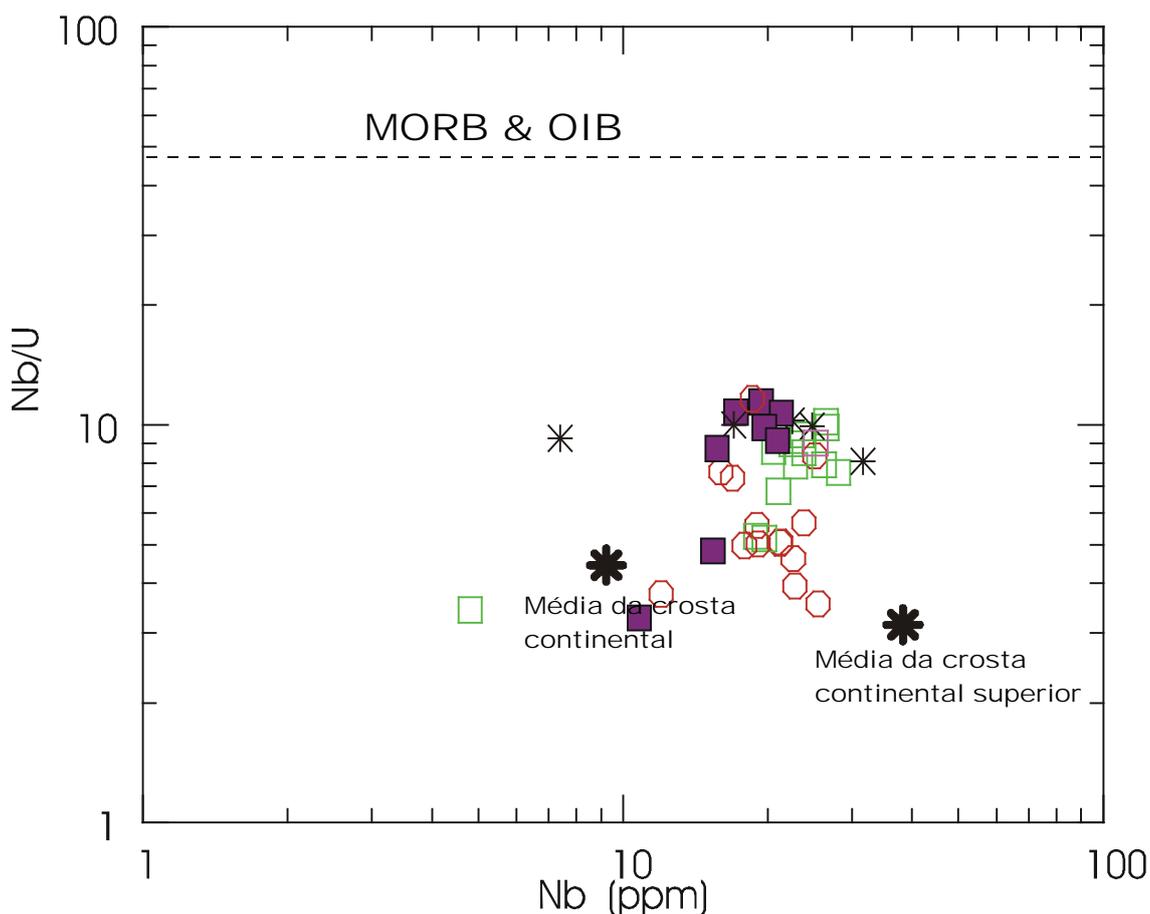


Figura 10.3 Diagrama Nb/U X Nb para as amostras do Batólito Serra do Catu comparada com as composição média dos OIB e MORB (Sun & McDonough, 1989) e composições médias da crosta continental superior (Taylor & McLennan, 1985). Legendas: Unidades Circulo aberto – Alcalifeldspato cinza; Quadrado fechado- Quartzo monzonito a monzogranito, Quadrado aberto- Quartzo sienito rosa e asterisco- Enclaves.

O manto é constituído por lherzolitos e harzburgitos e por uma fase aluminosa que varia com a pressão, e o metassomatismo atua nestes redistribuindo elementos incompatíveis, levando ao enriquecimento anômalo destes elementos no manto depletado. O metassomatismo no manto pode ser causado por reação com fluidos (Erlank et al., 1987; Lloyd et al. 1987) ou devido ao influxo de *melt* silicático, com a influencia de fluidos limitada a poucos centímetros em torno dos veios seguindo a solidificação do *melt* (Menzies et al., 1985, Wilshire, 1987). Estes veios ou eventos metassomáticos são necessariamente precursores ao desenvolvimento do magmatismo fortemente alcalino.

A assembléia mineral presente nos veios não representa composição do líquido, mas, reflete processos de diferenciação dentro no manto no qual resulta na acumulação de fases menores refratárias (Best, 1974, Wass et al. 1980) ou de minerais próximos ao *liquidus* pela cristalização, nas encaixantes, durante o fluxo de magma (Irving, 1980). O

metassomatismo está caracterizado pelo enriquecimento relativo de terras raras leves e pela presença de outras fases ricas em outros elementos incompatíveis e fases hidratadas (Roden & Martthy, 1985), as quais são formadas pela reação do fluido metassomático (ou *melt*) com o peridotito anidro. São reconhecidos dois tipos descritivos de metassomatismo: o modal e o criptico os quais podem apresentar gradações, refletindo os diferentes graus de metassomatismo. O Modal, evidenciado em xenólitos, é caracterizado pela presença de minerais hidratados (p.ex. anfibólio-pargasita e flogopita) e/ou anidros (zircão, apatita, rutilo, e minerais da série Crichtonita) ricos em elementos incompatíveis os quais não estão em equilíbrio com a hospedeira e, conseqüentemente, o evento de enriquecimento é um processo mantélico.

O metassomatismo criptico não mostra nenhuma evidência textural mas possui uma assinatura química que requer o enriquecimento metassomático de elementos traços incompatíveis no peridotito, o qual com base na química dos elementos maiores mostra uma extrema depleção no componente basáltico.

Em xenólitos do manto metassomatizado, encontrado em alcali basaltos, a pargasita é o mineral principal (Dawson & Smith, 1982), mas a flogopita ou biotita também é um mineral comum. Nos xenólitos encaixados em kimberlitos o principal mineral é a biotita e o anfibólio, quando presente, são richteritas pobre em alumínio (Dawson & Smith, 1982). Outro grupo de xenólito encontrado em kimberlitos são os tipo-MARID, os quais são interpretados como provavelmente formados como cristais segregados de um magma kimberlítico (Dawson & Smith, 1977) e que Dawson (1980) sugeriu que pode representar a encaixante removida da câmara magmática que cristalizou as inclusões do MARID.

As composições que representam magmas primários derivados do manto, os quais são menos modificados por cristalização fracionada ou contaminação, são aqueles que têm $Cr > 1000\text{ppm}$, $Ni > 500\text{ppm}$ e $\#Mg \sim 70$ (Green, 1970, Frey et al. 1978). A análise dos dados litogeoquímicos mostra que os enclaves lamprofíricos apresentam variação nos teores de SiO_2 (52,5 – 58%), MgO (5,7-14,1%) e $\#Mg = 67$ a 80, e elevadas concentrações de Cr (médios de 331ppm) e Ni (médio de 392ppm), e dentre estes destacam-se as amostras SC-46 ($Cr = 425\text{ppm}$, $Ni = 792\text{ppm}$) e FL326 A ($Ni = 496\text{ppm}$). As amostras do hornblendito tem $\#Mg = 75,5$, e $Ni = 429\text{ppm}$. Estes valores elevados de Cr, Ni e $\#Mg$, somadas com as observações que todas as amostras dos enclaves são olivina e hiperstênio normativos, sugerem que os enclaves representam magmas primários os quais poderiam estar em equilíbrio com olivina e/ou clinopiroxênio no manto e que, depois da segregação de seu resíduo do manto, eles tiveram pouco tempo de residência crustal. Dentre estas amostras, uma foi analisada isotopicamente e apresenta ϵNd negativo ($\epsilon Nd = -5$), o qual deve estar representando a composição isotópica de enriquecimento em Nd. Nestas amostras em

contraste, são observados elevados teores de K_2O , LILE e TRL que pode ser explicado pela presença de minerais potássicos tais como flogopita e/ou anfibólio potássico na região fonte.

A explicação mais provável para a origem de magmas primários lamprofiricos é através da fusão parcial de um material mantélico previamente enriquecido em elementos incompatíveis (Rock, 1987, Muller & Groves, 1995), e as características litoquímicas indicam que as amostras do Batólito Serra do Catu são provenientes de uma manto metassomatizado e que nesta fonte existem fases potássicas na forma de minerais potássicos (flogopita \pm anfibólio potássico). A avaliação da presença destas fases minerais na fonte mantélica que sofreu metassomatismo é importante na caracterização do protólito e a identificação da formação de flogopita \pm anfibólio potássico pode ser feita através das razões La/K e La/Ba *versus* La (Figura 10.4 -Feldstein & Lange, 1999). Estas razões indicam se o coeficiente de partição para K e Ba na fonte são maiores que aqueles para La, pois se houver um aumento do La/K e La/Ba com o La é indicado que a fase potássica está presente na região fonte, provavelmente flogopita \pm anfibólio. De acordo com Furman & Grahan (1999) para os *melts* em equilíbrio com flogopita, cujo campo de estabilidade está confinado no manto (Esperanza & Holloway, 1987), são esperadas razões mais altas de Rb/Sr e razões mais baixas de Ba/Rb que aqueles formados pela fonte com anfibólio. Baseados nestas observações e no intuito de distinguir a assembléia mineral potássica em lamprófiros, Xu et al (2001) e Guo (2004) mostraram no diagrama Rb/Sr e Ba/Rb as tendências das diferentes fases potássicas. Alguns autores têm sugerido que no manto litosférico o maior depósito de LILE são encontrados na flogopita e no anfibólio (Foley et al., 1996, Ionov et al. 1997, Grégoire et al. 2000), e destes a flogopita tem K_d (coeficiente de partição) muito mais alto para Rb, Ba mas menor para Sr que o anfibólio. Deste modo, a baixa razão Rb/Sr e a elevada razão Ba/Rb, sugerem que a fonte possuía minerais com mais baixo coeficiente de partição para Rb e Ba e alto coeficiente de partição para Sr, indicando uma predominância na fonte de anfibólio, mais do que de flogopita na fonte fundida.

Na Figura 10.4 observa-se que as amostras dos enclaves do Batólito Serra do Catu constituem, no diagrama para La/K X La, *trends* positivos sugerindo que o *melt* parcial estava em equilíbrio com as fases potássicas na região fonte, e esta mesma observação é feita para o diagrama La/Ba X La. Este diagrama sugere uma possível interpretação de que a fase potássica estava presente na fonte dos enclaves (Figura X4a) e o diagrama da Figura X4b, sugere que, como o K_d da flogopita para o Ba é elevado, a flogopita pode ter estado presente na fonte dos enclaves. Na Figura 10.5 verifica-se que as amostras dos enclaves mostram elevada razão Rb/Sr e baixa razão Ba/Rb sugerindo que o *melt* estavam em equilíbrio com a flogopita na região fonte.

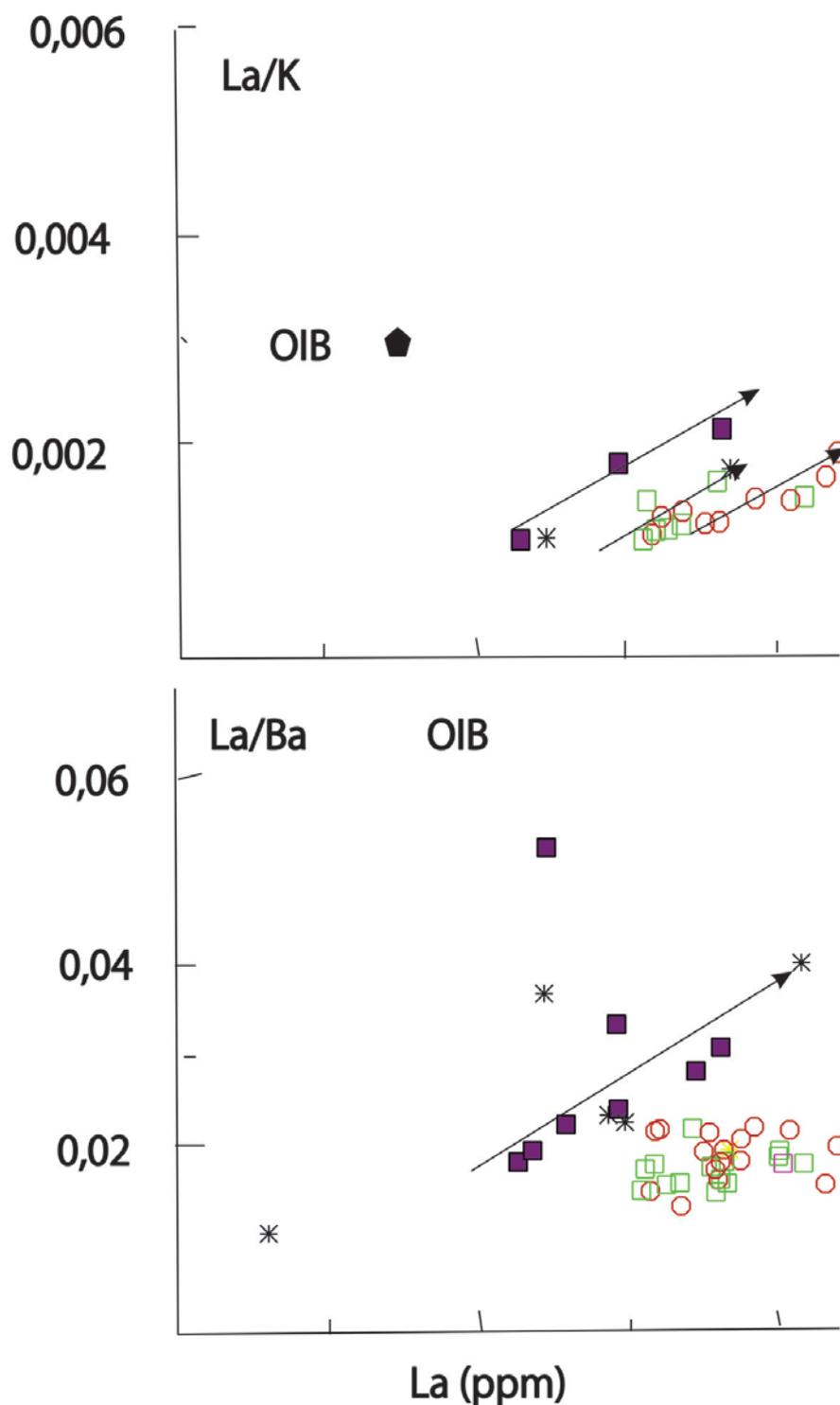


Figura 10.4 Diagrama a) La/K X La e b) La/Ba X La para as amostras do Batólito Serra do Catu. Unidades: Circulo aberto – Alcalifeldspato cinza; Quadrado fechado- Quartzo monzonito a monzogranito, Quadrado aberto- Quartzo sienito rosa e asterisco- Enclaves.

Como referido anteriormente, as características litogeoquímicas das unidades félsicas sugerem que estas representam fusão parcial de uma fonte heterogênea. As rochas apresentam assinatura variando de shoshonítica a ultrapotássica, apresentam elevadas razões TRL/TRP e LILE/HFSE, desenvolvem padrões que se superpõem aqueles desenvolvidos pelos enclaves, não apresentam características que tenham sofrido significativa contaminação crustal, mistura de magmas ou imiscibilidade de líquidos, e sugerem uma evolução por cristalização fracionada. Dentre as unidades félsicas, a unidade alcalifelspató sienito cinza apresenta elevados $\#Mg=43$ a 71 (média de $\#Mg\sim 60$), e moderados $Cr=130-184$ e $Ni=33-137$ e elevadas razões TRL/TRP e LILE/HFSE, sugerindo que o *melt* pode ter estado em equilíbrio com o manto metassomatizado, mas que durante a sua evolução/separação da fonte pode ter fracionado fases compatíveis com o Cr e Ni (p.ex clinopiroxênio) ou estes podem ter ficado retidos na fonte. Deste modo, as amostras da unidade alcalifelspató sienito cinza, que podem representar o líquido resultante da fusão parcial em equilíbrio do manto metassomatizado e o qual pode ter ficado em equilíbrio com a mineralogia do manto, foram inseridas nos diagramas da Figura 10.4 e 10.5, para avaliar a mineralogia da fonte que estaria em equilíbrio com o líquido durante a fusão parcial. Na Figura 10.4 observa-se que a unidade alcalifelspató sienito cinza desenvolve *trend* positivo no diagrama La/K X La e um *trend* levemente positivo, quase plano no diagrama La/Ba X La, sugerindo que a fase potássica estava presente na fonte da unidade alcalifelspató sienito cinza. Na Figura 10.5 as amostras se distribuem ao longo do *trend* para anfibólio, portanto sugerem que o líquido/*melt* poderia ter estado em equilíbrio com o anfibólio na região fonte. Esta mesma observação de presença de anfibólio na região fonte é apontada para as demais unidades, mas como estas não apresentam características convincentes de que o *melt* tenha estado em equilíbrio com o manto, as interpretações são duvidosas.

Nos diagramas para os elementos terras raras normalizados ao condrito (Figura VIII.11) observa-se que as amostras dos enclaves lamprofíricos desenvolvem para os TRM e TRP um padrão com conexão para cima (convexo), onde os TRP mostram um padrão aproximadamente plano nos TRP (TRP ~ 10) e o enclave hornblendítico mostra um padrão empobrecido nos TRP (TRP ~ 6). A presença de granada no resíduo, no tempo da fusão, é interpretada a partir da baixa concentração dos TRP (<10 vezes o condrito) e das elevadas concentrações de terras raras leves (>100; (McKenzie & O'Nions, 1991, Furmann & Grahana, 1999, Guo et al, 2004). Deste modo, os padrões dos TRL>100 e padrões planos dos TRP ~ 10 (com $Yb_N=9,9$) nos enclaves lamprofíricos sugerem que na sua região fonte provavelmente não tinha granada, portanto este modelo é consistente com a presença de espinélio residual na fonte fundida, entretanto, o padrão do enclave hornblendítico padrões de TRP<100 e desenvolvimento de um padrão levemente empobrecido no TRP e $Yb_N\sim 6$, sugerindo a presença de granada residual na sua região fonte, sugere portanto que a fusão

da região fonte ocorreu em níveis crustais diferentes. Nos enclaves lamprofíricos em uma amostra foi encontrada a flogopita, sugerindo que este mineral representa a fase potássica do manto e que este pode ter estado em equilíbrio com o manto. A presença deste mineral na ausência de granada, de acordo com Edgar et al. (1976), limita a profundidade da fonte

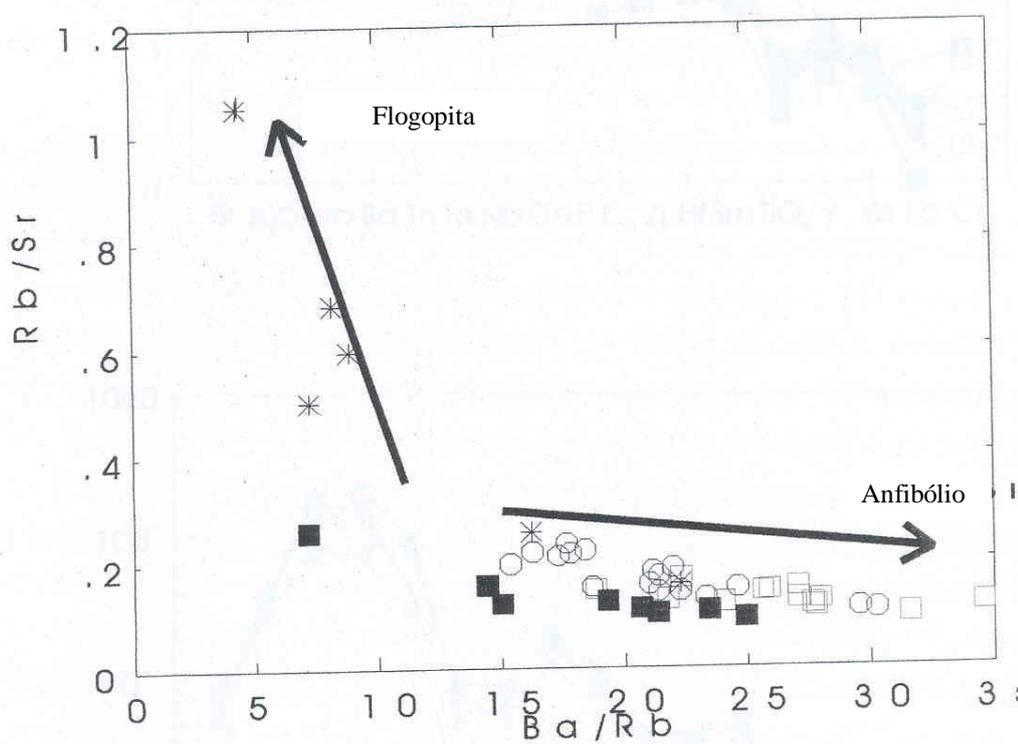


Figura 10.5 Diagrama Rb/Sr X Ba/Rb, diferenciando *trends* com anfibólio e flogopita (Xu et AL., 2001). Legenda - Unidades: Circulo aberto – Alcalifeldspato cinza; Quadrado fechado- Quartzo monzonito a monzogranito, Quadrado aberto- Quartzo sienito rosa e asterisco- Enclaves.

a $P < 2,5 \text{ GPa}$. Os padrões mostrados pelas unidades félsicas se sobrepõem aqueles desenvolvidos pelos enclaves lamprofíricos e portanto sugerem a mesma interpretação de que na fonte fundida a fase mineral residual foi o espinélio.

Estes padrões de terras raras também mostram a ausência de anomalias significativas de Eu sugerindo que o plagioclásio não foi uma fase mineral importante no fracionamento das unidades e, como esta é uma feição comum a todas as unidades e enclaves, sugere-se que esta feição reflita as características da fonte.

Para verificar a natureza do manto antes do processo de enriquecimento metassomático, os enclaves foram normalizados ao MORB (Pearce, 1983). Nestes diagramas verifica-se que as amostras desenvolvem padrões caracterizados pelo enriquecimento nos LILE (Figura 10.6), os quais podem ter sido controladas ou é uma

função da fase fluida aquosa, mas como estes elementos são concentrados na crosta continental, estes elementos (LILE) podem estar representando a assinatura de fluidos aquosos liberados da crosta oceânica (sedimentos) subductados, os quais metassomatizaram o manto. O padrão formado pelos HFSE e a concentração do Yb situa-se ligeiramente abaixo dos valores do MORB e como estes elementos são considerados imóveis, a concentração destes é controlada pela química da fonte e dos processos *melt* que ocorreram durante a evolução da rocha. Deste modo, estes resultados parecem refletir a química da fonte, sugerindo que a fonte apresentava características de manto depletado. De acordo com Foley et al. (1987) o reconhecimento de fontes depletadas pode ser feito através da assinatura química de alguns elementos, tais como Cr, Al, e Na, onde a fusão de manto depletado produziria magmas com menores teores de Al, Ca e Na, mas mais elevados #Mg, Ni e Cr que os magmas derivados de fontes mais férteis. Neste sentido, observa-se que as rochas lamprofíricas do Batólito Serra do Catu apresentam baixos teores de Al, Ca e Na e alto de Cr, Ni e #Mg sugerindo que antes do evento de metassomatismo o manto tinha características de manto empobrecido. As unidades félsicas quando normalizadas ao MORB (Figura 10.6) desenvolvem padrões com modelos bastante similares com aqueles dos enclaves, ou seja, com características de manto depletado e mostrando pequenas diferenças nas concentrações do Sr que são ligeiramente mais elevadas de Sr e de Rb e P₂O₅ que são um pouco menores nas unidades félsicas.

Estas observações sugerem que os magmas que deram origem aos enclaves lamprofíricos foram gerados a partir da fusão parcial de um manto metassomatizado, provavelmente com composição flogopita-espinélio-peridotito, cuja interpretação é corroborada pela presença de flogopita na moda do enclave lamprofírico e pelos padrões de TR. Estas características sugerem que o *melt* gerado estava em equilíbrio com o espinélio e com a flogopita e que este foi gerado em regiões de profundidades relativamente rasas. Esta região fonte é heterogênea, pois os enclaves hornblendíticos apresentam características que sugerem uma fonte em equilíbrio com granada, e estes enclaves mostram frequentes texturas de dissolução parcial tipo “spongy celular” (Foto V.19A). Para a unidade alcalifelspato sienito cinza é sugerido que a fonte provavelmente foi um manto metassomatizado onde o *melt* gerado pode ter estado em equilíbrio com o anfibólio potássico e o espinélio, portanto é sugerido um manto metassomatizado de composição anfibólio potássico (Pargasita?) ± flogopita espinélio peridotito.

O Batólito Serra do Catu apresenta marcantes anomalias negativas nos HFSE (Ti, Nb, Ta e P). As fortes anomalias negativas de Nb e Ti representam, segundo Ringwood (1990), a contribuição da placa subductada na geração dos magmas ou podem refletir o fracionamento de apatita e ilmenita. As anomalias de TNT (Ti-Nb-Ta) também são feições de arco de ilha e é sugerido que processos de subducção antiga sejam os responsáveis

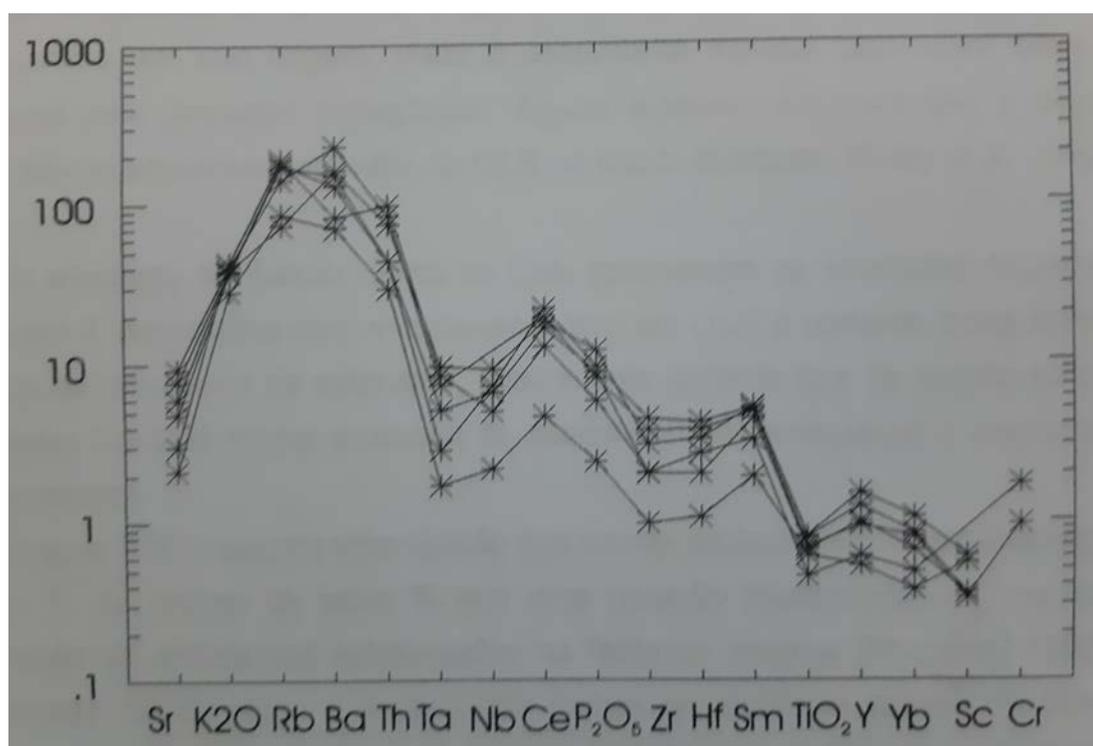
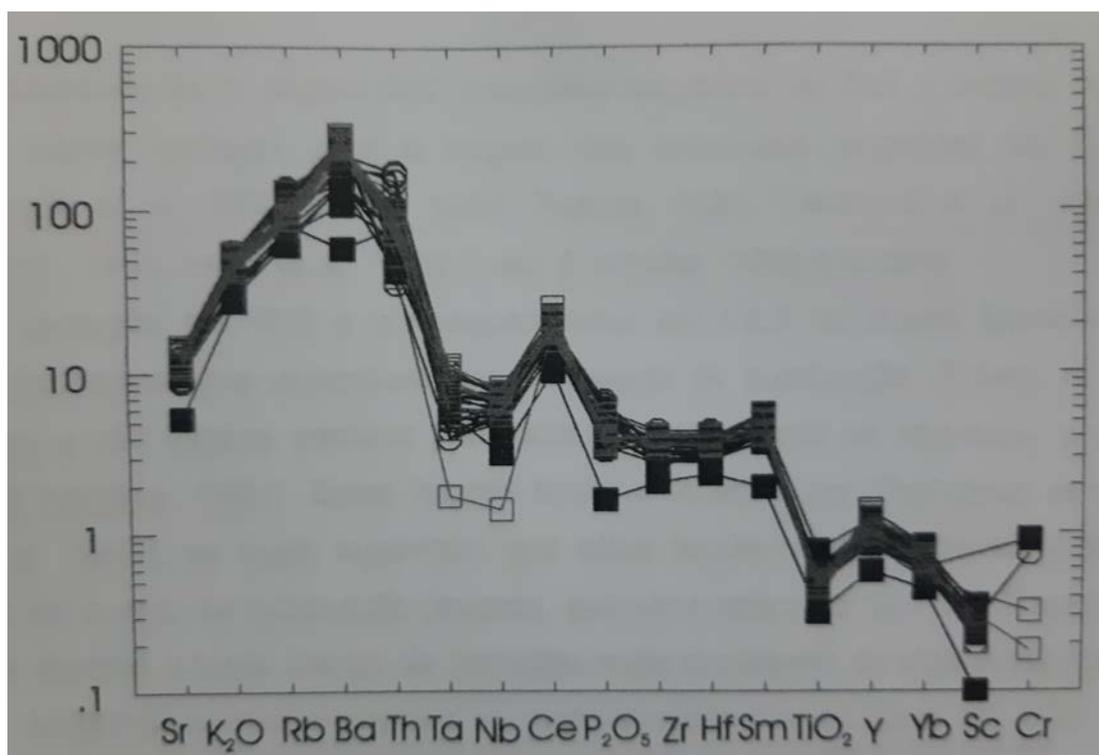


Figura 10.6 - Diagrama multielementar normalizado ao MORB (Pearce, 1983) para a) as unidades félsicas e b) enclaves, do Batólito Serra do Catu. Legenda - Unidades: Circulo aberto - Alcalifeldspato cinza; Quadrado fechado- Quartzos monzonito a monzogranito, Quadrado aberto- Quartzos sienito rosa e asterisco- Enclaves.

pelo metassomatismo. A origem das anomalias negativas de TNT é menos certa e foram propostos vários modelos para a origem das anomalias negativas de Ti, Nb e Ta (Hawkesworth et al., 1977; Green, 1981; Pearce, 1983, Venturelli et al., 1984; Ellan & Hawkesworth, 1988; Hergt et al., 1989; Foley & Wheller; 1990 e outros).

A depleção em TNT e o enriquecimento em LILE no manto litosférico tem sido reconhecida como uma assinatura dos processos de subducção (Tirlwall et al., 1984 e referências) e são feições comuns para suites shoshoníticas do arqueano e mais jovens (Bourne & Heurreux, 1991). Estas feições foram discutidas por Thompson et al. (1983) e Fitton et al. (1991), os quais sugeriram que estas feições ocorrem devido a liberação de fluidos de um evento de subducção precoce, quando a retenção de Nb e Ti na titanita, rutilo e ilmenita, durante a fusão parcial de camadas mais superiores do *slab* subductado poderia causar a deficiência destes elementos no *melt* hidratado (Saunders et al., 1980, Ringwood, 1990).

As elevadas concentrações em LILE, TR, e os empobrecimentos em HFSE e a assinatura enriquecida em Sr e a assinatura de empobrecimento em Nd indicam que a fonte mantélica foi enriquecida em sua origem, onde a assembléia mineral com volátil deve ter sido responsável pela evolução radiogênica. Alguns autores sugerem que a flogopita e o anfibólio são os principais depósitos de LILE no manto litósferico (Foley et al. 1996, Ionov et al, 1997).

As amostras do Batólito Serra do Catu apresentam as anomalias negativas em Ti-Nb-Ta e em P associadas com o enriquecimento em LILE e, portanto, estas apresentam a assinatura de processos de subducção, confirmando que na porção sul do Batólito Águas Belas-Canindé houve processo de subducção que enriqueceu o manto através do metassomatismo.

Rogers (1992) sugeriu uma divisão das rochas potássicas e ultrapotássicas em baixo Ti e alto Ti. As rochas de baixo Ti têm uma geração relacionada ao envolvimento da incorporação de sedimentos subductados na fonte do magma (Peccerillo, 1990, Rogers, 1992, Nelson, 1992), como é o caso das rochas da província Italiana (Rb/Sr=0,2-0,4 e Th/U=4-5) e do noroeste da China (Rb/Sr=0,19 e Th/U=4,9). O Grupo de alto Ti caracteriza-se por não mostrar fracionamento em LILE/HFSE, mostra moderada razão Rb/Sr<0,1 e tem alta a moderada razão Th/U (5-7) e considera-se que a sua geração está relacionada a rifteamento intraplaca (Rogers, 1992).

As rochas do Batólito Serra do Catu se enquadram no grupo daquelas rochas de baixo TiO₂, evidenciado pelos teores de TiO₂ variando de 0,47%-1,15%, nas unidades félsicas, e de TiO₂ = 0,67%-1,03% nos enclaves. Mostra enriquecimento em terras raras leves e empobrecimento em HFSE, tem alta razão Rb/Sr (média 0,15), e moderada razão Th/U (média 5,96). Estes valores são um pouco diferentes daqueles encontrados nas rochas

potássicas e ultrapotássicas plioceno-quadernária da Província Italiana e de plutões shoshoníticos de idade Caledoniana média a superior do noroeste da China (Jiang et al , 2002 e Rogers 1992) e tendem a se assemelhar em termos das razões Rb/Sr e Th/U com aqueles cuja geração está relacionada ao rifteamento intraplaca.

Deste modo, a geração do Batólito Serra do Catu pode estar relacionada à liberação de fluidos hidratados a partir dos sedimentos que foram subductados no manto, mas não a incorporação dos sedimentos. Para uma avaliação do efeito dos fluidos metassomáticos na região fonte devem ser usados os elementos traços Nb e Zr, pois estes são elementos imóveis ou insolúveis, e, portanto, se fizermos uma comparação entre as razões dos elementos compatíveis (Zr/Y e Nb/Y) e entre os TR leves e pesados do Batólito Serra do Catu podemos observar que há variação entre eles (Tabela 10.1).

Para as unidades félsicas as razões Ce/Y=5,48-6,48, Zr/Y= 9,11-10,66, Nb/Y=0,611-0,68 e TRL/TRP = 20,77-22,81, cuja variação é muito pequena, sugerem que estas tem uma afinidade magmática. As amostras dos enclaves lamprofíricos apresentam Ce/Y=6,52 Zr/Y= 9,24, Nb/Y=0,85 e TRL/TRP=18,11 e a do enclave anfibolítico Ce/Y=2,91, Zr/Y= 5,51, Nb/Y=0,47 e TRL/TRP =9,47. Estes valores diferentes entre as unidades e os enclaves sugerem que a região fonte possui uma heterogeneidade composicional.

A contribuição/contaminação da região fonte mantélica por um componente sedimentar pode ser avaliada através das razões dos elementos traços. Miller et al. (1999) estudando rochas vulcânicas potássicas do Tibet identificaram para estas, razões de elementos traços cuja assinatura sedimentar estaria refletida nas razões baixas de Sr/Nd (4,0-7,2), baixa Nb/La (0,21-0,52), elevada Ce/Sr (0,2-0,4), alta Th/Ta (40-129), alta Th/La (1,0-2,3) e na anomalia negativa de Eu que não está relacionada ao fracionamento de plagioclásio. Comparando estes valores obtidos por Miller et al. (1999) com aqueles do Batólito Serra do Catu (TABELA 10.1) observa-se que as razões Sr/Nd são altas para as unidades félsicas e mais baixas para os enclaves se aproximando aos valores do padrão, Nb/La para todas são baixas e se assemelham aquelas observadas por Miller et al (1999), Ce/Sr são baixas para as unidades félsicas e os enclaves apresentam altos teores semelhantes aos de Miller et al (1999), Th/Ta e Th/La mostram teores baixos em relação ao padrão de comparação. A análise preliminar indica que as amostras do Batólito Serra do Catu sugerem possuir uma assinatura sedimentar, mas esta não é forte, e provavelmente reflete uma pequena contribuição sedimentar no manto metasomatizado que deu origem as rochas do Batólito Serra do Catu.

De acordo com Feldstein & Lange (1999), na literatura a baixa razão Ba/Rb na petrogênese de arco de ilha é atribuída a baixa contribuição de sedimentos e Menzies et al (1991) refere-se que os altos valores de Ba/Zr estão associados com manto litosférico rico em Ba produzido por processo de suprasubducção. McCulloch & Gamble (1991) indicam

que os sedimentos pelágicos tem razões Ba/Rb altas (~135), e Feldestein & Lange (1999) ressaltam que existem depósitos de barita distribuídos ao longo do assoalho oceânico e que estes devem contribuir para os variados conteúdos de Ba nos fluidos derivados do *slab*, e sugere que as elevadas razões Ba/Rb podem representar uma contribuição significativa de sedimentos pelágicos e/ou barita. Duceo & Saleeby (1996) sugerem que o alto Ba/Rb pode ser causado pela incorporação de pequenos graus de fusão parcial da crosta inferior afundada.

Associada a esta observação tem-se que as amostras das unidades félsicas do Batólito Serra do Catu e dos enclaves apresentam razões Ba/Rb ~22 e ~9, respectivamente, que são semelhantes aqueles encontrados em basaltos de arco de ilha (<30, McCulloch & Gamble, 1991) e estas razões são características de fonte com baixa contribuição de sedimentos.

10.4 MODELO DE GÊNESE DE ROCHAS POTÁSSICAS

O magmatismo potássico tem sido estudado desde o início do século XX, onde várias hipóteses foram advogadas para a sua origem (Daly, 1910; Rittman, 1933, Holmes, 1950, Harris 1957, O'Hara & Yoder 1967 e Kay & Gast 1973).

Na década de 80, evidências diretas da composição heterogênea do manto surgiram através os estudos petrográficos de xenólitos mantélicos de kimberlitos e de erupções de álcali-basaltos nos quais estavam presentes minerais ricos em LILE, tais como flogopita, anfibólio e apatita os quais estariam concentrados em veios ou dispersos na rocha (Bailey, 1982; Menzies & Hawkerworth, 1987 Mitchell, 1988). A partir disto surgiu o conceito de *mantle metassomatism* (Menzies & Hawkerworth, 1987) que propõe a existência de um manto anômalo enriquecido a partir mudanças metassomáticas e transferência gasosa de magma derivado da crosta ou manto.

O metassomatismo comumente é atribuído a *melts* carbonáticos, carbonato-silicato, silicato rico em Fe-Ti ou *melt* silicático rico em alcalis (Grégoire et al., 2001), mas também pode ser metassomatizado por *melt* hidratado (McInnes & Cameron, 1994, McInnes et al., 1999, Grégoire et al., 2001).

A natureza e origem dos agentes metassomatizantes ainda é discutível mas em termos gerais, há duas possibilidades extremas: fluidos gasosos de baixa densidade ou *melts* silicáticos onde, de acordo com estudos experimentais e teóricos os *melts* carbonáticos e silicáticos de baixa viscosidade migram mais facilmente que os fluidos gasosos nas condições do manto superior.

McKenzie (1989) reconheceu que os magmas alcalinos seriam derivados da camada de Limite Mecânico (MBL) a qual forma a litosfera a baixo dos continentes. De acordo com

McKenzie (1989) o enriquecimento do manto litosférico em elementos por processos metassomático deve-se a liberação de fluidos hidratados do manto superior profundo em frações menores que 1% de *melt* e que podem migrar e congelar no manto litosférico frio produzindo veios. O fato destes *melts* serem formados por pequenos graus de fusão parcial do manto, eles devem ser ricos em elementos incompatíveis e voláteis. McKenzie & Bickle (1988) também discutiram que o *melt* parcial hidratado liberado da astenosfera e congelado no MBL formaria uma camada metassomática rica em flogopita na litosfera. Este *melt* metassomático deve ser rico em elementos incompatíveis, em componentes voláteis e altas razões de elementos tendo diferentes graus de compatibilidade (p.ex. Rb/Sr, Nd/Sm). Dados experimentais mostram que a mobilidade de LILE e terras raras leves nos *melts* hidratados sob condições do manto são mais altas que aquelas de HFSE e TRP, respectivamente (Tatsumi et al, 1986, Ayers & Egger, 1995, Brenan et al, 1995).

Durante o resfriamento do *melt* metassomático são produzidos veios ricos em flogopita e K-richterita podendo conter apatita. Durante a sua cristalização, fluidos gasosos são liberados, entram nas encaixantes e causam um metassomatismo pervasivo em torno dos veios. Neste contexto, os minerais metassomáticos têm menores temperaturas de fusão que a encaixante e os magmas potássicos podem ser gerados por distensão crustal ou ascensão da isoterma, devido a entrada/ascensão de *hot spot*, que produziriam a fusão parcial dos veios.

O número de veios presentes dentro do manto litosférico seria uma função da história de fusão parcial prévia, do domínio mantélico localizado, e do tempo envolvido. Deste modo, camadas metassomáticas espessas podem se formar sob crátons, enquanto que elas seriam mais finas ou inexistiriam sob crosta oceânica jovem. Assim, dependendo do ambiente tectônico a origem dos agentes metassomáticos pode variar onde, nas áreas cratônicas podem ser provenientes da fusão parcial do manto sublitosférico e, em áreas orogênicas são produtos de fluido de *melt* que são liberados do *slab* subductado. Portanto é razoável que agentes metassomáticos de diferentes origens tenham composições isotópicas e geoquímicas distintas, onde os *melts* e fluidos de áreas orogênicas ativas ou antigas apresentam-se caracterizados por altas razões LILE/HFSE possivelmente como uma consequência de retenção de fases residuais ricas em HFSE durante a fusão do *slab*. Mas, como uma grande variedade de material subductado deve estar envolvido no metassomatismo do manto superior (basalto do assoalho oceânico variavelmente alterado, sedimentos marinhos profundos) ou durante a colisão continental, crosta continental afinada (fina), os agentes metassomáticos podem ter composições isotópicas e geoquímicas igualando-se àqueles de rochas da crosta superior e estas características serão herdadas pelo magma potássico (Peccerillo, 1990, Conticelli & Peccerillo 1992).

Para explicar a origem dos *melts* ultrapotássico a partir de manto heterogêneo Foley (1992) desenvolveu o modelo *Vein-plus-Wall-rock* (veio mais encaixante). Este modelo que pode ser usado para basaltos e outras rochas alcalinas, integra várias evidências petrogenéticas. O modelo (Figura 10.7) consiste na fusão da litosfera venulada, onde os veios na litosfera teriam sido formados pela solidificação de frações de *melts* extremamente pequenas originadas a partir do MBL (*Mechanical Boundary Limits*) conseqüentes de processos de fusão multi-estágio, profundos e precoces, conforme referida por McKenzie (1989). A fusão da litosfera venulada estaria localizada acima do regime de fluxo poroso, na região onde o fluxo canalizado domina a mobilização do *melt* em grande escala. Estes veios teriam assembléia mineral rica em clinopiroxênio e mica, mas seria variável em larga escala incluindo composições mais diferenciadas, e as encaixantes destes seriam os peridotitos. O *melt* ultrapotássico seria gerado pela fusão dos veios e a fusão se expandiria para incluir as encaixantes por uma combinação dos dois mecanismos de hibridização do *melt*: a) fusão de solução sólida dos minerais dos veios; b) dissolução dos minerais da encaixante. Neste mecanismo o fração *melt* inicial dos veios penetraria as encaixantes seguida depois pela dissolução dos minerais da encaixante (olivina e/ou ortopiroxênio), que ocorreria a temperaturas menores que as suas reais temperaturas de fusão, imprimindo assim um componente refratário da encaixante para a composição do *melt*. A remobilização de muitas gerações de veios explicaria a ocorrência, dentro de um espaço restrito de tempo, de rochas com características geoquímicas as quais são geralmente pensadas indicar ambientes tectônicos contrastantes. A química do *melt* híbrido produzido pela fusão da fonte venulada será dependente do tempo de separação do *melt* da região fonte e do tamanho efetivo da região fonte. O processo de fusão que faria ascender o magma ultrapotássico seria confinado inicialmente aos veios com micas e, em seguida seriam incorporados os componentes das encaixantes e isto explicaria a aparentemente contraditória incorporação de um nos *melts* potássicos (Fraser & Hawkesworth 1992) mais do que um componente predominantemente astenosférico como seria esperado a partir da fusão em um regime termal de um *hot spot* impingindo a base da litosfera (Arndt & Chistensen, 1992).

O alto Sr e baixo Nd característico das rochas potássicas pode ser derivado da evolução com o tempo da razão alto Nd/Sm e Rb/Sr do material do veio ou da entrada de *melts* ou fluidos que são liberados do material da crosta superior trazidos para o manto como um resultado do processo de subducção (Peccerillo, 1992).

Fora a origem astenosférica com frações extremamente pequenas de *melt*, muitas explicações apelam para o reservatório conhecido de potássio na crosta devido a diferenciação inicial da terra. Isto requer o envolvimento de um componente crustal reciclado, ou material subductado incompletamente homogenizado ou envolvimento direto de crosta subductada recentemente.

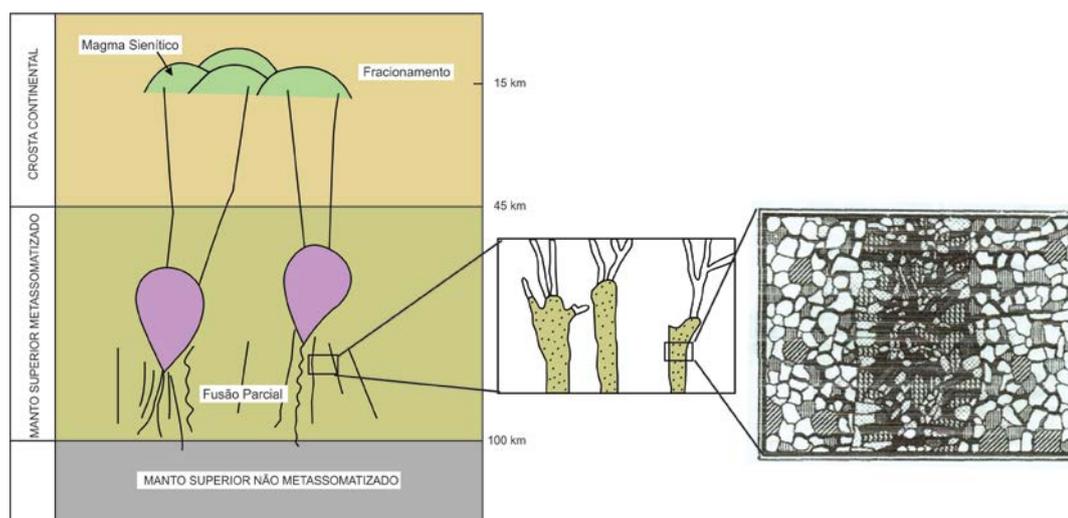


Figura 10.7 - Diagrama esquemático com o modelo *Vein-plus-Wall-rock* (veio mais encaixante) proposto por Foley (1992) para explicar a origem dos *melts* ultrapotássicos. Detalhes no texto.

O papel da subducção na gênese de rochas ricas em potássio tem sido debatido e o possível envolvimento de costa superior tem sido debatido

O objeto contínuo de debate na gênese de magma rico em potássio é a natureza e a importância da rocha subductada, e está centrada no tipo de rocha (crosta continental superior, sedimentos oceânico ou parte mais profundas da litosfera subductada), no processo de mistura ou fusão dentro do manto e o papel de minerais residuais, se algum, durante a fusão parcial. A incorporação de rochas da crosta superior na fonte mantélica pode ocorrer por subducção de sedimentos oceânicos (Nelson, 1992) ou ser devido a *underthrust* de lascas de material continental nos primeiros estágios de colisão continental (Van Bergen et al., 1992).

A assimilação de rochas crustais durante a ascensão de magmas não é favorecida como um processo de primeira ordem por alguns autores (Peccerillo, 1992; Van Bergen et al., 1992) mas é considerada provável por outros (Robert et al., 1992).

Os magmas máficos potássicos e ultramáficos não podem ser derivados de manto peridotítico normal, mas a fonte deve ser fortemente enriquecida em elementos incompatíveis e deve ter quantidades consideráveis de minerais ricos em elementos incompatíveis como micas e anfibólios.

Entretanto a natureza e a fonte de processo de enriquecimento (provavelmente acompanhando fluido e *melt* e materiais subductados bem como materiais derivados do manto) o tempo do processo de enriquecimento e as condições de fusão para produzir os vários tipos de *melts* K e ultrapotássico permanecem sob debate.

A explicação adequada para muitas características geoquímicas e isotópicas das rochas potássicas são proporcionadas pelo metassomatismo do manto, mas outras características relevantes requerem a integração das hipóteses metassomáticas e os estudos experimentais tem fornecido os dados para as explicações aos problemas.

10.5 ALGUNS ESTUDOS EXPERIMENTAIS

Estudos experimentais em sistemas naturais (Edgard 1987; Edgard & Vukadinovic 1982, Foley 1992) demonstraram que muitos magmas ultrapotássicos estavam em equilíbrio à alta pressão com assembléia flogopita piroxenito, mais do que com peridotitos normais. Além disto, modelamentos geoquímicos teóricos mostraram que era necessário considerar uma fonte de manto enriquecido para explicar a concentração de elementos incompatíveis em basaltos potássicos. Estas evidências levaram a conclusões de que o manto superior é heterogêneo em pequena escala devido a introdução de agentes metassomatizantes que são ricos em elementos incompatíveis.

Estudos experimentais de Wendland & Egger (1980) em flogopita peridotito mostraram que a presença de pequena quantidade de volátil e o pequeno grau de fusão parcial poderia produzir magmas potássicos e que dependendo da pressão e da composição da fase fluida podem ser gerados vários graus de saturação em sílica nos magmas potássicos.

A única fusão parcial relevante de mica clinopiroxenito é de Lloyd et al (1985) a qual mostra que incrementos da composição do *melt* inicial difere grandemente daqueles de peridotito. Os *melts* são fortemente alcalinos e permanecem assim até graus de fusão maior que 30%, e os titanatos também permanecem assim estáveis no resíduo a altos graus de fusão.

Edgar & Vukadinovic (1982) discutiram as interações metassomáticas entre o fluido e o manto peridotítico e descreveram diferentes produtos mineralógicos dependendo da composição. Verificaram que *melt* rico em água resulta em produtos ricos em flogopita e piroxênio e que *melts* ricos em carbonato resultam em Wehrlito rico em Olivina.

Foley (1992) concentrou sua atenção à mineralogia da região fonte e concluiu que o conteúdo de voláteis e o estado de oxidação na fonte de muitas rochas ultrapotássicas são bem caracterizadas. Para o autor, lamproitos são formados em condições redutoras onde H₂O é o principal volátil, mas os kamafugitos subsaturados em sílica devem vir de fonte mantélica mais oxidada com abundante CO₂. Eles também concordaram que assembléias ultramáficas não peridotíticas ricas em micas e em alguns casos clinopiroxênio, devem mostrar um papel importante na gênese dos magmas. Estas assembléias estariam

concentradas em veios, então a região fonte seria heterogênea na escala de poucos centímetros.

As determinações experimentais do *solidus* do manto superior no manto e a composição do *melt* perto do *solidus* tem sido o tema da pesquisa com ênfase a composições anidras e o grande efeito das pequenas quantidades de água ou fluidos C-H-O (Conceição & Green, 2004)

Estudos experimentais do sistema leucita-olivina-quartzo sob condições anidras (Conceição & Green, 2000) mostram que a fusão parcial de harzburgito potássico a 2 Gpa e temperaturas em torno de 1200^o C resultaram em líquido altamente potássico saturado a supersaturado em sílica. Isto é contrastante com os sistemas cálcico e sódico no qual *melts* próximos ao *solidus* coexistindo com olivina e enstatita, são subsaturados em sílica (Ne normativos) a ≥ 1 Gpa. (sistema sódico) ou saturado em sílica (Hy + Ol normativos) e rico em olivina a ≥ 1 Gpa (sistema cálcico; Walter & Presnall, 1994).

De acordo com Conceição & Green (2004) Pargasita e/ou flogopita são fases minerais resultantes de processo metassomático e na presença de OH⁻ no manto da terra a pargasita é a hospedeira para o potássio nas composições do lherzolito com significantes conteúdos de Na, Al, Ti, K, Ca.

Conceição & Green (2004) através de estudos experimentais exploraram a possibilidade de que os complexos sieníticos potássicos e as rochas vulcânicas potássicas com alto K/Na e moderado a alto SiO₂ poderiam ser resultantes da fusão parcial direta de lherzolito ou harzburgito metassomatizados contendo pouca flogopita, com segregação de magma de baixa pressão. Para isto, utilizaram um modelo de Lherzolito metassomatizado com composição flogopita + pargasita + olivina+ ortopiroxênio+ clinopiroxênio+ espinélio ou granada (peridotito) saturado e subsaturado em condições de pressão de 0,5, 1,0 e 1,5 Gpa, e determinaram experimentalmente o *solidus* e o intervalo de fusão do peridotito metassomatizado e a estabilidade da pargasita e da flogopita acima do *solidus*. Estes autores demonstraram que o magma shoshonítico supersaturado em sílica com K/Na >1 pode ser produzido por decompressão com fusão por desidratação de flogopita pargasita lherzolito a pressões em torno de 1 Gpa. e temperaturas de 1075^oC. Estas condições experimentais podem ser pensadas como representante de condições no qual afinamento litosférico ou o diapirismo provocaria a fusão por decompressão de litosferas metassomatizadas. Estabeleceram que a fusão por decompressão de litosferas metassomatizadas a temperaturas de 1050^o C a 1150^o C ocorrerá a 1Gpa. A flogopita e pargasita irão desaparecer muito próximo ao *solidus* e a fase *melt* contem a água de ambas as fases. A combinação de H₂O, K₂O e outros elementos incompatíveis atuando como fluxo para a fusão significa que a fração *melt* formada próximo ao *solidus* é grande e este deixaria um lherzolito residual (Olivina+Ortopiroxênio+Clinopiroxênio+espinélio) e o *melt* seria

shoshonítico ($K_2O > Na_2O$) supersaturado em sílica e magnésiano. A ocorrência de tais magmas em algumas margens continentais convergentes pode ser consequência da fusão por decompressão da litosfera com flogopita previamente metassomatizada abaixo da crosta continental antiga. Se posicionado na crosta média a superior olivina, clinopiroxênio e plagioclásio se juntariam e poderia ser seguido pela reação de olivina+ líquido para formar flogopita/biotita.

Deste modo, magmas deste caráter são magmas parentais potenciais para os complexos sieníticos potássicos do Brasil (Conceição et al. 2000)

10.6 MODELO PARA A GÊNESE DO BATÓLITO SERRA DO CATU

A origem das rochas máficas potássicas e dos sienitos ainda não são bem compreendidos dada a diversidade de ambientes tectônicos que ocorrem, mas a geração de rochas shoshoníticas e ultrapotássicas são usualmente referidas como fusão de baixo grau de manto previamente enriquecido em potássio e elementos incompatíveis de origem crustal ou de materiais profundos (Mysen, 1982, Pearce, 1982, Venturelli et al, 1984, Foley et al., 1987 Pognate, 1990 e outros).

Baseado nas observações petrológicas acima, a geração do Batólito Serra do Catu pode ser modelada através da avaliação dos mecanismos de geração, segregação e ascensão e posicionamento deste magmatismo.

Começando com a observação de que todas as unidades e enclaves do batólito apresentam várias características em comum, tais como: elevados teores de K_2O , elevadas razões TRL/TRP, elevadas razões LILE/HFSE e empobrecimentos em Ti, Nb e Ta. Estas características indicam que estes magmas foram gerados por pequenos graus de fusão parcial de uma fonte com assinatura de subducção. A região provável para a geração dos magmas do Batólito Serra do Catu com as características de enriquecimento em LILE, TR e empobrecimento em HFSE é manto litosférico continental. As maiores concentrações em LILE tem sido atribuídas por Pearce (1983) ao enriquecimento do manto causado por um fluido ou *melt* derivado de crosta subductada ascendendo para a cunha do manto subjacente.

A geologia regional indica que as rochas potássicas do Batólito Serra do Catu podem ter sido geradas depois da colisão de microcontinentes Cráton São Francisco, Pão Açúcar e Terreno Pernambuco-Alagoas, onde nesta colisão pode ter havido subducção de material da crosta superior e os fluidos/*melts* desta poderiam ter sido liberados para o manto subjacente que ficaria enriquecido pela entrada de fluidos metassomáticos dentro do manto superior formando veios ricos em minerais metassomáticos (flogopita e anfibólio rico

em potássio). Estes veios ricos em minerais metassomáticos poderiam ter permanecido isolados por longos períodos geológicos.

Vários mecanismos tem sido proposto para a re-fusão destes veios para torná-lo disponível para ascender através da crosta. A fusão desta região metassomática poderia ter ocorrido por um aumento de temperatura (pluma ou *hot spot?*), pela entrada de fluidos ou por decompressão. Dentre estes o mais provável responsável pela fusão dos veios metassomático é a decompressão.

O Batólito Serra do Catu está situado ao longo de uma descontinuidade estrutural, provavelmente uma zona de cisalhamento de raiz profunda. Estes tipos de zona de cisalhamento associada com lamprofiros calcioalcalino foi estudado por Vaughan (1996) , o qual indicou que existe uma associação direta entre *simple shear* e magmatismo máfico rico em volátil e desenvolveu um modelo que contempla a decompressão adiabática, fusão concentrada no movimento da zona de cisalhamento verticalizada, condutos de magmas de raízes profundas, os quais são resultados necessários de atividade ígnea conjunta profunda.

Neste sentido, dada esta associação inferida entre zona de cisalhamento e magmas lamprofíricos, e estendida às observações da forma alongada do Batólito Serra do Catu, e algumas feições estruturais, sugere-se que o provável responsável pela fusão do manto litosférico pode ter sido uma zona de cisalhamento profunda, a qual pode ter sido gerada em episódios de retrabalhamento e reajuste de segmentos crustais no limite de terrenos posteriores a endentação que deu origem a configuração atual da faixa sergipana (Araujo et al. 2003). Estas zonas de cisalhamento podem ter atingido regiões profundas do manto atingindo a porção da litosfera metassomatizada causando a fusão por decompressão, onde foram gerados os magmas potássicos e ultrapotássicos, em uma associação de lamprofiros com sienitos e quartzo-monzonito.

Na caracterização da fonte, a partir dos dados litoquímicos, é indicado que os magmas que deram origem aos enclaves lamprofíricos foram gerados a partir da fusão parcial de um manto metassomatizado, provavelmente com composição flogopita-espínélio-peridotito e o *melt* gerado estava em equilíbrio com o espínélio e com a flogopita, sugerindo que este foi gerado em regiões de profundidades relativamente rasas. Esta região fonte é heterogênea, pois os enclaves hornblendíticos também apresentam características que sugerem uma fonte em equilíbrio com granada, e estes enclaves mostram freqüentes texturas de dissolução parcial tipo *spongy celular* (Foto V.19A). Para a unidade alcalifelspato sienito cinza é sugerido que a fonte provavelmente foi um manto metassomatizado onde o *melt* gerado pode ter estado em equilíbrio com o anfibólio potássico e o espínélio, portanto é sugerido um manto metassomatizado de composição anfibólio potássico (Pargasita?) ± flogopita espínélio peridotito.

As características litogeoquímicas sugerem fortemente que os magmas progenitores das unidades e dos enclaves apresentam as mesmas características e indicam que o manto antes do metassomatismo era depletado e que o magma gerado estava em equilíbrio com espinélio peridotito.

Para o Batólito Serra do Catu, situado ao longo de uma descontinuidade estrutural, o provável responsável pela fusão do manto litosférico deve ter sido uma zona de cisalhamento profunda, a qual pode ter sido gerada em episódios de retrabalhamento e reajuste de segmentos crustais no limite de terrenos posteriores a endentação que deu origem a configuração atual da faixa sergipana (Araujo et al. 2003). Estas zonas de cisalhamento podem ter atingido regiões profundas do manto atingindo a porção da metassomatizada da litosfera causando a fusão por decompressão, onde foram gerados os magmas potássicos e ultrapotássicos. Para explicar o processo de fusão parcial dos veios metasomáticos e geração de rochas ultrapotássicas, Foley (1992) apresentou o modelo *Vein-plus-Wall-rock* (veio mais encaixante) que consistiria na formação de *melts* ultrapotássico gerados da litosfera venulada, através processos de fusão multiestagio. Neste processo, a fusão da litosfera venulada estaria localizada na região onde o fluxo canalizado (Veios) domina. O *melt* ultrapotássico seria gerado pela fusão dos veios e a fusão se expandiria para incluir as encaixantes por uma combinação dos dois mecanismos de hibridização do *melt*: a) fusão de solução sólida dos minerais dos veios b) dissolução dos minerais da encaixante. Neste mecanismo o fração *melt* inicial dos veios penetraria as encaixantes seguida depois pela dissolução dos minerais da encaixante (olivina e/ou ortopiroxênio), que ocorreria a temperaturas menores que as suas reais temperaturas de fusão, imprimindo assim um componente refratário da encaixante para a composição do *melt*. A química do *melt* híbrido produzido pela fusão da fonte venulada será dependente do tempo de separação do *melt* da região fonte e do tamanho efetivo da região fonte. O processo de fusão que faria ascender o magma ultrapotássico seria confinado inicialmente aos veios com micas e depois seria incorporado os componentes das encaixantes e isto explicaria a aparentemente contraditória incorporação de um nos *melts* potássicos (Fraser & Hawkesworth 1992).

Admitindo este modelo de geração dos magmas do Batólito Serra do Catu, advoga-se que a fusão parcial do manto se daria em pequenas proporções e em regiões heterogêneas do manto, resultando, desta fusão parcial, diferentes grupos de magmas. Cada grupo de magma gerado, ao atingir as condições propícias, foi segregado de sua região fonte e ascenderia através das próprias zonas de cisalhamento profundas, as quais provavelmente canalizaram os magmas gerados, funcionando como conduto e permitindo a ascensão relativamente rápida dos magmas de sua região de geração até o local de posicionamento, sem que houvesse a interação com as encaixantes. Durante a sua

ascensão estes magmas podem ter sofrido processo de cristalização fracionada, que parece ter sido o principal processo de evolução destes magmas que, ao cristalizarem produziram as diferentes unidades observadas no Batólito Serra do Catu. Durante a sua ascensão estes magmas podem ter sofrido a injeção de magmas lamprofíricos que nos níveis mais profundos da zona de cisalhamento e durante a ascensão pode ter se misturado mecanicamente com as unidades félsicas, constituindo os enclaves amplamente dispersos. Durante a ascensão cada conjunto de magma que ascendeu individualmente, separados por pequenos intervalos de tempo, podem ter sofrido resfriamento e o contraste de temperatura com as encaixantes pode não ter sido muito elevado, justificando a ausência de metamorfismo de contato, e de mistura com as encaixantes, promovendo o contato é brusco.

As características de campo indicando contemporaneidade entre os diferentes grupos de magmas reforçam a interpretação de coalescência dos diferentes pulsos de magmas em um mesmo local de posicionamento, reforçam a interpretação de posicionamento ao longo de zona de cisalhamento profunda.

O mecanismo e o regime tectônico vigentes durante a colocação e o resfriamento do Batólito Serra do Catu ainda não estão bem estabelecidos, mas como a idade do Batólito Serra do Catu é de $613 \pm 7,5$ Ma (unidades alcalifelspato sienito cinza) sugere-se que esta provavelmente reflita a idade do segundo episódio de reativação de zonas de cisalhamento de baixa temperatura ($\sim 350^\circ$ C) que ocorreu a 615 ± 4 Ma e 611 ± 4 Ma, sugerindo que o posicionamento do Batólito Serra do Catu esteja associado a episódios de uma tectônica de endentação (entre 635Ma e 595Ma) e soldagem dos terrenos Pernambuco-Alagoas, Poço Redondo–Marancó e Canindé, a qual retrabalhou as estruturas antigas por uma deformação de médio a alto ângulo, fortemente penetrativa, gerando zonas de cisalhamento transtensivas na direção NW-SE.

A fusão parcial de pargasita, flogopita peridotito foi examinada experimentalmente por Conceição e Green, (2004). Neste experimento os referidos autores exploraram a possibilidade de que os complexos sieníticos potássicos e as rochas vulcânicas potássicas com alto K/Na e moderado a alto SiO₂ poderiam ser resultantes da fusão parcial direta de lherzolito ou harzburgito metassomatizados contendo pouca flogopita, com segregação de magma de baixa pressão. Para isto, utilizaram um modelo de lherzolito metassomatizado com composição flogopita + pargasita + olivina+ ortopiroxênio+ clinopiroxênio+ espinélio ou granada (peridotito) saturado e subsaturado em condições de pressão de 0,5, 1,0 e 1,5 Gpa,. Estes autores demonstraram que o magma shoshonítico supersaturado em sílica com K/Na >1 pode ser produzido por descompressão com fusão por desidratação de flogopita pargasita lherzolito a pressões em torno de 1Gpa. e temperaturas de 1075°C. Estas condições experimentais podem ser pensadas como representante de condições no qual

afinamento litosférico ou o diapirismo provocaria a fusão por decompressão de litosferas metassomatizadas. Estabeleceram que a fusão por decompressão de litosferas metassomatizadas a temperaturas de 1050 a 1150°C ocorrerá a 1 Gpa. A flogopita e pargasita irão desaparecer muito próximo ao *solidus* e a fase *melt* contem a água de ambas as fases. A combinação de H₂O, K₂O e outros elementos incompatíveis atuando como fluxo para a fusão significa que a fração *melt* formada próximo ao *solidus* é grande e este deixaria um lherzolito residual (Olivina+Ortopiroxênio+Clinopiroxênio+espinélio) e o *melt* seria shoshonítico (K₂O>Na₂O) supersaturado em sílica e magnésiano. Deste modo magmas deste caráter seriam magmas parentais potenciais para os complexos sieníticos potássicos do Brasil (Conceição et al., 2000).

Estas composições utilizadas por Conceição & Green (2004) são muito semelhantes aquelas sugeridas como rocha fonte para unidades alcalifelspató sienito cinza que apresenta características litogeoquímicas de que estiveram em equilíbrio com a fonte, e portanto parecem corroborar as informações obtidas experimentalmente.

No estudo do Batólito Serra do Catu constatou-se através da litogeoquímica que todos os litotipos apresentam as mesmas características gerais de enriquecimento em LILE e TR, ou seja as mesmas características de região fonte, mas apresentam diferenças em termos de concentrações nos LILE e TR entre as unidades quartzo monzonito a monzogranito e as sieníticas (VER Capítulo 8), onde a primeira é menos enriquecida nos referidos elementos e mais enriquecida em máficos. Estas diferenças só poderiam ser explicadas em termos de diferença na composição (modal?) da região fonte (heterogeneidade), pois a concentração de elementos traços no líquido está relacionada a sua concentração na fonte.

11 CONCLUSÕES

O Batólito Serra do Catu está situado entre o batólito Águas Belas Canindé (Terreno Pernambuco-Alagoas), a norte, e o Terreno Canindé-Marancó, ao sul .

- Este Batólito, alongado na direção NW-SE, representa uma intrusão composta formada por três pulsos, representados pelas fácies félsica: (quartzo) alcalifeldspato sienito, fácies quartzo monzonito a monzogranito e fácies quartzo sienito a quartzo alcalifeldspato sienito, onde a fácies quartzo sienito a quartzo alcalifeldspato sienito forma faixas descontínuas e separam as fácies (quartzo) alcalifeldspato sienito e quartzo monzonito a monzogranito descritas acima. Nele também foram reconhecidos enclaves microgranulares máficos (lamprofíricos, hornblendíticos e dioríticos), enclaves cognatos e xenólitos.

- As fácies sieníticas são leucocráticas, equigranulares médias, com ocasionais fenocristais de alcalifeldspato (2cm) com distribuição aleatória e esparsa, onde a fácies (quartzo) alcalifeldspato sienito possui cor rósea e tonalidade acinzentada e a fácies quartzo sienito a quartzo alcalifeldspato sienito possui cor rósea e tonalidade avermelhada. A fácies quartzo monzonito a monzogranito é leucocrática a mesocrática, de cor verde acinzentada e textura inequigranular porfirítica, com fenocristais de alcalifeldspato (3cm) em uma matriz equigranular média.

- A petrografia e a química mineral indicam que as fácies sieníticas possuem mineralogia similar, diferindo no conteúdo modal dos máficos. Estas são hipersolvus e constituem-se por alcalifeldspato perítico, clinopiroxênio, biotita, anfibólio, plagioclásio, quartzo, zircão, apatita, titanita e opacos. Na fácies (quartzo) alcalifeldspato sienito, tem-se ainda allanita e monazita. A fácies quartzo monzonito a monzogranito possui plagioclásio, quartzo, alcalifeldspato, anfibólio, biotita, zircão, apatita, titanita, minerais opacos, allanita e epidoto magmático (Ps = 28).

- Os litotipos deste batólito são metaluminosos a peralcalinos, saturados em sílica, subalcalinos a alcalinos ricos em K_2O e pobres em TiO_2 (<1,3%) e pertencem a associação shoshonítica-ultrapotássica. Em geral apresentam baixos teores de TiO_2 , Na_2O , Al_2O_3 , CaO ; altos teores de K_2O e MgO , elevados K_2O/Na_2O e de Na_2O+K_2O

- Os diagramas de distribuição dos elementos terras raras mostram uma leve anomalia negativa de Eu e padrões fracionados, com forte enriquecimento em terras raras leves em relação aos terras raras pesados, mostrando razões $(Ce/Yb)_N$ médias de 21,8 com padrões subparalelos, sugerido cogeneticidade entre as fácies. Nos diagramas expandidos desenvolve padrões sub-paralelos, mostrando enriquecimento em LILE e empobrecimento nos HFSE (Nb, Ta, P, Ti).

- Na evolução das fácies félsicas a cristalização fracionada foi o principal processo que atuou na evolução de cada fácies individualmente, embora feições locais de mistura mecânica e, para os enclaves a de imiscibilidade de líquidos tenha ocorrido de forma restrita.

- Na evolução do magma do Batólito Serra do Catu o principal processo foi a cristalização fracionada, embora também tenha ocorrido processos de mistura mecânica de magmas, imiscibilidade de líquidos e processos de captura das encaixantes, porém estes foram de pequeno efeito sobre o processo principal de evolução.

- No processo de cristalização fracionada cada fácies evoluiu independente da outra, onde a fácies quartzo monzonito a monzogranito evoluiu pelo fracionamento de apatita, anfibólio zircão, Allanita, titanita e feldspato; a fácies (quartzo) alcalifeldspato sienito pelo fracionamento de apatita, zircão, óxidos de Fe-ti, clinopiroxênio e/ou feldspato, e a fácies sienito a quartzo alcalifeldspato sienito sugere uma evolução por cristalização fracionada de feldspato, clinopiroxênio, apatita, zircão, óxidos de ferro-titânio. A cristalização do Batólito Serra do Catu ocorreu entre 1050°C a 660°C, em condições de baixas a médias pressões (~5Kbar) e em condições de alta fugacidade de oxigênio entre os buffers NNO e HM

- Esta associação shoshonítica-ultrapotássica mostra similaridades geoquímicas com granitóides pós-colisionais, e assinaturas geoquímicas relacionadas a zonas orogênicas (de subducção) em ambiente de arco continental evidenciando o envolvimento de processos relacionados a subducção.

- Os dados isotópicos ($\delta^{18}\text{O} = 0,707$ e $\delta^{13}\text{C} = -3$ a -5) sugerem uma fonte de manto enriquecido (por fluidos ricos em elementos incompatíveis) derivados provavelmente de um *slab* subductado.

- A litogeoquímica indica que a mineralogia da região fonte era um manto metassomatizado enriquecido em flogopita e/ou anfibólio e esta fonte sofreu fusão parcial a diferentes profundidades (provavelmente por descompressão), gerando os magmas potássicos, os quais foram canalizados ao longo de discontinuidades estruturais e posicionados em regiões de baixas pressões onde cristalizaram.

REFERÊNCIAS

- Abbott, R.N.jr. 1978. Polymetamorphism in Silurian-Devonian Goshen Formation of western Massachusetts. *Geol. Soc. America Bull.*, **90**: 871-876.
- Abdel-Rahman, A.F.M., 1994. Nature of Biotites from alkaline, calc-alkalic, and peraluminous magmas. *Journ. Petrol.*, **35**. (2): 525-541.
- Almeida, F.F.M., 1967. Origem e Evolução da plataforma Brasileira. Rio de Janeiro. DNPM/DGM. 36p. il. (DMPM/DGM, boletim, 241).
- Almeida, F. F. M.; Hasui, Y; Brito Neves, B. B. de. 1976. The upper cambrian of South America. *Bol. IG/USP*, **7**: 45-80.
- Almeida, F.F.M, Hasui, Y., Brito Neves, B.B., Fuck, R.A., 1977. *Províncias estruturais brasileiras*. In: Simpósio de Geologia do Nordeste, 8, 1977, Campina Grande. Atas ... Campina Grande. SBG-Núcleo Nordeste. p. 363-391.
- Andersen, T. 1984, crystallization History of Premium composite monzonite – alkali syenite pluton the sande calderon , Oslo rift, southern Norway. *Lithos*, **17**: 153-170
- Anderson, J.L. 1980 Mineral equilibria and crystallization conditions in the late Precambrian Wolf River rapakivi massif, Wisconsin. *American Journal of Science*, **280**: 289-332.
- Anderson J.L. 1996. Status of thermobarometry in granitic batholiths. *Transac. of the Royal Soc. Edinburgh. Earth Sciences*, **87**: 125-138.
- Anderson J.L. & Smith, D.R. 1995. The effects of temperature and fO₂ on the Al – in hornblende barometer. *American mineralogist*, **80**: 549-559.
- Aoki, K-I. 1964. Clinopyroxenes from alkaline rocks. *The American Mineralogist.*, **49**: 1199-1222
- Araújo, M.; Oliveira, E. P.; Carvalho, M. J. 2003. *Tectônica de endentação na Faixa Sergipana, NE do Brasil: Compatibilização entre os elementos estruturais e cinemática*. In: SBG, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 9, International Symposium on Tectonics, 3, Buzios, *Boletim*, p.115-117.
- Araújo, M.N; Oliveira, E.P.; Onoe, A T. 2004. *Geocronologia ⁴⁰Ar-³⁹Ar de sucessivos episódios deformacionais em Ilimitado de terrenos da Faixa Sergipana, Nordeste do Brasil*. . In: SBG, Cong. Bras. Geologia, 42. Araxá, *Anais*, CD-ROM.
- Archanjo, C.J. 1993. *Fabriques de plutons granitiques et deformation crustale du nord-est du Brésil*. Toulouse III, Thèse d'Université, 167p.
- Arndt, N.T., Christensen, U., 1992. Role of lithospheric mantle in continental volcanism: thermal and geochemical constraints. *J. Geophys. Res.*, **97**:10967 – 10981.
- Ayers J. C. and Eggler D. H. (1995) Partitioning of elements between silicate melt and H₂O–NaCl fluids at 1.5 and 2.0 GPa pressure: Implications for mantle metasomatism. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **59**: 4237–4246
- Bachinski, S.W. & Simpson, E.L.. (1984). Ti-phlogopites of the Shaw's Cove minette: a comparison with micas of other lamprophyres, potassic rocks, kimberlites, and mantle xenoliths.. *American Mineralogist*. **69**: 41-56.

- Bailey, D. K., 1982. Mantle metasomatism — continuing chemical change within the Earth. *Nature* **296**:525—530.
- Baker, D.R, Eggler D.H. 1983. Fractionation paths of Atka (Aleutians) High-alumina basalts: constraints from phase relations. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **18**: 387-404
- Barbarin, B., 1991. Enclaves of the Mesozoic calc-alkaline granitoids of the Sierra Nevada Batholith, California. In: Didier, J., Barbarin, B. (Eds.), *Enclaves and granite petrology. Developments in petrology*, vol 13. Elsevier, Amsterdam, p. 135–153.
- Barbarin, B., Didier, J., 1991. Conclusions: Enclaves and Granite Petrology. In: Didier, J., Barbarin, B. eds., *Enclaves and granite petrology. Developments in petrology*, vol 13. Elsevier, Amsterdam, p. 545–549
- Barbarin, B., Didier, J., 1992a. Genesis and evolution of mafic magmatic enclaves through various types of interactions between coeval felsic and mafic magmas. *Trans. R. Soc. Edinburgh. Earth Sci.* **83**:145–153
- Barbieri, F., Bizouard, H. & V Aret, J. 1971. Nature of the clinopyroxene and iron enrichment in alkalic and transitional basaltic magmas. *Contr. Min. Petrol., Berlin*, **33**: 93-107
- Barton M. 1975. *The origin of potassium-rich lavas.* un publ PhD Thisis, University of Manchester
- Barton, M & Hamilton, D.L. 1979. The melting relation ships of a from the leucite hills, Wyoming, to 30 kb. *Contrib. Mineral Petrol.* **69**:133-142
- Bergman S.C. 1987. Lamproites and other potassium-rich igneous rocks: a review of their occurrence, mineralogy and geochemistry. In: Fitton JG, Upton BGJ (eds), *Alkaline Igneous Rocks*, Geol Soc Spec Publ, London, pp. 103–189
- Best, M. G., 1974, Contrasting types of chromium-spinel peridotite xenoliths in basanitic lavas, western Grand Canyon, Arizona: *Earth and Planetary Science Letters*, **23**: 229–237.
- Bezerra, F. H.R. et al.1992. *O ambiente tectônico do Complexo Canindé do São Francisco e rochas encaixantes - faixa sergipana, NE do Brasil.* In: (ver notas) Salvador, Sociedade Brasileira de Geologia, Nucleo Bahia-Sergipe, 159p.p.117-120.
- Bonin, B., and Giret, A. 1984. The plutonic alkaline series: The problem of their origin and differentiation, the role of mineralogical assemblages. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **35**: 212-221.
- Bonin, B. & Giret, A. 1985. Clinopyroxene compositional trends in over saturated and undersaturated alkaline ring complex. *J. Apr. Earth Sci.* **3**: 175-183.
- Bournene, J.H. & L'Heureux, M. 1991. The petrography and geochemistry of the Clericy pluton: na ultrapotassic pyroxenite-syenite suit of late Archaean age from the Abitib region, Quebec. *Precamb Res* **52**: 37-51
- Bowen, N. L. 1928. *The evolution of the igneous rocks.* Princenton Univ. Press. Princenton 332p.
- Boynnton, W. R. 1984. *Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies.* In: Henderson, P. Rare Earth Element Geochemistry. Amsterdam, Elsevier, 510 p. (Developments in Geochemistry, 2). p.63-114.

- Brenan JM, Shaw HF, Ryerson FJ, Phinney DL. 1995. Mineral-aqueous fluid partitioning of trace elements at 900°C and 2.0 GPa: constraints on the trace element chemistry of mantle and deep crustal fluids. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **59**:3331–50
- Brito Neves, B. B. de. *Regionalização geotectônica do Pré-Cambriano Nordestino*, São Paulo, 1975. 198 p. (Doutorado)-Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- Brito Neves, B. B. de et al. 1984. *Estudo geocronológico das rochas do embasamento da Folha Salgueiro, Pernambuco*. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 33, out. 1984, Rio de Janeiro. Anais. Rio de Janeiro: SBG. Núcleo Rio de Janeiro, 1984. 12v, **5**: 2473-2491.
- Brito Neves, B.B. de & Cordani, U.G. 1973. *Problemas geocronológicos do "Geossinclinal Sergipano" e do seu embasamento*. In Cong. Bras. Geol., 27, Aracaju, Anais...Aracaju, SBG, v.I, p.67-76
- Brito Neves, B.B. & Cordani, V.G. 1991. *Tectonic evolution of south América during the late Proterozoic*. In: Crustal evolution in the late Proterozoic I edited by Stern, R.J and Van Schmus, W.R., Pre Cambrian Research, **53**: 23-40.
- Brito Neves, B.B.; Campos Neto, M.C.; Van Schmus, W.R. et al. 2001. O "Sistema Pajeú-Paraíba" e o "Maciço" São José do Campestre no leste da Borborema. *Revista Brasileira de Geociências*, **31** (2): 173-184.
- Brito Neves, B.B. de; Van Schmus, W.R.; Babinski, M.; Sabin, T. *O evento de magmatismo de 1,0Ga nas faixas móveis ao norte do Cráton do São Francisco*. In: Simpósio Sobre o Cráton do São Francisco – Evolução tectônica e metalogenética do Cráton do São Francisco, 2, 1993, Salvador. Anais. Salvador:SBG, 1993. 368p. il. p.243-245.
- Brito Neves, B. B.; Sial, A. N.; Beurlen, H. 1978. *O Sistema de Dobramentos Sergipano-Análise do Conhecimento*. SBG, Núcleo Bahia. Boletim especial 3, 369-398
- Brito Neves, B.B., Santos, E.J. & Van Schmus, W.R., 2000, Tectonic history of the Borborema Province, Northeastern Brazil. In CORDANI, U., MILANI, E.J., THOMAZ FILHO, A., AND CAMPOS, D.A., (eds.), *Tectonic evolution of South America*, 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, Brazil, p.151- 182.
- Brito Neves, B.B., Sial, A.N., Albuquerque, J.P.T., 1977. Vergência centrifuga residual no Sistema de Dobramento Sergipano. *Rev. Bras. Geocienc.*, **7**: 102-114.
- Brito Neves, B.B. Vandomos, P. Pessoa, D.A.R. & Cordani, V.G. 1973. *Reavaliação dos dados geocronológicos do Pré-cambriano do NE Brasileiro*. Anais...Recife, 28^o Congresso Brasileiro de Geologia, Recife, pp.261-271.
- Brito Neves B.B., Van Schmus W.R. and Fetter A.H. 2001. Noroeste da África – Nordeste do Brasil (Província Borborema) Ensaio comparativo e problemas de correlação. *Rev Inst Geol – USP*, **1**: 59-78.
- Brito Neves, B.B., Van Schmus, W.R. Santos, E.J., Campos Neto M.C. & Kozuch, M. 1995. *O Evento Carirís Velhos na Província da Borborema: Integração de dados, implicações e perspectivas*. Congr. Bras. Geoc. V-25, pp.279-296
- Burkhard, M., 1993. Calcite twins, their geometry, appearance and significance as stress-strain markers and indicators of tectonic regime: a review. *Journal of Structural Geology* **15**: 351–368
- Bussy, F. Interactions physico-chimiques entre le granite du Mont-Blanc et ses enclaves, *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 198., **67**:380-384.

Caby, R.; Sial, A.N.; Arthaud, M.H.; Vauchez, A.. 1991. Crustal evolution and the Brasiliano Orogeny in Northeast Brazil. In: Dallmeyer, R.D. & Lecorche, J.P. eds. *The West African orogens and circum-Atlantic correlatives*. Berlin, Springer-Verlag. p. 373- 397.

Caby, Renaud & Arthaud, M.H. & Archanjo, Carlos. 1995. Lithostratigraphy and petrostructural characterization of supracrustal units in the Brasiliano belt of Northeast Brazil: geodynamic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, **8**: 235-246.

Campos Neto, M.C. & Brito Neves, B.B., 1987. *Considerações sobre a organização e geometria do Sistema de Dobramentos Sergipano*. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 1, 1987, Salvador. *Boletim de Resumos*, Salvador. UFBA/Pós-Grad IGEO, p. 90-93.

Carlson R.W., Irving A.J., 1994. Depletion and enrichment history of subcontinental lithospheric mantle: an Os, Sr, Nd and Pb isotopic study of ultramafic xenoliths from the northwestern Wyoming Craton. *Earth and Planetary Science Letters*, **126**: 457-472.

Carlson R.W., Lugmair G.W., 1981. Sm-Nd age of Iherzolite 67667: implications for the processes involved in lunar crustal formation. *Earth and Planetary Science Letters*, **56**: 1-8.

Carmichael, I. S. E., Nicholls, J., Spera, F. J., Wood, B. J. & Nelson, S. A. (1977). High temperature properties of silicate liquids: application to the equilibration and ascent of basic magma. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A* **286**: 373–431

Carvalho, L.M.M; Silva Filho, A.F.; Guimarães, I.P. 2000. *Nd Isotopic characterization of the neoproterozoic shoshonitic Serra do Catu Complex, Borborema Province, NE Brazil*. In: *International Geological Congress*, 31, 6-17 aug. 2000, Rio de Janeiro. Abstracts volume. Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geologia, 2000. 1 CD-ROM.

Carvalho, L.M.M; Silva Filho, A.F.; Guimarães, I.P. 2000. *The neoproterozoic shoshonitic Serra do Catu Intrusive Complex; an evidence of a enriched lithospheric mantle in the Borborema Province, NE Brazil*. In: *International Geological Congress*, 31, 6-17 aug. 2000, Rio de Janeiro. Abstracts volume. Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geologia, 2000. 1 CD-ROM.

Conceição, H. 1990. *Petrologie du massif syenitique d' Itiúba: contribution à L'étude mineralogique de roches alcalines dnas L' Eat de Bahia (Brazil)*, Centre d'orsay, 395p. (Dout. Dissertation, Universite Paris-Sud, centred'Orsey).

Conceição H. 1993. Petrology of syennites from Salvador – Curaça Mobile Belt (Bahia-Brazil): Geodynamic significance. *Acad Bras Cienc* **65**:17-32.

Conceição, R. V. *Petrologia dos sienitos potássicos do maciço de Santanópolis e alguns aspectos do seu embasamento granulítico*. In: Conceição, H. (ed.); Cruz, M. J. M. (ed.) *Sienitos alcalino-potássicos e ultrapotássicos paleoproterozóicos do estado da Bahia*. Salvador: Sociedade Brasileira de Geologia. Núcleo Bahia-Sergipe, 1998. 216p. (Publicação Especial, 4) p.39-82

Conceição, H.; Burgos, C.M.G.; Rios, D.C.; Rosa, M. L. S.; Cruz Filho, B. E.; Peixoto, A.A; Oliveira, L. L.; Marinho, M.M; Macambira, M.J.B. ; Scheller, T. 2000. Stocks K- sienitos pós-orogênicos com assinatura de subducção e afinidade com minettes na parte sudoeste do Núcleo Serrinha (Estados da Bahia): petrografia, idade e litogeoquímica. *Geochim Bras*. **14**: 115-134.

Conceição, R.V. & Green, D. H. 2004. Derivation of potassic (shoshonitic) magmas by decompression melting of phlogopite+pargassite Iherzolite. *Lithos* **72**: 209-229

- Conceição, H.; Oliveira, O. M. C.; Martin, H. Rosa, M. L. S.; Conceição, R.V.; Pla Cid, J. 1997. Petrologia do magmatismo alcalino potássico com afinidade lamprófica e assinatura de subducção no sul do Estado da Bahia: Maciço Sienítico Anuri. *Geochim Bras.* **14**: 115-134.
- Conceicao, H. & Rios, D. & Rosa, M. 1995. Petrologia da associação sienito lamprófico: caso da intrusão Morro do Afonso (Greenstone belt Rio Itapicuru, Bahia). *Geochimica Brasiliensis.* **9** (1): 91-109.
- Conceição H, Sabate, P; Bonin, B. 1991. The Ituíba alkaline Syenite massif, Bahia State (Brazil): Mineralogical, geochemical and petrologic constraints-relation to the gênese of rapakivi magmatism, *Precambrian Res.* **51**: 283-314.
- Conticelli & Peccerilo. 1992. Petrology and geochemistry of potassic and ultrapotassic volcanism in controlltaly. Petrogenesis and inferences on the evolution of the mantle source. *Lithos* 28: 221-240
- Corfu, F. and Noble, S.R. 1992. Genesis of the southern Abitibi greenstone belt, Superior Province, Canada: Evidence from zircon Hf-isotope analyses using a single filament technique. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **56**: 2081-2097.
- Corrivau, L. & Gorton, M.P. 1993. Coexisting k rich alkaline and shoshonitic magmatism arc affinities in the proterozoic: A reassessment of syenitic stocks in the southwestern Greenville Province. *Contrib.. Mineral.*, **113**: 262-279.
- Cundari, A. Salviulo, G. 1989. Ti Solubility in diopsidic Pyroxene from a suite of new South Wales leucitites (Australia). *Lithos*, **22**:191-198.
- Czarmanske, G.K., Ishihara, S, Atkin, S.A 1981. Chemistry of rock – forming minerals of the cretaceous – Paleocene, batholith in South western Japan and implications of magma genesis. *J. Geophys. Res.*, **86** (B11): 10431-10496
- D'el Rey, L.J.H., 1993. *Evolução tectônica da Faixa Sergipana e Implicações para o Sistema Brasileiro-Pan-Africano*. SIMPÓSIO DO CRATÓN DO SÃO FRANCISCO, 2, Salvador. *Anais ...* Salvador. SBG. p.246-248.
- D'el-Rey Silva L.J.H. 1995. Tectonic evolution of the Sergipano Belt, NE Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **25**: 315-332
- Dall'Agnol, R.; Teixeira, N.P.; Macambira, J.B.; Kotschoubey, B.; Gorayeb, P.S.S.; Santos, M.D. 1988. *Petrologia dos gnaisses e micaxistos da porção norte da faixa de dobramentos Araguaia, Goiás-Brasil*. In: CONGR. LATINO-AMER. GEOL., 7. Belém, 1988. *Anais...* Belém, SBG. v. 1, p. 1-19
- Daly, RA. 1910. Origin of the alkaline rocks. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **21**: 87-118.
- Dantas, E. L., Hackspacher, P. C., Van Schmus, W. R. & Brito Neves, B. B. de.1998. Archean accretion in the São José do Campeste massif, Borborema Province, northeast Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 28: 221-228.
- Davison, I., 1987. *Acreção de terrenos e a colisão oblíqua do Proterozóico Superior na Faixa Sergipana*. In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos,1, 1987, Salvador, BA. Boletim de Resumos.... Salvador, BA. UFBA-Pós-Graduação-IGEL. p.87-89.
- Davison, I; Santos, R.A. 1989. Tectonic evolution of the Sergipano Fold Belt, NE Brazil, during the Brasileiro Orogeny. *Precambrian Research*, **45**: 319-342.
- Dawson, J. B. 1980. *Kimberlites and their Xenoliths*. SpringerVerlag, New York

- Dawson, J.B., Smith, J.V, 1977. The MARID (mica-amphibole-rutile-ilmenite-diopside) suite of xenoliths in kimberlite. *Geochim Cosmochim Acta*, **41**:309–323
- Debon, F. & Le Fort, P.A., 1983. A chemical mineralogical classification of common plutonic rocks and association. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh. Earth Sciences*, **73**: 135-149.
- Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J., 1966. *Minerais constituintes das rochas - uma introdução*. Fundação Caloriste Gulbenkian, Lisboa. London. (A Introduction to the rock forming minerals, Longman, Green and Coral. Ltda.
- Deer, W. A.; Howie, R.A. & Zussman, J. 1972. *Rock forming minerals voll, orth- and ring silicates*. Longmans, Grollp Ltd , London, England
- Deer, W. A., Howie, R.A., Zussman, J. 1978. *Rock forming minerals*. Longmans – London. 558p.
- DePaolo, D. J., & Wasserburg, G. J. 1979a. Petrogenetic mixing models and Nd-Sr isotopic patterns. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **43**: 615- 627,
- DePaolo, D. J., & Wasserburg, G. J. 1979b. Nd isotopes in flood basalts from the Siberian Platform and inferences about their mantle sources. *Proc. Nat. Acad. Sci. U.S.*, **76**: 3056-3060,
- Didier J, Barbarin B. 1991. *Enclaves and granite petrology*. Developments in petrology, vol 13. Elsevier, Amsterdam
- Didier, J., Barbarin, B., 1991. The different types of enclaves in granites. Nomenclature. Enclaves and Granite Petrology. In: Didier, J., Barbarin, B. (Eds), *Enclaves and granite petrology*. Developments in petrology, Elsevier, Amsterdam, **13**: 19–23
- Dogde, F.C.W., Smith, V.C. & Mays, R.E., 1969. Biotites from granitic rocks of the Central Sierra Nevada Batholith, California. *Journ. Petrol.*, **10** (2):.250-271.
- Dolfi D. and Trigila R. 1983. Clinopyroxene solid solutions and water in magmas: results in the system phonolitic tephrite-H₂O. *Mineral. Mag.*, **47**: 347-351.
- Ducea, M., and Saleeby, J., 1996, Buoyancy sources for a large, unrooted mountain range, the Sierra Nevada, California: Evidence from xenolith thermobarometry: *Journal of Geophysical Research*, **101**: 8229–8244
- Ebert, H. 1962. Bastil and regional metamorphism in Prekambrischen grundgebirge brasileins. *Tschermaks Min. U. Petr. Mitt.* **8**: 49-81.
- Eby, G. N. (1980), Mount Johnson, Quebec—An example of silicate-liquid immiscibility?, *Geology*, **7**: 491–494.
- Edgar, A.D., 1987. *The genesis of alkaline magmas with emphasis on their source regions: inferences from experimental studies*. In: Fitton JG, Upton BGJ, eds. *Alkaline Igneous Rocks*. Geological Society of London, Special Publications **30**: 29-52.
- Edgar, A. D., Vukadinovic, D. 1992. Implications of experimental petrology to the evolution of ultrapotassic rocks. *Lithos*, **28**: 205 – 220
- Ellam, R.M., Hawkesworth, C.J., 1988. Elemental and isotopic variation in subduction related basalts: evidence for three component model. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **98**: 72 – 80.

EMBRAPA. 1975. Serviço Nacional de Levantamento e Conservação de Solos (Rio de Janeiro, RJ). *Levantamento exploratório-reconhecimento de solos do estado de Alagoas. Ministério da Agricultura*. CPP. Boletim Técnico, 35; SUDENE, 1975. (Série Recursos de Solos, 5).

Emslie, R.F. & Stirling, J.A.R. 1993. Rapakivi and related granitoids of the Nain plutonic Suite Geochemistry, Mineral assemblages and fluid equilibria. *Can. Mineral.*, **31**: 821-847.

Enami, M., Suzuki, K., Liou, J.G. and Bird, D.K.: 1993, Al- Fe³⁺ and F-OH substitution in titanite and constraints on their P-T-dependence. *Eur. J. Mineral.*, **5**: 219–231.

ENCAL S.A. 1978. *Projeto Baixo São Francisco (Levantamento aeromagnetométrico e aerogamaespectrométrico)* Ministério de Minas e Energia, Departamento da produção Mineral – DNPM, Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – CPRM, convênio DNPM/CPRM, Relatório Final, textos e anexos, Rio de Janeiro,

Ernest, W.G. 1966. Synthesis and stability relations of ferrotremotite. *Am. J. Sci.*, **264**: 37-65.

Esperança, S. & Holloway, J. R. (1986). The origin of the high-K latites from Camp Creek, Arizona: constraints from experiments with variable fO₂ and aH₂O. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **93**:504–512

Ewart A. 1982. *The Mineralogy and petrology of Tertiary-Recent orogenic volcanic rocks: with special reference to the andesite-basaltic compositional range*. In R. S., Thorpe (Ed.) *Andesites: orogenic andesites and related rocks*. London, J.Wiley, 25-87

Faure, G. 1977. *Principles of isotope geology*, John Wiley & Sons, New York 2nd ed 589p.

Feldstein, S & Lange, R. 1999 Pleocene Potassic magmas from the Kings River Region, Sierra Nevada, California: Evidence for melting of a subduction . Modified mantle. *Journal of Petrology*, **40** (8): 1301-1320.

Fernandez, A. N. & Barbarin, B. 1991. Relative reology of coeval mafic and felsic magmas: Nature of resulting interaction process shape and mineral fabrics of mafic microgranular enclaves. In: J. Didier & B. Barbarin (eds.). *Enclaves and granite petrology*. Developments in petrology, Elsevier, Amsterdam, **13**: 263-276

Ferreira, M. A. F. ; Ferreira, V. P. ; Sial, A. N. ; Pimentel, M. M. 2002.. Origin and Intensive Parameters in the Crystallization of Ultrapotassic Syenites: The Serra do Man Pluton, Northeastern Brazil.. *Gondwana Research*, **5**: 275-285.

Ferreira, V. P.; Sial, A. N.; Whitney, J. A. 1994. Large scale silicate liquid immiscibility: a possible example from northeastern Brazil. *Lithos*, **33**: 285-302,

Ferreira, V.P., Sial, A.N., Jardim de Sá, E.F. 1998. Geochemical and isotopic signatures of the Proterozoic granitoids in terrenos of the Borborema Province, northeastern Brazil. *J. South A. Earth Sci.*, **11** (5): 439 –455.

Fetter, A.H; Van Schmus, W.R.; Santos, T.J.S; Nogueira Neto, J. A., Arthaud, M.H. 2000. U-Pb and Sm-Nd geochronological constraints on the crustal evolution of basement architecture of Ceará state NW Borborema Province, NE Brazil: Implications for the existence of the Paleoproterozoic supercontinent Atlântica. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**:102-106.

Fitton, J. G., James, D. & Leeman, W. P. (1991). Basic magmatism associated with late Cenozoic extension in the western United States: compositional variations in space and time. *Journal of Geophysical Research*, **96**:13693–13711.

Flower, M.J.F. 1974. Phases relation of titan acmite in the System $\text{Na}_2\text{O}-\text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{Al}_2\text{O}_3-\text{TiO}_2-\text{SiO}_2$ at 1000 bars total water pressure. *Amer. Mineral.*, **59**: 536-548.

Foley, S. F. 1992. Vein-plus-wall-rock melting mechanisms in the lithosphere and the origin of potassic alkaline magmas. *Lithos*, **28**: 435–453.

Foley, S. F., Jackson, S. E., Fryer, B. J., Greenough, J. D. & Jenner, G. A. 1996. Trace element partition coefficients for clinopyroxene and phlogopite in an alkaline lamprophyre from Newfoundland by LAM–ICP-MS. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **60** (4), 629–638.

Foley, S. F., Wheller, G. E. 1990 Paralels in the origino f the geochemical signatures of island arc volcanics and continental potassic igneous rock: the hole of residual titanates. *Chemical Geology*, **85**: 1-18.

Foley, S.F.; Ventureli, G.; Green D. H. and Toscani L, 1987. The ultrapotassic rocks: characteristics classification and constraints for pretogenetic models: *Earth Sci. Rev.*, **24**: 81-134.

Fraser, K.J., Hawkesworth C.J.1992. The petrogenesis of group 2 ultrapotassic kimberlites from Finsch Mine, South Africa. *Lithos*, **28**:327-345 doi:http://dx.doi.org/10.1016/0024-4937(92)90013-O

Frey, F.A. Green, D.H. Roy S.D. 1978. Integrated models of basalt petrogenesis: a study of quartz tholeiites to olivine melilitites from South eastern Australia using geochemical and experimental petrological data. *J. Petrol.*, **19**: 463-513.

Fuhrman, M.L., Frost, B.R., and Lindsley, D.H. (1988) Crystallization conditions of the Sybille monzosyenite, Laramie anorthosite complex, Wyoming. *Journal of Petrology*, **29**: 699-729.

Furman, T., Graham, D., 1999. Erosion of lithospheric mantle beneath the east African rift system; geochemical evidence from the Kivu volcanic province. *Lithos*, **48**: 237–262.

Galindo, A.C., Jardim de Sá, E.F.; Montel, J. M.; Antunes, A.F.; Nascimento, M. A. L. 2000. *Titanitas de granitóides tipoltaporanga na Faixa Seridó: implicações geodinâmicas*. In: SBG XVIII Simp. Geol. Nordeste... Boletim 16 p.94.

Gibson, S. Thompson. R.N Leonardos, O.H. Dickin, A.P. Mitchell J.G. 1995 the late cretaceous unipact of the trindade plume: Evidence from large volume. Mafic potassic magmatim in SE Brazil: *Journ Petrol.*, **.36**: 189-229.

Gilbert, M.C., Helz, R.T., Popp, R.K., and Spear, F.S. 1982. *Experimental studies of amphibole stability*. In Mineralogical Society of America Reviews in Mineralogy, 9B, 229–353.

Green, D. H. 1970b: The origin of basaltic and nephelinitic magmas. *Trans. Leichester Lit. Phil. Soc.*, **64**: 28--54.

Green, P. F. 1981. 'Track-in track' length measurements in annealed apatites. *Nuclear Tracks*, **5**:121–128

Green, T.H; Wastson, E.B. 1982. Cristalization of apatite in natural magmas under high pressure hydrous conditions, with particular reference to orogenic rock series. *Contrib. Mineral. petrol.*, **79**: 96-105.

Grégoire M., Moine, B.N. O'Reilly, S.Y. Cottin, J.Y. & Giret, A. 2000. Trace element residence and partitioning in mantle xenoliths metasomatized by high alkaline silicate and carbonate-rich melts (Kerguelen Islands, Indian Ocean). *Journal of Petrology*, **41**: 477–509.

Grégoire, M., McInnes, B.I.A. & O'Reilly, S.Y. 2001. Hydrous metasomatism of oceanic sub-arc mantle, Lihir, Papua New Guinea, Part 2. Trace element characteristics of slab-derived fluids, *Lithos*, **59**: 91–108.

Guimarães, I.P.; Silva Filho, A.F. 1997. *Nd and Sr isotope and U/Pb geochronological data constraints for the evolution of the shoshonitic Brasiliano Bom Jardim and Toritama complexes: Evidence for a vertically layered enriched mantle in northeast Brazil?*. In: South-Amer. In: SYMP. ISOT. GEOL., 1997, Campos do Jordão. *Extended abstract*. São Paulo, 1997. p.129-130.

Guimarães, I. P.; Silva Filho, A. F. ; Nolan, J. W. 1993. The mineral chemistry of the Brasiliano Age Bom Jardim and Toritama Shoshonitic Complexes, State of Pernambuco, Northeast Brazil. *Acad. Bras. Cienc.*, **65**. suplement. 1.

Guo F, Fan W, Wang Y and Zhang M 2004 Origin of early cretaceous calc-alkaline lamprophyres from the Sulu orogen in eastern China: Implications for enrichment processes beneath continental collisional belt. *Lithos*, **78**: 291–305

Hackspacher, P.C.; Van Schmus, W.R., Dantas, E.L., 1990. *Um embasamento transamazônico na Província Borborema*. In: Cong. Bras. Geologia, 36. Natal. Anais... Natal, SBG, v.6, p.2683-2696.

Haggerty, S. E. 1994 Superkimberlites: a geodynamic diamond window to Earth's core. *Earth Planet. Sci Letters*, **122**: 57-69

Hammarstrom, J. M. & Zen, E-An. 1986 Aluminium in hornblende, an enpirical Igneous geobarometer. *Am. mineral.*, **71**: 1297-1313.

Harris P G 1957 Zone refining and the origin of potassic basalts. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **12**: 195–208

Harris, N.B.W., Pearce, J.A. & Tindle, A.G., 1986. *Geochemical characteristics of collision-zone magmatism*. Coward, M.P. & Rus. A.C. (eds). *Collision Tectonics*. Geol. Soc. Special Publ., nº 19. p. 67-81.

Hattori. K. 1987. Magnetic felsic intrusions associated with Canadian archean gold deposits. *Geology*, **15**:1107-1111.

Hawkesworth, C.J., O'Nions, R.K., Pankhurst, R.J. Hamilton, P.J. & Evensen, N.M. 1977. A geochemical study of island arc and back-arc tholeiites from Scotia Sea. *Earth and Planetary Science Letters*, **36**: 253-262.

Heinrich, E.W., 1946. Studies in the mica group; the biotite phlogopite series. *Am. J. Sci.*, **244**: 836-848.

Helz, R.T. 1973 Phase relations of basalts in their melting range at PH₂O=5kbar as a function of oxygen fugacity. *J. Petrol.*, **14**: 249-302.

Henderson, P., 1982. *Inorganic Geochemistry*. Pergamon, Oxford., pp: 312.

Hergt, J.M., Chappell, B.W., Faure, G. & Mensing, T.M. 1989. The geochemistry of Jurassic dolerites from Portal Peak, Antarctica. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, **102**: 298-305.

Hibbard, M. J. 1995. *Petrography to Petrogenesis*. 1. Ed. New Jersey: Prentice Hall, 608p.

Hogan, J.P. 1993. Monomineralic Glomerocrysts: textural evidence for mineral resorption During crystallization of igneous rocks. *The Journal of geology.*, **101**:531-540.

Hollister, L.S., Grissom, G.C., Peters, E.K., Stowell, H.H. & Sisson, V.B., 1987. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidifications o calc alkaline plutons. *Am. Mineral.*, **72**: 234-239.

Holmes, A. 1950. The petrogenesis of katungite and its associates. *Am Mineral.*, **35**::772–792

Humphrey, F.L. & Allard, G.O., 1969. *Geologia da área do Domo de Itabaiana (SE) e sua relação com a geologia do Geossinclinal de Propriá./ Geology of the Itabana dome area (Sergipe) and its bearing on the geology of the Propriá geosynclinal/*. Rio de Janeiro, Bol. Técn. PETROBRÁS, 104P. II.+ mapa.

IBGE - Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. *Malha municipal digital do Brasil*. Rio de Janeiro, 1997. Disponível em 1 CD

Ionov, D. A, Griffin W. L. & O'Reilly, S.Y. 1997. Volatilebearing minerals and lithophile trace elements in the upper mantle. *Chem Geol.*, **141**: 153-184.

Irvine, T.N.& Baragar, W.P.A. 1971. A guide to Chemical classification of the common volcanic Rocks. *Can. J. Earth Sci.*, **8**:523-548.

Irving, A. J. 1980. Petrology and geochemistry of composite ultramafic xenoliths in alkalic basalts and implications for magmatic processes in the mantle. *American Journal of Science*, **280-A**: 389–426

Ishihara, S. 1977. The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. *Mining Geology*, **27**: 293-305.

Ishihara, S. 1981. *The granitoid series and mineralization*. In : Skinner, B.J. ed. Economic Geology Seventy-fifth Anniversary-volume

Ishihara, S., Sawata, H., Arpornsuwan, S., Susaracome, P. and Bunebrakeartl, N. 1979: The magnetite-series and ilmenite-series granitoids and their bearing on the tin mineralization, particularly of the Malay Peninsula region. *Geol. Soc. Malaysia, Bull.*, **11**: 103•110.

Jaffey A.H., Flynn K.F., Glendenin L.E., Bentley W.C., Essling A.N. 1971. Precision measurement of half-lives and specific activities of ²³⁵U and ²³⁸U. *Phys. Rev.*, **4**:1889-1906.

Jakes, P., and White, A.J.R., 1972 - Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic áreas. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **83**: 29-40.

Janasi, V.A. 1992. *Rochas Sieníticas e Mangerítico-Charnoquíticas Neoproterozoicas da Regido entre Caldas e Campestre, MG: Aspectos Petrológicos*. São Paulo. 298 p. (Tese de Doutorado, IG/USP).

Jardim de Sá, E.F., 1984. A evolução proterozóica da Província Borborema. In: Simpósio de Geologia do Nordeste, 11, 1984, Goiânia. Anais ... Goiânia. SBG. v.3. p.1246-1256.

- Jardim de Sá, E.F., 1994. *A Faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) e o seu significado geodinâmico na cadeia Brasileira/Pan-Africana*, Unpublished PhD. Thesis, Univ. Brasília, 803p.
- Jardim de Sá, E.F. & Calheiros, M.E.V., 1981. *Estruturas em nível profundo e o retrabalhamento do embasamento na Faixa Alagoana (região de Palmeira dos Índios)*. In: Simpósio de Geologia do Nordeste, 10, 1981, Recife. *Atas ... Recife*. SBG-Núcleo Nordeste. p. 351-360.
- Jardim de Sá, E.F., Legrand J.M. & McCreath, I. 1981. "Estratigrafia" de rochas granitóides na região do Seridó (RN-PB) com base em critérios estruturais. *Rev.Bras.Geocienc.*, 11 (1):50-57.
- Jardim de Sá, E.F., Moraes, J.A.C., Silva, L.J.H.D.R., 1986. *Tectônica tangencial na Faixa Sergipana*. In: Congresso Brasileiro De Geologia, 34, 1986, Belém. *Anais ... Belem*. SBG. v.3. 1246-1256.
- Jardim de Sá, E.F.; Macedo, M.H.F; Fuck, R.A. *et al.* 1992. Terrenos proterozóicos na Província Borborema, e a margem norte do Cráton São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, 22 (4): 472-480.
- Jiang, Y.H., Jiang, S.Y., Ling, H.F., Zhou, X.R., Rui, X.J., Yang, W.Z., 2002. Petrology and geochemistry of shoshonitic plutons from the western Kunlun orogenic belt, northwestern Xinjiang, China: implications for granitoid genesis. *Lithos*, 63:165-187.
- Kay, R. W. & Gast, P. W., 1973. The rare earth content and origin of alkali-rich basalts. *J. Geol.*, 81: 653—682.
- Krough, T.E. 1973. A low contamination method for hydrathermal decomposition method for hydrathermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination. *Geochemical et cosmochimica acta.*, 37: 485-494.
- Krough, T.E. 1982. Improved accuracy of U-Pb zircon ages by the creation of more concordant system using an air abrasion technique. *Geochimica et cosmochimica acta.*, 46: 637-649.
- Lapointe, P. , Morris, W. A. ; Harding, K.L. 1986. Interpretation of magnetic susceptibility: a new approach to geophysical evolution of the degree of rock alteration. *Canadian J. Earth Sci.*, 23: 393-401.
- Le Maitre, R.W. E. D. 1989. *A classification of igneous rocks and glossary of terms*. Blackwell Scientific Publ., Oxford, 193 pp.
- Leake, B.E., 1971. On aluminous and edenitic hornblends. *Mineral. Magazine*, 38 (296): 389-405.
- Leake, B.E., 1978. Nomenclature of amphiboles. *Am. Mineral.*, 63: 1023-1052.
- Leake, B.E.; Woolley, A.R; Arps, C.E.S.; et al 1997. Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names. *Am Mineral.*, 82: 1019-1037.
- Leal, J.M. 1970. *Inventário hidrogeológico do NE Folha 19 Aracaju NO*. Recife, SUDENE, 1970. 24p. (Brasil SUDENE: Série Hidrogeologia, 33)
- Leat, P.T., Thompson RN, Morrison MA, Hendry GL, Dickin AP (1988) Silicic magmas derived by fractional crystallization from Miocene minette, Elkhead Mountains, Colorado. *Mineral Mag.*, 52: 577–585

- Legrand, J.M. ; Liegeois, J.P.; Deutsch, S. 1991. *Datação U/Pb e Rb/Sr das rochas precambrianas da região de Caicó. Reavaliação da definição de um embasamento arqueano.* In: SBG núcleo Nordeste, Simpósio de Geologia do Nordeste, 14, Recife, Atas (Boletim 13)... Recife, SBG, p.276-279.
- Leterrier, J., Maury, R. C., Thonon, P., Girard, D., and Marechal, M. (1982) Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, **59**: 139-154.
- Lima, M .I. C.; Gava, A.; Fernandes, S, P. E. C. A. 1985. *Projeto ferro titanado de Floresta.* Geologia. Recife: Minérios de Pernambuco / RADAM Brasil, , v.1. (inédito)
- Lindsley, D. H. 1983. Piroxene thermometry. *Amer. Mineral.*, **68**: 477-493.
- Lloyd, G.E., Ferguson, C.C., and Law, R.D. 1987. Discriminatory petrofabric analysis of quartz rocks using SEM electron channeling. *Tectonophysics*, **135**: 243– 249
- Ludwig, K.R., 1980, Calculation of uncertainties of U-Pb isotope data: *Earth Planetary Science Letters*, **46**: 212-220
- Ludwig, K.R., 1991, ISOPLOT for MS-DOS, *A Plotting and Regression Program for Radiogenic-Isotope data: revision of U.S.G.S. Open-File Report 88-557*, 39 p.
- Ludwig K. R. and Titterton D. M. 1994: Calculation of $^{230}\text{Th}/\text{U}$ isochrons, ages, and errors. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **58**: 5031 – 5042
- Luth, W. C., 1969, The systems $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-SiO}_2$ and $\text{KAlSi}_3\text{O}_8\text{-SiO}_2$ to 20 kb and the relationships between H_2O content, P_{water} and f^{total} in granitic magma: *American Journal of Science*, **267-A**: 325-341.
- Luth, W. C., Jahns, R. H. & Tuttle, O. F., 1964. The granite system at pressures of 4 to 10 kilobars. *Journal of Geophysical Research*, **69**: 759–773.
- Magalhães. M. S. & Dall'Agnol, R. 1992. Estudo de minerais opacos e susceptibilidade magnética nos granitos Musa e Jamon (Região de Rio Maria-SE do Pará) e suas implicações petrológicas. *Rev.-Bras Geoc.*, **22(2)**:184-197
- Magalhães, M.S.; Dall'Agnol, R., Sauck, W. A. Luiz, J.G. 1994. Susceptibilidade magnetica: um indicador da evolução petrologica de granitoides da Amazônia. *Rev.-Bras Geoc.*, **24** (3): 140-149
- Mahood, G. A. & Hildreth, W., 1983. Large partition coefficients for trace elements in high-silica rhyolites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **47**: 11–30.
- Mahood,G.A.& Hildreth.W. 1983. Nested calderas and trapdoor uplift at Pantelleria, Strait of Sicily. *Geology*, **11**:722-726
- Mariano, G. ; Neves, S. P. ; Silva Filho, A. F. da ; Guimarães, I. P. 2000. *High-K calc-alkaline diorites of the Borborema Province northeastern Brazil: Geochemistry of the lithospheric mantle and implications for the terrane concept.* In: 31 International Geological Congress, 2000, Rio de Janeiro. Em CD-ROM. Rio de Janeiro: 31 International Geological Congress, 2000.
- Mcbirney, A. R., & Nakamura, Y. 1974. Immiscibility in late stage magmas of the Skaergaard Intrusion. *Yb. Carnegie Instn. Wash.*, **73**: 348-52.
- McCulloch, M. & Gamble, J. 1991. Geochemical and geodynamical constraints on subduction zone magmatism. *Earth and Planetary Science Letters*, **102**: 358–374
- Mcdowell, S. D.; Wyllie, P. J. 1971. Experimental studies of igneous rocks series: the Kungnat Complex of Southwest Greenland. *J. Geology.*, **79**: 173-194.

- Mcgrath, P.H. 1970. Magnetic investigation of charlotte and polick. Intrusion, Southern New Brunswick. In: the Geol. Ass. Canada, *proceeding*, **21**: 25-32.
- McInnes, B.I.A. and Cameron, E.M. 1994. Carbonated, alkaline hybridizing melts from a sub-arc environment- mantle wedge samples from the Tabar-LihirTanga-Feni arc, Papua New Guinea. *Earth and Planetary Science Letters*, **122**: 125–141
- McInnes, B.I.A., McBride, J.S., Evans, N.J., Lambert, D.D., Andrew, A., 1999. Osmium isotope constraints on ore metal recycling in subduction zones. *Science*, **286**: 512–516.
- McKenzie, D., 1989. Some remarks on the movement of small melt fractions in the mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, **95**: 53-72.
- McKenzie, D., Bickle, M.J., 1988. The volume and composition of melt generated by extension of lithosphere. *Journal of Petrology*, **29**: 625-679.
- McKenzie, D.P., O'Nions, R.K., 1991. Partial melt distributions from inversion of rare earth element concentrations. *Journal of Petrol.*, **32**: 1021–1091.
- McMurry, J, 1995. Mesonorm-based rock names for the Bodocó pluton. Northeastern Brazil and for others metaluminous megacrystic rocks. *An.. Acad Bras, ci.* **67 (3)**; 289-300
- McNeil, A.M., and Kerrich, R. 1986. Archean lamprophyre dykes and gold mineralization, Matheson, Ontario: the conjunction of LILE-enriched mafic magmas, deep crustal structures, and Au concentration. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **23**: 324–343.
- Medeiros, V.C. 1998. *Folha Garanhuns (SC.24-Y-B); integração geológica*. CPRM, Recife, Unpublished internal reporte 22p.
- Medeiros V.C. Angelim, L.A.A., Santos, E.J. 1998. *Caracterização dos segmentos leste e oeste do terreno Pernambuco-Alagoas*. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 40 1998. Belo Horizonte, Resumos. Belo Horizonte SBG. 1998 p.17.
- Medeiros, V. C. 2000. *Aracaju NE: folha SC.24-X estados da Paraíba, Pernambuco, Alagoas, Sergipe e Bahia. Escala 1:500.000*. Brasília: CPRM, 2000. 1 CD-ROM; mapas. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB.
- Mello, A. A., Costa, A.C., Mendes, V.A. & Hamma, M. 1977. *Elementos tectono-estruturais do NE meridional*. In: Simpósio de Geologia do Nordeste, Atas do 8º Simpósio de Geologia do NE, Campina Grande, pp. 343-367.
- Menzies M. A., Kempton P. D., and Dungan M. 1985. Interaction of continental lithosphere and asthenospheric melts below the Geronimo Volcanic Field, Arizona, U.S.A. *J. Petrol.*, **26**: 663–693.
- Menzies, M. A. 1990. *Archaean, Proterozoic and Phanerozoic lithospheres*. *Continental Mantle*, Menzies, M. A., ed., 67-86, Oxford University Press, Oxford.
- Menzies, M. A. and Hawkesworth, C. J. 1987. *Mantle Metasomatism*. Academic Press: London.
- Menzies MA, Rogers N, Tindle A, Hawkesworth CJ (1987) Metasomatic and enrichment processes in lithospheric peridotites, an effect of asthenosphere-lithosphere interaction. In: Menzies A, Hawkesworth C (eds) *Mantle metasomatism*. Academic Press, New York, pp 313-364
- Middlemost, A. A. K.1975.The basalt clan. *Earth Sci. Review.*, **11**: 337-364.

- Miller, C., Schuster, R., Klötzli, U., Frank, W., Purtscheller, F., 1999. Post-collisional potassic and ultrapotassic magmatism in SW Tibet: geochemical and Sr-Nd-Pb-O isotopic constraints for mantle source characteristics and petrogenesis. *J. Petrol.*, **40**: 1399–1424
- Mitchel, R.H. 1985. A review of the mineralogy of lamproites. *Trans. Geol. Soc South Africa*, **28**: 411-437
- Mitchell, R. J., 1988, *Paleomagnetism of the Indian Heaven volcanic field, southern Weahington*: Michigan Technological University Master of Science thesis, 57 p.
- Mitchel, R. H. Bergman, S.C. 1991. *Petrology of Lamproites*. Plenum press New York
- Moraes, L.C. & Seixas, S.R.M. 2002. O evento brasileiro na área de Canindé. XLI Congresso Brasileiro de Geologia, João Pessoa, *Anais...* João Pessoa, SBG, p.319.
- Morimoto, N. 1988. Nomenclature on pyroxenes. *American Mineralogist*, **73**: 1123-1133
- Morimoto, N., Fabries, J. Ferguson, A.K Ginzburg, I.V. , Ross, M. Seifert, F.A. Zusman, J. 1989. nomenclature of pyroxenes. *Can. Mineral.*, **27**: 143-156.
- Morrison, G.W.1980. Characteristic and tectonic setting of the shoshonite rocks. *Lithos*, **13**: 97-108.
- Muller, W., Dallmeyer, R.D., Neubauer, F., Thoni, M. 1992. Chronology of Variscan metamorphic events and low grade Alpine overprint in the eastern Lower Austroalpine units: Rb/Sr and ⁴⁰Ar/³⁹Ar age data (Wechsel and Raabalen unit, Eastern Alps). *Terra Nova*, 4, abstracts supplement no.2,46.
- Muller, D. & Groves, D.I., 1995. *Potassic Igneous Rocks and Associated Gold Copper Mineralisation*. Springer, Lectures in Earth Sciences. 21 Opp.
- Mysen BO, Virgo D, Seifert FA (1982) The structure of silicate melts: implications for chemical and physical properties of natural magma. *Rev Geophys.*, **20**(3):353–383
- Nachit, H Razafimahefa, N., Stussi, J.M. Carron, J.P. 1985. Composition chimique des biotite et typologie magmatique des granitoides comptes. *Renoms de L'Academie de Science*, **301** (11). 813-818.
- Naney, M. T. & Swanson, S.E. 1980. The effect OF Fe and Mg on crystallization in granitic systems. *American Mineralogist*, **65**: 638-653.
- Nardi, L.V.S; Bonin, B. 1991. Post-orogenic and non-orogenic alkaline granite associations: the Saibro intrusive Suite, southern Brazil – A Case study. *Chemical geology*, **92**: 197-211.
- Nascimento, R. S.; Oliveira, E. P.2002. *Domínio Canindé, Faixa Sergipana, NE do Brasil: arco magmático seguido de magmatismo anorogênico?*, In: Congresso Brasileiro de Geologia, 41, 15-20 set. 2002, João Pessoa. Anais. João Pessoa: SBG. Núcleo Nordeste, 2002. 702p. p.321.
- Nascimento, R. S.; Oliveira, E. P. & Babinsk, M. 2003. *Nd and Pb isotope constraints on sediment provenance in the Canindé Domain, Sergipe Orogenic Belt (NE Brazil)*, In: *IV South American Symposium on Isotope Geology*, Salvador, Short papers, Salvador, SBG v.1, p.229-232.
- Nekvasil, H. 1990. Reaction relations In the granite system: implications for trachytic and syenitic magmas. *Am mineral.*, **75**: 560-571

- Nelson D.R. 1992. Isotopic characteristics of potassic rocks: evidence for the involvement of subducted sediments in magma genesis. *Lithos*, **28**: 403-420
- Neves, S.P. 2003. Proterozoic history of the Borborema province (NE Brazil): Correlations with neighboring cratons and Pan-African belts and implications for the evolution of western Gondwana. *Tectonics*, **22**(4): 5-14.
- Neves S.P.; Mariano G.; Guimarães I.P. & Da Silva Filho A.F. 2000. *Geoquímica do manto litosférico e acreção de terrenos tectônicos na Província Borborema*. In: Simpósio de Geologia do Nordeste, 16. Recife, 2000. *Boletim...* Recife, SBG/NE, 16:99.
- Neves, S.P. & Vauchez, A. 1995. Magma emplacement and shear zone nucleation and development in northeast Brazil (Fazenda Nova and Pernambuco shear zones, State of Pernambuco). *J.South Am. Earth Sci.*, **8**: 289-298.
- Newman, E.R. 1976. compositional relations among pyroxenes, amphiboles and other mafic phases in the Oslo Region plutonic rocks. *Lithos*, **9**: 85-109.
- Nockolds, S. R. 1947. The relation between chemical composition and paragenesis in the biotite micas of igneous rocks. *Am. Jour. Sci.*, **245**: 401—420 .
- O'Hllaran, D.A. 1985 Ras ed dom migrating ring complex: A- Type granites and syenites from the Baryuda desert, sudan. *J. Afr. Earth Sci.*, **3**: 61-75
- O'Brien, B. H. 1988: *A study of the Meguma Terrane in Lunenburg County, Nova Scotia*; Geological Survey of Canada, Open File 1823
- O'Hara, M. A. & Yoder, H. S. 1967: Formation and fractionation of basic magmas at high pressures. *Scottish Jour. Geol.* **3**: 67-117
- Oliveira, O. M. C. de. 1998. *Caracterização geológica, petrográfica e geoquímica do maciço sienítico de Anurí, Sul da Bahia*. In: CONCEIÇÃO, H. (ed.); CRUZ, M. J. M. (ed.) *Sienitos alcalino-potássicos e ultrapotássicos paleoproterozóicos do estado da Bahia*. Salvador: Sociedade Brasileira de Geologia. Núcleo Bahia-Sergipe, 1998. 216p. (Publicação Especial, 4) p.83-110
- Oliveira R.G. & Medeiros V.C. 2000. *Contrastes Geofísicos e heterogeneidade crustal do Terreno Pernambuco Alagoas, Província Borborema, NE - Brasil*. In: Simp. Geol. do Nordeste, 18, Recife, Resumos, Boletim 16:176.
- Oliveira, E. P. & Tarney, J. 1990. Petrogenesis of Canindé de São Francisco Complex: a major late proterozoic gabbroic body in the Sergipano fold belt, northeastern Brazil. *J.South.Amer. Earth Sci.*, **3**:125-140.
- Orsini, J.B., Cocirta, C, Zorpi, MJ.(1991): Genesis of mafic microgranular enclaves through differentiation of basic magmas, mingling and chemical exchanges with their host granitoid magmas. In: Didier, J. & Barbarin, B., eds., *Enclaves and granite petrology*. Developments in petrology, Elsevier, Amsterdam, **13**: 445-464
- Osborn, E.F 1962. Reaction Séries for subalkaline ígneas rocks based on different oxigens pressure conditions. *Am. Mineral.*, **47**: 211-226.
- Paim, M. M. 1998. *Petrologia da intrusão sienítica potássica de Cara Suja (Sudoeste da Bahia)*. Unpl. MSc Thesis. Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 116p

- Parrish RR. 1987. An improved micro-capsule for zircon dissolution in U-Pb geochronology. *Isot Geosc.*, **66**: 99–102
- Patchet, P.J. & Ruiz, I. 1987. Nd isotopic ages of crust formations and metamorphism in the Precambrian of eastern and southern Mexico. *Contrib. Mineral Petrol.*, **96**: 523-528
- Pearce, J.A., 1982. *Trace elements characteristics of lavas from destructive plate boundaries*, in: Thorpe, R.S. (Ed.), *Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks*. Wiley, New York, pp. 525–546.
- Pearce J A 1983 The role of sub-continental lithosphere in magma genesis at destructive plate margins; In: Hawkesworth C J & Norry M J, Shiva, Eds., *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*, Shiva Publishing, 272p. pp. 230–249.
- Peccerillo, A., 1990. On the origin of the Italian potassic magmas - comments. *Chem. Geol.* **85**: 183–191.
- Peccerillo A 1992 Potassic and ultrapotassic rocks: Compositional characteristics, petrogenesis and geologic significance. *IUGS Episods*, **15**: 243–251.
- Perchuck, L.L. Aranovich, L.Y.; Podlesskii, K.K. Lavrat'eva, I.V., Gerasimov, V. Y. Fed' Kin, V.V.; Kitsul, V. I. Karsakov, L.P & Berdinikov, N. V. 1985 Precambrian granulites of the Aldan Shield, eastern Siberia, USSR. *J. Metamorph Geol.*, **3**: 265-310.
- Pessoa, R.R.; Pessoa, D.R. ; Brito Neves, B.B. de. 1978. *Magmatismo tarditectónico Brasileiro no Maciço Pernambuco- Alagoas: o quartzo sienito de Cachoeirinha. PE*. In: Congresso Brasileiro de Geologia, Anais... Recife, XXX Congr. Bras. Geol., **3**: 1279-1287, Recife.
- Philpotts, A. R., 1971. Immiscibility between feldspathic and gabbroic magmas. *Nature Phys. Sci.*, **229**: 107— 109
- Philpotts, A. R. 1976. Silicate immiscibility: its probable extent and petrogenetic significance. *Am. J. Sci.*, **276**: 1147-1177
- Philpotts, A. R. 1979. Silicate immiscibility: in tholeiitic basalts. *J. Petrology*, **20** (1): 99-116
- Philpotts, A.R., 1981, Liquid immiscibility in silicate melt inclusions in plagioclase phenocrysts: *Bulletin de Minéralogie*, **104**: 317–324.
- Pipike, J.J. Cameron, R.L. Baldwin, R. 1974. *Amphiboles and pyroxenes : characterization of other than quadrilateral components and estimates of ferric iron from micro probe date* . Annual. Meetings. Florida.
- Pitcher, W.S., 1993, *The nature and origin of granite*: London, Blackie, 321 p.
- Pla Cid, , Nardi, L. V. S.; Stabel, L. Z.; Conceição, R.V.; Balzaretto, N.M. 2003. High-pressure minerals in mafic microgranular enclaves: evidences for co-mingling between lamprophyric and syenitic magmas at mantle conditions. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **148**:675-688.
- Pognante, U. 1990. Shoshonitic and ultrapotassic post-collisional dykes from northern Karakorum (Sinkiang, China). *Lithos*, **26**: 305- 316
- Poldervaart, A. and Hess, H. H., 1951. Pyroxenes in the crystallization of basaltic magma. *Journ. Geol. Chic.*, **59**: 472.

- Ringwood AE.1990. Slab-mantle interactions. 3. Petrogenesis of intraplate magmas and structure of the upper mantle. *Chem Geol.*, **82**: 187-207.
- Rittman A 1933 Die geologisch bedingte evolution and differentiation des Somma-Vesuv Magmas. *Zeitsch für vulkanol.*, **15**: 8–94.
- Rock, N.M.S. 1986. The nature and origin of ultramafic lamprophyres: alnoites and allied rocks. *J. Petrol.*, **27**:155-196.
- Rock, N. M. S. 1987. *The nature and origin of lamprophyres: an overview*. In: Fitton, J.G. & Upton, B.G. j. (Eds) Alkaline igneous rocks. Geol. Soc. Spec. publ., **30**: 191-226. Blackwell. London.
- Rock, N.M.S. 1991. *Lamprophyres*. Glasgow, Blackie, 285p.
- Roden, M. F.; MURTHY, V. R. 1985. Mantle metasomatism. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **13**: 269-296,
- Roeder, E. 1979. *Silicate liquid immiscibility in magmas*. In: Yoder, H.S ed. The evolution of the igneous rocks. Princeton University Press Princeton 588p
- Roedder, E., & Weiblen, P. W. 1970. Silicate liquid immiscibility in lunar magmas, evidenced by melt inclusions in lunar rocks, *Science*, **167**: 641–643.
- Rogers, N. W. 1992. Potassic magmatism as a key to trace-element enrichment processes in the upper mantle. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **50**: 85–99.
- Rollinson H R 1993 *Using geochemical data: Evaluation, Presentation, Interpretation*, Longman Scientific and Technical, England, 352p.
- Rollison, H.R. 1995 *Using geochemical data: Evaluation, presentation and interpretation*. Longman, UK 352pp.
- Rosa, M. de L. da S. *Magmatismo shoshonítico e ultrapotássico no Sul do cinturão móvel Salvador Curaça, Maciço de São Félix: geologia, mineralogia e geoquímica*. In: CONCEIÇÃO, H. (ed.); CRUZ, M. J. M. (ed.) *Sienitos alcalino-potássicos e ultrapotássicos paleoproterozóicos do estado da Bahia*. Salvador: Sociedade Brasileira de Geologia. Núcleo Bahia-Sergipe, 1998. 216p. (Publicação Especial, 4) p.1-37.
- Sá, J. M. Bertrand, J.M. & Leterrier, J. 1991. Evolution geodynamic et geochronologique (U-Pb, Rb-Sr et K-Ar) de la ceinture plissée d'Óróis, NE Brésil, *C.R. Acad.Sci. Ser.II*, **313**: 231-237.
- Santos, E. J. dos. 1971. *Síntese da geologia precambriana da folha Arcoverde*. SUDENE, Div. Geol., 20 pp.
- Santos, E.J. & Medeiros, V.C. 1999. Constraints from granitic plutonism on proterozoic crustal growth of the transverse Zone, Borborema Province, NE Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **29**: 73-84.
- Santos, E.J. 1995. *O complexo granítico Lagoas das Pedras: Acresção e colisão na região de Floresta, PE Província Borborema*. Doctoral Dissert., USP, São Paulo, 220p.
- Santos, E.J. dos.1996. *Ensaino preliminar sobre terrenos e tectônica acrescionária na Província Borborema*. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 39, 1996, Salvador. *Anais...* Salvador: SBG, 1996. 7v. v.6. p.47-50
- Santos, E.J. 1998. *Folha SC.24-X-A – Belém do São Francisco*. Programa levantamentos Geológicos Básicos do Brasil: carta Geológica. Escala 1:250.000. Brasília: CPRM, 1998.

Santos, E.J.; Brito Neves, B.B. 1984. Província Borborema In: Almeida, F.F.M.& Hasuy, Y. (eds), *O Pré-cambriano do Brasil*, Edgar Blucher, p.p. 123-186.

Santos, E.J.; Silva Filho, M.A. 1975. Estudo interpretativo sobre a evolução do Geossinclinal de Própria, Nordeste do Brasil. *Revista Mineração Metalurgia*, **367**: 3-32.

Santos, R.A.; Souza, J.D. 1988. *Folha SC.24-X-C-VI – Piranhas*. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil: Carta geológica, carta metalogenética/previsional - Escala 1:100.000. Estados de Sergipe, Alagoas e Bahia. Brasília: CPRM, 1988. 154p., 2 mapas *in* bolso. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB.

Santos, E.J. dos; Van Schmus, W.R.; Brito Neves, B.B; *et al.* *Terranes and their boundaries in the Proterozoic Borborema Province, Northeast Brazil*. In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos (SNET), 7, 1999, Lençóis

Saunders, A. D., Tamey, J. and Weaver, S. D. 1980. Transverse geochemical variations across the Antarctic Peninsula: implications for the genesis of talc alkaline magma. *Earth Planetary Science Letters*, **46**: 344-360.

Sawka, W. N. (1988). REE and trace element variation in accessory minerals and hornblende from the strongly zoned McMurry Meadows Pluton. California. *Trans. R. Soc. Edinburgh Earth Sci.*, **79**: 157-168.

Schmidt, M.W. 1992. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al in Hornblende barometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **110**: 304-310.

Shepard, S. 1995 Hibridization Of Shoshonitic Lamprophyre And Calc Alkaline Granite Magma In The Early Proterozoic Mt: Bundey Igneous Suite, Northern Territory. *Aust. J. Earth Sci.*, **42**: 173-185

Shepard, S & Taylor , W.R. 1992. Barium and LREE – rich olivine mica – lamprophyres with affinities to lamproites Mt. Bundey Northern territory Austrália: *Lithos*, **28**: 303-326

Sial, A.N. 1986. Granite Types in northeast. Brazil: current Knowledge. *Rev. Bras. Geoc.* **16**:54-72.

Sial, A.N. 1990. Epidote – bearing calc-alkalic granitoids in North eastern Brazil. *Rev Bras. Geoc.*, **20** (1-4): 88-100.

Sial, A. N. et al. *Projeto Extremo Oeste de Pernambuco (quadrículas de Salgueiro e partes de Chorrochó e Parnamirim-PE)*. Relatório final. Recife: Universidade Federal de Pernambuco, 1983. 51p. 2 mapas.

Sial, A. N.; Ferreira, V. P.; Mariano, G. 1987. *Proterozoic granitoids, Western Pernambuco and Paraíba States, Northeast Brazil*. In: International Symposium On Granites And Associated Mineralizations, 1., Salvador, 1987. *Excursion Guides*.Salvador, SGM/CBPM, p. 9-32.

Silva Filho M.A. 1977. *Geologia da Geossinclinal Sergipana e do seu embasamento*. Projeto Baixo São Francisco/ Vaza Barris, Relatório Final. Convênio DNPM/CPRM, vol. 1.

Silva Filho M. A., Bomfim L. F. C., Santos R. A., Leal R. A., Santana A. C., Braz Filho P. A. 1979. *Geologia do Geossinclinal Sergipana e do seu embasamento. Alagoas, Sergipe e Bahia*. Brasília, MME/DNPM, 131 p. 1 mapa, col. Escala 1:500.000 (Projeto Baixo São Francisco/Vaza Barris).

Silva Filho, A. F. da et al. 1997. Geochemical signatures of the main neoproterozoic late tectonic granitoids from the proterozoic Sergipano belt, Brazil: significance for the Brasiliano Orogeny. *International Geologic Review*, **33**,:639-653.

Silva Filho, A. F. da; Guimarães, I. P. *Avaliação da pressão de cristalização dos principais corpos do sistema de Dobramentos Sergipano a partir da geobarometria de Al em hornblendas*. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 38, 23-28 out. 1994, Balneário de Camboriú-SC. Boletim de resumos expandidos. Balneário de Camboriú: SBG. Núcleo RS/SC; DNPM; CPRM, 1994. 3v. v.1, pp.211- 212.

Silva Filho, A. F. et al. *A super-suíte de granitóides ricos em K neoproterozóicos tardi a pós tectônico da parte sul do maciço PE-AL; Magmatismo intraplaca?* In: Congresso Brasileiro de Geologia, 39, 1-6 set. 1996, Salvador-Bahia. Anais do. Salvador: SBG. Núcleo Nordeste, 1996. 7v. v.1. p 318-320.

Silva Filho, A. F. et al. *Evidências de manto sublitosférico enriquecido e suas conseqüências geotectônicas; o complexo shoshonítico neoproterozóico Serra do Catu, interface entre o maciço PE-AL e o Sistema de Dobramentos Sergipano*. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 40, 11-16 out. 1998, Belo Horizonte. Anais: Geologia e desenvolvimento. Belo Horizonte: SBG. Núcleo Minas Gerais, 1998. 529 p. p. 24.

Silva Filho, A. F., Guimarães, I. P.; Van Schmus. W. R. 2002. Crustal evolution of the Pernambuco-Alagoas Complex, Borborema Province, NE Brazil: Nd isotopic data from neoproterozoic Granitoids. *Godwana Research*, **5** (2): 409-422,

Silva Filho, A. F., Guimarães, I.P; Siqueira, D.V. 1998. *Evidências de manto sublitosférico enriquecido e suas conseqüências geotectônicas: O Complexo Shoshonítico neoproterozóico Serra do Catu, interface entre o maciço PE-AL e o Sistema de dobramentos Sergipano* In: Congresso Brasileiro de Geologia, 40., Belo Horizonte, 1998. *Anais....* Belo Horizonte, SBG, p.24.

Silva Filho, A. F., Guimarães, I.P., Van Schmus, W.R. 2002 (b). Crustal evolution of the Pernambuco-Alagoas Complex, NE Brazil: Nd isotopic data from Neoproterozoic granitoids. *Gondwana Res.*, **5**: 409-422.

Silva Filho, A. F.; Guimarães, I. P. 1995. *Assinatura geoquímica dos principais granitóides do Sistema de Dobramentos Sergipano*. In: Simpósio de Geologia do Nordeste, 16. 1995, Recife. Atas do. Recife: Sociedade Brasileira de Geologia, 1995. 2v. (Boletim do Núcleo Nordeste da SBG, 14). v. 2 p. 407-409.

Silva Filho, A. F.; Guimarães, I.P. Kozuch, M. 1996. Mineral chemistry and tectonic significance of Neoproterozoic ultrapotassic plutonic rocks from Cachoeirinha Salgueiro fold belt, northeastern Brasil. *International Geology Review*, **38**: 649-664.

Silva Filho; A.F.; Guimarães, I.P.; Lyra de Brito, M.F. et al. 1997b. Geochemical signatures of main neoproterozoic late-tectonic Granitoids from the Proterozoic Sergipano Fold Belt, Brazil: Significance for the Brasiliano Orogeny. *International Geology Review.*, **36** (7): .639-659,

Silva Filho, A.F., Guimarães, I.P. & Torres, V.M. 1995. *The Shoshonitic Serra do Catú complex, NE Brazil*. In: Congresso Brasileiro de Geoquímica, 5, Anais...Niterói, 5^o Congresso Brasileiro de Geoquímica, Niterói, extended abstract (in CD-ROM)

Silva Filho, A.F.; Guimarães, I.P.; & Thompson R.N. 1993. Shoshonitic and ultrapotassic Proterozoic intrusive suítes in the Cachoeirinha-Salgueiro belt, NE Brazil: a transition from collisional to post-collisional magmatism, *Precambrian Research*, **62**: 323-342.

Silva Filho, A.F. And Guimarães, I.P., Van Schmus, W.R. 2002. Crustal evolution of the Pernambuco –Alagoas Complex, Borborema Province, NE Brazil: Nd isotopic Data from Neoproterozoic granitoids. *Gondwana Research*, **5** (2): 409-422.

Silva Filho, A.F., Guimarães, I.P., Van Schmus, W.R. 2002. Crustal evolution of the Pernambuco-Alagoas Complex, Borborema province, NE Brazil: Nd isotopic data from neoproterozoic granitoids. *Gondwana Research*, **5** (2): 409-422

Silva Filho, M. A. 1976. *A suíte ofiolítica da Geossinclinal de Própria*. In: Congresso Brasileiro de Geologia (29: 1976, Ouro Preto). *Anais do...* Belo Horizonte, SBG, 1976, v.4. p51-58.

Silva Filho, M.A., Accioly, A.C.A., Torres, H.H.F., Araújo, R. V. 2003. O Complexo Jararataia no contexto do Sistema Sergipano. *Rev. Geol. USP*, **16**: 99-110.

Silva Filho, M.A.; Bonfim, L.F.C.; Santos, R.A. 1978. *A geossinclinal Sergipana: estratigrafia, estrutura e evolução*. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 30., Recife, 1978, *Anais*. Recife, SBG, v. 6, p. 2464-2477.

Silva Filho, M.A., Bonfim, L.F.C., Santos, R.A.M., Leal, R.A., Braz Filho, P.D.A., Rodrigues, T.L.N., Santos, J.C., Bruni, D.C., 1981. *Geologia da área dos Estados de Alagoas, Sergipe e Bahia. Projeto Canindé do São Francisco*. Relatório Final. Brasília. DNPM, (DNPM, Série Geologia, 19. Geologia Básica, 14).

Silva Filho, M.A., Bonfim, L.F.C., Santos, R.A.M., Leal, R.A., Santana, A.C. Braz Filho, P.D.A., 1977. *Projeto Baixo São Francisco/Vaza Barris; geologia da geossinclinal sergipana e do seu embasamento*. Relatório Final. Salvador, CPRM, v.1. Convênio, DNPM/CPRM.

Silva Filho, M. A. da; Brito Neves, B. B. de. 1979. *O sistema de dobramentos Sergipano no nordeste da Bahia*. In: Geologia e recursos minerais do estado da Bahia: textos básicos [S.l: s.n.], 1979.

Silva Filho, M. A.; Torres, H. H. F. A new interpretation on the Sergipano Belt Domain, *Anais Academia Brasileira de Ciências*, **74** (3): 556-557, 2002.

Sisson TW, Grove TL (1993) Temperatures and H₂O contents of low-MgO high-alumina basalts. *Contrib Mineral Petrol.*, **113**:167-184

Song, Y. and Frey, F. A. (1989) Geochemistry of peridotite xenoliths in basalt from Hannuoba, Eastern China: Implications for subcontinental mantle heterogeneity. *Geochim. Cosmochim Acta*, **53**: 97-113.

Souza, Z. S.; Martim, H.; Macedo, M.H. F.; Peucat, J. J.; Jardim de Sá, E. F. 1993. Um segmento de croûte continental juvenile d'âge proterozoïque inférieur. Le Complexe de Caico. (Rio Grande do Norte, NE Brésil), *C.R. Acad; Sci. Ser II*, **316**: 201-208.

Spear, F.S. 1981 Sn experimental study of hornblende stability and compositional variability in amphibole sm. *J.sci.*, **13**::299-356

Speer, J.A., 1987. Evolution of magmatic AFM mineral assemblages in granitoid rocks: the hornblende + biotite reaction in the liberty Hill pluton, South Carolina. *American Mineralog.*, **72**: 863-878.

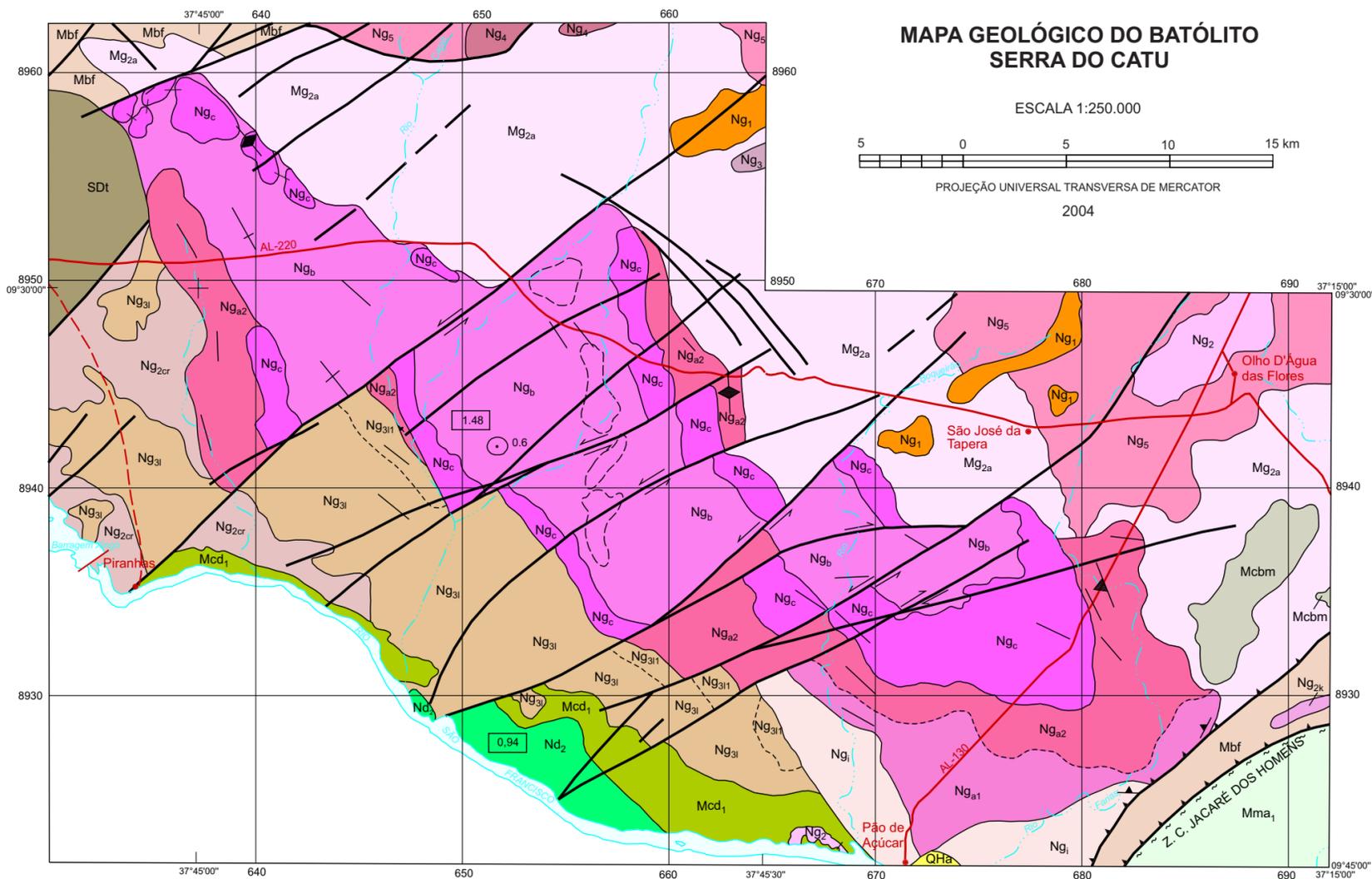
Stacey, J.S., and Kramers, J.D., 1975, Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model: *Earth Planetary Science Letters*, **26**: 207-221.

- Stephenson, D. 1976. Bull. Gronlands geol. Unders. 118, 55 pp.
- Stephenson, D. and Upton, B. G. J. 1982. *Mineral. Mag.* **46**: 283- 300.
- Streckeisen, A.L., 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth-Sci. Rev.*, **12**: 1–33.
- Streckeisen, A. 1978. Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites and melilitic rocks: recommendations and suggestions, IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen*, **134**: 1–14.
- Sun, S.-S. & McDonough, W. F. (1989). *Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes*. In: Saunders, A. & Norry, M. (eds) *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society, London, Special Publication 42, 313–345.
- Tatsumi, Y. 1986. Formation of the volcanic front in subduction zones. *Geophysical Research Letters*, **13**: 717–720.
- Taylor, S. & McLennan, S. 1985. *The Continental Crust: its Composition and Evolution*. Oxford: Blackwell.
- Thompson, R.N., 1977. Primary basalts and magma genesis. III. Alban Hills, Roman comagmatic province, Central Italy. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **60**: 91--108
- Thompson, J.B., 1982. Composition space: an algebraic and geometric approach. *Mineralog. Soc. Am. Rev. in Mineralogy*, **10**: 1-32.
- Thompson, R. N. & Fowler, M.B. 1986. Subduction related shoshonitic and ultrapotassic magmatism: a study of Siluro-Ordovician syenites from the Scottish Caledonides. *Contrib. Mineral. Petr.*, **94**: 507-522
- Thompson, R. N. & Morrison, M.A. & Dickin, A & Hendry, G.L.. 1983. *Continental flood basalts...arachnids rule OK?*. In: *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. 158-185.
- Toteu, S.F., Van Schmus, W.R., Penaye, J., and Michard, A. 2001. New U-Pb and Sm-Nd data from north-central Cameroon and its bearing on pre-Pan African history of central Africa. *Precambrian Research*, **108**: 45-73
- Trompette, R. 1994. *Geology of western Gondwana, Pan-African-Brasiliano aggregation of South America and Africa*. A.A. Balkema, Rotterdam, Brookfield, p.350.
- Trompette, R. 1997. Neoproterozoic (~600Ma.) Aggregation of western Gondwana: A tentative scenario, *Precambrian Res.*, **82**: 101-112.
- Tsuchiyama, A. 1985. Dissolution kinetics of plagioclase in the melt system diopside-albite-anorthite, and origin of dusty plagioclase in andesites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **89**: 1-16.
- Tulloch, A.J., 1986. Comment on "implications of magmatic epidote-bearing plutons on crustal evolution in the accreted terranes of north-western north America" and "magmatic epidote and its petrologic significance". *Geology*, **14**: 187-188.
- Tuttle., O.F.& Bowen, N.L. 1958. Origin of granite in the light of experimental studies in the system NaAlSi₃O₈-KAlSi₃O₈-SiO₂-H₂O. *Geol.soc Am. Mem.*, **74**

- Van Bergen, M.J., Vroon, P.Z. and Hoogewerf, J.A., 1993. Geochemical and tectonic relationships in the east Indonesian arc-continental collision region: implications for the subduction of the Australian passive margin. *Tectonophysics*, **223**: 97-116
- Van Schmus W.R., Brito Neves B.B., Hackspacher P., Babinski M. 1993. *Identification of crustal blocks in Northeast Brazil using Sm-Nd and U-Pb geochronology*. In: Simpósio sobre o cráton do São Francisco, 2, *Anais*: 239-242, Salvador, Bahia, Brazil.
- Van Schmus, W.R. Brito Neves, B.B. Hackspacher. P.C & Babiinsky M. 1995. U/Pb and Sm/Nd geochronologic studies of the eastern Borborema Province, NE Brazil. *J. South Am. Earth Sci*, **8**: 267-288.
- Van Schmus, W.R., Brito Neves, B.B., Hackspacher, P.C. Babiinsky M., Fetter, A. H & Dantas, E.L. 1996. Precambrian history of West Gondwana: The Borborema Province, NE Brazil. *Geological Society of America Abstract with Programs*, 1996 Annual Meeting, Denver, p. A-494.
- Van Schmus, W.R., Brito Neves, B.B., Hackspacher, P.C. Babiinsky M., Fetter, A. H & Dantas, E.L. 1997. *Application of U-Pb and Sm-Nd geochronology to understanding the geotectonic history of the Borborema Province, NE Brazil, and its implications for the evolution of west Gondwana*. Proc. 1^o south American symp. On Isotope Geology, São Paulo, pp. 27-29.
- Vance JA (1965) Zoning in igneous plagioclase: patchy zoning. *J Geol.*, **73** (4):636–651
- Vaucher, A., Neves, S.P., Caby, R., Corsini, M., Egydio-Silva, M., Arthaud, M.H. & Amaro, V. 1995. The Borborema shear zone system, Ne Brazil. *J. South Am. Earth Sci.*, **8**: 247-266
- Vaughan, A.P.M., 1996. A tectonomagmatic model for the genesis and emplacement of Caledonian calc-alkaline lamprophyres. *Journal of the Geological Society, London*, **153**: 613–623.
- Venturelli, G.; Capedri, S.; Di Battistini, G.; Crawford, A.; Kogarko, L.N. ; Celestini, S. 1984. The ultrapotassic rocks from Spain. *Lithos*, **17**:37-54 .
- Vernon, R.H. (1983). Restite, xenoliths and microgranitoid enclaves in granites. *Journal and Proceedings of the Royal Society of New South Wales*, 116: 77-103.
- Vyhnal, C.R., Mcsween JR, H.Y., Speer, J.A., 1991. Hornblende chemistry in southern Appalachian granitoids: Implications for aluminum hornblende thermobarometry and magmatic epidote stability. *Am. Mineralog.*, **76**: 176-188.
- Walter M. J. & Presnall D. C. 1994. Melting behavior of simplified lherzolite in the system CaO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-Na₂O from 7 to 35 kbar. *J. Petrol.*, **35**: 329–359
- Wass SY, Henderson P, Elliot C.J. 1980. Chemical heterogeneity and metasomatism in the upper mantle: evidence from rare earth and other elements in apatite rich xenoliths in basaltic rocks from eastern Australia. *Philos Trans R Soc London*, **A297**:333–346
- Watson, E. B. 1979. Apatite saturation in basic to intermediate magmas. *Geophys. Res. Lett.*, **6**: 937-940.
- Watson, E.B 1987. *The role of accessory minerals in granitoid geochemistry* in: Hutton conference origin of granites Univ. Edinburgh p. 209-211
- Weaver, B. L. (1991) The origin of oceanic island basalt end-member compositions: trace element and isotopic constraints. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **104**: 381-397

- Wendlandt, R. F.; Eggler, D. H. 1980. The origin of potassic magmas, 2. Stability of phlogopite in natural spinel lherzolite and in the system $\text{KAlSiO}_4\text{-MgO-SiO}_2\text{-H}_2\text{O-CO}_2$ to 30 kb. *American Journal of Science*, **280**: 421 – 458
- White, A. J. R. and Chappell, B. W. 1977: Ultrametamorphism and granitoid genesis. *Tectonophysics*, **43**: 7-22.
- Wilshire, H. G., 1987. *A model of mantle metasomatism*. In: Morris, E. M. & Pasteris, J. D. (eds) *Mantle Metasomatism and Alkaline Magmatism*. Geological Society of America, special papers, **215**: 47-60.
- Wones, D.R., 1981. Mafic Silicates as indicators of intensive variables in granitic magmas. *Mining Geology*, **31**: 191-212.
- Wones D.R. 1989. Significance of the assemblage titanite + magnetite + quartz in granitic rocks. *American Mineralogist*, **74**: 744-749.
- Wones, D.R. Eugster, H.P. 1965. Stability of biotite: Experiment theory, and Application. The American Mineral V 50. p 1228 1272.
- Woolley, A.R.; Bergman, S.C.; Edgar, A.D., Le Bas, M.J. Mitchell, R.H., Rock, N.M.; Scott Smith, B.H..1996. Classification of lamprophyres, lamproites, kumberlites and the kalsilitic, melilitic and leucitic rocks. *Can Mineral.*, **34**:175- 186.
- Wright, J. 1969. A Simple Alkalinity Ratio and Its Application to Questions of Non-Orogenic Granite Genesis. *Geological Magazine*, **106**: 370-384.
- Xu, Y.G., 2001. Thermo-tectonic destruction of the Archean lithospheric keel beneath the Sino-Korean Craton: evidence, timing and mechanism. *Physics and Chemistry of the Earth (Part A: Solid Earth and Geodesy)*, **26**: 747-757
- Zen, E-AN, Hammarstrom, J.M., 1984. Magmatic epidote and its petrologic significance. *Geology*, **12**: 515-518.
- Zindler, A., Hart, S.R., 1986. Chemical geodynamics. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **14**: 493-571
- Zindler, A., S. R. Hart, F. A. Frey, and S. Jakobsson 1979. Nd and Sr isotope ratios and REE abundances in Reykjanes peninsula basalts: Evidence for mantle heterogeneity beneath Iceland, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **45**: 249 – 262
- ZIRKEL, F., 1894B. *Lehrbuch der Petrographie*. Engelmann, Leipzig. 2nd Edn, Vol.3, 833pp. [Therolite]

MAPA GEOLÓGICO DO BATÓLITO SERRA DO CATU



RELAÇÕES TECTONO-ESTRATIGRÁFICAS

BACIAS SEDIMENTARES		
IDADE (MA)	EVOLUÇÃO TECTÔNICA	TUCANO-JATOBÁ
PALEOZOICO SILURIANO	SINÉCLISE	Formação Tacaratu SDt
410 438		
DOMÍNIO EXTERNO		
NEOPROTEROZOICO	FAIXA DE DOBRAMENTOS SERGIPANA	TERRENO PERNAMBUCO-ALAGOAS
	TERRENO CANINDÉ-MARANCÓ	
540	Plutonismo tardi a pós-tectônico Brasileiro Batólito Serra do Catu Ng _c Ng _b Ng _{a1} Ng _{a2}	Plutonismo sin a tardi tectônico Brasileiro Ng _{2k} Ng ₁ Ng ₂ Ng ₃ Ng ₄ Ng ₅
MESOPROTEROZOICO	Plutonismo sin-tectônico Cariris Velhos Mg _{2a}	Plutonismo cedo a sintectônica Brasileira Ng ₁
	1000	Complexo Canindé-Marancó Mcd ₁ Mma ₁
1200		

UNIDADES GEOLÓGICAS

CENOZOICO

QHa Sedimentos aluvionares, arenosos e argilosos conglomeráticos.

PALEOZOICO

GRUPO JATOBÁ

SDt Formação Tacaratu - Conglomerados e arenitos grossos e finos.

NEOPROTEROZOICO

BATÓLITO SERRA DO CATU

Ng_c Quartzo sienitos rosa *hipersolvus*, leucocráticos, cor rosa e tons avermelhados, com textura equigranular de granulação média a inequigranular porfírica com fenocristais de alcalifeldspato (3 cm a 4 cm) e enclaves lamprofíricos, por vezes orientados, distribuídos sem orientação preferencial.

Ng_b alcalifeldspato sienitos cinza *hipersolvus*, leucocráticos, de cor cinza a róseo acinzentado, com textura equigranular média a inequigranular porfírica, com fenocristais de alcalifeldspato (1 cm a 2 cm) e enclaves lamprofíricos, por vezes orientados.

Ng_{a1} (Quartzo) monzonitos ($N_{\gamma_{a1}}$) e quartzo monzonitos a monzogranitos ($N_{g_{a2}}$) mesocráticos, cor cinza esverdeada, com textura inequigranular porfírica, com fenocristais euédricos de alcalifeldspato (2 cm a 3 cm) e plagioclásio (1 cm) distribuídos em uma matriz equigranular média rica em anfibólio. Possui xenólitos e diversos enclaves.

SUÍTES MAGMÁTICAS

N_{\gamma}₅ Monzogranitos, granodioritos, sienogranitos com biotita ± anfibólio, equigranulares a porfíricos, metaluminosos, com enclaves dioríticos e mais raramente de calcários/mármoreos.

N_{\gamma}₄ Leucogranitos/granodioritos com biotita, granada podendo predominar muscovita e/ou turmalina, equigranulares, de grã média. Apresentam porções migmatíticas e megaxenólitos de metabásicas, calcários/mármoreos e anfibólitos.

N_{\gamma}₃ Granitoides a metagranitoides (granodioritos e granitos) com muscovita + biotita ± granada, equigranulares, grã média a grossa, às vezes sob a forma de "sheets".

N_{\gamma}₂ Granodioritos, monzodioritos e quartzo-dioritos, com anfibólio ± biotita, ± piroxênio, porfíricos, metaluminosos com enclaves máficos.

N_{\gamma}₁ Leucogranitos/granodioritos com biotita equigranulares de grã média.

N_{\gamma}₃₁ Biotita leucogranitos/granodioritos equigranulares, médios. Apresenta porções migmatíticas e megaxenólitos de metabásicas, calcários/mármoreos e anfibólitos ($N_{g_{31a}}$). Suíte peraluminosa.

N_{\gamma}_{2k} Biotita-anfibólio granitoides grossos a porfíricos, por vezes finos/médios, com enclaves dioríticos e fácies sieníticas.

N_{\gamma}_{2cr} Quartzo dioritos e granitos/monzodioritos, porfíricos, com hornblenda, biotita e quartzo azul, além de frequentes autólitos máficos e xenólitos de migmatitos.

N_{\delta}₂ Suíte Canindé - Gabros, troctólitos, noritos, anortositos, hornblenditos, piroxenitos e peridotitos.

N_{\gamma}₁ Granitoides indiscriminados.

MESOPROTEROZOICO A/OU NEOPROTEROZOICO

SUÍTES MAGMÁTICAS

M_{\gamma}_{2a} Metagranitoides leucocráticos com anfibólio e/ou biotita de granulação média a grossa, de composição granítica a tonalítica e quartzo monzonítica/monzodiorítica. Apresenta porções migmatíticas.

COMPLEXO MARANCÓ

Mma₁ Unidade Araticum - Micaxistos/gnaisses, metagrauvas e metavulcano-clásticas, com níveis de quartzitos, formações ferríferas, calcários/metacarbonatos, rochas calcissilicáticas, ortoanfíbilitos e metamáficas/metaultramáficas.

COMPLEXO CANINDÉ

Mcd₁ Unidade Gentileza - Metabasaltos, metavulcânicas básicas e metatufos.

COMPLEXO BELÉM DE SÃO FRANCISCO

Mbf Biotita ortognaisses tonalíticos/granodioríticos, leucocráticos de cor cinza, geralmente migmatizados e migmatitos com mesossoma quartzo diorítico/tonalítico a anfibólio e/ou biotita além de porções anfibolíticas. Relíquias de rochas paraderivadas, calcários/mármoreos, quartzitos e rochas calcissilicáticas.

COMPLEXO CABROBÓ

Mcbm Paragnaisses com biotita e muscovita podendo conter granada e/ou sillimanita, migmatizados.

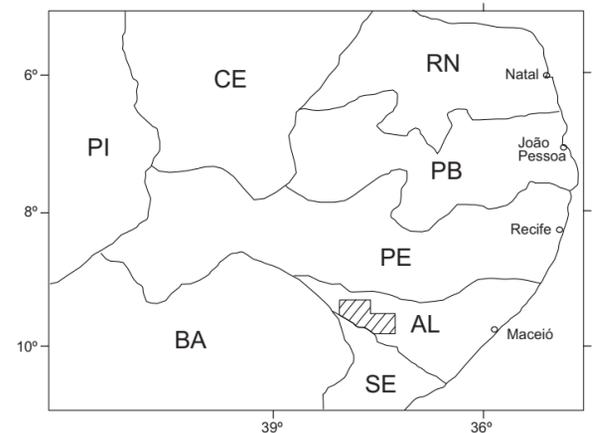
CONVENÇÕES GEOLÓGICAS

—	Contato definido	—	Traço de superfície S magmática
- - - - -	Contato aproximado	◆	Foliação magmática com mergulho vertical
—	Falha ou zona de cisalhamento indiscriminada	+	Foliação magmática com mergulho sub horizontal
—	Falha extensional (falha normal)	▲	Foliação magmática com indicação de mergulho
—	Zona de cisalhamento contracional	○	Áreas com grandes exposições/matacões
—	Falha sinistral	□ 0,94	Idade modelo T _{DM}
—	Falha dextral	○ 0,6	Idade isocrônica Rb/Sr

CONVENÇÕES CARTOGRÁFICAS

●	Cidade
—	Estrada pavimentada
- - - - -	Estrada não pavimentada
—	Curso d'água intermitente
—	Barragem
—	Curso d'água permanente

LOCALIZAÇÃO DA ÁREA



PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

Autor:

Maria de Fátima Lyra de Brito

Orientador:

Adejardo Francisco da Silva Filho

Digitalização:

Erval Manoel Linden
Francisco de Assis Batista de Moraes

Tratamento Digital

Ana Paula Rangel Jacques

Levantamentos geológicos consultados:

- Medeiros, V. C. (1999)
- Silva Filho, M. A. S.; Torres, H. H. F. & Brito, R. S. C. (2003)

A atualização da base planimétrica obtida através de sensores remotos foram transferidos visualmente pelos técnicos do Setor de Digitalização.