

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO
CENTRO DE TECNOLOGIA E GEOCIÊNCIAS
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

ROBERTA GALBA BRASILINO

Tese de doutorado

**ESTUDO PETROLÓGICO E ESTRUTURAL DOS PLÚTONS GRANÍTICOS
CÁLCIO-ALCALINOS DE ALTO POTÁSSIO DE CONCEIÇÃO DAS CREOULAS, CALDEIRÃO
ENCANTADO, MURICI E BOQUEIRÃO, TERRENO
ALTO PAJEÚ, PERNAMBUCO, NE DO BRASIL.**

Recife - 2003

Roberta Galba Brasilino

Geóloga, Universidade Federal de Pernambuco, 1994

Mestre, Universidade Federal de Pernambuco, 1997

**ESTUDO PETROLÓGICO E ESTRUTURAL DOS PLÚTONS GRANÍTICOS
CÁLCIO-ALCALINOS DE ALTO POTÁSSIO DE CONCEIÇÃO DAS CREOULAS, CALDEIRÃO
ENCANTADO, MURICI E BOQUEIRÃO, TERRENO
ALTO PAJEÚ, PERNAMBUCO, NE DO BRASIL.**

Tese que apresenta à Pós-graduação em Geociências do Centro de Tecnologia da Universidade Federal de Pernambuco, orientada pelo Prof. Dr. Alcides Nóbrega Sial, e co-orientada pelo Prof. Dr. Roberto Ferrez Weinberg, como preenchimento parcial dos requisitos para obtenção do grau de doutor em Geociências, área de concentração DE Petrologia, litogeoquímica e evolução crustal.

Recife - 2003

A minha família e aos meus amigos

*“scientific research is a beautiful
co-operative adventure, not a
cut-throat business.”*

AGRADECIMENTOS

Meus agradecimentos a todos que de alguma forma colaboraram, orientando, apoiando e me incentivaram a acreditar e lutar pelos objetivos ao longo deste trabalho.

A CAPES (Fundação Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior) pelo apoio financeiro através da concessão da bolsa sem a qual não poderia me dedicar a esta pesquisa.

A FACEPE (Fundação de Amparo a Ciência do Estado de Pernambuco) pelo apoio financeiro através da concessão da bolsa de finalização de doutorado.

A Universidade Federal de Pernambuco, Programa de pós-graduação em Geociências e NEGLABISE por toda infra-estrutura necessária ao desenvolvimento deste trabalho.

A CPRM (Companhia de Recursos Minerais) pelo acesso a mapas, fotografias aéreas e imagens de satélite

Ao professor Alcides Nobrega Sial pelo estímulo, apoio e cuja orientação em todas as fases de desenvolvimento do presente trabalho, foram de importância primordial para a elaboração e estabelecimento de idéias agora apresentadas.

Ao professor Roberto Ferrez Weinberg pela ajuda indispensável e orientação nos trabalhos de campo, discussões científicas as quais foram de grande utilidade para o entendimento dos mecanismos envolvidos na evolução da área estudada e incentivo mesmo a distancia, para a finalização deste trabalho.

A professora Valderéz Pinto Ferreira pelo esmero e cuidado na realização das análises de rocha total, química mineral e isótopos de oxigênio e pela disponibilidade que demonstrou em todos os momentos que necessitei.

Ao professor Márcio M. Pimentel pela disponibilidade do Laboratório de Geocronologia (UNB) para a realização das análises isotópicas de Sm-Nd. A Simone M. Gioia pela realização das análises.

Ao professor César Ferreira Filho pela utilização da Microsonda Eletrônica e ao técnico Onésio Rodrigues Nunes pela disponibilidade de ensinar os procedimentos necessários ao uso desse equipamento.

Ao professor Gorki Mariano pelo fornecimento constante de bibliografia, discussões, sugestões, amizade e incentivo constante.

Ao Professor Adejardo F. da Silva Filho pela disponibilização de sua sala e seus computadores quando ao preparo da apresentação deste trabalho.

Manoj K. Pandit pelas discussões de idéias, paciência, amizade e incentivo nos momentos de desânimo.

Sérgio Pacheco Neves pelas discussões, sugestões e revisão do texto final, pelo exemplo de seriedade e amizade e pela ajuda manifestada, em todos os momentos do desenvolvimento desse trabalho, tanto no lado científico quanto pessoal.

A Walmisa Alves de Araújo, pela constante boa vontade e ajuda indispensável durante todo o trabalho.

A Vilma Sobral e Isaias Barbosa da Silva pela atenção, cuidados e paciência nas análises, bem como pela amizade sincera.

A amiga Silvana Carvalho Melo por todos esses anos de amizade, carinho, respeito e preocupação. Rielva S. C. do Nascimento companheira durante todo o doutorado e amiga para todos os momentos, pelo incentivo, companheirismo, críticas e ajuda em todos os momentos que precisei. Silvana Diene Barros pela paciência, respeito e amizade. Gilsa Maria Santana pela amizade, companheirismo e sinceridade. Maria de Fátima Brissant pelas críticas sinceras e grande amizade construída ao longo desses anos. Ao meu grande amigo Marco Antônio F. Ferreira, presente mesmo estando ausente.

A Fernando Lins, Ricardo Pessoa e Joaquim Mota pela amizade, companheirismo e disposição para ajudar em todos momentos que necessitei. Aos amigos André Luiz Carneiro da Cunha, Núbia S. C. Guerra, Cicera Neysi de Almeida, Victor Hugo dos Santos, pelo incentivo e grande amizade em todos os momentos.

Aos familiares e amigos que souberam compreender os momentos de ausência e de mau humor, enfim a todas as pessoas que contribuíram direta ou indiretamente ao longo do desenvolvimento deste trabalho e que me fizeram lembrar que sou capaz, mesmo quando eu já não acreditava.

A todos, o meu MUITO OBRIGADA.

RESUMO

O grande volume de granitos de idade neoproterozóica na província da Borborema atesta que o Brasileiro foi o mais importante evento tectono termal desta área. Nessa Província, existe uma grande quantidade de granitóides cálcio-alcalinos de alto potássio, com megacristais tabulares de feldspato potássico, alguns com epidoto magmático.

Este volume de granitos de idade neoproterozóica na província da Borborema atesta que o Brasileiro foi o mais importante evento tectono termal desta área. Nessa Província, existe uma grande quantidade de granitóides cálcio-alcalinos de alto potássio, com megacristais tabulares de feldspato potássico, alguns com epidoto magmático.

plútons são petrograficamente e quimicamente similares, porfiríticos grossos, exceto o Caldeirão Encantado (textura média a grossa), exibem camadas ricas em máficos e megacristais paralelas a foliação regional, "schlierens" e encraves dioríticos. De modo geral mostram susceptibilidade magnética baixa ($< 0,4 \times 10^{-3}$ SI), embora o "stock" de Murici exiba valores em torno de $1-2 \times 10^{-3}$ SI, indicando fO_2 um pouco mais alta durante sua cristalização.

Modalmente são classificados como granodioritos a monzogranitos. Os megacristais de feldspato potássico (até 8cm de comprimento) estão distribuídos de forma aleatória numa matriz de textura média a grossa constituída de quartzo, microclina peritítica, plagioclásio (albita-andesina) como minerais essenciais, além de biotita, anfibólio (ferro-edenita, ferro-pargasita a ferrotschermaquita), epidoto magmático, titanita, zircão, allanita e minerais de óxido de ferro (especialmente no plúton Murici) como minerais acessórios.

A razão atômica $Fe^{+3}/(Fe^{3+}+Al)$ (teor em pistacita) no epidoto para três destes plútons varia de 27 a 31%, enquanto no de Conceição das Creoulas situa-se entre 21 e 25%. Os dados obtidos utilizando o geobarômetro de Al em anfibólio indicam uma pressão no intervalo de 6 a 7 kbar para os plútons de Murici e Caldeirão Encantado, no plúton de Conceição das Creoulas os valores são mais elevados variando de 7 a 8 kbar, enquanto que o plúton de Boqueirão apresenta valores de 5 a 7 kbar. Baseado no geotermômetro semi-empírico de hornblenda-plagioclásio, foram estimadas temperaturas de equilíbrio no intervalo de 620 a 740°C para os plútons de Caldeirão Encantado, Conceição das Creoulas e Boqueirão, enquanto para o stock de Murici, foram estimadas temperaturas um pouco mais elevadas, no intervalo de 693 a 780°C. O geotermômetro baseado na saturação do Zr indica temperaturas do *liquidus* no intervalo 785⁰-860°C.

Os valores de $\delta^{18}O$ em silicatos nos plútons de Caldeirão Encantado e Murici são bastante homogêneos. Valores de $\delta^{18}O$ para zircão no plúton de Murici variam de 9,16 a 9,26 ‰ VSMOW e no plúton de Caldeirão Encantado 9,74 ‰ VSMOW. A média das razões isotópicas para os outros minerais no plúton de Murici são valores bastante elevados $\delta^{18}O$ para quartzo, no intervalo de 12,55 a 13,46 ‰ VSMOW, 8,39 ‰ VSMOW, para o epidoto, 7,62 ‰ VSMOW, para titanita. A média dos valores para o plúton de Caldeirão Encantado são $\delta^{18}O$ 13,46 ‰ VSMOW, para quartzo, 9,03⁰/‰

VSMOW para epidoto e $8,25^{0}/_{00}$ VSMOW para titanita. Valores de δ^{18O} para rocha total do plúton de Murici ocupam uma faixa estreita de 10,6 a $10,8^{0}/_{00}$ VSMOW, o que pode representar a composição isotópica do magma original caso o sistema fosse fechado.

A química de elementos maiores é caracterizada por teores de sílica entre 65 - 75%, K_2O+Na_2O em torno de 6,5%, MgO entre 0,91-1,8% e CaO entre 2,4 e 3,5%. As rochas mostram afinidades com a série cálcio-alcálica de alto potássio e são de natureza metaluminosa a peraluminosa, com pequenas quantidades de coríndon normativo.

As rochas dos plútons de Conceição das Creoulas e Murici são enriquecidos em Ba (713-1474 ppm), apresentam moderados valores de Sr (420-561 ppm) e Rb (94-198 ppm). Os plútons de Caldeirão Encantado e Boqueirão são levemente mais enriquecidos em Ba (1074 - 1737 ppm) e Sr (578 - 1298 ppm), e apresentam mais baixos valores de Rb (87-147 ppm). As rochas do plúton de Conceição das Creoulas têm valores intermediários de Zr (213-302 ppm) e Y (7-35 ppm). Apresentam grande variação no conteúdo de Nb (14-208 ppm) e Th (15-59 ppm). Os teores de Nb (8-35 ppm), Zr (189-345 ppm) e Y (17-29 ppm) para os plútons de Caldeirão Encantado, Murici e Boqueirão, apresentam valores intermediários de Zr (189 - 345 ppm), Cr (156 - 271 ppm) e valores baixos de Ni (12 - 34 ppm), Ta e Th, estes últimos geralmente abaixo do limite de detecção.

Estas rochas mostram abundância de ETR (ΣETR 119-247 ppm) para os plútons de Conceição das Creoulas, Caldeirão Encantado e Boqueirão. Os padrões de ETR normalizados em relação ao condrito. São enriquecidos em ETRL em relação aos ETRP indicando fracionamento significativo de ETRL/ETRP. O plúton de Murici se mostra menos enriquecido em terras raras apresentando uma concentração total de ETR entre 80 e 94 ppm, com pouca variação nas razões La_n/Lu_n indicando que o fracionamento neste plúton não foi tão extensivo. As anomalias negativas discretas de Eu indicam que os feldspatos foram pouco fracionados durante o processo de evolução do magma, ou a fO_2 foi relativamente alta durante a cristalização, o que restringe a incorporação do Eu na estrutura do feldspato.

Os dados isotópicos de Rb-Sr para as rochas do batólito de Conceição das Creoulas indicam uma idade de 638 ± 26 Ma e uma razão inicial $Sr^{87}/Sr^{86} = 0,7093$.

Os valores de ϵNd entre -2 a -5,6 para esses plútons são sugestivos que a fonte para estes magmas derivou do manto, contudo no caso do plúton de Conceição das Creoulas a razão inicial de $^{87}Sr/^{86}Sr$ evidencia uma contribuição crustal importante na gênese deste plúton.

As relações texturais do epidoto, utilizadas para estimar a taxa de transporte e ascensão do magma foi estimada em cerca de 850m/ano. A sobrevivência de epidoto durante a migração do magma é uma forte indicação de que o magma migrou relativamente rápido, evitando dissolução deste mineral. Propagação de fraturas ("diking"), formadas durante o movimento relativo de zonas de cisalhamento são os mecanismos prováveis para o alojamento relativamente rápido desses magmas.

Os distintos padrões de afloramento dos plútons estudados tais como: "sheet-like, quase circulares e sigmoidais são indicativos de que seu alojamento foi controlado por área transtensional

relacionado principalmente à zona de cisalhamento sinistral (Fernandes Vieira ou Boi Morto) com trend regional NE”.

Palavras chaves: epidoto magmático, cálcio-alcálico de alto potássio, Terreno Alto Pajeú, NE do Brasil, Neoproterozóico.

ABSTRACT

The great volume of Neoproterozoic age granites in the Borborema Province attests that the Brasiliano orogeny was the most important tectonothermal event in this area. A great amount of high K calc-alkalic granitoids with tabular K-feldspar megacrysts, same with magmatic epidote bearing are comom in that Province.

This work includes the petrologic, geochemistry and structural study of four magmatic epidote bearing granitic plutons in NE Brazil. These plutons (Caldeirão Encantado, Conceição das Creoulas, Boqueirão and Murici) are located at the center-western of the portion state Pernambuco between the geographical coordinates $8^{\circ}10' 01''$ - $8^{\circ}21'31''$ S and $38^{\circ}54'00''$ - $39^{\circ}21' 40''$ W, between Salgueiro and Foresta towns. They intruded gneisses and schists of the SW portion of the Alto Pajeu Terrane, close to the boundary between Alto Pajeu and the Cachoeirinha - Salgueiro terrane in the Transversal Zone Domain, Borborema Province.

These plutons are petrographically and chemically very similar to each other. They are coarsely porphyritic (except for the Caldeirão Encantado pluton). Mafic-rich, megacrystic layers, parallel to the regional foliation, with few, almost circular, schlierens and dioritic enclaves are common features in these plutons. All of these plutons show low magnetic susceptibility ($<0.4 \times 10^{-3}$ SI), except for the Murici stock where values of $1-2 \times 10^{-3}$ SI were recorded, indicating slightly high fO_2 during the crystallization.

These plutons are classified as granodiorite-monzogranite with large volumes of zoned K-feldspar megacrysts (upto 8 cm long) heterogeneously distributed. The groundmass texture is usually medium-coarse -grained comprising quartz, microcline, plagioclase (albite-andesine) as main phases, besides biotite, hornblende(ferro-edenite, ferro-pargasite and Ferro-tschermakite), magmatic epidote, titanite, allanite, apatite, zircon and traces of opaques

The atomic $Fe^{+3}/(Fe^{3+}+Al)$ ratio in epidote for three of these plutons shows Ps (pistacite content) in the 27 to 31% range, but in Conceição das Creoulas pluton, Ps contents are in the 21 and 25% range. Pressure estimates using Al-in-hornblende geobarometer indicate values in the interval from 6 to 7 kbar for the Murici and Caldeirão Encantado plutons. In the plúton of Conceição das Creoulas values are higher (7 to 8 kbar range), and in the Boqueirão pluton values from 5 to 7 kbar have been recorded. A temperature range from 620 to 740°C based in semi-empirical geothermometer (hornblende-plagioclase) for the Caldeirão Encantado, Conceição das Creoulas and Boqueirão. The Murici stock presents temperatures slightly high 693 to 780° C and the geothermometer based on Zr saturation, indicates near-liquidus temperatures, ranging from 693 to 780°C.

$\delta^{18}O$ values for same minerals in the different plutons are homogeneous. $\delta^{18}O$ (zircon) values in the Murici pluton are 9.16 to 9.26 ‰, in the Caldeirão Encantado pluton are 9.74 ‰. The average oxygen isotopic ratio for the other minerals in the Murici pluton values quite high are 12.55 to 13.46 ‰ SMOW $\delta^{18}O$ (quartz) , $\delta^{18}O$ (epidote) 8.39 ‰ and $\delta^{18}O$ (titanite) 7.62 ‰. The average of the

values for the plúton of Caldeirão Encantado are $\delta^{18}\text{O}$ (quartz) 13.46 ‰, $\delta^{18}\text{O}$ (epidote) 9.03‰ and $\delta^{18}\text{O}$ (titanite) 8.25‰. $\delta^{18}\text{O}$ values (whole rock) for the plúton of Murici display a narrow range (10.6 to 10.8 ‰ VSMOW) that may represent the $\delta^{18}\text{O}$ of the original magma, if we consider a closed system.

The major element chemistry is characterized by SiO_2 varying 65-75 %, alkali contents around 6.5 wt%, MgO varying from 0.91 to 1.8% and CaO from 2.4 to 3.5%. The rocks are high-K calc-alkalic, metaluminous to peraluminous, most samples showing small amounts of normative corundum.

The rocks of the pluton of Conceição of Creoulas and Murici are enriched in Ba (713-1474 ppm), and moderate values of Sr (420-561 ppm) and Rb (94-198 ppm). The plútons of Caldeirão Encantado and Boqueirão are slightly more enriched in Ba (1074 - 1737 ppm), Sr (578 - 1298 ppm) and more low value of Rb (87-147ppm). The Conceição of Creoulas rocks have intermediate values of Zr (213-302 ppm) and Y (7-35 ppm), variable Nb (14-208 ppm) contents and Th (15-59 ppm). The Caldeirão Encantado, Murici and Boqueirão plutons, present intermediate values of Zr (189 - 345 ppm), Cr (156 -271 ppm) and Ni (12 - 34 ppm) contents, Ta and Th, these last ones usually below the detection limit.

Chondrite-normalized REE patterns show $\Sigma\text{REE}=119\text{-}247\text{ppm}$ for the Conceição das Creoulas, Caldeirão Encantado and Boqueirão plutons. These plutons are enrichment in LREE relative to HREE, indicating significant fractionation ($\text{La}/\text{Lu} = 40\text{-}60$). The Murici stock is shown less enriched in REE ($\Sigma 80$ and 94), with little variation in La_n/Lu_n indicating that the fractionation in this pluton was not so effective. Discrete negative Eu anomalies in the REE patterns suggest either feldspar fractionation was insignificant or that $f\text{O}_2$ was relatively high during magma crystallization.

The ϵNd values from -2 and -5.6 are suggestive that the source for these magmas flowed of the mantle around 1,3 Ga, however Conceição das Creoulas high $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initial ratio (0.7093) suggests a significant crustal component in the magma genesis.

These plutons show a range of shapes: sheet-like among circular and sigmoidal, and most of them had their emplacement controlled by transtensional areas mostly related to NE-striking regional sinistral shear zones.

Epidote textural relationships to be applied to estimate the upward magma transport rate. The magma ascent rate has been estimated around 300 to 850 $\text{m}\cdot\text{year}^{-1}$. Survival of epidote is a strong indication that upward magma migration was relatively fast which prevented total epidote dissolution. Fracture propagation (dyking) or active shear zone related movement, were the probable mechanisms for emplacement of relatively fast moving magmas.

Key words: Alto Pajeú terrene, magmatic epidote, high K calc-alkalic, NE Brazil, Neoproterozoic.

SUMÁRIO

Agradecimentos
Resumo
Abstract
Lista de figuras

CAPÍTULO I - CONSIDERAÇÕES GERAIS

I.1. Introdução	1
I.2. Localização da Área	2
I.3 . Métodos Empregados.....	2
I.3.1- Trabalhos de Campo.....	2
I.3.2- Trabalhos de laboratório.....	3
I.3.2.1- Petrografia e química mineral.....	3
I.3.2.2- Geoquímica de rocha total.....	4
I.3.2.3- Geoquímica isotópica.....	5
I.3.2.3.1- Isótopos Radiogênicos.....	5
I.3.2.3.1- Isótopos Estáveis.....	5
I.3.3- Apresentação dos resultados.....	6

CAPITULO II - GEOLOGIA REGIONAL

II.1 - Introdução.....	7
II.2 - Domínio da Zona Transversal.....	11
II.3 - Divisão em terrenos tectonoestratigáfic.....	13
II.3.1 - Terreno Cachoeirinha-Salgueiro (Piancó-Alto Brígida).....	14
II.3.2 - Terreno Alto Pajeú.....	14
II.3.3- Terreno Alto Moxotó.....	17
II.4 - Orogênese Brasileira dentro da Província Borborema.....	18
II.5 - Plutonismo Brasileiro na Província Borborema.....	18

CAPÍTULO III - GEOLOGIA LOCAL

III.1.Suítes Plutônicas Brasileiras.....	23
III.1.1.Plúton de Conceição das Creoulas.....	23
III.1.2. Stock de Murici.....	28
III.1.3 - .Plúton de Boqueirão.....	29
III.1.4 - Plúton Caldeirão Encantado.....	30
III.1.5. Encraves máficos microgranulares.....	32
III.1.6 - Diques Peralcalinos.....	33
III.1.3. Unidades Lito-Estratigráficas Encaixantes.....	34.....
III.2 - Estruturas Magmáticas.....	37
III.2.1 - Caracterização das Estruturas.....	37
III.2.2 - Origem das estruturas.....	41

CAPITULO IV - PETROGRAFIA

IV.1. Introdução.....	43
IV.2 - Classificação e Nomenclatura das Rochas.....	43
IV.2.1 - Plúton de Conceição das Creoulas.....	43
IV.2.2 - Plúton de Caldeirão Encantado.....	44
IV.2.3 - Stock de Murici.....	44
IV.2.4 - Plúton de Boqueirão.....	44
IV.2.4 - Metagranitoides, Encraves Máficos e Diques Ultrapotássicos.....	44
IV.3. - Aspectos mineralógicos, petrográficos e texturais.....	45....

IV.3.1 - Plúton de Conceição das Creoulas.....	45
IV.3.2 - Plúton de Caldeirão Encantado.....	51
IV.3.3 - Stock de Murici.....	55
IV.3.4 Plúton de Boqueirão.....	59
IV.3.5 Encraves Máficos.....	63
IV.2. 7 - Metagranitoides Encaixantes.....	65
IV.3. 7.1 - Metagranitoides Porfiríticos.....	65
IV.3. 7.2 - Metagranitoides Finos.....	66
IV.3.8 - Diques Peralcalinos.....	67
IV.3 - Seqüência de Cristalização.....	69
IV.4 - Avaliação dos Dados Petrográficos.....	71

CAPITULO V - QUÍMICA MINERAL

V.1. - Introdução.....	73
V. 2. Anfibólio.....	73
V.3. Epidoto.....	79
V.4. Biotitas.....	82
IV.4.1.Natureza da Biotita em Séries Magmáticas.....	84
V.5 - Mica Branca.....	86
V.6 - Apatita.....	87
V.7 - Piroxênio.....	88
V.8 - Minerais Opacos.....	89
V.9 - Titanita.....	90
V.10 . Feldspato.....	92
V.10.1. Plagioclásio.....	93
V.10.2 Feldspato Potássico.....	94

CAPÍTULO VI - CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA E ASPECTOS PETROGENÉTICOS

VI.1. Caracterização Química dos Granitóides Estudados.....	97
VI.1.1 Elementos Maiores.....	97
VI.1.1.2. Diagramas de Variação.....	97
VI.1.2 - Elementos Traços.....	99
VI.1.2.2 - Razão entre Elementos.....	102
VI.1.3. - Padrões elementais expandidos.....	105
VI.1.4. - Caracterização Geoquímica para Elementos Terras Raras.....	107
VI.2 - .Classificação Geoquímica.....	110
VI.2.1- Cálculos Normativos.....	110
VI.2.1 - Classificação no Contexto de Séries Magmáticas.....	111
VI.3 - Tipologia e Ambiente Tectônico.....	114
VI.3.1 - Tipologia.....	114
VI.3.2 Diagramas Discriminantes de Ambiente Tectônico.....	116
VI.3.2.Classificação de granitóides com base em elementos traços.....	117

CAPÍTULO VII - PARÂMETROS MAGMÁTICOS

VII.1. Condições De Cristalização Dos Granitóides Estudados.....	119
VII.1.1 - Geobarometria.....	119
VII.1.2 - Geotermometria.....	123
VII.1.3 - Fugacidade de Oxigênio.....	126
VII.1.4 - Viscosidade.....	128

CAPÍTULO VIII - GEOLOGIA ISOTÓPICA E CARACTERIZAÇÃO PETROGENÉTICA

VIII.1 - Isótopos Radiogênicos.....	130
VIII. 1.1 - Introdução.....	130
VIII.1.3 - O Sistema Sm-Nd.....	132

VIII.2 - Isótopos Estáveis.....	134	
VIII.3 - Petrogênese.....	138	
VIII.3.1 - Cristalização Fracionada.....	139	
VIII.3.2 - Fusão Parcial.....	140	
CAPÍTULO IX. - CONSIDERAÇÕES SOBRE O ALOJAMENTO DOS CORPOS ESTUDADOS		
IX.1 - Introdução.....	144	
IX.2.1 - Conceição das Creoulas.....	145	
IX.2.2 - Caldeirão Encantado.....	148	
IX.2.3 - Murici.....	150	
IX.2.4 - Boqueirão.....	151	
IX.3 - Epidoto Magmático e a Taxa de Ascensão do Magma.....	151	
CAPÍTULO X-. CONCLUSÕES.....		155
CAPÍTULO XII. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....		159
ANEXOS.....		173

LI STA DE FIGURAS

Figura 1 - Mapa de localização da área estudada.....	3
Figura 2 - Reconstituição geológica dos blocos cratônicos Brasil e África. Fonte Caby et al. (1991).....	8
Figura 3 - Mapa esquemático da Província Borborema, compilado de Brito Neves (1983), Jardim de Sá <i>et al.</i> (1988) e Caby <i>et al.</i> (1991).....	10
Figura 4 - Modelo de funcionamento integrado das zonas de cisalhamento no DZT (A); “Modelo dominó” de Jardim de Sá (1994), mostrando a deformação transcorrente brasileira com rotação dos blocos e criação de espaço para alojamento de magmas (B).....	12
Figura 5 - Domínios (superterrenos) e Terrenos tectono-estratigráficos da Província Borborema, segundo Santos (2001).....	15
Figura 6 - Mapa esquemático de granitóides brasileiros e terrenos da Zona Transversal. Caracterização das suites brasileiras baseada em Sial e Ferreira (1988, 1990). Domínios adaptados de Santos (1996), rochas plutônicas anorogênicas pós-transamazônicas, segundo Santos e Medeiros (1998).	21
Figura 7 - Mapa Geológico.....	25
Figura 8- Mapa de Afloramento.....	26
Figura 9- Imagem de satélite mostrando os corpos estudados de seus principais traços estruturais.....	27
Figura 10 - Feições Mesoscópicas do plútons de Conceição das Creoulas.....	24
Figura 11 - Feições Mesoscópicas do plúton de Murici:.....	28
Figura 12 - Feições Mesoscópicas do plúton de Boqueirão:	30
Figura 13 - Aspectos mesoscópicas do plúton de Caldeirão Encantado:.....	31
Figura 14 - Aspectos de campo dos encraves máficos microgranulares:.....	33
Figura 15- Diques peralcalinos cortando o plúton satélite ao sul de CALEN.....	34
Figura 16 - (A) e (B) xenólitos do biotita xisto no gnaiss fino ao sudoeste de Caldeirão Encantado.....	36
Figura 17 - Estruturas rítmica concêntricas de seção elíptica, com bandas ricas em máfico e bandas ricas em félsicos, em A e B observa-se agregados de megacrístais no centro.....	39
Figura 18 - (A) e (B) Início do desenvolvimento do “ladder dike” na borda, observa-se agregados de feldspatos potássicos; (C) visão parcial da interferência de duas estruturas concêntricas; (D) “ladder dike” mostrando as margens cúspides.....	40
Figura 19 - Representação esquemática do desenvolvimento das estruturas “ladder	

dikes" e "snail".....	40
Figura 20 - Dique de megacrists de feldspato potássico, mostrando concentração de máficos nos bordos.....	41
Figura 21- Classificação modal das rochas estudadas no diagrama QAP, segundo Streckeisen (1976).....	45
Figura 22- Classificação normativa das rochas estudadas no diagrama QAP, segundo Streckeisen & Le Maitre (1979).	46
Figura 23 - Relações texturais dos feldspatos: (A) megacristal de plagioclásio zonado; (B) microclina peritítica planar bordejando plagioclásio.....	36
Figura 24 - (A) Cristais de biotita (Bi), com inclusões da apatita (Ap), zircão (Zr) e epidoto (Ep).....	48
Figura 25 - Cristais de hornblenda (hbl) inclusas em megacristal de microclina (K-f).....	48
Figura 26 - Relações texturais do epidoto magmático.....	49
Figura 27 - Relações texturais do epidoto magmático:.....	50
Figura 28 - (A) plagioclásio zonado corroído, parcialmente envolto por biotita e com cristais subédricos de epidoto no bordo; (B) cristal subédrico de plagioclásio	52
Figura 29- Palhetas de biotitas, com inclusões de zircão, apatita e epidoto.....	53
Figura 30 - Cristais alongados de moscovita, formando agregados com biotitas e epidoto.....	53
Figura 31 - Relações texturais do epidoto magmático: (A) epidoto euédrico com parcialmente circundado por biotita; (B) epidoto subédrico circundado por biotita, com uma das faces corroída no contato com o quartzo; (C) epidoto euédrico com núcleo de alanita circundado por biotita;.....	54
Figura 32 - Relações texturais dos feldspatos e das fases máficas (A) megacrists de plagioclásio mostrando grãos de quartzo e feldspato recristalizados nos bordos.....	57
Figura 33 - Relações texturais entre minerais máficos(A) epidoto subédrico com núcleo de allanita parcialmente corroído no bordo de hornblenda subédrica; (B) allanita zonada parcialmente circundado por epidoto; (C) epidoto subédrico parcialmente corroído - biotita.....	58
Figura 34 - Relações texturais dos feldspatos (A) megacrists feldspato potássico dendritico com intercrescimento gráfico de quartzo; (B) megacrists feldspato potássico dendritico com intercrescimento gráfico de quartzo; (C) plagioclásio subédrico com geminação polissintética e cristais de hornblenda nos bordos.....	60
Figura 35 - Relações texturais entre minerais máficos: (A) epidoto subédrico na matriz, com uma das bordas corroídas; (B) epidoto subédrico circundado por biotita e hornblenda subédrica; (C) epidoto subédrico com núcleo de allanita	

parcialmente envolvido por biotita e corroído.....	62
Figura 36 - Relações texturais das fases máficos: (A) megacristal de anfibólio com inclusões subédricas de epidoto com núcleo de allanita, hornblenda subédrica, biotita e quartzo; (B) epidotos subédricos e hornblenda subédrica com inclusões de biotita e apatita.....	64
Figura 37- Relações texturais das fases máficos: (A) allanita euédrico zonada, geminada circundada por epidoto e epidotos corroídos na borda de biotita;(B) cristal euédrico de magnetita parcialmente envolvido por biotita e com epidoto subédrico com núcleo de alanita parcialmente corroído.....	65
Figura 38 - Aspectos texturais microscópicos dos granitóides encaixantes: (A) matriz quartzo feldspática com alguns epidotos anédricos; (B) agregados de epidoto euédricos e subédricos freqüentes nas aureolas de contato c contato com o quartzo; (C) Hornblenda corroída. Ep - epidoto, Pl - plagioclásio, Qz - quartzo, Bi - biotita.....	66
Figura 39 - Cristais de feldspato alcalino (Kf) e clinopiroxênio (Cpx) dispersos numa matriz quartzo-feldspática. Cristais subédricos de clinopiroxênio.....	68
Figura 40 - Cristal de magnetita euédrica (Mt), circundada por cristais de biotita (Bi), titanita (Ttn) e allanita (All).....	69
Figura . 41 - (A)- Seqüência de Cristalização para os corpos de Conceição das Creoulas, Murici e Boqueirão; (B) - Seqüência de Cristalização para o plúton de Caldeirão Encantado.....	70
Figura 42 - Classificação dos quatro grupos principais de anfibólio utilizando-se a classificação de Leake, (1978).....	74
Figura 43 - Composição dos anfibólios dos granitóides da área estudada (segundo Leake et al., 1997).....	74
Figura 44 - Diagrama binário Na + Ca + K vs Si de Czamanske & Wones (1973) a curva que divide anfibólios magmáticos (campo A) dos anfibólios tardi-, pós-magmáticos (campo B) de Leake (1971).....	75
Figura 45 - Diagrama de Leake (1978), campos: Tschermakita (Ts); hornblenda-tschermakita (Hb-Ts); Magnésio-hornblenda (Mg-Hb); hornblenda-tremolita ou actinolita (Tr/Ac); pargasita (Pg); hornblenda-edenítica (Hb-Ed); edenita (Ed); edenita silicica (Ed-Si) para as rochas da área estudada.....	76
Figura 46 - Diagrama $Ti + 2Al^{IV}$ vs $Mg + 2Si$ mostrando a evolução dos anfibólios das rochas graníticas estudadas.....	77
Figura 47 - Relações catiônicas entre as proporções $Ca+Al^{IV}$ - $Na+Si$ para os anfibólios dos granitóides estudados.....	77
Figura 48 - Relações catiônicas entre as proporções $Al^{IV}-Fe^*$ (para os anfibólios dos granitóides estudados).....	78
Figura 49 - Relações catiônicas de $Al^{IV}-Al^*$ em anfibólios dos granitóides estudados.....	78
Figura 50 - Diagrama de variação Fe-Mg (pfu) para anfibólios dos granitóides	

estudados.....	79
Figura 51 - Diagrama de variação de elementos (pfu) para os epidotos dos plútons de Conceição das Creoulas, Caldeirão Encantado, Murici e Boqueirão.....	79
Figura 52 - Composição do epidoto magmático (% de pistacita) dos plútons de Conceição das Creoulas, Caldeirão Encantado, Boqueirão e Murici (terreno Alto Pajeú).....	80
Figura 53. - Diagrama binário Al^{VI} vs $Fe/(Fe +Mg)$ para classificação das micas (Deer et al., 1978).....	82
Figura 54 - Diagramas de variação de elemento Si vs Ti; Al^{IV} vs Si e Fe vs Mg (pfu), para biotitas dos granitóides da área estudada.....	83
Figura 55 - Diagramas Al^t vs Mg (Nachit <i>et al.</i> , 1984) para biotitas dos corpos graníticos da área estudada.....	84
Figura 56 - Diagramas Al_2O_3 vs MgO (Abel Rahman, 1994) de biotitas dos corpos graníticos da área estudada. A-suites alcalinas anorogênicas; C-suites cálcio-alcalinas orogênicas; P-suites peraluminosas.....	85
Figura 57 - Diagrama Si vs $Fe/(Fe+Mg)$ para classificação das micas do plúton de Caldeirão Encantado (Deer et al., 1978), onde são representados dos membros finais: annita (A), flogopita (F), siderofilita (S), eastonita (E).....	85
Figura 58 - Diagrama de variação de elementos (pfu) para as muscovitas do plúton de Caldeirão Encantado.....	86
Figura 59 - Diagrama de variação Ca-Sr e Ca-Mn (pfu) para apatitas dos plútons de Boqueirão e Caldeirão Encantado.....	87
Figura 60 - Classificação dos piroxênio do dique ultrapotássico (Morimoto, 1988)..	88
Figura 61 - Diagrama Ca-Fe-Mg (Morimoto, 1988) para os piroxênios do dique ultrapotássico	89
Figura 62 - Diagrama TiO_2 (mineral) - CaO (rocha hospedeira) (Tulloch, 1979) mostrando o comportamento de titanitas dos corpos graníticos da área estudada. ...	89
Figura 63 - Diagramas de variação de elementos (pfu) para titanitas dos corpos graníticos da área estudada.....	90
Figura 64 - Diagramas de variação $Ti-(Al+Fe^{3+})$ para as titanitas dos corpos graníticos da área estudada.....	91
Figura 65. Diagrama albita-ortoclásio-anortita mostrando a variação composicional dos feldspatos da área estudada.....	92
Figura 66. - Diagramas de variação K-Na (pfu) para plagioclásios das rochas da área estudada.....	93
Figura 67. - Diagramas de variação dos elementos Na-Ca e Al-Si (pfu) para plagioclásios das rochas da área estudada.....	94
Figura 68. - Diagramas de variação de Ba (pfu) para os feldspatos potássicos das rochas da área estudada.....	95

Figura 69 - Diagramas de variação dos elementos Na-Ca e Al-Si (pfu) para os plagioclásio das rochas da área estudada.....	96
Figura 70 - Diagramas de variação tipo Harker (elementos maiores) para as rochas da área estudada.....	99
Figura 71 - Diagramas de variação tipo Harker (elementos traços) para as rochas da área estudada.....	100
Figura 72 - Diagrama de variação CaO vs Y para as rochas graníticas estudadas.....	102
Figura 73- Diagramas de variação elementos menores x elementos menores e razão entre os elementos Ba/Rb, Ba/Sr e Rb/Sr vs SiO ₂ para as rochas estudadas...	104
Figura 74 - Aranhogramas com valores normalizados para o ORG (Pearce <i>et al.</i> , 1984) para as rochas da área estudada.....	106
Figura 75 - Padrão de elementos terras raras normalizados para o condrito (Evensen <i>et al.</i> , 1978) para as rochas da área estudada.	108
Figura 76 - Padrão de elementos terras raras normalizados para o condrito (Evensen <i>et al.</i> , 1978). (A) para as rochas dos batólitos de Remédio e Betânia, (Lins, 2000); (B) para as rochas dos plútons cálcio-alcálicos.....	110
Figura 77 - Índices de Shand, expressos em diagrama de Maniar & Piccoli (1989), usados para caracterizar o grau de saturação em alumina de amostras para as rochas da área estudada.....	111
Figura 78 - Diagrama TAS com trends de Lameyre (1987). Linha tracejada, divisão dos campos alcalino e subalcalino (Myashiro, 1987), as linhas cheias indicam os trends.....	112
Figura 79 - Diagrama Na ₂ O vs K ₂ O de Peccerillo & Taylor (1976). Linhas A e B definidas por Corriveau & Gorton (1993), mostrando o caráter cálcio-alcálico de alto potássio para os granitóides da área estudada.....	113
Figura 80 - Diagrama AFM (curva de Irvine & Baragar , 1971) demonstrando que as rochas estudadas caem no campo das suítes cálcio-alcálicas enriquecidas em álcalis.....	114
Figura 81 - Diagramas R1-R2 com os campos propostos por Batchelor & Bowden, para as rochas graníticas da área estudada. Campos: 1- manto fracionado; 2- colisão pré-placa.....	116
Figuras 82 - Diagramas de discriminantes de ambiente tectônico de Pearce et al. (1984), com as amostras das rochas graníticas estudadas.....	117
Figura 83 - Diagrama F versus (Al+Fe ³⁺), mostrando a variação química para as titanitas primárias dos plútons estudados.....	121
Figura 84 - Diagrama pressão vs temperatura para os granitóides estudados (TAP). Campo de variação de P e T para os granitóides do terreno Cachoeirinha-Salgueiro (TCS) é de Sial (1993).....	124
Figura 85 Diagrama pressão vs temperatura para os granitóides estudados (TAP).	

Campo de variação de P e T para os granitóides do terreno Cachoeirinha-Salgueiro.....	126
Figura 86- Estabilidade das paragêneses minerais fayalita-magnetita-quartzo, hematita-magnetita, titanita-magnetita-quartzo de acordo com log fO ₂ e T (segundo Wones 1989).....	127
Figura 87 - Diagrama isocrônico de referência das amostras do batólito Conceição das Creoulas.....	131
Figura 88 - Evolução εNd vs idade modelo (T _{DM}) para as amostras dos plútons estudados.....	134
Figura 89 - Diagramas mostrando a coexistência entre minerais (a) δ ¹⁸ O(zircão) versus δ ¹⁸ O(titanita).Isotermas para o equilíbrio do fracionamento foram calculadas baseada em Valley <i>et al.</i> (2003).....	136
Figura 90 - Diagrama δ ¹⁸ O(zircão) versus SiO ₂ para as rochas do plúton de Caldeirão Encantado e Murici.....	137
Figura 91 - Diagramas de variação tipo Harker (elementos maiores) para as rochas da área estudada.....	139
Figura 92 - Diagrama de variação logarítmica (elemento compatível vs incompatível) evidenciando um processo de cristalização fracionada.....	140
Figura 93 - Diagrama de elementos mais compatíveis vs elementos menos compatíveis, discriminando processos de cristalização fracionada e fusão parcial. (Martin (1990)).....	140
Figura 94- Projeção ternária Ab - Qz - Or para as rochas graníticas estudadas. Trends de fusão parcial de anfibolitos (1- composição toleítica, 2- composição alcalina) a PH ₂ O=5kbar, de Heltz (1976).....	141
Figura 95 - Diagrama Ba/Zr vs Ba para as amostras dos plútons de Conceição das Creoulas (CC), Murici (PM), Boqueirão (BQ), Caldeirão Encantado.....	141
Figura 96 - Diagramas (A) Al ₂ O ₃ / (MgO+FeO) vs CaO / (MgO+FeO) molar e (B) Al ₂ O ₃ / (MgO+FeO) vs Al ₂ O ₃ / (Ca+Na ₂ O+K ₂ O) molar	142
Figura 97 - Mapa com os principais traços estruturais da área estudada.....	144
Figura 98- Diagramas de contorno de foliações para o plúton de Conceição das Creoulas. (A) foliação magmática; (B) foliação de estado sólido.....	147
Figura 99- modelo de posicionamento do plúton de Conceição das Creoulas.....	147
Figura 100 - Diagramas de contorno de foliações para o plúton de Caldeirão Encantado. (A) foliação magmática; (B) foliação de estado sólido.....	148
Figura 101 - Fotografia aérea , mostrando a forma subcircular do “cone sheet “ da porção SE do plúton de Caldeirão Encantado.....	149
Figura 102- Diagramas de contorno de foliações para o plúton de Murici. (A) foliação magmática; (B) foliação de estado sólido.....	150

Figura 103- Diagramas de contorno de foliações para o plúton de Boqueirão. (A) foliação magmática; (B) foliação de estado sólido.....151

Figura 104- Exemplos de vários cristais de epidoto magmático parcialmente dissolvido.(A) e (B) Caldeirão Encantado;(C) e (D) Murici, (E)Conceição das Creoulas; (F) Boqueirão.....153

LI STA DE TABELAS

Tabela 10 - Pressão em kbar para os granitóide de Caldeirão Encantado e os encraves máficos calculadas com base no geobarômetro de Al^T em hornblenda (Schmidt,1992; Anderson & Smith, 1995).

Tabela 11 - Geotermômetro anfibólio-plagioclásio aplicado aos granitóides porfiríticos e ao encrave máfico- (Holland & Blundy 1994).

Tabela 12 - Temperaturas de saturação do Zr para os granitóides estudados (Watson 1987)

Tabela 13 - Estimativas da fO₂ para os corpos estudados (Wones 1989)

Tabela 14 - Estimativa da viscosidade para os granitóides estudados

Tabela 15 - Análises isotópicas de Rb-Sr do batólito de Conceição das Creoulas

Tabela 16 - Análises isotópicas de Sm-Nd para os plútons estudados

Tabela 17 - Teores de δ¹⁸O e temperaturas aparentes, para amostras dos plútons de Caldeirão Encantado e Murici, medidos em rocha total e minerais separados (‰ VSMOW).

Tabela 18 - Cálculo da dissolução do epidoto magmático, baseado na equação de Brandon et al. (1996)

CAPÍTULO I - CONSIDERAÇÕES GERAIS

I.1. INTRODUÇÃO

A Província Borborema, definida por Almeida *et al.* (1977), compreende a parte central de uma larga faixa orogénica Pan-Africana-Brasileira formada como consequência de convergência e colisão dos crátons de São Luis-Oeste da África e São Francisco-Congo-Kasai no Neoproterozóico (550-700 Ma), Tal região é marcada por uma intensa atividade magmática e extensas zonas de cisalhamento transcorrente relacionadas ao evento Brasileiro. O "trend" geral das estruturas da província dispõe-se em leque, abrindo-se para NE, diagonalmente à costa. Sofre desvios e inflexões devidos aos movimentos de outros sistemas de zonas de cisalhamento. Duas destas zonas de cisalhamento, os lineamentos de Patos e Pernambuco (ambos com direções E-W) destacam-se no conjunto por suas dimensões, sendo que o setor compreendido entre as mesmas, foi denominado de Domínio Zona Transversal (Ebert, 1962).

Trabalhos realizados no Domínio da Zona Transversal (DZT) reconhecem uma rede de cisalhamentos transcorrentes, de escala crustal, com trends predominantemente E-W e NE-SW (Vauchez & Egidio Silva, 1992; Vauchez *et al.* 1995; Jardim de Sá, 1994, Neves & Vauchez, 1995; Neves *et al.* 1996, Neves & Mariano, 1999; Pessoa, 2001). Acompanhando esta estruturação são identificados vários corpos graníticos cálcio-alcálico e cálcio-alcálico de alto potássio constituindo uma série de plútons alongados. A presença de uma gama variada de corpos graníticos, nessa área, possibilita um estudo da magmagenese brasileira, identificando prováveis fontes e a influência das zonas de cisalhamento na extração desses magmas. O objetivo desta tese é a reconstituição da evolução petrológica das rochas de quatro plútons graníticos cálcio-alcálicos de alto potássio com epidoto magmático (Conceição das Creoulas, Caldeirão Encantado, Murici e Boqueirão), associadas a zonas de cisalhamento transcorrentes, buscando uma melhor compreensão desse magmatismo dentro do contexto tectônico do Domínio da Zona Transversal.

Várias ferramentas foram utilizadas na pesquisa desses granitóides, e serão descritas a seguir. No capítulo 2 serão discutidos alguns dos principais modelos evolutivos do DZT existentes na literatura e o arcabouço litoestratigráfico da área estudada.

Os dados de campo, petrográficos, de química mineral e de química de rocha total serão apresentados e discutidos respectivamente nos capítulos 3, 4, 5 e 6. Estes dados permitirão uma interação e caracterização da geologia local em estudo, bem como uma abordagem detalhada do ponto de vista textural, mineralógico e químico de cada unidade.

Nos capítulos 7 e 8, todos os conceitos e dados geológicos descritos nos capítulos anteriores são utilizados para sugerir um modelo de evolução química e estrutural para os corpos graníticos da área.

I.2. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA

A área estudada está situada na parte centro-oeste do estado de Pernambuco, entre as coordenadas geográficas 8° 10' 01" - 8° 21' 31" de latitude sul e 38° 54' 00" - 39° 21' 40" de longitude oeste (figura 1), com uma área de aproximadamente 900 km², dos quais cerca de 300 km² correspondem aos corpos graníticos estudados. Compreendem parte das folhas topográficas do IBGE/SUDENE, na escala de 1:100.000 SC 24-X-A-I (Mirandiba, setor NW) que engloba o município de Conceição das Creoulas e a folha SC-24-V-B (Salgueiro, setor NE), entre as cidades de Salgueiro e Floresta.

A região estudada dista cerca de 520 km da cidade de Recife e situa-se 30 km a sudeste da cidade de Salgueiro (figura 1). O acesso a esta área partindo-se de Recife é feito através da BR-232 até a cidade de Salgueiro, e de Salgueiro até a localidade de Caldeirão Encantado pela PE-390, a partir daí somente tem-se acesso por estradas secundárias.

A área estudada situa-se geotectonicamente no Domínio da Zona Transversal, no terreno (faixa de dobramento) Alto-Pajeú, próximo ao limite com terreno Cachoeirinha-Salgueiro, interpretados como terrenos/blocos com níveis crustais, seqüências litoestratigráficas e associações magmáticas contrastantes, cuja história evolutiva meso a neoproterozóica envolveria eventos de acreção crustal e amalgamação de terrenos (Santos *et al.*, 1993; Santos, 1995, 1996; Brito Neves 1995, 1996). Os limites desses terrenos foram provavelmente retrabalhados no Neoproterozóico pela orogênese Brasileira/Pan-Africana e são geralmente marcados por um volumoso plutonismo granítico disposto concordantemente com a estruturação regional.

Quatro plútons estudados ocorrem na área de estudo: Conceição das Creoulas (CC), Caldeirão Encantado (CALEN), Murici (PM) e Boqueirão (BQ), são intrusivos ao longo da margem SW no Terreno Alto Pajeú. Por sua natureza cálcio-alcálica de alto potássio, são bons candidatos para o entendimento da evolução geodinâmica da área.

I.3. MÉTODOS EMPREGADOS

O presente trabalho constou de três etapas de atividades: i) trabalhos de campo; ii) trabalhos de laboratório, iii) interpretação e apresentação dos resultados.

I.3.1- Trabalhos de Campo

A primeira etapa deste trabalho consistiu de um levantamento preliminar dos limites cartográficos dos corpos e do padrão estrutural dos principais fotolineamentos na região, que foram obtidos a partir de interpretações de imagens de satélites (LANDSAT TM5, 1:250.000) e fotografias aéreas na escala 1:70.000 e 1:25.000 de 1965 (SACS/ SUDENE) correspondendo as seguintes séries: PC-D6-10/ D5 166, 167, 168, 169, 170, 171, 172 e O-46B 79877 a 97359, que foram cedidas pela CPRM e pelo

Departamento de Engenharia Cartográfica de UFPE. Foram também utilizadas como base trabalhos já existentes (Relatórios de alunos de graduação da UFPE, 1987; Santos, 1995 e Brasilino, 1997) que permitiram a elaboração do mapa final apresentado no presente estudo.

O mapeamento detalhado foi realizado nos corpos graníticos e suas encaixantes mais próximas. A localização dos afloramentos foi feita com base em coordenadas geográficas determinadas por GPS (Global Positioning System, modelo Trimble Navigation 1993). O mapeamento consistiu na aquisição de dados dos principais elementos estruturais dos corpos graníticos e de suas encaixantes, dados de suscetibilidade magnética (utilizando um Kappameter KT-5), que possibilitou a delimitação e a individualização dos diferentes corpos graníticos em estudo. Nessa etapa foi realizada uma amostragem sistemática para estudos posteriores em laboratório.

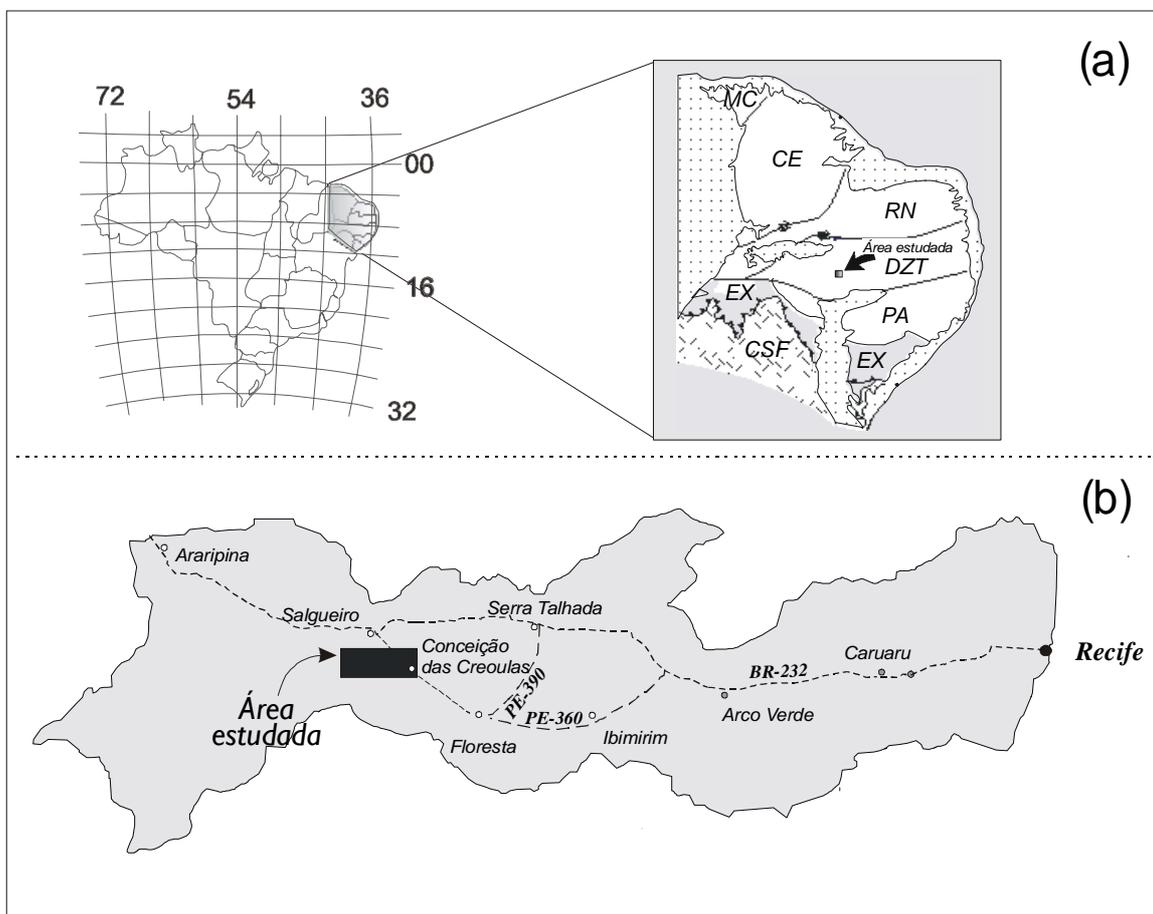


Figura 1 - Mapa de localização da área estudada: geologicamente, na Província Borborema (a) e geograficamente, no estado de Pernambuco (b), a oeste do município de Conceição das Creoulas.

1.3.2- Trabalhos de laboratório

Os trabalhos de laboratório consistiram na descrição petrográfica e análises química e isotópica de rochas dos plútons estudados. As metodologias empregadas estão resumidas abaixo.

1.3.2.1- Petrografia e química mineral

Os estudos petrográficos foram realizados a partir de amostras macroscópicas e seções delgadas de rochas. Realizou-se uma classificação petrográfica, e uma caracterização das fases minerais e dos diferentes aspectos texturais da seqüência de cristalização magmática, estudos texturais para inferir processos magmáticos, processos de deformação e recristalização presentes nas rochas em estudo, tendo sido descritas mais de 110 seções delgadas e realizadas contagem modal de pontos em 70 laminas (cerca de 1000 pontos por lâmina), utilizando um contador de pontos automático de marca SWIFT.

As análises químicas por microsonda eletrônica, foram realizadas nos laboratórios do Departamento de Mineralogia e Petrologia do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (DMP-IG/USP), do Instituto de Geociências da Universidade da Federal da Bahia (IG/UFBA) e do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (IG/UNB). Foram utilizados dois tipos de microsondas eletrônicas automáticas os modelos JEOL JXA-8600 e CAMECA SX50 com automatização TRACOR-NORAM. Respectivamente naqueles três laboratórios as condições analíticas foram as seguintes: corrente de 10 μ A; tensão de aceleração de 15kv; tempo de análise de 6 segundos por par de elementos; tamanho do feixe de 1 a 3 microns; (padrões de silicatos e óxidos). As análises qualitativa e quantitativa realizadas por WDS e EDS respectivamente e foram efetuadas com o objetivo de se obter informações sobre as composições químicas das diversas fases minerais, visando a compreensão dos processos petrogenéticos envolvidos na formação deste plúton, para determinar as condições de pressão, temperatura e fugacidade de oxigênio, vigentes durante a intrusão destes corpos graníticos.

Adotou-se a sistemática de análise de borda e núcleo dos cristais. As fórmulas químicas dos minerais foram calculadas utilizando-se os programas MINFILE para DOS (Afifi & Essene, 1988), LIMICA e AMPHCAL (Yaguz, 2001) e MINPET para Windows (Richard, 1995).

As estimativas de pressão foram feitas utilizando o geobarômetro do Al em hornblenda, levando em consideração a assembléia mineral (anfíbólio + plagioclásio + quartzo + biotita + epidoto \pm magnetita) que respeita as restrições impostas pelos diversos autores para o uso do conteúdo de alumínio em hornblenda como geobarômetro.

As temperaturas foram calculadas utilizando o geotermômetro anfíbólio-plagioclásio, baseado na troca Na-Al, para os quais foram selecionadas análises dos pares de plagioclásio- hornblenda em contato um com outro.

1.3.2.2- Geoquímica de rocha total

As análises químicas de rocha total foram realizadas no laboratório de fluorescência de raios X do Departamento de Geologia (NEG-LABISE) da Universidade Federal de Pernambuco e no laboratório da GEOSOL-LAKEFIELD (Belo Horizonte, MG). No laboratório de fluorescência de raios X do Departamento de Geologia da UFPE foram analisadas 50 amostras. Após as amostras terem sido moídas a fração pó (200 *meshes*), foram confeccionadas pastilhas fundidas usando tetraborato de lítio como fundente na proporção 1:5 (amostra/TRL) para análises dos óxidos maiores e alguns traços e o FeO foi analisado por via úmida. O equipamento de fluorescência de é um pigaku RIX 3000 equipado com tubo de Rh.

No laboratório da GEOSOL-LAKEFIELD foram realizadas análises químicas em 34 amostras de rochas, incluindo elementos maiores, menores e terras raras, por meio de fluorescência de raios X, para elementos maiores e menores, enquanto as análises de elementos terras raras foram realizadas por ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma Emission Spectrometry*). Diagramas para estudos litoquímicos foram preparados com auxílio dos programas NEWPET para DOS versão 1987/1983, MINPET para Windows, versão 1996, EXCEL para Windows, versão 1998.

1.3.2.3- Geoquímica isotópica

1.3.2.3.1- Isótopos Radiogênicos

Determinações geocronológicas pelo método Rb-Sr foram realizadas no Laboratório de Geocronologia da Universidade Federal do Pará, enquanto que análises de Sm-Nd foram realizados no Laboratório de Geocronologia do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília. Esses estudos permitiram a obtenção de idades absolutas e auxiliaram na interpretação da gênese do magma.

Para as datações Rb-Sr em rocha total foram selecionadas amostras que apresentavam maiores dispersões na razão Rb_{total}/Sr_{total} . Estas amostras foram solubilizadas, sofrendo diferentes processos de ataque químicos. As alíquotas resultantes destes processos de ataque, por sua vez passaram em colunas de troca iônica onde ocorreu a separação do Sr e do Rb. De posse desses concentrados, foi realizada a leitura no espectrômetro de massa, para a determinação das razões isotópicas Sr^{87}/Sr^{86} e Rb^{86}/Sr^{86} . A isócrona foi construída pelo método de Williamson (1968), e as constantes utilizadas para os cálculos foram as sugeridas por Steiger & Jager (1977).

1.3.2.3.1- Isótopos de Oxigênio

Foram analisadas cinco amostras, duas do plúton de Caldeirão Encantado e três do plúton de Murici. Estas amostras foram britadas, peneiradas e bateadas seguindo o procedimento padrão e após a etapa inicial, realizou-se a separação de minerais, utilizando líquidos pesados e separador magnético de Frantz, separando os minerais de susceptibilidade magnética diferentes (zircão, titanita, epidoto e quartzo)

As amostras de zircão foram atacadas com ácido hidrófluorídrico, em seguida por ácido sulfúrico e ácido nítrico a quente quando a amostra tinha sulfeto, utilizando o método de King *et al.* (1996). A partir desse concentrado o passo seguinte foi o de catação no microscópio binocular. 1 a 2mg dos minerais, bem como o pó da rocha total, e entre 2 e 3 mg para o zircão, foram utilizados para análise das razões dos isótopos de oxigênio. Os grãos de epidoto com núcleo de allanita e de titanita com inclusões de opacos foram desprezados.

As análises de isótopos de oxigênio foram realizadas no laboratório de isótopos estáveis da Universidade de Wisconsin, pelo método de fluorinização a laser. O oxigênio liberado pela reação com BrF_5 foi posto a reagir com grafite quente e convertido em CO_2 . A análise isotópica do gás foi feita espectrômetro de massa Finnigan MAT 251. A precisão dos resultados é em torno de $0,02 \pm 0,28 \text{ ‰}$. As correções foram feitas de acordo com a metodologia descrita por Valley *et al.* (1995).

CAPITULO II - GEOLOGIA REGIONAL

1 - INTRODUÇÃO

A Província Borborema, definida por Almeida *et al.* (1977), como uma unidade geotectônica essencialmente Brasileira (550-700 Ma), compreende a parte central de uma larga faixa orogênica Pan-Africana-Brasileira formada como consequência de convergência e colisão dos crátons São Luís - Oeste da África e São Francisco - Congo - Kasai no Neoproterozóico tardio (figura 2), envolvendo vários processos orogênicos mais antigos, onde rifteamento e fragmentação há 1,0 Ga foi um importante evento de formação crustal (Van Schmus *et al.* 1995).

Tal região é marcada por uma intensa atividade magmática e extensas zonas de cisalhamentos transcorrentes relacionadas ao evento Brasileiro. Seus principais traços estruturais foram esboçados por Brito Neves (1975), que definiu um arcabouço tectônico constituído por sistemas ou faixas de dobramentos, maciços medianos e lineamentos. Autores como Barbosa (1970) e Brito Neves (1975), distinguiram as faixas de dobramentos Sergipano, Riacho do Pontal, Pajeú, Piancó-Alto Brígida, Seridó, Jaguaribe e Médio Coreaú, separadas pelos maciços Pernambuco-Alagoas, Rio Piranhas, Tróia e Granja, estes incluindo alguns núcleos de embasamento; e os lineamentos de Pernambuco, Patos, Senador Pompeu e Sobral Pedro II, entre outros.

Modelos de compartimentação tectônica foram elaborados por diversos autores dentre eles Brito Neves (1975), Jardim de Sá & Hackspacher (1980), Jardim de Sá (1984) e Santos *et al.* (1984), reconhecendo uma complexidade estratigráfica e geocronológica que levou a maioria dos autores conceber uma longa história Pré-Cambriana. Outro fato importante da década de 1980 foi a divisão da área da Província Borborema em domínios estruturais por Santos & Brito Neves (1984). Foram definidos os domínios Médio Coreaú, Cearense, Transnordestino ou Central, Extremo Nordeste e Sergipano.

Durante a última década pesquisadores obtiveram uma nova série de dados utilizando os métodos de datação U-Pb e Sm-Nd, o que vem permitindo uma revisão mais consistente sobre a evolução da Província Borborema. Van Schmus *et al.* (1994,1995), dividiram a Província Borborema em três domínios geotectônicos distintos: o primeiro, a norte do lineamento Patos, constituído pelos Maciços Rio Piranhas, Caldas Brandão e as supracrustais de idade supostamente Paleoproterozóica; o segundo domínio, a sul da província, constituído pelo embasamento Paleoproterozóico e Arqueano do Cráton São Francisco; o terceiro, domínio central (sul do Lineamento Patos), composto por blocos de embasamento Paleoproterozóico a Arqueano, alternados com faixas móveis de idade Mesoproterozóica e Neoproterozóica (figura 3).

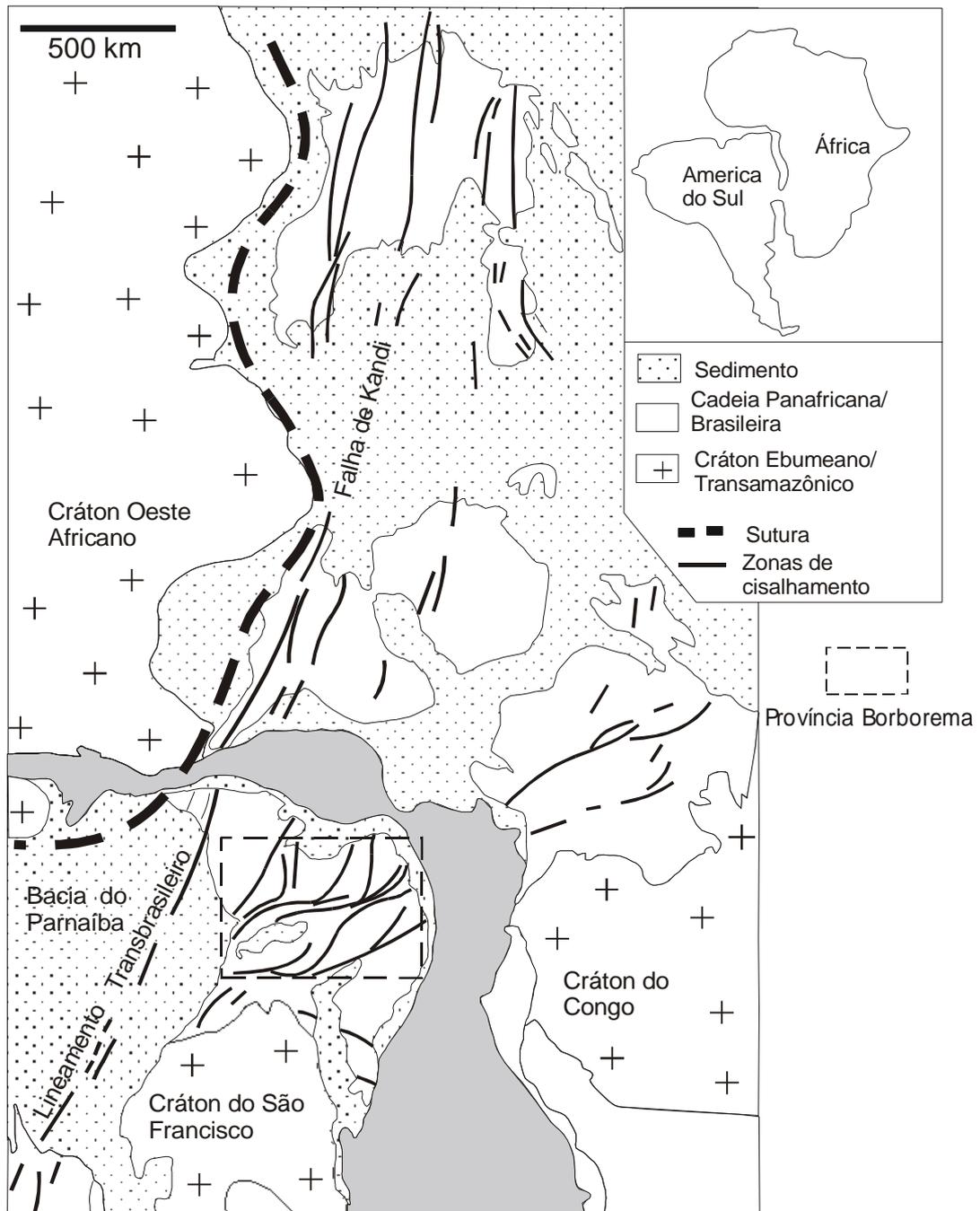


Figura 2 - Reconstituição geológica dos blocos cratônicos Brasil e África. Fonte Caby *et al.* (1991)

A introdução desses novos dados foi muito importante, permitindo um melhor conhecimento dos diversos processos atuantes durante os diversos ciclos orogênicos na Província Borborema. De acordo com Van Schmus *et al.* (1995) e Brito Neves *et al.* (1995a, 1995b), o desenvolvimento geodinâmico da Província Borborema teria se iniciado ainda no Arqueano com superposições de vários estágios evolutivos durante o Proterozóico.

O Arqueano é representado por alguns núcleos restritos ao embasamento dos maciços Rio Piranhas, Caldas Brandão, Pernambuco-Alagoas e das faixas dobradas, registrando-se idades U-Pb variando de 3,4 - 3,1 Ga em metatonalitos do Maciço Caldas Brandão (Dantas *et al.*, 1998).

Dados do Paleoproterozóico Inferior são raros, entretanto, idades obtidas pelo método Rb-Sr e U/Pb demonstraram a ocorrência de um importante evento tectônico marcado por uma colagem orogênica que aglutinou os núcleos arqueanos preexistentes (Brito Neves *et al.* 1995b), o Ciclo Transamazônico.

Neoproterozóico foi marcado pelo estabelecimento da maioria das faixas de dobramentos da Província Borborema (Riacho do Pontal, Cachoeirinha-Salgueiro, Pajeú-Paraíba e Sergipana). No fim desse período eventos tectônicos e formação de seqüências vulcanossedimentares sugerem fissão do supercontinente, então constituído (Brito Neves *et al.*, 1995a, 1995b). Idades modelos Sm-Nd variando de 1,7-1,3 para rochas metavulcânicas e graníticas dessas faixas dobradas indicam que os protólitos dessas rochas são formados pela mistura de uma crosta Transamazônicas e de uma crosta Juvenil Mesoproterozóica.

No início do Neoproterozóico ocorreu o fechamento dos oceanos formados no Mesoproterozóico (Santos, 1995). Esse evento amplamente distribuído nas faixas dobradas ao sul do lineamento Patos, sendo inferido pela ocorrência de metagranitoides cálcio-alcálinos com idades U-Pb entre 1,1 a 0,9 Ga, onde rochas metavulcânicas básicas a intermediárias e metagranitoides TTG, respectivamente unidade Lagoa das Contendas e unidade São Pedro (Santos, 1995), ambas com assinatura geoquímica de arco de ilha.

Diversos autores como Caby *et al.* (1995), Van Schmus *et al.* (1995) e Van Schmus *et al.* (2000), reiniciaram os debates sobre evolução tectônica da província no que diz respeito ao caráter policíclico e monocíclico das faixas crustais, estes dados mostraram que as faixas supracrustais do domínio norte da Província Borborema tiveram uma evolução monocíclica, sendo afetada apenas pela orogênese brasileira, porém a identificação de um evento (1100-950 Ma) no seu domínio central levou vários autores (Brito *et al.* 1995; Brito Neves *et al.*, 2000; Santos e Medeiros, 1997) a propor a existência de um outro episódio orogênico Neoproterozóico e de uma tectônica da acreção. Segundo Brito Neves (1995) esse evento denominado Orogênese Cariris Velhos, deve ser compreendido como um ciclo de Wilson completo de interação de placas litosféricas com início em torno de 1,1 Ga (abertura) e fechamento no início do Neoproterozóico (0,95 Ga, eventos colisionais tardios. Uma fase colisional mais tardia a (0,81 Ga a 0,7 Ga) foi associada a fechamento de pequenos oceanos.

O Neoproterozóico Superior é marcado por pela grande colagem orogênica, a qual estabeleceu a estrutura atualmente observada na Província Borborema. Esse evento (Ciclo Brasileiro) é caracterizado por um volumoso magmatismo, onde várias idades Rb-Sr e U-Pb atestam claramente essa feição e desenvolvimento de extensas zonas de cisalhamento.

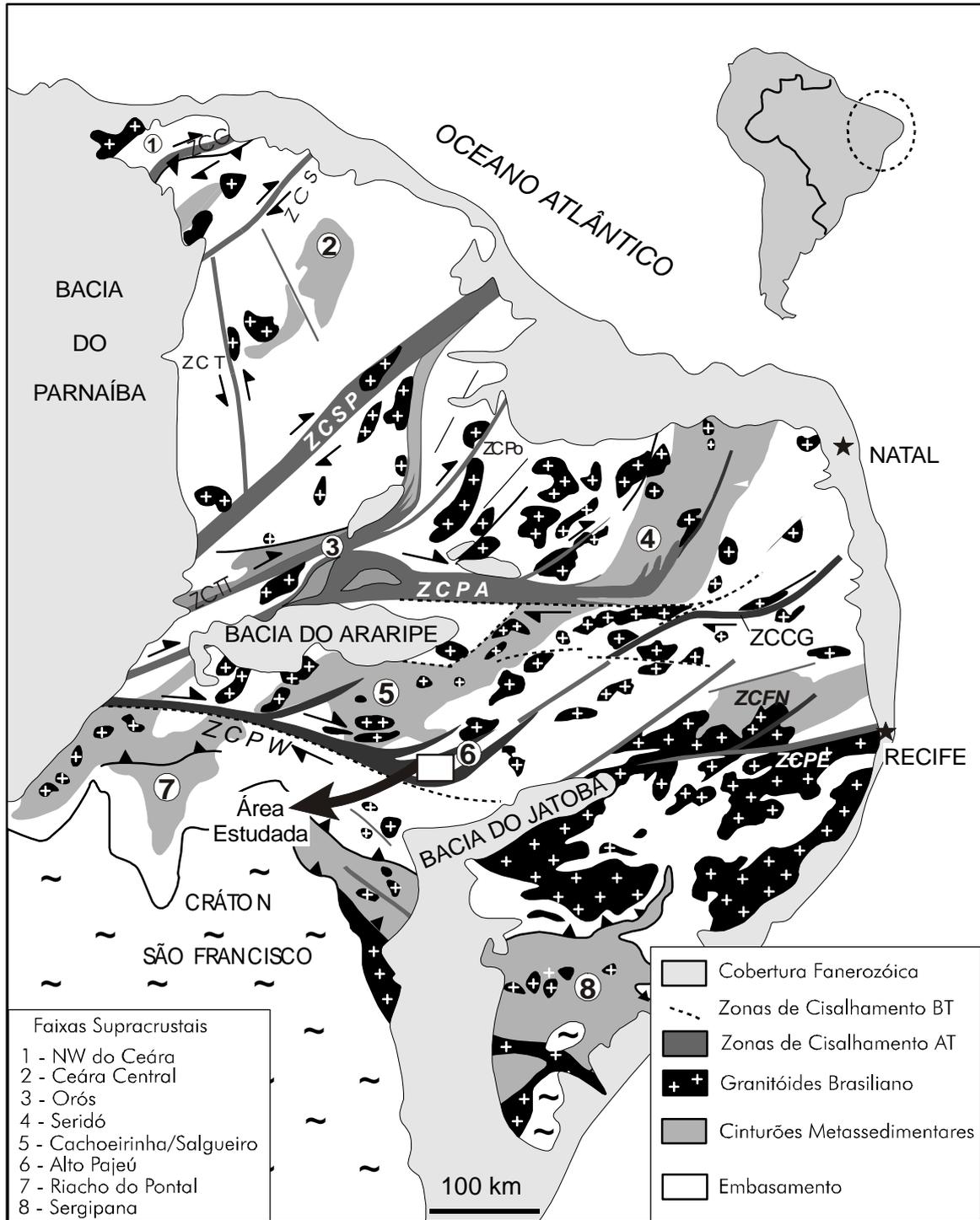


Figura 3 - Mapa esquemático mostrando o sistema de zonas de cisalhamento da Província Borborema (Vauchez et al., 1995). ZCCG: zona de cisalhamento Campina Grande; ZCPE: zona de cisalhamento Pernambuco Leste; ZCPW: zona de cisalhamento Pernambuco Oeste; ZCFN: zona de cisalhamento Fazenda Nova; ZCG: zona de cisalhamento Granja; ZCPO: zona de cisalhamento Portalegre; ZCPA: zona de cisalhamento Patos; ZCSP: zona de cisalhamento Senador Pompeu; ZCS: zona de cisalhamento Sobral; ZCT: zona de cisalhamento Tauá; ZCTT: zona de cisalhamento Tatujuba.

Segundo Almeida (1999) se o evento Cariris Velhos corresponde a um ciclo de Wilson completo, como definido por Brito Neves e colaboradores, não foi de caráter amplo na porção central da Província Borborema, que está de acordo com a idéia de Van Schmus *et al.* (1995), de que o Ciclo Cariris Velhos foi um evento de riteamento e não um ciclo de Wilson completo como proposto por Brito Neves (1995b).

Oliveira & Santos (1993), Santos (1995, 1996) aplicando o modelo de colagem tectônica de terrenos, propôs a evolução da Província Borborema através de um mecanismo de colagem de terrenos, em um modelo semelhante ao descrito para a Cordilheira Americana (Jones *et al.* 1983) e em outras faixas orogênicas do Globo. Visto que esse termo se ajustaria melhor dentro dessa nova concepção, definiram inicialmente três terrenos no Domínio da Zona Transversal (Ebert, 1962), baseado principalmente em dados geofísicos, onde seus limites são marcados por anomalias gravimétricas e nos contrastes tectônicos-estratigráficos e modos de evolução distintos: Terreno Alto Pajeú, Terreno Alto Moxotó e o Terreno Pernambuco-Alagoas.

A proposta de acreção de terrenos tectônicos como importante mecanismo de crescimento crustal na Província Borborema durante os eventos Cariris Velhos e Brasiliano tem sido contestado por alguns autores (Mariano *et al.*, 1999; Mariano *et al.*, 2000 e Neves, 2000). Segundo estes autores varias linhas de evidencias estruturais, geoquímicas e geocronológicas indicam que o evento Cariris Velhos foi um evento de rifteamento e consideram que a orogênese Brasileira ocorreu em ambiente predominantemente intra- continental.

2.2 - DOMÍNIO DA ZONA TRANSVERSAL

A região entre central da Província Borborema Patos foi denominado de Domínio da Zona Transversal (DZT) por Ebert (1962), termo este reutilizado por Jardim de Sá (1994) e posteriormente denominado de Domínio Tectônico Central por Van Schmus *et al.* (1995). É limitado por duas zonas de cisalhamento dextral maior com trend E-W: o Lineamento Pernambuco (Vauchez & Egydio Silva, 1992; Davison *et al.*, 1995, Neves & Mariano, 1999) a sul e o Lineamento Patos (Caby *et al.*, 1991; Corsini *et al.*, 1991) ao norte. O Domínio da Zona Transversal também é cortada por zonas de cisalhamento sinistrais (Neves *et al.* 2000, Silva & Mariano, 2000) que são contemporâneas as zonas dextrais E-W (Corsini *et al.*, 1991).

Baseado no grau de metamórfico Brito Neves (1975) dividiu o domínio central em duas áreas distintas: (1) rochas de médio a alto grau, correspondendo ao cinturão de dobramento Pajeú-Paraíba; e (2) rochas de baixo grau, correspondendo o cinturão de dobramento Piancó- Alto Brígida.

Segundo Van Schmus *et al.* (1995) no Domínio da Zona Transversal, o evento Cariris Velhos é representado por cinturões estreitos e alongados de seqüências vulcânicas bimodais associado a arcósio e conglomerados e plútons graníticos sugerindo uma fase importante de rifteamento.

Baseado em dados estruturais e metamórficos, Bittar (1999) conclui que um estágio rift marcou a transição Mesoproterozóico-Neoproterozóico (1,05 - 0,9 Ga) no Domínio Central da Província Borborema, isto está de acordo com a assinatura tipo A dos ortognaisses de Ambó e Piedade do Ouro datado por Kozuch *et al.* (1997) e que estão de acordo com os dados de Van Schmus *et al.* (1995) que sugere que o evento Cariris Velhos foi principalmente uma fase de rifteamento.

Existem duas feições principais para o evento Brasileiro no Domínio da Zona Transversal: a) uma rede de cisalhamento transcorrente, de escala crustal, com trends predominantemente E-W e NE-SW; b) um volumoso plutonismo granítico, contemporâneo aos cisalhamentos (Brito Neves, 1983; Caby *et al.*, 1991; Jardim de Sá, 1994; Vauchez *et al.*, 1995). Jardim de Sá (1994) apresentou um modelo que considera as zonas de cisalhamento com trends NE/ENE, de rejeitos sinistrais, como síncronas às zonas de cisalhamento dextrais E-W e interpretou-as como resultado de um movimento antitético conjugado com a rotação dos blocos situados entre as zonas de cisalhamento Patos e Pernambuco, compondo um macro arranjo em dominó, criando espaço para o alojamento de magmas (figura 4).

Outro modelo para a evolução estrutural do Domínio da Zona Transversal foi apresentado por autores como Corsini *et al.* (1991) e Vauchez *et al.* (1995) considerando a não continuidade longitudinal do Lineamento Patos representando uma interrupção de cerca de 80 km, demarcando no mesmo paralelo, a Zona de Cisalhamento Campina Grande. De acordo com esse modelo, o movimento ao longo do Lineamento Patos é transferido para NE através do sistema de cisalhamento dextral da Faixa Seridó, configurando neste domínio um regime de deformação transpressional, na qual a zona de cisalhamento Campina Grande EW e de cinemática dextral, seria a continuação da zona de cisalhamento Afogados da Ingazeira, agora prolongando no interior do Domínio da Zona Transversal com direção NE, com dobramentos contemporâneos ao funcionamento desses cisalhamentos.

Este modelo também foi adotado para todo o Domínio da Zona Transversal e para o lineamento Pernambuco, que é uma zona de cisalhamento transcorrente de regime dúctil e extensão superior a 900 Km, que continua no continente africano como Lineamento Norte dos Camarões (Castaing *et al.*, 1994). A continuidade dessa estrutura foi inicialmente descartada por Vauchez & Egydio da Silva (1992). Neves & Mariano (1997) subdividiram o lineamento Pernambuco em duas estruturas distintas denominada Lineamento Pernambuco oeste e Lineamento Pernambuco leste, estando separado por mais de 100 km (Neves & Mariano, 1997). O segmento oeste desenvolveu milonitos de alta temperatura, o segmento leste é constituído por milonitos de baixa temperatura.

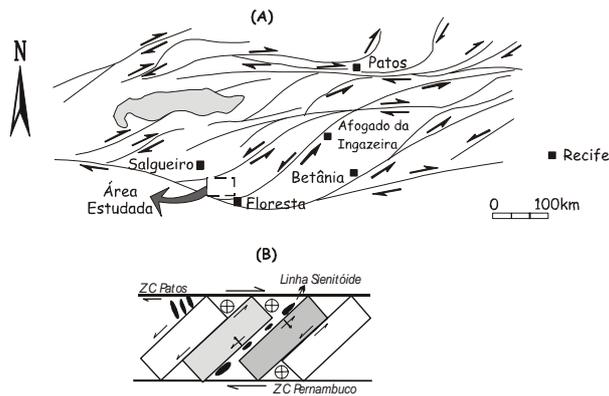


Figura 4 - Modelo de funcionamento integrado das zonas de cisalhamento no DZT (A); "Modelo dominó" de Jardim de Sá (1994), mostrando a deformação transcorrente brasileira com rotação dos blocos e criação de espaço para alojamento de magmas (B).

A partir do modelo de colagem de terrenos e acreção crustal Santos (1995, 1998), Santos e Medeiros (1997) subdividem o DZT em quatro terrenos: Piancó-Alto Brígida (TPB), Alto Pajeú (TAP), Alto Moxotó (TAM) e Rio Capibaribe (TRC). Posteriormente Ferreira *et al.* (1998) incluem o terreno Granjeiro (TGJ) no Domínio da Zona Transversal. Esses terrenos se orientam na direção NE-SW porque via de regra seus limites correspondem a zonas de cisalhamento transcorrentes do sistema de zonas de cisalhamento intermediárias entre os lineamentos Patos e Pernambuco.

O Terreno Granjeiro constitui um bloco Arqueano/Paleoproterozóico, representa uma extensão do embasamento e limita-se com o Terreno Piancó Alto Brígida através da zona de cisalhamento transcorrente dextral de Ouricuri. O terreno composto Piancó Alto Brígida engloba o bloco Paleoproterozóico de Icaçara, a *Nappe* de Piancó (Meso/Neoproterozóica), a faixa turbidítica Cachoeirinha e o rift de Salgueiro-Riacho Gravatá (Cariris Velhos) seu limite com o terreno Alto Pajeú é a Zona de cisalhamento transcorrente Fernandes Vieira e a Linha Sienitóide. O limite entre os o terreno Alto Pajeú e Alto Moxotó é a *Nappe* da Serra de Jabitacá e deste ultimo com o Terreno Rio Capibaribe é a Zona de Cisalhamento Congo- Cruzeiro do Nordeste.

Litologicamente o Domínio da Zona Transversal é constituído de faixas de rochas vulcanossedimentares de idade Meso a Neoproterozóica, laterais ou sobrepostas a associações gnaissico -migmatítica de idade Paleoproterozóica e intrudidas por volumoso plutonismo granítico.

2.3 - DIVISÃO EM TERRENOS TECTONOESTRATIGÁFICOS

Na Província da Borborema o conceito de terrenos foi inicialmente utilizado na Faixa Sergipana por Davison (1987) que depois revisou a concepção e abandonou o uso (Davison & Santos, 1989). Os trabalhos de Santos (1995, 1996, 2000) e Santos *et al.* (1997) difundiram a análises de terrenos para a Província Borborema.

Santos (1996) enumerou uma série de contrastes tectonoestratigráficos nos diversos compartimentos da Província Borborema para fundamentar sua proposta de evolução geológica para essa região. Segundo essa proposta, o espaço geográfico desta província seria dividida em 16 terrenos tectonoestratigráficos. Santos & Medeiros (1997) e Ferreira *et al.* (1998) estabeleceram nova divisão para a parte correspondente ao domínio da Zona Transversal. Tal domínio passou a compreender os terrenos Granjeiro, Piancó-Alto Brígida, Alto Pajeú, Alto Moxotó e Rio Capibaribe. A mais recente divisão em terrenos da Província Borborema, feita por Santos (1998), encontra-se representada na figura 4, e o terreno onde se encontra os granitóides estudados nesta tese e os terrenos limítrofes serão descritos a seguir.

As diferenças entre os domínios e os terrenos envolvem sobretudo a diversidade dos episódios de acreção, sedimentação vulcanismo e plutonismo Pré-Brasiliano, logo a deformação e o plutonismo brasileiro afetam todos os segmentos, domínios e terrenos. Santos (1996) reconheceu os domínios ou superterrenos Externo, Transversal, Rio Grande do Norte, Cearense e Médio Coreaú, separados entre si por lineamentos crustais Brasileiros que podem ou não representar suturas (Jardim de Sá *et al.*, 1997).

2.3.1 - Terreno Piancó-Alto Brígida (Cachoeirinha-Salgueiro)

Este segmento foi designado inicialmente como faixa de dobramentos Piancó-Alto Brígida por Brito Neves (1975), posteriormente como cinturão Cachoeirinha-Salgueiro por Sial (1984a) e, atualmente, corresponde ao terreno Piancó-Alto Brígida citado por Santos (1995) ou terreno Cachoeirinha-Salgueiro (Ferreira *et al.*, 1998), (figura 5). Evoluiu pela acreção de três terrenos menores: um terreno vulcano-sedimentar de intraplaca continental Mesoproterozóico, um terreno vulcanossedimentar de arco Mesoproterozóico e um terreno clástico predominantemente turbidítico Neoproterozóico (Gomes, 2001)

As unidades estratigráficas desta região foram inicialmente propostas por Barbosa (1970), quando nomeou os Grupos Uauá (unidade basal), Salgueiro (unidade intermediária) e Cachoeirinha (unidade superior).

Silva Filho (1984) propôs a designação de Grupo Bom Nome (ortognaisses, paragnaisses, anfíbolitos e xistos) para a unidade basal, a qual se encontra metamorfizada em grau forte a médio. Repousando discordantemente sobre o grupo Bom Nome estaria o Grupo Salgueiro, sendo este constituído por uma seqüência vulcano-sedimentar metamorfizada em grau fraco a médio. Sobrepondo discordantemente o Grupo Salgueiro, encontra-se o Grupo Cachoeirinha, o qual é formado por metarenitos, xistos, filitos, dioritos e tufos, metamorfizados em baixo grau.

Campos Neto *et al.* (1994) (ver também Brito Neves, 1995), discordando das propostas supracitadas, sugeriram uma nova nomenclatura para as seqüências litoestratigráficas da porção

mediana deste terreno, sendo elas: complexos metavulcanossedimentares de Riacho Gravatá e Poço dos Cachorros, metaturbiditos da Serra Olho d'Água e a Nappe de Piancó.

Complexo Salgueiro - Riacho Gravatá é constituído por rochas metavulcano-sedimentar metamorfizadas na fácies anfibolito baixo a xisto verde (Campos Neto *et al.*, 1994). A litologia foi redefinida por Bittar (1998) que subdividiu em cinco unidades distintas: A unidade A constituída predominantemente por metavulcânicas básicas, as vezes associadas a metavulcânicas ultrabásicas, ácidas e intermediárias, metapelitos, metacherts, metapsamitos e formações ferríferas bandadas; Unidade B, contém rochas vulcânicas e/ou metaplutônicas de composição ácida a intermediária; unidade C constituída por metapsamitos e metavulcânicas ácidas com metapelitos e metaturfos intercalados; unidade D composta por metapelitos e metapsamitos muitas vezes em alternância rítmica com metagrauvas e metaturfos; e unidade E ou unidade indivisa, constituída por litotipos das unidades anteriores, sem predominância de nenhum deles. Determinações de U-Pb em zircões de metavulcânicas ácidas obtiveram uma idade de 1.117 Ma, considerada como idade de colocação das vulcânicas nas supracrustais (Brito Neves, 1990).

2.3.2 - Terreno Alto Pajeú

Compreende a porção oeste da faixa de Dobramentos Pajeú-Paraíba sendo composto por uma seqüência metassedimentar associado a granitos crustais colisionais, que foi retrabalhada durante a Orogênese Brasileira, inicialmente por um episódio transcorrente e um extensional tardio. Neste terreno a orogênese Brasileira foi caracterizada por uma intensiva atividade granítica de várias idades, incluindo os granitos cálcio-alcálico de alto potássio estudados nesta tese (Conceição das Creoulas, Caldeirão Encantado, Murici e Boqueirão).

Segundo Santos (1995), o Terreno Alto Pajeú tem uma direção aproximadamente NE-SW, localiza-se entre os terrenos Piancó-Alto Brígida (Cachoeirinha-Salgueiro, segundo Ferreira *et al.*, 1998) limitada Zona de cisalhamento transcorrente Fernandes Vieira e a Linha Sienitóide e terreno Alto Moxotó limitado pela *Nappe* da Serra de Jabitacá (figura 5), e representa um segmento essencialmente Meso e Neoproterozóico (Santos 1995).

As supracrustais dominantes no Terreno Alto Pajeú são as seqüências São Caetano e Poço do Salgueiro do Complexo Sertânea. A seqüência São Caetano constitui um pacote espesso de metapelitos contendo intercalações de sedimentos de natureza química, alguns metapsamitos e raros metabasitos incluindo, em grande parte, o Complexo Irajaí (metassedimentar) de Veiga Jr. & Ferreira (1990) e Wanderley (1990), o qual foi descrito originalmente como uma seqüência independente. A seqüência Poço do Salgueiro (Santos, 1995) é uma fácies metavulcano-sedimentar do Complexo Sertânia, existindo algumas similaridades com o complexo Irajaí de Wanderley *et al.* (1992). Nesta seqüência predominam metagrauvas.

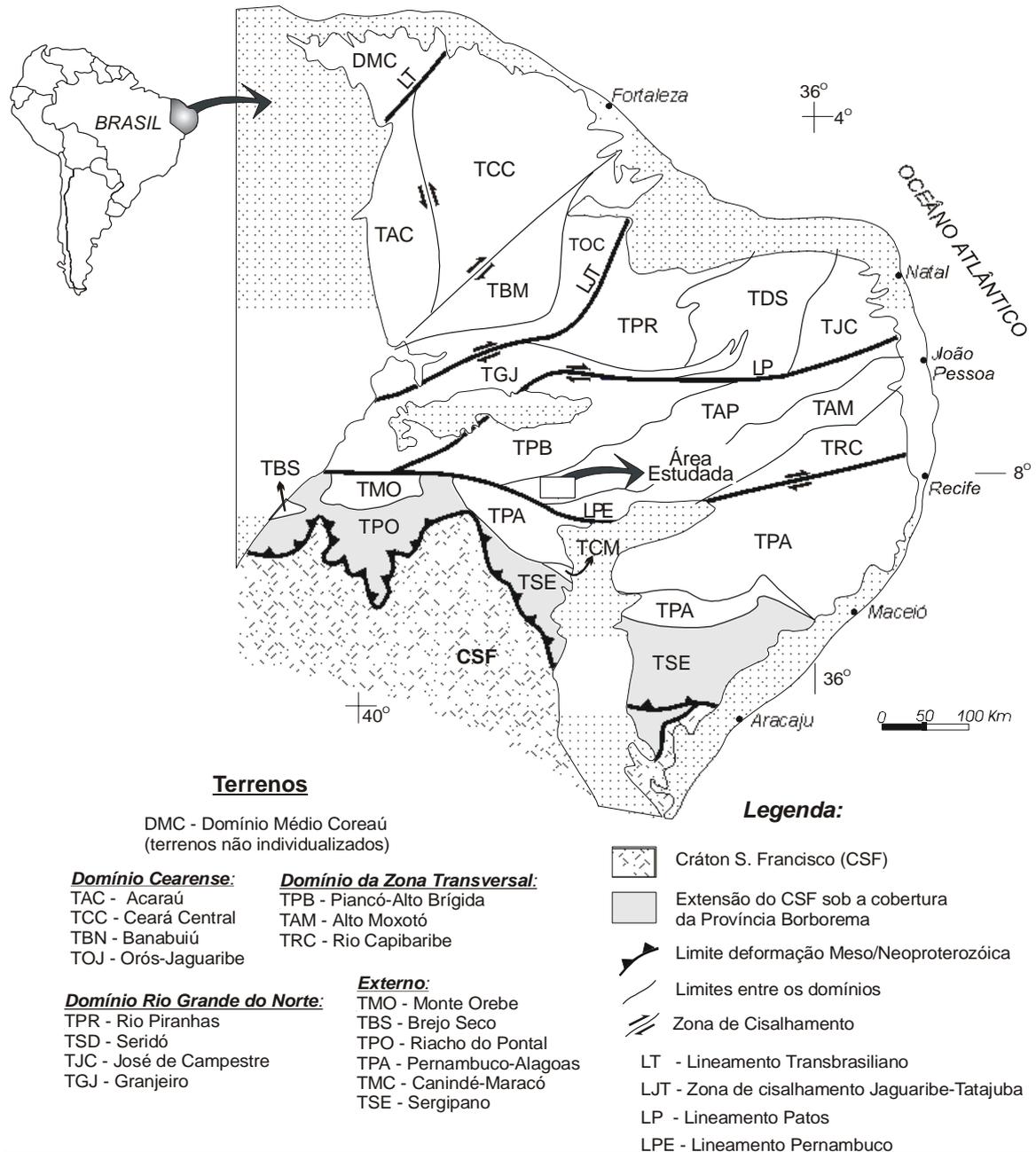


Figura 5- Domínios (superterrenos) e Terrenos tectono-estratigráficos da Província Borborema, segundo Santos (2000).

O Complexo São Caetano (Santos 1971; Veiga Jr. & Ferreira, 1990) é constituído predominantemente por paragneisses micáceos, parcialmente migmatizados e freqüentemente intrudidos por granitóides. Santos (2000) descreveu uma associação metavulcanica/vulcano-clástica intermediária a félsica com uma componente máfica menor. O metamorfismo atuante é da fácies

anfíbolito médio. Santos *et al.* (1997) obtiveram uma idade U-Pb em zircão em meta turfo de 1.089 ± 143 Ma., interpretada por Santos (2000) como provável simultaneidade da sedimentação e vulcanismo da sedimentação e vulcanismo com deformação orogênica. Os dados litoquímicos dessa seqüência indicam tratar-se de rochas cálcio-alcálicas de alto potássio de arcos magmáticos maduros (Santos, 1995).

Complexo Riacho da Barreira denominado por Santos (1998) corresponde uma associação distinta dos complexos Salgueiro e São Caetano, que reconheceu duas unidades distintas metamorfizadas: na fácies anfíbolito alto: Uma formada por micaxistos com intercalações lenticulares de tremolítitos, actinolítitos, tremolita-clorita xistos, anfíbólio-talco xistos e clorita-talco xistos, com possibilidade de uma componente exalativa. A outra unidade composta essencialmente metassedimentar, é composta por moscovita gnaisses, gnaisses quartzíticos, (cordierita)-silimanita-granada-biotita xistos, níveis lenticulares de quartzitos, calcários e rochas calcissilicáticas.

Devido a ausência de datações geocronológicas nestes litotipos Santos (1998) atribui uma idade neoproterozóica, baseada em concepções tectônicas e comparação com o Complexo Irajá de Wanderley *et al.* (1992).

O complexo granítico Lagoas das Pedras, situado neste terreno, foi descrito por Santos (1995) como formado por um conjunto de pulsos magmáticos superpostos. Distingue-se a suíte metamáfica-ultramáfica Serrote das Pedras Pretas, a seqüência vulcanoclástica Poço do Salgueiro, migmatitos e metagranitóides (Formação Riacho do Forno e Recanto), além de granitóides brasileiros (granodiorito Riacho do Icó e granito São João e Serra do Arapuá). Os metagranitóides Recanto e Riacho do Forno são interpretados como produtos da migmatização regional devido o evento orogênico Cariris Velhos (final do Mesoproterozóico), ocorrendo também como injeção leito a leito, formando corpos tabulares de grande extensão.

No terreno Alto Pajeú observam-se zonas de cisalhamentos sinistrais com direção aproximadamente NE-SW, as quais geralmente são consideradas como integrantes do sistema de cisalhamento Pernambuco-Patos ou Zona Transversal (Santos 1995).

2.3.3- Terreno Alto Moxotó

O terreno Alto Moxotó (figura 5) compreende geograficamente a porção leste da Faixa formada durante a orogênese Cariris Velhos, pela acresção de seqüências vulcanossedimentares de arcos e plutônicas, supracrustais terrígenas, pequenos complexos máficos anortosíticos Mesoproterozóico e blocos Paleoproterozóicos retrabalhados não afetados pelo magmatismo Neoproterozóico. É composto por seqüências metavulcano-sedimentares, incluindo uma seqüência vulcânica cálcio-alcálica de afinidade de arco e blocos Paleoproterozóico (2,1- 2,4 Ga) de composição tonalítica e granodiorítica Guimarães & Da Silva Filho (2000). Engloba o Complexo Floresta, supracrustais do Complexo Cabrobó/Sertânia, suíte metamáfica-ultramáfica de Malhada Vermelha,

metagranitóides São Pedro, metatrandhjemitos Riacho das Lajes, com ausência da intensa granitogênese brasileira observada nos demais terrenos da Zona Transversal.

Segundo Santos (1995), o Complexo Floresta é formado por metaplutônicas da fácies metamorfa anfibolito alto, com alguns resquício da fácies granulito e pré-migmatização, as litologias desse complexo são bastante variadas e estão representadas por ortognaisses (anfibolíticos ou anfibólio-biotíticos) de composição predominantemente quartzo diorítica, granodiorítica e tonalítica, migmatitos e granulitos, contendo intercalações de rochas metamáficas anfibolíticas, São rochas que tem sua idade Paleoproterozóica, confirmada por Santos (1995) que obteve para os ortognaisses tonalíticos da região de floresta uma idade modelo T_{DM} Sm-Nd de 2,38 Ga e uma concórdia U-Pb em zircão de cerca de 2.115 Ma. Complexo Floresta corresponde aos blocos de floresta e Mulungu, além de pequenas porções inseridas no terreno Alto Pajeú

O Complexo Cabrobó, redefinido por Santos *et al.* (1995), inclui uma seqüência essencialmente sedimentar (seqüência Serra do Sítio) e uma seqüência vulcanossedimentar (seqüência Lagoa das Contendas). O metamorfismo desse complexo é de fácies anfibolito alto, atingindo a migmatização em alguns locais. Segundo Santos (2000), esta unidade supracrustal que aflora principalmente no terreno Pernambuco-Alagoas, Na área de Floresta este complexo foi englobado no Complexo Belém do São Francisco que é formado por ortognaisses e migmatitos. Na sua área tipo entre as cidades Belém do São Francisco e Floresta, Veiga & Ferreira (1990) e Wanderley (1990) obtiveram uma isócrona Rb/Sr (rocha total) de 1.070 Ma.

O Complexo Lagoa das Contendas definido por Santos (2000) é constituído por rochas metavulcano-sedimentar, onde predominam biotita gnaisses e granada-muscovita-biotita gnaisses, ocorrem freqüentes e extensos horizontes de quartzitos, lentes de rochas calcissilicáticas e lentes delgadas de calcários cristalinos bandados, biotita-granada xistos e raras lentes de anfibolitos. Essa unidade está intensamente deformada e transposta devido a proximidade com o Lineamento Pernambuco. Santos *et al.* (1997) obtiveram uma idade U-Pb em zircões de 1.012 ± 18 Ma para este complexo.

A Suíte Malhada Vermelha é formada por uma série de intrusões máficas e ultramáficas colocadas no bloco Floresta ou em menor escala nas supracrustais do complexo Cabrobó. São rochas metabásicas: gabros, dioritos e anortositos, muitas vezes mineralizados em Fe-Ti.

O Complexo Sertânia constitui uma seqüência composta essencialmente por metapelitos com níveis carbonáticos, calciossilicáticos quartzíticos e raros metabasitos, onde predomina biotita gnaisses por vezes xistosos. O metamorfismo desse complexo atingiu a fácies anfibolito alto sendo a migmatização em seus litotipos, e de metagranitóides relacionados ao Evento Cariris Velhos.

2.4 - OROGÊNESE BRASILIANA DENTRO DA PROVÍNCIA BORBOREMA

Na Província Borborema, zonas de cisalhamento transcorrentes de escala continental são a principal expressão estrutural da Orogênese Brasileira (Brito Neves, 1983; Caby *et al.*, 1991; Vauchez *et al.* 1995), associado ao magmatismo de natureza plutônica, constitui um dos aspectos geológicos mais marcantes. Segundo Santos (1995) trata-se de uma granitogênese associada ao evento denominado D₃ (regime transcorrente, dobras com plano axial verticalizado, foliações com mergulho fortes e lineações de baixo rake). O padrão geométrico da transcorrência Brasileira exibe traços verticais marcantes, distribuindo-se de maneira anastomosada com predominância acentuada para NE-SW e E-W. Baseando-se igualmente no posicionamento de corpos granitóides, autores como Letierrier *et al.* (1990); Caby *et al.* (1991); Vauchez *et al.* (1995) e Neves & Mariano (1997), propuseram que a injeção de magmas e as zonas de cisalhamento fossem eventos sincrônicos.

Parece ser fato aceito por todos o papel importante desempenhado pelas transcorrências Brasileiras no controle do posicionamento de corpos granitóides relacionados a este evento. Feições como a forma em *cornue* de corpos intrusivos, bordas tangenciando zonas de cisalhamento, além da presença dos *fabrics* PFC (*pre-full crystallization*) e/ou SPD (*subsolidus plastic deformation*) têm sido argumentados como fortes evidências a favor dessa idéia. Medeiros (1995), relacionando plutonismo versus cisalhamentos Brasileiros, aponta vários corpos granitóides que exemplificam o exposto.

O ciclo orogênico Brasileiro envolveu metamorfismo nas fácies xisto verde e anfíbolito, tendo sido freqüente a migmatização, sobretudo nas seqüências terrígenas.

De acordo com Santos (1995), as transcorrências Brasileiras, com rejeitos estimados em dezenas a centenas de quilômetros, seriam ainda responsáveis pela acentuada dispersão dos terrenos dentro da Província Borborema.

2.5 - PLUTONISMO BRASILIANO NA PROVÍNCIA BORBOREMA

O magmatismo granítico é uma das feições mais expressivas da orogênese Brasileira na Província da Borborema, a intensa atividade magmática está representada por inúmeros corpos com dimensões e formas variadas. Os trabalhos pioneiros foram de caráter generalizado e, via de regra, abrangeram áreas muito extensa, como os realizados por Almeida *et al.* (1967), Brito Neves & Pessoa (1974), e Santos & Melo (1978). As classificações de granitóides propostas nesses trabalhos levavam em consideração, basicamente, os aspectos texturais/petrográficos dos mesmos e sua cronologia relativa no contexto da orogênese Brasileira.

Almeida *et al.* (1967) identificaram quatro tipos de granitóides, os quais foram designados como tipos: Conceição (tonalitos a granodioritos), Itaporanga (granodioritos porfiríticos com megacristais de feldspato atingindo até 10 cm de comprimento), Itapetim (biotita granitos) e Catingueira (granitóides peralcalinos).

Baseado nesses estudos, Sial (1984 e 1984a), Sial & Ferreira (1988 e 1990) verificaram que tais corpos granitóides estão dispostos obedecendo a um zoneamento geográfico-geoquímico que compreende os seguintes tipos (figura 6):

- (a) Granitóides do tipo Itaporanga, que são representados principalmente por granodioritos porfiríticos com megacristais de K-feldspato com até 10 cm de comprimento, mostrando afinidades com a série cálcio-alcálica de alto potássio.
- (b) Granitóides do tipo Conceição, que são predominantemente granodioritos a tonalitos, cálcio-alcálicos e mineralogicamente caracterizados pela presença epidoto primário.
- (c) Granitóides do tipo Serrita, os quais são cálcio-alcálicos e diferem do tipo Conceição por serem mais peraluminosos e apresentarem afinidades trondhjemíticas; geralmente intrudidos nos litotipos do Grupo Salgueiro e associados com zonas de falha ou estruturas anelares.
- (d) Granitóides do tipo Catingueira que são principalmente sienitos a granitos peralcalinos e ultrapotássicos (ex. batólitos de Triunfo, Serra do Man)
- (e) Granitóides com afinidades shoshoníticas: estes foram propostos por Sial & Ferreira (1988) diversos autores, sendo citado como exemplo, parte dos batólitos de Terra Nova (PE) e Bom Jardim (PE), Serra do Arapué (PE), Serra Grande (PE), Flores (PE) e Solidão (PB).

Guimarães et al. (1998) baseado em geoquímica de rocha total e dados geocronológicos subdividiram os granitóides do Terreno Pajeú - Paraíba em cinco grupos: 1- Granitóides cálcio-alcálico normais, corresponde ao tipo Conceição (Almeida et al. 1967; Sial; 1986) mostrando idades de cristalização num intervalo de 620-640 Ma e idades modelos Sm-Nd (T_{DM}) 1,5–1,3 Ga, intrudidos em supra crustais de idade Cariris Velhos (ex.: Complexos Tabira e Timbaúba); 2- Granitóides cálcio-alcálicos de alto potássio, corresponde ao tipo Itaporanga, com idades de cristalização num intervalo de 580-590 Ma e idades modelos Sm-Nd (T_{DM}) 1,8–2,1 Ga, ricos em enclaves de dioritos ricos em potássio (ex.: Batólito Fazenda Nova-Japecanga, Complexos Campina Grande e Esperança), eles intrudem gnaisses e migmatitos com T_{DM} em torno de 2,2 Ga (relacionado a orogênese Transamazônica). É o grupo predominante; 3-Granitóides de afinidade shoshonítica, mostrando idades de cristalização em torno de 590 Ma e idades modelos Sm-Nd (T_{DM}) 1,8–2,1 Ga, eles intrudem gnaisses e migmatitos com T_{DM} em torno de 2,2 Ga (ex. Toritama, Pajeú e Bom Jardim); 4-Granitóides transicional alcálico a cálcio-alcálico (Solidão, Teixeira, Serra Branca). O Granitóide alcálico de Queimadas (Almeida et al, 1998) e o sienito ultrapotássico de Triunfo (Ferreira et al, 1997), com idades de cristalização em torno de 570 Ma, T_{DM} 2,0 a 2,4 Ga, neste grupo enclaves máficos são bastante raros; 5) Granitóides com afinidades alcálicas: mostrando idades de cristalização num intervalo de 520-540 Ma e idades modelos Sm-Nd (T_{DM}) 2,0 -2,4 Ga, eles intrudem terrenos gnaissico-migmatítico com T_{DM} 2,2 a 2,4 Ga (ex.: Complexos Prata, plúton Serra do Zuza, Serrote de Santo Antônio)

Da Silva Filho et al (1987) e Guimarães & Da Silva Filho (1998) identificaram granitóides com afinidades shoshoníticas na PB, os corpos Terra Nova (sienito e quartzo-sienito) e os Complexos Bom Jardim e Toritama, constituídos por sienitos e monzonitos que incluem diques máficos sin-plutônicos

e encaves ígneos de composição diorítica, monzodioríticas e máfico sieníticas. Estes autores associaram os granitóides shoshoníticos a limites de blocos crustais, marcando ambientes transicionais entre fases colisionais e pós-colisionais e os dividiram em dois grupos supersaturados, exemplificados pelos complexos de Curitiba e Serra do Catu (Faixa de Dobramento Sergipana) e Complexos Teixeira e Solidão (Terreno Pajeú-Paraíba), saturados, como os complexos de Toritama e Bom Jardim (Terreno Pajeú-Paraíba), Complexo Terra Nova (Terreno Piancó-Alto Brígida) e Quixaba e Prado (Faixa Seridó).

Os trabalhos do PLGB/CPRM (Gomes, 2001) utilizaram uma classificação genérica e de cunho tectônico regional para os terrenos. O plutonismo foi classificado segundo o posicionamento tectônico em relação ao Evento Brasileiro (sin a tardi, tardi a pós e pós-tectônico) levando-se em consideração as relações de campo, os dados geocronológicos e as características petrológicas dos plútons

- 1- Plutonismo sin a tardi-tectônico - plutonismo relacionado a esse evento, ocorreram em vários terrenos tectonoestratigráfico, geralmente tem caráter alcalino a cálcio-alcálico (granitóide tipo Rajada), cálcio-alcálicos normais, restritos ao terreno Piancó-Alto Brígida (tipo Conceição) e cálcio-alcálicos de alto potássio, que são os representantes finais desse plutonismo e ocorrem em vários terrenos (referidos como tipo Itaporanga).
- 2- Plutonismo tardi a pós-tectônico - este magmatismo está representado granitóides ou suites magmáticas com características petrográficas, litológicas e químicas distintas, uma leucocrática peraluminosos (encontrada em três terrenos), uma de caráter alcalino metaluminosa (restrita ao terreno Alto Pajeú), Suíte ultrapotássica/peralcalina (presente no terreno Alto Pajeú, ex.: Serra do Man e Triunfo); Suíte shoshonítica peralcalina a metaluminosa (presentes nos terrenos Alto Pajeú, Rio Capibaribe e Pernambuco-Alagoas, ex.: batólito de Bom Jardim).
- 3- Plutonismo pós-tectônico - este magmatismo está representado granitóides correlacionáveis ao tipo Barra do Silva são geralmente corpos sieníticos alguns de composição gabroíca/diorítica, geralmente truncam a foliação regional estão distribuídos nos terrenos Alto Pajeú, Alto Moxotó, Rio Capibaribe e Pernambuco-Alagoas, (ex.: plúton de Ingazeira e diques de Salgueiro/Terra Nova).

O grande volume de granitóides Brasileiros sin e tardi-tectônicos mostra que a orogenia Brasileira representa o mais intenso evento tectono-térmico na Província Borborema (Caby *et al.*, 1991). A grande maioria dos plútons referidos fica localizada nos terrenos da Zona Transversal, com destaque especial para o terreno Alto Pajeú que concentra grande parte das intrusões, que são caracterizadas por batólitos compostos ou complexos batolíticos, muitas vezes associados a maciços migmatíticos.

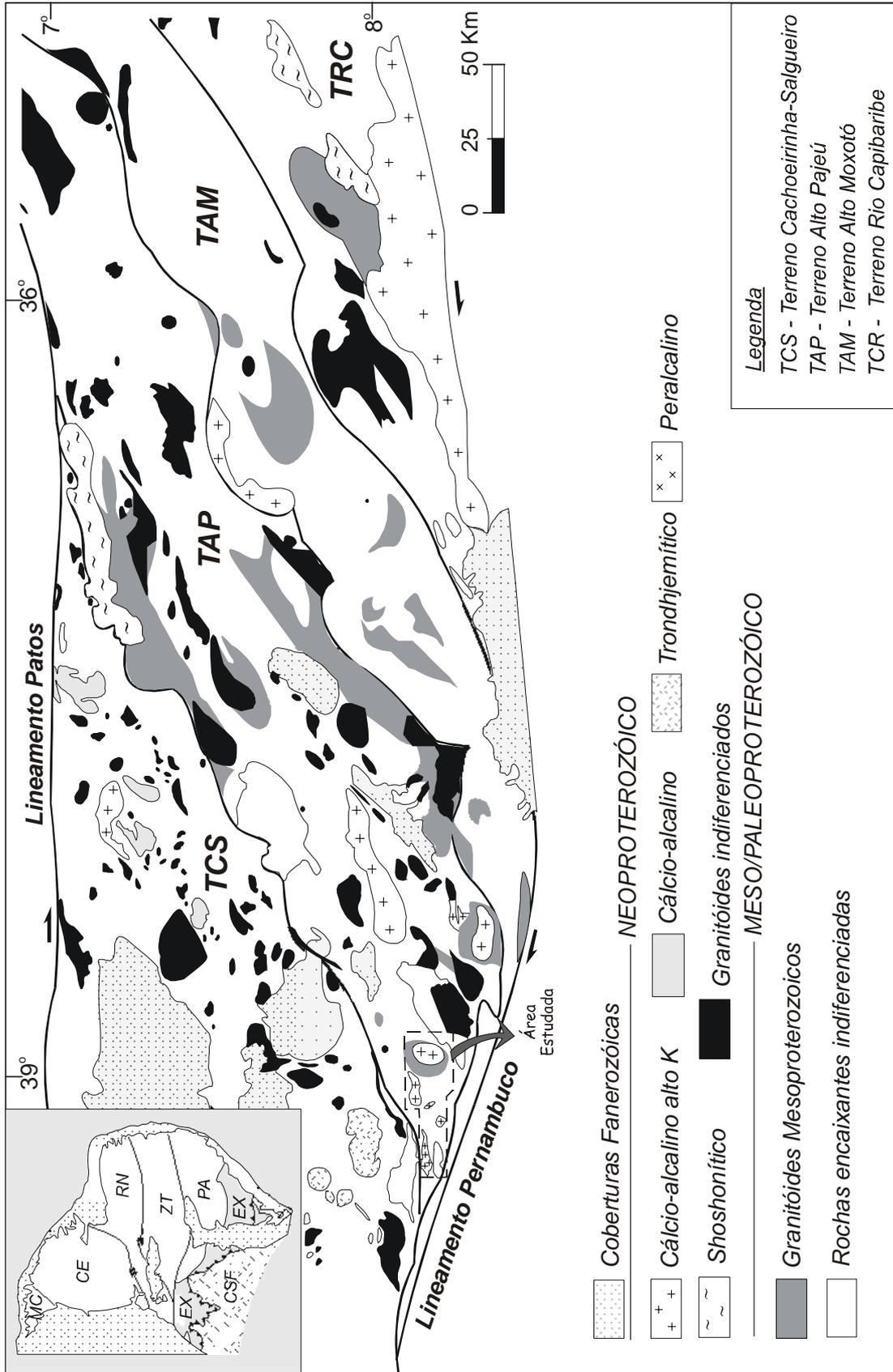


Figura 6 - Mapa esquemático de granitóides Brasileiros e Terrenos tectonoestratigráficos do Domínio da Zona Transversal, caracterização das suites Brasileiras baseada em Sal & Ferreira (1988, 1990). Domínios tectônicos adaptados de Santos (1996) e rochas plutônicas anorogênicas pós-Transamazônicas, segundo Santos & Madeiros (1998).

Estudos de campo geoquímicos e geocronológicos demonstraram que houve significativa convivência e interações por mistura entre magmas máficos e magmas félsicos que geraram os granitóides, especialmente os cálcio-alcálicos de alto potássio (Sial *et al.*, 1989; Mariano & Sial, 1990; Neves & Mariano, 1997). Com base no estudo de “clots” e encraves máficos Sial (1993) e Sial *et al.* (1998) sugerem a hipótese de uma fonte anfibolítica (basaltos metamorfisados) para os magmas graníticos e dioríticos.

Muitos autores (Da Silva Filho *et al.*, 1993, 1996, Almeida *et al.*, 1997, Ferreira *et al.*, 1997, Neves e Mariano, 1997; Guimarães e Da Silva Filho, 1998) propuseram um manto metassomatizado sob a Província Borborema como fonte para estes granitos. Guimarães e Da Silva Filho (1998) sugeriram que este metassomatismo é relacionado com a orogênese Transamazônica

Para autores como Ferreira *et al.* (1997) a origem dos magmas ultrapotássicos seria um manto litosférico enriquecido em LILE e ETRL, as idades modelos T_{DM} elevadas poderiam está refletindo metassomatismo do protólito mantélico, com incorporação de material crustal em torno de 2,4 Ga.

CAPITULO III - GEOLOGIA LOCAL

Acompanhando a estruturação da Zona Transversal são encontrados diversos corpos graníticos brasileiros de direção NE-SW, alongados sincronamente a atuação dos cisalhamentos (Leterrier *et al.* 1990; Caby *et al.*, 1991; Vauchez *et al.*, 1995; Neves & Mariano, 1997).

Os plútons mapeados neste trabalho (figuras 7, 8 e 9), tem muitas características em comum, tanto químicas, mineralógicas e texturais, são rochas graníticas cálcio-alcálicas de alto potássio. Neste capítulo, serão apresentadas as características de campo dos plútons estudados.

III.1 SUÍTES PLUTÔNICAS BRASILIANAS

O plúton granítico de Conceição das Creoulas está localizado no extremo SW do terreno Alto Pajeú, como definido por Santos (1995). Este plúton tem uma forma elíptica irregular com eixo maior na direção NNE-SSW e ocupa uma área de aproximadamente 120 km² (figuras 7 e 8), está localizado entre duas falhas sinistrais de direção N50E e N37E. O interior do plúton é fracamente deformado, com acréscimo gradual na intensidade da deformação em estado sólido em direção as margens, a mineralogia e o *fabric* magmático são bem preservados. A foliação do envelope encaixante é concordante com a forma elíptica do corpo e a foliação interna tem um mergulho relativamente de baixo ângulo (<40°), geralmente concordante com a forma plúton.

Em fotografias aéreas e imagens de satélite (figura 9) também se observa linhas estruturais que correspondem a um cisalhamento em suas porções marginais. Esta observação juntamente com o fato de ser concordante com as rochas miloníticas de borda possivelmente indica uma “injeção forçada” para este corpo.

Apresenta um relevo bastante aplainado, geralmente formando lajedos (figura 10A e 10E). As rochas que compõem este plúton possuem grande homogeneidade composicional e textural, são constituídas por biotita granodiorito a biotita monzogranito porfiríticos. São rochas predominantemente leucocráticas de coloração cinza, porfirítica com megacristais de feldspato potássico tabulares zonados com dimensões variando de 1 a 10 cm, distribuídos de forma heterogênea numa matriz inequigranular média a grossa (figura 10C).

As rochas apresentam ora textura serial ora hiatal, bem como fileiras de biotitas envolvidas por cristais de feldspatos (“*biotite rows*”). Agregados de feldspato potássico e “*ladder diques*” (figura 10B), (resultante de filtragem de pressão) e segregação de biotitas formando “*schlieren*” e leitões máficos devido ao fluxo magmático são comuns. Estas feições serão discutidas a seguir.

A maior parte das fraturas dentro deste batólito têm direção entre NE e N65E, e outras com direção NW, sendo o plúton algumas vezes cortados por veios e diques quartzosos e pegmatíticos centimétricos ou por diques e veios de granulação fina, que representam estágios finais da atividade magmática. Apresentam valores de susceptibilidade magnética entre 0,01 a 0,2 x 10⁻³ SI.

Enclaves máficos microgranulares de composição quartzo monzodioríticas e quartzo dioríticas e tonalíticas, ricos em anfibólio e com epidoto são freqüentes., especialmente nas porções central e sul do corpo.

O plúton mostra uma relação nitidamente intrusiva com as rochas encaixantes. Na parte sudeste do corpo (nas proximidades do serrote da Porteirinha) observa-se intercalações métricas do gnaisses com *sheets* graníticos, apresentando foliações paralelas, e pequenas zonas de cisalhamento interno indicando movimento sinistral. As foliações das rochas encaixantes próximas ao seu contato mergulham para fora do mesmo.

Os contatos com as rochas supracrustais são bruscos, sendo comum a existência de xistos intercalados com o granito na porção sul da área.

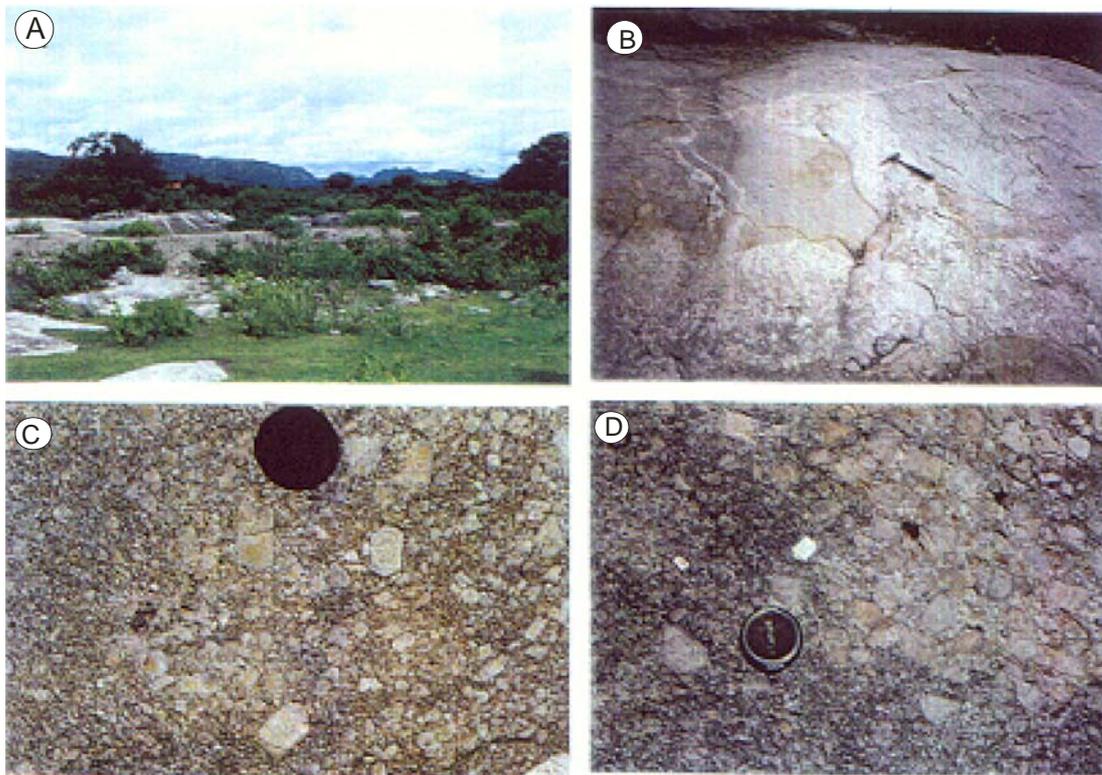


Figura 10 - Feições mesoscópicas do plúton de Conceição das Creoulas: (A) Aspectos dos afloramentos do plúton de Conceição das Creoulas formando lagedos; (B) Porções mais finas do granito, resultante de filter pressing; (C) Megacristais tabulares de feldspatos potássico zonados com aproximadamente 5 cm de comprimento, sem orientação preferencial numa matriz quartzo-feldspática; (D) Concentrações de megacristais de feldspato potássico formando cumulatos.

III.1.2. Stock de Murici(ou Pedra Mijada)

Stock de Murici é um pequeno corpo de forma semicircular com cerca 15 km², que aflora na porção centro-leste da área estudada (figuras 7, 8 e 9). É constituído por rochas de composição

granodiorítica a monzogranítica, textura média a grossa, caracterizados por megacristais de feldspato potássico com dimensões variando de 2 a 8 cm (figura 11), envolvidos numa matriz composta de plagioclásio, biotita, anfibólio, microclina e quartzo, e apresentam valor médio de susceptibilidade magnética de $1,0 \times 10^{-3}$ SI (indicando presença de magnetita).

O plúton é caracterizado por apresentar uma forte deformação nas margens, freqüentemente apresentando nos bordos uma pronunciada trama, com megacristais de feldspato potássico estirados (sigmóides, figura 11A e 11B), recristalização de grãos de quartzo e formação de mirmequita atestando deformação em estado sólido de alta temperatura, com um gradual decréscimo de intensidade na deformação em estado sólido no interior do plúton

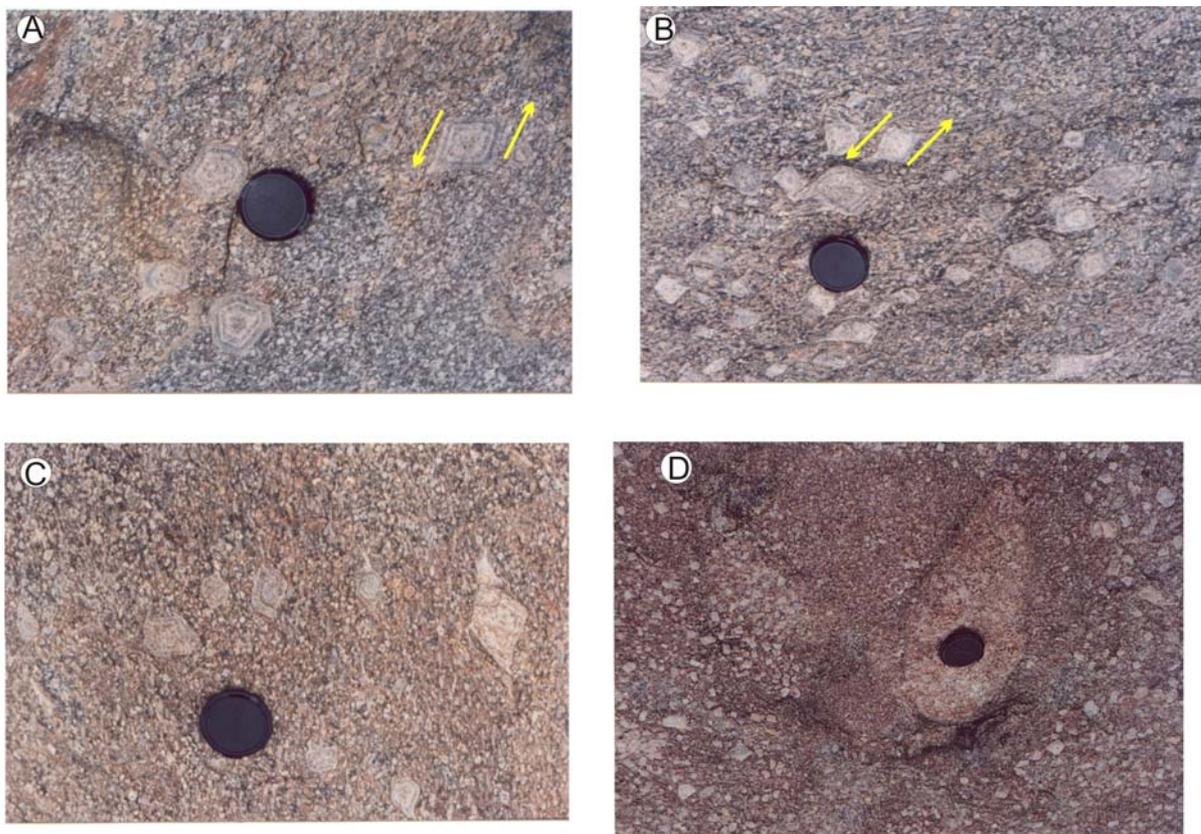
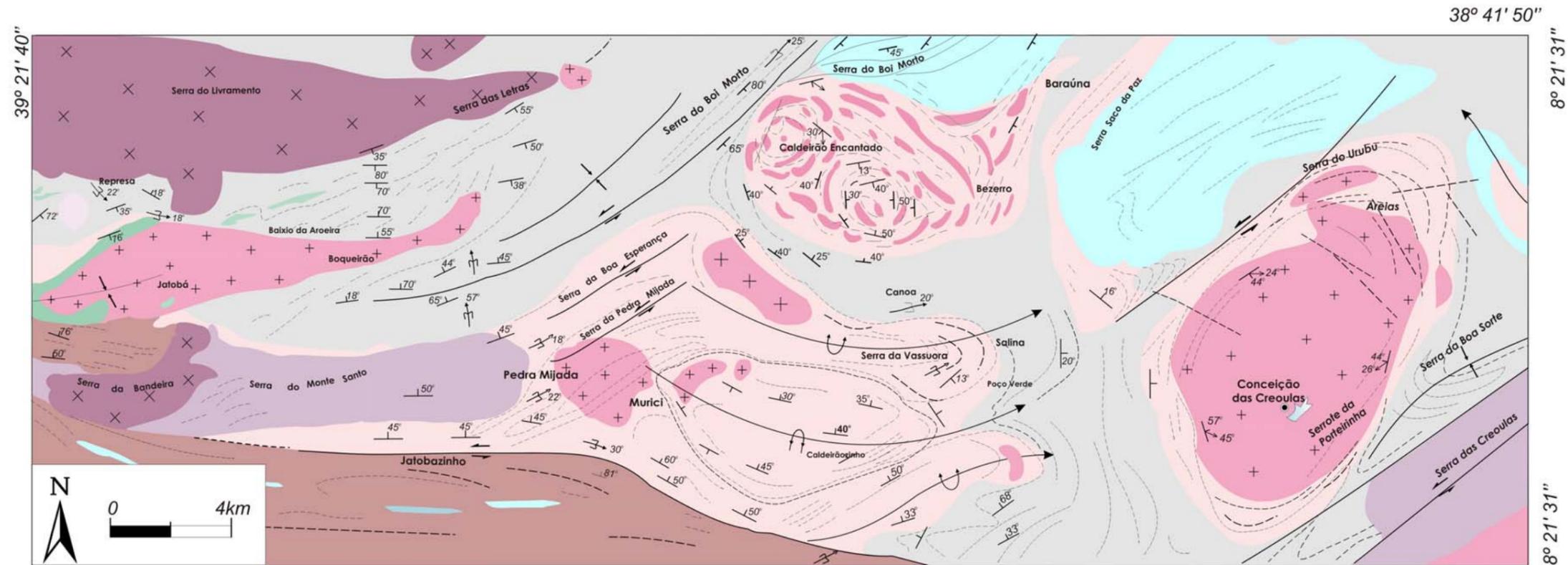


Figura 11 - Feições mesoscópicas do pluton de Murici: (A) Megacristais de feldspato potássico, mostrando deformação em estado sólido e megacristais zonados com fileiras de biotitas; B) e © Megacristais tabulares de feldspatos potássico zonados acompanhando a foliação em estado sólido (N75E), os cristais encontram-se deformados e mostram estiramento indicando movimento sinistral; (D) Visão parcial de uma estrutura concentrica de seção elíptica com eixo maior na direção N85E acompanhando a foliação da rocha.

UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO
CENTRO DE TECNOLOGIA E GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS
DOUTORADO EM PETROLOGIA, LITOGEOQUÍMICA E EVOLUÇÃO CRUSTAL
MAPA GEOLÓGICO - FIGURA 6

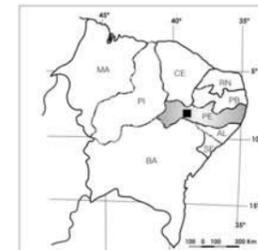


39° 08' 50" Base cartográfica: Folha SC.24X.A.I - Mirandiba e SC.24.V.B - Salgueiro. Escala 1:100.000. SUDENE, 1972.

ESTUDO PETROLÓGICO E GEOQUÍMICO DOS CORPOS GRANÍTICOS CÁLCIO-ALCALINOS DE ALTO POTÁSSIO, NEOPROTEROZOÍCOS DE CONCEIÇÃO DAS CREOULAS, CALDEIRÃO ENCANTADO, MURICI E BOQUEIRÃO, TERRENO ALTO PAJEÚ, PERNAMBUCO - NORDESTE DO BRASIL
AUTOR: ROBERTA GALBA BRASILINO



LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

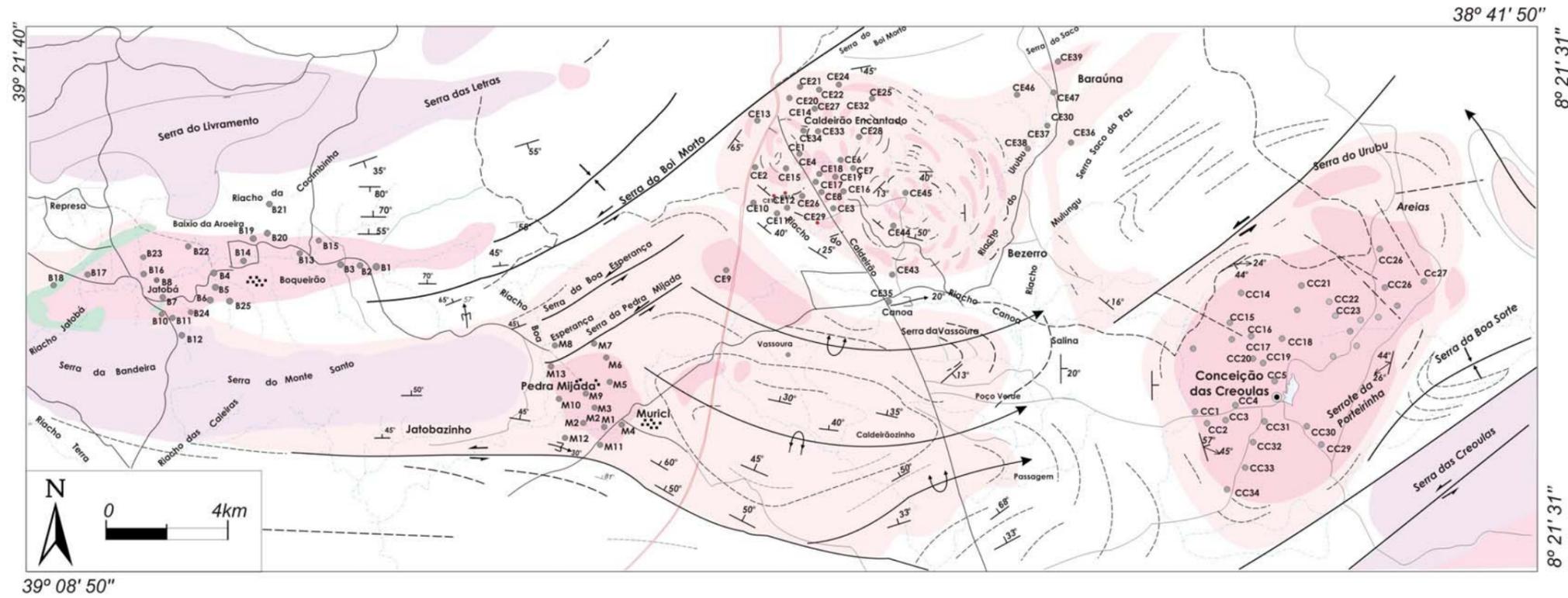


ARTICULAÇÃO DA FOLHA

BODOCÓ SB.24-U-III	JARDIM SB.24-U-IV	S. JOSÉ DO BELMONTE SB.24-V-II
PARNAMIRIM SC.24-C-I	SALGUEIRO SC.24-C-II	TUPANACI SC.24-D-I \\ MIRANDIBA SC.24X.A.I
STA MARIA DA BOA VISTA SC.24-C-III	CHORROCHÓ SC.24-C-IV	FLORESTA SC.24D-III

UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO
CENTRO DE TECNOLOGIA E GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS
DOUTORADO EM PETROLOGIA, LITOGEOQUÍMICA E EVOLUÇÃO CRUSTAL

MAPA DE PONTOS DE AFLORAMENTO
FIGURA 7



Base cartográfica: Folha SC.24.X.A.I -
Mirandiba e SC.24.V.B - Salgueiro. Escala
1:100.000. SUDENE, 1972.

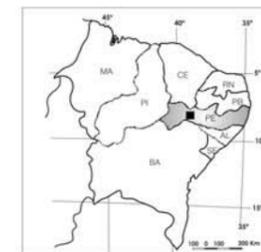
ESTUDO PETROLÓGICO, GEOQUÍMICO, E ESTRUTURAL DOS CORPOS GRANÍTICOS
CÁLCIO-ALCALINOS DE ALTO POTÁSSIO, NEOPROTEROZOÍCOS DE CONCEIÇÃO DAS CREOULAS,
CALDEIRÃO ENCANTADO, MURICI E BOQUEIRÃO, TERRENO ALTO PAJEÚ, PERNAMBUCO - NORDESTE DO BRASIL

AUTOR: ROBERTA GALBA BRASILINO

LEGENDA

- | | | | |
|---|----------------------|---------------------------------|----------------------------------|
| Convenções Geológicas | | Convenções cartográficas | |
| Granitoides cálcio-alcálico alto K com epidoto magmático. | Zona de cisalhamento | Cidade | Povoado ou vila |
| Sienitos e granitos peralcalinos, shoshoníticos e ultrapotássicos | Antiforme | Rodovia asfaltada (BR-116) | Rodovia transitável em tempo bom |
| Gnaisses e migmatitos | Sinforme | Caminho | Riachos intermitentes |
| Complexo Metamórfico Biotita xistos, calcários e quartzitos | Foliações | Açudes e lagoas | Afloramento |
| Metamáficas (anfíbilito xistos) | Falha | | |
| | Atitudes | | |
| | Microdobra | | |

LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO



ARTICULAÇÃO DA FOLHA

BODOCÓ SB.24-U-III	JARDIM SB.24-U-IV	S. JOSÉ DO BELMONTE SB.24-V-II
PARNAMIRIM SC.24-C-I	SALGUEIRO SC.24-C-II	TUPANACI SC.24-D-I
STA MARIA DA BOA VISTA SC.24-C-III	CHORROCHÓ SC.24-C-IV	FLORESTA SC.24D-III

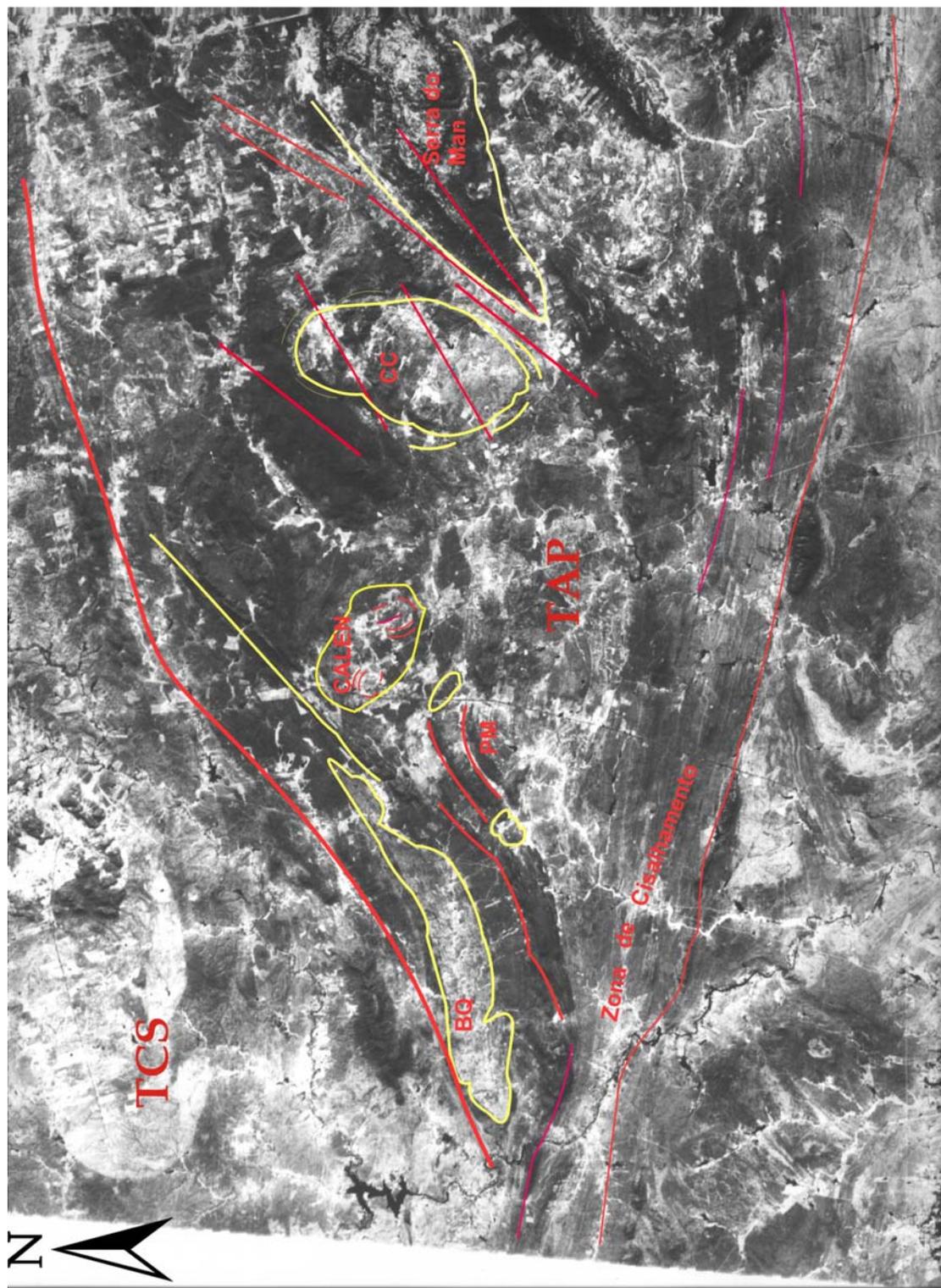


Figura 9 - Imagem de satélite mostrando os corpos estudados de seus principais traços estruturais. CALEN - Caldeirão Encantado, BQ - Boqueirão, PM - Murici e CC - Conceição das Creoulas e os terrenos Alto Pajeti (TAP) e Cachoeirinha-Salgueiro (TCS).

Schlieren elipsóidais alongados (figura 11E), encraves microgranulares máficos, aglomerados de megacristais de feldspato e *clots* máficos que acompanham a foliação da rocha são feições comuns nestas rochas.

Estas rochas estão intrudidas em gnaisses e migmatitos. O “stock” é delimitado a leste por zonas de cisalhamento cujas relações de contato sugerem que este corpo é contemporâneo a esta zona de cisalhamento. Na quase totalidade dos afloramentos a foliação de alto ângulo é associada a lineações comumente de baixo rake.

III.1.3 - Plúton de Boqueirão

O plúton de Boqueirão (BQ) compreende um corpo alongado que se estende paralelamente à direção ENE da Zona de Cisalhamento de Boi Morto, com uma terminação em calda no domínio NE (figura 7, 8 e 9), possui uma superfície de aproximadamente 50 km² e está localizado próximo ao limite entre os terrenos tectônico-estratigráficos Cachoeirinha-Salgueiro e Alto Pajeú.

As rochas deste plúton correspondem a monzogranitos, caracterizados por apresentar uma grande quantidade de megacristais tabulares de feldspato potássico (cerca de 15%), geralmente com 6cm de comprimento, numa matriz de granulação grossa, composta por plagioclásio, hornblenda, biotita e quartzo. É comum observar concentrações de cristais de feldspato potássico possivelmente formadas por filtragem por pressão (“*filter - pressing*”), “*schlieren*” elipsóidais alongados, encraves microgranulares máficos e “*clots*” máficos que acompanham a foliação da rocha.

O plúton estudado encontra-se encaixado, à norte, em um conjunto de xistos e gnaisses que compõem as rochas supracrustais do Terreno Alto Pajeú (Santos, 1995) e, ao sul, em *augen* gnaisses porfíricos e anfibólio xistos. A borda oeste é freqüentemente cortada por diques peralcalinos que parecem apresentando contatos sinuosos com as mesmas.

Na porção centro-oeste do corpo foi observado megacristais de feldspato potássico intercrescido com o quartzo as vezes com formas gráficas, dendríticas e esqueletais (figura 12C e 12D), dispersos numa matriz mais fina a média, semelhantes às observadas em diques na Namíbia por Happalla *et al.* (2000). Esta textura foi interpretada por esses autores como formada por um rápido crescimento em um magma super resfriado (*under cooling*).

A foliação magmática é paralela à foliação em estado sólido, em quase todos os afloramentos, e com *direção* entre N50E a N84E, e mergulhos de alto ângulo, acompanhados por lineações de baixo *rake*. Uma grande quantidade de diques de granito fino cortam estas rochas. Os encraves máficos e os xenólitos de biotita-gnaisses e biotita-xistos acompanham a foliação das rochas hospedeiras.

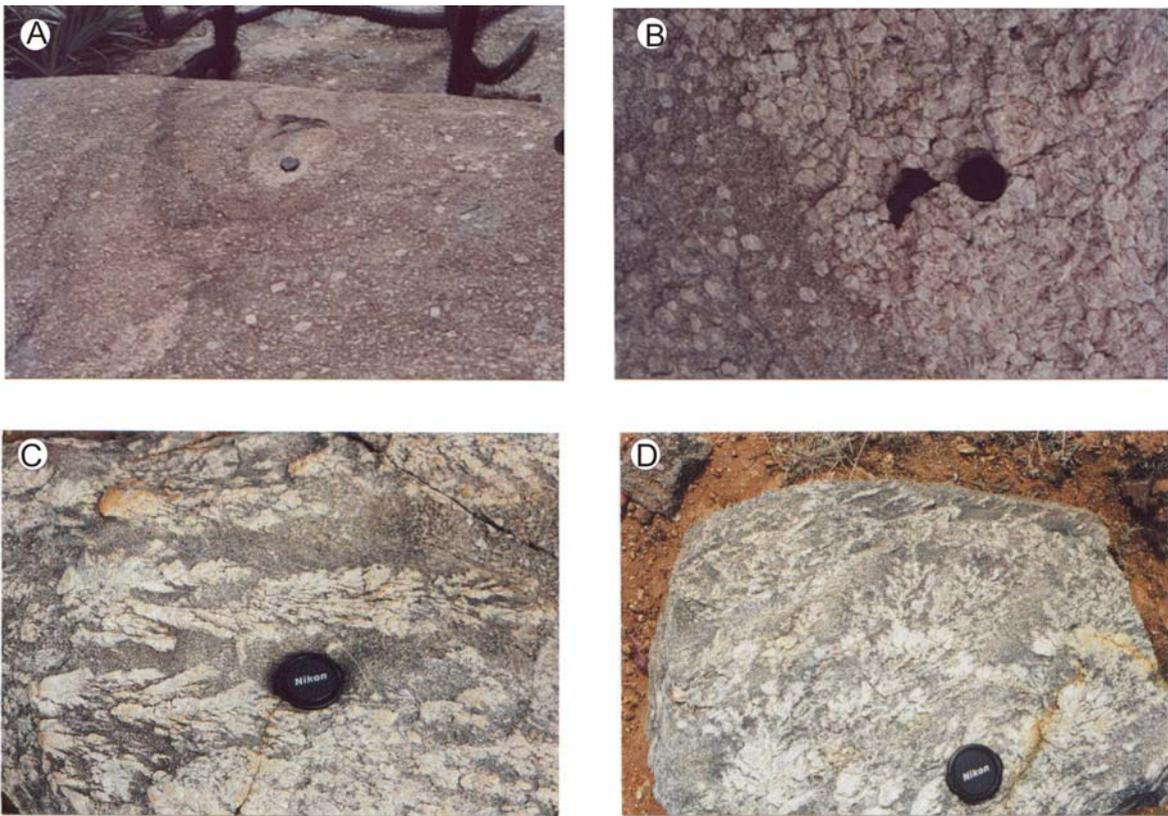


Figura 12 - Feições Mesoscópicas do plúton de Boqueirão: (A) Aglomerado de megacristais de feldspato potássico, englobando clot anfibolítico; (B) Visão parcial de uma estrutura concêntrica de seção elíptica com eixo maior acompanhando a foliação da rocha (N75E); (C) e (D) Megacristais de feldspato potássico graficamente intercrescido com o quartzo com formas dendríticas e esqueléticas.

III.4 - Plúton Caldeirão Encantado

O Plúton de Caldeirão Encantado, está localizado próximo ao limite entre os terrenos tectonoestratigráficos Alto Pajeú e o Terreno Cachoeirinha - Salgueiro, limitado pela zona de cisalhamento da Serra do Boi Morto (figura 7, 8 e 9), aflorando numa área de cerca de 50 km². É formado por rochas de composição granodiorítica a monzogranítica. Constitui-se um corpo relativamente homogêneo em termos composicionais, com textura inequigranular grossa a levemente porfirítica marcado pela presença de microclina e plagioclásio com dimensões de 1 a 3 cm de comprimento, envolto por uma matriz de granulometria média. Observando-se ainda a presença de enclaves máficos e *clots* máficos alinhados segundo um plano de foliação. Apresentam valores de susceptibilidade magnética entre 0,05 a 0,35 x 10⁻³SI.

Fotointerpretação e dados de campo indicam que o CALEN tem a forma de dois "cones-sheets." São caracterizados por rochas graníticas de vários metros de largura, intercalados com bandas de gnaisses e migmatitos encaixantes de dimensões semelhantes, mergulhando para o

interior do cone com médio a baixo ângulo (colocar os mergulhos) (figura 7 e 9). A foliação magmática e a foliação em estado sólido acompanham a foliação regional.

O cone a NW aflora uma grande quantidade de *sheets* graníticos intercalado com gnaisses. Nesta área aflora uma quantidade maior de granito, acompanhando a foliação de baixo ângulo, paralelo.

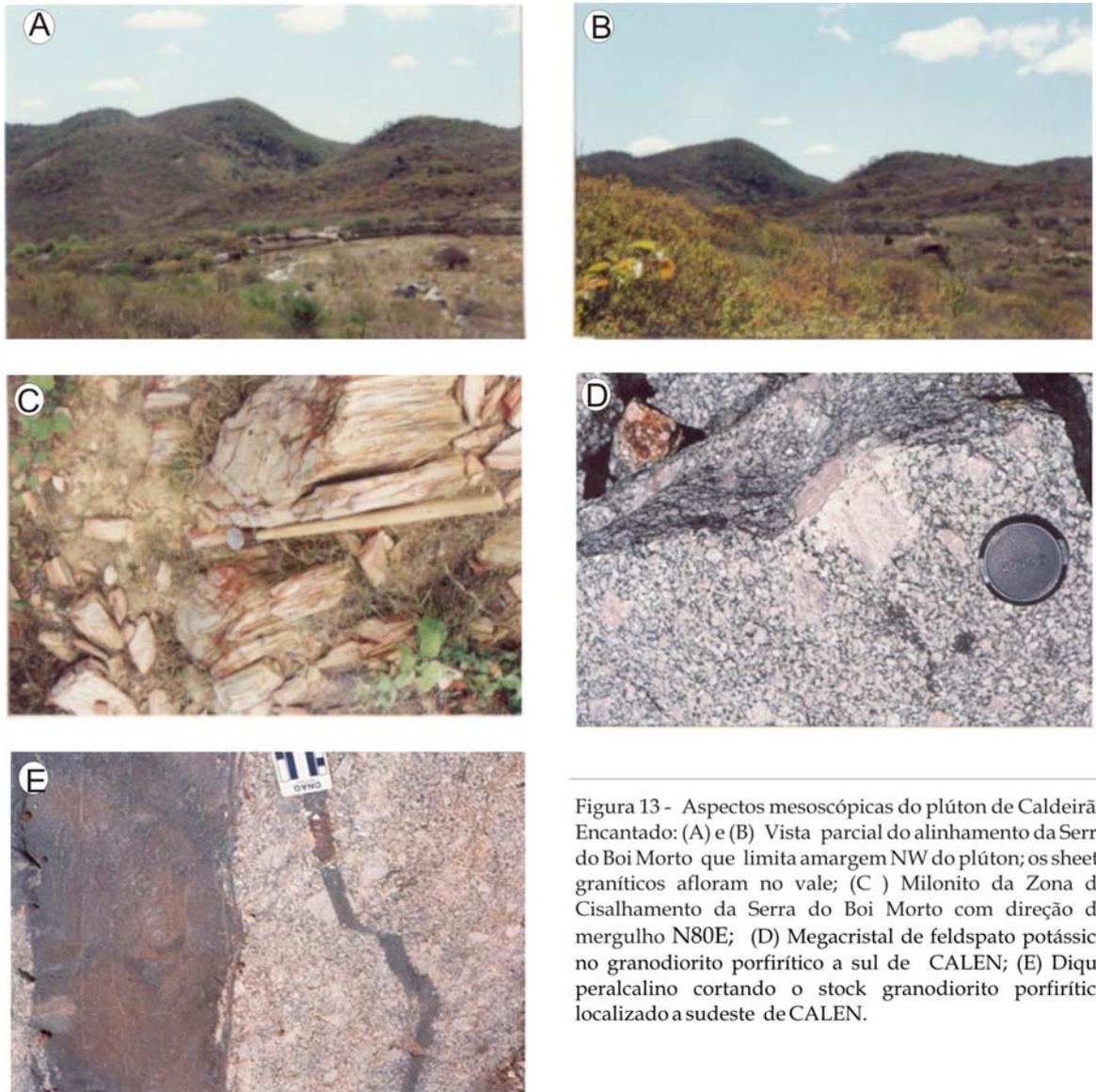


Figura 13 - Aspectos mesoscópicos do plúton de Caldeirão Encantado: (A) e (B) Vista parcial do alinhamento da Serra do Boi Morto que limita a margem NW do plúton; os *sheets* graníticos afloram no vale; (C) Milonito da Zona de Cisalhamento da Serra do Boi Morto com direção de mergulho N80E; (D) Megacristal de feldspato potássico no granodiorito porfirítico a sul de CALEN; (E) Dique peralcalino cortando o stock granodiorito porfirítico localizado a sudeste de CALEN.

A direção N60E da Zona de cisalhamento sinistral Serra do Boi Morto Esta zona define um forte lineamento formando a Serra do Boi, Morto (figuras 13A e 13B). Rochas miloníticas desta zona de cisalhamento tem uma lineação forte inclinada suavemente para NE e indicando o senso de cisalhamento sinistral (figura 13C). E as rochas magmáticas próximas a zona de cisalhamento são bastante deformadas.

Na porção SE aflora o outro cone onde observa-se o mesmo comportamento do anterior com a diferença que o granito aflora em menor quantidade.

Foram observados duas fases de deformação, a primeira fase com estruturas aproximadamente N50W e a segunda fase cuja direção das estruturas é N80E. Observa-se que as lineações têm um *plunge* 10°-20° NE.

Na porção sul da área aflora um pequeno corpo satélite de composição granodiorítica (figura 13D), com forma ligeiramente ovalada com direção NW-SW. Apresenta uma textura porfirítica grossa com megacristais de feldspato potássico de até 7cm, este corpo é cortado por diques peralcalinos (figura 13E).

III.1.5 - Encraves máficos microgranulares

Encraves máficos de composição diorítica a quartzo-diorítica, constituídos por biotita, plagioclásio, quartzo e feldspato alcalino, mineralogia bastante similar a hospedeira, diferindo nas proporções dos minerais máficos (principalmente a hornblenda). Apresentam uma textura equigranular fina a média, cor cinza, às vezes com megacristais de plagioclásio e feldspato potássico. Os encraves possuem forma, tamanho e distribuição variáveis (geralmente elípticas, arredondados ou alongados com eixo maior com cerca de 1m) variando de 10 a 20 cm. Mostram-se preferencialmente alinhados, com sua maior dimensão paralela a foliação magmática da rocha.

Evidências estruturais e texturais como orientações semelhantes das estruturas de fluxo dos encraves e granitóides hospedeiros, margens resfriadas, forma arredondada, sugerem que os encraves máficos são de origem magmática e podem representar glóbulos de magmas básicos de um líquido que coexistiu com o magma principal gerador das rochas graníticas hospedeiras e que resfriou bruscamente ("*quenching*"), gerando granulação mais fina nas bordas dos enclaves. Alternativamente poderiam ser resultantes do rompimento de diques máficos sin-plutônicos.

No contato de alguns encraves máficos microgranulares com a rocha hospedeira observam-se megacristais geralmente ovóides de feldspato potássico parcialmente envolvidos pelos encraves máficos (figura 14D), que possivelmente trata-se de xenocristais provenientes da hospedeira, resultantes da mistura mecânica da rocha hospedeira com o enclave (Barbarin & Didier, 1981).

O contato entre os encraves máficos e os granitos hospedeiro na sua maioria é brusco, embora alguns deles mostrem contornos lobados (figura 14C), definindo feições do tipo chama ("*wispy-like*", Walker & Skelton, 1966). Desenvolvem a formação de uma margem escura com poucos milímetros de largura enriquecida em minerais máficos (biotita e anfibólio) de granulação mais fina cuja transição para a porção interna do enclave é gradacional (figuras 14A, 14B e 14E). Segundo Didier (1973) o escurecimento na borda dos encraves é devido a diminuição da granulometria. e tem sido interpretada como resultante de resfriamento rápido de um magma máfico ao entrar em contato com um magma félsico mais frio. O empobrecimento dessas bordas

em minerais pode ser devido a trocas químicas entre os encaves e a rocha félsica hospedeira (Orsini *et al.*, 1991).

Os encaves máficos em contextos similares a estes foram descritos por Jardim de Sá *et al.* (1986, 1987), Sial (1987), Neves & Mariano (1997). Correspondem a uma suíte plutônica penecontemporânea, referida como biotita dioritos com afinidade shoshonítica ou diorítica de alto potássio.



Figura 13 - Aspectos mesoscópicos do plúton de Caldeirão Encantado: (A) e (B) Vista parcial do alinhamento da Serra do Boi Morto que limita margem NW do plúton; os sheets graníticos afloram no vale; (C) Milonito da Zona de Cisalhamento da Serra do Boi Morto com direção de mergulho N80E; (D) Megacrystal de feldspato potássico no granodiorito porfirítico a sul de CALEN; (E) Dique peralcalino cortando o stock granodiorito porfirítico localizado a sudeste de CALEN.

III.1.6 - Diques Peralcalinos

Os diques decimétricos a métricos ocorrem cortando todos os granitóides cálcio-alcálicos da área estudada (figura 15A) como um alinhamento sigmoidal de intrusões sieníticas, por vezes ultrapotássicos. Localiza-se nas adjacências dos plútons da linha sienitóide, que foi definida por

Ferreira *et al.* (1987). Eles são localmente lobados ou curvados (figura 15B) sugerindo que eles foram intrudidos quando os plútons não estavam ainda totalmente solidificados. Possuem uma foliações magmáticas paralelas a foliação dos granitóides encaixantes (dominantemente N60E).

São rochas de textura inequigranular seriada, as vezes equigranular, com granulação fina a média, os cristais maiores como clinopiroxênio e feldspatos não ultrapassam a 5mm dispersos numa matriz mais fina. Composicionalmente variam de álcali feldspato sienito a quartzo sienito, compostos mineralogicamente por feldspato alcalino, plagioclásio, quartzo e aegirina augita.

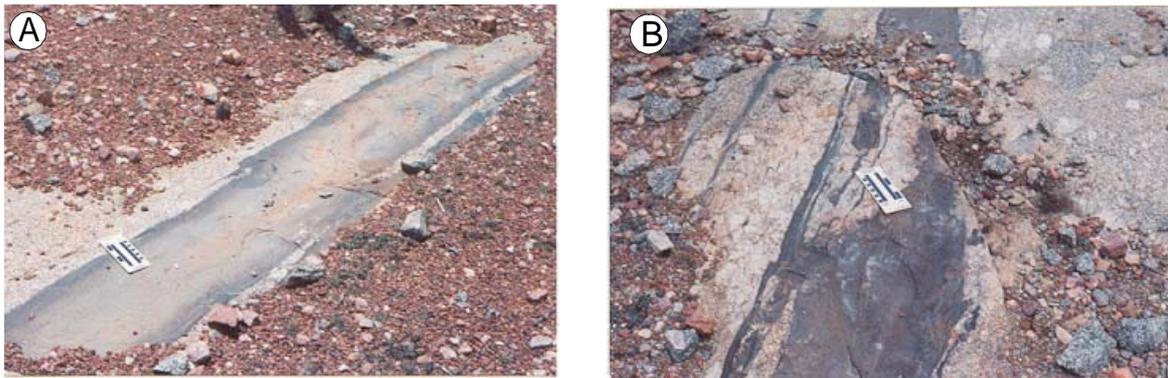


Figura 15- Diques peralcalinos cortando o plúton satélite ao sul de CALEN, paralelos à direção da foliação; (B) interdigitados sugerindo que eles foram intrudidos quando os plútons não estavam ainda totalmente solidificados.

III.2 - UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS ENCAIXANTES

As rochas encaixantes não foram estudadas em detalhe. Optamos por caracterizá-las em um contexto litoestratigrafico simplificado sendo referidas com base em trabalhos anteriores realizados na área e de alguns dados coletados na presente investigação, visando compor o arcabouço tectônico.

A interface das faixas/terrenos Alto Pajeú - Cachoeirinha-Salgueiro foi estudada por Brito Neves *et al.* (1984). Esses autores individualizaram uma unidade A ou Complexo Cabrobó, ao sul do lineamento Pernambuco, formado por xistos e gnaisses parcialmente migmatizados, com intercalações de anfibolitos e talco xistos; uma unidade B ou Complexo Riacho Pequeno, formado por biotita gnaisses, com intercalações de quartzitos, calcários, rochas calciossilicáticas e anfibolitos; e uma unidade C ou Complexo Cachoeirinha Salgueiro, que inclui gnaisses, xistos, filitos metassiltitos com intercalações de quartzitos, rochas calciossilicáticas, metavulcanicas basálticas e riolíticas. Estes autores obtiveram isócrona de referência Rb/Sr em gnaisses da unidade C e A, com idades variando em torno de 0,96 Ga, que os autores consideraram como um evento de acreção e diferenciação continental.

Em trabalho recente do PLGB/CPRM (Mapa Geológico de Pernambuco, 2000), foram individualizadas para esta área as seguintes litologias: o Complexo Riacho da Barreira denominação proposta por Santos (1998) para uma associação litológica de idade Mesoproterozóica no Terreno Alto Pajeú, que corresponde uma seqüência distinta dos complexos Salgueiro e São Caetano. Este autor reconheceu duas seqüências distintas neste complexo: uma formada por micaxistos com intercalações lenticulares de tremolititos, actinolititos, tremolita-clorita xistos e clorita talco xistos com possibilidade de uma componente vulcanogênica exalativa; outra formada por muscovita gnaïsse, gnaïsses quartzosos, (cordierita), clorita sillimanita granada biotita xisto, com intercalações de calcário, mármore, e rochas calciossilicáticas.

As rochas do Complexo foram afetadas por um metamorfismo que atingiu a fácies anfibolito alto. Devido à ausência de datações geocronológicas nestes litotipos, Santos (1998) atribuiu uma idade Neoproterozóica, baseado em concepções tectônicas e comparações com o Complexo Irajá de Wanderley *et al.* (1992).

O Complexo São Caetano (Santos, 1971, Veiga Jr. & Ferreira, 1990) de idade Mesoproterozóica é constituído predominantemente por paragnaïsses claros, com predomínio ora de muscovita ora de biotita. Está em grande parte migmatizado e freqüentemente injetado por granitóides. Granada-biotita xistos formam faixas possantes. Quartzos xistos claros, gnaïssificados, preservando texturas de rochas ígneas, foram interpretados por esses autores como prováveis metatufos. Santos (2000) descreve, em área contígua, uma associação metavulcanoclástica intermediária a félsica com uma componente máfica menor. O metamorfismo atuante é da fácies anfibólito médio. Santos *et al.* (1997) obtiveram uma idade U-Pb em zircão em metatufa de 1.098 ± 143 Ma, interpretada por Santos (2000) como sendo provável simultaneidade a sedimentação e vulcanismo com deformação orogênica. Os dados litoquímicos desta seqüência indicam tratar-se de rochas potássio cálcio alcalinas de arcos magmáticos (Santos, 1995).

Desta forma distinguimos três tipos de encaixantes: 1-as unidades litológicas mais antigas que são o complexo gnaïssico-migmatítico e uma assembléia de rochas sedimentares metamorfizadas no fácies anfibolito, de idade Paleoproterozóica, que forma o embasamento, e não foi alvo deste estudo. 2- seqüência vulcano-sedimentar, 3- gnaïsses e migmatitos, predominantemente ortoderivados, dominante em termos de área aflorante.

A seqüência metavulcanossedimentar corresponde a pelo menos três seqüências distintas de idade Mesoproterozóica, os Complexos São Caetano, Riacho Pequeno e Sertânea, cujos grau metamórfico varia de xisto verde a anfibolito alto. É constituída por biotitas xistos, muscovita xistos paragnaïsses com biotita e granada com intercalações de rochas calciossilicáticas, anfibolitos e quartzitos. Estas rochas supracrustais ocorrem bordejando os diferentes plútons brasileiros estudados, estando em contato através de falhas com as associações gnaïssico-migmatítica. A sul do plúton de Conceição das Creoulas e a sudeste de Murici, afloram biotita xistos intercalados com ortognaïsses. Na porção este e oeste do plúton de Boqueirão predominam biotita xistos com

intercalações de anfíbolito xistos, sobre intercalações de paragnaisses, anfíbolitos e moscovita xistos. Na porção leste e sudeste do plúton Caldeirão Encantado afloram biotita xistos e muscovita xistos com intercalações de paragnaisses e com lentes de quartzitos chegando a formar cristas no relevo local. É comum encontrar xenólitos destes xistos na assembléia gnaíssico-migmatítica e mais raramente nos granitos Brasileiros.

O Complexo gnaíssico-migmatítico é representada por metagranitóides (monzogranitos) leucocráticos mostrando feições migmatíticas englobam rochas leucocráticas de granulação fina a média, passando frequentemente para tipos porfiríticos, predominantemente com biotita, muscovita e às vezes granada. O bandamento pode ser grosso (bandas de espessura centimétrica, correspondendo a mobilizados, veios e inclusões estiradas) ou fino (exudações metamórficas locais) (figura 16).

A sua feição macroscópica característica é uma textura augen protomilonítica de recristalização sincontracional. existe duas fácies básica nesta associação: Uma fácies rósea bimica dominante, aflorante em várias partes da área estudada e uma fácies leucocrática com augen esparsos que ocorre como intrusões menores.

Os augen gnaisses ocorrem envolvendo quase todo o plúton de Conceição das Creoulas e as vezes como intercalações do fácies leucocrático (figura 16G), na parte nordeste do plúton do batólito de Conceição das Creoulas, (por exemplo nas proximidades do serrote da Porteirinha) observa-se intercalações com *sheets* graníticos. Destacando-se no relevo na região de Murici, os augen gnaisses e os migmatitos alcançam altitudes de até 650m, formando a Serra da Boa Sorte e da Pedra Mijada e na porção leste de Caldeirão Encantado formando o Serrote da Paz.

Na região de Caldeirão Encantado as rochas gnaíssicas de textura média a fina são mais frequentes e encontram-se intercaladas com *sheets* graníticos. Ocorrem também na porção sudoeste e noroeste do plútons de Boqueirão.

Estes gnaisses e migmatitos provavelmente corresponde à Suíte Riacho do Forno /Recanto do Complexo Lagoa das Pedras de idade Mesoproterozóica, que são considerados produto da migmatização regional, ocorrendo também como injeções "leito" por "leito" formando corpos tabulares de grande extensão e espessura até quilométricas.

Segundo Santos (1995) a trama dominante nas rochas supracrustais e nos metagranitóides é uma foliação milonítica, que frequentemente trunca foliações mais antigas. São comuns estruturas do tipo S-C, sigmóides, e *augens* assimétricos de feldspatos indicando transporte para sul. este conjunto de intrusões graníticas e migmatíticas de dimensões desde de centimétricas até quilométricas, teve sua colocação controlada pelo evento contracional F2/F3.

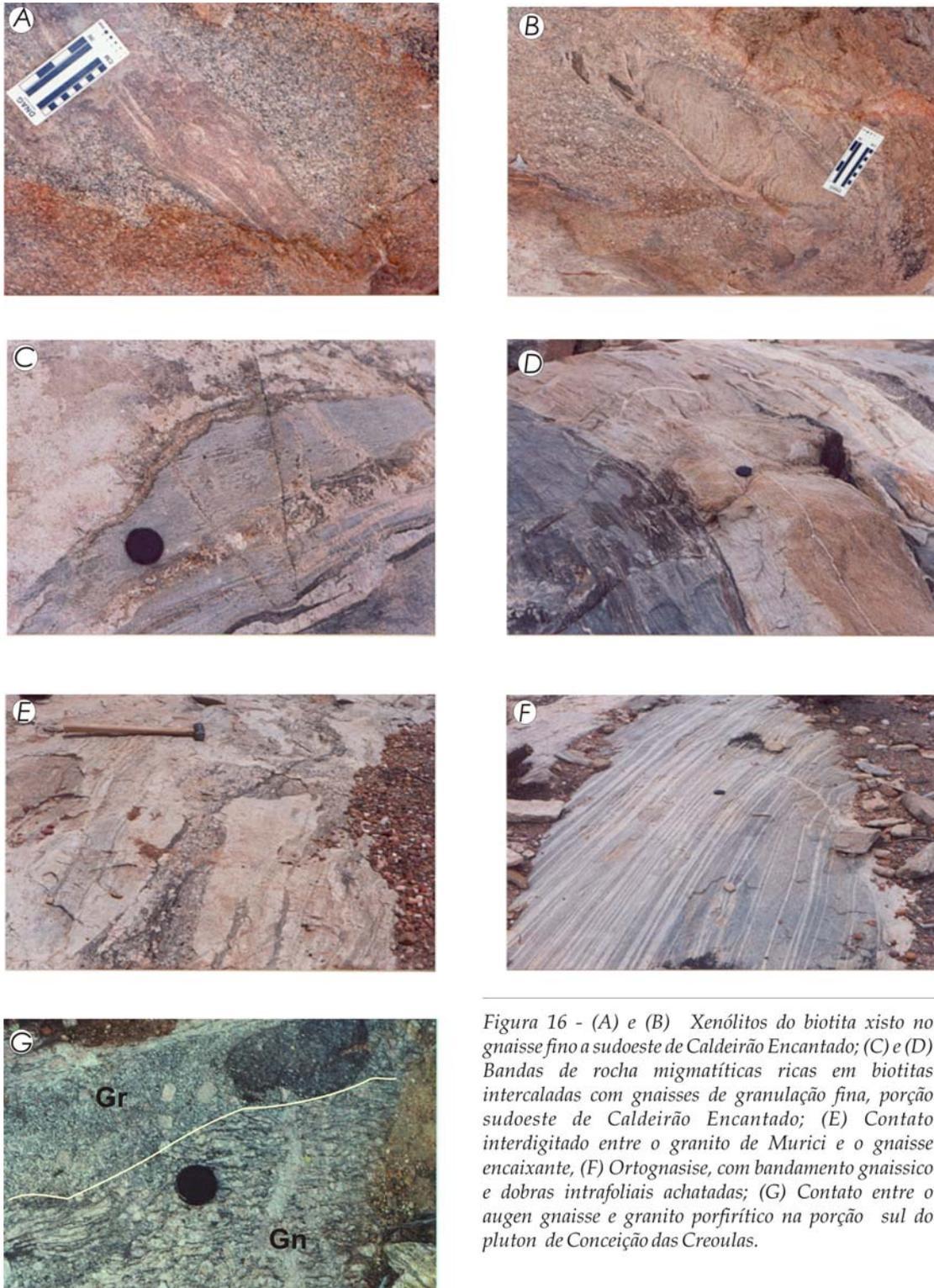


Figura 16 - (A) e (B) Xenólitos do biotita xisto no gnaiss fino a sudoeste de Caldeirão Encantado; (C) e (D) Bandas de rocha migmatíticas ricas em biotitas intercaladas com gnaisses de granulação fina, porção sudoeste de Caldeirão Encantado; (E) Contato interdigitado entre o granito de Murici e o gnaiss encaixante, (F) Ortognasise, com bandamento gnaissico e dobras intrafoliais achatadas; (G) Contato entre o augen gnaiss e granito porfirítico na porção sul do pluton de Conceição das Creoulas.

III.31 - ESTRUTURAS MAGMÁTICAS

III. 3.1 - Caracterização das Estruturas

Processos e padrões magmáticos tem sido foco de interesse científico, pois o fluxo magmático dentro da câmara é um fator chave para entender o alojamento do plúton. Os fatores tais como convecção, cristalização e diferenciação, bem como o fluxo interno e externo e a deformação tectônica contemporânea (Ramsay, 1981; Hutton, 1988; Weinberg, 1997). Estruturas rítmicas definidas pelo alinhamento de cristais, xenólitos, schlieren e encraves sin-magmáticos têm sido usados para entender o fluxo magmático, processos de posicionamento e dinâmica do magma (Cloos, 1936; Barrière, 1989; Tobish *et al*, 1997; Clarke & Clarke, 1998).

Os termos “estrutura” e “*fabric*” são usualmente aplicados de modo diverso, para descrever o arranjo espacial e a geometria de unidades materiais que constituem as rochas. O termo estrutura aqui é utilizado para descrever um sistema meso a macroscópico, definido por suas formas externas e internas e independente da penetrabilidade no corpo granítico. Trata-se portanto, de um domínio maior que leva internamente a um *fabric*, independente da presença ou não de uma foliação/ e ou lineação. Com esta aceção, por exemplo, os “*ladder*” diques (diques em escada) e as estruturas rítmicas concêntricas são estruturas de diferente geometria externas mas que internamente contém uma foliação magmática (*fabric*). Por outro lado, no que for possível, o uso textura é reservado às relações obtidas ao microscópio.

A foliação desenvolvida no estado magmático compreende um *fabric* planar de natureza penetrativa distribuída por todo plúton. É caracterizada pela presença de minerais ígneos, e outros marcadores, submetidos a orientação planar em um meio sob condições magmáticas. O alinhamento de minerais ígneos, agregados de minerais, de encraves máficos, xenólitos e alguns diques sin-magmáticos, são marcadores que definem a foliação magmática, cujo o trend geral é N65E a N85E com mergulhos médio a alto em quase todos os plútons estudados (exceto no plúton de Caldeirão Encantado).

Associado à foliação ocorrem discretas zonas de cisalhamento submagmático geralmente com dimensões longitudinais entre 1 e 2m, mostrando uma cinemática sinistral na direção N65E, na maioria das vezes.

As estruturas rítmicas concêntricas são feições nos plúton estudados, caracterizadas por um bandamento rítmico das fases minerais félsicas e máficas. As bandas máficas são *schlierens* constituídos predominantemente por anfibólio e biotita podendo conter epidoto e titanita. Nas bandas félsicas predominam megacristais de feldspato potássico.

Estes minerais formam um *fabric* planar concêntrico. Os agregados de megacristais de feldspato potássico apresentam uma forma circular ou elíptica concêntrica (figura 17). Eventualmente duas estruturas concêntricas podem apresentar interferência, apresentando uma

interpenetração e truncamento das foliações e bandamento (figura 18C) mostrando uma estrutura semelhante a um cogumelo, com tamanhos variando de 50 cm a poucos metros de diâmetro.

A integridade dos minerais que compõem as estruturas concêntricas, sobretudo nos megacristais de feldspato potássico, plagioclásio e quartzo, e estruturas magmáticas sobrepostas, indicam o desenvolvimento sob condições magmáticas destas estruturas.

A foliação magmática e os *schlieren* definem em duas dimensões e escala métrica elipsóides, distribuídos por todo o plúton (figura 17). Estes elipsóides são freqüentemente acompanhado por alguns grupos de *schlierens* curvos, similar aos descritos por Barrière (1977, 1981) e Weinberg *et al* (2001). Os minerais são geralmente paralelos a foliação elíptica concêntrica, mas tende a transpor e tornarem-se paralelos à foliação regional dominante.

Muitos elipsóides têm agregados de megacristais de feldspato potássico no centro, e em alguns casos os agregados ocorrem como bandas na parte externa dos elipsóides. Ao contrário dos observados no plúton de Tavares, estes elipsóides têm pequenas dimensões chegando a menos de 1 metro no eixo maior. Também não é possível observá-los em 3 dimensões.

Estruturas em dique ou “*sheet*” denominadas de “*ladder dike*” correspondem a canais de magma irregulares, estreitos e alongados com margem arredondadas e sinuosas (figura 17). Embora sua largura seja constante, as curvaturas são semelhantes a dos *schlierens* no interior dos diques. Sua geometria assemelha-se a um empilhamento do tipo dominó. Apresentam largura entre 0,5 e 1m e comprimentos variando poucos metros até uma dezena de metros. Estes diques sin-plutônicos têm uma composição semelhante à da rocha hospedeira, com pequenas diferenças na moda, e textura mais fina. Caracteriza-se por truncamentos regulares das sucessivas bandas, ocorrem bem desenvolvidos ou como gradações entre camadas máficas e félsicas similares aos descritos no plúton de Tavares (Pessoa, 2001; Weinberg *et al.*, 2001) e no batólito de Sierra Nevada (Reid *et al.*, 1993). Os diques são interpretados como representando a extração de magma de um “*mush*”.

As estruturas em “*snail*” são *schlierens* decimétricos em anel, vários deles podendo ocorrer juntos, definindo numa escala métrica estrutura bidimensional que se assemelha às estruturas de crescimento de conchas de caramujo. Eles são arranjados em anéis com o diâmetro crescendo para fora, comumente aflorando em superfície subhorizontal alto ângulo com a foliação.

Os anéis mais internos são mais jovens e podem entrar um no outro ou cortar os anéis mais antigos (Weinberg *et al.* 2001). Suas dimensões raramente ultrapassam 1m de comprimento por um pouco menos de um metro de largura, mostrando truncamentos erráticos das bandas. São comumente encontrados em todos os granitóides porfiríticos estudados, especialmente nos plútons de Conceição das Creoulas e Boqueirão.

Segundo Weinberg *et al* (2001) nos “*ladder dikes*” e estruturas “*snail*”, o lado côncavo das bandas composicionais indica o sentido mais jovem dos sucessivos pulsos de deposição, no sentido de fluxo do magma. Os “*ladder dikes* e “*snail*” têm direção de fluxo em médio a alto

ângulo com a foliação magmática regional, em ambos os casos, a foliação magmática é encurvada, sendo que nos “*ladder dikes*” há uma tendência ao paralelismo com as suas paredes

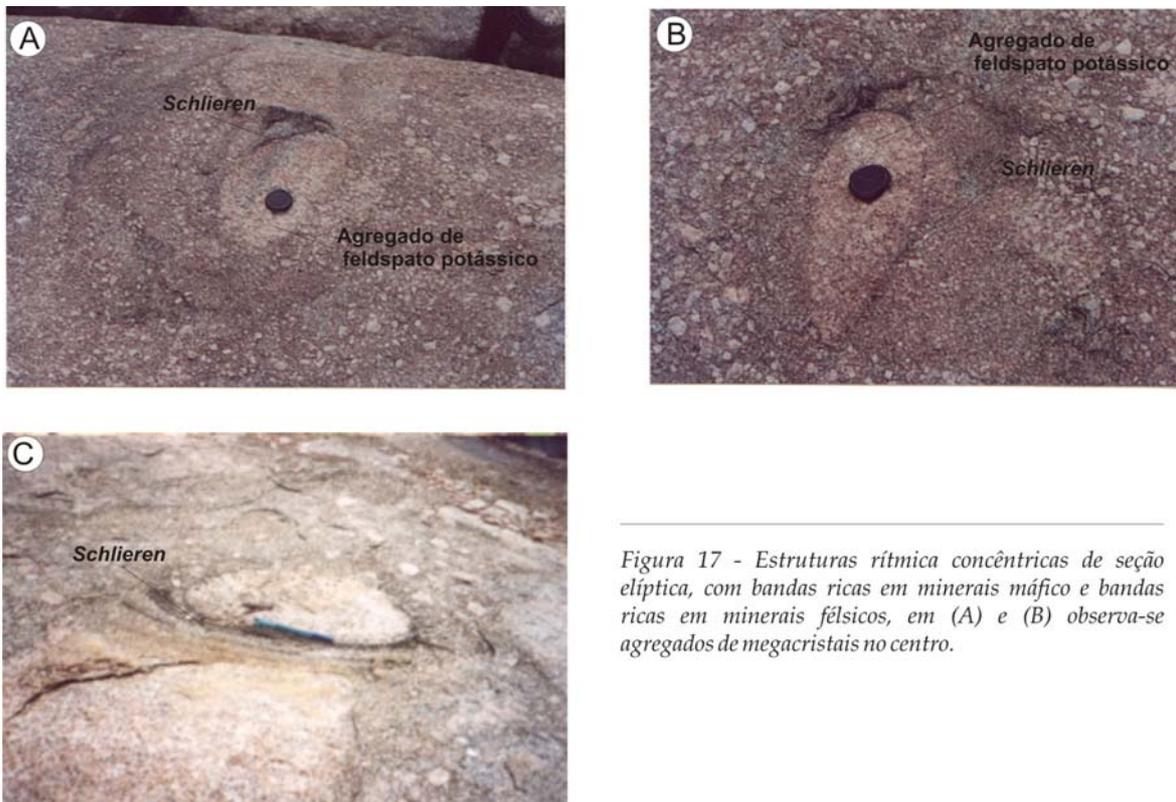


Figura 17 - Estruturas rítmica concêntricas de seção elíptica, com bandas ricas em minerais máfico e bandas ricas em minerais félsicos, em (A) e (B) observa-se agregados de megacristais no centro.

Diques de agregados de megacristais é uma feição mais freqüente que os descritos anteriormente, tendo extensões e comprimentos maiores, sendo heterogeneamente distribuídos e correspondendo em geral de 10 a 15% do volume modal da rocha. Estes diques muitas vezes apresentam uma das extremidades expandidas de forma circular a elíptica, internamente constituídos por grandes cristais de feldspato potássico com arranjo isotrópico, as vezes com inclusões de *clots* e/ou enclaves máficos arranjados aleatoriamente.

Os agregados de megacristais de feldspato potássico podem ser formados em volta das paredes dos “*ladder dikes*” (figura 18A e 18B) resultantes da combinação da anexação preferencial de feldspato potássico, ou nucleação e crescimento no contato com magma máfico e o distúrbio do magma granítico na presença de enclaves. Aglomerados de megacristais de feldspato potássico zonados (figura 20) são comuns em todos os plútons estudados exceto o CALEN, podendo ocorrer como camadas de 10 a 20 cm, como massas irregulares de poucos centímetros a vários metros de diâmetro em torno de enclaves máficos, ou na borda dos “*ladder dikes*” formando uma camada curva em paralelo aos *schlierens* máficos. Os aglomerados de megacristais de feldspato potássico

podem se comportar como filtros, separando os megacristais e deixando passar o magma, o diâmetro destes filtros depende do gradiente de pressão que movimenta o fluxo do magma.

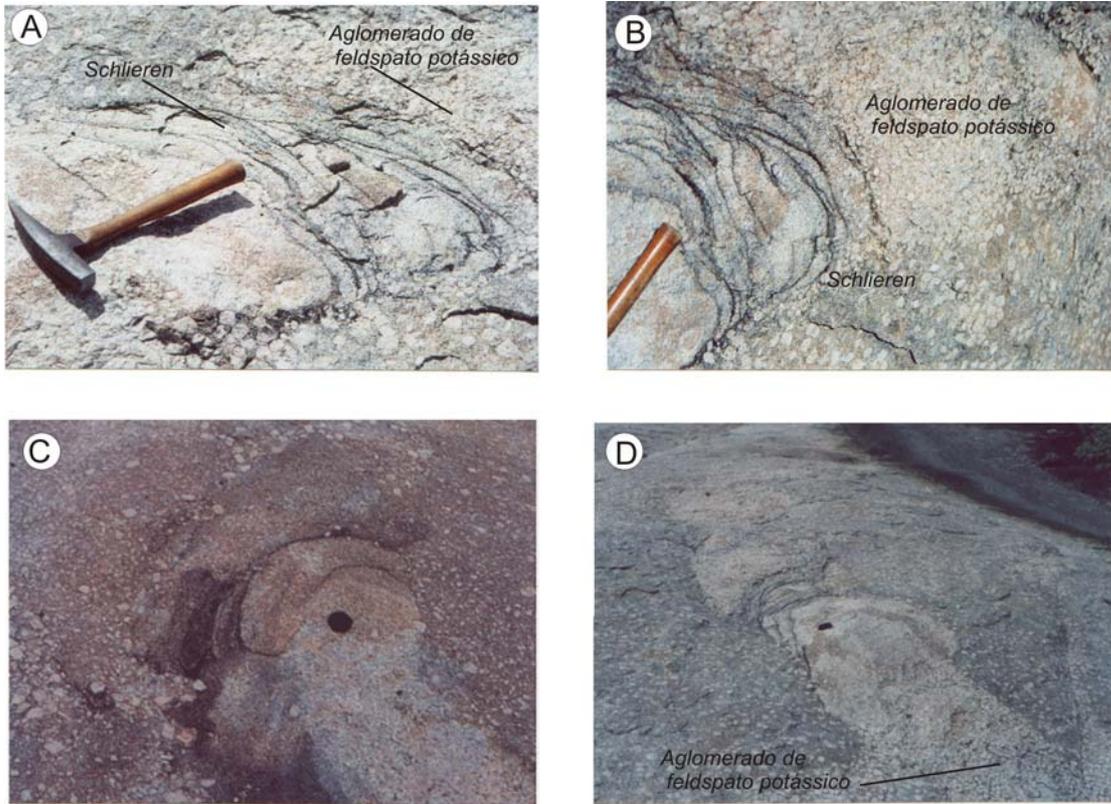


Figura 18 - (A) e (B) Início do desenvolvimento do "ladder dike" na borda, observa-se agregados de feldspato potássico; (C) Visão parcial da interferência entre duas estruturas concêntricas; (D) "ladder dike" mostrando as margens cúspides.

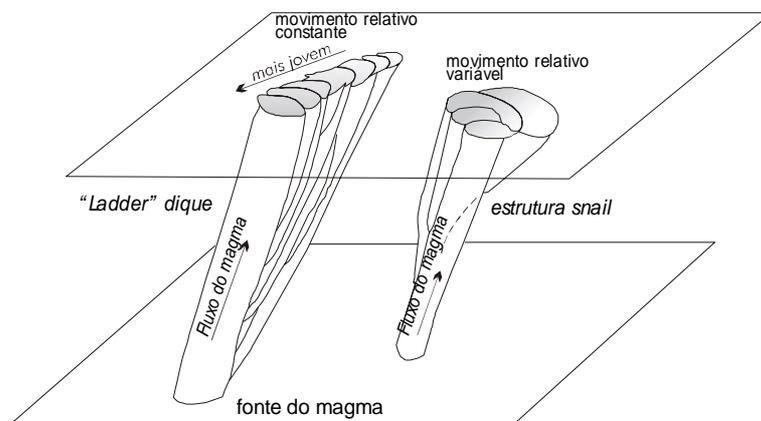


Figura 19 - Representação esquemática do desenvolvimento das estruturas "ladder dikes" e "snail". Os "ladder dikes" são resultantes do aporte de magma com movimento constante em uma direção, as estruturas "snail" são formadas quando há variação na direção do fluxo do magma (fonte Weinberg et al., 2001).



Figura 20 - Canais de megacristais de feldspato potássico, mostrando concentração de máficos nos bordos observadas no pluron de Conceição das creoulas.

III.2.2 - Origem das Estruturas

A geometria e o "*fabric*" das estruturas concêntricas se assemelham às correntes de convecção obtidas em estudos experimentais. A origem de correntes convectivas em magmas graníticos, é admitida por liberação de calor da fonte ou por adição de calor por intrusões máficas. Embora sejam comuns as estruturas concêntricas parecem ser um fenômeno de pouca amplitude. Contrastes de temperatura a pequenas distâncias são pouco prováveis de ocorrerem numa câmara magmática sem adição localizada de calor. Segundo autores como Wiebe & Collins (1998) e Weinberg *et al.* (2001) intrusões máficas sin-magmáticas constitui um modelo capaz gerar um contraste térmico, levando a ascensão de plumas termais e desenvolvimento de correntes convectivas. A convecção composicional poderia ser resultante do fracionamento, movimento gravitacional, segregação e extração do magma, levando a ascensão deste magma.

As estruturas rítmicas concêntricas, "*ladder dikes*" e estrutura em "*snail*" são feições que se enquadram em processos de convecção e instabilidade gravitacional. As estruturas concêntricas são similares a correntes convectivas (plumas termais) e as formas compostas seriam devido à interação entre células convectivas. Os "*ladder dikes*", estruturas em "*snail*" e diques de megacristais representam o fluxo de magma em condutos, mecanicamente podendo ser considerados diápiros internos à câmara magmática que ascendem até o nível de estabilidade gravitacional.

Os aglomerados de megacristais de feldspato potássico e a presença comum de encraves máficos funcionaram em conjunto e em sucessão. Numa primeira etapa, a elevada energia interna do sistema permitiu capturar e incorporar os fragmentos de encraves. E estes então passam a funcionar como uma peneira, retendo estas partículas no dique e expulsando *melt* + cristais menores (Clarke & Clarke, 1998; Hogan *et al.*, 1998).

CAPÍTULO IV - PETROGRAFIA

IV.1 - Introdução

O estudo petrográfico é a base para o desenvolvimento de investigações petrológicas e geoquímicas. A identificação e quantificação das fases minerais e relações texturais/estruturais, fornecem indicações sobre a evolução magmática e prováveis fontes.

As rochas graníticas porfíricas predominam nos plútons estudados, apresentando uma discreta variação composicional na assembléia mineral. As diferenças decorrem de flutuações nas proporções entre as fases minerais essenciais, especialmente a variação na proporção modal de anfibólio, porém à textura extremamente porfírica observada nestes batólito e a as freqüentes concentrações irregulares de megacrístais de feldspato potássico dificultam a obtenção de amostras representativas para classificação litológica modal. Para minimizar este problema foram selecionadas amostras com menores proporções de feldspato potássico.

Na descrição de tipos e relações microtexturais dos minerais são empregados principalmente aquelas apresentadas e/ou discutidas em MacKenzie et al. (1984), Bard (1987), Shelley (1992) e Hibard (1995).

IV.2 - Classificação e Nomenclatura das Rochas

A partir dos resultados das análises modais, dos cálculos normativos CIPW e química de elementos maiores (tabelas 6.1 e 6.2), podemos avaliar a distribuição das amostras em vários diagramas de classificação/nomenclatura existentes na literatura. A nomenclatura utilizada para a caracterização destes foi àquela recomendada pela IUGS (Streckeisen, 1976; figura 21); adotou-se além desta classificação, a classificação normativa sugerida por Streckeisen & Le Maitre 1979; figura 22).

IV.2.1 - Granitóides Porfíricos: Plútons de Conceição das Creoulas, Murici e Boqueirão

As composições modais das amostras do plúton de Conceição das Creoulas no diagrama QAP de Streckeisen (1976) plotam nos campos granodiorito e monzogranitos (figura 21). Neste diagrama, onde estão plotados trends de diferenciação para séries magmáticas, segundo Lameyre & Bowden (1982), verifica-se que as rochas estudadas seguem o trend das rochas alcalinas de médio K. Na classificação normativa de Streckeisen & Le Maitre (1979), as rochas são classificadas como granito e granodiorito (figura 22).

Dentre os corpos porfíricos, Murici mostra-se mais composicionalmente homogêneo, quer seja na variação de minerais félsicos, quer seja na soma dos máficos. Segundo dados modais (figura

21), as rochas do Murici apresentam uma composição monzogranítica (máficos em torno de 25% da composição modal da rocha) seguindo o trend das rochas alcalinas de médio potássio. Essas variações composicionais são também observadas em diagramas catiônicos de Streckeisen & Le Maitre (1979) (figura 22) estas rochas mostram uma composição granítica. No plúton de Boqueirão observa-se que as composições plotam principalmente no campo do monzogranito (figura 21), seguindo o trend das rochas alcalinas de médio potássio. No digrama Q'-ANOR de Streckeisen & Le Maitre (1979), observa-se uma maior dispersão nos pontos, com a composição variando de granito a quartzo-monzonito e quartzo sienito (figura 22).

O deslocamento em direção a composições mais ricas em feldspato alcalino deve-se ao fato da biotita ser uma fase mineral importante nestas rochas, sendo portanto o potássio da biotita somado ao feldspato, provocando um deslocamento para a direita.

VI.2.2 - Granitóides de textura média a grossa: Caldeirão Encantado

As rochas do Caldeirão Encantado apresentam uma textura levemente porfirítica com megacristais de feldspato potássico com cerca de 2,5 cm dispersos numa matriz inequigranular grossa, São classificadas como granodioritos a monzogranitos na classificação modal (figura 21) seguindo o trend das rochas alcalinas de médio potássio Quando passamos para a classificação química (figura 22) os plots mostram uma tendência para o campo granítico que pode ser explicada pela grande quantidade de biotita modal nestas rochas.

VI.2.3 - Metagranitóides, Encraves máficos e Diques ultrapotássicos

As rochas encaixantes são gnaisses que segundo a classificação modal (QAP de Streckeisen, 1976) plotam no campo granítico (figura 21). Na classificação normativa de Streckeisen e Le Maitre (1979), as rochas são classificadas como granito e álcali feldspato granito (figura 22).

Os encraves máficos estão representados por dioritos, quartzo-dioritos e tonalitos segundo a classificação modal (figura 21). Na classificação química Q'-ANOR (figuras 22) plotam no campo quartzo-monzonito e quartzo-monzodiorito.

Os diques ultrapotássicos que cortam todos os corpos estudado de acordo com os parâmetros modais (QAP, figura 21) plotam no campo dos alcali-feldspato sienito. Quando considerada a composição química (Q'-ANOR figura 22) observa também um comportamento homogêneo nestes diques que plotam no campo dos alcali-feldspato-quartzo sienito.

IV.3. - Aspectos mineralógicos, petrográficos e texturais

IV.3.1. Plúton de Conceição das Creoulas

Em termos mineralógicos estes granitóides tem as mesmas fases minerais, apenas com proporções relativamente diferente, particularmente em máficos.

São constituídos essencialmente megacrístais de feldspato potássico, plagioclásio, quartzo, biotita, contendo epidoto magmático, titanita e hornblenda como principais acessórios, além de apatita, allanita e zircão.

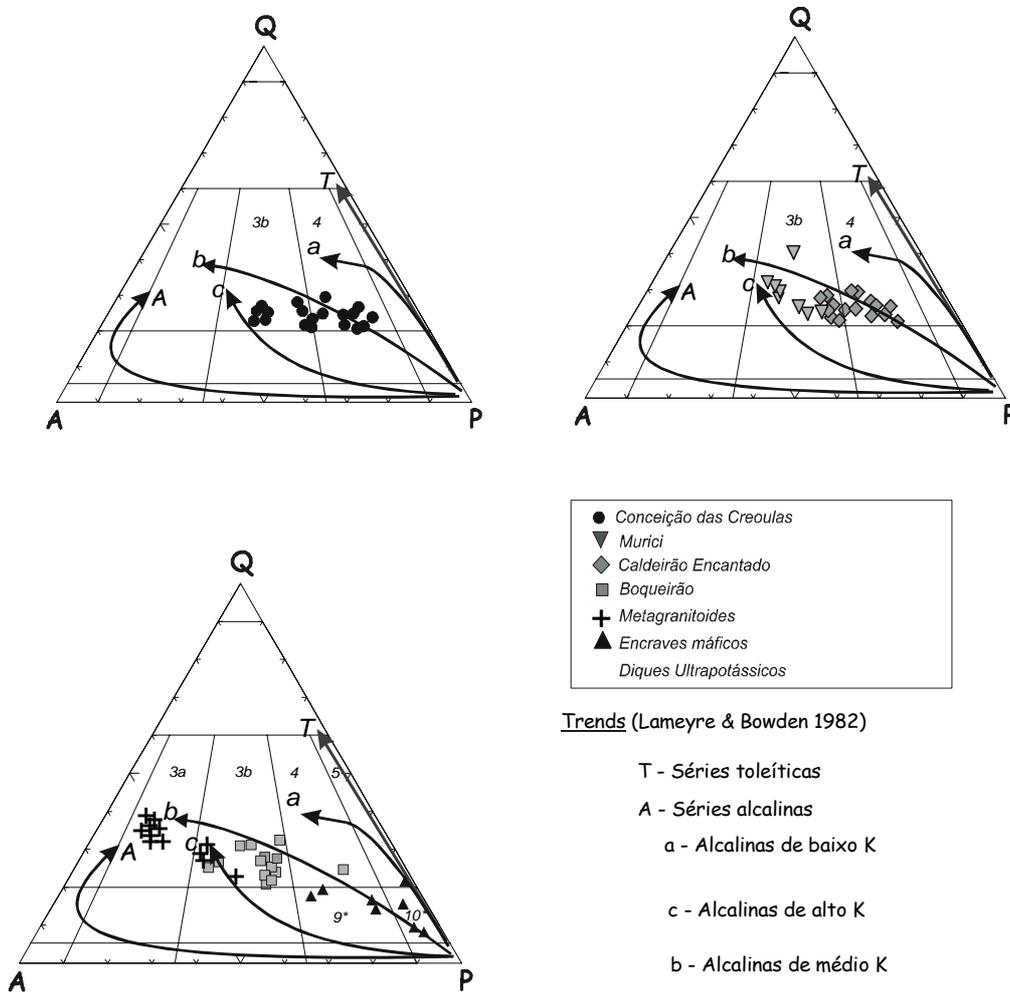


Figura 21- Classificação modal das rochas estudadas no diagrama QAP, segundo Streckeisen (1976). 3a - sienogranito, 3b-monzogranito, 4-ganodiorito, 5-tonalito, 9*-quartzo-monzonito, 10*-quartzo-monzodiorito.

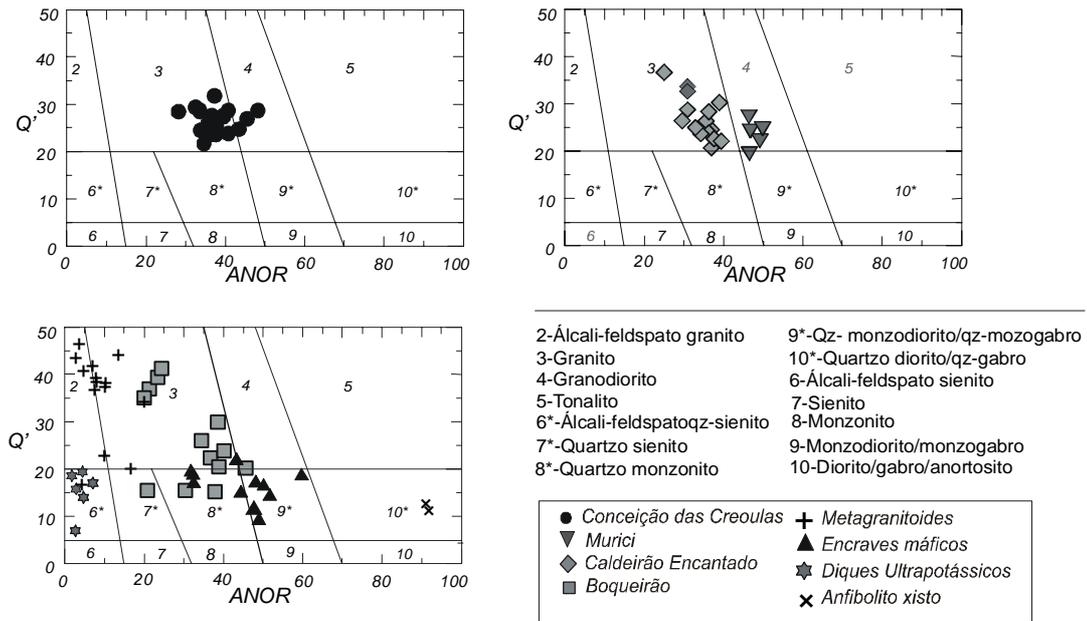


Figura IV.2- Classificação normativa das rochas estudadas no diagrama QAP, segundo Streckeisen & Le Maitre (1979).

O plagioclásio é o mineral dominante, correspondendo entre 35 e 50% do volume modal da rocha e ocorre de duas maneiras, como megacristais de aproximadamente 6mm, essencialmente subédricos, freqüentemente com zonação oscilatória (figura 23A), alguns com textura de reabsorção pelo líquido, e como cristais menores, anédricos na matriz. Os megacristais de plagioclásio ocorrem com geminação polissintética simples e geminação que segue a lei albita e “Carlsbad”, geralmente com a porção central sericitizada, algumas vezes encontram-se bordejados por mimerquitas (figura 23C e 23D). Os cristais menores ocorrem com geminação polissintética e em alguns se observa zonação oscilatória.

Feldspato potássico é representado por megacristais de microclina micropertítica, subédrica e apresentando freqüentemente textura poiquilítica com inclusões de quartzo, biotita, epidoto e zircão (figura 23B), com dimensões variando de 4 a 8mm. Na matriz ocorre como cristais anédricos com geminação cruzada difusa e do tipo Carlsbad, resultante da inversão do ortoclásio a mais baixas temperaturas. Nos contatos com plagioclásio desenvolve-se mirmequitas, observam-se também, inclusões goticulares de quartzo, formando um intercrescimento granofírico.

Freqüentemente o quartzo que ocupa cerca de 14 a 21 % do volume modal da rocha, possui forma anédrica e extinção ondulatória. Este mineral ocorre intercrescido com o plagioclásio (mirmequita), incluso em K-feldspato ou ainda como uma fase tardia de cristalização, em crescimento intergranular.

A biotita é o máfico predominante (11 a 20% do volume modal da rocha). Ocorre como palhetas euédricas a subédricas com pleocroísmo variando de verde escuro a castanho esverdeado

com dimensões médias de 3 mm, isoladas ou em "amas" ("clots") regularmente dispersos, geralmente orientada e mostra inclusões euédricas de epidoto e titanita (figura 24A)

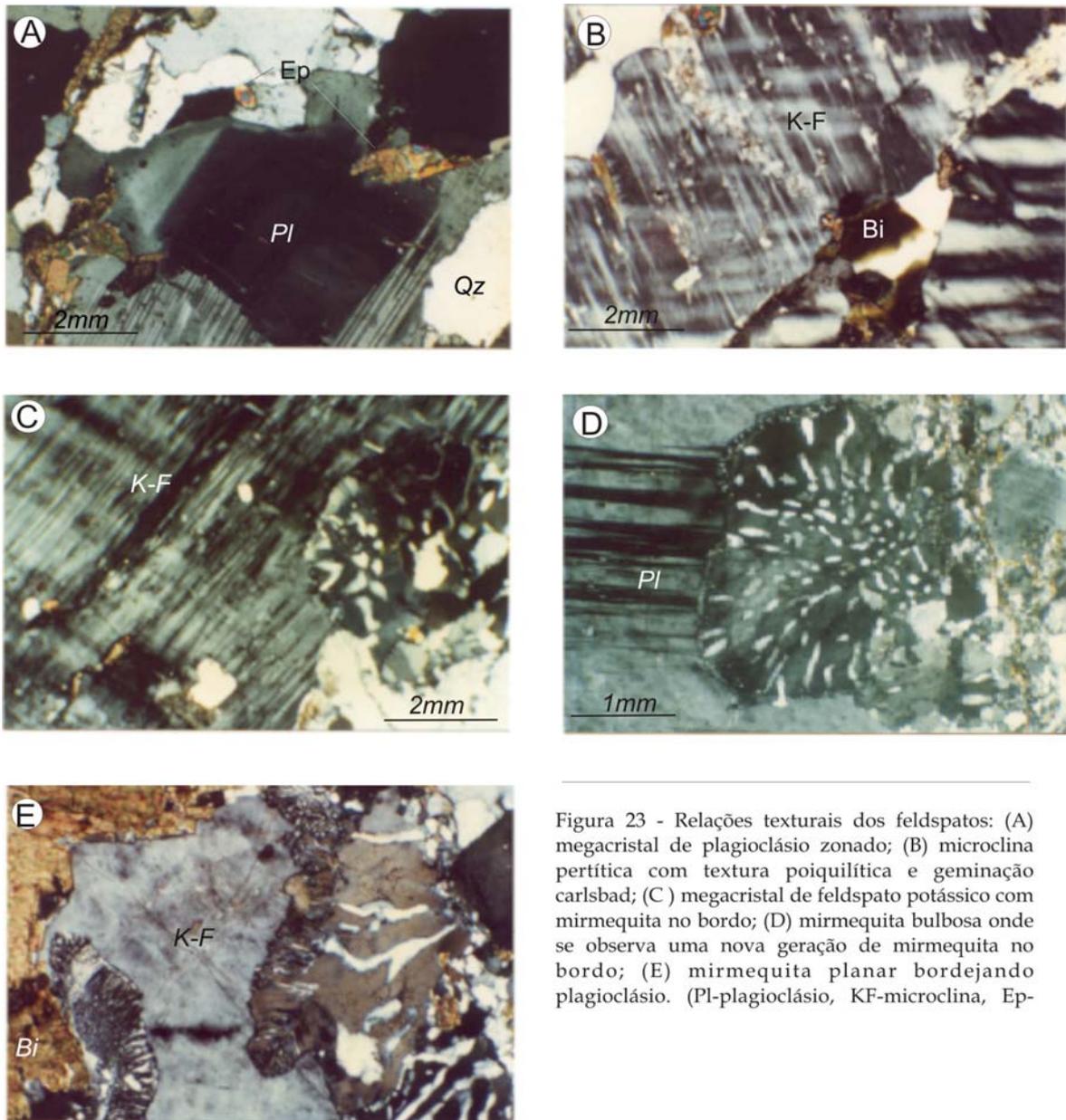


Figura 23 - Relações texturais dos feldspatos: (A) megacrystal de plagioclásio zonado; (B) microclina perítica com textura poiquilitica e geminação carlsbad; (C) megacrystal de feldspato potássico com mirmequita no bordo; (D) mirmequita bulbosa onde se observa uma nova geração de mirmequita no bordo; (E) mirmequita planar bordejando plagioclásio. (Pl-plagioclásio, KF-microclina, Ep-

A hornblenda é uma fase rara (cerca de 1% do volume modal) e encontra-se associada à biotita na matriz, apresentando evidência de reação com o magma, substituída parcialmente por biotita (Speer, 1987) ou como inclusões euédricas no plagioclásio, feldspato potássico e epidoto (figuras 25 e 26F). Minúsculas inclusões aciculares não determinadas são observadas.

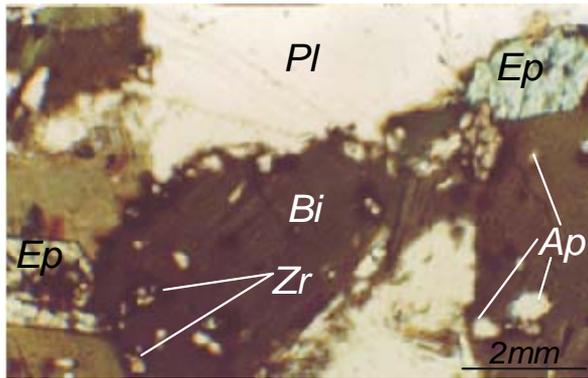


Figura 24 - (A) Cristais de biotita (Bi), com inclusões da apatita (Ap), zircão (Zr) e epidoto (Ep).

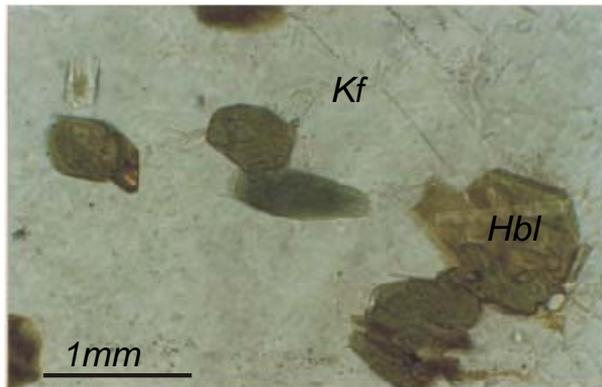


Figura 25 - Cristais de hornblenda (hbl) inclusas em megacristal de microclina (K-f).

O epidoto é a fase acessória principal, ocupando entre 1,5% e 6% do volume modal, ocorrendo em cinco relações texturais distintas: (a) cristais subédricos a euédricos com núcleo de allanita inclusos ou circundados por biotitas, que é o tipo mais freqüente. Em alguns casos, allanita exibe zonação composicional e geminação a dois indivíduos (figura 26 A e 26B); (b) cristais euédricos a subédricos as vezes geminados, inclusos ou parcialmente circundados por biotitas (figuras 26C, 27C e 27E), algumas vezes porções de hornblenda e biotitas, são encontrados inclusos no epidoto sugerindo que estas fases formaram-se antes do epidoto (figura 26F), (c) cristais subédricos inclusos em feldspatos. Estes são relativamente pequenos se comparados com os cristais inclusos em biotitas. O epidoto geralmente desenvolve um ângulo com a orientação cristalográfica do mineral hospedeiro (figura 26E), ocorre também como cristais embaiados ou vermiculares inclusos em plagioclásio indicando reação com o magma (figura 27D); (d) cristais subédricos parcialmente inclusos em biotita. É a forma menos abundante, mostrando faces irregulares, corroídas em contatos com os minerais félsicos que sugerem reabsorção e interação com o magma. Cristais subédricos zonados onde se observa mais de uma geração de epidoto, também ocorrem nestas rochas; (e) o quinto tipo é representado por epidoto granular ao longo do contato entre plagioclásio e biotita ou hornblenda, que deixa dúvida quanto a sua origem. Os três primeiros e o último tipo correspondem aos epidotos dos tipos I, II, III e IV, respectivamente, propostos por Sial (1990),

que interpretou os tipos II, III e IV como magmáticos. Na maioria das vezes epidoto ocorre associado a biotita, formando agregados, talvez resultantes da reação proposta por Sial (1990):

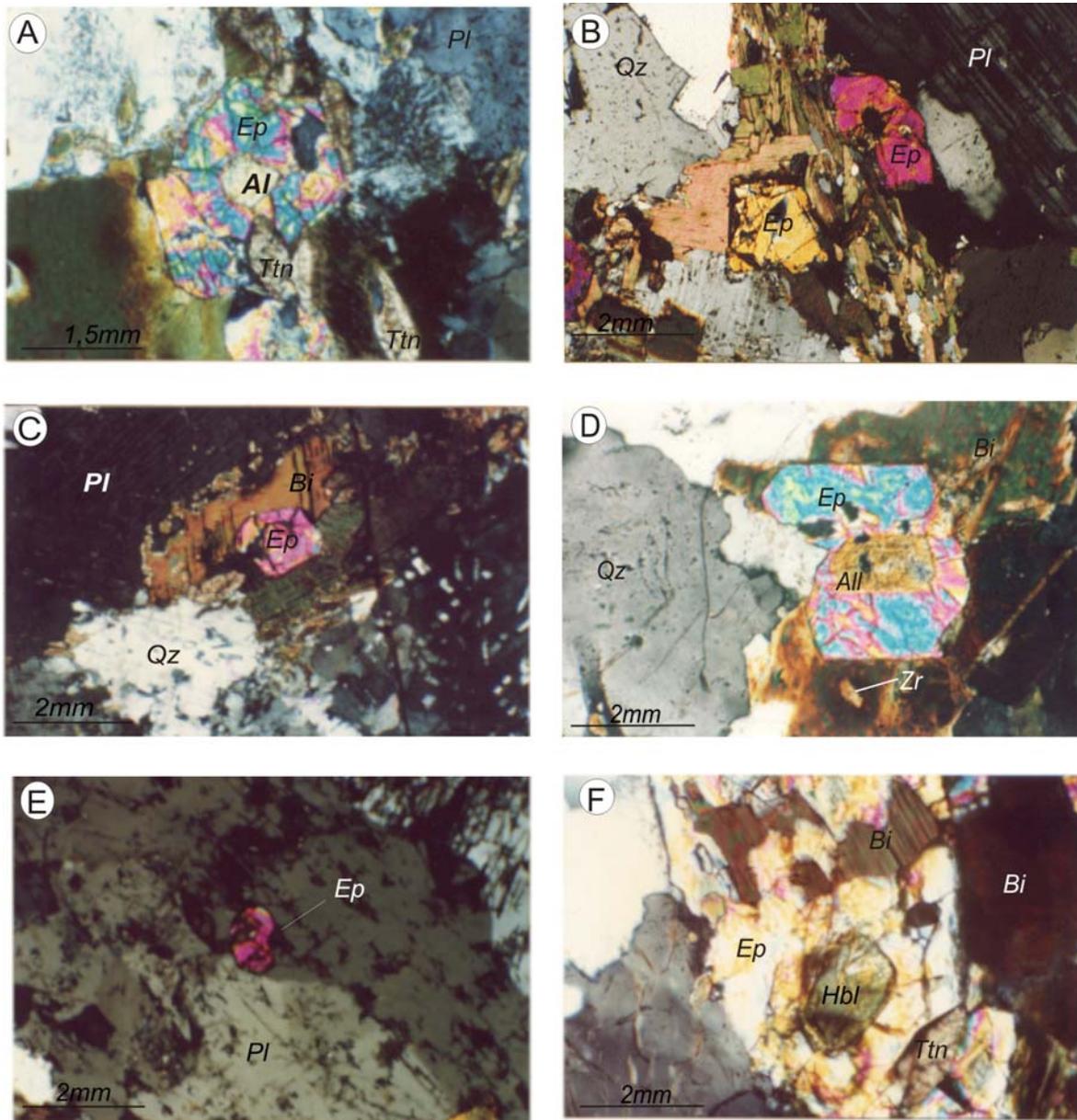


Figura 26 - Relações texturais do epidoto magmático: (A) epidoto euédrico incluído em biotita com núcleo zonado de allanita; (B) epidotos subédrico incluídos em biotita; (C) epidoto subédrico incluído em biotita; (D) epidoto subédrico com núcleo de allanita parcialmente incluído em biotita, mostrando bordas de reação no contato com os félsicos; (E) epidoto subédrico incluído em plagioclásio; (F) epidoto subédrico parcialmente circundado por biotita com inclusões de biotita e hornblenda Ep - epidoto, Pl - plagioclásio, Ttn - titanita, Qz - quartzo, All - allanita, Bi - biotita, Hbl - hornblenda, Zr - Zircão.

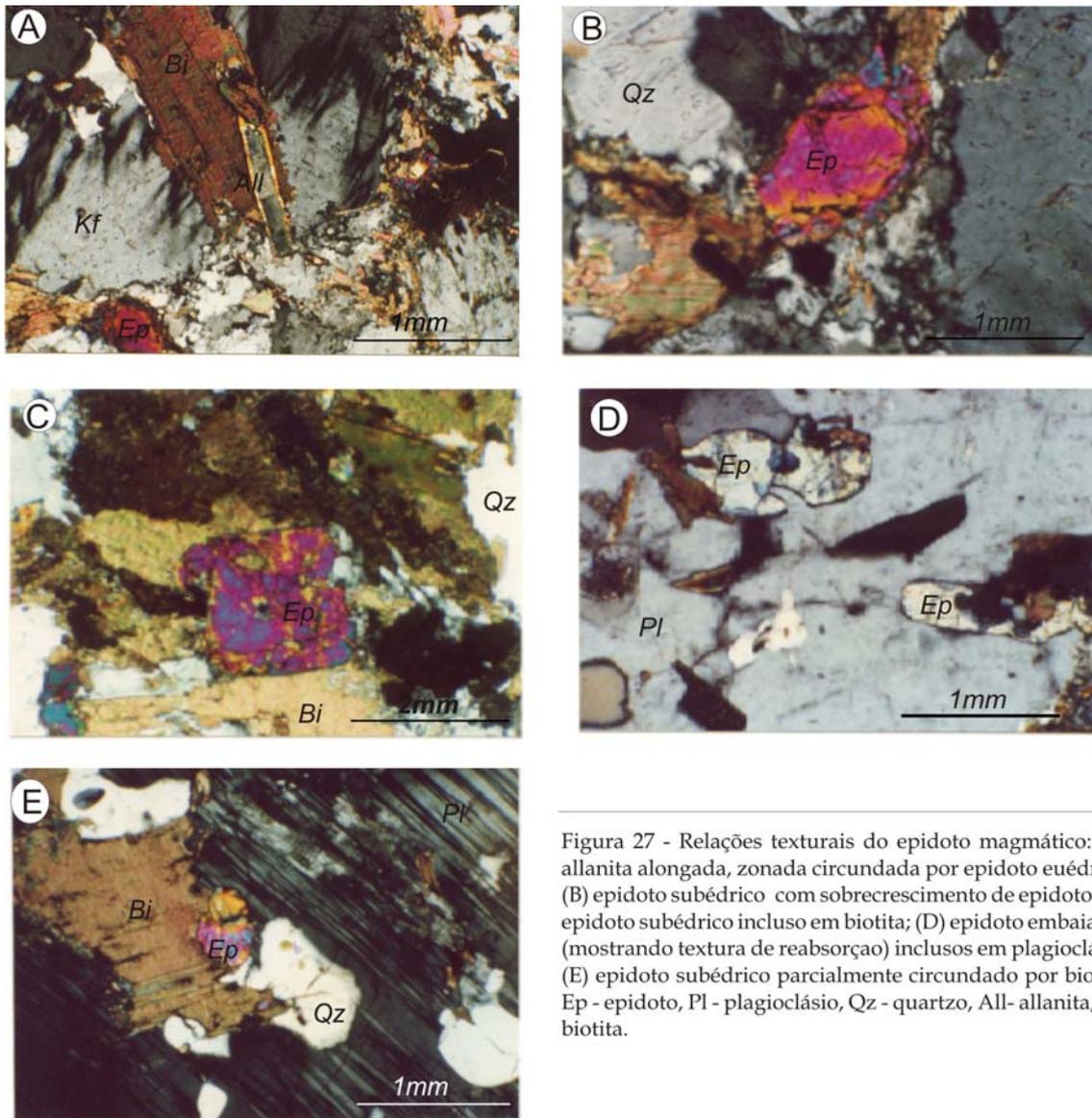


Figura 27 - Relações texturais do epidoto magmático: (A) allanita alongada, zonada circundada por epidoto euédrico; (B) epidoto subédrico com sobrecrecimento de epidoto; (C) epidoto subédrico incluído em biotita; (D) epidoto embaiados (mostrando textura de reabsorção) incluídos em plagioclásio; (E) epidoto subédrico parcialmente circundado por biotita. Ep - epidoto, Pl - plagioclásio, Qz - quartzo, All - allanita, Bi - biotita.

Titanita ocorre geralmente como cristais euédricos a subédricos, geralmente com formas romboédricas, algumas vezes, porém bastante corroídos. Possuem coloração castanho escura a alaranjada com dimensões menores que 2 mm. Está associada a minerais máficos, algumas vezes ocorre inclusões anédricas de opacos e subédricas de epidoto. Nestas rochas, seu volume modal é superior a 2%.

Cristais de allanita são bem desenvolvidos e têm forma euédricas ou subédricas, são zonados, às vezes alongados com finas bordas de epidoto (figura 27A), e podem ainda ocorrer como núcleos no epidoto (figuras 26A e 26D).

O zircão ocorre como grãos subédricos incluídos em biotita (figura 24), porém são pouco freqüentes. Observa-se halos pleocróicos, resultado do caráter metamítico do zircão gerado pela presença de elementos radioativos.

A apatita ocorre como cristais euédricos em seções prismáticas e basais inclusos no plagioclásio, feldspato potássico, epidoto e biotita (figura 24).

Os minerais opacos (provavelmente ilmenita) são euédricos inclusos na titanita ou biotita, e correspondem a uma fase precoce, porém não atingindo proporções modais significativas.

A sericita ocorre como produto de alteração de plagioclásio, marcando o núcleo da zonação do mesmo.

IV.3.2. Plúton de Caldeirão Encantado

O plúton de Caldeirão Encantado é constituído por um conjunto de "sheets" de composição granodiorítica a monzogranítica (figura 21), intrudidos gnaisses e migmatitos, sua textura é inequigranular grossa a levemente porfirítica, estando marcado pela presença de microclina e plagioclásio com dimensões de 1 a 2 cm, envolto por uma matriz de granulação média.

Plagioclásio (45-55%), microclina (10-30%), quartzo (15-20%), anfibólio e biotita (10-15%), que constituem a mineralogia essencial. Epidoto (1-4%), titanita, apatita, allanita, zircão, moscovita e opacos que perfazem um total em torno de 4%, são as fases acessórias.

O plagioclásio ocorre como cristais euédricos a subédricos zonados e geminação polissintética (figuras 28C e 28B), as vezes com alteração no núcleo mais cálcico (figura 28C), os contatos com o feldspato potássico geralmente são retos (figura 28D), inclusões de hornblenda euédrica, epidoto euédrico (figura 28G) e vermiforme são freqüentes, bem como o desenvolvimento de cristais de epidoto nos bordos de plagioclásios. Cristais zonados anédricos circundados por biotita (figura 28A), indica uma cristalização mais tardia. Na matriz o plagioclásio ocorre como cristais euédricos a subédricos com dimensões submilimétricas e planos de geminação bem definidos.

O quartzo mostra-se como grandes cristais tardios, anédricos, de extinção ondulante e inclusões de apatita e hornblenda. Mais precoces, ocorrem cristais com formas poligonais e textura em mosaico. Nas rochas mais deformadas pequenos cristais anédricos desenvolvem uma textura mortar nas bordas dos cristais maiores de feldspato.

O feldspato potássico apresenta dois modos texturais: cristais maiores subédricos de microclina micropertítica zonados, com dimensões maiores que 5mm. Apresentando geminação *Carlsbad* e albita-periclina ou a conjugação das duas. contatos retos a levemente lobulado com as outras fases félsicas (figura 28B, 28D, 28E). As principais inclusões são de hornblenda e epidoto euédricos, grãos de plagioclásio, lamelas de biotita e apatita retangular, que podem ocorrer tanto no centro como nas bordas dos cristais, todos definindo uma textura poiquilítica. As transformações tardi-magmáticas ou subsolidus incluem o desenvolvimento de extinção ondulante, e neoformação de incipiente de mica branca fina. De ocorrência mais restrita compo

a matriz, ocorrem cristais menores subédricos a anédricos, desenvolvendo contato em ponto triplo, ou ainda cristais tardios que ocorrem de forma intersticial entre os grãos da matriz.

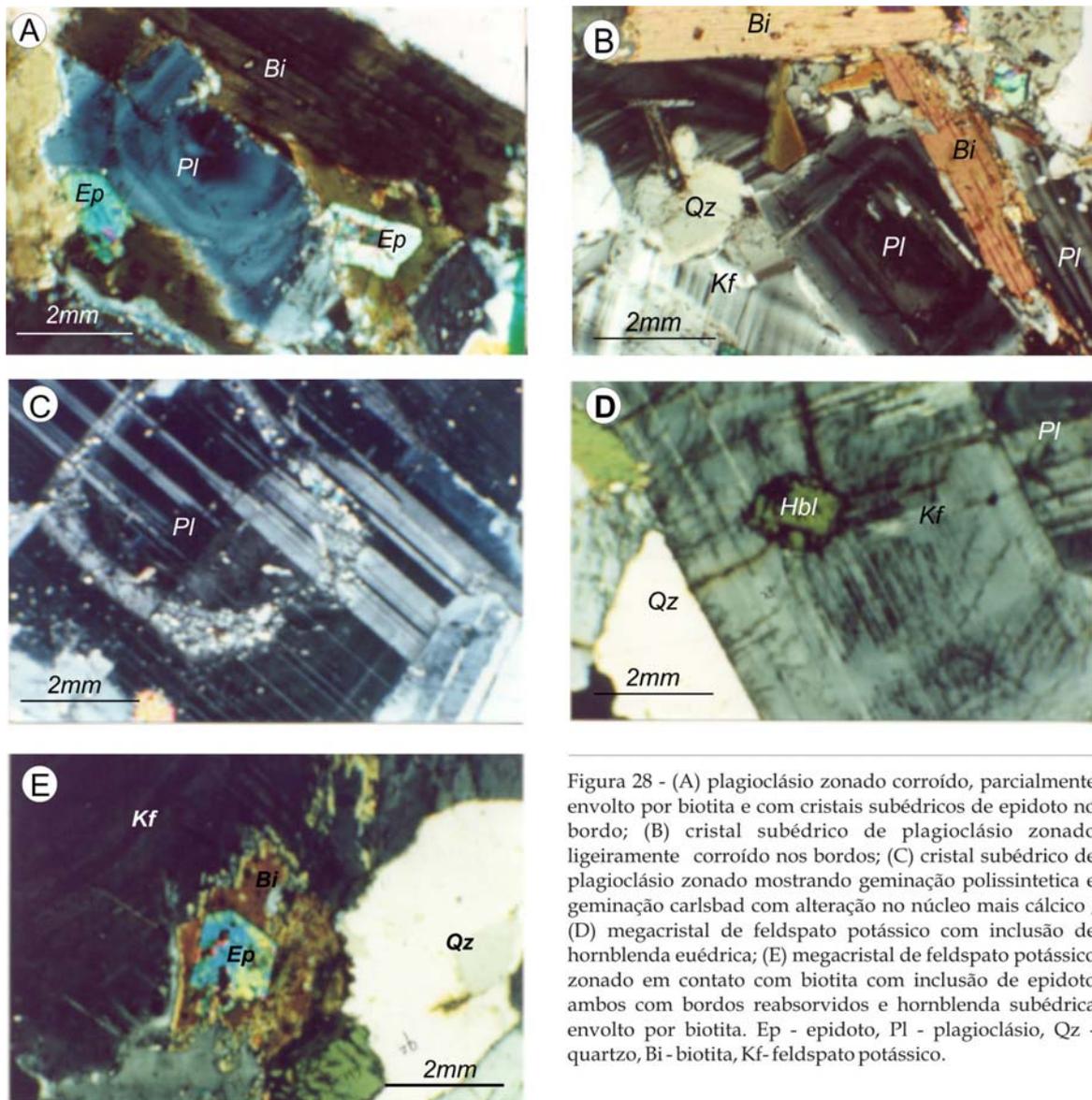


Figura 28 - (A) plagioclásio zonado corroído, parcialmente envolto por biotita e com cristais subédricos de epidoto no bordo; (B) cristal subédrico de plagioclásio zonado ligeiramente corroído nos bordos; (C) cristal subédrico de plagioclásio zonado mostrando geminação polissintética e geminação carlsbad com alteração no núcleo mais cálcico; (D) megacristal de feldspato potássico com inclusão de hornblenda euédrica; (E) megacristal de feldspato potássico zonado em contato com biotita com inclusão de epidoto ambos com bordos reabsorvidos e hornblendas subédrica envolto por biotita. Ep - epidoto, Pl - plagioclásio, Qz - quartzo, Bi - biotita, Kf - feldspato potássico.

Biotita é o máfico predominante neste plúton, ocorrendo em geral como, agregados com os demais máficos. Textualmente distingue-se três tipos de biotitas: (1) palhetas retangulares a levemente quadráticas com pleocroísmo variando de verde escuro a castanho com dimensões médias de 0,9 a 4 mm, isoladas ou formando agregados com inclusões euédricas de epidoto, apatita, titanita e zircão, este último geralmente produz halos pleocroícos típicos (figuras 28 e 29) ou cristais alongados marrom claro com inclusões de epidoto, apatita, zircão e titanita, parcialmente corroída no contato com os félsicos; (2) menos comum, como cristais subédricos a

anédricos, tardio com forma intersticial entre os grãos que compõem a matriz da rochas; (3) pequenas palhetas castanha a verde escura inclusas em feldspatos e em epidotos.

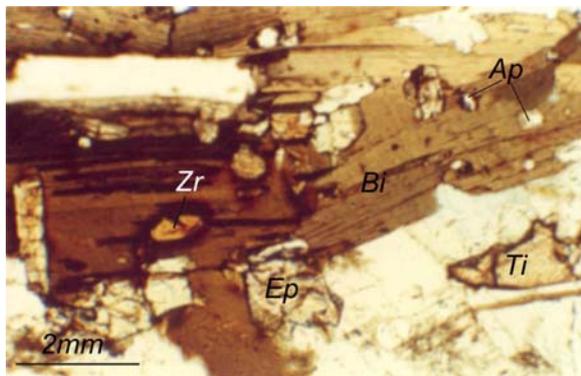


Figura 29 - Palhetas de biotitas, com inclusões de zircão, apatita e epidoto.

Moscovita tem sua ocorrência restrita à porção noroeste deste plúton, como uma fase acessória extremamente rara (1%), freqüentemente dispostas sob a forma de palhetas alongadas, formando leitões máficos com biotita e epidoto, exibindo contatos regulares com estes minerais (figura 30), ou como cristais formando pequenas ripas parecendo ser produto de alteração.

O anfibólio encontrado é do grupo da hornblenda, ocorre como cristais subédricos a euédricos associados a biotitas, como cristais euédricos e subédricos alongado inclusos em feldspato (figura 28D), e mais raramente como pequenos cristais subédricos marrom a verde um pouco destacado na matriz quartzo feldspática.

A apatita ocorre exibindo formas prismáticas ou em sessões basais como inclusões na biotita, epidoto, anfibólio e plagioclásio.

Quatro variedades texturais de epidoto são observadas: (a) cristais subédricos a euédricos com núcleo de allanita inclusos ou parcialmente circundado por biotita mostrando bordos de reabsorção no contato com os félsicos, é o tipo mais freqüente. Em alguns casos, allanita exhibe zonação composicional (figuras 31B, 31C e 31E); (b) cristais subédricos inclusos ou parcialmente envolvidos por biotita, corroídos na borda de contato com as fases félsicas e cristais subédricos zonados onde se observa mais de uma geração de epidoto, também ocorrem nestas rochas (figuras 28E e 31F); (c) cristais subédricos com ou sem núcleo, inclusos em feldspatos. Estes são relativamente pequenos se comparados com os cristais inclusos em biotitas. O epidoto geralmente desenvolve um ângulo com a orientação cristalográfica do mineral hospedeiro (figura 31G), ocorre também como cristais embaiados ou vermiculares inclusos em plagioclásio indicando reação com o magma (d) cristais subédricos parcialmente corroídos entre os grãos de feldspato.

Allanita apresenta-se como cristais prismáticos, zonados de coloração alaranjada inclusas ou parcialmente circundadas por epidotos.

Titanita em uma fase relativamente abundante, encontra-se geralmente associada aos minerais máficos, como megacristais euédricos nos bordos de biotita, pode apresentar bordos

corroídos indicando desequilíbrio com o magma residual. Pode ocorrer também como cristais romboédricos dispersos na matriz.

Zircão ocorre como diminutos cristais prismáticos, inclusos em biotita.

Cristais de magnetita, subédricos anédricos, representam os minerais opacos destas rochas. Estão associados à biotita no contato entre estes mineral e o epidoto, dispersos na matriz ou inclusos na titanita segundo os planos de fratura.

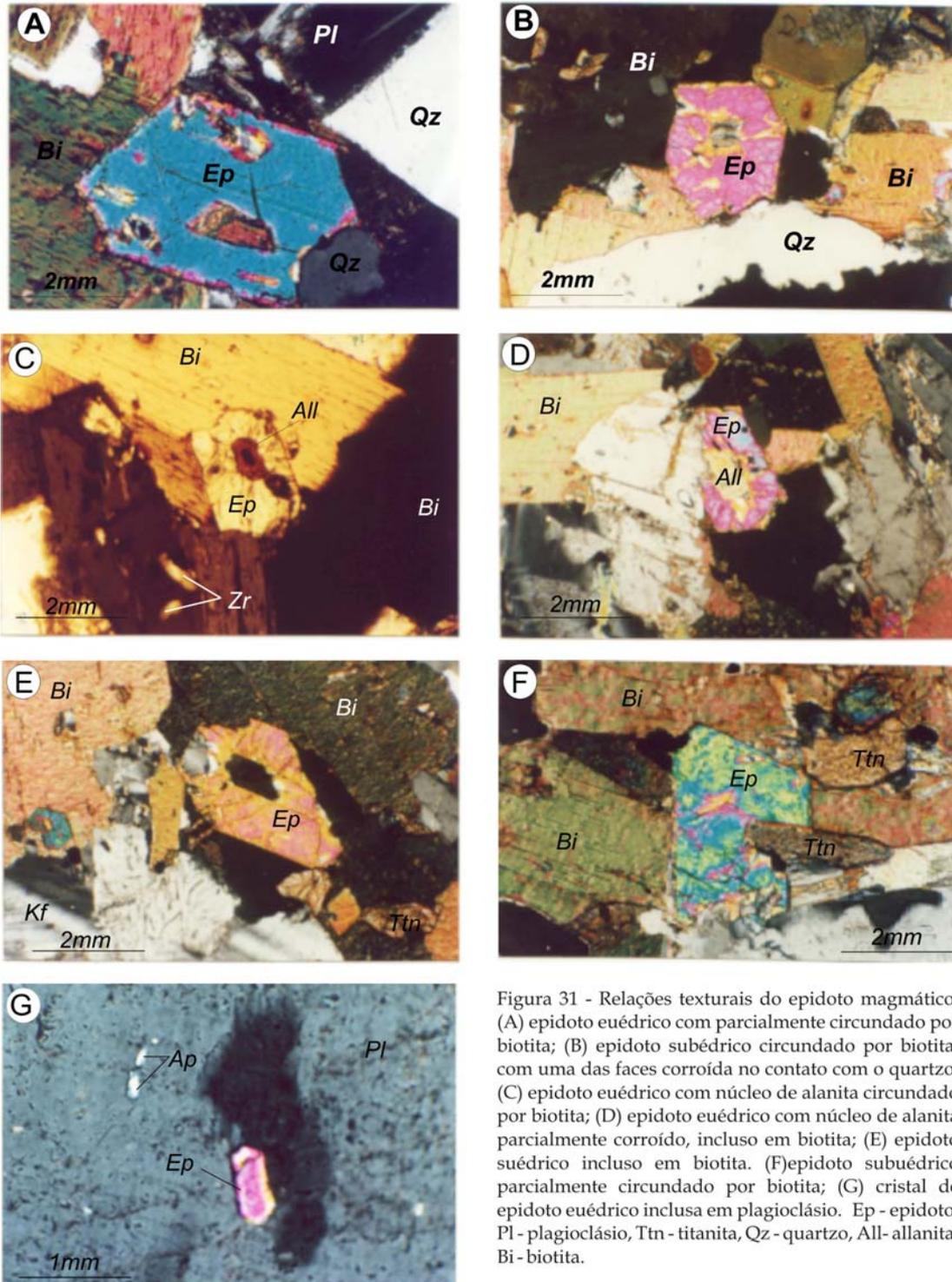


Figura 31 - Relações texturais do epidoto magmático: (A) epidoto euédrico com parcialmente circundado por biotita; (B) epidoto subédrico circundado por biotita, com uma das faces corroída no contato com o quartzo; (C) epidoto euédrico com núcleo de alanita circundado por biotita; (D) epidoto euédrico com núcleo de alanita parcialmente corroído, incluído em biotita; (E) epidoto subédrico incluído em biotita. (F) epidoto subédrico parcialmente circundado por biotita; (G) cristal de epidoto euédrico incluído em plagioclásio. Ep - epidoto, Pl - plagioclásio, Ttn - titanita, Qz - quartzo, All - allanita, Bi - biotita.

IV.3.3 – Stock de Murici

O stock de Murici é caracterizado por megacristais de feldspato potássico com dimensões variando de 2 a 8 cm, envoltos numa matriz composta de plagioclásio, biotita, anfibólio, microclina e quartzo. Os minerais acessórios incluem epidoto, titanita, allanita, zircão, apatita, magnetita e os de alteração, clorita, sericita, epidoto e opacos. Sua composição modal, apontam para uma composição monzogranítica a granodiorítica (figura 21).

O plagioclásio é o mineral mais abundante nessa fácies (20 – 40 %), ocorrendo como grandes cristais subédricos a anédricos com inclusões com dimensões variando de 1 a 8mm. Dissolução nas bordas dos cristais é observada gerando neoformação de grão constituindo aglomerados microcristalinos não permitindo assim a identificação das fases minerais (figura 32 A). Alguns cristais mostrando núcleos ricos em inclusões de biotita, epidoto e apatita. Feições frequentemente observadas são: geminação polissintética segundo a lei da albita e geminação carlsbad, zoneamento magmático, fraturas preenchidas por plagioclásio, quartzo, biotita e epidoto, mimerquitas nas bordas de pequenos cristais subédricos de plagioclásio nos bordos dos megacristais. O plagioclásio é também observado como cristais euédricos, submilimétricos formando aglomerados polimineralicos com o quartzo e a microclina da matriz.

A microclina que ocupa entre 10 – 30 % do volume modal da rocha, pode ocorrer como megacristais com dimensões variando de 0,4 a 4cm, ricos em lamelas de exsolução de albita, exibindo intercrescimento perfitico. As perfitas apresentam arranjos do tipo barras, veios e interpenetrativas, que podem estar orientadas paralelamente as bordas ou arranjadas aleatoriamente. (figura 32F). Frequentemente apresentam zoneamento oscilatório, bem como inclusões de plagioclásio e das fases máficas (especialmente epidoto, figura 34B) em porções medianas dos cristais de forma perpendicular ao do crescimento dos mesmos. O elevado grau de corrosão nas bordas dos megacristais de feldspato potássico, com neoformação de microclina e quartzo são comuns.

Mimerquitas sob forma de dedos ou como franjas concentram-se nos bordos de cristais de feldspato e constitui uma feição marcante, sendo observadas não apenas nos bordos de cristais de plagioclásio e microclina, mas também como constituinte na matriz.

O quartzo (10 -25% do volume modal da rocha) ocorre como cristais anédricos (figuras 32A, 32D e 32E) com dimensões entre (1-2 mm), com forte extinção ondulante, raramente mostram inclusões de hornblenda e podem ocorrer em agregados entre grãos de feldspatos ou como grãos individuais. Ocorrem cristais com formas poligonais e textura mosaico. Nas rochas mais deformadas, pequenos cristais anédricos, desenvolvem uma textura mortor nas bordas dos cristais maiores, ocorre ainda como aglomerados microcristalinos em textura *ribbon* e formando mimerquitas.

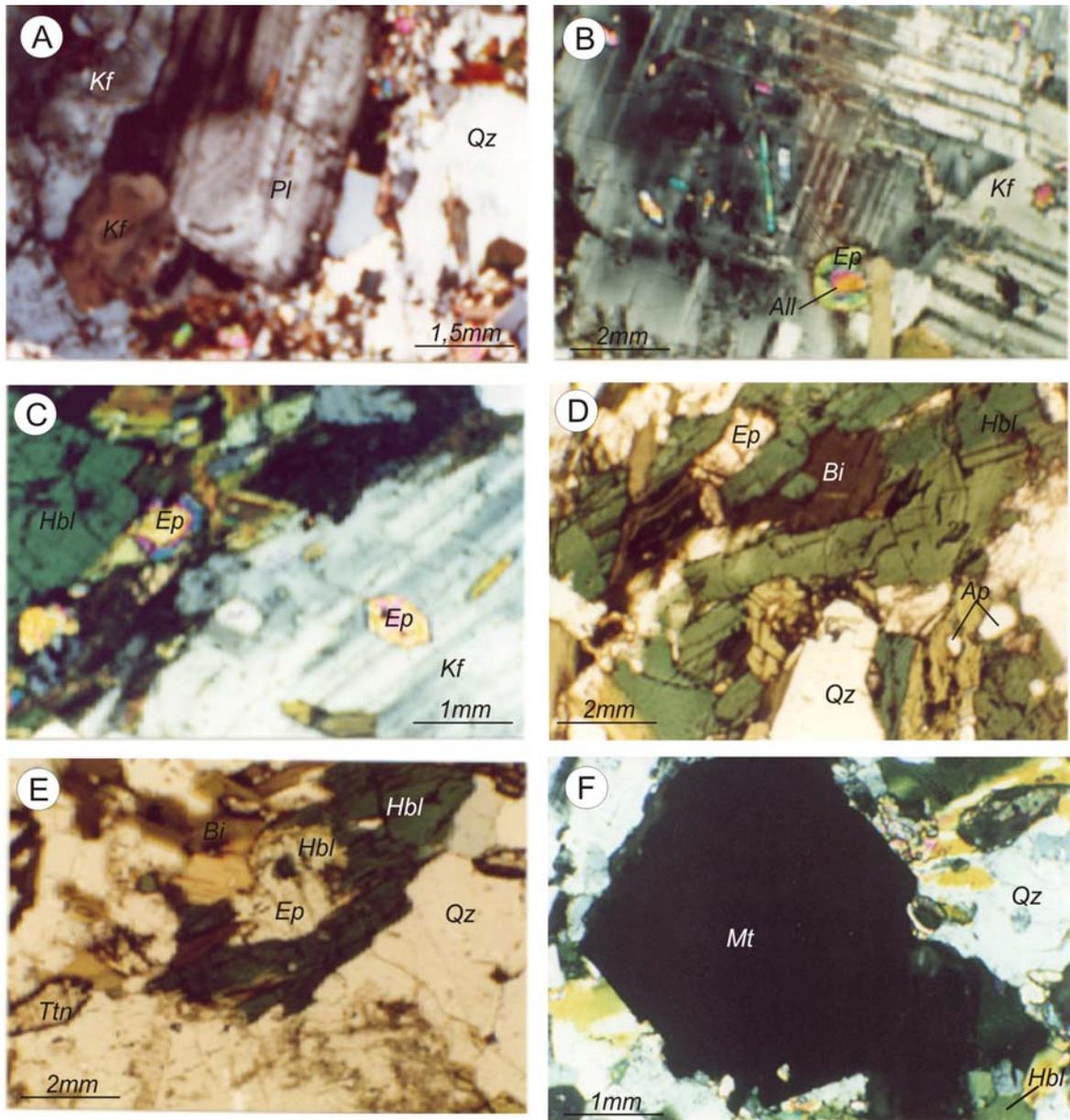


Figura 32 - Relações texturais dos feldspatos e das fases máficas (A) megacristais de plagioclásio mostrando grãos de quartzo e feldspato recristalizados nos bordos; (B) megacristais feldspato potássico micropertítico com inclusões de epidoto; (C) plagioclásio com geminação polissintética com inclusões de epidoto, biotita e apatita, observa-se também cristal de hornblenda com epidoto no bordos; (D) agregado máfico de hornblenda e biotita com inclusões de apatita e epidoto; (E) epidoto subédrico com inclusão de hornblenda, parcialmente circundado por hornblenda; (F) megacristal de magnetita, corroído no contato com o quartzo. Pl-plagioclásio, K-f- microclina, Ep-epidoto, Qz-quartzo, Bi-biotita, Ttn-titanita.

Anfibólio e biotita (14-25%) estão geralmente associados, formando agregados que definem junto com os demais máficos das rochas mais deformada uma foliação. O anfibólio pertence à série da hornblenda, nestes cristais é possível distinguir três tipos texturais: (a) cristais subédricos a anédricos de hornblenda com inclusões de apatita formando leito máficos associados à biotita.

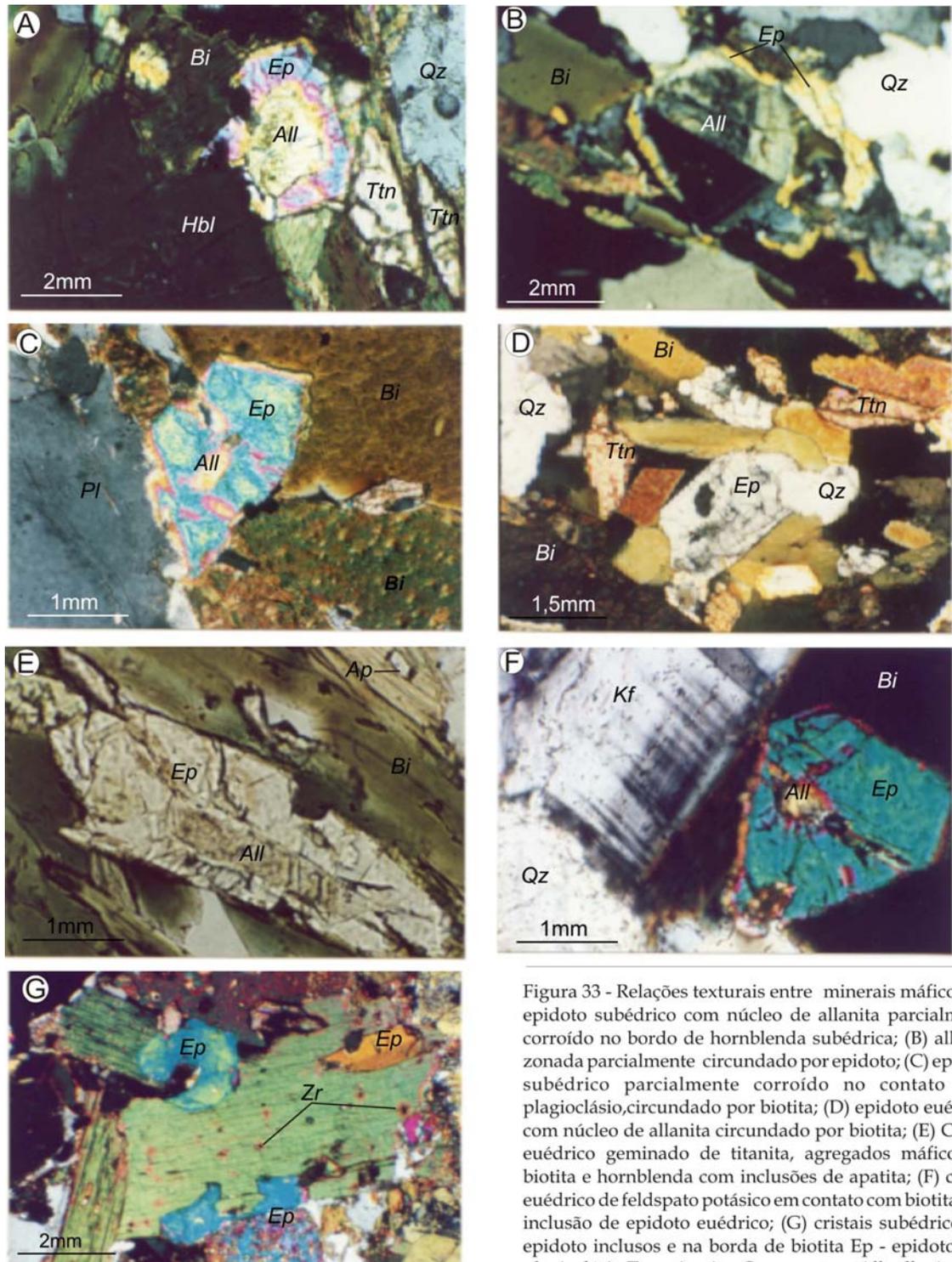


Figura 33 - Relações texturais entre minerais máficos (A) epidoto subédrico com núcleo de allanita parcialmente corroído no bordo de hornblenda subédrica; (B) allanita zonada parcialmente circundado por epidoto; (C) epidoto subédrico parcialmente corroído no contato com plagioclásio, circundado por biotita; (D) epidoto euédrico com núcleo de allanita circundado por biotita; (E) Cristal euédrico geminado de titanita, agregados máficos de biotita e hornblenda com inclusões de apatita; (F) cristal euédrico de feldspato potásico em contato com biotita com inclusão de epidoto euédrico; (G) cristais subédricos de epidoto inclusos e na borda de biotita Ep - epidoto, Pl - plagioclásio, Ttn - titanita, Qz - quartzo, All - allanita, Bi - biotita.

(figura 32D), com dimensões variando de 0,5 a 1 mm, esses anfibólios desestabilizam -se para formar biotita e epidoto (figura 32E), com a qual mantêm contatos gradacionais, ou então a biotita se estabelece ao longo de planos de clivagem e fraturas do anfibólio. (b) megacristais subédricos

associado à biotita com epidoto nos bordos (figuras 32C e 33A); (c) pequenos cristais no bordo do plagioclásio ou cristais subédricos na matriz com inclusões de quartzo e apatita.

A biotita ocorre como palhetas retangulares a levemente quadráticas, com pleocroísmo variando de verde escuro a castanho esverdeado com dimensões médias de 2mm, distribuídas geralmente em agregados máficos com anfibólio, titanita e epidoto, e subordinadamente como grãos isolados. Inclusões euédricas de epidoto, titanita e zircão, este último geralmente produz halos pleocroícos típicos.

A titanita, chegando por vezes a ocorrer como fase acessória importante (1-3%), provavelmente foi uma das primeiras fases a se cristalizar e encontra-se sempre associada a minerais máficos, é representada por cristais euédricos a subédricos sob forma romboédrica característica e inclusões de opacos e apatita, podem apresentar os bordos corroídos indicando desequilíbrio com o líquido residual. Ocorre também como megacristais com seções losangulares, às vezes ligeiramente curvos associado ao epidoto e hornblenda.

Allanita apresenta-se como cristais prismáticos de coloração alaranjada. Algumas vezes exhibe zonação composicional e geminação a dois indivíduos (figura 33A e 33B) estando geralmente inclusa ou parcialmente envolta por epidoto, onde raramente se observa metamictização.

Mineral opaco é magnetita primária que ocorre como megacristais euédricos com forma cúbica na matriz (figura 32F), as vezes circundados por biotita, as vezes levemente corroído no contato com os félsicos, e correspondem a uma fase precoce.. cristais menores, tardios podem ser encontrados inclusos na titanita segundo os planos de fratura ou no contato entre biotita e epidoto.

Zircão ocorre como diminutos cristais prismáticos, inclusos principalmente em biotitas (figura 33G) e anfibólios, desenvolvem avançado estágio de metamictização. A apatita ocorre como diminutos cristais prismáticos, hexagonais e aciculares, com dimensões inferiores a 0,1mm, inclusos em biotita, anfibólio, plagioclásio e microclina (figura 32D). Estes dois últimos representam as fases minerais mais precoces da rocha.

IV.3.4 - Plúton de Boqueirão

O plúton de Boqueirão é caracterizado por megacristais tabulares de feldspato potássico micropertítico, geralmente com 6cm de comprimento, numa matriz de granulação grossa, composta por plagioclásio, hornblenda, biotita e quartzo. É comum observar concentração de cristais de feldspato potássico possivelmente formadas por *"filter - pressing"*. Devido ao caráter porfirítico torna-se difícil estabelecer sua composição modal, entretanto, observa-se as composições plotando principalmente no campo do monzogranito. Mineralogicamente inclui plagioclásio (20 - 35%), Microclina (15 - 30%), quartzo (15- 20%), Anfibólio (8 - 12%) e biotita (9-16 %), que constitui a mineralogia essencial, epidoto (3 - 5%), titanita, apatita, allanita, zircão (perfazendo um total de (5%) são encontrados como acessórios clorita e opacos como produto de alteração.

O plagioclásio é o mineral mais abundante, ocorrendo como cristais maiores euédricos a subédricos com dimensões variando de 1 a 8mm. Dissolução nas bordas dos cristais é observada gerando neoformação de grão de quartzo e feldspatos (figura 34B). Alguns cristais mostrando núcleos ricos em inclusões de biotita, epidoto e apatita, outras feições freqüentemente observadas são geminação polissintética segundo a lei da albita e geminação carlsbad, zoneamento magmático (figura 34D), fraturas preenchidas, mimerquitas nas bordas e no contato com os megacristais de microclina, algumas vezes observa-se também *synneusis* e extinção ondulante. O plagioclásio é também observado como cristais euédricos, submilimétricos formando aglomerados polimineralicos com o quartzo e a microclina da matriz.

O feldspato potássico pode ocorrer com três tipos texturais: 1 - megacristais de microclina micropertítica, com formas euédricas, dimensões variando de 0,4 a 6cm. As pertitas apresentam arranjo do tipo barras, veios e interpenetrativas, que podem estar orientadas paralelamente as bordas ou arranjadas aleatoriamente. Freqüentemente apresentam zoneamento oscilatório o que indica uma origem magmática para os mesmos, geminação carlsbad e albita-periclina ou a conjugação das duas, inclusões de pequenos cristais de apatitas alongadas e as vezes euédricas, biotitas, allanita e epidoto vermiforme e hornblendas euédricas são comuns (figura 34E); 2 - pequenos cristais na matriz geralmente circundado por grão de quartzo e plagioclásio recristalizados ou cristais neoformados bordos dos megacristais de microclina e plagioclásio são comuns; 3 - Megacristais de feldspato potássico graficamente intercrescido com o quartzo as vezes com formas gráficas, dentríticas, esqueletais e ripiforme (figura 34A.e 34B), com inclusões de epidoto corroído, dispersos numa matriz mais fina, esta textura é interpretada como formada por um rápido crescimento e nucleação oscilatória em um magma super resfriado. Esta textura está restrita a porção centro sul do corpo.

Mimerquitas é uma feição marcante neste plúton, sendo observadas não apenas nos bordos de cristais de plagioclásio e microclina, mas também na matriz.

É possível distinguir quatro tipos de quartzo: 1 - são cristais anédricos com dimensões entre 2 e 3,5 mm, extinção ondulatória, possuem contatos curvos com feldspatos, podem ocorrer em agregados entre os grãos de feldspatos ou como grãos individuais; 2 - cristais anédricos de pequenas dimensões (< 5mm) que estão usualmente associados aos minerais ferromagnesianos; 3- cristais anédricos intercrescido com plagioclásio (mirmequita) ou formando um intercrescimento gráfico com o feldspato potássico muito freqüente na porção centro-sul do plúton de Boqueirão (figura 14A e B); 4 - pode-se distinguir ainda agregados, tipos *ribbons* e suas variações texturais, resultantes de recristalização dinâmica e nas rochas mais deformadas pequenos cristais anédricos, desenvolvem textura mortar nas bordas dos cristais maiores de feldspatos.

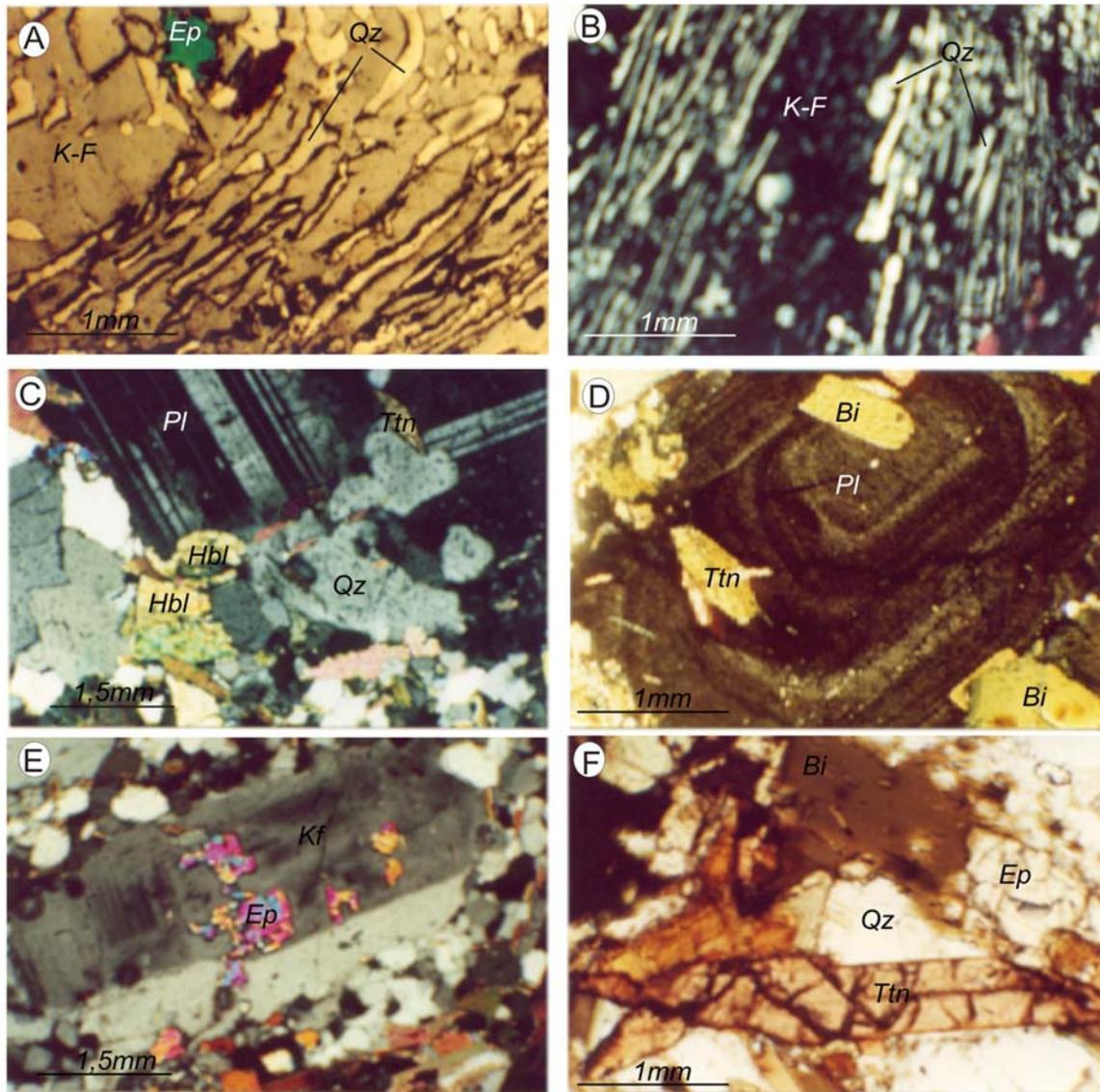


Figura 34 - Relações texturais dos feldspatos (A) megacristais feldspato potássico dentritico com intercrescimento gráfico de quartzo; (B) megacristais feldspato potássico dentritico com intercrescimento gráfico de quartzo; (C) plagioclásio subédrico com geminação polissintética e cristais de hornblenda nos bordos; (D) Megacristal de plagioclásio zonado com inclusões de biotita e titanita; (E) megacristal de plagioclásio com geminação carlsbad, bordos corroídos e inclusões de epidoto vermiform; (F) megacristal alongado de titanita associado a biotita e epidoto. Pl-plagioclásio, K-F-microclina, Ep-epidoto, Qz-quartzo, Bi-biotita, Ttn-titanita

Os máficos constituem agregados na rocha. A ocorre como: 1 - largos cristais de coloração marrom a verde escura com dimensões médias de 3 a 7mm, repleto de inclusões alongadas de apatita e zircão (figura 35D e 35E); 2 - palhetas pequenas subédricas com pleocroísmo variando de verde pálido a marrom, isoladas ou formando agregados com anfíbólio, ricas em inclusões euédricas de epidoto, zircão, apatita e titanita (figuras 34G); 3 - pequenas lamelas bem formadas as vezes inclusas nas biotitas mais escuras e nos feldspatos (figura 34D); 4 - menos comum como

cristais subédricos a anédricos, tardio com forma intersticial entre os grãos que compõem a matriz da rochas, composicionalmente não há diferença entre essas biotitas.

O anfibólio é uma fase mais freqüente que nos outros corpos, texturalmente distingue-se três tipo: 1 - subédricos de hornblendas, comumente apresentando geminação simples, com inclusão de apatita, formando leito máficos associados a biotita (figura 35E); 2 - subédricos a anédricos de hornblenda com inclusões de apatita, com dimensões variando de 0,5 a 1 mm, esses anfibólios se desestabilizaram para formar biotita e epidoto (figura 35F), com a qual mantêm contatos gradacionais, ou então a biotita se estabelece ao longo de planos de clivagem e fraturas do anfibólio; 3 - cristais subédricos na matriz, associado a biotita e em epidoto nos bordos (figura 35B); 4 - pequenos cristais nos bordos de plagioclásio ou inclusos nos mesmos (figura 34A).

O epidoto é um importante acessório exibindo quatro variedades texturais: 1 - subédrico com e sem núcleo de allanita, as vezes geminados na matriz (figura 35A) é freqüente; 2 - euédricos a subédricos com ou sem núcleo de allanita inclusos ou parcialmente circundado por biotita mostrando bordos de reabsorção no contato com os félsicos (figura 35D e 35E), as vezes com *patch* de hornblenda e biotita e inclusões de apatita. Epidoto com núcleo de allanita é menos freqüente que nos outros corpos; 3 - cristais embaçados ou vermiculares inclusos em feldspato indicando reação com o magma, 4 - subédricos parcialmente corroído entre os grãos de feldspato; 5 - epidoto secundário, cristalizados em fraturas no plagioclásio e feldspato potássico.

Allanita apresenta-se como cristais prismáticos, zonados de coloração alaranjada, inclusas ou parcialmente circundadas por epidotos.

A titanita é uma fase acessória freqüente (< 2%), encontra-se geralmente associada aos minerais máficos, como megacristais euédricos nos bordos de biotita, pode apresentar bordos corroídos indicando desequilíbrio como magma residual, as vezes com inclusão de opacos que parecem ser produtos de alteração. Pode ocorrer também como cristais romboédricos dispersos na matriz ou como megacristais com seções losangulares a semi-losangulares as vezes geminados inclusões de opacos, apatita e quartzo (figura 34F e 35E), associados a hornblenda e biotita .

Zircão diminutos cristais euédricos inclusos em biotitas, há um aumento na quantidade de zircão em relação aos outros corpos. Aumenta também a quantidade de titanita.

Os minerais opacos destas rochas estão representados cristais subédricos a anédricos, associados à biotita no contato entre este mineral e o epidoto, ou inclusos em titanita. cristais menores, tardios podem ser encontrados inclusos na titanita segundo os planos de fratura.

A apatita ocorre como minúsculos cristais prismáticos, inclusos nas demais fases minerais, constituindo os cristais mais precoces das rochas.

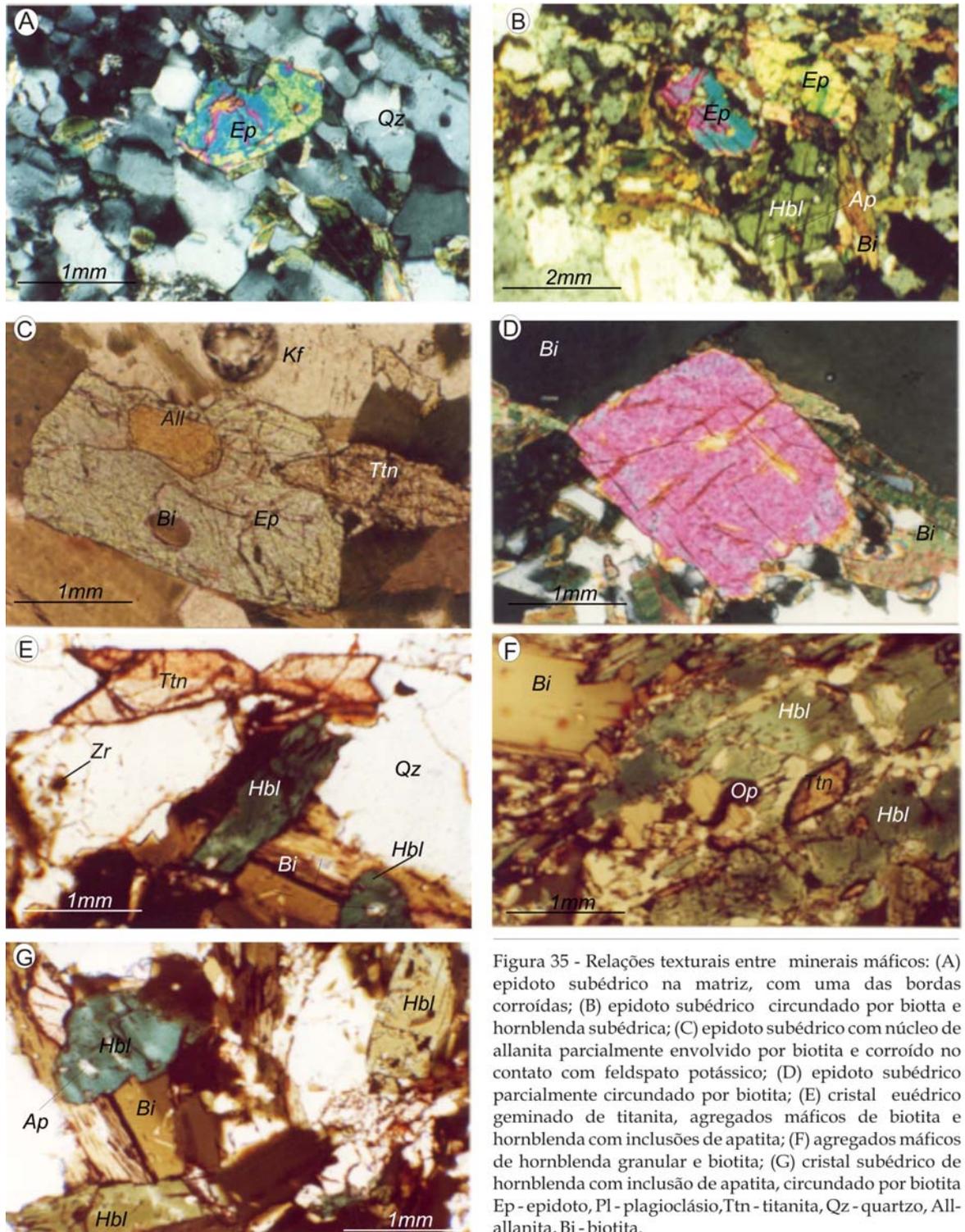


Figura 35 - Relações texturais entre minerais máficos: (A) epidoto subédrico na matriz, com uma das bordas corroídas; (B) epidoto subédrico circundado por biotita e hornblenda subédrica; (C) epidoto subédrico com núcleo de allanita parcialmente envolvido por biotita e corroído no contato com feldspato potássico; (D) epidoto subédrico parcialmente circundado por biotita; (E) cristal euédrico geminado de titanita, agregados máficos de biotita e hornblenda com inclusões de apatita; (F) agregados máficos de hornblenda granular e biotita; (G) cristal subédrico de hornblenda com inclusão de apatita, circundado por biotita Ep - epidoto, Pl - plagioclásio, Ttn - titanita, Qz - quartzo, All - allanita, Bi - biotita.

IV.2.5 - Encraves Máficos Microgranulares

Os encraves máficos microgranulares de vários tamanhos, forma e composição são comuns nestes plútons em todos os plútons estudados, sendo porém mais abundantes no Conceição das Creoulas e Boqueirão. São rochas equigranulares, com textura fina a média e coloração verde-

escuro a preta. Representados por dioritos, quartzo-dioritos e epidoto tonalitos. Alguns mostram feições de contato líquido-líquido caracterizado por apatita e epidoto aciculares e anfibólios alongados, indicando, invariavelmente exibem hornblenda, biotita, plagioclásio, quartzo e algumas vezes microclina, como minerais essenciais; epidoto, apatita, titanita e minerais de óxido de ferro como minerais acessórios e em alguns piroxênios. Muitos encraves contêm megacristais elipsoidais de feldspato potássico.

As hornblendas são na maior parte subédricas a euédricas (figura 36A) chegando até 25% do volume modal. Observa-se geminação a dois indivíduos. Alguns cristais apresentam-se substituídos por biotitas ao longo dos planos de clivagens que segundo Speer (1987) representa a reação de anfibólio com o magma. Em alguns encraves observa-se a presença de megacristais de actinolita com inclusões subédricas de epidoto com ou sem núcleo de allanita, hornblenda, biotita, titanita e quartzo (figura 36B), (estas inclusões de quartzo são indício que o magma estava saturado em sílica).

O piroxênio é uma fase mais rara, ocorre sempre associado ao anfibólio, como uma massa xenomórfica de coloração verde clara manteada por anfibólio. O contato entre estes dois minerais ocorre de forma gradual, e é comum nessa associação, a geração de minerais opacos que são vistos como cristais vermiformes ao longo dos planos de clivagem do piroxênio.

Biotita é mais abundante que o anfibólio e ocorrem como palhetas subédricas, com pleocroísmo variando de verde oliva a castanho amarelado. Incisões de apatita, zircão, titanita e opacos são comuns. Algumas palhetas apresentam textura de reabsorção.

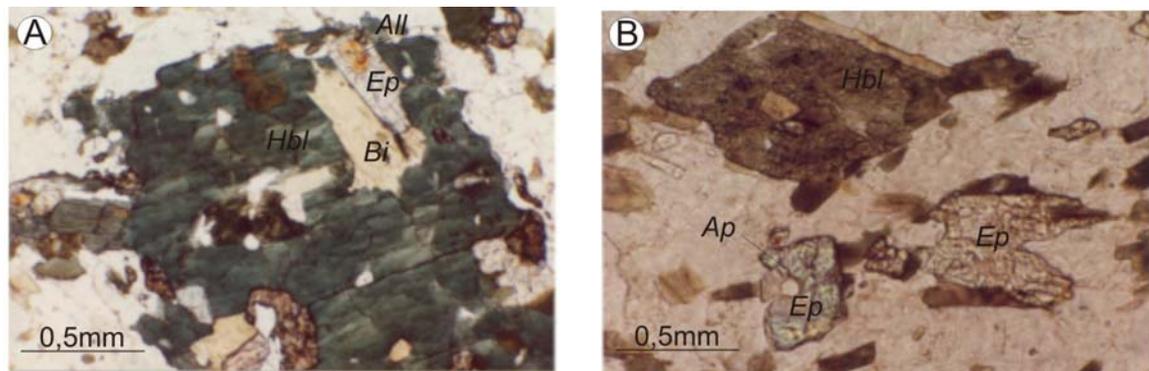


Figura 36 - Relações texturais das fases máficas: (A) megacristal de anfibólio com inclusões subédricas de epidoto com núcleo de allanita, hornblenda subédrica, biotita e quartzo; (B) epidotos subédricos e hornblenda subédrica com inclusões de biotita e apatita.

Plagioclásio predomina na matriz com granulação fina, forma anédrica, com geminação polissintética, e alguns possuem intercrescimento mirmequítico. Ocorre também como megacristais apresentando textura de sobrecrecimento, cujo limite está marcado pelo manteamto de anfibólio e biotita.

Microclina é uma fase muito rara, ocorre como cristais anédricos constituindo a matriz e algumas vezes podendo ocorrer como megacristais subédricos. Quartzo (variando de 4% a 12) ocorre predominantemente como fase final, intersticial.

Apatita ocorre principalmente como prismas curtos em seções basais e como acículas que estão incluídas principalmente em plagioclásio, quartzo e hornblenda.

Titanita ocorre com forma subédrica e anédrica. As subédricas são incluídas em anfibólio e biotita, ou estão em contato reto com estes. As anédricas corroídas provavelmente reagiram com o magma.

Epidoto é uma fase abundante, ocupando até 4% do volume modal, ocorrendo principalmente como: (a) cristais subédricos a euédricos com núcleo de allanita na matriz ou incluídos em anfibólio e biotita, são abundantes (figuras 36A e 36B). Em alguns casos a allanita exibe zonação composicional e geminação a dois indivíduos (figura 37A) e inclusões subédricas de minerais de óxido de ferro; (b) cristais subédricos parcialmente incluídos em biotita. É a forma menos abundante, mostrando faces irregulares, corroídas nos contatos com os minerais félsicos que sugerem reabsorção e interação com o magma. Algumas vezes porções de hornblenda (“*patches*”) e biotitas são encontradas incluídas no epidoto, sugerindo reabsorção como descrito por Zen & Hammarstrom (1984); (c) epidoto granular ao longo do contato entre plagioclásio e biotita ou hornblenda deixa dúvida quanto a sua origem, geralmente formando grandes mantos.

Zircão ocorre como grãos subédricos incluídos em biotita, pouco abundantes. Observa-se halos pleocróicos na biotita, gerados pela presença de elementos radioativos nesta fase.

Os minerais opacos são menos abundante, desenvolve grandes cristais euédricos de magnetita, dispersos na rocha, ou associado aos demais máficos (figura 37B), em agregados, e ocasionalmente como filetes estirados nos planos de clivagens da biotita. A apatita e o zircão constituem pequenos cristais euédricos, dispersos nas rochas, representando as fases mais precoces.

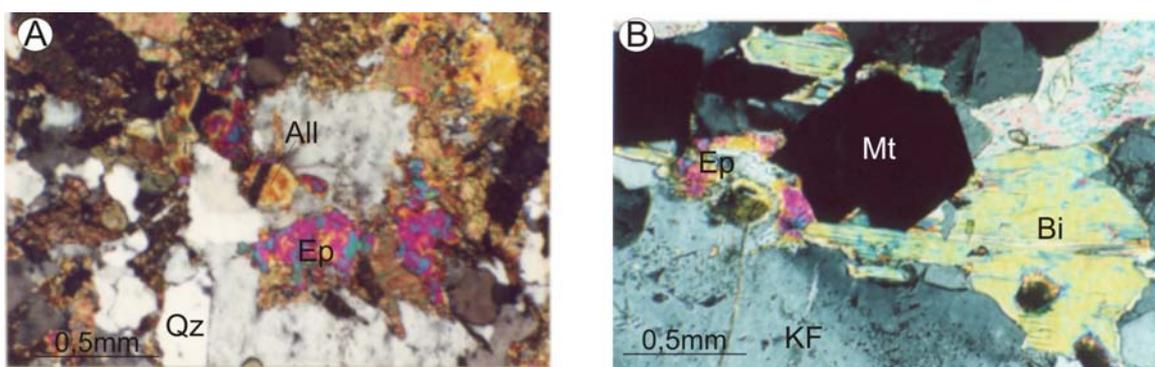


Figura 37 - Relações texturais das fases máficas: (A) allanita euédrica zonada, geminada circundada por epidoto e epidotos corroídos na borda de biotita; (B) cristal euédrico de magnetita parcialmente envolvido por biotita e com epidoto subédrico com núcleo de allanita parcialmente corroído. Ep - epidoto, Pl - plagioclásio, Qz - quartzo, All - allanita, Bi - biotita.

IV.2. 7 – Metagranitoides encaixantes

IV.2. 7.1 – Metagranitoides Porfírico

São granitos porfíricos grossos de coloração rosa, composto por plagioclásio (25–45%), microclina (20-40%), quartzo (20-40%), biotita e anfibólio (em torno de 4%), tendo como acessório titanita, allanita, epidoto, granada (rara), zircão e apatita e como produtos de alteração, minerais opacos, calcita, clorita e moscovita.

Os feldspatos potássicos ocorrem como porfiroblastos de até 2cm estirados paralelamente aos planos S-C da foliação. Frequentemente exibe microfaturas, ao longo das quais observa-se intensos processos de dissolução e, os cristais cedo cristalizados substituído por agregados cristalinos neoformados. Observa-se também a presença de mirmequitas e de lamelas de exsolução de plagioclásio que são segregados para os bordos formando grãos subeuédrais.

Os plagioclásios ocorrem como porfiroclastos de até 2 cm, encontra-se bastante faturado, o que acelera a dissolução nos bordos de diversos grãos, e a substituição por quartzo e feldspato alcalino. Apresentam de exsolução de albita e inclusões de apatita.

Observa-se em torno destes megacristais de plagioclásio e microclina, a formação de uma textura mortar e às vezes mirmequitas que são feições sugestivas de protomilonitização. O zircão ocorre como grãos subédricos inclusos em biotita, porém são pouco frequentes. Observa-se halos pleocróicos, resultado do caráter metamítico do zircão gerado pela presença de elementos radioativos.

Biotita ocorre com coloração variando de marrom a castanho avermelhada como pequenas palhetas bem orientadas (figura 38B), em algumas laminas esta biotita encontra-se parcialmente substituída por clorita, muscovita ou uma biotita anédrica de coloração escura e nos locais de deformação intensa pode haver substituição por minerais opacos.

O anfibólio é raro, sendo encontrado como pequenos prismas que se alteram gradativamente para biotita e calcita ou cristais hornblenda parcialmente corroída na matriz (figura 38C)

A allanita ocorre como cristais subédricos, zonadas, variando de 0,1 a 1mm, sempre associada aos minerais máficos.

Granada é uma fase rara ocorre como cristais pequenos, bem formados em contato com biotitas e mica branca (muscovita?) inclusa em plagioclásio.

Microagregados de titanitas subédricas, bem como epidotos e allanitas euédricos zonados, inclusos em feldspatos e biotitas são comuns. Apatita ocorre principalmente como prismas curtos em seções basais e como acículas que estão inclusas principalmente em plagioclásio, quartzo e hornblenda.

Epidoto ocorre como cristais subédricos, submilimétricos na borda de biotitas), no contato com os granitóides cálcio-alcálinos pode-se observar em muitos locais uma auréola milimétrica rica

em biotita e epidoto euédrico com e sem núcleo de allanita e alguns cristais estão parcialmente corroídos (figura 38B).

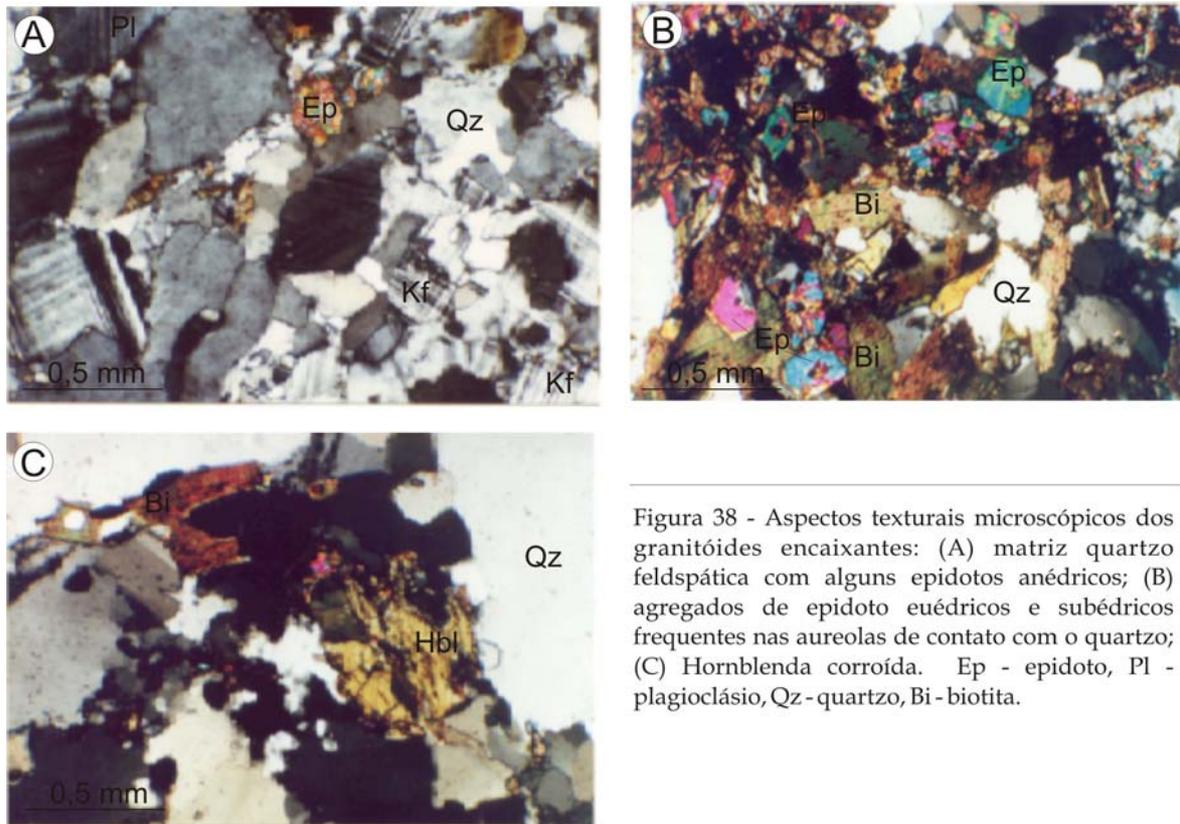


Figura 38 - Aspectos texturais microscópicos dos granitóides encaixantes: (A) matriz quartzo feldspática com alguns epidotos anédricos; (B) agregados de epidoto euédricos e subédricos frequentes nas aureolas de contato com o quartzo; (C) Hornblenda corroída. Ep - epidoto, Pl - plagioclásio, Qz - quartzo, Bi - biotita.

IV.2. 7.2 - Metagranitóides Finos

São rochas leucocráticas, de coloração cinza clara, textura fanerítica fina, com pequena quantidade de máficos. Possui quartzo, plagioclásio e feldspato alcalino como fases essenciais e biotita como principal máfico. Opacos, titanita, epidoto, allanita, zircão e apatita são minerais acessórios; e como produto de transformação, mica branca, clorita e carbonato.

O feldspato alcalino é o mineral predominante, ocorre destacado da matriz, como cristais subédricos a anédricos (figura 38A), tardios, desenvolvendo pertitas em filetes descontínuos. Altera-se para a mica branca (saussuritização) e contém inclusões de quartzo, biotita, plagioclásios, opacos, alanita e titanita. Cristais menores subédricos, com forma poligonal com textura em mosaico, são encontrados na matriz da rocha.

O quartzo compõe os cristais maiores da rocha. anédricos e tardios contém inclusões de feldspato alcalino e plagioclásio. Porém são frequentes pequenos cristais anédricos estirados, em agregados, definindo textura *ribbon* e/ou textura mortor nos contatos com cristais maiores de feldspatos.

Plagioclásio ocorre subédricos a anédricos com geminação polissintética simples, algumas vezes zonados. Possuem inclusões de titanita, apatita e muscovita, ou como pequenos cristais em agregados mirmequíticos, preenchendo fraturas no interior dos cristais maiores de feldspato alcalino, ou na borda deste, semelhante à textura mortar.

Os máficos podem estar dispersos na rocha, sem uma orientação preferencial, ou estirados nas rochas mais deformadas, definindo a foliação destas. O máfico dominante é a biotita, ocorre como palhetas subédricas, com coloração verde escuro. Inclusões de zircão epidoto, allanita, apatita e titanita são comuns. Transforma-se para mica branca, clorita e opaco, sendo estes minerais comuns segundo seus planos de clivagem.

Epidoto ocorre como cristais subédricos, submilimétricos na borda de biotitas. Apatita ocorre principalmente como prismas curtos em seções basais e como acículas que estão inclusas principalmente em plagioclásio, quartzo e hornblenda. O zircão ocorre como grãos subédricos inclusos em biotita, porém pouco abundante.

A allanita constitui pequenos cristais subédricos, dispersos na rocha, ou inclusos na biotita, onde em geral, mostram avançado processo de metamictização.

Os minerais opacos mostram-se como cristais pequenos subédricos a anédricos, e eventualmente coroados por titanita e/ou epidoto. Quando associado à biotita desenvolve contatos retos e podem estar estirados segundo a foliação.

Os minerais opacos mostram-se como cristais pequenos subédricos a anédricos, e eventualmente coroados por biotita e/ou epidoto. Quando associado a biotita desenvolvem contatos retos e podem estar estirados segundo a foliação.

IV.2.8 - Diques Peralcalinos

Os diques peralcalinos são encontrados cortando os granitos cálcio-alcálicos da área estudada. E constituem os granitóides mais evoluídos na região, são rochas de textura inequigranular seriada, as vezes equigranular, com granulação fina a média, os cristais maiores como clinopiroxênio e feldspatos não ultrapassam a 5mm.

Composicionalmente variam de álcali feldspato sienito a quartzo sienito, compostos mineralogicamente por feldspato alcalino (em torno de 55 %), plagioclásio (em torno de 10%), quartzo (20-25%), piroxênio (em torno de 12%) como fases principais, anfibólio 2 %, biotita (ocorre geralmente próximo ao contato com o granito hospedeiro) titanita, zircão, epidoto (presente em alguns diques) e minerais opacos.

O feldspato potássico é constituído por megacristais zonados (figura 39A) de microclina micropertítica com até 5mm de comprimento, freqüentemente aparece geminação *Carlsbad*. Às vezes é vista interferência das geminações *Carlsbad* e em grade indicando inversão incompleta ortoclásio-microclina, possivelmente devido à baixa pressão d'água. Também ocorre como pequenos cristais anédricos que juntamente com o quartzo e o feldspato formam a matriz.

O plagioclásio constitui um mineral pouco freqüente na rocha, ocorre como cristais subédraís cujo comprimento não ultrapassa 1mm, as vezes apresentam geminação polissintética.

Clinopiroxênio ocorre como cristais euédraís a subédraís com o pleocroísmo variando de verde clara a verde escura. As cores e a intensidade do pleocroísmo, tal como o ângulo de extinção em torno de 15°, em seções longitudinais indicam uma composição entre aegirina augita e hendenbergita. A maioria dos cristais não ultrapassa 1,5mm de comprimento, mas pode chegar até 3mm. Algumas vezes, encontra-se orientado paralelamente a lineação de fluxo da rocha. É comum inclusões de apatita. Cristais alongados também são freqüentemente observados.

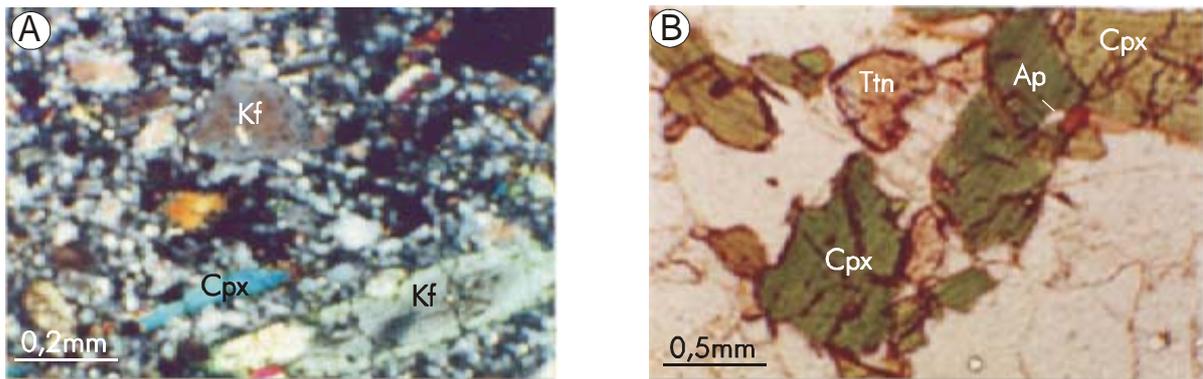


Figura 39 - Cristais de feldspato alcalino (Kf) e clinopiroxênio (Cpx) dispersos numa matriz quartzo-feldspática. Cristais subédricos de clinopiroxênio.

Alguns desses diques chegam a conter até 6% de biotita que como palhetas de até 2mm concentrada em algumas porções da lamina, geralmente associadas a estas se observa cristais corroídos de epidoto com núcleo de allanita e titanitas associadas (figura 40). As biotitas estão bastante mostram textura de reabsorção e inclusões de zircão euédrico e apatita, observa-se também hornblenda granular e cristais euédricos de magnetita (figura 40).

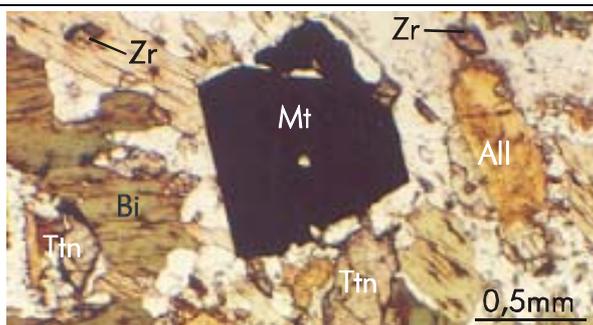


Figura 40 - Cristal de magnetita euédrica (Mt), circundada por cristais de biotita (Bi), titanita (Ttn) e allanita (All).

No contato com as rochas graníticas cálcio-alcálicas, observa-se grande quantidade de epidoto epidotos euédricos alongados ou ripiformes, às vezes corroídos tendo uma forma esqueletal (figura 40) parecendo resultado de um resfriamento brusco, devido ao contato entre as

duas rochas. Alguns cristais maiores bastante corroídos com grandes núcleos de allanita também podem ser encontrados.

O zircão forma pequenos cristais euédricos dispersos na rocha. Apatita freqüentemente ocorre como pequenos cristais euédricos inclusos em clinopiroxênio

A titanita é um mineral acessório freqüente ocorrendo de forma subédrica associadas aos cristais de piroxênio, às vezes corroídas quando associada aos outros máficos.

IV.3 – Sequência de Cristalização

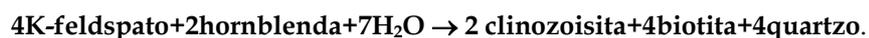
O estudo das relações mútuas entre as fases minerais, das inclusões e morfologia possibilita estabelecer uma seqüência de cristalização dos minerais (figura 41A e 41B).

As fases acessórios zircão e apatita, muito provavelmente cristalizaram precocemente e podem constituir desta forma, marcadores potenciais do início da cristalização destes magmas. A titanita parece cristalizar-se imediatamente após o zircão e a apatita.

Entre os minerais ferromagnesianos principais, os cristais de anfibólio são os que sugerem relações texturais de cristalização mais cedo. Os cristais mais precoces estão representados pelos grãos euédricos a subédricos inclusos em feldspato potássico, isentos de qualquer evidência textural de transformação por biotita e epidoto. Alguns cristais de biotita parecem ter cristalizado os mesmo tempo que o anfibólio da matriz, porém aqueles cristais menores, as vezes corroídos ou intersticiais, sugerem uma geração mais nova e/ou tardia de biotita em relação ao anfibólio.

Em condições avançadas do estágio subsolidus deve ter ocorrido à formação de biotita e epidoto a partir de anfibólio e substituição seletiva de plagioclásio por massas intersticiais de feldspato potássico. Em condições iniciais do estágio subsolidus ocorreu a neoformação de mica branca a partir da desestabilização parcial do plagioclásio e subordinadamente, feldspato potássico.

O epidoto também história de cristalização não muito curta, os cristais euédricos a subédricos circundados ou inclusos em biotitas são os mais precoces, seguidos pelos inclusos em feldspatos. Os cristais associados a biotita e anfibólio, apresentam uma textura que sugere ser o epidoto e a biotita produto de desestabilização do anfibólio, o potássio necessário para a formação da biotita poderia provir do feldspato potássico através de uma reação similar a proposta por Sterns (1965):



As seguintes relações texturais dos megacristais de feldspato potássico são indicativas de que a nucleação e crescimento destes cristais ocorreram numa etapa com significativa fração de magma e que as inclusões foram incorporadas num estágio relativamente inicial de cristalização do magma: 1 - cristais com megafaturas terminadas em cunha, preenchidas de plagioclásio, biotita,

epidoto e quartzo; 2 - inclusões de fases máficas e plagioclásio nas porções medianas dos megacristais, perpendiculares a direção de crescimento do megacristal; 3 - bordas corroídas dos megacristais em contato com a matriz.

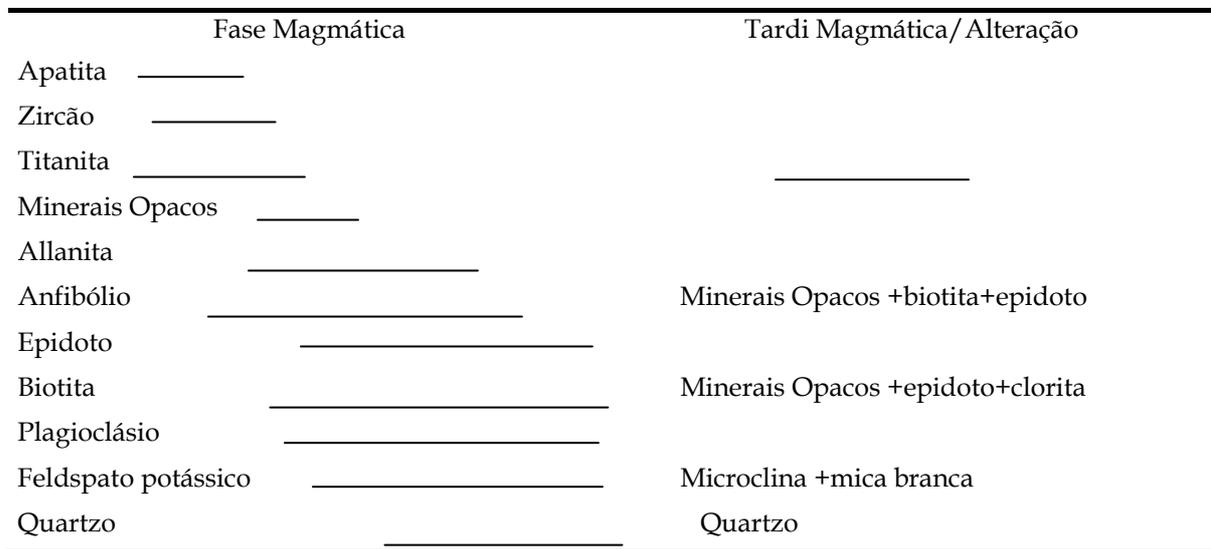


Figura . 41A - Seqüência de Cristalização para os corpos de Conceição das Creoulas, Murici e Boqueirão.

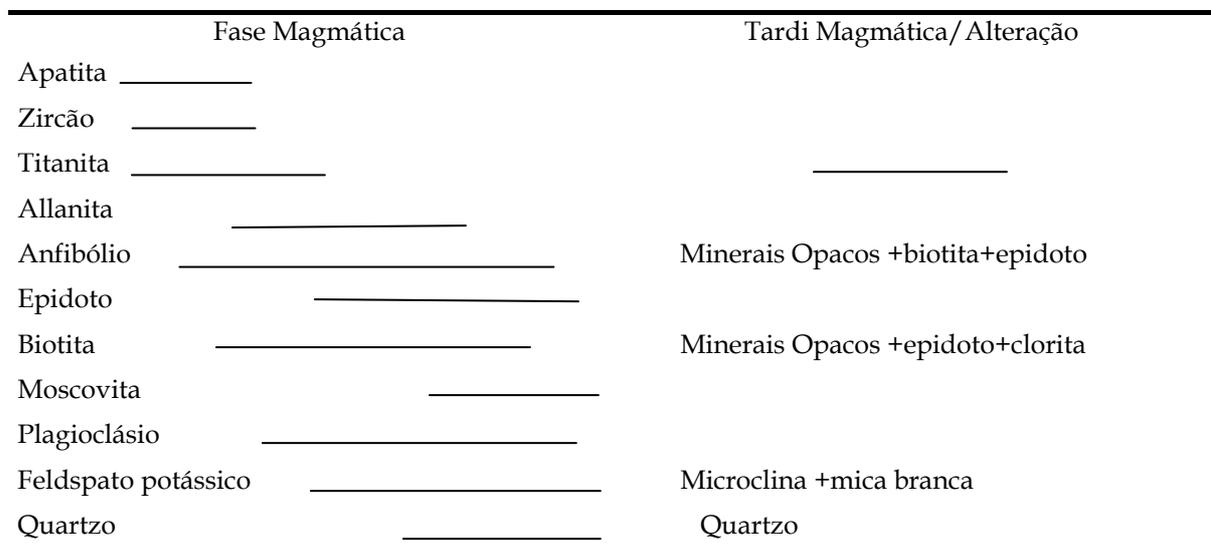


Figura 41B - Seqüência de Cristalização para o plúton de Caldeirão Encantado.

Cristais zonados de allanita, epidoto, feldspato potássico, plagioclásio sugerem, pelo menos em parte, uma história de crescimento relativamente lenta para estes em meio a um líquido de composição modificando e/ou variando parâmetro intensivos (pressão e temperatura) durante a evolução magmática.

IV.4 – Avaliação dos Dados Petrográfico

A partir das relações texturais acima descritas ressalta-se que as feições mais características são a presença de megacristais de microclina com intercrescimento peritéticos, e a abundância de mirmequita, sendo esta inclusive um dos constituintes da matriz.

Nestes plútons, observa-se vários tipos de mirmequitas que correspondem aos seguintes tipos de Phillips (1974): mirmequita e albita desenvolvidas na borda de plagioclásios inclusos em feldspato potássico; mirmequita planar desenvolvida no plagioclásio em contato com feldspato potássico não deformado; mirmequita intergranular desenvolvida ao longo do contato de dois grãos de feldspato potássico não deformado; observa-se ainda mirmequitas bordejando mirmequitas. A origem dessas mirmequitas pode ser devido a cristalização de líquido saturado em água em resposta a “*pressure quenching*” segundo Hibbard (1979), opondo-se à hipótese mais convencional que envolve substituição de K-feldspato no estado sólido. Entretanto mirmequita tem sido produzida em granitóides que foram deformados bem depois da solidificação sem envolvimento de magma.

O intercrescimento quartzo vermicular e plagioclásio sódico desenvolvem-se comumente no contato plagioclásio -feldspato potássico ou feldspato potássico - feldspato potássico. Segundo Phillips (1974) parece existir uma relação direta entre o conteúdo de Ca da rocha e a quantidade de mirmequita, levando-se isto em consideração, talvez a grande quantidade de mirmequita existente seja devido ao acentuado caráter cálcico destes plútons.

Intercrescimento de quartzo e feldspatos são vistos na matriz e em grandes porções do plúton de Boqueirão com formas gráficas e dendríticas, provavelmente resultantes de crescimento simultâneo relativamente rápido e nucleação oscilatória de quartzo e feldspato potássico, talvez resultantes de um fenômeno hipersolvus na forma visualizada por Barker (1970). O que provavelmente exigiu a presença de uma fase aquosa (Joan & Burnham, 1969; Taylor & Forester, 1971).

A paragêneses titanita + magnetita + quartzo (em equilíbrio) em rochas graníticas permite uma estimativa das condições de fO_2 . A presença desses minerais indica segundo Wones (1989) uma fugacidade relativamente elevada, especialmente quando associado ao piroxênio e/ou anfibólio magnésiano. Nas rochas graníticas cálcio-alcálicas estudadas ocorrem como fases precoces, indicando um magma relativamente oxidado como fonte, fato reforçado pela presença de epidoto como fase relativamente precoce.

O epidoto magmático, utilizando em conjunto morfologia e textura, torna-se uma ferramenta para monitorar fO_2 , registrar o comportamento da cristalização e do posicionamento do magma.

Epidoto primário têm sido observados por diversos autores. Grande parte desses autores considera que a presença de epidoto indica que o granito formou-se em condições de alta pressão (base da crosta), haja vista serem estas condições próprias para a cristalização do epidoto (Zen &

Hammarstrom, 1984; Zen, 1985; Sial, 1986; Sial & Ferreira, 1989; Sial et al., 1989; Souza & Sial, 1989, Schmidt et al. 1996). Tal interpretação é feita levando em consideração dados experimentais de Naney, 1977, (1983). Por outro lado, alguns autores (Moench, 1986; Stussi & Mortaji, 1988; Mortaji & Stussi, 1989), se opõem à utilização do epidoto como mineral índice das condições de pressão durante a formação de rochas graníticas. Tulloch (1986) estudando granitóides com epidoto magmático, concluiu que as condições de fugacidade de oxigênio são mais determinantes para o aparecimento do epidoto que as condições de pressão.

A utilização pura e simples da presença deste mineral como índice das condições de pressão de alojamento/cristalização de granitóides não é aconselhável, pois composição do magma tem influência nas condições de pressão em que o epidoto pode cristalizar-se. Embora o epidoto seja um bom indicador das condições de fO_2 do magma.

CAPÍTULO V - QUÍMICA MINERAL

V.1. - Introdução

Através das composições químicas dos minerais constituintes de uma rocha, é possível tecer considerações a respeito da natureza do magma progenitor, como também investigar as condições físico-químicas (P, T e fO_2) sob as quais este se cristalizou, observando-se o equilíbrio entre as fases minerais. No presente capítulo, serão discutidos os resultados das análises por microsonda eletrônica para a maioria das fases minerais (félsicas e máficas) presentes nas rochas que compõem os plútons de Conceição das Creoulas, Caldeirão Encantado, Murici e Boqueirão, com o intuito de determinar a química original do magma e entender os processos de partição dos elementos durante sua evolução, bem como realizar estimativas termobarométricas. Discutiremos, inicialmente, a química dos minerais máficos (anfíbólio, epidoto, biotita e titanita) e posteriormente, abordaremos a do feldspato.

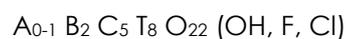
V.1. - Anfíbólio

Os anfibólios do batólito de Conceição das Creoulas caracterizam-se por apresentar em escala microscópica uma coloração verde e forte pleocroísmo, de verde clara a verde escura. São pouco abundantes neste batólito, ocorrendo como inclusões euédricas no feldspato e no epidoto (menos freqüente). Nos enclaves ocorre como principal fase máfica, correspondendo a cerca de 20% - 30% do volume modal da rocha.

Os plútons de Boqueirão e Murici possuem uma maior percentagem modal de anfibólios (8 a 14%), nestas rochas observa-se três tipos texturais: (1) cristais subédricos e anédricos formando agregados geralmente associados a biotita, (2) cristais subédricos dispersos na matriz quartzo feldspática e (3) cristais subédricos inclusos em megacristais de feldspato potássico e plagioclásio.

No plúton de Caldeirão Encantado, há uma percentagem modal de anfíbólio menor que nos dois anteriores (6 a 8%). Nestas rochas observa-se dois tipos texturais: (1) cristais subédricos dispersos na matriz quartzo feldspática, associados a biotita e (2) cristais subédricos inclusos em megacristais de feldspato potássico e plagioclásio e, mais raramente, em epidoto.

Totalizaram-se 77 análises de microsonda, nas rochas graníticas e enclaves máficos. Composições químicas representativas são mostrada na tabela 1. As fórmulas estruturais foram calculadas para 23 oxigênios, a partir de 16 cátions, com sítios preenchidos segundo Leake (1978), onde se tem:



A= Na, K

B= Ca, Na, Fe⁺², Mn, Mg

C= Mg, Fe⁺², Mn, Al^{VI}, Cr, Ti, Fe⁺³

T= Si, Al^{IV}, Cr⁺³, Fe⁺³, Ti⁺⁴

A fórmula estrutural estabelecida dessa maneira possibilita classifica-los, inicialmente em um dos quatro grupos principais com base no número de átomos da $(Ca+Na)_B$ e $(Na)_B$ de Leake (1978). Nesta classificação geral, os anfibólios analisados pertencem ao grupo dos anfibólios cálcicos (figura 42).

A nomenclatura para anfibólios foi estabelecida com base nas normas sugeridas pela IMA (International Mineralogical Association) e apresentadas por Leake *et al.* (1997). Para as rochas em questão esta indicada na figura.43. Esta classificação é baseada no conteúdo de Si na abcissa e $Mg/(Fe^{+2} + Mg)$ na ordenada.

As composições de anfibólios do batólito Conceição das Creoulas são relativamente constantes e não apresentam variações do núcleo para borda, corresponde a ferro pargasitas (figura 43), com valores de Si em torno de 6,4 (pfu), Al^T variando de 2,19 a 2,34, um alto conteúdo de Fe (aproximadamente 2,6), e nos encraves máficos os anfibólios mostram-se mais enriquecidos em magnésio e plotam no limite entre os campos da ferro-edenita e edenita. Os anfibólios de Caldeirão Encantado variam de ferro-edenita a ferro pargasita (figura 43) com teores de Si e Fe em torno de 6,4 e 2,4 (pfu) respectivamente e Al variando de 1,92 a 2,23 (pfu).

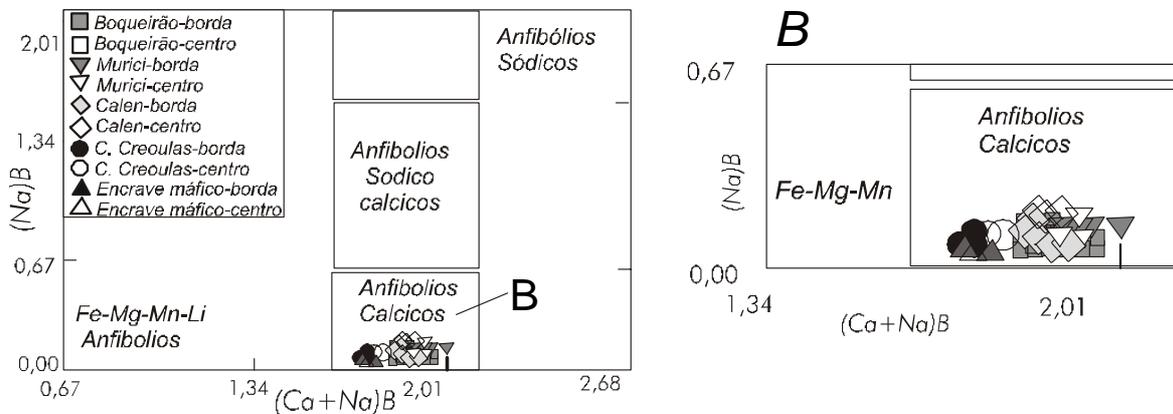


Figura 42 – Classificação dos quatro grupos principais de anfibólio utilizando-se a classificação de Leake, (1978).

O anfibólio do plúton de Boqueirão apresenta uma maior variação composicional plotando nos campos da edenita, ferro-edenita a ferro-pargasita (figura 43), cristais que formam agregados variam de magnésio-hornblenda a hornblenda ferro-tchermaquitica. Um exame preliminar das análises revela diferenças composicionais em Al e Si (1,13-2,02 e 6,4-6-7,2 pfu) entre os grãos na mesma lâmina ou em lâminas diferentes, o conteúdo de Fe variando de 1,89 a 2,6. No *stock* de

Murici, os anfibólios plotam no limite entre os campos edenita, magnésio-hastingsita e ferro-ferropargasita (figura 43). Os teores de Si estão em torno de 6,4 (pfu), Al^T varia de 1,81 a 2,23, e há um alto conteúdo de Fe (aproximadamente 2,4).

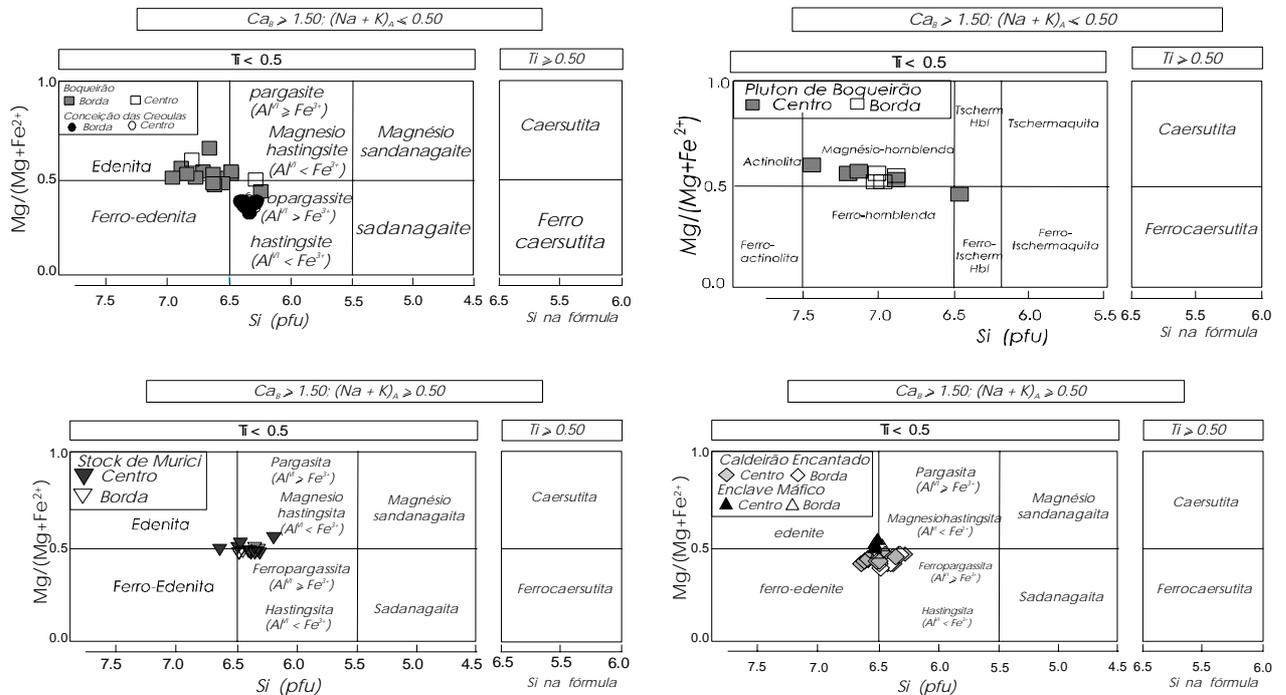


Figura 43 - Composição dos anfibólios dos granitóides da área estudada (segundo Leake et al., 1997)

A razão de $Fe/(Fe+Mg)$ varia de 0,38 a 0,65 um intervalo típico para anfibólios de granitóides cálcio-alcalinos (Mason, 1985). Comparando-se as composições de anfibólios de encraves microgranulares máficos e anfibólios de rochas hospedeiras, observa-se que há apenas uma pequena variação, sugerindo que houve reequilíbrio entre eles. (Reid & Hamilton, 1985). De acordo com Czamanske & Wones (1973) decréscimo da razão $Fe/(Fe+Mg)$ nos anfibólios e biotitas com o grau de fracionamento dos granitóides refletem condições de extrema oxidação magmática durante a diferenciação magmática. Nos plútons estudados a razão $Fe/(Fe+Mg)$ (0,38 a 0,65), indica que estas rochas foram formadas sob condições relativamente altas de fO_2 , condizente com um ambiente propício à formação de suítes cálcio-alcalina.

A natureza magmática assinalada na petrografia pode ser comprovada com o diagrama $(Ca+Na+K) - Si$ (figura 44), de Czamanske & Wones (1973) construído a partir de dados de Leake (1971) que definiu um limite para cristalização de anfibólios magmáticos a partir de conteúdos máximo de $(Ca+Na+K)$ para um conteúdo máximo de Si (anfibólios magmáticos $Si < 7.3$, tardi- e pós- magmáticos < 7.75). Neste diagrama, observa-se que a composição do anfibólio plotam no campo dos anfibólios magmáticos, o que parece indicar um período cristalização não muito longo.

A estrutura do anfibólio permite que vários tipos de substituições possam ocorrer, acomodando um grande número de cátions (ou ânions) com cargas e raios iônicos variáveis. Estas substituições podem ocorrer de forma a introduzir elementos em dois ou mais sítios cristalográficos simultaneamente, porém em proporções necessárias à manter o equilíbrio de cargas (Blundy & Holland, 1990). As principais substituições sumarizadas por Spear (1993) compreendem 10 principais tipos de trocas que ocorrem em resposta a mudanças nas condições físico-químicas com a evolução magmática. Estas substituições são representadas pelos seguintes vetores: (1) KNa_{-1} , (2) $Fe^{2+}Mg_{-1}$, (3) $CaMg_{-1}$, (4) $Fe^{3+}Al_{-1}$: (substituições simples mais comuns), (5) $\square_A + Si^{IV} = (Na + K)_A + Al^{IV}$ (edenita), (6) $Mg^{IV} + Si^{IV} = Al^{VI} + Al^{IV}$ (Al-tschermakita), (7). $Mg^{IV} + Si^{IV} = Fe^{3+} + Al^{IV}$ (Fe- tschermakita), (8) $Mg^{IV} + Si^{IV} = Ti^{IV} + 2Al^{IV}$ (Ti- tschermakita), (9) $Na + Si = Ca + Al^{IV}$ (plágioclásio), (10) $Na + Al^{IV} = Ca_{-1} + Mg_{-1}$ (glaucofana) (substituições acopladas).

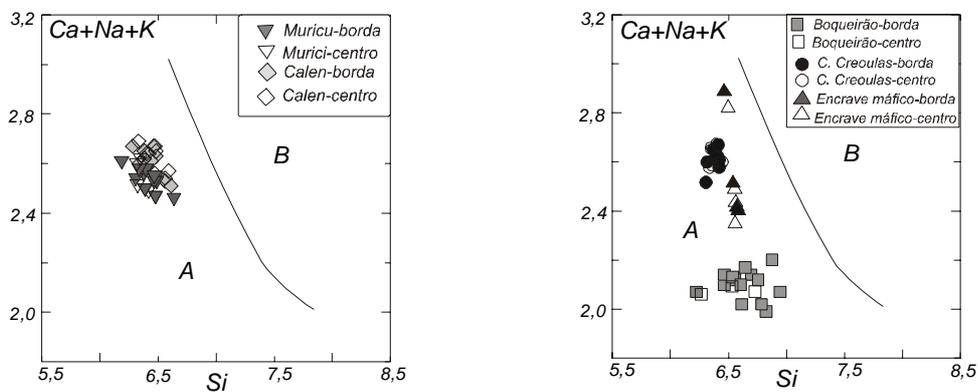


Figura 44 - Diagrama binário Na + Ca + K vs Si de Czamanske & Wones (1973) a curva que divide anfibólios magmáticos (campo A) dos anfibólios tardi-magmáticos a pós-magmáticos (campo B) de Leake (1971.)

Para investigar as possíveis substituições a que os anfibólios destas rochas estariam submetidos foram construídos vários diagramas binários como sugerido por Blundy & Hollandy (1990) e Vyhnał *et al.* (1991).

A significativa correlação linear observada na figura 45 para os anfibólios de Conceição das Creoulas, Caldeirão Encantado e encraves máficos é uma forte indicação de substituição do tipo edenita, cuja compensação de cargas, devido a substituição de Al no sítio tetraédrico é balanceada pela incorporação de alcalis (Na, K) no sítio A. Os anfibólios de Boqueirão e Murici não apresentam substituição do tipo edenita.

Substituições duplas do tipo Tschermarks, envolvendo trocas entre os sítios T e C (figura 46). A substituição do tipo plágioclásio (figura 47), envolvendo a introdução de Si no sítio e Ca no sítio A, ocorre em resposta a mudanças de temperatura, sendo este tipo de substituição utilizada como

geotermômetro (plagioclásio-anfibólio, Blundy & Holland, 1990). substituições do tipo Tschermacks envolvem a combinação de mudanças nos parâmetros temperatura e pressão (substituições envolvendo o Al^{IV} são controladas essencialmente pela pressão - Hollister *et al.*, 1987; Schmidt, 1992, entre outros).

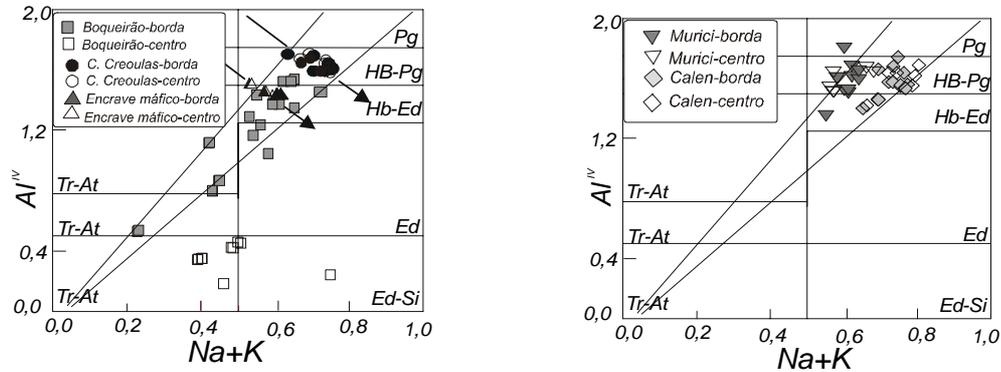


Figura 45 - Diagrama de Leake (1978), campos: Tschermakita (Ts); hornblenda-tschermakita (Hb-Ts); Magnésio-hornblenda (Mg-Hb); hornblenda-tremolita ou actinolita (Tr/Ac); pargasita (Pg); hornblenda-edenítica (Hb-Ed); edenita (Ed); edenita silicica (Ed-Si) para as rochas da área estudada.

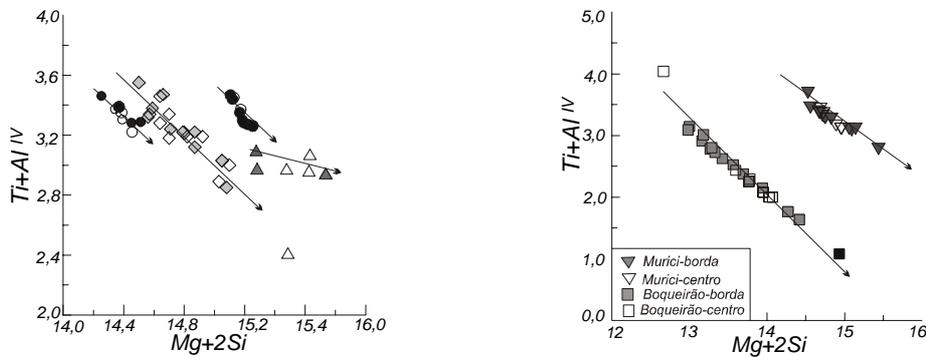


Figura 46 - Diagrama $Ti + 2Al^{IV}$ vs $Mg + 2Si$ mostrando a evolução dos anfibólios das rochas graníticas estudadas.

A variação de Al no sítio tetraedral com relação ao conteúdo de cátions do sítio A, figura 48, indica um aumento no Al no sítio tetraedral, ocupado principalmente pela sílica balanceado pelo aumento na entrada de alcalis no sítio A e pela substituição de $Al^{IV} + Fe + Ti$ no sítio B. Segundo Clowe *et al.* (1988), a incorporação do Ti é sempre acompanhada de um aumento no Al^{IV} . Grande parte do Al presente neste mineral encontra-se nos sítios tetraédricos (figuras 46 e 49). Por outro lado as relações entre Al^{IV} e Fe^T (figura 48) são bem definidas principalmente, nos plútons de Murici e Boqueirão.

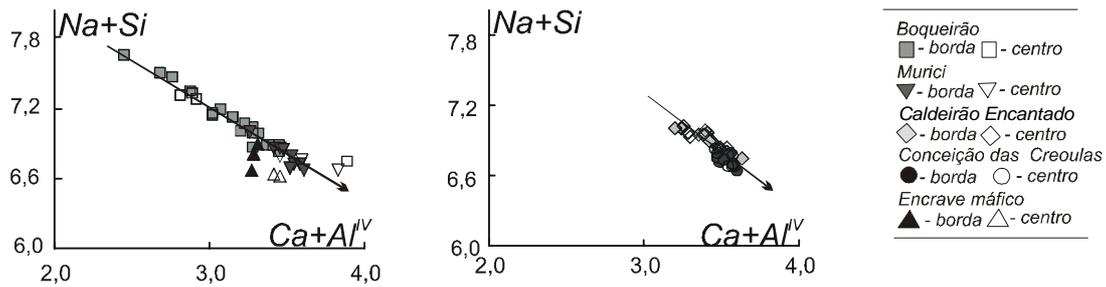


Figura 47 - Relações catiónicas entre as proporções $Ca+Al^{IV}$ - $Na+Si$ para os anfibólios dos granitóides estudados

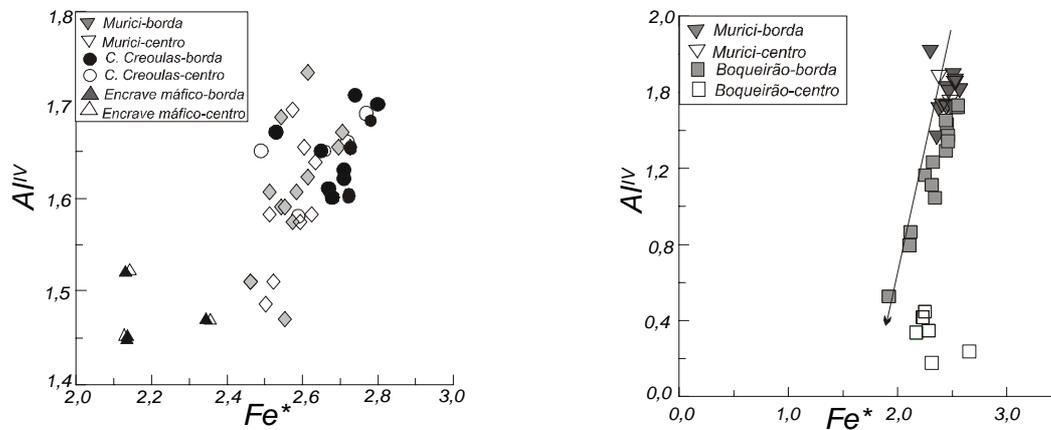


Figura 48 - Relações catiónicas entre as proporções Al^{IV} - Fe^* (para os anfibólios dos granitóides estudados)

O Al^{IV} predomina sobre o Al^{VI} (figura 49) e tal situação, segundo Thompson (1947), é indicativa de fases minerais que se cristalizam em condições de temperaturas relativamente baixas e altas pressões de cristalização. O diagrama Fe^{2+} - Mg (figura 50) que substituições simples também foram importantes para estes anfibólios.

A comparação destes resultados com dados compilados por Robinson *et al.* (1971), para hornblendas de rochas ígneas e metamórficas e em especial com dados para granitóides tipicamente cálcio-alcálicos (por exemplo o batólito Costeiro do Peru, e Serra Nevada, Dodge *et al.*, 1968; Manson, 1985), mostra que anfibólios das variedades cálcicas tem uma substancial contribuição edenítica.

A importância das contribuições edeníticas indica maior atividade de Al e alcalis (em especial potássio) nos magmas, que está de acordo com caráter mais rico em potássio destas rochas, estes resultados têm implicações importantes em termobarometria, como discutido a seguir.

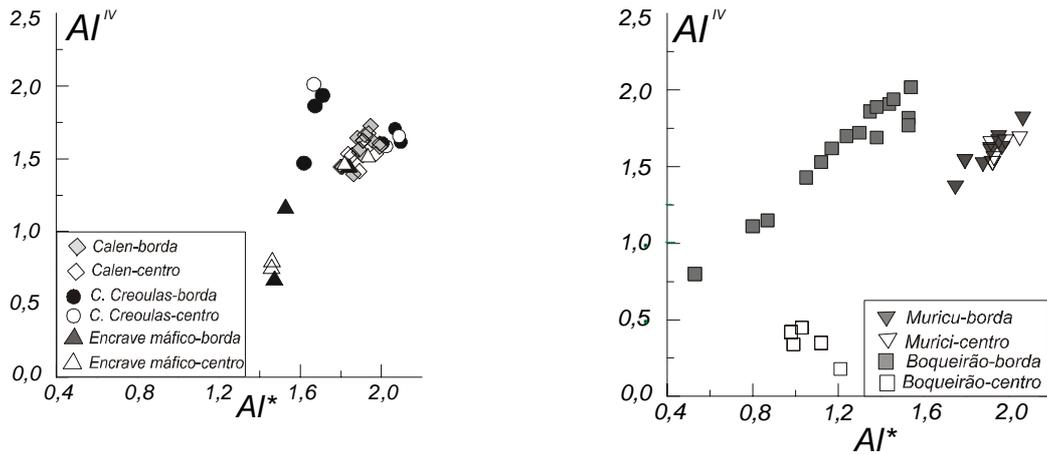


Figura 49 – Relações catiônicas de Al^{IV} - Al^* em anfibólios dos granitóides estudados

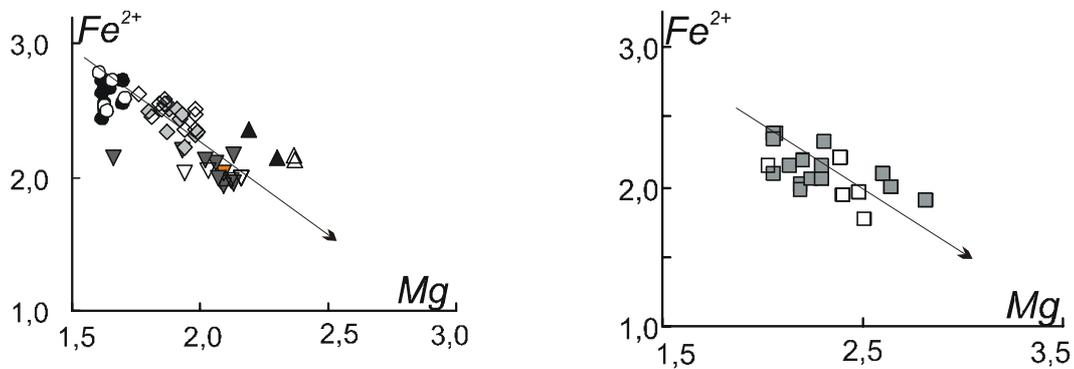


Figura 50 – Diagrama de variação Fe-Mg (pfu) para anfibólios dos granitóides estudados

V.3 - Epidoto

Minerais acessórios, embora insignificantes para nomenclatura e classificação de rochas, têm sido empregados para inferir processos petrogenéticos com certo grau de precisão. Por várias décadas petrólogos têm debatido o significado de epidoto magmático em rochas graníticas. Contribuições como de Schmidt & Thompson (1996) e Brandon *et al.* (1996), proporcionou importantes resultados para o entendimento sobre a presença do epidoto e seu uso para monitorar a razão de ascensão do magma granítico, a fugacidade de oxigênio e pressão de posicionamento (quando associado a química da hornblenda).

Epidoto é uma das principais fases acessórias nos batólitos de Conceição das Creoulas, Caldeirão Encantado, Murici e Boqueirão, chegando a ocupar até 5% do volume modal,

apresentando cinco relações texturais (descritas no capítulo anterior). Foram analisadas os cinco tipos texturais de epidoto em 23 amostras que estão sumarizadas na tabela 2

Adotou-se para o cálculo da fórmula estrutural com base em 25 oxigênios, com os sítios sendo preenchidos de acordo com a equação abaixo (Deer *et. al.*, 1978):



A = Ca, Ce³⁺, La³⁺, Y³⁺, Th, Fe²⁺, Mn²⁺

B = Al, Fe³⁺, Mn³⁺, Fe²⁺, Mn²⁺, Ti

C = Si.

As principais substituições ocorrem no sítio B, onde podem haver trocas entre o Al ↔ Fe³⁺ e Al ↔ Mn³⁺ para investigar estas possíveis substituições foram construídos alguns diagramas binários, representados na figura 51. A introdução de Fe³⁺ na estrutura deste mineral pode ser observada pela correlação negativa entre o Fe³⁺ e o Al, enquanto substituições do tipo Al ↔ Mn³⁺, aparentemente estão ausentes nos epidotos destes corpos. De um modo geral, estes epidotos são enriquecidos em Al e Ca com teores médios de 24% Al₂O₃ e 23% CaO respectivamente.

No plúton de Conceição das Creoulas razão atômica Fe³⁺/Fe³⁺+Al (conteúdo de pistacita) varia em torno de Ps₂₀₋₂₅, similar aos valores para os fenocristais de epidoto dos diques potássicos cálcio-alcálicos de Front Range, Colorado (Dawes & Evans, 1991) considerado como um exemplo de epidoto magmático.

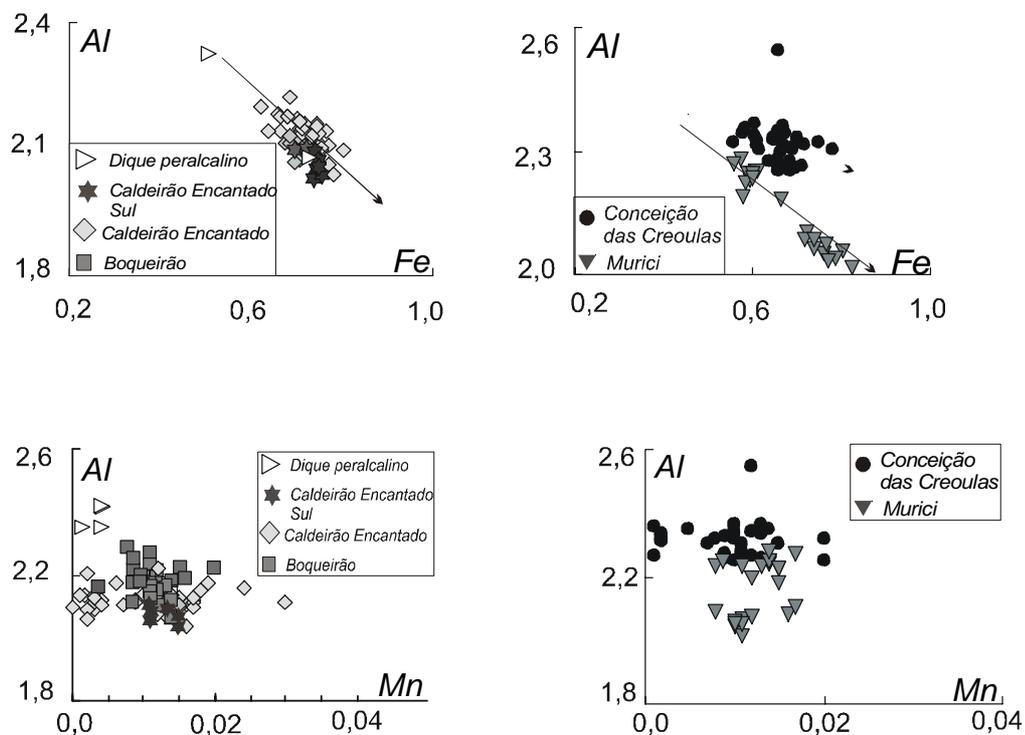


Figura 51 - Diagrama de variação de elementos (pfu) para os epidotos dos plútons de Conceição das Creoulas, Caldeirão Encantado, Murici e Boqueirão.

É também similar aos valores encontrados por Sial (1993) para os epidotos do terreno Cachoeirinha-Salgueiro (figura 52). Neste batólito, observou-se que o conteúdo de pistacita (mol % de pistacita) varia de acordo com o tipo textural do epidoto. O epidoto incluso em feldspato exibe composição em torno de Ps_{21} ; os que possuem núcleo de allanita, Ps_{25} , e os inclusos ou circundados por biotita, composições entre Ps_{21} e Ps_{23} . Estes epidotos são geralmente zonados, onde se observa na maioria dos casos um aumento no conteúdo de pistacita do centro para a margem, isto está de acordo com os estudos realizados por Schmidt & Thompson (1996), de que epidotos cristalizados a altas pressões mostrariam baixo conteúdo de Fe em relação aos que cristalizaram a baixa pressão.

Nos plútons de Caldeirão Encantado e Caldeirão Encantado Sul a razão atômica $Fe^{3+}/Fe^{3+}+Al$, varia em torno de Ps_{22-27} , com predominância dos valores entre 25-26% de pistacita geralmente associado aos epidotos com núcleo de allanita. O plúton de Boqueirão tem valores de pistacita no intervalo Ps_{21} e Ps_{27} , sendo que estes valores, ao contrário do que ocorre nos plútons de Conceição das Creoulas e Caldeirão Encantado, não está muito claro a associação com os diferentes tipos texturais. No *stock* de Murici, os teores de pistacita estão em torno de Ps_{20-29} , sendo que a diferença destes valores, devida a mineralogia associada. Os valores mais altos entre Ps_{26} e Ps_{29} estão associados a assembléia mineral que contém magnetita.

Os teores de pistacita encontrados para os três últimos plútons são similares aos valores considerados como indicativos de epidoto magmático por diversos autores (Zen & Hammarstrom, 1984; Zen, 1985; Tulloch, 1986; Sial, 1986, 1993, 1999), Schmidt & Thompson (1996)) como observado na figura 52.

Estes epidotos são geralmente zonados opticamente, porém na maioria dos casos eles não mostram um aumento no conteúdo de pistacita, do centro para a margem ou vice versa. As discretas variações observadas, respondem por diferenças nas proporções de Fe^{3+} e Al na estrutura do mineral. Por outro lado, estas diferenças nos conteúdos de Fe^{3+} e Al podem ser atribuídas ao aumento na fO_2 ao longo da evolução do sistema magmático. A forte correlação negativa entre teor de Al na hornblenda e a razão $Fe/(Fe+Al)$ de epidotos coexistentes foram observados, confirmando a relação entre o campo de estabilidade do epidoto e a fO_2 .

A composição do epidoto sugere cristalização sob condições de fugacidade de oxigênio próximas a curva tampão NiNiO (níquel-busenita) de Liou (1973) para o plúton de Conceição das Creoulas e para os demais plútons entre as curvas tampão $Fe_2O_3-Fe_3O_2$ (hematita-magnetita).

Estudos de experimentais de Schmidt & Thompson (1996) e Brandon *et al.* (1996.), destacaram a importância da relação textural do epidoto e os parâmetros físicos do magma como pressão, fugacidade de oxigênio a taxa de transporte e ascensão do magma, que será tratado no capítulo IX.

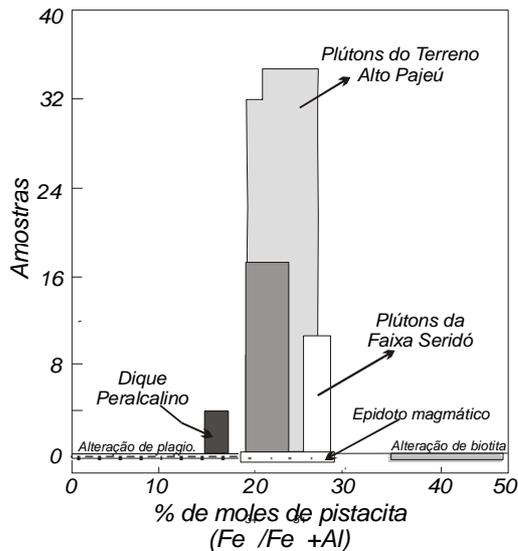


Figura 52 - composição do epidoto magmático (% de pistacita) dos plútons de Conceição das Creoulas, Caldeirão Encantado, Boqueirão e Murici (terreno Alto Pajeú), nos plútons com epidoto magmático do terreno Cachoeirinha-Salgueiro e no na faixa de dobramentos Seridó e conteúdo de pistacita dos epidotos não magmáticos. Os intervalos de composição do epidoto de alteração do plagioclásio e biotita são de Tulloch (1979) e para epidoto magmático de Johnston & Wyllie (1988). modificado de Sial (1993).

V.4 - Biotitas

Biotitas é um importante mineral ferromagnésiano de diversas rochas ígneas félsicas. Ela reflete as condições físico-químicas do magma onde se formou. No de batólito Conceição das Creoulas, a biotita é a fase máfica que predomina, ocupando entre 15 e 30% do volume modal nestas rochas, está freqüentemente disposta sob a forma de palhetas, formando leitões máficos exibindo contatos do tipo irregular ou curvo com os demais minerais, na maioria das vezes associada ao epidoto, representado uma fase tardia. Apresenta razão $Fe/(Fe+Mg)$ e valores Al entre 0,55 e 0,6 e entre 2,87 e 3,25, respectivamente. Os teores de Ti são relativamente baixos em torno de 0,22 (pfu).

No plúton de Boqueirão dois tipos texturais de biotita estão presente, sendo representadas por: grandes cristais hidiomórficos, verde escuro fortemente pleocróicos e cristais xenomórficos, mais tardios, marrom, fracamente pleocróicos, freqüentemente com forma intersticial entre os grãos da matriz. Não foram observadas diferenças significativas entre um tipo textural e outro. Os valores de Ti estão entre 0,17 0,30 e Al em torno de 2,3 (pfu).

Nos plútons de Caldeirão Encantado, Murici ela representa 15 a 20% do volume modal rocha, ocorrendo como cristais bem desenvolvidos com inclusões de apatita e zircão, formando agregados máficos juntamente com o anfibólio.

Nos encaves máficos, os valores modais estão entre 12 e 25%, 0,41 e valores de Fe e Al estão em torno de 0,43 e 2,8 (pfu). A razão $Fe/(Fe+Mg)$ varia entre 0,56 e 0,59, os teores de Ti são relativamente baixos entre 0,17 e 0,26 (pfu) e os de Al estão em torno de 2,6 (pfu)

Foram realizadas 99 análises de microsonda, nos diferentes litotipos da área estudada litologias, cujos resultados estão sumarizados na tabela 3.

Adotou-se para o cálculo da fórmula estrutural 24 oxigênios, onde quatro são do grupo OH, com sítios preenchidos de acordo com a equação abaixo (Deer *et al.*, 1978):



A= Na, Ca, K

B= Fe⁺², Mg, Al^(VI), Mn, Ti, Cr, Ni

C= Si, Al^(IV), Fe⁺³

Na figura 53 estão ilustradas as composições das biotitas utilizando os parâmetros Fe/(Fe+Mg) vs Al^{IV}. A razão Fe/(Fe+Mg) é aproximadamente a mesma para os diferentes corpos, havendo maior variação apenas no conteúdo de Al^{IV}.

Na análise composicional da biotita, deve-se considerar que esta pode ser afetada, em maior ou menor grau, por processos de reequilíbrio tardio, tais como processos de substituição catiônicas aniônicas, que são facilitados pela sua estrutura filossilicática (Speer, 1984).

Stussi & Cuney (1996) atribuem a correlação negativa entre Al e Mg como produto de uma série de substituições que em geral seriam representadas por: (1) MgFe₋₁ (flogopita-annita); (2) M^{2+VI}SiAl^{IV}₋₁Al^{IV}₋₁ (siderofilita); (3) M^{2+VI}Al^{IV}₂□^{VI}Si₂ (annita-flogopita); (4) M^{2+VI}₃Al^{VI}₂□^{VI} (annita-flogopita/muscovita); (5) TiFe₋₂; (6) M^{2+VI}₃Al^{VI}₁Li₋₁; correlacionando o tipo de substituição com a natureza do magma. Substituições do tipos (1) e (4) seriam biotitas de granitos peraluminosos; tipos (1), (3) e (4) atuariam em rochas cálcio-alcálinas; e substituições tipo(3) são comuns em granitos peralcalinos.

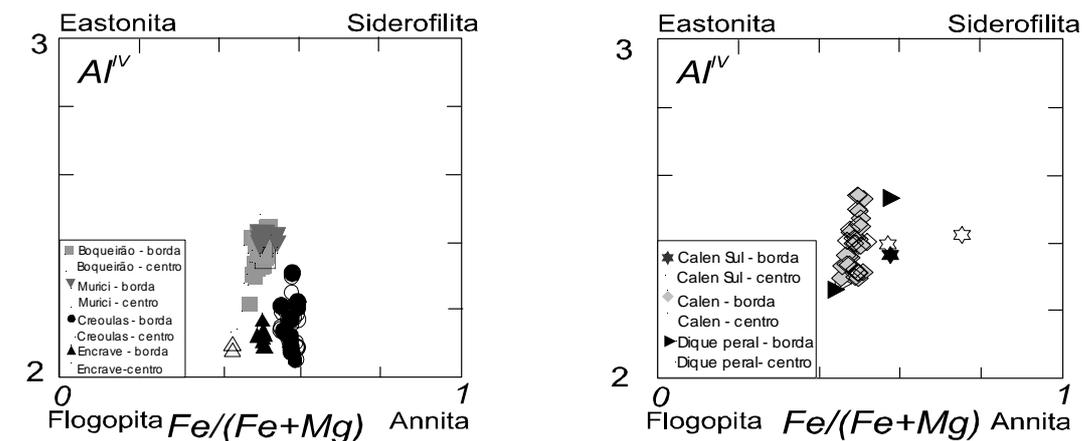


Figura 53. - Diagrama binário Al^{VI} vs Fe/(Fe +Mg) para classificação das micas (Deer *et al.*, 1978).

Para investigar as possíveis substituições nas biotitas da área estudada foram construídos diagramas binários (figura 54) . A introdução de Mg na estrutura da biotita pode ser visualizada

pelas substituições do tipo (1) e do tipo (3), esta última representada pela correlação negativa entre Si e Al^{IV} . Observa-se também uma correlação entre negativa entre Al^{IV} e Ti, indicando também que houve uma substituição simples entre eles.

Comparando as composições químicas das biotitas dos granodioritos-monzogranitos e dos enclaves máficos, observa-se que os enclaves possuem teores mais elevados de MgO e uma sensível diminuição nos teores de Al. Isto devido ao maior volume modal de anfibólio, que segundo Speer (1987), a composição da biotita se modifica dependendo da assembléia mineral coexistente. Com a evolução magmática, ocorreu um aumento de minerais félsicos, provocando um aumento na atividade do Al^{IV} e o excesso ficou gradativamente na biotita, promovendo a variação observada no Al^{IV} .

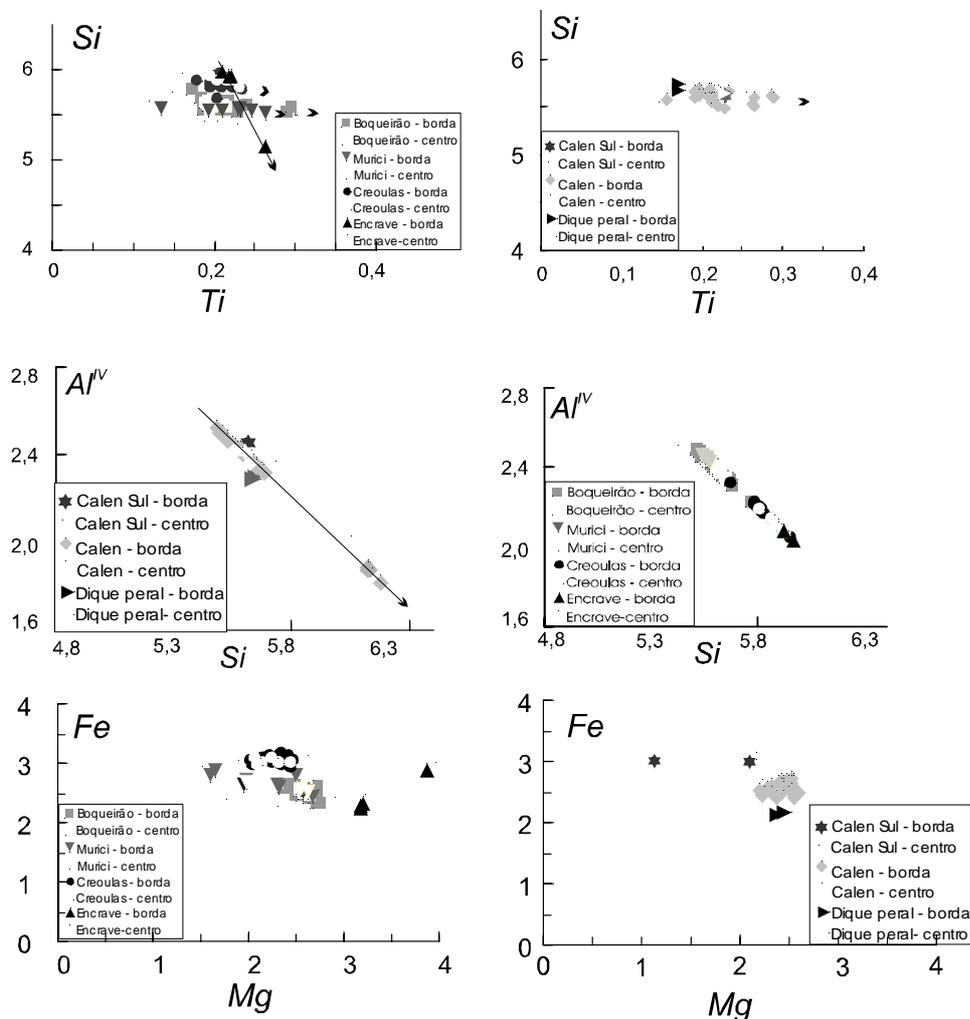


Figura 54 - Diagramas de variação de elemento Si vs Ti; Al^{IV} vs Si e Fe vs Mg (pfu), para biotitas dos granitóides da área estudada

IV.4 - Natureza da Biotita em Séries Magmáticas

A composição da biotita depende da natureza do magma a partir do qual ela cristalizou. Através do estudo de uma ampla variedade de biotita de suítes peraluminosas, cálcio-alcálicas e alcálicas. Nachit *et al.* (1985) utiliza como características distintivas o conteúdo de Al e Mg (por fórmula atômica unitária) na biotita de diferentes associações magmáticas (peralcalina, alcálica, sub-alcálica, cálcio-alcálica, alumínio-potássica) separadas por curvas paralelas que mostram uma correlação negativa entre os elementos (figura 55). Abdel-Rahman (1994), caracterizou-as através de diagramas binários e ternários, utilizando, FeO^* , MgO e Al_2O_3 de biotitas com comportamento contrastantes durante a cristalização em diferentes tipos de magma, definiu linha transversa entre os campos cálcio-alcálico e peraluminoso (figura 56), argumentado que apesar destes mostrarem uma correlação negativa, biotitas de magmas cálcio-alcálicos geralmente contém alto teor de Mg (7 a 19%) quando comparada com as de magma peraluminoso (2 a 8%).

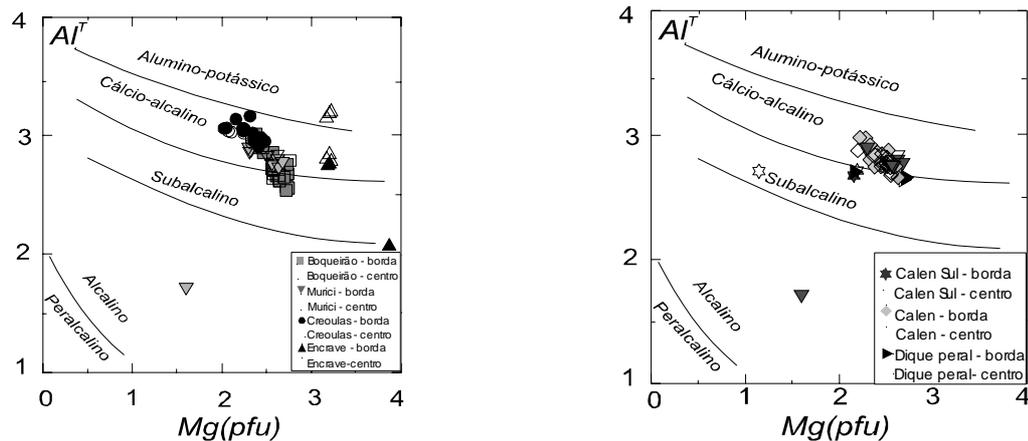


Figura 55 - Diagramas Al^{T} vs Mg (Nachit *et al.*, 1984) para biotitas dos corpos graníticos da área estudada.

A utilização destes diagramas discriminantes para biotitas mostra composições características de magmas cálcio-alcálicos orogênicos (figura 56), típicos de zonas de subducção são em geral moderadamente enriquecidas em Mg e estão associadas à anfibólios e piroxênios cálcicos. No diagrama de Nachit *et al.* (1984), observa-se que estas biotitas plotam predominantemente no campo cálcio-alcálico, próximo ao limite do campo sub-alcálico o que é confirmado pelo diagrama de Abdel Rahman (1994) e a mineralogia desses corpos.

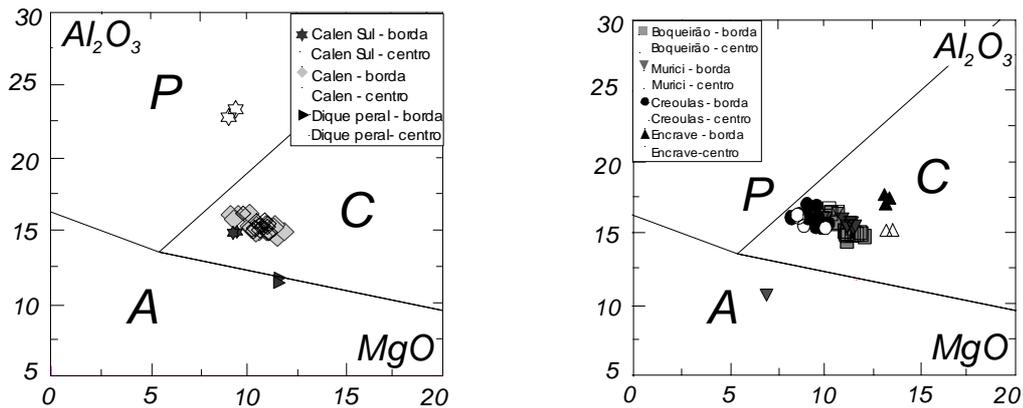


Figura 56 - Diagramas Al_2O_3 vs MgO (Abel Rahman, 1994) de biotitas dos corpos graníticos da área estudada. A-suites alcalinas anorogênicas; C-suites cálcio-alcálicas orogênicas; P-suites peraluminosas.

V.5 - Micas Brancas

A ocorrência de mica branca primária está restrita à porção noroeste do plúton de Caldeirão Encantado. A mica branca está presente, como uma fase acessória extremamente rara, freqüentemente dispostas sob a forma de palhetas alongadas, formando leitos máficos com biotita e epidoto, exibindo contatos regulares com estes minerais. Foi observada em apenas duas lâminas, nas quais foram realizadas 8 análises individuais (tabela 4).

Adotou-se para o cálculo da fórmula, estrutural 24 oxigênios, onde quatro são do grupo OH, com sítios preenchidos de acordo com a equação abaixo (Deer *et. al.*, 1978):



A= Na, Ca, K, Ba, Rb, Cs

B= Fe^{+2} , Mg, $Al^{(VI)}$, Mn, Ti, Cr, Ni, Li

C= Si, $Al^{(IV)}$, Fe^{+3}

Os cristais de mica branca analisados plotam no campo das micas dioctaédricas, segundo a classificação de Deer *et al.* (1978), que utilizando a razão $Fe/(Fe+Mg)$ vs Si, divide as micas em dois grandes grupos: trioctaédricas e dioctaédrica (figura 57).

A razão $Na/(Na+K)$ varia de 0,02 a 0,03, o que significa que a mica branca neste corpo é a muscovita [$K_2Al_4(Al_2Si_6O_{20})(OH)_4$]. O teor de Ti, Fe e Mg variam de 0,73 a 1,03, 0,62 a 0,71 e 0,36 a 0,54, respectivamente.

Assim como a biotita, a muscovita é susceptível de variação na sua composição ideal em consequência de substituições catiônicas. Tais como: K por Na no sítio A, Al^{VI} por Fe^{3+} nas posições octaedrais e a troca Tschermak (Mg, Fe^{2+})^{VI}, $Si^{IV}=Al^{VI}$, Al^{IV} . O pequeno número de pontos analisados não permite uma discussão mais aprofundada do assunto, porém para investigar as possíveis variações a que estas micas teriam sido submetidas, vários diagramas binários foram

construídos (Figura 58) No entanto a presença de Fe e Mg e o teor de $Si > 6,0$ atestam que tanto houve substituição simples como uma substituição dupla do segundo tipo.

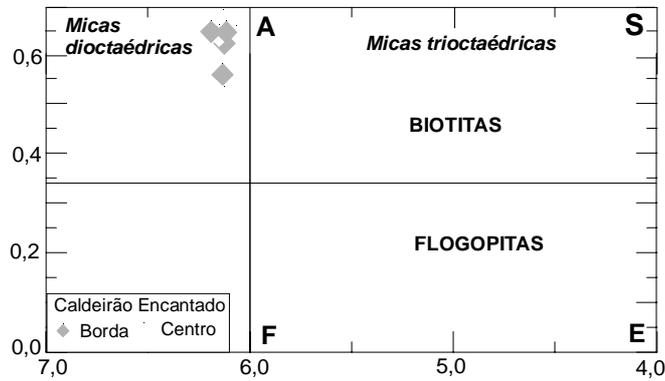


Figura 57 - Diagrama Si vs $Fe/(Fe+Mg)$ para classificação das micas do plúton de Caldeirão Encantado (Deer et al., 1978), onde são representados dos membros finais: annita (A), flogopita (F), siderofilita (S), eastonita (E).

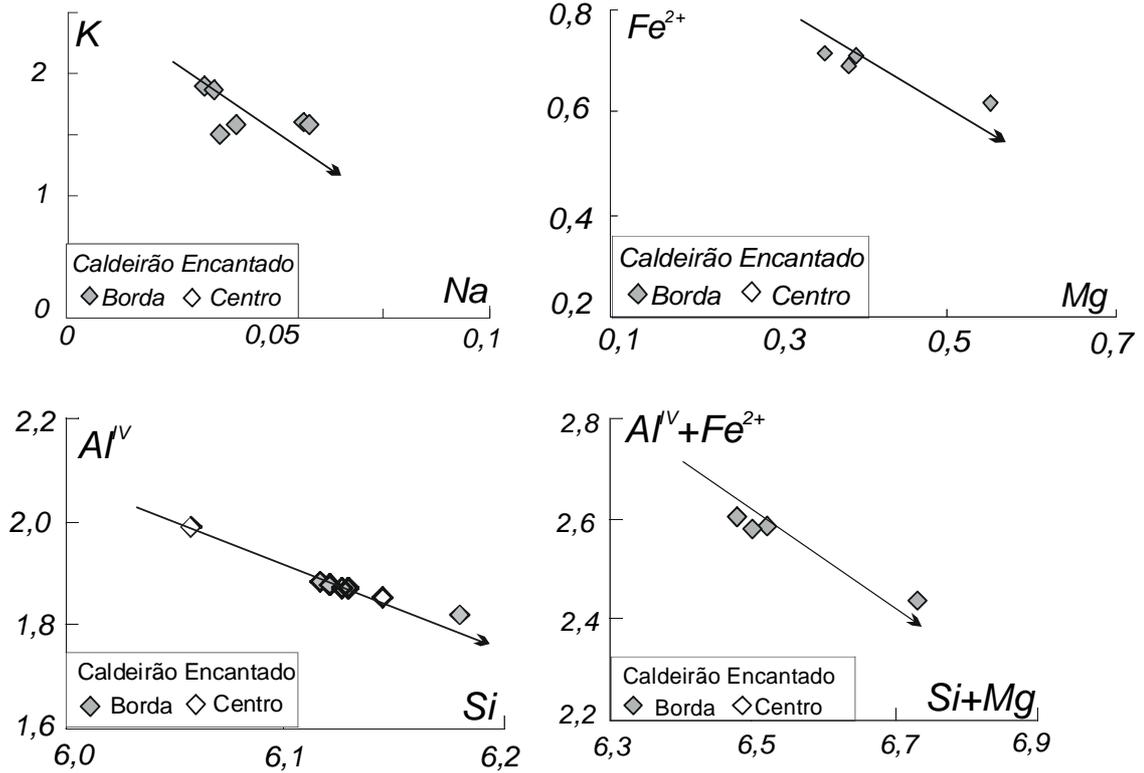


Figura 58 - Diagrama de variação de elementos (pfu) para as muscovitas do plúton de Caldeirão Encantado

V.6 - Apatita

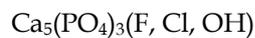
Estudos de Wyllie *et al.* (1962), Girault (1966), Argiolas & Baumer (1978), destacaram a importância da relação entre o hábito do mineral apatita e os parâmetros físicos do magma como pressão e temperatura de cristalização. Buscou-se dessa maneira, não somente a classificação química dessa fase mineral, mas adicionalmente, uma visão da evolução de alguns parâmetros intensivos do sistema.

Apatita ocorre como cristais brancos acinzentados, com diâmetro médio de 0,25mm, freqüentemente na forma de pequenos poliedros ligeiramente alongados, freqüentemente inclusos em epidotos e biotitas. Juntamente com a biotita foram as primeiras fases minerais a cristalizar. De acordo com Girault (1966), que classificou as apatitas segundo o quociente de alongação, tratam-se de apatitas de forma maciça ou "trapue".

Apatitas na forma "trapue" são consideradas como resultante de um processo de cristalização relativamente lento (Wyllie *et al.*, 1962). A relativa homogeneidade da razão de alongamento sugere regularidade na intensidade dos parâmetros como pressão e temperatura, durante o resfriamento do magma em estudo

Foram analisadas 8 laminas, totalizando 13 análises, em dois dos corpos graníticos estudados: os plútons de Caldeirão Encantado e Boqueirão (tabela 5).

A fórmula mineral foi recalculada com base em 26(O, OH, F, Cl). De acordo com Deer *et al.* (1978), apatita apresenta como composição química a fórmula:



Os íons flúor, cloro e hidroxila podem substituir-se mutuamente de modo a formarem termos extremos quase puros: $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{F}$ - $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{OH}$. O Ca pode ser parcialmente substituído pelo Mn ou o Sr. Para investigar possíveis substituições foram construídos alguns diagramas binários, representados na figura 59. A introdução de Sr na estrutura pode ser observada pela correlação negativa entre o Sr e o Al.

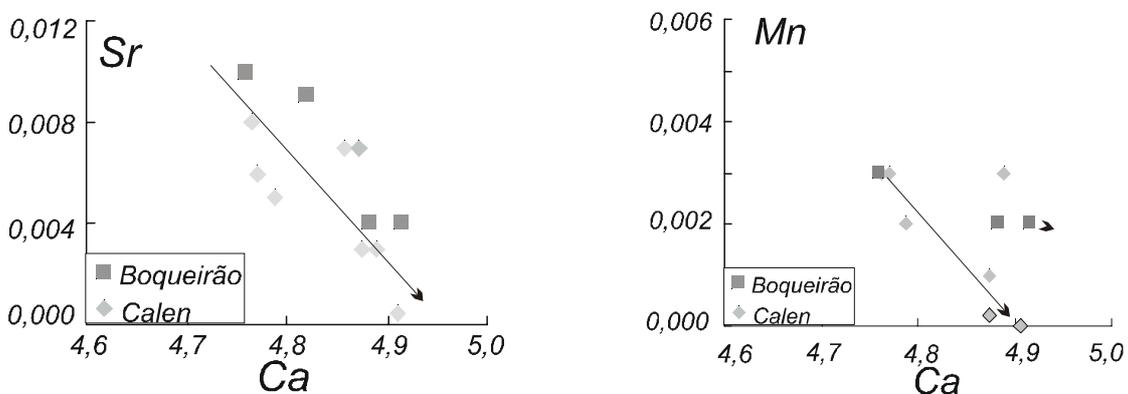
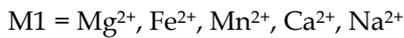
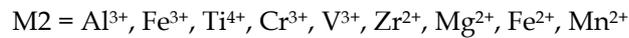


Figura 59 - Diagrama de variação Ca-Sr e Ca-Mn (pfu) para apatitas dos plútons de Boqueirão e Caldeirão Encantado.

V.7 - Piroxênio

O clinopiroxênio está restrito aos diques ultrapotássicos e a alguns encraves máficos, como parte da paragênese máfica.

Na classificação/nomenclatura foi adotada a proposta de Morimoto (1988), recomendada pela International Mineralogical Association (IMA), nesta classificação a fórmula química para os piroxênio é definida como: $M_2M_1T_2O_6$, sendo M_2 referente aos cátions em coordenação octaédrica distorcida; M_1 coordenação octaédrica regular e T , cátions em coordenação tetraédrica. A fórmula foi calculada para 6 oxigênios e 4 cátions pelos ajustes de carga do tipo Fe^{2+}/Fe^{3+} , Ti^{4+}/Ti^{3+} , etc.. Estes sítios são preenchidos segundo a ordem abaixo:



Segundo Morimoto (1988), os piroxênios devem ser classificados preliminarmente com base no número total de cátions específicos nas posições M_1 e M_2 , conforme o diagrama Q (Ca-Mg-Fe)-J(2Na). Neste caso os piroxênios analisados plotam nos campos QUAD (piroxênios ricos Ca-Mg-Fe) e no campo Ca-Na (figura 60).

Seguindo a classificação de Morimoto (1988,) os piroxênios do grupo QUAD foram plotados no diagrama Wo-En-Fs, sendo classificados como do tipo Hedenbergita (figura 61), e os do campo Ca-Na como aegirina-augita.

Devido a pequena disponibilidade de dados, não serão discutidas as possíveis substituições que ocorreram neste mineral.

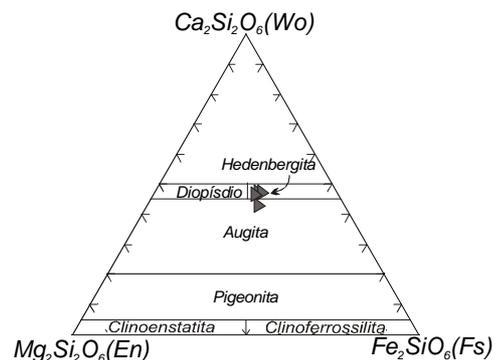
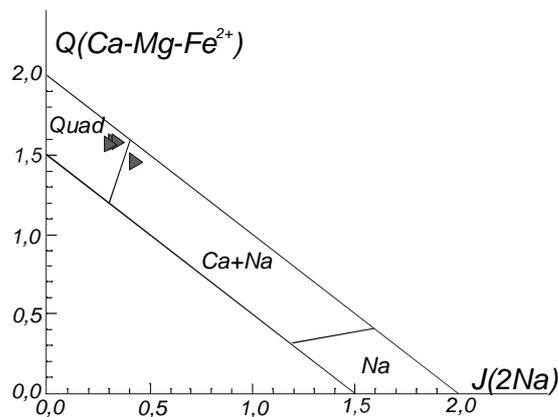


Figura 60 - Classificação dos piroxênio do dique ultrapotássico (Morimoto, 1988).

Figura 61 - Diagrama Ca-Fe-Mg (Morimoto, 1988) para os piroxênios do dique ultrapotássico.

V.8 - Minerais Opacos

No pluton de Murici dois tipos texturais de minerais opacos foram identificados, sendo representados por: (1) cristais bem desenvolvidos hidiomórficos, dispersos na matriz da rocha, associados a biotitas e hornblendas, (2) pequenos cristais prismáticos inclusos em titanita ou associados à biotita. No plúton de Caldeirão Encantado foi observado apenas o segundo tipo textural. Não foi observado uma importante diferença química nos conteúdos de FeO e Fe₂O₃ entre os dois tipos texturais, tratando-se ambos de magnetita.

Foram realizadas 13 análises, sendo 3 nos diques ultrapotássicos, 8 nos granitóides porfiríticos do stock de Murici e 2 análises nos granodiorito de Caldeirão Encantado (tabela 6). Adotou-se para o cálculo da formula estrutural, 32 oxigênios.

V.9 - Titanitas

Titanita é um acessório comum em rochas granitóides devido ao amplo campo de estabilidade desse mineral (Deer *et al.*, 1976; Ribbe, 1982). Estudos experimentais de Smith (1981), Franz & Spear (1985) e Emani *et al* (1993) demonstraram a relação entre conteúdo de Al e a substituição de F por OH e os parâmetros físicos do magma como pressão e temperatura de cristalização. Buscou-se dessa maneira, não somente a classificação química dessa fase mineral mas, adicionalmente, uma visão da evolução de alguns parâmetros intensivos do sistema que serão discutidos no capítulo VII

A titanita juntamente com epidoto é um dos acessórios primários mais típicos nas rochas graníticas da área estudada, chegando a 2% do volume modal. Nas rochas estudadas apresenta-se em geral hidiomórfica, com forma losangular típica. É uma das primeiras fases a cristalizar nestes magmas. Nos enclaves e no corpo de Murici encontra-se às vezes corroídas, e às vezes, com inclusões de minerais opacos anédricas, cuja. textura sugere que eles são em geral consumidos durante sua formação.

Foram analisadas quinze amostras, sendo uma dos enclaves, uma do dique ultrapotássico e treze das rochas graníticas, totalizando 60 análises. Alguns resultados representativos são apresentados na tabela 7. Estas titanitas apresentam altos teores em Al e Fe (3,56 a 1,74 e 1,43 a 0,62 átomos/unidade de fórmula respectivamente), sendo também bastante enriquecidas em Ca (variando de 3,636 a 4,071 átomos./unidade de fórmula). Teores de Al destas titanitas são bastante inferiores aos observados em titanitas relacionadas a cristalização *subsólidas* ou tardi-magmática (> 6,0 ; Tulloch, 1979) Este fato corrobora a natureza magmática para estas titanitas evidenciados no exame micropetrográfico.

Segundo Tulloch (1979), a distinção pode ser feita preliminarmente em um diagrama binário entre os teores de TiO₂ na titanita e o teor de CaO na rocha hospedeira. Na figura 62,

observa-se uma correlação linear com forte declividade comum em titanitas cristalizadas durante a evolução magmática.

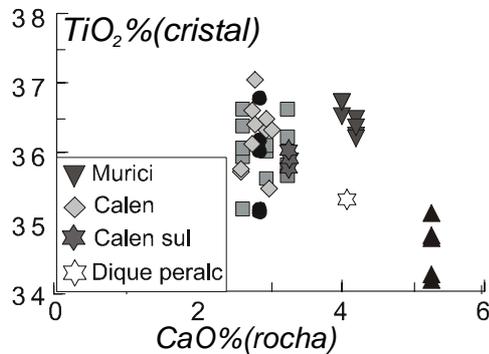


Figura 62 - Diagrama TiO_2 (mineral) - CaO (rocha hospedeira) (Tulloch, 1979) mostrando o comportamento de titanitas dos corpos graníticos da área estudada.

A fórmula geral para titanita segundo Deer *et al.* (1978) é a seguinte: $CaTi[SiO_4](O, OH, F)$, Adotou-se para o cálculo da fórmula estrutural, 20 oxigênios.

O Ca pode ser parcialmente substituído pelo Sr e Ba ou por elementos do grupo dos terras raras ou Th, sendo a elevada valências dos últimos contrabalanceada pela entrada de Al e Fe na posição do titânio. Entre as substituições catiônicas mais importantes em titanita segundo Higgins & Ribber (1976), destacam-se as seguintes:

Ca = Na, Th, Mn, Sr, (Ba)

Ti = Al, Fe^{+2} , Fe^{+3} , Mg, Nb, Ta, V, Cr

O = OH, F, Cl

Os diagramas da figura 63 foram construídos para investigar as possíveis substituições a que a titanita destas rochas estaria sido submetida. Nos diagramas Fe-Ti e Na-Ca modo geral os pontos apresentam grande dispersão impossibilitando inferir se houve este tipo de substituição nestas amostras. Uma forte correlação negativa pode ser observada no diagrama Ti-Al indicando claramente que este tipo de substituição foi importante.

O ferro total é considerado como Fe_2O_3 embora FeO também possa estar presente através da substituição $2ETR(Fe^{2+})(2Ca)_{-1}Ti_{-1}$ (Exley, 1980). Na figura 64 plotam todas as análises de Ti em termos de $(Al+Fe^{3+})$. As amostras mostram uma boa correlação negativa como esperado com exceção das amostras do plúton de Conceição das Creoulas cujos valores de Al e Fe permanecem relativamente constantes.

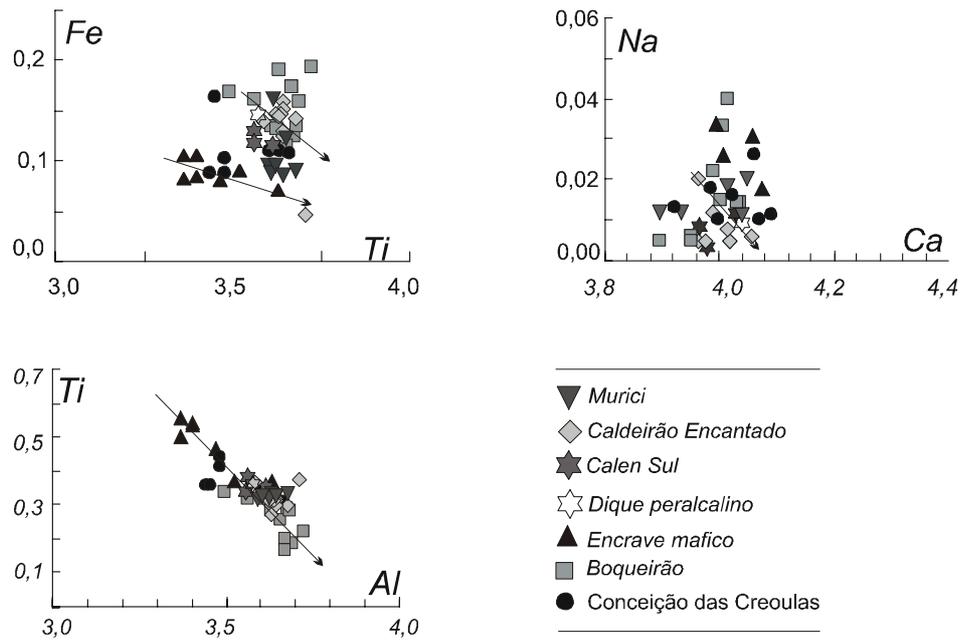


Figura 63 - Diagramas de variação de elementos (pfu) para titanitas dos corpos graníticos da área estudada

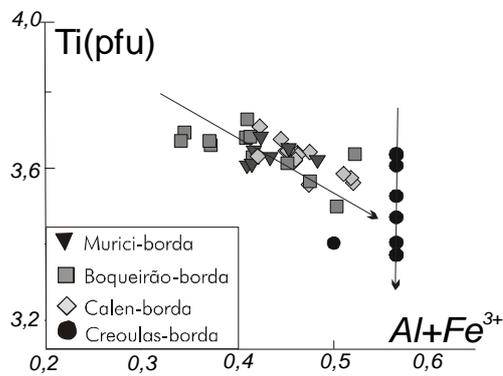
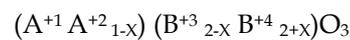


Figura 64 - Diagramas de variação Ti-(Al+Fe³⁺) para as titanitas dos corpos graníticos da área estudada.

V.10 - Feldspatos

Foram realizadas 39 análises de feldspatos nos granodiorito/monzogranitos porfiríticos (28) e os encraves máficos(11). Alguns resultados representativos estão sumarizados na tabela 8. As fórmulas estruturais foram calculadas com base em 32 oxigênios e 20 cátions, que de acordo com Deer *et al.*(1978), pode ser escrita como:



A⁺¹ = Na, K, Rb, Ti, NH₄

A⁺² = Ca, Sr, Ba, Pb, Mn

B³⁺ = Al, B, Ga, Fe

B⁴⁺ = Si, Ge

V. 10.1 - Plagioclásio

Foram analisados dois tipos texturais de plagioclásio que são comuns aos quatro plútons: megacristais subédricos, e cristais que compõem a matriz. Eles apresentam uma grande homogeneidade composicional como pode ser observado na tabela 8, embora os núcleos sejam ligeiramente mais sódicos. Nota-se que há um acréscimo na molécula de albita, indicando uma expansão progressiva para o solvus ternário do sistema, que pode ter sido provocada pelo aumento na atividade dos componentes voláteis, principalmente a água. Tal expansão é proporcional a temperatura de cristalização do magma como sugere Vlach (1983).

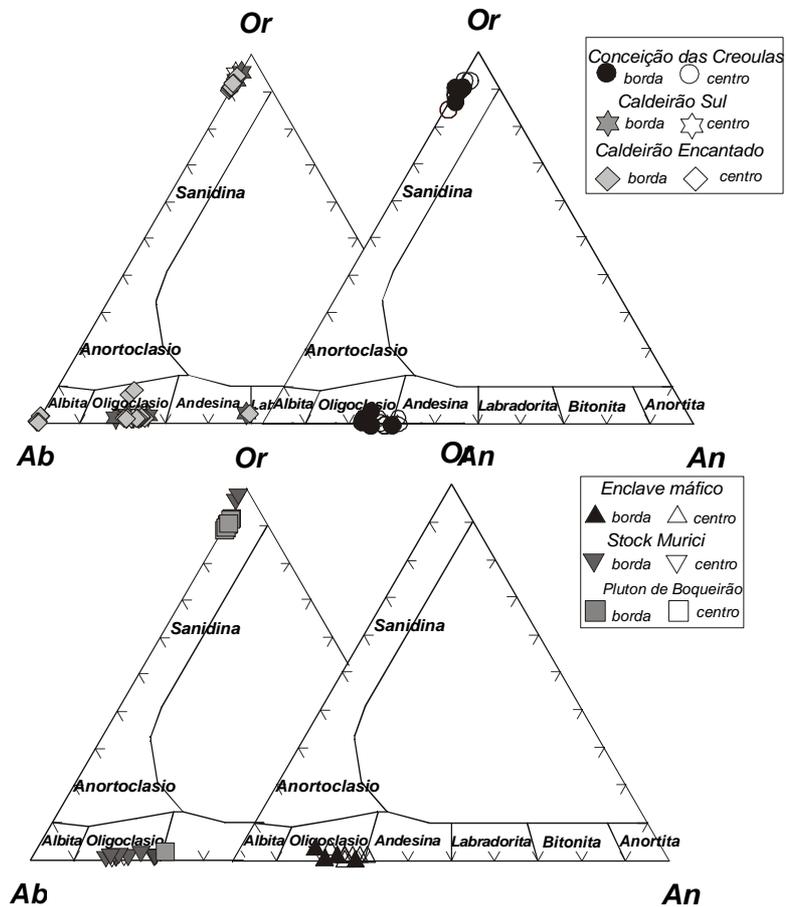


Figura 65. Diagrama albíta-ortoclásio-anortíta mostrando a variação composicional dos feldspatos da área estudada

A composição do plagioclásio do plúton de Conceição das Creoulas varia de An₂₁ a An₃₀ (oligoclásio-andesina), possui baixos teores de Ba, em torno de 0,03%. Nos plútons de Boqueirão e

Murici são classificados como oligoclásio-andesina (An_{18-30}) possui baixos teores de Ba, com BaO em torno de 0,03 a 0,1%, a exemplo dos outros plútons nos granitóides de Caldeirão Encantado o plagioclásio variam albita-oligoclásio (An_{18-25}) com baixos teores de BaO, em torno de 0,014 a 0,1%.

De modo geral, as substituições mais importantes nos plagioclásios são do tipo simples $Na^+ \leftrightarrow K^+$ (ortoclásio-albita) e $Na^+ \leftrightarrow Ca^{++}$ (albita-anortita), no último caso a substituição acoplada $Al^{3+} \leftrightarrow Si^{4+}$ (figura 67) compensa um eventual desequilíbrio de carga no retículo cristalino.

Nos plútons de Conceição das Creoulas, Caldeirão Encantado e Boqueirão observa-se a forte correlação negativa entre o K e Na indicando substituições do tipo ortoclásio-albita. (Figura 66), embora a forte declividade observada para o stock de Murici, os encraves máficos e um dique peralcalino, indica claramente que este tipo de substituição não teve um papel muito importante para estes últimos.

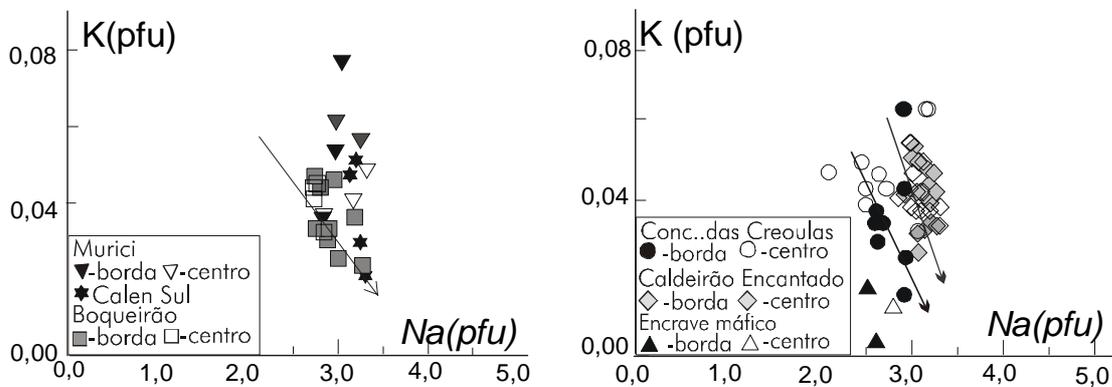


Figura 66 - Diagramas de variação K-Na (pfu) para plagioclásios das rochas da área estudada

Nos diagramas Na-Ca e Al-Si (figura 67) é evidente a correlação negativa e isto indica que as substituições do tipo albita-anortita foram importantes para todos os plútons.

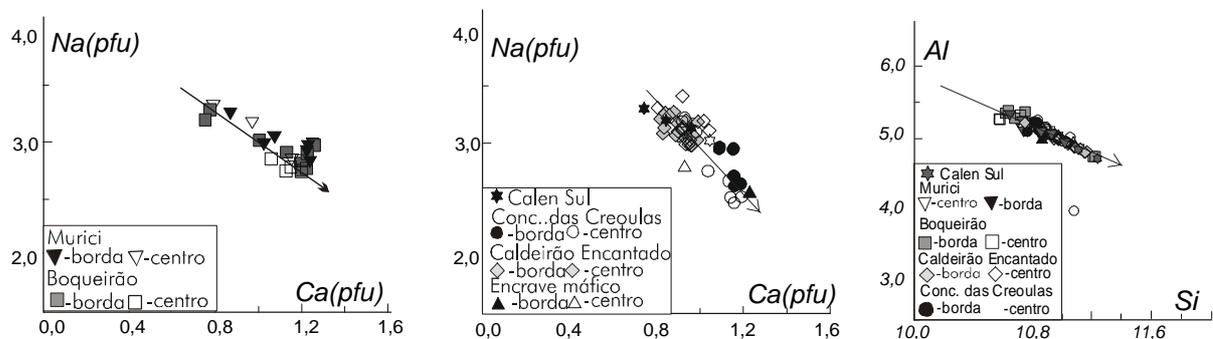


Figura 67. - Diagramas de variação dos elementos Na-Ca e Al-Si (pfu) para plagioclásios das rochas da área estudada

V. 10.2 – Feldspato Potássico

O feldspato potássico pertítico é uma fase típica nos plútons estudados, apresentando-se em grãos subédricos, geminados e zonados. Na matriz ocorre em textura equigranular com o plagioclásio e o quartzo. A composição obtida para o feldspato potássico é pouco variada, situando-se no intervalo entre $Or_{93} An_0 Ab_7$ e $Or_{86} An_0 Ab_{14}$, para as amostras do plúton de Conceição das Creoulas, variando de $Or_{94} An_0 Ab_6$ a $Or_{90} An_1 Ab_9$, no plúton de Boqueirão e de $Or_{98} An_0 Ab_2$ a $Or_{91} An_0 Ab_9$, plúton de Caldeirão Encantado e no *stock* de Murici, como pode ser observado na figura 65. Zoneamento químico discreto, de caráter normal ou reverso, pode ser observado em alguns cristais.

Em magmas graníticos, Ba é preferencialmente acomodado na estrutura da biotita e do feldspato potássico, em virtude da similaridade do raio iônico do Ba^{+2} e K^+ (Rollinson, 1993). Experimentos de Rudert (1972 in Guo & Green, 1989) mostram uma possível solução sólida entre $BaAl_2Si_2O_6$ e $NaAlSi_3O_8$ a alta temperatura, então deduz-se que o Ba pode substituir também o Na estrutura cristalina de feldspato potássico. Para testar esta possibilidade foram utilizados os diagramas Ba/K -Al/S (1), Ba/Na-Al/Si (2) e Ba/Na+K-Si/Al (3) (figura 69)

Nos plútons de Caldeirão Encantado e Murici, Os três gráficos mostram uma certa tendência linear e apenas o gráfico Ba/Na+K-Al/Si mostra uma tendência levemente negativa, o que indica que não houve substituições do tipo (1) e (2), mas apenas uma pequena substituição do tipo (3) nestes feldspatos potássicos

Os teores de Ba nos feldspatos potássicos são variáveis e relativamente elevados nos corpos graníticos de Boqueirão ($0,038 \leq BaO \leq 1,8$) e Caldeirão Encantado ($0,11 \leq BaO \leq 2,38$), enquanto no plúton de Conceição das Creoulas e no "*stock*" de Murici as valores são bem mais baixo ($0,12 \leq BaO \leq 0,99$). Em todos os plútons mostra um comportamento irregular, as vezes o núcleo é mais enriquecido, as vezes a borda encontra-se mais enriquecida. Este comportamento parece refletir uma longa história de cristalização. Quando a biotita é uma fase cristalizada simultaneamente com o feldspato, o bário é fracionado entre as duas fases. Quando o feldspato é cristalizado sem ocorrer cristalização simultânea de biotita, será mais enriquecido em bário. Este enriquecimento pode ser observado nos feldspatos dos diques ultrapotássicos que cortam os granitóides.

De modo geral as substituições mais importantes nos feldspatos alcalinos são do tipo $Na^+ \leftrightarrow K^+$ e $Na^+ \leftrightarrow Ca^{++}$. No ultimo caso a substituição acoplada $Al^{+3} \leftrightarrow Si^{+4}$ compensa um eventual desequilíbrio de carga no retículo cristalino. Substituições do tipo $Ba^{++} \leftrightarrow K^+$ e $Sr^{++} \leftrightarrow Na^+$ podem ocorrer devido a preferencia de Ba pela fase potássica e de Sr pela fase sódica. De acordo com os dados disponíveis, $Na^+ \leftrightarrow K^+$ é tipo de substituição mais importante (figura 68).

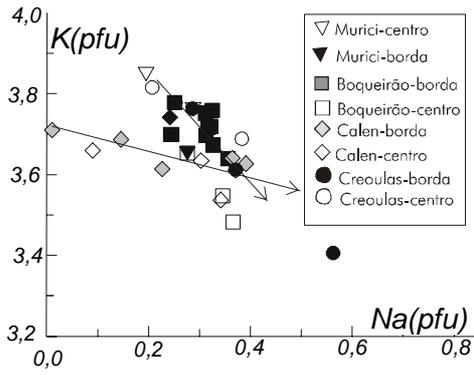


Figura 68. - Diagramas de variação de Ba (pfu) para os feldspatos potássicos das rochas da área estudada

A individualização de cristais de plagioclásio albítico e um feldspato potássico em seção delgada indicam a cristalização de um feldspato original ou precoce em condições de temperatura ao nível do solvus no sistema $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-KAlSi}_3\text{O}_8\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ (Tuttle & Bowen, 1958). Segundo Brown & Parsons (1989) estes cristais podem cristalizar diretamente do magma devido uma maior quantidade de H_2O dissolvido que tendem a rebaixar o solidus possibilitando a cristalização de plagioclásio com teores em Or < 5% e de feldspato potássico exibindo micropertitas em temperaturas da ordem de 600-700°C.

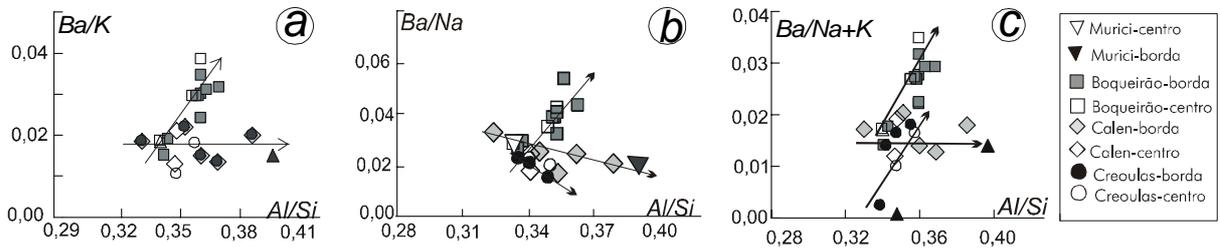


Figura 69 - Diagramas de variação dos elementos Na-Ca e Al-Si (pfu) para os plagioclásios as rochas da área estudada.

CAPÍTULO VI - CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA E ASPECTOS PETROGENÉTICOS

VI.1 - CARACTERIZAÇÃO QUÍMICA DOS GRANITÓIDES ESTUDADOS

Neste capítulo são discutidos os dados químicos de rocha total obtidos para as rochas graníticas e encaixantes da área estudada. São apresentados as tendências evolutivas gerais e possíveis controles e processos responsáveis pelas variações geoquímicas. Para as análises químicas foram selecionadas 86 amostras de rocha total (tabela 19), cujas localizações estão indicados na figura 8 (pág. 26).

VI.1.1 - Elementos Maiores

Em uma observação preliminar das análises químicas, detendo-se nos elementos maiores, não se observa grandes variações nos teores de SiO_2 (63 a 71% de SiO_2 para os granitóides cálcio-alcálicos estudados e teores entre 60 e 64 % que corresponde aos diques peralcalinos que cortam toda a área. Estes granitóides apresenta teores altos de alumínio (14,5% e 16,4%), K_2O oscilando 2,1% até 4,9%, teores intermediário de Na_2O (em torno de 3,5%).

Os teores de CaO variam de 2,2% a 4,16%, os de FeO de 1,5% a 4,71%. e os de Fe_2O_3 de 0,06% a 2,8%, os de MgO entre 0,87% e 2,5%, os teores de MnO de 0,02 a 0,11% e os de P_2O_5 de 0,12% e 0,5%.

Os diques ultrapotássicos apresentam valores de Al_2O_3 entre 12,4 e 14,4%, de CaO entre 1,7 e 4,1%, de Na_2O de 0,7 a 3,6%, de MgO de 0,99 a 3,3%, de MnO entre 0,08 e 0,17%, de TiO_2 entre 0,33 e 0,65% e valores de K_2O (7,2 a 9,6%), P_2O_5 (0,13 a 0,64%) FeO (1,83 a 5,61%) e Fe_2O_3 (1,44 a 5,5%) superiores aos dos granitóides cálcio-alcálicos.

As rochas encaixantes (gnaisses e migmatitos) cujos teores de SiO_2 estão compreendidos entre 69,9 e 78%, apresentam os seguintes teores Al_2O_3 (11,3 a 13,82%), K_2O (1,3 a 5,9%), CaO (0,14 a 1,4%), Na_2O (0,7 a 5,04%), MgO (0,21 a 0,85%), MnO (0,01 a 0,08%), FeO (0,18 a 4,4%), Fe_2O_3 (0,31 a 0,4%), P_2O_5 (0,03 a 0,11%) e TiO_2 (0,17 a 0,53%).

A soma dos álcalis $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ apresentam teores entre 6,5 e 7,5 %, e a razão $\text{K}_2\text{O} / \text{Na}_2\text{O}$ é aproximadamente igual a 1 (0,62 a 1,4). As razões $\text{FeO}^* / \text{MgO}$ e $\text{Al}_2\text{O}_3 / \text{CaO} + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ variam respectivamente de 1,4 a 5,3 e 1,3 a 1,6.

Os encraves máficos apresentam intervalos para variação de SiO_2 entre 51,6% a 64,2%. O Al_2O_3 varia de 13,8% e 15,6%. O conteúdo de K_2O varia de 2,0% a 4,5%, e o CaO apresenta teores de 4,4% até 6,3%.

Os encraves máficos são mais ricos em MgO , FeO , Fe_2O_3 e P_2O_5 do que os granitóides. uma vez que apresentam maior volume modal de anfibólios, biotita e apatita e pouco feldspato e quartzo. Apresentam teores em torno de 2,6% para Na_2O , entre 2,4% e 5,4% para MgO e entre

0,85% e 2,4% para MnO. O FeO apresenta conteúdos entre 3,4% a 7,9% e Fe₂O₃ 0,82% até 6,7%. P₂O₅ apresenta teores entre 0,17% chegando até 0,54% nos encraves máficos onde se observam cristais aciculares e subarredondados de apatita indicando uma cristalização precoce deste mineral.

Os teores de alcalis (K₂O + Na₂O) são relativamente altos e variam em torno de 4,8% e 7,9% a razão K₂O/ Na₂O é aproximadamente igual a 1,4. As razões FeO*/ MgO (em % de peso) variam respectivamente de 1,6 a 12,6 e Al₂O₃/ CaO+K₂O+Na₂O é aproximadamente 1,4.

VI.1.1.2 - Diagramas de Variação

Os diagramas de variação (tipo Harker), foram escolhidos para a representação da variabilidade destas rochas. Esta opção permite uma maior clareza entre os dados. Algumas desvantagens destes diagramas decorrentes de fatores discutidos na literatura (como por exemplo fechamento das análises, conservação elemental, representação em peso de óxido) contribuem para enfraquecer grande parte dos argumentos genéticos deles extraídos. Por outro lado estes diagramas acentuam os aspectos comparativos e descritivos e também se prestam a avaliação quantitativa ou semiquantitativa dos balanços de massas, os quais permitem inferir alguns processos potenciais para geração de magmas (Cox *et al.*, 1979).

Na figura 70, estão representados diagramas de Harker para as rochas da área estudada. São observados *trends* de correlação negativa, com a sílica para TiO₂, CaO, FeO*, MgO, MnO, P₂O₅, estas correlações sugerem um fracionamento progressivo das fases máficas, minerais de óxidos ferro, titanita e apatita.

O Al₂O₃ apresenta uma correlação negativa para os plútons cálcio-alcálicos, embora o trend não seja bem definido. Um trend horizontalizado para os encraves máficos, dispersão para os diques com uma leve correlação positiva. As rochas encaixantes apresentam uma certa dispersão com uma certa correlação negativa.

Dispersão nos valores de Na₂O embora apresentem uma certa correlação positiva com o aumento nos teores de SiO₂ para os plútons cálcio-alcálicos. Correlação positiva entre Na₂O e SiO₂, está refletindo uma tendência que se explica pelo acúmulo de Na₂O, ao longo do processo de diferenciação do magma. As rochas encaixantes apresentam uma correção positiva.

O K₂O apresenta uma certa dispersão, mas de maneira geral cresce suavemente com o aumento nos teores de SiO₂, exceto para as rochas do plúton de Boqueirão e do dique peralcalino que tem uma certa tendência negativa.

O fracionamento das fases minerais citadas está de acordo com o observado na química mineral, onde se verificou o zoneamento químico nessas fases minerais, fato que constitui forte evidência de atuação de processo de cristalização fracionada, como processo atuante durante a evolução dos plútons estudados.

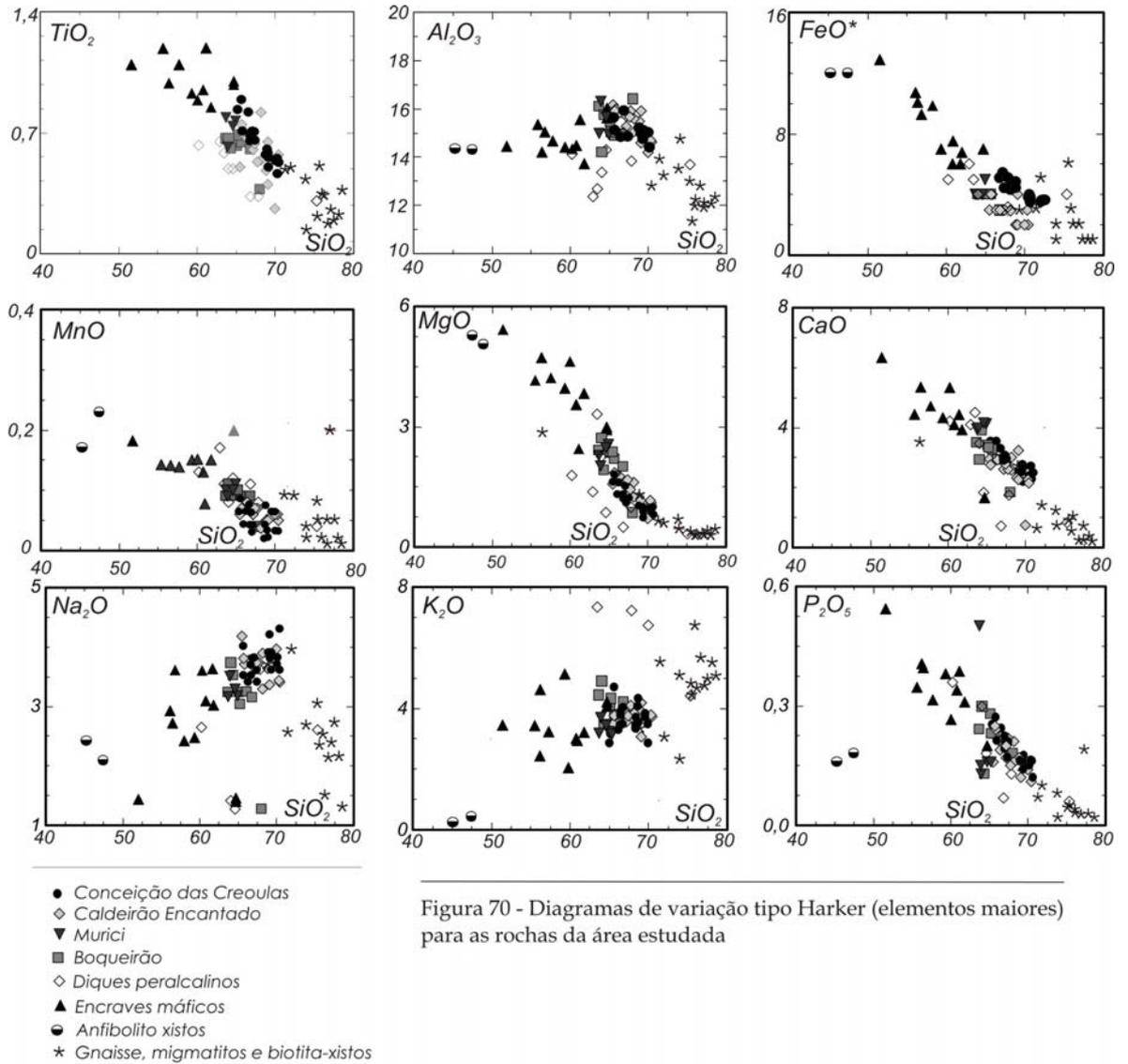


Figura 70 - Diagramas de variação tipo Harker (elementos maiores) para as rochas da área estudada

VI.1.2- Elementos Traços

Os elementos traços constituem importante ferramenta no modelamento de processos magmáticos. Para avaliar a importância destes processos é necessário que se tenha informações precisas sobre a distribuição de elementos traços sobre as fases cristalinas de magmas silicatados.

O Rb é um elemento que apresenta forte dispersão nos enclaves, rochas encaixantes e diques ultrapotássicos. As rochas dos plúton de Conceição das Creoulas e Murici são enriquecidas em Ba (713-1474 ppm), apresentam moderados valores de Sr (420-561 ppm) e Rb (94-198 ppm). Os plútons de Caldeirão Encantado e Boqueirão são levemente mais enriquecidos em Ba (1074 - 1737 ppm), Sr (578 - 1298 ppm) e mais baixos valores de Rb (87-147 ppm).

As rochas do plúton de Conceição das Creoulas têm valores intermediários de Zr (213-302 ppm) e Y (7-35 ppm). Apresentam grande variação no conteúdo de Nb (14-208 ppm) e Th (15-59 ppm).

Os teores de Nb (8-35 ppm), Zr (189-345 ppm) e Y (17-29 ppm) para os plútons de Caldeirão Encantado, Murici e Boqueirão, apresentam valores intermediários de Zr (189 - 345 ppm), Cr (156 - 271 ppm) e valores baixos de Ni (12 - 34 ppm), Ta e Th, estes últimos geralmente abaixo do limite de detecção.

Nos enclaves máficos observa-se baixos conteúdos de Nb (8-22 ppm), Y (10-27 ppm) e Th (5-17 ppm). Apresenta altos valores de Ba (267-786 ppm) para rochas com esta composição, Sr (66 - 427 ppm), Rb (92-180 ppm), Zr (190 -316 ppm), Cr (81- 140 ppm) e Ni (3 - 15 ppm).

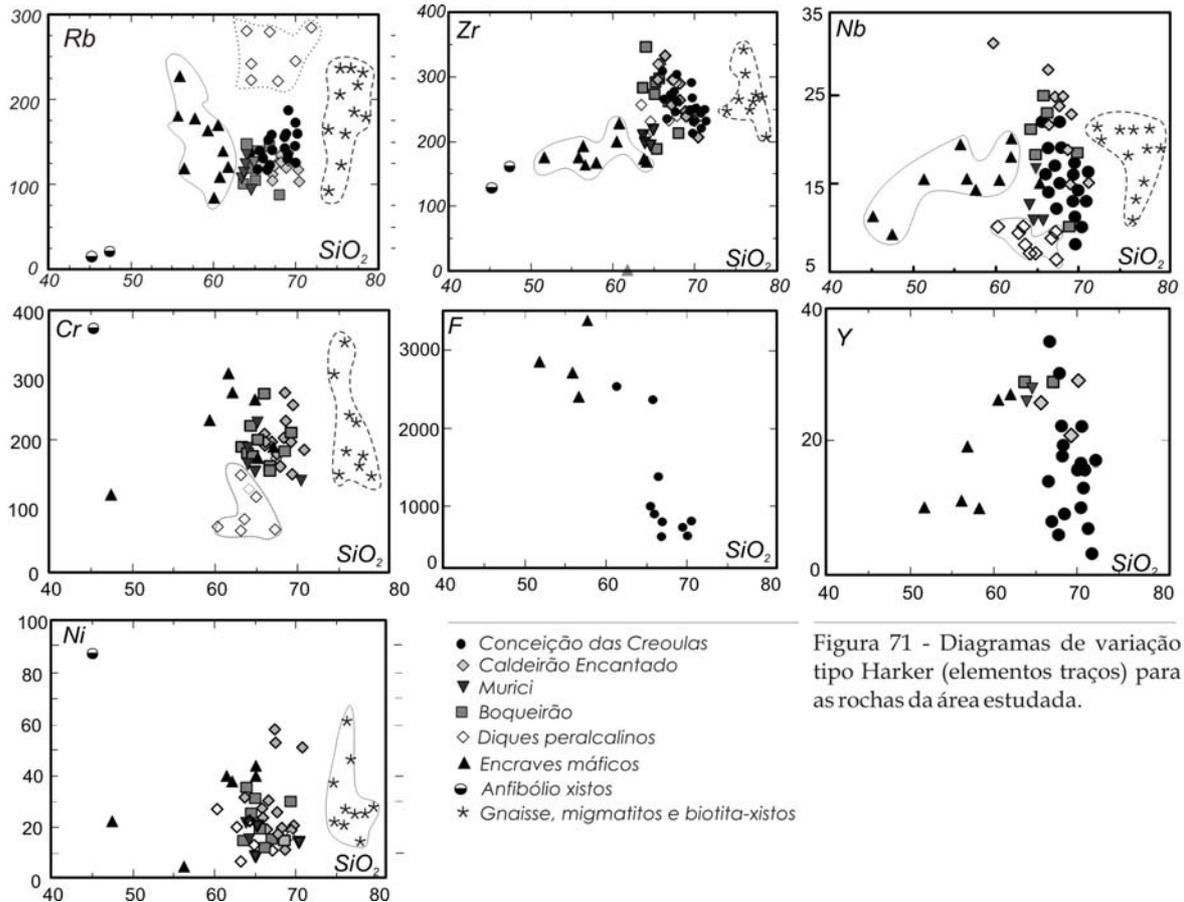


Figura 71 - Diagramas de variação tipo Harker (elementos traços) para as rochas da área estudada.

Enriquecimento em Ba (4645 a 8749 ppm), Sr (558 a 1968 ppm), Zr (217-422 ppm) feição bastante comum nos diques ultrapotássico, são compatíveis com os encontrados para rochas ultrapotássicas da região (Ferreira, 1986). As concentrações de Rb são limitadas entre 195 e 222 ppm, os valores Nb (9 - 11 ppm), Y (21 ppm), Ni (10 - 31 ppm) e Cr (60 - 185 ppm).

As rochas encaixantes apresentam valores baixos de Ba (458-895 ppm), Sr (46 - 71 ppm) e moderados valores de Rb (122 - 267 ppm), Nb (8 - 23 ppm), Cr (139 - 236 ppm) e Ni (13 - 61 ppm) e levados teores de Zr (205- 588).

Os dados de elementos traços obtidos para as rochas estudadas, quando projetadas em diagramas tipo Harker (figura 71), definem linhas de tendência semelhantes aos elementos maiores.

Sr e Ba, Nb, Y e Zr apresentam correlações negativas com SiO_2 para parte das associações (figura 71), indicando compatibilidade destes elementos na evolução magmática, embora observe-se uma ligeira dispersão para as rochas do Caldeirão Encantado e Murici. No caso dos elementos Zr e Y estas correlações negativas com a SiO_2 sugerem o fracionamento de apatita (Y), e zircão (Y, Zr). O Rb apresenta correlação positiva com o aumento de SiO_2 . O Ni e o Cr apresentam uma grande dispersão para todas as litologias estudadas.

Observa-se nos enclaves correlações positivas de Sr, Y e Zr com SiO_2 , e correlação negativa do Rb com SiO_2 . O Ba e o Nb apresentam uma certa dispersão, mas de modo geral apresentam um trend paralelo a SiO_2 .

Nas rochas encaixantes o Ba e o Rb e apresentam correlação negativa com SiO_2 (figura 71) o que sugere incompatibilidade destes elementos na evolução magmática. Sr e Zr mostram correlações negativa com a SiO_2 (figura 71), sugerindo o fracionamento do plagioclásio e do zircão.

Os teores de F encontram-se no intervalo 638-2400 ppm para as rochas do plúton de Conceição das Creoulas e 2400-3400 ppm para os enclaves máficos o F diminui diretamente com o aumento do grau de diferenciação. A concentração de F em granitos está entre 600 e 3200, e a média em rochas cálcio-alcálicas está em torno de 850ppm (Correns,1956). De acordo com Bayley (1977), HF rebaixa o ponto de fusão do magma granítico (de 360 a 1100°C), retardando o início da cristalização, fazendo com que o quartzo e feldspato cristalizem antes da biotita. Bayley (1977) também interpretou as mudanças na ordem de cristalização como sendo dependentes da natureza das reações, uma vez que os minerais máficos e feldspatos são menos estáveis e tendem a se dissolver em fusões graníticas fluorídricas.

Durante a cristalização, F pode tornar-se saturado nas fusões residual e intersticial, de tal forma que um considerável volume de F pode ser liberado na cristalização posterior. Crescentes valores de F (e provavelmente Li) retardam a cristalização nos magmas residuais a temperaturas mais baixas e fazem com que porções residuais do magma existam quando porções das intrusão mais pobres em F, já estão solidificados. A profundidade de intrusão é crítica, pois a pressões mais altas, o escape do F é mínimo enquanto a níveis menos profundos o F escapa facilmente provocando uma rápida solidificação. Altos teores também podem ser devido a interação provocada por água meteórica, ou a evento hidrotermal tardio.

O comportamento deste elemento é controlado pela biotita, e em menor escala pela hornblenda e apatita, esta mais importante nas rochas máficas. Os valores de Y projetados contra os teores de CaO (Figura 72) mostram um *trend* com inclinação negativa mais ou menos constante.

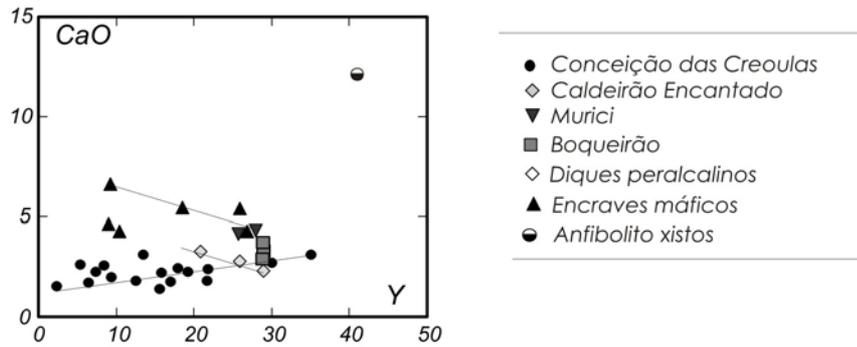


Figura 72 - Diagrama de variação CaO vs Y para as rochas da área estudada.

- Conceição das Creoulas
- ◇ Caldeirão Encantado
- ▼ Murici
- Boqueirão
- ◇ Diques peralcalinos
- ▲ Encraves máficos
- Anfibólito xistos
- * Gnaiss, migmatitos e biotita-xistos

VI.1.2.2 - Razão Entre Elementos

No estudo dos processos petrogenéticos para rochas graníticas, os elementos traços como o Rb, Sr, Ba e K são bastante úteis, pois estão amplamente distribuídos nas rochas ígneas ácidas, são facilmente detectáveis por várias técnicas experimentais e, devido ao fato de seus coeficientes de partição serem conhecidos, são usados para monitorar a cristalização de magmas graníticos.

Segundo Taylor (1965) Rb é um bom indicador do fracionamento do feldspato potássico, a correlação negativa de Rb com a sílica, indica o fracionamento do feldspato potássico e/ou que biotita não fracionou, e com isso aumenta o teor de Rb no líquido.

Em rochas graníticas, Ba e Sr são elementos compatíveis, enquanto que K e Rb são na maioria das vezes elementos incompatíveis. Os estudos petrogenéticos utilizam elementos com Kd contrastantes: Sr-Ba, Sr-Rb e Ba-Rb (figura 73), e as razões entre eles são relacionada com a evolução das fase líquidas.

No diagrama Ba vs Rb (figura 73) observa-se uma grande dispersão dos dados, com uma discreta correlação negativa, com exceção dos gnaisses e migmatitos encaixantes.

No diagrama Sr vs Rb (figura 73), observa-se que os enclaves, as rochas encaixantes e as rochas dos plútons de Conceição das Creoulas, Caldeirão Encantado, e Boqueirão apresentam trends quase paralelos, indicando uma correlação negativa entre os dois elementos, enquanto os diques peralcalinos apresentam uma grande dispersão.

Na figura 73 o diagrama Sr vs Ba mostra uma correlação positiva entre os dois elementos para todos os litotipos estudados, onde estes variam amplamente, porém com maior variação do

Ba nas rochas félsicas, talvez devido aos cumulos de fenocristais de feldspato potássico e/ou o fracionamento de plagioclásio.

As razões Ba/Rb e Ba/Sr podem ser utilizado como indicador de índice de fracionamento de minerais com potássio, em especial feldspato potássico e biotita (Taylor, 1965). No diagrama Ba/Rb vs SiO₂ (figura 73) observa-se que as rochas apresentam correlação positiva, indicando que na evolução do magma não houve fracionamento da biotita e nas rochas máficas este aumento de Ba pode ser explicado pela presença de fenocristais de feldspato potássicos absorvido pelos enclaves. O plúton de Conceição das Creoulas apresenta uma forte correlação negativa sugerindo um fracionamento da biotita. No diagrama Ba/Sr vs SiO₂ (figura 73) nas rochas félsicas observa-se uma certa dispersão, com uma suave correlação positiva indicando que o plagioclásio e o feldspato potássico foram pouco fracionado, para os enclaves máficos observa-se dois grupos, um quase horizontalizado e outro com uma forte correlação positiva, sugerindo um fracionamento do plagioclásio.

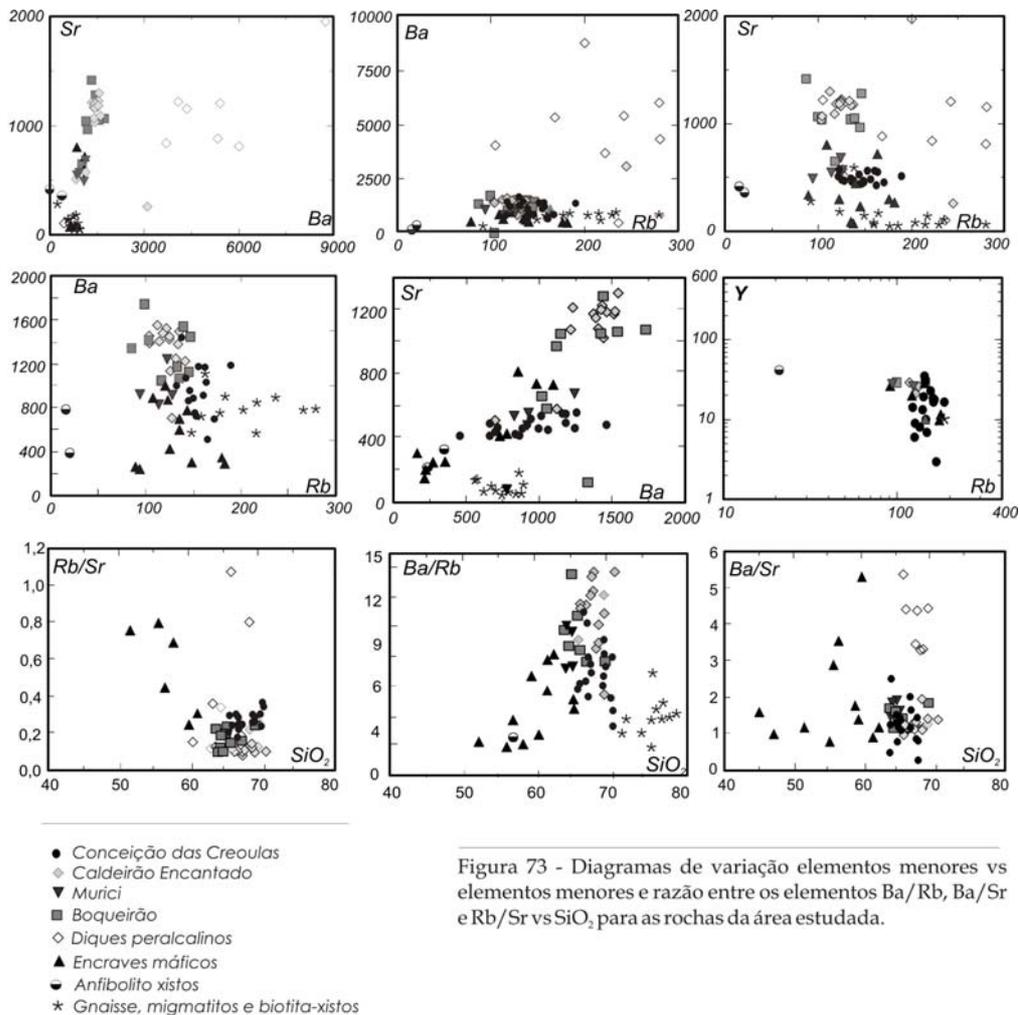


Figura 73 - Diagramas de variação elementos menores vs elementos menores e razão entre os elementos Ba/Rb, Ba/Sr e Rb/Sr vs SiO₂ para as rochas da área estudada.

Segundo Hanson (1980), a razão Rb/Sr é um importante traçador petrogenético, devido ao fato do aumento desta razão na fase líquida estar relacionado a presença de plagioclásio e feldspato potássico e sua diminuição ao fracionamento da biotita.

No diagrama Rb/Sr vs SiO₂ (figura 73) os enclaves possuem uma correlação fortemente negativa, sugerindo o fracionamento da biotita, enquanto que as rochas félsicas apresentam uma correlação positiva, sugerindo a presença de plagioclásio e K-feldspato nas fases tardias de cristalização.

A razão Rb/Sr varia de 0,22 a 0,39 nas rochas cálcio-alcálicas, de 0,28 a 0,8 nos enclaves máficos e 0,2 a 1,1 nos diques peralcalinos, razões, segundo Taylor & McLennan (1985), são superiores a composição média da crosta. O fracionamento de anfibólio, plagioclásio e feldspato potássico (com Kd para Rb < 1,0 e feldspato potássico e plagioclásio com valores de Kd para Sr > 1,0 segundo Gill (1978), favorecerá o aumento da razão Rb/Sr no líquido. A projeção das razões Rb/Sr, com o sílica para as rochas cálcio-alcálicas estudadas na (figura 73) indicam a influência de possíveis processos de fracionamento para as fácies porfiríticas e prováveis processos cumuláticos para os enclaves melanocráticos.

VI.1.3. - Padrões multi elementais expandidos

Os diagramas de elementos normalizados em relação a um padrão, foram inicialmente utilizados por Wood *et al.* (1979) e Sun (1980, 1982). A partir de então, são amplamente empregados na literatura por sua utilidade para comparações, reconhecimento visual de determinados processos petrogenéticos e para modelagem (Sun, 1982; Pearce, 1983; Thompson *et al.*, 1984; Anderson, 1989). Estes padrões foram denominados *spidergrams* (aranhagramas) por Thompson *et al.* (1984), nestes diagramas, os diversos elementos têm, sua abundância normalizadas, convenientemente, em relação a qualquer um dos seguintes parâmetros de referência: manto primitivo (Wood *et al.*, 1979); condrito (Thompson *et al.*, 1983 ou Sun, 1980) ou ORG (ocean ridge granites) (Pearce *et al.* 1984), etc. Embora a ordem dos elementos tomados nos diagramas varie com os diferentes autores, o objetivo é o mesmo: procura-se sempre identificar e interpretar anomalias negativas ou positivas, bem como inclinação ou paralelismo de curvas.

Neste trabalho, os elementos estão dispostos na ordem estabelecida por Pearce *et al.* (1984), com abundância normalizada em relação ao ORG (ocean ridge granites). Para as rochas estudadas observamos que os diferentes plútons apresentam um comportamento homogêneo, apresentam-se enriquecidas em elementos litofílicos de íons grandes (LIL - large-ion lithophile) e empobrecidas em relação aos elementos de ligação forte (HFS - high-field strength).

Para as rochas do plúton de Conceição das Creoulas os aranhagramas apresentam anomalias negativas Nb, Y e Ba, anomalias positivas em Th, Rb e Ce (figura 74), sugerindo,

contribuições de placa subduccionada na geração dos magmas, podendo refletir também o fracionamento de apatita.

Nos demais plútons destacam-se teores elevados de Ba, Rb, Ta e Ce em oposição a concentrações baixas de Nb, e Th e em alguns casos em Yb, o Zr define em geral, uma anomalia levemente negativa (figura 74). Anomalia negativas de Nb, Y, e Yb é uma feição característica de magmas relacionados a zonas de subducção tendo sido atribuída a retenção desses elementos em resíduo rico em granada durante a fusão parcial (Pearce, 1982; Pearce *et. al.*, 1984; Wilson, 1989). Processos semelhantes poderiam ter ocorrido com o Zr retendo esse elemento na fonte em fases minerais com o rutilo.

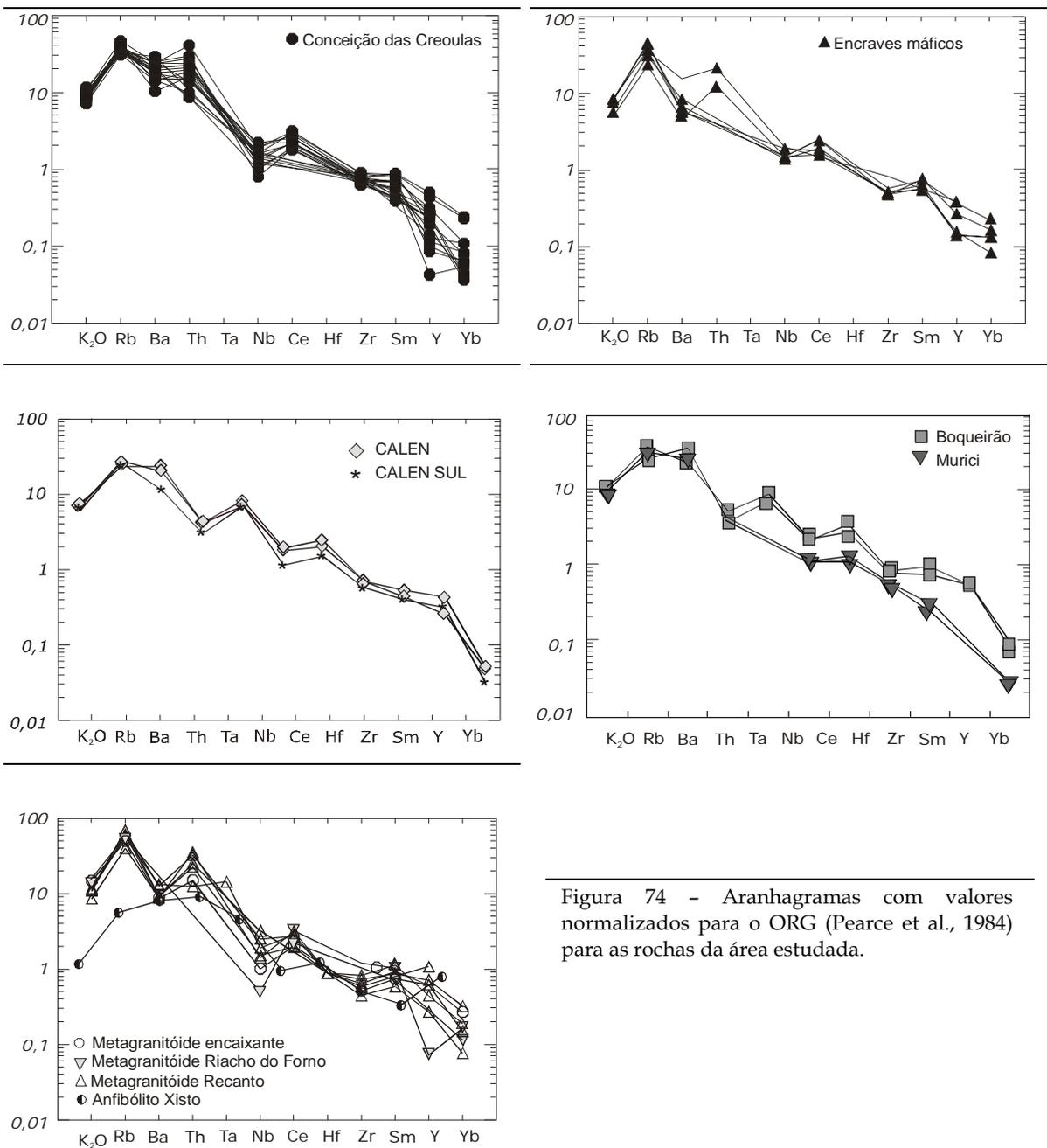


Figura 74 - Aranhogramas com valores normalizados para o ORG (Pearce et al., 1984) para as rochas da área estudada.

Na figura 74 estão plotados os aranhogramas do ortognaisse encaixante e dos metagranitóides Riacho do Forno/Recanto estudados por Santos (1995), observando um comportamento bastante similar entre eles, com enriquecimento em elementos LIL e empobrecimento em elementos HFS, com anomalias positivas para o Th, Rb, e Ce, e anomalias negativas de Nb e Ba.

Comparados com aranhogramas de rochas cálcio-alcálicas de alto potássio de Província Borborema, os granitos estudados mostram padrão muito semelhante, sugerindo forte ligação genética entre essas rochas.

VI.4. - Caracterização Geoquímica Para Elementos Terras Raras

Os elementos terras raras são amplamente utilizados em estudos petrogenéticos devido ao seu comportamento uniforme durante os processos magmáticos, que se aproxima daquele da rocha fonte e da composição de fases minerais que participam de processos de cristalização (Taylor, 1968; Sial, 1984a).

Nas rochas ígneas, os processos de fusão parcial e de cristalização fracionada levam a um enriquecimento relativo em terras raras leves nas fases líquidas de sistemas silicáticos cristal-líquido. Desse modo há um enriquecimento em terras raras leves em rochas crustais, particularmente nas mais félsicas. Os minerais que participam nesses processos produzem efeitos característicos nos padrões de terras raras das fusões permitindo a identificação da sua atuação. Baseados nos dados dos coeficientes de partição (K_d) obtemos informações sobre a capacidade de concentrar ETR de minerais como os anfibólios, biotitas, feldspatos. De modo geral, minerais como zircão, granada e hornblenda são concentradores de ETRP, enquanto allanita retém ETRL. Titanita e apatita concentram ETR trivalentes. Feldspato retém pequena quantidade de ETR trivalentes, manifestando forte preferência pelo Eu^{+2} , ao contrário dos demais minerais formadores de rochas, especialmente quando houver baixa fugacidade de oxigênio, que cria uma razão alta $\text{Eu}^{+2}/\text{Eu}^{+3}$ (Hanson, 1978).

Os valores dos elementos terras raras, obtidos das análises químicas, foram normalizados para o condrito de Evensen *et. al.* (1978).

As análises dos padrões terras raras para o plúton de Conceição das Creoulas (figura 75A), demonstram que estas rochas são enriquecidas em ETR de 119 a 217 ppm (tabela 9). São marcados por um enriquecimento em ETRL e um empobrecimento em ETRP (razão ETRL/ETRP , $\text{La}/\text{Lu} \cong 40-60$) indicando um importante fracionamento confirmado pelas variações nas razões La_n/Yb_n (17,4 - 61,8). As razões La_n/Sm_n (3,1 a 5) e Gd_n/Yb_n (2,3 - 10,8) mostram que o fracionamento dos terras raras não foi homogêneo (figura 75). Observa-se a ausência de uma anomalia significativa de Eu [(Eu/Eu*) varia de 0,64 a 0,8].

As rochas do plúton de Caldeirão Encantado apresentam um conteúdo total de ETR de 131 a 216 ppm (tabela 7). O diagrama de ETR normalizado (figura 75) apresenta um padrão bastante fracionado (La_n/Yb_n varia de 63 a 73), com anomalia negativa de Eu ($Eu_n/Eu^* = 0,85$) quase imperceptível. As razões La_n/Sm_n e Gd_n/Yb_n (4,7 - 6,5 e 5,8 - 7,7 respectivamente) são um pouco diferentes mostrando que o fracionamento dos elementos terras raras foi relativamente homogêneo. A razão ETRL/ETRP ($La_n/Lu_n \cong 60-69$) indicando um importante fracionamento. O plúton de Boqueirão apresenta um comportamento similar aos anteriores, com um conteúdo de terras raras total de 199 a 247 ppm (tabela 9). Pequenas variações nas razões razão La_n/Yb_n (57 a 64), La_n/Sm_n (4,7 a 5,3), Gd_n/Yb_n (6,3) e La_n/Lu_n (51-56) (tabela 9). Uma discreta anomalia de Eu também é observada ($Eu_n/Eu^* = 0,75$).

O plúton de Murici se mostra menos enriquecido em terras raras apresentando uma concentração total de ETR entre 80 e 94 ppm (tabela 9), as razões La_n/Lu_n variam entre 91 a 94 indicando que o fracionamento neste plúton não foi tão efetivo, com razões La_n/Yb_n variando de 83 a 94, as razões Eu_n/Eu^* em torno de 0,83, indicando uma incipiente anomalia negativa de Eu. Os padrões das curvas para os ETR (figura 75D) são semelhantes aos do plúton de Caldeirão Encantado (figura 75C), exibindo um fracionamento homogêneo dos terras raras, com pequenas variações nas razões La_n/Sm_n (6,6 a 7,3) e Gd_n/Yb_n (4,8 a 7,2) (tabela 9).

Os encraves máficos têm um comportamento muito similar a dos granitóides cálcio-alcálicos, apresentando uma concentração total de ETR entre 114 e 241 ppm (tabela 9). Observa-se enriquecimento de ETRL em relação aos ETRP (La_n/Lu_n variam entre 10 a 27) e que a anomalia negativa de Európio é mais perceptível ($Eu_n/Eu^* = 0,35$ a 0,63) (figura 75B), com pequenas variações nas razões La_n/Sm_n (2,1 a 4,5) e Gd_n/Yb_n (2,3 a 4,2).

Os gnaisses e migmatitos encaixante apresentam comportamento bastante semelhante, com um conteúdo total de terras raras de em torno de 154 ppm. A razão La_n/Yb_n em torno de 9, sendo também a anomalia de Eu mais perceptível ($Eu_n/Eu^* = 0,35$) (figura 75E). Dentre as rochas encaixantes observa-se um anfibólio xisto com uma concentração total de ETR em torno de 96 ppm, observa-se enriquecimento de ETRL em relação aos ETRP ($La_n/Lu_n \cong 49$) apresentando uma anomalia discreta positiva de Eu ($Eu_n/Eu^* = 0,35$) (figura 75E). As razões La_n/Sm_n (5,7) e Gd_n/Yb_n (4,6) são bem próxima o que indica um fracionamento homogêneo O enriquecimento nos ETRL nas rochas destes plútons sugere um fracionamento de anfibólio e/ou zircão, ou podem ser reflexo da presença de allanita e titanita

A ausência de uma anomalia significativa de Eu pode significar que o plagioclásio foi pouco fracionado durante o processo de evolução magmática. Isto também pode ser atribuído a uma fugacidade de oxigênio média a alta, que não permitiu o ingresso de Eu na estrutura dos feldspatos. No geral não há modificações significativas nestes padrões com diferenciação à magmática, exceto pela anomalia positiva de európio no anfibólio xisto. O empobrecimento do Eu em direção aos termos mais evoluídos, sugere o fracionamento de feldspato com a diferenciação

magnética. Este fracionamento também pode ser visto através da correlação negativa do CaO e Na₂O com SiO₂.

A predominância do padrão ETRP negativo com a ausência de granada, indica que possivelmente esta era uma fase residual na origem destes magmas.

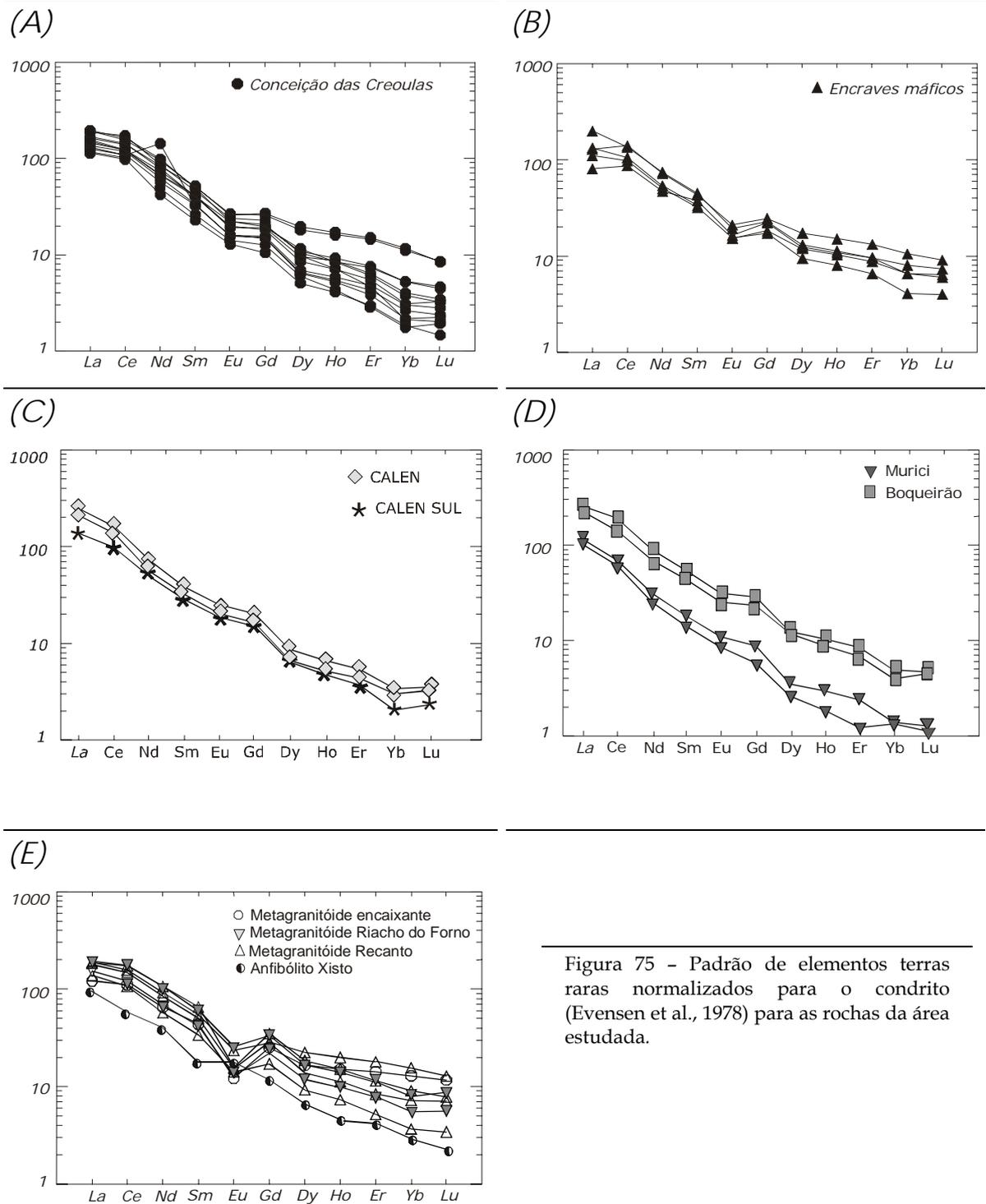


Figura 75 - Padrão de elementos terras raras normalizados para o condrito (Evensen et al., 1978) para as rochas da área estudada.

O forte enriquecimento em ETRL (La até Gd) indica que a fonte era já enriquecida nestes elementos, pois nenhum fracionamento cristal-líquido poderia enriquecer o líquido em ETRL desta forma.

Os padrões de ETR das rochas estudadas são semelhantes entre si e mostram uma forte similaridade com outros granitóides cálcio-alcálicos de alto potássio estudados na Província Borborema (figura 76).

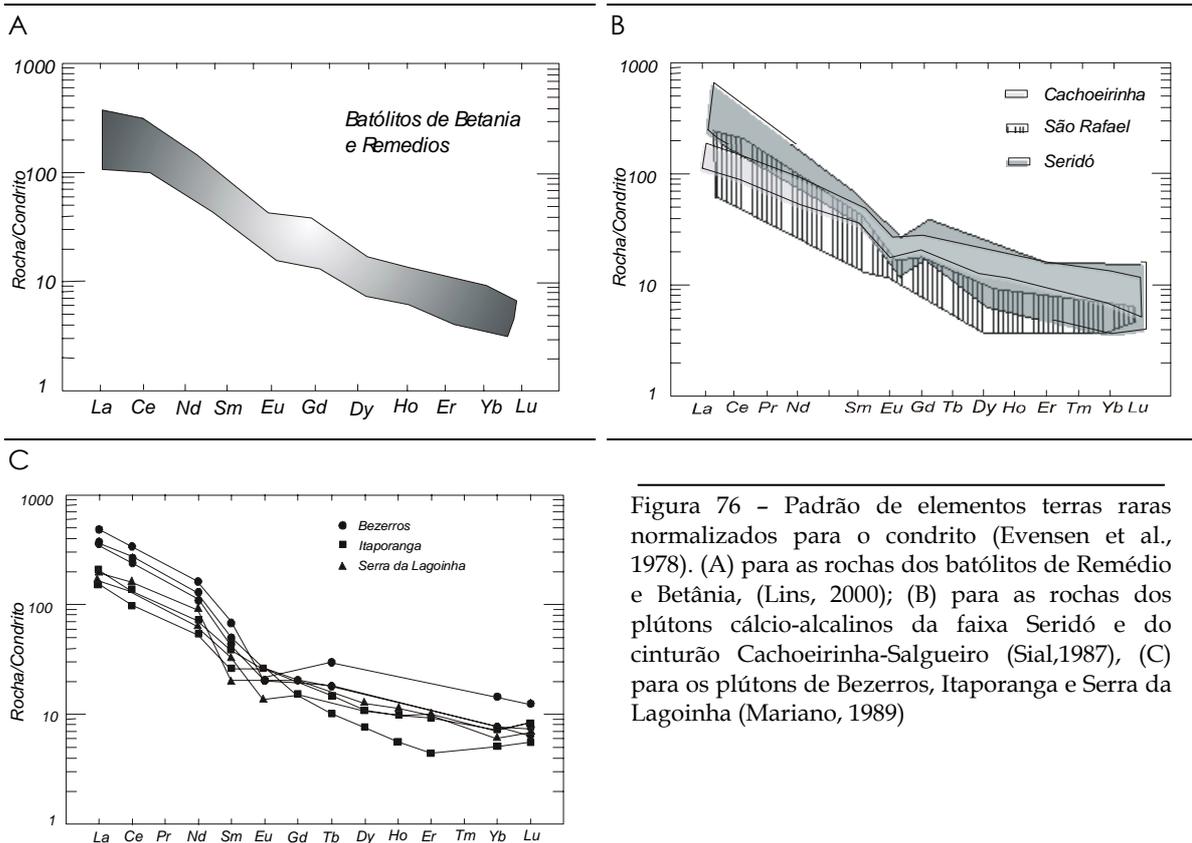


Figura 76 - Padrão de elementos terras raras normalizados para o condrito (Evensen et al., 1978). (A) para as rochas dos batólitos de Remédio e Betânia, (Lins, 2000); (B) para as rochas dos plútons cálcio-alcálicos da faixa Seridó e do cinturão Cachoeirinha-Salgueiro (Sial, 1987), (C) para os plútons de Bezerros, Itaporanga e Serra da Lagoinha (Mariano, 1989)

VI.2 - CLASSIFICAÇÃO GEOQUÍMICA

VI.2.1- Cálculos Normativos

Os resultados analíticos para elementos maiores, associando minerais normativos (tabela 10) e índice de Shand indicam que as rochas do batólito de Conceição das Creoulas, Caldeirão Encantado, Murici e Boqueirão são metaluminosas com tendências peraluminosas e a presença de uma pequena quantidade de coríndon normativo na maioria das amostras (0,22 a 1,47) este comportamento é comumente observado nos granitos porfíricos Neoproterozóicos do Domínio

da Zona Transversal (Neves & Mariano, 1997). São rochas quartzo-normativas com teores de sílica entre 17 e 40 %.

Os enclaves máficos são também quartzo normativos (6,98 a 16,03), plotam no campo essencialmente no campo metaluminoso, Os gnaisses e migmatitos encaixantes são quartzo - normativos (29,5 a 49,4), peraluminosos apresentando em todas as amostras coríndon normativo (1 a 6,5).

A presença de quartzo normativo (variando no intervalo 5,7-40) em todas as amostras de diques permite qualificá-las como rochas ligeiramente saturadas a supersaturadas em sílica, o que está de acordo com a composição modal da rocha, a presença de acmita na maioria das amostras reflete que estas são subsaturadas em alumina, Ortoclásio normativo é elevado, refletindo o caráter predominantemente sienítico das rochas. Plagioclásio normativo é extremamente baixo o que demonstra o papel subordinado desta fase, nestes diques.

VI.2.1 - Classificação no Contexto de Séries Magmáticas

Shand (1927), dividiu as rochas graníticas quanto a saturação em alumínio nos seguintes grupos: peraluminosas $\{Al_2O_3 > (CaO + Na_2O + K_2O)\}$, metaluminosas $\{Al_2O_3 < (CaO + Na_2O + K_2O)\}$, e peralcalinas $\{Al_2O_3 > (Na_2O + K_2O)\}$. Utilizando o índice de Shand, Maniar & Piccoli (1989) elaboraram um diagrama $Al_2O_3 / (Na_2O + K_2O)$ vs $Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O)$, (figura 77). De acordo com este diagrama as rochas dos plútons de Conceição das Creoulas, Caldeirão Encantado, Murici e Boqueirão são metaluminosas com tendências peraluminosas. De acordo com a norma CIPW a maioria das amostras apresentam uma pequena quantidade de coríndon normativo variando de 0,33 a 1,29, o que implica num caráter subalcalino sugerindo um possível fracionamento do anfibólio no início da cristalização (Crawthorn & O'Hara, 1976).

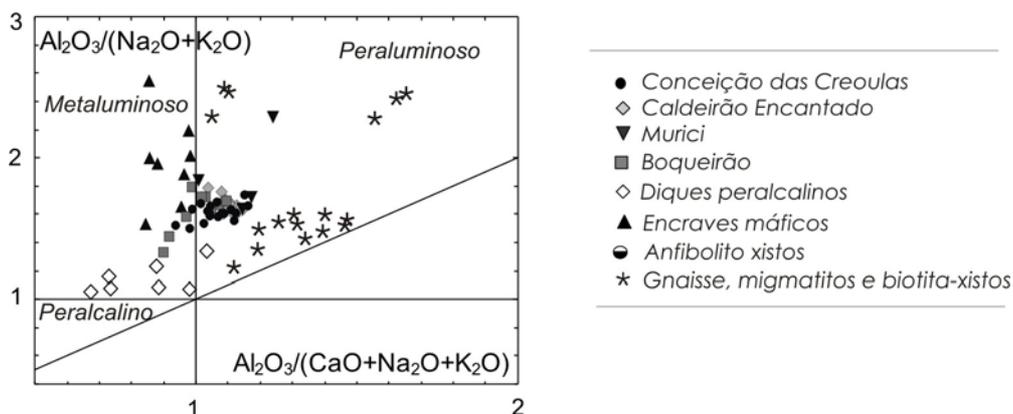


Figura 77 - Índices de Shand, expressos em diagrama de Maniar & Piccoli (1989), usados para caracterizar o grau de saturação em alumina de amostras para as rochas da área

Os enclaves máficos são essencialmente peraluminosos. Os gnaisses e migmatitos encaixantes são essencialmente peraluminosos. Enquanto os diques sieníticos que cortam os granitóides são os diques são predominantemente metaluminosos com uma amostra plotando no campo peraluminoso, todas elas bem próximo ao limite do campo peralcalino, seguindo tendência semelhante observada por Da Silva Filho (1989) para sienitos de Terra Nova (plúton de Serra do Livramento).

Ao diagrama TAS idealizado por Kuno (1968) com os campos de Irvine & Baragar (1971), para dividir os campos subalcalinos e alcalinos, foram adicionados os *trends* alcalino, monzonítico, granodiorítico e trondjhemítico de Lameyre (1987).

De acordo com este diagrama (figura 78), a maioria das rochas dos plútons de Conceição das Creoulas, Caldeirão Encantado e Murici esta disposta no campo subalcalino segundo o *trend* granodiorítico, as amostras do plúton de Boqueirão e os enclaves máficos plotam em posição intermediária aos *trends* granodiorítico e monzogranítico bem próximo a curva que delimita os campos alcalinos e subalcalinos. É possível observar que todas elas apresentam conteúdos elevados de alcalis para um intervalo relativamente restrito de sílica.

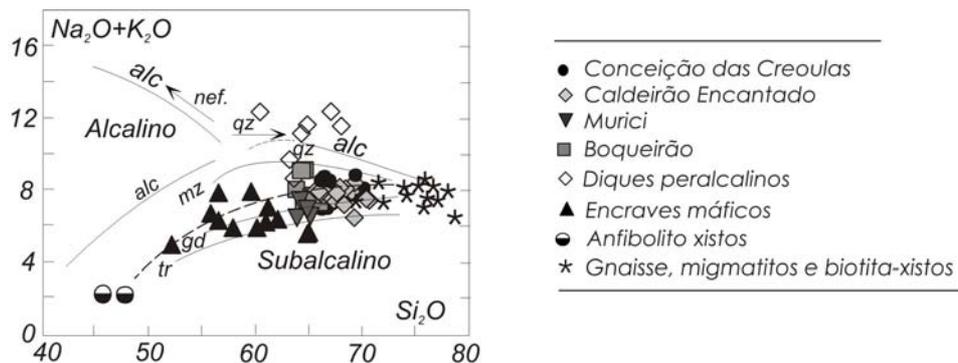


Figura 78 - Diagrama TAS com trends de Lameyre (1987). Linha tracejada, divisão dos campos alcalino e subalcalino (Myashiro, 1987), as linhas cheias indicam os trends monzonítico (mz), alcalino (alc), granodiorítico (gd) e trondjhemítico (tr).

Os diques plotam entre os *trends* monzogranítico e alcalino saturado e as amostras dos gnaisses e migmatitos encaixantes são projetadas no campo subalcalino próximo ao limite do campo alcalino saturado um pouco fora do campo subalcalino, devido aos teores de sílica mais elevados que os utilizados na definição da curva que separa os campos da série alcalina e subalcalina.

No diagrama binário K_2O vs SiO_2 idealizado por Peccerillo & Taylor (1976) e modificado por Innocenti *et al.* (1982), Carr (1985) e por Middlemost (1985), que define campos para as séries shoshoníticas (denominadas por Morison, 1980), e para os diferentes tipos de rochas cálcio-alcálico

com alto potássio, cálcio-alcálicas médio potássio e toleíticas ou séries de baixo potássio. Com divisórias de Corriveau & Gorton (1993), o mesmo diagrama estabelece também um campo para as séries ultrapotássicas (que apresentam um progressivo decréscimo no conteúdo de K_2O).

As amostras dos plútons estudados (figura 79) estão dispostas no campo cálcio-alcálico com alto potássio, enquanto nos encraves máficos as rochas encaixantes observa-se uma grande dispersão com amostras plotando desde o limite do campo shoshonítico até o cálcio-alcálico com médio potássio, com exceção dos anfibólito-xistos que plotam no toleítico. Os diques mostram predominantemente afinidades com a série ultrapotássica.

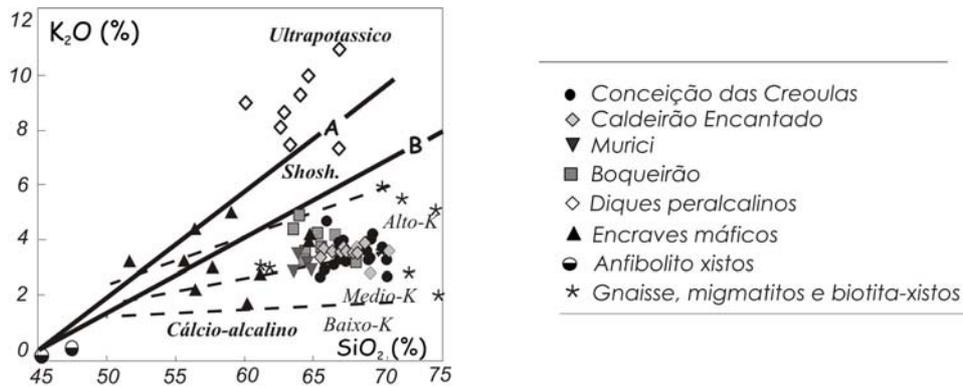


Figura 79 - Diagrama Na_2O vs K_2O de Peccerillo & Taylor (1976). Linhas A e B definidas por Corriveau & Gorton (1993), mostrando o caráter cálcio-alcálico de alto potássio para os granitóides da área estudada

O Diagrama AFM ($Na_2+K_2O-FeO-MgO$) proposto por Kuno (1968), posteriormente modificado por Irvine & Baragar (1971), divide as rochas em duas séries toleíticas e cálcio-alcálicas. Diversos autores como Miyashiro (1974) e Jensen (1976), criticaram este diagrama e argumentaram que as séries cálcio-alcálicas e toleíticas não apresentam trends de evolução magmática.

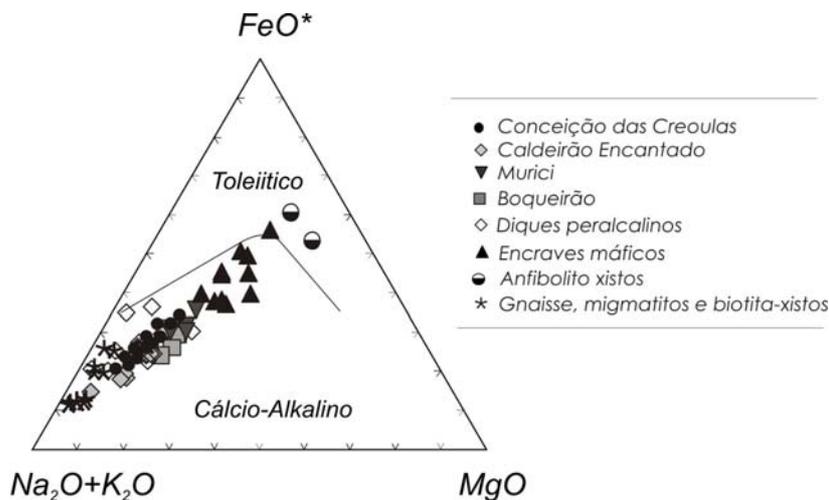


Figura 80 - Diagrama AFM (curva de Irvine & Baragar, 1971) demonstrando que as rochas estudadas caem no campo das suítes cálcio-alcálicas.

Em diversos diagramas discriminantes de séries magmáticas, as rochas dos plútons estudados mostram afinidades cálcio-alcálica, o mesmo ocorrendo com o diagrama AFM (figura 80), onde elas definem um trend contínuo no campo das séries cálcio-alcálicas enriquecida em álcalis. As amostras dos encaves máficos caem próximas à linha divisória entre os campos cálcio-alcálico e toleítico; enquanto os anfibólio xisto plotam no campo toleítico.

VI.3 - TIPOLOGIA E AMBIENTE TECTÔNICO

VI.3.1 - Tipologia

Alguns trabalhos classificam as rochas graníticas com base em sua fonte, levando em consideração a sua origem e o ambiente que se formaram. Chappell & White (1974) e colaboradores a partir do estudo de granitos do Cinturão Lachan na Austrália introduziram o conceito de séries granitóides tipos I, S, A e M. Chappell & White (1974) definiram o conceito de granitos tipo I e tipo S, relacionando-os com sua origem: tipo I (ígneo) e tipo S (sedimentar) e mostrando as características mineralógicas e químicas de cada um. A terminologia de granito tipo A foi introduzida por Loiselle & Wones (1979) para designar granitos de natureza alcálica e anorogênicos.

O modelo proposto por White (1979), White & Chappell (1983) e Chappell & Stephens (1987) considera os dois tipos de granitóides resultam da fusão parcial de rochas na crosta inferior (Chappell & White, 1974). A diferenciação destes magmas (fusão + cristalização + resíduo) é controlada pela variação dos graus de separação da fração félsica do resíduo mais máfico na rocha original (restito).

Castro *et al.* (1991), propuseram para rochas plutônicas cálcio-alcálicas, com inclusões magmáticas e zonas de mistura de magma nestas rochas, indicam uma origem por misturas de magmas. a terminologia tipo H e incluem os granitóides do tipo I e algumas do tipo S. Muitas destas rochas plutônicas cálcio-alcálicas são caracterizadas como sendo de ambientes de margem de placa ativa, relacionada à colisão continental, como foi classificado por Chappell & White (1974).

Conotações tectônicas também são dadas às subdivisões feitas para granitos, denominados: tipo I, tipo S, tipo A e tipo M ampliando assim o conceito, predominantemente genético para as rochas graníticas. Os granitos tipo S têm sido assumidos como sendo semelhantes de colisão continental; os granitos tipo I, como características de arco vulcânico tipo cordilheira andina e de regime de levantamento pós-tectônico; os granitos tipo A como produto de ambiente anorogênico, e os granitos do tipo M, como produto de ambiente de arco oceânico, neste último, sendo incluído o grupo dos plagiogranitos oceânicos (Coleman & Peterman, 1975), cobrindo os granitos sódicos de ofiolitos.

Ishihara (1977), dividiu os granitóides em duas séries: magnetita e ilmenita, as quais foram definidas para os granitóides das ilhas japonesas. A distinção entre uma série e outra foi feita pela presença ou ausência respectivamente de magnetitas nos granitóides. As diferenças principais entre as duas séries de granitóides, estão relacionados na percentagem modal dos minerais opacos. Takahashi (1980) comparou química e mineralogicamente as séries magnetita e ilmenita com os granitóides tipos I e tipo S. Os granitóides de tipo I, como definido originalmente na Austrália por Chappell & White (1974), são mineralogicamente semelhantes aos granitóides da série magnetita e, os tipos S aos da série ilmenita. Os principais granitóides das ilhas japonesas mostram características do tipo I, baseado na semelhança dos parâmetros químicos $Al_2O_3 / Na_2O + K_2O + CaO$ (molar) e $K/Na+K$ (atômico) em adição projeções no diagrama.

A razão $Fe^{+3} / Fe^{+2} + Fe^{+3}$ é um parâmetro conveniente para distinguir entre os granitóides da série magnetita e os da série ilmenita. As razões $Al_2O_3 / Na_2O + K_2O$, $K / Na+K$ e C / ACF são parâmetros efetivos para distinguir tipo I do tipo S. Porém, não existe uma correlação clara entre os dois parâmetros, levando a concluir que as classificações de granitóides das séries Magnetita e ilmenita podem não ser exatamente equivalentes às classificações tipo I e tipo S respectivamente.

Levando em consideração os parâmetros anteriormente citados, foram algumas observação sobre as rochas estudadas podem ser feitas:

1) As características mineralógicas, tais como a presença de hornblenda e biotita como minerais máficos principais e magnetita como principal mineral opaco.

2) O caráter metaluminoso a levemente peraluminoso, os teores de Na_2O para os félsicos em torno 3,4% e para os máficos em torno de 2,9%, coríndon normativo na maioria das amostras com valores inferiores a 1, além de uma mineralogia semelhante a de granitos tipo I, leva a supor uma fonte ígnea para estes granitos.

3) Razões $Al_2O_3 / Na_2O + K_2O$ entre 0,6 e 1,1 e as razões iniciais $^{87}Sr / ^{86}Sr$ em torno de 0,718 que são valores típicos de, granitos tipo S, indicam uma importante contribuição crustal na gênese destas rochas.

4) Apesar dos baixos valores de susceptibilidade magnética entre 0,01 e $0,75 \times 10^{-3}$ SI com exceção do plúton de Murici com valores entre 0,2 a $1,93 \times 10^{-3}$ SI, os valores de pistacita no epidoto e as razões Fe/Mg na biotita, associadas as discretas anomalias de Eu; indicam de um ambiente com fugacidade de oxigênio relativamente alta, sugere uma correlação aos granitos tipo I de Chappell & White (1974) e aos magnetita granitos de Ishihara (1977).

VI.3.2 - Diagramas Discriminantes de Ambiente Tectônico

Os estudos das relações entre composição modal, a química de elementos maiores, menores, traços e os regimes tectônicos resultou na caracterização de diferentes series e/ou associações granitóides e são muitas as contribuições que seguiram esta linha como por exemplo Lameyre &

Bowden (1982), Pearce (1983), Pearce *et. al.* (1984), Batchelor & Bowden (1985), White & Chappell (1983), Maniar & Piccolly (1989) entre outros.

Segundo a classificação de Lameyre & Bowden (1982) que utilizaram a composição modal para discriminar ambientes tectônicos, as rochas estudadas plotam no campo da série cálcio-alcálica granodiorítica de médio potássio, relacionada a arco de ilha ou a arco continental, segundo Maniar & Piccolly (1989).

VI.3.2.1 - Classificação de granitóides com base em elementos traços

A caracterização de ambientes tectônicos a partir do comportamento de elementos maiores foi explorada por Batchelor & Bowden (1985), a partir dos parâmetros catiônicos R_1 $[4Si-11.(Na+K)-2.(Fe^*+Ti)]$ e R_2 $[6Ca+2Mg+Al]$ de La Roche (1980). Na figura 81 é apresentado o diagrama relacionando estes parâmetros com os domínios litogeoquímicos mais típicos das rochas graníticas que aparecem nos principais ambientes tectônicos reconhecidos. As rochas dos plútons de Conceição das Creoulas, Calden, Murici e Boqueirão plotam no campo tardi-orogênico, as variedades mais diferenciadas tendendo progressivamente ao campo pós-orogênico e os encraves máficos plotam entre os campos de colisão pré-placa e pós-colisional, estas amostras plotam alinhadas com pouca dispersão entre os trends cálcio-alcálinos e subalcálinos.

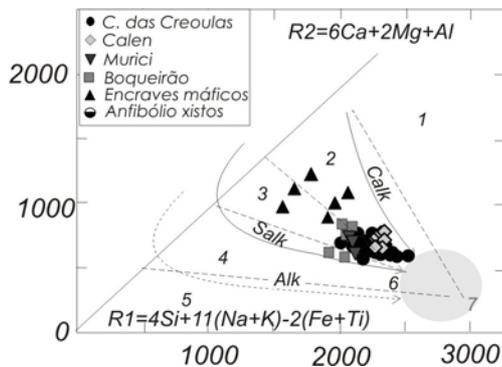


Figura 81 - Diagramas R1-R2 com os campos propostos por Batchelor & Bowden, para as rochas graníticas da área estudada. Campos: 1- manto fracionado; 2 colisão pré-placa; 3- pós-colisão uplift; 4- tarde orogênico; 5- anorogênico; 6- sin-colisão; 7- pós-orogênico. Calk trend cálcio-alcálico, Salk trend subalcálico, Alk trend alcalino.

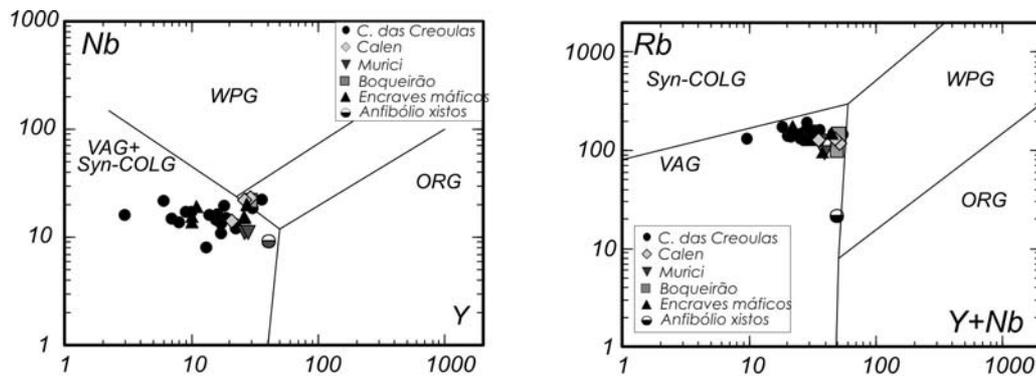
VI.3.2.2 - Classificação de granitóides com base em elementos traços

Os elementos traços do tipo HFS e LILE têm sido amplamente utilizados na discriminação de ambientes tectônicos, devido a sua imobilidade durante os processos de fracionamento, eles foram inicialmente utilizados apenas para rochas basálticas (Pearce & Can, 1973, Pearce *et al.*, 1975; Pearce & Norry, 1979). Inicialmente estes diagramas não foram utilizados no estudo de rochas graníticas pelo fato de apresentarem uma evolução petrogenética complexa, abrangendo processos tais como acumulação de cristais, envolvimento da crosta, fracionamento de elementos

traços, que embora seja de pouca relevância na gênese de basaltos poderia mascarar as feições geoquímicas em granitos (Hanson, 1978).

Pearce *et al.* (1984) demonstraram que esses fatores podiam ser minimizados pelo menor grau de alteração sofrido pelas rochas graníticas, tanto para elementos móveis quanto imóveis e desta forma introduziram alguns diagramas que relacionam as características das rochas graníticas ao ambiente tectônico na qual foram geradas.

Nos diagramas discriminantes Y vs Nb e Y + Nb vs Rb (figura 82) de Pearce *et al.* (1984), observa-se que as rochas estudadas posicionam-se no campo dos granitóides de arco vulcânico, próximo ao limite dos granitóides intraplacas e zona sincolisional. Contudo, o campo dos granitos colisionais foi definido com base em granitos peraluminosos (tipo S), como consequência, as rochas originadas a partir de fontes mais primitivas (meta-ígneas), no mesmo contexto tectônico, tendem a ser deslocadas em direção ao campo de arco magmático. Do mesmo modo, granitos de arco, com maior participação crustal, tendem a migrar em direção ao campo sin-colisional, já que o campo de arco foi delimitado a partir de granitos derivados de fonte mantélica, mesclados a componentes crustais.



Figuras 82 - Diagramas de discriminantes de ambiente tectônico de Pearce *et al.* (1984), com as amostras das rochas granítica estudada. WAG granitóides intraplaca; VAG granitóides de arcos vulcânicos; ORG granitóides da cadeia meso-oceânica; syn-COLG granitóides sin-colisionais

Uma análise conjunta dos diagramas mostra uma certa ambigüidade de interpretação para o ambiente tectônico dos granitos estudados, indicando dois tipos de ambientes para estes plútons: continental (andino) e colisão. No contexto tectônico no domínio dos terrenos Alto Moxotó e Alto Pajeú, evoluído segundo Santos (1995) numa história completa de acreção e colisão que desenvolveu-se entre 1,0 e 1,5 Ga, cuja colisão neoproterozóica teria iniciado-se um pouco antes de 750Ma, prosseguindo com eventos transtracionais e, provavelmente, expulsão lateral de blocos, e

magmatismo granítico até 515 Ma, isto associado a uma aparente ausência de seqüências vulcânicas cálcio-alcálinas, neoproterozóicas, deixa maior margem a segunda possibilidade.

Mediante comparações e a análises dos espectros multi-elementares (*spidergrams*) em comparação com os das suítes padrões descritas na literatura, as rochas dos plútons de Conceição das Creoulas, Caldeirão Encantado, Murici e Boqueirão apresentam uma assinatura mais compatível com ambientes tardi a sincolisional, associado a zona de subducção, caracterizado por grandes deslocamentos direcionais (zonas de cisalhamentos transcorrestes brasileiras). As características geoquímicas análogas as de outros granitos estudados no Nordeste do Brasil, em especial no tocante as séries cálcio-alcálica e subalcálica favorecem um contexto de colisão, conforme discutido por Jardim de Sá (1994).

CAPÍTULO VII - PARÂMETROS MAGMÁTICOS

VII.1 - CONDIÇÕES DE CRISTALIZAÇÃO DOS GRANITÓIDES ESTUDADOS

O uso de geotermômetros, geobarômetros e tampões baseiam-se em estabelecer, respectivamente, temperatura, pressão e fugacidade do oxigênio, durante as quais duas fases minerais atingiram o equilíbrio. Vários geotermômetros, geobarômetros e tampões são descritos na literatura, todavia a aplicabilidade destes depende da natureza do magma e mineralogia da rocha. Nos granitóides estudados algumas fases minerais são utilizadas e discutidos no sentido de estabelecer as suas condições de cristalização.

VII.1.1 - Geobarometria

A potencialidade da composição de hornblenda como indicadora de pressão de alojamento e cristalização para determinadas rochas graníticas foi defendida por vários autores (Hammarstrom & Zen (1983, 1986), Hollister *et al.* (1987), Johnson & Rutherford (1989), Ruter & Wyllie (1989); Thomas & Ernest (1990); Schmidt (1992).

Hammarstrom & Zen (1986), estabeleceram uma correlação linear entre o conteúdo de alumínio total em hornblenda e a pressão total de cristalização, e propuseram um geobarômetro calibrado empiricamente para rochas cálcio-alcálinas com composição variando de granodiorítica a tonalítica que é expresso pela seguinte equação: $P (\pm 0,6 \text{ kbar}) = -3,92 + 5,03 \text{ Al}^{\text{T}}_{\text{hbd}}$. Hollister *et al.* (1987) redefiniram este barômetro e reduziram o erro para 1kbar, utilizando a seguinte equação:

$$P (\pm 1 \text{ kbar}) = -4,76 + 5,64 \text{ Al}^{\text{T}}_{\text{hbd}}$$

Segundo estes autores, a condição para a aplicação desta equação seria a presença de uma associação mineralógica tampão composta por quartzo, plagioclásio (oligoclásio-andesina), feldspato potássico, hornblenda, biotita, titanita, magnetita (ou ilmenita) \pm epidoto.

Johnson & Rutherford (1989) e Ruter & Wyllie (1989) adicionaram dados as calibrações experimentais para estes barômetros e reduziram o erro para 0,5 kbar, sendo então a pressão obtida pela seguinte equação:

$$P (\pm 0,5 \text{ Kbar}) = -3,46 + 4,23 \text{ Al}^{\text{T}}_{\text{hbd}}$$

A calibração de Schmidt (1992) foi determinada para uma faixa de temperatura de 655 a 700°C e pressões entre 2,5 e 13 kbar, em epidoto tonalito e um hornblenda tonalito em condições saturadas em água, com conteúdo de alumínio total de 3,3 átomos por unidade de fórmula, a equação obtida foi:

$$P (\pm 0,6 \text{ Kbar}) = -3,01 + 4,76 \text{ Al}^{\text{T}}_{\text{hbd}}$$

Apesar da calibração de Johnson e Rutherford (1989) apresentar menor erro, a mesma foi obtida com experimento sob pressões de voláteis CO₂ e H₂O. Schmidt usou um fluido saturado em

H₂O. A presença de epidoto magmático em rochas cálcio-alcálicas é indicativo de baixa atividade de CO₂ durante a cristalização do magma (Ghent *et al.*, 1991). Logo a calibração de Schmidt (1992) é a mais apropriada para as rochas estudadas considerando que estas apresentam assembléia mineral semelhante á da calibração e a hornblenda de origem primária. Os resultados estão sumarizados na tabela 10 e foram bastante coerentes quando comparados com pressões de granitóides com epidoto magmático no Domínio da Zona Transversal.

Os dados obtidos sugerem uma pressão no intervalo de 6,13 a 7,11 kbar com valores médios de pressão de 6,6 kbar. para o plúton de Caldeirão Encantado. No plúton de Conceição das Creoulas os valores são mais elevados, variando de 7,4 a 8,1 kbar com média de 7,9 kbar. No plúton de Murici a pressão calculada variou entre 6,4 a 7,6 com média 6,7. O plúton de Boqueirão apresenta valores de 5,4 a 7,4 kbar com média de 5,8 kbar. As pressão obtidas para os encraves máficos estão num intervalo entre 6,5 a 7,0 kbar não diferem significativamente daquelas calculadas para os granitóides estudados. Se considerarmos o gradiente bórico de 1 kbar/3 km os valores de pressão indicam profundidades médias de cristalização em torno de 20 km para os plútons de Caldeirão Encantado, Conceição das Creoulas e Murici, em torno de 16 km para Boqueirão, e em torno de 19 km para os encraves máficos.

Anderson & Smith (1995) questionam a aplicação da equação de Schmidt (1992) no cálculo das pressões para rochas que apresentam temperaturas de cristalização mais elevadas onde pode haver acréscimo de Al^{IV} na hornblenda independente da pressão, ou sob condições de baixa *f*O₂, podendo os valores das pressão sofrerem um aumento de até 2 kbar para uma variação de temperatura de 100°C, dependendo do conteúdo de Al total. Esses autores propuseram um valor de correção de temperatura a ser aplicado a equação de Schmidt,

$$P (\pm 0,6 \text{ Kbar}) = -3,01 + 4,76 \text{ Al}^{\text{IV}}_{\text{hbd}} - \left[\frac{T(^{\circ}\text{C}) - 675}{85} \right] \times \left[0,530 \text{ Al}^{\text{IV}} + 0,0529 \times T(^{\circ}\text{C}) - 675 \right]$$

Segundo esses autores a composição das fases máficas está diretamente relacionada à *f*O₂. Quanto menor a fugacidade maior a razão Fe/(Fe+Mg) nas hornblendas e biotitas, por conseguinte maior o teor de Al^t, causando um sensível aumento nas pressões calculadas, sendo recomendado que apenas hornblendas com razões Fe/(Fe+Mg) não ultrapassem o intervalo de 0,4 a 0,65 sejam empregadas para o cálculo de pressão.

As amostras analisadas para os cálculos de pressão são representativas de todos os plútons estudados. Foram selecionadas cristais bem formados que se encontravam em contato com o quartzo e não mostravam sinais de reequilíbrio. Nos estudos iniciais foram observadas uma grande variação no teor de Al nos anfibólios do plúton de Boqueirão (tabela 10). Foi feita então uma nova seleção nos grãos que foram novamente analisados e observou-se que esta variação era devido a variação textural.

De acordo com equação de Anderson & Smith (1995), a variação na pressão calculada para os plúton estudados, considerando a temperatura de cristalização entre 643 e 711°C, estaria entre 0,02 e 0,6 kbar (tabela 10), portanto dentro do erro admitido para o barômetro de Schmidt (1992).

Franz & Spear (1985) e Evans & Patrick (1987) mostraram uma correlação positiva entre o conteúdo de Al e F em titanitas aluminosas e sugerem que em alta pressão o conteúdo de Al pode ser controlado pela substituição $AlFTi_{1-x}O_{-x}$. Esta dependência foi demonstrada experimentalmente por Spear (1981). Na figura 83 observa-se a correlação positiva entre F e $(Al+Fe^{3+})$ para as titanitas magmáticas dos plútons estudados o que reforça os resultados do geobarômetro que indica pressões de cristalização relativamente altas para estes plúton.

Tabela 10 - Pressão em kbar para os granitóides de Caldeirão Encantado e os encraves máficos calculadas com base no geobarômetro de Al^T em hornblenda (Schmidt,1992; Anderson & Smith, 1995).

Granitóides	Amostra	Análise	T°C	Al^T	Schmidt (1992) kbar	Anderson & Smith (1995) kbar
Caldeirão Encantado (cone NW)	CALEN 7	1	677	2,13	7,1	7,1
	CALEN 7	6	677	1,93	6,2	6,2
	CALEN 7	7	677	1,92	6,1	6,1
	CALEN 8	1	711	1,93	6,2	5,7
	CALEN 10	2	677	2,04	6,7	6,7
	CALEN 10	5	677	2,11	7,0	7,0
	CALEN 13	2	711	2,02	6,6	6,1
	média			1,89	6,6	6,4
	CALEN 34	1	703	2,03	6,7	6,3
	CALEN 34	2	703	1,98	6,4	6,0
Caldeirão Encantado (cone SE)	CALEN 34	3	703	2,03	6,6	6,2
	CALEN 40	1	687	2,09	6,9	6,8
	CALEN 40	2	687	2,01	6,5	6,4
	CALEN 40	4	687	1,96	6,3	6,2
	CALEN 40	6	687	2,05	6,7	6,6
	CALEN 40	7	687	2,08	6,9	6,7
	CALEN 40	8	687	2,07	6,8	6,7
	CALEN 41	1	643	1,99	6,5	6,8
	CALEN 41	2	643	2,02	6,6	6,9
	média			2,03	6,6	6,5
Encrave máfico	CC-20E	1	672	2,00	6,5	6,6
	CC-20E	2	672	2,10	7,0	7,0
	CC-20E	3	672	2,01	6,6	6,6
	CC-20E	4	672	1,96	6,3	6,4
	CC-20E	5	679	2,06	6,8	6,8
	CC-20E	6	679	2,06	6,8	6,8
	média	média	679	2,03	6,7	6,7

Tabela 10 - (continuação) - Pressão em kbar para os granitóides porfíricos calculadas com base no geobarômetro de Al^{IV} em hornblenda (Schmidt 1992)

Granitóides Porfíricos	Amostra	Análise	T ^o C	Al ^{IV}	Schmidt (1992) kbar	Anderson & Smith (1995) kbar	
Conceição das Creoulas	CC-04	1	691	2,25	7,7	7,5	
	CC-04	2	691	2,30	7,95	7,7	
	CC-04	3	691	2,19	7,4	7,2	
	CC-04	4	691	2,34	8,1	7,9	
	CC-04	5	691	2,30	7,95	7,7	
	CC-04	6	691	2,32	8,0	7,8	
	CC-04	2	691	2,20	7,4	7,2	
	CC-22	1	668	2,33	8,1	8,2	
	CC-22	2	668	2,33	8,1	8,2	
	CC-22	3	668	2,28	7,8	7,9	
	<i>média</i>	<i>média</i>		2,28	7,7	7,7	
Murici	PM-02	1	705	2,02	7,0	6,5	
	PM-02	2	705	2,12	7,1	6,6	
	PM-02	3	705	2,04	6,7	6,2	
	PM-02	4	705	2,05	6,7	6,3	
	PM-02	5	705	2,04	6,7	6,3	
	PM-02	6	705	2,10	7,0	6,5	
	PM-02	7	705	2,23	7,6	7,1	
	PM-09	2	693	2,03	6,7	6,4	
	PM-09	3	693	2,09	6,9	6,7	
	PM-09	5	693	2,19	7,4	7,2	
	PM-09	6	693	1,98	6,4	6,2	
	PM-09	7	693	2,08	6,9	6,6	
	PM-09			693	1,93	6,2	5,9
		<i>média</i>	<i>média</i>		2,07	6,9	6,5
Boqueirão (aglomerados)	BQ-1A	1	672	2,18	7,4	7,4	
	BQ-6	2	724	1,94	6,2	5,5	
	BQ-6	3	724	1,86	5,9	5,1	
	BQ-6B	6	724	1,82	5,6	4,9	
	BQ-6B	7	724	1,77	5,4	4,7	
	BQ-6B	5	724	1,97	6,4	5,6	
	BQ-13	4	662	1,86	5,8	6,0	
	BQ-13	6	672	1,86	5,8	5,9	
	BQ-22	1	672	2,02	6,6	6,65	
	BQ-22	4	672	1,91	6,1	6,1	
		<i>média</i>	<i>média</i>	724	1,87	6,1	5,8
	BQ-6	3	724	1,48	4,0	3,44	
	BQ-6B	3	662	1,39	3,6	3,04	
	BQ-13	2	672	1,33	3,3	3,44	
BQ-21	2	672	1,41	3,7	3,72		
BQ-21	3	672	1,43	3,8	3,83		
BQ-21	4	672	1,47	3,9	3,93		
BQ-22	1	672	1,53	4,3r	4,3		
	<i>média</i>	<i>média</i>		1,43	3,8	3,2	

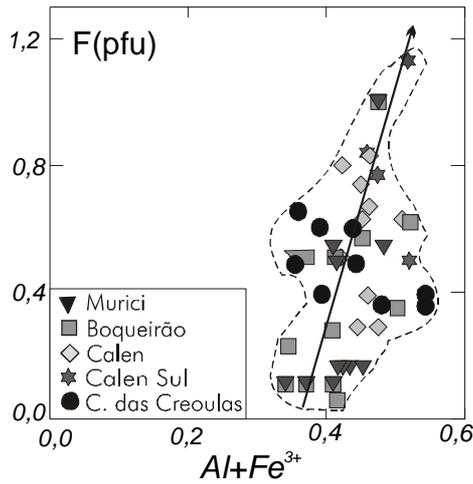


Figura 83 - Diagrama F versus $(Al+Fe^{3+})$, mostrando a variação química para as titanitas primárias dos plútons estudados.

VII.1.2. Geotermometria

Para obtenção de temperaturas, dois geotermômetros foram utilizados nas rochas porfíricas, o plagioclásio - anfibólio e o geotermômetro do Zr. O primeiro baseia-se no Al^{IV} contido no anfibólio coexistente com plagioclásio, em rochas saturadas em sílica. Estudos experimentais mostram que o vetor de substituição $(Na_{\square-1})^A (AlSi_1)^{T1}$ é função da temperatura, daí a calibração de Blundy & Holland (1990) ser baseada nas reações: *edenita* + 4 *quartzo* \Leftrightarrow *tremolita* + *albita* e *pargasita* + 4 *quartzo* \Leftrightarrow *hornblenda* + *albita*, gerando a seguinte expressão matemática:

$$T = \frac{0,677 P - 48,98 + Y}{-0,0429 - 0,008314 \ln K} \quad e \quad K = \left(\frac{S - 4}{8 - S} \right) X_{Ab}^{Flag}$$

onde $Y=0$ para $X_{ab} > 0,5$ ou $Y = -8,06 + 25,5 (1 - X_{ab})^2$. O resultado obtido representa a temperatura (K) na qual o plagioclásio e o anfibólio atingiram o equilíbrio, com uma precisão de 75 K. Este geotermômetro só pode ser aplicado a anfibólio com $Si < 7,8$ pfu que coexistam com plagioclásios com $An < 92\%$.

Holland & Blundy (1994) redefiniram o termômetro baseado no equilíbrio entre o par anfibólio cálcico e plagioclásio, que podem ser utilizados para rochas com quartzo (a) e sem quartzo (b), baseada nas reações: (a) *edenita* + 4 *quartzo* \Leftrightarrow *tremolita* + *albita* e (b) *edenita* + *albita* \Leftrightarrow *richterita* + *anortita*, gerando a seguinte expressão matemática (para rochas com quartzo):

$$T = \frac{76,95 + 0,79Y_{ab} - 39,4X_{Na}^A - 22,4X_K^A + (41,5 - 2,89P)X_{Al}^{M2}}{-0,0650 - R \ln \left(\frac{27X_{Si}^A X_{ab}^{plag}}{256X_{Na}^A X_{Al}^{T1}} \right)}$$

A aplicação simultânea do geotermômetro anfibólio plagioclásio (Holland & Blundy, 1994), com geobarômetro de Schmidt (1992), forneceu temperaturas no intervalo de 620 a 740°C para os plúton de Caldeirão Encantado, Conceição das Creoulas e Boqueirão, O stock de Murici apresenta temperaturas um pouco mais elevadas no intervalo de 693 a 780°C, e os enclaves máficos valores entre 640 e 700°C (tabela 11 e figura 84) Desta forma as condições P/T encontradas para os granitóides estudados estariam de acordo com as condições determinadas por Schmidt & Thompson (1996), que obtiveram gradientes de 790°C/13kbar a 550-680°C/3-5kbar para a estabilidade do epidoto em rochas cálcio-alcálinas.

O outro geotermômetro aplicado aos granitóides estudados considera a saturação de Zr na rocha, partindo do princípio que o coeficiente de partição do Zr cristal/líquido é função da temperatura. Watson e Harrison (1984) definem com base em experimentos o comportamento da saturação em zircão em líquidos crustais anatéticos, e o caracterizam como função da temperatura. A partir deste experimento são definidas várias isotermas relacionando a concentração de Zr (ppm) na rocha *versus* a razão catiônica (Na+K+2Ca)/(Al.Si). Watson (1987) estabelece uma equação para cálculo da temperatura do zircão com base na saturação de Zr na rocha.

$$T(^{\circ}C) = -273 + \left(\frac{12900}{17,18 - \ln Zr} \right)$$

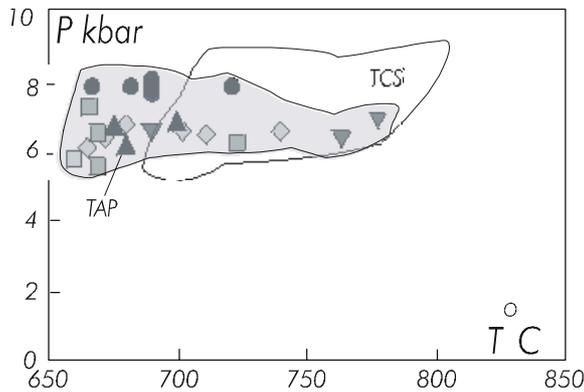


Figura 84 - Diagrama pressão vs temperatura para os granitóides estudados (TAP). Campo de variação de P e T para os granitóides do terreno Cachoeirinha-Salgueiro (TCS) é de Sial (1993)

Nas rochas estudadas as temperaturas calculadas pelo geotermômetro do Zr são mais elevadas que aquelas obtidas pelo anfibólio-plagioclásio (Tabela 11). Como o zircão é uma das fases mais precoce na cristalização do magma, é natural que este geotermômetro forneça temperaturas mais elevadas, temperaturas estas que podem ser inferidas como a temperatura mínima do líquidus.

Tabela 11 - Geotermômetro anfibólio-plagioclásio aplicado aos granitóides porfíricos e ao encrave máfico- (Holland & Blundy 1994).

<i>Granitóide</i>	<i>Amostra</i>	X_{Ab}	<i>P (Kb)</i>	<i>Si (anf.)</i>	<i>Blundy & Hollandy (1990)</i>	<i>T (°C)</i>
Caldeirão Encantado	CALEN10	0,76	6,7	6,48	954,19 K	681,19
	CALEN10	0,76	6,3	6,56	946,0 K	673,0
	CALEN13	0,71	6,6	6,44	984,9 K	711,9
	CALEN34	0,75	6,5	6,44	976,0 K	703,0
	CALEN40	0,78	6,6	6,36	1013,6 K	740,6
	CALEN40	0,78	6,9	6,28	908,8 K	634,8
	CALEN41	0,76	6,5	6,61	893,1 K	620,1
	CALEN41	0,75	6,6	6,44	939,1 K	666,1
Conceição das Creoulas	CC-04	0,65	8,0	6,38	955,0 K	722,0
	CC-04	0,68	8,0	6,40	964,0 K	691
	CC-04	0,69	8,0	6,35	956,0 K	683,0
	CC-22	0,70	8,0	6,33	941,3 K	668,3
Boqueirão	BQ-02	0,79	6,6	6,46	939,8 K	666,8
	BQ-6B	0,75	5,0	6,62	997,8 K	724,8
	BQ-13	0,70	6,0	6,65	934,8 K	661,8
	BQ-21	0,70	6,0	6,95	905,3 K	632,4
Murici	PM-02	0,73	6,6	6,39	978,4 K	705,4
	PM-03	0,73	6,6	6,40	1051,3 K	778,3
	PM-09	0,69	6,4	6,49	966,0 K	693,0
Encrave máfico	CC-20E	0,73	6,6	6,55	917,5 K	644,5
	CC-20E	0,69	6,4	6,53	930,0 K	700,0
	BQ-20E	0,77	6,8	6,55	954,0 K	681,0

As temperaturas obtidas pelo Zr para o corpo de Caldeirão Encantado variam de 814 a 861°C, para os plútons de Conceição das Creoulas e Boqueirão estão no intervalo de 818 a 853°C e o stock de Murici 812 e 848°C.

Os encaves máficos apresentam temperaturas ligeiramente inferiores os granitóides hospedeiros entre 793 e 829°C (Tabela 12). Considerando o contexto geológico da área estudada, as temperaturas obtidas parecem refletir as temperaturas iniciais da cristalização destes corpos, ou seja a temperatura provável em que este magma atingiu a curva do *liquidus* (figura 85).

De modo geral, as temperaturas determinada para os granitóides estudados e os encaves máficos utilizando os dois geotermômetros, são concordantes. O encrave máfico freqüentemente engloba fenocristais de feldspatos dos granitóide porfírico, isto indica diferenças de temperaturas entre um magma e outro, pois no momento em que as rochas porfíricas estavam com boa percentagem de cristais (formando até fenocristais de feldspatos) o magma máfico-intermediário, ainda estava suficientemente líquido e quente para incorporar cristais do granito.

Tabela 12 - Temperaturas de saturação do Zr para os granitóides estudados (Watson 1987)

GRANITÓIDES PORFIRÍTICOS			GRANITÓIDE GROSSO		
<i>Conceição das Creoulas</i>			<i>Caldeirão Encantado</i>		
Amostra	Zr (ppm)	T°C	Amostra	Zr (ppm)	T°C
CC-04	234	827	CALEN 5	264	839
CC-07	222	822	CALEN 6	320	857
CC-29	266	833	CALEN 7	320	857
CC-28	302	852	CALEN 8	295	849
CC-09	290	848	CALEN 9	239	829
CC-05	275	843	CALEN 10	309	854
CC-06	230	826	CALEN 11	247	832
CC-02	232	826	CALEN 13	295	849
CC-21	212	819	CALEN 14	204	814
CC-16A	244	831	CALEN 16	256	831
CC-18	261	838	CALEN 19	306	853
CC-19	307	853	CALEN 24	239	829
CC-20	245	832	CALEN 31	233	827
CC-22	269	840	CALEN 32	290	848
CC-24	265	839	CALEN 34	296	849
CC-26	247	832	CALEN 41	333	861
CC-29	248	839			
CC-33	267	839			
<i>Boqueirão</i>			DIQUES ULTRAPOTÁSSICOS		
Amostra	Zr (ppm)	T°C	Amostra	Zr (ppm)	T°C
BQ 01	212	818	BQ 1D	231	826
BQ 02	282	845	BQ 14d	327	859
BQ 06	177	795	PM 3D	284	846
BQ 13	239	829	PM 2D	173	800
BQ 14	297	850	PM 9D	307	853
BQ 15	291	848	CALEN 9D	422	885
BQ18	264	838	CALEN 11D	217	820
BQ 21	216	820	CALEN 6D	588	921
BQ-22	262	837	CALEN 33D	500	903
<i>Murici</i>			ENCRAVES MÁFICOS		
Amostra	Zr (ppm)	T°C	Amostra	Zr (ppm)	T°C
PM 01	210	817	CC-5E	279	826
PM 02	193	809	CC-19E	162	794
PM 03	292	848	CC-20E	198	812
PM 09	198	812	CC-24E	174	800
PM 10	218	821	CC-32E	174	800
			CC-33E	165	793
			BQ-15E	175	801
			PM-10E	232	826
			CALEN-11E	190	808
			CALEN-24E	205	814

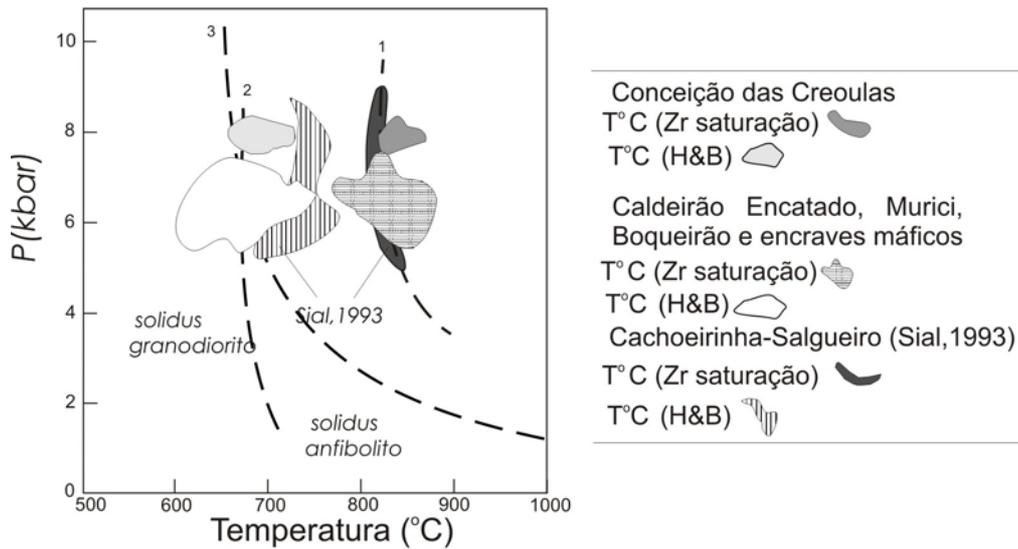


Figura 85 - Diagrama pressão vs temperatura para os granitóides estudados (TAP). Campo de variação de P e T para os granitóides do terreno Cachoeirinha-Salgueiro é de Sial (1993). Curva 1 Watson (1987), curva 2 curva de fusão de granodiorito saturado em H₂O de Plwinski e Wyllie (1968), curva 3 curva do solidus anfibolítico na presença de H₂O de Wyllie (1981).

VII.1.3 - Considerações sobre a Fugacidade de Oxigênio

Segundo Wones (1989), a fugacidade de oxigênio de um magma está relacionada à sua fonte, a ocorrência de titanita e magnetitas euédricas, nos estágios iniciais da cristalização de magmas silicáticos, indicam que o magma foi relativamente oxidado e que quanto mais magnésiano for o anfibólio e a biotita presente na rocha, mais ela será oxidada.

Este autor propõe a equação de equilíbrio *hedenbergita + ilmenita + oxigênio* ⇌ *titanita + magnetita + quartzo* para distinguir o grau de oxidação em rochas graníticas. Com base nesta reação é proposta a equação abaixo, com *T* em °K e *P* em bars:

$$\log fO_2 = -\frac{30930}{T} + 14,98 + \frac{0,142(P-1)}{T}$$

A aplicação da equação de Wones (1989) para os corpos estudados forneceu valores *fO₂* de bastante homogêneos para o plúton de Conceição das Creoulas de em torno de 10⁻¹⁷, Os plútons de Murici e Caldeirão Encantado forneceram valores mais altos entre 10⁻¹⁷ e 10⁻¹⁴ indicando que estes cristalizaram-se sob *fO₂* mais alta. O plúton de Boqueirão e os encraves máficos com valores de 10⁻¹⁹ a 10⁻¹⁶ e 10⁻¹⁷ a 10⁻¹⁸ respectivamente que indicam uma fugacidade um pouco mais baixa para eles (tabela 13). A cristalização destes corpos se deu segundo o tampão titanita+magnetita+quartzo (figura 86). Tal afirmação é feita, com base na mineralogia de minerais opacos, e corroborada pela química das fases minerais (epidoto, hornblenda e biotita).

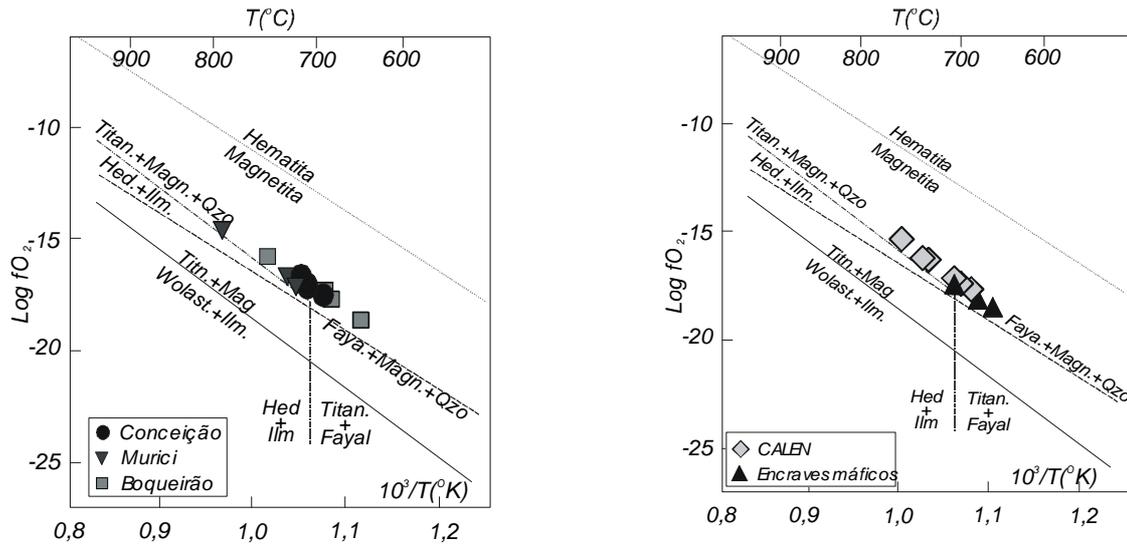


Figura 86- Estabilidade das paragêneses minerais fayalita-magnetita-quartzo, hematita-magnetita, titanita-magnetita-quartzo de acordo com $\log fO_2$ e T (segundo Wones 1989).

Em todos os corpos estudados o epidoto primário está presente. Durante a década de 80, após experimentos de Naney (1983), o epidoto foi usado como indicador de cristalização a elevada pressão (Zen e Hammarstrom 1984, Zen 1985, entre outros). Contribuições como de Schmidt & Thompson (1996) tentando estabelecer o campo de estabilidade do epidoto, realizam experimentos sob condições variáveis de P, T e fO_2 , e observaram que o epidoto cristalizou a baixas pressões sob alta fO_2 . Dada às pressões relativamente altas na qual se cristalizaram os corpos estudados, a presença de epidoto reforça a hipótese de um magma relativamente oxidado como progenitor destas rochas.

No plúton de Conceição das Creoulas razão atômica $Fe^{3+}/Fe^{3+}+Al$ (conteúdo de pistacita) varia em torno de Ps_{20-25} . Nos plútons de Caldeirão Encantado e Caldeirão Encantado Sul a razão atômica $Fe^{3+}/Fe^{3+}+Al$, varia em torno de Ps_{22-27} , com predominância dos valores entre 25-26% de pistacita. O plúton de Boqueirão tem valores de pistacita no intervalo Ps_{21} e Ps_{27} . No stock de Murici, os teores de pistacita estão em torno de Ps_{20-29} , sendo que a diferença destes valores, devida a mineralogia associada. Os valores mais altos entre Ps_{26} e Ps_{29} estão associados a assembléia mineral que contém magnetita. As diferenças nos conteúdos de Fe^{3+} e Al podem ser atribuídas ao aumento na fO_2 ao longo da evolução do sistema magmático. A forte correlação negativa entre teor de Al na hornblenda e a razão $Fe/(Fe+Al)$ de epidotos coexistentes foram observados, confirmando a relação entre o campo de estabilidade do epidoto e a fO_2 . A composição do epidoto sugere cristalização sob condições de fugacidade de oxigênio próximas a curva tampão NiNiO (níquel-busenita) e $Fe_2O_3-Fe_3O_2$ (hematita-magnetita) de Liou (1973)

Tabela 13 - Estimativas da fO_2 para os corpos estudados (Wones 1989)

GRANITÓIDES	Amostra	T (K)	P (bars)	Log fO_2
Caldeirão Encantado	CALEN 10	954,2	6700	-17,43
	CALEN 10	946,0	6300	-17,71
	CALEN 13	984,9	6600	-16,42
	CALEN 34	976,0	6500	-16,71
	CALEN 40	1013,6	6600	-15,53
	CALEN 41	939,1	6500	-16,48
	CALEN 41	1022,59	6.000	-14,43
Conceição das Creoulas	C	955,0	7710	-17,41
	CC 04	964,0	7950	-17,09
	CC 04	956,0	8100	-17,37
	CC 22	941,3	8100	-17,88
Murici	PM 02	978,4	6600	-16,63
	PM 03	1051,3	6600	-14,44
	PM 09	966,0	6400	-17,03
Boqueirão	BQ 02	938,9	6600	-17,93
	BQ 06	997,8	6000	-16,02
	BQ 13	934,8	6000	-18,12
	BQ 21	905,28	6000	-19,18
Encrave máfico	CC 20E	917,5	6600	-18,73
	CC 20E	930,0	6400	-18,28
	CC 20E	954,0	6800	-17,44
	CC 20E	950,00	6800	-17,58

VII.1.4 - Viscosidade

Quando um líquido é submetido a forças de cisalhamento, ele responde fluindo, apresentando porém uma resistência ao fluxo. Esta resistência é denominada viscosidade. A viscosidade está relacionada a estrutura interna do magma que por sua vez é função de sua composição, da pressão e temperatura. Magmas cálcio-alcalinos apresentam menor viscosidade que os magmas félsicos, por serem menos polimerizados. A água possui um efeito despolimerizador, causando reduções de viscosidade proporcionalmente maiores nos magmas félsicos. Por outro lado, aumento de pressão conduz a diminuição de viscosidade sob condições isotérmicas.. Segundo autores como Barker (1998), Clemens & Petford (1999), Holtz *et al.* (2001) em magmas graníticos cálcio-alcalinos, os conteúdos d'água são estimados em torno de 3 a 4% em peso, para temperaturas em torno de 800°C e pressões de 7 kbar. Nos granitóides estudados foi considerado valor de 4% em peso para o conteúdo d'água, baseando-se na composição modal e no conteúdo d'água das fases minerais (biotita, anfibólio e epidoto).

A viscosidade de um magma granítico depende fortemente da composição química (principalmente do conteúdo de SiO_2), da temperatura e da quantidade d'água e voláteis dissolvida. O aumento de temperatura e do conteúdo d'água reduzem a viscosidade, enquanto o

aumento no conteúdo de SiO₂ aumenta a viscosidade (Barker, 1989). Barker (1989) levou em consideração as seguintes condições para propor o seu modelo: a - conteúdo de água entre 0,3 e 12 % em peso, conteúdo de SiO₂ no intervalo entre 69 e 77% em peso, temperaturas entre 577 e 1200°C a pressões crustais. De acordo com este autor o efeito da viscosidade é desprezível para pressões entre 0,01 e 15 kbar.

Existem vários métodos para a determinação da viscosidade do magma. Dentre outros podem ser citados métodos de autores como Murase (1962), Bottinga & Weill (1970, 1972), Shaw (1972), Persikov (1991) e Barker (1998).

Barker (1998) definiu duas equações para o cálculo de viscosidade de magmas graníticos. Estas expressões são função da temperatura e da fração molar de água (X_{H₂O}), foi selecionada a equação para valores de X_{H₂O} > 0,24

$$\log \mu_m = -1,86X_{H_2O} - 0,009511T + 15,6293$$

T é a temperatura em Kelvin e μ_m é dado em Pa.s. Para a determinação da fração molar de água, Barker propõe utilizar o método de Burnham (1979). Os cálculos são realizados a partir de dados de química de rocha total (% de peso dos óxidos), na base de oito oxigênios e para um magma granítico anidro. Nos cálculos intermediários, são determinados os somatórios dos moles de oxigênio e peso molecular (PM_m) do fundido granítico anidro conforme a equação: PM_m = % de óxidos x 8 oxigênios / Σ moles de oxigênio

Para os granitóides estudados o conteúdo de SiO₂ encontra-se no intervalo de 63,69 % a 70,42%. As viscosidade foram determinadas com os valores extremos no conteúdo de SiO₂ e na média aritmética dos dados da tabela 14, obtendo uma viscosidade de variando de 1,3 a 3,9 x 10⁴ P.a.s, considerando os valores de X_{H₂O} = 3%.

Tabela 14 - Estimativa da viscosidade para os granitóides estudados

Amostra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	TOTAL	H ₂ O	μ (Pas)
CALEN14	70,42	0,57	14,61	1,53	0,4	0,05	1,09	2,14	3,41	3,74	0,11	98,39	3,00	2,9 x 10 ⁴
CALEN34	65,51	0,5	16,18	1,96	1,63	0,04	1,57	2,75	4,18	3,5	0,16	97,98	3,00	3,7 x 10 ⁴
CC-2	70,4	0,47	14,8	1,15	1,50	0,03	0,79	2,25	4,3	2,9	0,12	98,96	3,00	1,3 x 10 ⁴
CC-19	65,5	0,84	15,7	2,10	2,3	0,06	1,16	3,5	4,0	2,9	0,25	98,75	3,00	4,4 x 10 ⁴
BQ	63,68	0,67	16,08	0	4,71	0,09	2,41	3,49	3,24	4,45	0,24	99,06	3,00	3,7 x 10 ⁴
BQ	68,98	0,66	14,4	2,78	0,9	0,05	1,29	2,68	3,69	3,37	0,15	98,95	3,00	3,9 x 10 ⁴
PM2	64,63	0,74	15,67	5,2	0,31	0,1	2,47	4,16	3,3	3,44	0,15	100,2	3,00	1,4 x 10 ⁴
PM1	63,69	0,79	15,98	2,51	2,57	0,1	2,29	3,96	3,17	3,18	0,5	98,74	3,00	3,2 x 10 ⁴

CAPÍTULO VIII - GEOQUÍMICA ISOTÓPICA E CARACTERIZAÇÃO PETROGENÉTICA

VIII. 1 - ISOTOPOS RADIOGÊNICOS

VIII.1.1 - Introdução

A geologia isotópica tem sido um campo de estudo essencial na petrologia moderna. A variação natural dentro dos processos geológicos (ex. cristalização fracionada) de certos elementos (Sm, Nd, Rb, Sr, etc.) é muito importante para a distinção entre os diversos ambientes, bem como sua utilização em modelamentos magmáticos. A geoquímica isotópica tem como principal característica na petrologia ígnea a elucidação de processos da formação, evolução magmática, e origem (área fonte) dos magmas, além de possibilitar a obtenção de idades absolutas.

Isótopos radiogênicos têm sido usados como indicadores petrogenéticos, devido ao fato dos mesmos não serem afetados por processos de fracionamento químico que acompanham a evolução magmática, assim o líquido formado pela fusão parcial herdaria a composição isotópica de sua fonte e não seriam modificados por processos de cristalização fracionada subsequentes (Wilson, 1989).

VIII.1.2 - O Sistema Rb-Sr

O rubídio (Rb) e o estrôncio (Sr) pertencem aos grupos dos metais alcalino e alcalinos terrosos respectivamente. O raio iônico do Rb é bastante semelhante ao do potássio para permitir sua substituição em todos minerais portadores de potássio tais como micas, feldspatos potássicos e certos minerais de argila. O raio iônico do Sr é ligeiramente superior ao do cálcio, podendo por isso substituí-lo em muitos minerais como plagioclásio, anfibólios, apatita e carbonatos de cálcio. A razão entre Sr^{87}/Sr^{86} no momento da geração do magma nos fornecerá um número que é definido como razão inicial que é obtido a partir da construção do diagrama isocrônico de determinação de idades. Representa a relação no momento de geração magmática entre os isótopos de Sr, podendo ser de grande importância como parâmetro indicativo de magmas oriundos do manto, de crosta oceânica e/ou diferentes segmentos da crosta continental.

A abundância e razões entre Rb e Sr são usadas como traçadores geoquímicos para inferir a origem e evolução do magma. Quanto mais evoluído o magma, maior a concentração de Rb, e portanto, as rochas derivadas desse magma terão maiores razões Rb/Sr desenvolvendo razões $^{87}Sr/^{86}Sr$ mais elevadas do que as esperadas no manto. A evolução isotópica do Sr é baseada no meteorito padrão BABI (*Basaltic Achondrite Best Initial*) estudado por Papanastassiou & Wasserburg (1986), cuja razão inicial $^{87}Sr/^{86}Sr$ é de 0,69897.

A composição isotópica de Sr no manto é relativamente homogênea. Dados provenientes de basaltos de rusga oceânicas, que presumivelmente não sofreram contaminação crustal apresentam uma variação muito pequena ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,704$) (Faure & Power, 1972; Pidgeon & Hopgod, 1975). De acordo com Best (1982), rocha ígnea derivada do manto e com pouca interação crustal deve apresentar razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} < 0,706$. As razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ na crosta continental poder se modificada por processos ígneos, metamórficos e sedimentares, contudo uma elevada razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, indicaria uma participação crustal, pelo menos parcial de material crustal. Rochas derivadas por fusão ou assimilação de materiais crustais exibem razão inicial $> 0,706$.

A desintegração radioativa do ^{87}Rb para o ^{87}Sr é a base do método de datação Rb-Sr, constante de decaimento adotada neste trabalho é $\lambda = 1,42 \times 10^{11}/\text{ano}$.

A maior parte dos granitóides na Província da Borborema é geneticamente relacionado a orogênese Brasileira, durante o Neoproterozóico. Dos plútons estudados apenas para o de Conceição das Creoulas foram realizadas análises isotópicas com 5 amostras selecionadas, no laboratório de geocronologia da Universidade do Pará (Brasilino, 1997), cujos dados analíticos estão apresentados na tabela 15.

Tabela 15 - Análises isotópicas de Rb-Sr do batólito de Conceição das Creoulas

AMOSTRA	Rb(ppm)	Sr(ppm)	Rb/Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	σ	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	σ
RCC -33	128	465	0,28	0,796	0,004	0,716401	0,000060
RCC-07	135	416	0,32	0,937	0,004	0,718033	0,000069
RCC-20	136	420	0,32	0,940	0,004	0,717964	0,000038
RCC-16	148	358	0,41	1,199	0,005	0,720191	0,000000
RCC-26	171	360	0,47	1,377	0,007	0,721775	0,000000

Em diagrama isocronicos (figura 87), o conjunto de dados apresenta um bom alinhamento dos pontos, embora apresente um alto valor de MSWD (Mean Square of Weighted Deviates) que foi de 4,46, no entanto este índice para cinco amostras deveria estar em torno de 2,68, sendo talvez a amostra RCC-26 que apresento um desvio padrão um pouco elevado a responsável por isso.

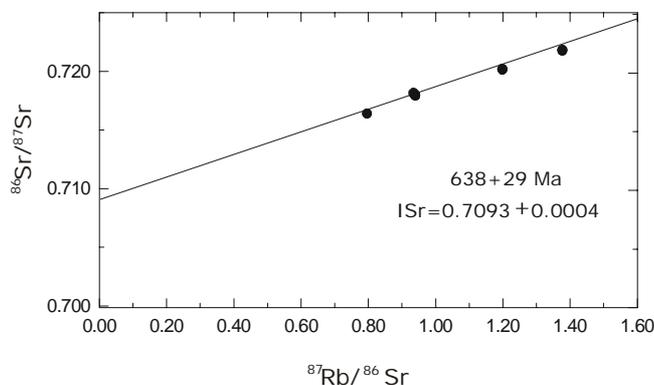


Figura 87 - Diagrama isocrônico de referência das amostras do batólito Conceição das Creoulas

Foram observados nestas rochas valores altos de Sr (420-561 ppm) e moderados valores de Rb (124-187 ppm). A Isócrona Rb-Sr em rocha total forneceu idade de 638 ± 29 Ma (figura 87) e razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0.7093 ± 0.0042 , que é um valor bastante elevado quando comparado a uma fonte mantélica, sugerido alternativamente uma fonte crustal, ou ainda uma fonte mantélica com contaminação crustal. Levando em consideração a presença de enclaves máficos de composição diorítica, a mineralogia da rocha e os dados químicos a última hipótese é a mais provável.

VIII.1.3 - O Sistema Sm-Nd

O desenvolvimento do método Sm-Nd em materiais terrestres, iniciou-se durante a década de 70, a partir de trabalhos de Lugmair et al. (1975) e Nakamura et al. (1976). Com a melhor compreensão do comportamento dos isótopos de Sm e Nd em processos geológicos esta sistemática tem se mostrado uma importante ferramenta nos estudos de evolução crustal.

Sm e Nd fazem parte do grupo de elementos terras raras, são elementos que tem comportamento incompatível no manto, provocando um aumento das concentrações com o grau de diferenciação magmática. Entretanto o Nd que é mais incompatível que o Sm, torna-se mais concentrado, fazendo com que a razão Sm/Nd seja maior nas rochas derivadas do manto em relação às rochas crustais (Faure, 1986).

Para estudar a evolução isotópica do Nd na Terra De Paolo & Wasserburg (1976a) utilizaram o padrão CHUR (Chondritic Uniforme Reservoir) que representa a Terra primordial. A fusão parcial do CHUR geraria magmas com razões Sm/Nd mais baixas de modo que rochas derivadas desses magmas (considerados uma fonte enriquecida) teriam atualmente razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ inferiores ao CHUR, e conseqüentemente, o sólido residual apresentaria razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ mais elevadas que o CHUR. Outro modelo adotado é do manto empobrecido DM (Depleted Mantle). Com o objetivo de comparar as diferenças entre as razões isotópicas das rochas e o CHUR ou DM, De Paolo & Wasserburg, (1976b) introduziram o parâmetro ϵNd , que é calculado pela equação:

$$\epsilon\text{Nd} = \left[\frac{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{ROCHA}}}{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}} - 1 \right] \times 10^4$$

Brito Neves *et al.* (1995b) baseados em dados geocronológicos de U-Pb, Rb-Sr e Sm-Nd, consolidaram a idéia de um novo ciclo orogenético na Província da Borborema (Evento Cariris Velhos), cujos registros provêm principalmente da porção ao sul do Lineamento Patos, foi definido como um ciclo de Wilson completo que teria se iniciado no Mesoproterozóico Superior (1,1 Ga, abertura) estendendo-se até o Neoproterozóico (0,95 Ga, eventos colisionais). Este episódio acrescionário que tem sido descrito várias partes do Brasil e da África. No terreno Alto Pajeú, Alto

Moxotó e outras faixas Pan-Africanas, ocorre um nítido alinhamento de anomalias gravimétricas positivas que caracteriza uma zona de sutura. Daly (1986) descreve também uma reativação do embasamento, magmatismo granítico e assimetria geral de ascensão através da faixa Irumide e Moçambique, que resultam numa tectônica colisional associada a acreção durante um simples período orogênico que culminou há 1,1 Ga.

Dados geocronológicos (Scheid, 1992; Brito Neves *et al.*, 1993) indicam um episódio acrecionário/colisional há 1,0 Ga, que implica vulcanismo e colisão simultâneos e sugere a existência de um ciclo extremamente rápido. Segundo Santos (1995) isto parece pouco provável, e é possível que a idade do evento contraccional esteja super estimada, ou seja, é possível que estas idades sejam resultantes de contaminação dos fundidos graníticos contraccionais por cristais de zircão formado durante o episódio vulcanogênico de 1,0 Ga. Segundo Santos (1995) não há dados suficientes para aferir-se o evento contraccional, que é certamente mais jovem que 1,0 Ga, idade de sedimentação e do vulcanismo dessa região.

Estudos isotópicos Sm-Nd para os plútons em estudo, listados na tabela 16, indicam uma idade modelo de 1,28-1,32 Ga (T_{DM}) para a fonte, com valores de ϵNd variando -2 a -2,6 para $t = 0.638Ga$ (figura 88) para o plúton de Conceição das Creoulas. O Caldeirão Encantado com idade T_{DM} de 1,42 - 1,51 Ga e valores de $\epsilon Nd^{(600)}$ variando -5 a -5,6. As amostras analisadas para os plútons de Murici e Boqueirão forneceram idades T_{DM} de 1,31 e 1,47 Ga e ϵNd -4,12 e -4,6 respectivamente (figura 88). Foi analisada também uma amostra do anfibólio xisto (BQ-7) que forneceu idade T_{DM} de 1,16 Ga e ϵNd de -2,04.

Rochas de derivação mantélica apresentam valores de ϵNd positivo ou próximos de zero. Valores negativos também podem ser obtidos, através da incorporação de crosta por evento subduccional prévio causando metassomatismo do manto. Na Província Borborema é freqüente a presença de rochas dioríticas com pouca contaminação crustal, com valores de ϵNd negativo, sugerindo a presença de uma manto anômalo (Jardim de Sá, 1994; Neves e Mariano, 1997; Mariano *et al.* (2001).

Neste contexto, os valores de ϵNd entre -2 a -5,6 são sugestivos que a fonte para estes magmas derivou do manto, em torno de 1,3 Ga. Contudo no caso do plúton de Conceição das Creoulas (que é o único com datação Rb-Sr) a razão inicial de $^{87}Sr/^{86}Sr$ evidencia uma contribuição crustal importante na gênese deste plúton.

As idades modelos T_{DM} de 1,28-1,5 Ga e os valores de ϵNd (figura 88), sugerem uma idade ligada ao evento acrecionário/extensional do final do Mesoproterozóico (1a 1,1 Ga), com rifteamento da crosta e geração de magmas basálticos. As rochas produzidas por este magmatismo foram posteriormente metamorfizadas gerando anfibolitos, que fundidos durante a orogênese brasileira deram origem a diversos plútons cálcio-alcálicos de alto potássio e dentre eles os plúton de Conceição das Creoulas, Boqueirão, Murici e Caldeirão Encantado. Dados mineralógicos deste

último sugerem também ter uma certa contribuição crustal. Outra possibilidade é que estas idades modelos representariam simplesmente uma idade mista com restrita contribuição da crosta Transamazônica.

Tabela 16 - Análises isotópicas de Sm-Nd para os plútons estudados

Amostra	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon\text{Nd}^{(600)}$	$\epsilon\text{Nd}^{(0)}$	TDM(Ga)
BQ4	0,0970	0,512035	-4,12	-11,76	1,31
CALEN-SUL	0,1167	0,512067	-5,01	-11,14	1,51
CALEN34	0,0994	0,511966	-5,65	-13,12	1,42
PM2	0,1159	0,512085	-4,60	-10,78	1,47
CC-33	0,113	0,512153	-2,64	-9,46	1,34
CC-26	0,105	0,51213	-2,43	-9,29	1,28
CC-16	0,113	0,512159	-2,52	-9,34	1,33
CC-07	0,112	0,512167	-2,28	-9,19	1,31
CC-27	0,11	0,512172	-2,02	-9,09	1,28
BQ7-anfibólio xisto	0,1459	0,512533	1,85	-2,04	1,16

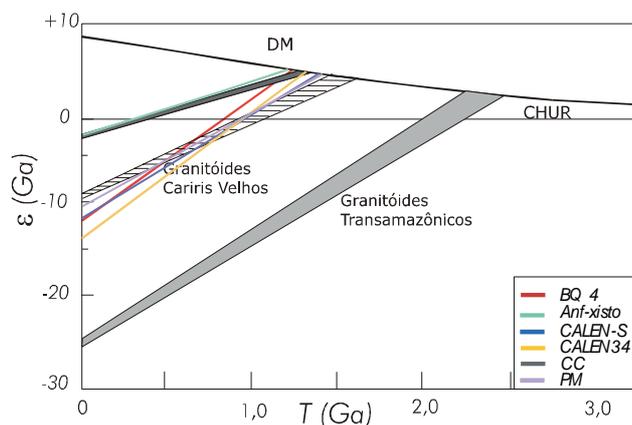


Figura 88 - Evolução ϵNd vs idade modelo (T_{DM}) para as amostras dos plútons de Conceição das Creoulas (CC), Caldeirão Encantado (CALEN), Murici (PM) e Boqueirão (BQ). Faixas de valores para os granitóides Cariris Velhos e Transamazônicos, compilados de Ferreira *et al.* (1998)

V.III.2 - ISÓTOPOS ESTÁVEIS

Isótopos estáveis, em particular os de oxigênio, têm sido utilizados para se entender a natureza da fonte dos magmas, extensão da contaminação crustal, alteração hidrotermal e metamorfismo. As maiores variações das proporções dos isótopos de oxigênio na natureza, ocorrem como resultado dos fenômenos de evaporação e condensação das águas superficiais.

Como o oxigênio é um componente importante de minerais formadores de rocha, a composição isotópica de oxigênio pode fornecer informações sobre origem e condições de cristalização de minerais e/ou rochas. É muito utilizado na petrologia ígnea, uma vez que o fracionamento isotópico de $\delta^{18}\text{O}$ é inversamente proporcional à temperatura, o que possibilita a sua aplicação como geotermômetro através das diferenças na composição de certos minerais

cogenéticos (Faure, 1986) Fluidos residuais ou intempéricos podem proporcionar modificações subsequentes nos valores de $\delta^{18}\text{O}$.

Visando reconstruir a história evolutiva dos magmas estudados, foram analisadas $\delta^{18}\text{O}$ em rocha total e minerais separados.

O oxigênio tem sua composição isotópica representada pela notação delta seguido pelo isótopo mais pesado ($\delta^{18}\text{O}$) e exprime a razão entre o isótopo mais pesado e o mais leve em relação a um padrão obedecendo a seguinte formulação matemática:

$$\delta^{18}\text{O} = \left[\frac{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{amostra}} - (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{padrão}}}{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{padrão}}} \right] \times 10^3 \text{ ‰}$$

O padrão de referência utilizado neste estudo é VSMOW (Vienna Standard Mean Ocean Water). Foram analisados minerais resistentes a alterações isotópicas posteriores a cristalização e em adição foram realizadas análises em rocha total. As medidas de $\delta^{18}\text{O}$ para zircão, titanita, epidoto e quartzo, e as temperaturas aparentes calculadas para o fracionamento dos diferentes pares minerais estão listados na tabela 17.

O conhecimento de trocas cinéticas permite a estimativa do valor de $\delta^{18}\text{O}$ magmático, que é importante para determinar a fonte de granitos tipo I normal e de alto $\delta^{18}\text{O}$. Taylor *et al.* (1978) classificaram granitos, quartzo monzonitos, e seus equivalentes vulcânicos em três grupos, tendo como base os seguintes valores de $\delta^{18}\text{O}$ (‰ SMOW), em rocha total: a) rochas graníticas com baixo $\delta^{18}\text{O}$ ($< +6$ ‰); b) rochas graníticas normais $\delta^{18}\text{O}$ ($+6$ ‰ $< \delta^{18}\text{O} < +6$ ‰ $\delta^{18}\text{O} < +10$ ‰); c) rochas graníticas com alto $\delta^{18}\text{O}$ ($> +10$ ‰).

Valores baixos de $\delta^{18}\text{O}$ são indicativos de alteração hidrotermal ou meteórica. Valores muito altos refletem fusão ou contaminação com material crustal (Taylor, 1978).

Estudos experimentais (O'Neil & Chappel, 1977; Taylor & Silver 1978) demonstraram que granitos com $\delta^{18}\text{O} > +10$ ‰ SMOW originam-se de protólitos metassedimentares (granitos tipo S), e granitos com $\delta^{18}\text{O} > +10$ ‰ SMOW formam-se a partir de protólitos ígneos (granitos tipo I).

De acordo com Sial (1990) que estudou o padrão regional de oxigênio em granitóides do terreno Cachoeirinha-Salgueiro (terreno Piancó-Alto Brígida), os plútons cálcio-alcálicos de alto potássio mostram valores de $\delta^{18}\text{O}$ "normais" ($< +10$ ‰ SMOW), no intervalo para granitóides do tipo I, enquanto os plútons cálcio-alcálicos mostram valores de $\delta^{18}\text{O}$ altos ($+10$ a $+13$ ‰ SMOW), típicos de granitóides tipo S. Segundo este autor provavelmente, o magma progenitor originou-se no manto superior ou na base da crosta inferior e interagiu com fluidos metamórficos de alto $\delta^{18}\text{O}$.

Os valores de $\delta^{18}\text{O}$ para minerais separados podem fornecer evidencia de processos magmáticos, em particular o zircão e a titanita, que sendo as primeiras fases a cristalizar, têm a composição isotópica do oxigênio muito próxima àquela do magma. Por serem minerais

relativamente inertes a trocas isotópicas temperaturas a mais baixas, seus valores podem ser úteis para se estimar os valores magmáticos primários. O desenvolvimento de tecnologia recente facilitou análises de isótopos de oxigênio em zircão com alta precisão e exatidão (Valley *et al.*, 1994). Estudos teóricos também sugerem que o epidoto é uma fase refratária para difusão e troca de oxigênio depois da cristalização (Fortier & Giletti, 1989; Zheng & Fu, 1998).

Os valores de $\delta^{18}\text{O}$ para os diferentes minerais analisados são bastante homogêneos. Valores de $\delta^{18}\text{O}$ para o zircão no pluton de Murici variam de 9,16 a 9,26 ‰. No plúton de Caldeirão Encantado foi analisado apenas uma amostra com valor 9,74 ‰ que são valores muito próximos para os dois plútons.

A média das razões isotópicas para os outros minerais no plúton de Murici são valores bastante elevados $\delta^{18}\text{O}$ para quartzo 12,79 ‰ VSMOW, 8,39 ‰ para o epidoto, 7,62 ‰ para titanita. A média dos valores para o plúton de Caldeirão Encantado é $\delta^{18}\text{O}$ 13,46 ‰ para quartzo, 9,03 para epidoto e 8,25 para titanita.

A medida do fracionamento entre os pares minerais zircão e titanita $\Delta(\text{zircão-titanita}) = 1,61$ ‰ para o plúton de Murici e 1,34 para Caldeirão Encantado (figura 89A), que são bem maiores que os estimados por King *et al.* (2001) que é 0,88 ‰ a 800°C. A média das temperaturas aparentes é de 525°C para o Murici e 599°C para o Caldeirão Encantado. Segundo Ferreira *et al.* (2003) estes valores baixos de temperaturas podem ser devido a diferentes temperaturas de fechamento para trocas isotópicas, que para o zircão pode ser temperatura próxima ao liquidus.

No plúton de Murici os valores de $\Delta(\text{quartzo-zircão})$ estão no intervalo de 3,29 a 3,85 ‰ (figura 89B). Os altos valores de $\delta^{18}\text{O}$ para o quartzo em relação ao zircão pode ser devido a trocas isotópicas magmáticas a temperaturas mais baixas do quartzo com feldspato e mica. As temperaturas em torno de 570°C, são compatíveis com de fechamento para o quartzo (ver Ferreira *et al.*, 2003).

Os valores de fracionamento entre quartzo e titanita são altos nos dois plútons, 5,05 e 5,36 ‰ com temperaturas aparentes baixas com médias de 568°C para Murici e 553°C para o Caldeirão Encantado, provavelmente devido a trocas isotópicas do quartzo a temperatura de subsolidus em sistemas fechados.

Estes dois plútons também apresentam valores altos de fracionamento de isótopo de oxigênio entre quartzo e epidoto (figura 89D). A média dos valores $\Delta(\text{quartzo-epidoto})$ para o Murici é 4,4 ‰ e 4,22 ‰ para o Caldeirão Encantado, resultando em temperatura aparentes na ordem de 568°C e 584°C respectivamente.

O fracionamento entre o zircão e o epidoto é bastante variável dentro destes plútons (figura 89C), com valores entre 0,17 e 1,62 ‰ para o Murici e 0,91 ‰ para o Caldeirão Encantado, apresentando uma grande variação na temperatura aparente. Esta variação indica que o epidoto não preservou as razões isotópicas magmáticas, isto se deve provavelmente a trocas tardias entre o

epidoto e minerais de alto $\delta^{18}\text{O}$ como o quartzo e o feldspato. Segundo Ferreira *et al.* (2003) o sistemático fracionamento mineral sugere que $\delta^{18}\text{O}(\text{epidoto})$ reflete trocas isotópicas a altas temperaturas durante um resfriamento lento e portanto não é mineral refratário a troca isotópica como previsto por cálculos teóricos.

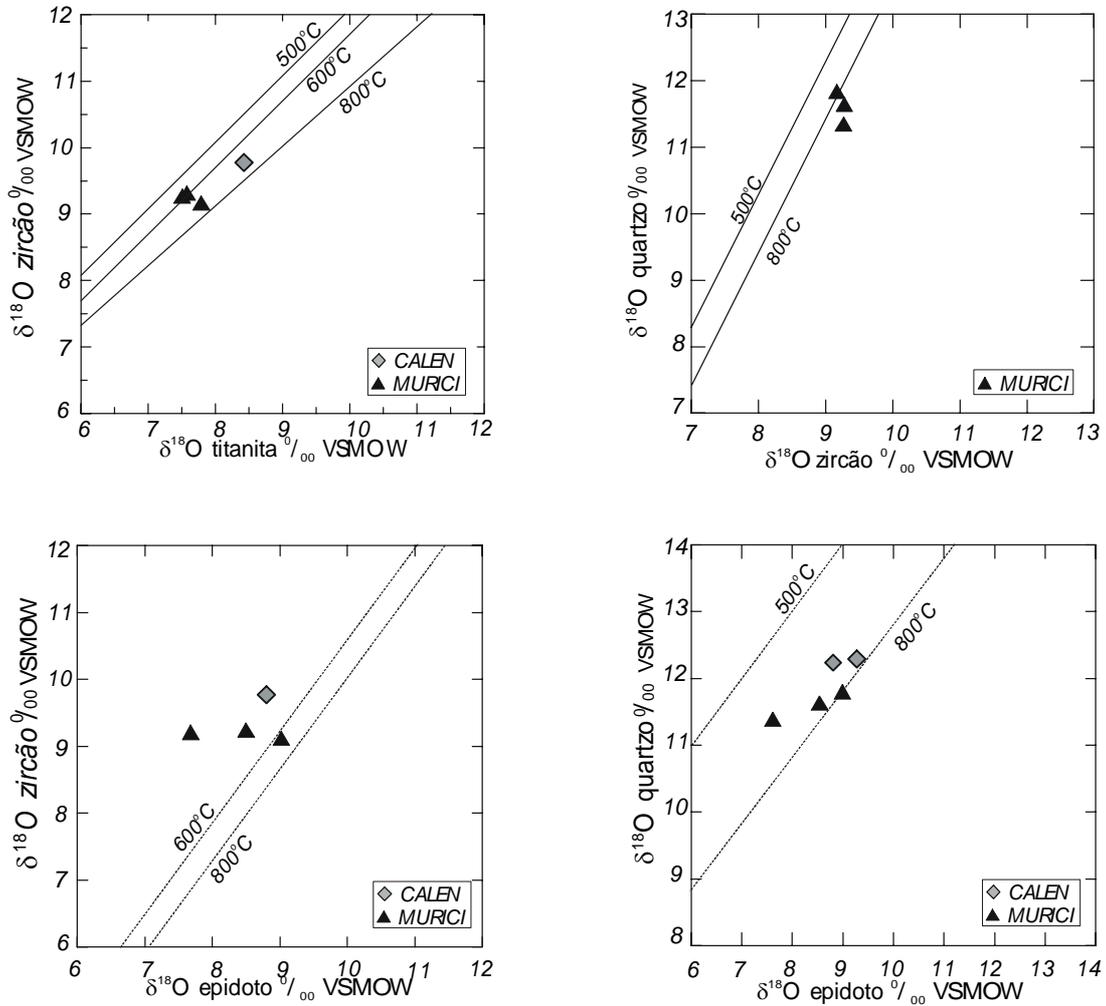


Figura 89 - Diagramas mostrando a coexistência entre minerais (a) $\delta^{18}\text{O}(\text{zircão})$ versus $\delta^{18}\text{O}(\text{titanita})$. Isotermas para o equilíbrio do fracionamento foram calculadas baseada em Valley *et al.* (2003) (b) $\delta^{18}\text{O}(\text{zircão})$ versus $\delta^{18}\text{O}(\text{quartzo})$. Isotermas para o equilíbrio do fracionamento foram calculadas baseada e Valley *et al.* (2003); (c) $\delta^{18}\text{O}(\text{zircão})$ versus $\delta^{18}\text{O}(\text{epidoto})$. Isotermas para o equilíbrio do fracionamento foram calculadas baseada em Valley *et al.* (2003) e Ferreira *et al.* (2003); (d) $\delta^{18}\text{O}(\text{quartzo})$ versus $\delta^{18}\text{O}(\text{epidoto})$. Isotermas para o equilíbrio do fracionamento foram calculadas baseada em Ferreira *et al.* (2003)

De acordo com Valley *et al.* (1994) a cristalização fracionada em um sistema fechado resulta em valores de $\delta^{18}\text{O}$ (zircão) que não mostram variações com o conteúdo de SiO_2 da rocha total e existe uma correlação positiva entre $\Delta(\text{rocha total-zircão})$ e o conteúdo de SiO_2 em rochas cristalizadas num sistema fechado. Na figura 90 observa-se que os valores de $\delta^{18}\text{O}(\text{zircão})$ são independentes do conteúdo de SiO_2 , como esperado para sistemas de cristalização fracionada

fechados ao contrário do que ocorre com a assimilação e cristalização fracionada (ACF) que para rochas com alto $\delta^{18}\text{O}$ a inclinação aumenta com o aumento de SiO_2 (Ferreira *et al.*, 2003). A variação dos valores de $\delta^{18}\text{O}$ para rocha total mostrou-se bastante restrita com valores estimados entre 10,6 a 10,8 ‰ VSMOW que pode representar o $\delta^{18}\text{O}$ do magma original se considerarmos o sistema fechado.

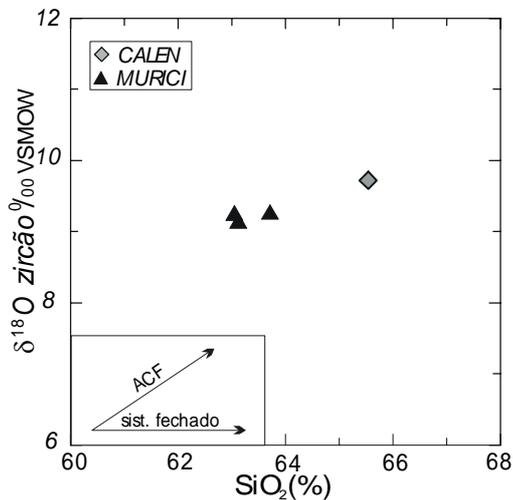


Figura 90 - Diagrama) $\delta^{18}\text{O}$ (zircão) versus SiO_2 para as rochas do plúton de Caldeirão Encantado e Murici.

Tabela 17 - Teores de $\delta^{18}\text{O}$ e temperaturas aparentes, para amostras dos plútons de Caldeirão Encantado e Murici, medidos em rocha total e minerais separados (‰ VSMOW).

AMOSTRA	CALEN 11	CALEN 34	média	PM-1	PM-2	PM-3	média
$\delta^{18}\text{O}$ zircão	-	9,74	9,74	9,29	9,16	9,26	9,24
$\delta^{18}\text{O}$ quartzo	13,46	-	13,46	12,83	13,01	12,55	12,79
$\delta^{18}\text{O}$ epidoto	9,24	8,83	9,03	8,55	8,99	7,64	8,39
$\delta^{18}\text{O}$ titanita	8,1	8,4	8,25	7,59	7,78	7,5	7,62
Δ (zirc-tit)	-	1,34	1,34	1,7	1,38	1,76	1,61
Δ (qz-ep)	4,22	-	4,22	4,28	4,02	4,91	4,40
Δ (qz-zir)	-	-	-	3,54	3,85	3,29	3,56
Δ (qz-tit)	5,36	-	5,36	5,24	5,23	5,05	5,17
Δ (zirc-epid)	-	0,91	0,91	0,74	0,17	1,62	0,86
Δ (ep-tit)	1,14	0,43	0,78	0,96	1,21	0,14	0,77
SiO_2 (%)	68,84	65,51	67,17	63,69	63,11	63,06	63,29
Zr (ppm)	247	290	268,86	210	193	292	695
calc. r. total.	-	-	-	10,8	10,64	10,74	10,72
T aparente (zirc-tit)°C	-	599	599	501,6	586,7	488,3	525,53
T aparente (zirc-ep)°C	-	438	438	515	-	-	-
T aparente (qz-zirc)°C	-	-	-	590	591	529	570
T aparente (qz-tit)°C	533	-	533	563	563	578	568
T aparente (qz-ep)°C	584	-	584	577	605	522	568

As medidas do fracionamento mineral-mineral para esses plútons sugere continua troca isotópica entre os minerais através de processos de difusão a alta temperatura.

Os valores de $\delta^{18}\text{O}$ em rocha total (10,6 a 10,8 ‰ VSMOW) que segundo Sial (1990) são considerado valores de $\delta^{18}\text{O}$ “normais” no intervalo para granitóides do tipo I, são compatíveis os valores de ϵNd entre -2 a -5,6 que sugere para estes magmas uma fonte derivada do manto ou de um protólito ígneo na base da crosta.

VIII.3 - PETROGÊNESE

O modelamento geoquímico consiste na aplicação de um modelo matemático para explicar possíveis vínculos genéticos entre tipos petrográficos de uma suíte de rochas, buscando também identificar os processos magmáticos responsáveis pela diferenciação do magma.

A caracterização da fonte, as condições de evolução e as modificações de magmas progenitores, durante o transporte e armazenamento em câmaras magmáticas situadas a elevados níveis crustais são alguns aspectos que estão envolvidos nos estudos petrogenéticos.

A discussão sobre a petrogênese das rochas dos plútons estudados foi feita com base na correlação dos dados apresentados com modelos existentes na literatura. Processos petrológicos diversos podem responder pela variabilidade petrográfica e geoquímica das províncias graníticas. De forma geral os processos de geração de magmas cálcio-alcálicos mais conhecidos e mais comumente explorados na literatura são: (a) cristalização fracionada; (b) fusão parcial de rochas crustais; (c) fusão parcial de rochas do manto.

Como visto nos capítulos anteriores, os granitóides estudados apresentam características químicas que apontam para fontes e processos evolutivos semelhantes.

VIII. 2.1 - Cristalização Fracionada

A cristalização fracionada em suas diversas variantes, é sem dúvida, o processo fundamental de geração na maioria dos magmas ácidos (White & Chappel, 1974; Chappel & White, 1992). Porém alguns processos podem ocorrer em conjunto, como o modelo ACF de DePaolo (1981), que combina cristalização fracionada e assimilação.

Partindo de um processo de cristalização fracionada e observando os diagramas de Harker, ETR e *spidergrams* alguns comentários podem ser feitos a cerca das fases fracionadas. Nos plútons estudados foram observados algumas evidências deste processo, como zoneamento químico de minerais (plagioclásio, feldspato potássico, epidoto, titanita anfibólio e allanita)

O fracionamento da apatita, anfibólio, biotita e titanita é observado através da diminuição de P_2O_5 , CaO e Fe_2O_3 com o SiO_2 (figura 91) e algumas inflexões sistemáticas nos diagramas binários (por exemplo Ba, Zr, Sr, e Y vs SiO_2 , Sr vs Ba e Sr vs Rb, ver capítulo VI). Na correlação Rb versus

Sr o plúton Conceição das Creoulas e os enclaves máficos apresentam uma correlação positiva, os outros plútons estão agrupados, no digrama Rb versus Ba, os enclaves definem um trend negativo, porém para as outras amostras encontram-se agrupadas (figura 92) o indica que a cristalização fracionada não foi processo muito efetivo na evolução petrogenética desses granitos.

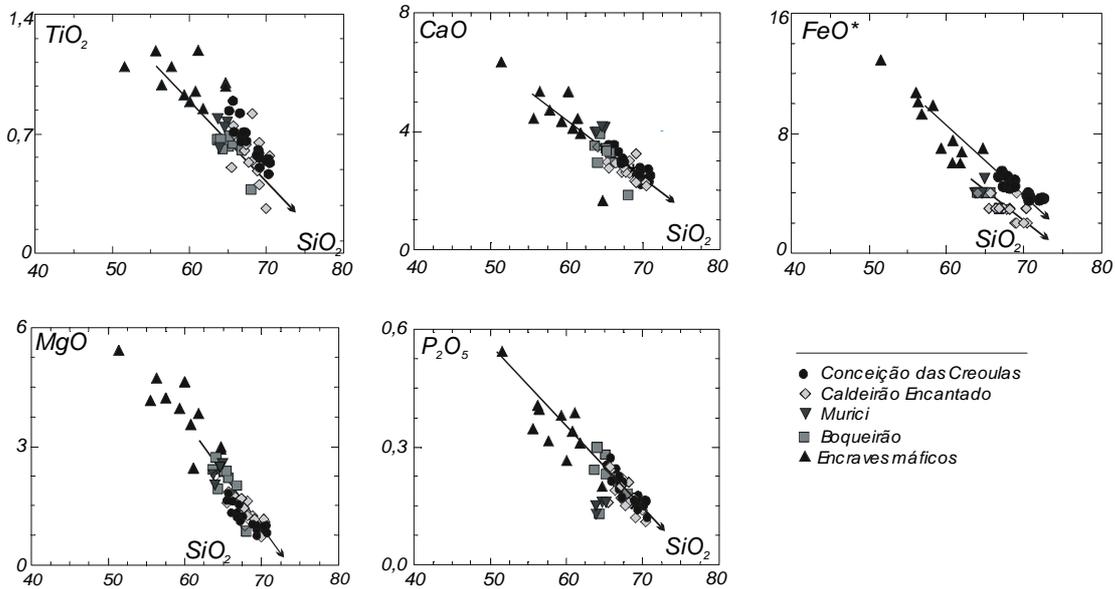


Figura 91 - Diagramas de variação tipo Harker (elementos maiores) para as rochas da área estudada

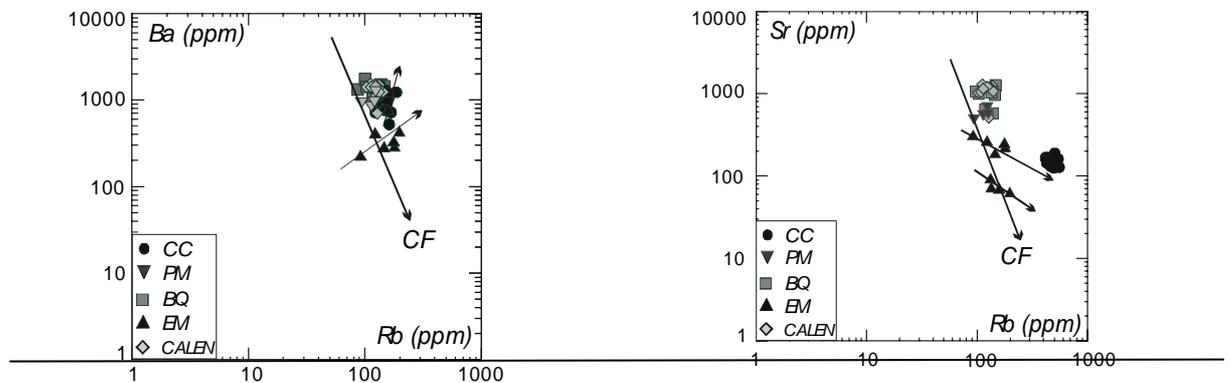


Figura 92 - Diagrama de variação logarítmica (elemento compatível vs incompatível) evidenciando um processo de cristalização fracionada (CF) para os plútons de Conceição das Creoulas (CC), Murici (PM), Boqueirão (BQ), Caldeirão Encantado (CALEN) e enclaves máficos (EM).

Martin (1990) propôs um modelamento geoquímico aplicando o logaritmo entre elementos traços incompatíveis e compatíveis (figura 93), foi utilizado apenas para o plúton de Conceição das Creoulas, visto que este é plútons estudados o único com análise de Y. Pode-se observar que o modelo mais aproximado é o da fusão parcial, tendo a cristalização fracionada um processo pouco expressivo.

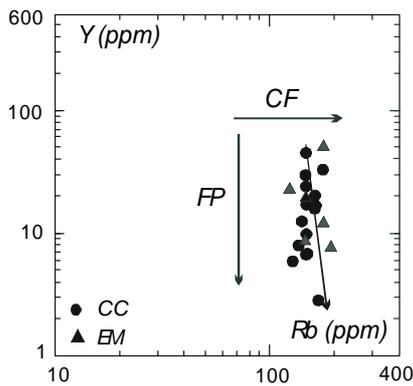


Figura 93 - Diagrama de elementos mais compatíveis vs elementos menos compatíveis, discriminando processos de cristalização fracionada e fusão parcial. (Martin (1990) para as rochas do plúton de Conceição das Creoulas (CC) e seus encaves máficos (EM).

VIII.2.2 - Fusão Parcial

Experimentos em anfibolitos sob condições de saturação em água (Howlloway & Burnham, 1972; Helz, 1973, 1976; Beard & Lofgren, 1991) indicam que moderados graus de fusão (30% a 50%) produzem líquidos de composição tonalítica-granodiorítica-granítica. Em vários estudos, anfibolitos foram propostos como possível fonte de magmas graníticos. Em vários estudos, anfibolito tem sido proposto como possível fonte para magmas cálcio-alcalinos (Gust & Arculus, 1986; Tepper, 1992). Os plútons estudados mostram química, pressão, temperatura, assinatura isotópica de $\delta^{18}\text{O}$ (10,7 ‰, dados de Murici e CALEN), compatíveis com hipótese de fusão parcial de rochas basálticas ou afibolíticas.

No diagrama Ab-Q-Or (figura 94), identifica-se a similaridade do trend desenvolvido pelas amostras dos plútons estudados e o trend gerado por fusão parcial de anfibolito (a $P_{\text{H}_2\text{O}} = 5\text{kbar}$) de acordo com experimentos de Heltz (1976).

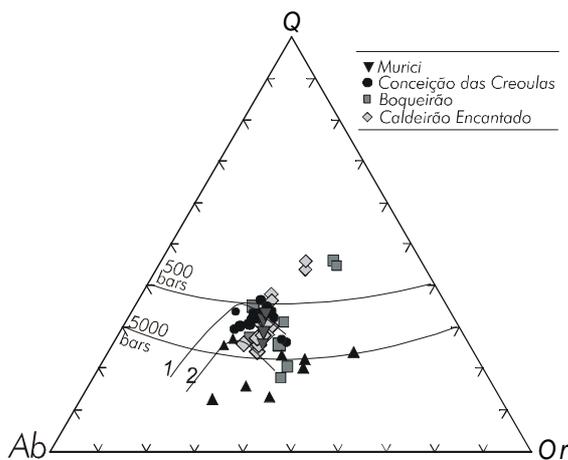


Figura 94- Projeção ternária Ab - Qz - Or para as rochas graníticas estudadas. Trends de fusão parcial de anfibolitos (1- composição toleítica, 2- composição alcalina) a $P_{\text{H}_2\text{O}}=5\text{kbar}$, de Heltz (1976).

No diagrama Ba vs Ba/Zr (figura 95) a correlação positiva e linear é interpretada, segundo sugere Àllegre & Minster (1978), com uma assinatura característica de rochas originadas principalmente por processo de fusão parcial.

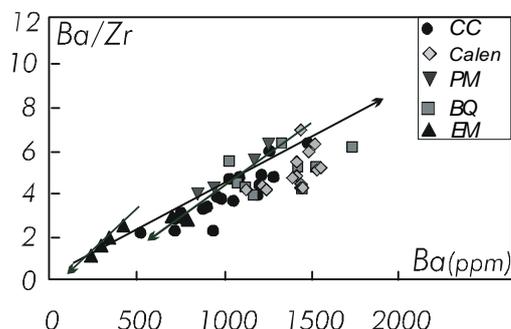


Figura 95 - Diagrama Ba/Zr vs Ba para as amostras dos plútons de Conceição das Creoulas (CC), Murici (PM), Boqueirão (BQ), Caldeirão Encantado (CALEN) e encraves máficos (EM). Segundo Àllegre & Minster (1978) o trend em linha reta inclinada indica fusão parcial como processo atuante na formação de corpos graníticos.

A fusão parcial anidra de anfibólitos como geradora de magmas cálcio-alcálicos foi defendida por vários autores (ex: Rapp, 1995; Rushmer, 1991; Patiño Douce, 1995). Segundo Patiño Douce (1995), a fusão de crosta anfibolítica, pode gerar magmas peraluminosos, este autor através de estudos experimentais demonstrou que origem por fusão parcial de anfibólitos é provável como é sugerida pelas razões $Al_2O_3 / (MgO+FeO)$ vs $Al_2O_3 / (Ca+Na_2O+K_2O)$ e $Al_2O_3 / (MgO+FeO)$ vs $CaO / (MgO+FeO)$ molar, similar aos líquidos produzidos pela fusão anidra de alguns anfibólitos (ex: Rapp, 1995; Rushmer, 1991).

As rochas estudadas são granitóides cálcio-alcálicos de alto potássio de natureza metaluminosas a levemente peraluminosas. Na figura 96 as rochas estudadas (com teores de $SiO_2 > 69$) plotam na sua maioria no campo de fundidos obtidos pela fusão de rochas anfibolíticas, embora no diagrama $Al_2O_3 / (MgO + FeO)$ versus $Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O)$ ocorra uma certa dispersão com as amostras plotando entre os campos dos líquidos cálcio-alcálicos e anfibolíticos.

Autores como Roberts & Clemens (1993) também defendem que granitóides cálcio-alcálicos de alto potássio são gerados pela fusão parcial de rochas meta-ígneas máficas a intermediárias, cálcio-alcálicas a cálcio-alcálicas de alto potássio na crosta inferior derivadas de um manto litosférico subcontinental enriquecido. Considerando esse modelo, alto grau de fusão parcial de uma crosta inferior anfibolítica que teve como protólito o manto litosférico enriquecido, fonte das rochas dioríticas, poderia fornecer rochas com características semelhantes aos plútons estudados.

De um modo geral autores como Sial (1984a, 1984b); Sial *et al* (1998); Ferreira *et al*, (1998); Neves & Mariano (1997), Neves *et al*. (2000) propõem para os magmas granítico cálcio-alcálicos de alto potássio da Província Borborema uma fonte a partir de magmas anfibolíticos rico em potássio.

Neves & Mariano (1997) e Neves *et al* (2000) desenvolvendo trabalhos em plútons cálcio-alcálicos de alto potássio constituído por uma associação de rochas máficas a intermediárias e félsicas na Província da Borborema, para os quais coexistência e mistura de magmas foram os principais processos petrogenéticos envolvidos na sua evolução. Eles sugerem que a rocha fonte

para os biotita-dioritos seria um manto litosférico metassomatizado enquanto as rochas félsicas teria sido derivadas de anfibolitos quimicamente similares a estes biotita-dioritos menos evoluídos, adicionados a crosta durante a Orogênese Brasileira. Estes plútons teriam sido posicionados em um ambiente intracontinental sem relação à zona de subducção, e que sido plumas do manto seriam o fator térmico responsável pelas fusões mantélicas e crustais.

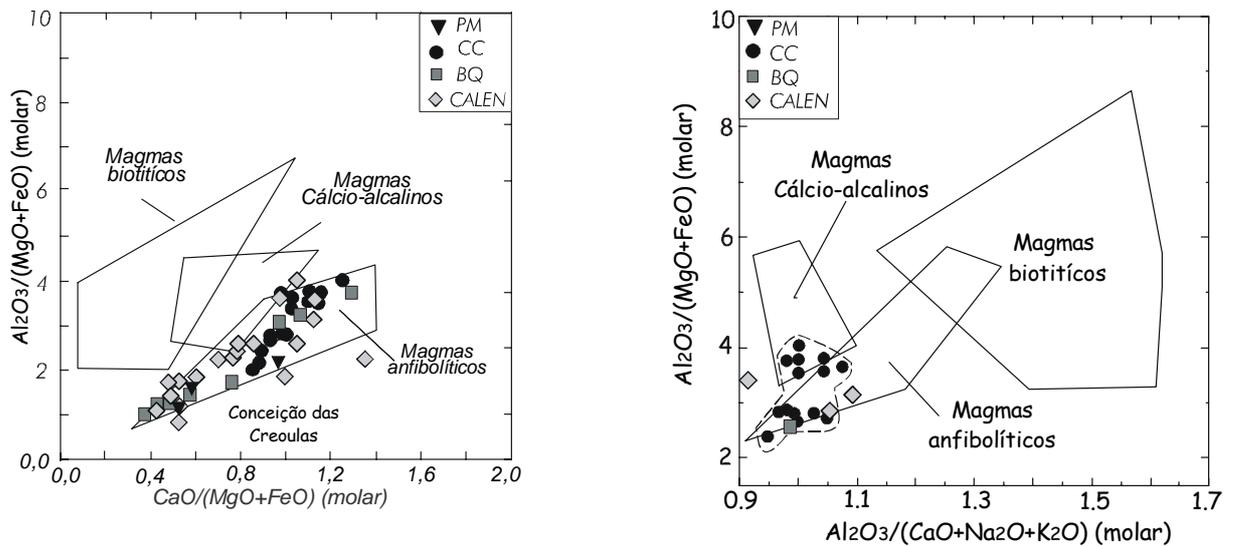


Figura 96 - Diagramas (A) $\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{MgO} + \text{FeO})$ vs $\text{CaO} / (\text{MgO} + \text{FeO})$ molar e (B) $\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{MgO} + \text{FeO})$ vs $\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ molar e ilustrando a variação composicional de granitóides cálcio-alcálicos (cálcio-alcálico melts) e de líquidos produzidos pela fusão parcial de anfibolitos (amphibole melts), de metapelitos e biotitas gnaisses (biotite melts) e de protólitos híbridos a pressões de 1,0; 1,2 e 1,5 kbar (Patiño Douce, 1995) para os plútons de Conceição das Creoulas (CC), Murici (PM), Boqueirão (BQ), Caldeirão Encantado (CALEN) e encraves máficos (EM).

A assinatura geoquímica dessas rochas é marcada pelas altas razões LILE/HFSE. O enriquecimento em ETRL, com um moderado a forte fracionamento no padrão ETR, associado aos dados isotópicos (ϵNd e $\delta^{18}\text{O}$) sugerem que fusão parcial da base da crosta anfibolítica ou de composição basáltica incorporada durante um evento prévio, seguido por ascensão e cristalização fracionada, parece ter sido os processos principais de formação destes plútons.

O significativo empobrecimento de ETRP em relação aos padrões ETR parece resultar de fusão parcial em profundidade de uma fonte enriquecida em granada residual como sugerida nos estudos experimentais de Cullers & Graff, (1984), onde elevada razão ETRL/ETRP e discreta ou ausente anomalia de Eu, segundo estes autores apontam para uma fonte rica em granada residual e com pouca influência dos feldspatos. Eles poderiam ser gerados por fusão parcial de um granada anfibolito, em que a granada e parte do anfibólio ficariam retidos no resíduo da fusão.

Os baixos teores de SiO_2 e elevados teores de MgO e de CaO, nos encraves máficos são compatíveis com uma origem mantélica, associada a altas razões LILE/HFSE e ETRL/ETRP, requer

um componente rico em elementos incompatíveis, provavelmente remobilizados da crosta oceânica e incorporados ao manto litosférico durante processos de subdução (Wilson, 1989), os padrões semelhantes de elementos traços e terras raras e as idades modelos T_{DM} entre essas rochas e as rochas félsicas sugerem fontes similares para as mesmas.

Nas rochas ígneas, os processos de fusão parcial e de cristalização fracionada levam a um enriquecimento relativo em terras raras leves nas fases líquidas de sistemas silicáticos cristal-líquido, embora os dados geoquímicos sugiram uma fonte enriquecida para estes magmas.

CAPÍTULO IX - CONSIDERAÇÕES SOBRE O ALOJAMENTO DOS CORPOS ESTUDADOS

IX.1 - INTRODUÇÃO

Alojamento de magmas graníticos é o resultado final de um conjunto complexo de processos petrogenéticos relacionados com as características da fonte, tectônica regional, profundidade de fusão e taxa de migração e ascensão do magma. A ascensão do magma é dependente da composição química e viscosidade do magma, conteúdo de voláteis e ambiente físico-químico. A migração é especialmente facilitada pela tectônica e geometria da deformação do terreno, pela presença de zonas de cisalhamento e outros planos de fraqueza que podem funcionar como canais para a ascensão e propagação do magma.

Uma das principais questões no estudo de alojamento de corpos graníticos diz respeito à forma como o espaço criado nas rochas encaixantes para que haja ascensão do magma. Existem vários modelos na literatura sobre mecanismo de ascensão e alojamento crustal de magmas graníticos, ressaltando a complexa interação dos processos gravitacionais e tectônica horizontal.

Dois mecanismos principais de alojamento têm sido considerados: os mecanismos de colocação forçada (domos, diápiros, baloneamento) e os mecanismos de colocação passiva ("stopping", diques cônicos, radiais, anelares e lacólitos). Autores como Brun & Pons (1981), Castro (1986), Legard et al. (1990), Tobisch et al. (1993) Vigneresse (1995), John & Blundy (1993) têm chamado atenção para dois fatores adicionais o ambiente tectônico onde os plútons foram alojados e sua orientação relativa ao esforço atuando regionalmente. Assim o modelo tradicional de Roberts (1970), no qual magmas graníticos ascenderiam através da crosta por processos diapíricos causados pela diferença de densidade entre diápiro e a rocha encaixante, isto é flutuabilidade, tem sido revisto.

Na década de 80 Hutton (1982, 1988a, 1988b) documentou uma relação freqüente entre alojamento de rochas graníticas e o movimento ao longo de zonas de cisalhamento crustais, segundo este autor o espaço pode ser gerado dentro de estruturas tectônicas para a colocação do magma, podendo ocorrer simultaneamente mais de um mecanismo, devido a interação entre flutuabilidade do magma e forças tectônicas regionais.

As feições estruturais dos plútons refletem essencialmente a história evolutiva nos estágios finais de alojamento crustal. O sistema magma - rocha encaixante possuindo diversas variações, sugere que múltiplos mecanismos de alojamento operando em épocas diferentes, é mais regra que exceção durante ascensão e alojamento do magma (Peterson & Fowler, 1993).

IX.2 - MODELO PRELIMINAR PARA O ALOJAMENTO DESTES CORPOS

Os modelos de ascensão e alojamento crustal dos plútons estudados não foram ainda completamente entendidos, porém algumas hipóteses foram formuladas levando em consideração forma, orientação e elementos estruturais observados.

IX.2.1 - Conceição das Creoulas

O plúton granítico de Conceição das Creoulas tem uma forma elíptica irregular com eixo maior na direção NNE-SSW (figura 97), está localizado entre duas falhas sinistrais extensional de direção N50E e N37E. O interior do plúton é fracamente deformado com acréscimo gradual na intensidade da deformação em estado sólido na direção das margens, verifica-se que recristalizações de grãos de quartzo e crescimento de mirmequita podem ser observado. A foliação do envelope encaixante é geralmente concordante com a forma semi-elíptica do plúton e a foliação interna tem mergulho relativamente de baixo ângulo ($<40^\circ$), geralmente concordante com a forma plúton.

Os encraves máficos são paralelos ao fabric interno e tendem a ser mais estirados nas margens dos corpos, embora seja comum a ocorrência conjunta com encraves não deformados ou pouco deformados, indicando que seu estiramento teria sido causado por fluxo magmático em vez de deformação em estado sólido (Vernon *et al.*, 1988)

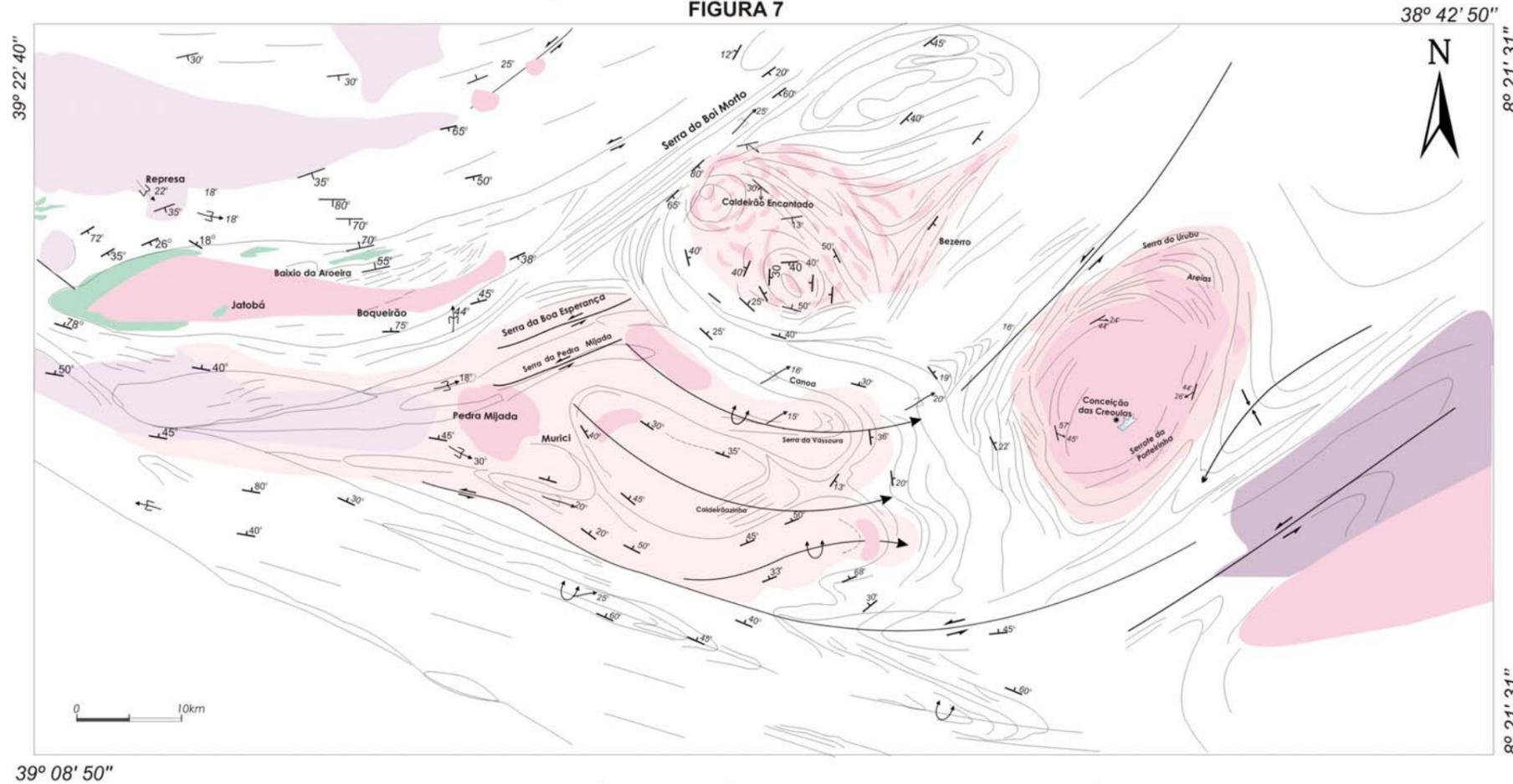
A mineralogia e o *fabric* magmático são bem preservados, os fenocristais de feldspatos são subédricos com os planos de geminação paralelos as suas faces e preservam texturas tipicamente ígneas, tais como *synneusis* e zoneamento oscilatório. Estes estão envoltos numa matriz de granulação grossa onde grãos de quartzo e feldspato, subédricos e anédricos não apresentam uma orientação preferencial. Autores como Batherman *et al.* (1983), Vernon *et al.* (1988), Paterson *et al.* (1989) têm sido descritas feições semelhantes como indicativas de foliação formada durante o fluxo magmático. Embora, as feições predominantes no *fabric* deste granito sejam essencialmente magmáticas, extinção ondulantes nos fenocristais de feldspatos e minerais da matriz, presença localizada de agregados microcristalinos neoformados de minerais félsicos, deformação nos planos de clivagem dos feldspatos e formação mirmequitas nessas rochas seriam indicativos de uma deformação no estado sólido (Paterson *et al.* 1989; Paterson & Vernon, 1995)

Em fotografias aéreas e imagens de satélite (figura 9) observa-se linhas estruturais que correspondem a um cisalhamento em suas porções marginais, isso juntamente com o fato de ser concordante com as rochas miloníticas de borda possivelmente indica uma “expansão forçada” para este corpo.

Alguns autores como Ramsay (1989). sugerem que na fase final do alojamento, quando o corpo granítico já estaria completamente cristalizado, foliação de subsolidus seria desenvolvida nas suas bordas devido ao processo de expansão (baloneamento), que seria responsável por um maior

UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO
CENTRO DE TECNOLOGIA E GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS
DOUTORADO EM PETROLOGIA, LITOGEOQUÍMICA E EVOLUÇÃO CRUSTAL

MAPA ESQUEMÁTICO MOSTRANDO OS PRINCIPAIS
TRAÇOS ESTRUTURAIS DA ÁREA ESTUDADA
FIGURA 7



ESTUDO PETROLÓGICO, GEOQUÍMICO, E ESTRUTURAL DOS CORPOS GRANÍTICOS
CÁLCIO-ALCALINOS DE ALTO POTÁSSIO, NEOPROTEROZOÍCOS DE CONCEIÇÃO DAS CREOULAS,
CALDEIRÃO ENCANTADO, MURICI E BOQUEIRÃO, TERRENO ALTO PAJEÚ, PERNAMBUCO - NORDESTE DO BRASIL

AUTOR: ROBERTA GALBA BRASILINO

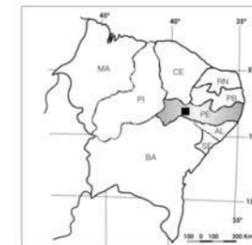
LEGENDA

- | | | | |
|---|--|---|----------------------|
|  | Granitoides cálcio-alcálico alto K com epidoto magmático. |  | Zona de cisalhamento |
|  | Granitoides indiscriminados |  | Antiforme |
|  | Gnaisses e migmatitos |  | Sinforme |
|  | Complexo Metamórfico
Biotita xistos, calcários e quartzitos |  | Foliações |
|  | Metamáficas (anfíbolito xistos) |  | Falha |
| | |  | Atitudes |
| | |  | Microdobra |

ARTICULAÇÃO DA FOLHA

BODOCÓ SB.24-U-III	JARDIM SB.24-U-IV	S. JOSÉ DO BELMONTE SB.24-V-II
PARNAMIRIM SC.24-C-I	SALGUEIRO SC.24-C-II	TUPANACI SC.24-D-I
STA MARIA DA BOA VISTA SC.24-C-III	CHORROCHÓ SC.24-C-IV	FLORESTA SC.24D-III

LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO



grau de estiramento de enclaves/xenólitos e pela deformação nas rochas encaixantes. Nesse caso, foliação magmática e subsolidus seriam paralelas aos contatos magmáticos.

Dados de campo (foliação e lineação) indicam que o corpo intrudiu (figura 98) entre duas falhas sinistrais que gerou uma extensão, espaço necessário para o alojamento deste magma granítico. Este modelo seria semelhante ao proposto por Hutton (1998B), em que a flutuabilidade do próprio corpo associado às zonas de cisalhamento criariam o espaço necessário para o alojamento do corpo. Dessa forma o magma teria ascendido e se alojado no espaço entre duas falhas sinistrais extensional de direção N50E e N37E e a foliação de estado sólido seria nas bordas devido ao processo de expansão (balonamento), a qual foi responsável pelo maior grau de estiramento dos enclaves e xenólitos, como postulado por Ramsay (1989). Outra feição que favorece essa idéia é o subparalelismo entre a foliação magmática e a foliação de estado sólido (figura 98).

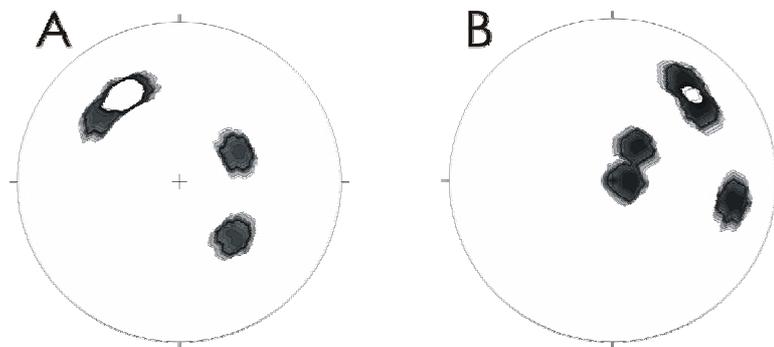


Figura 98- Diagramas de contorno de foliações para o plúton de Conceição das Creoulas. (A) foliação magmática; (B) foliação de estado sólido.

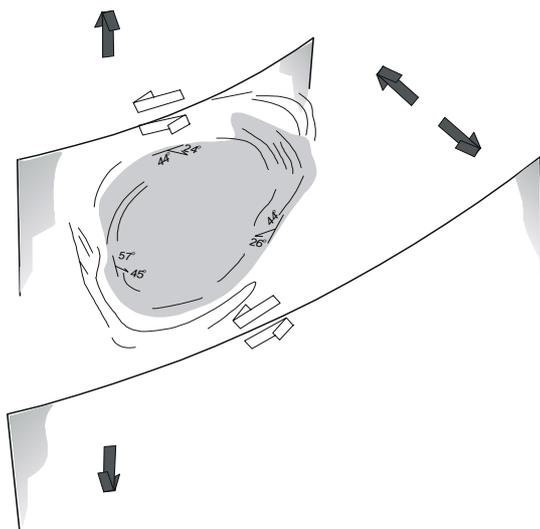


Figura 99- modelo de posicionamento do plúton de Conceição das Creoulas..

IX.2.2 - Caldeirão Encantado

O plúton de Caldeirão Encantado está localizado próximo ao limite entre os terrenos Cachoeirinha-Salgueiro e Alto Pajeú (figura 97), limitado na porção NW pela Zona de cisalhamento sinistral Fernandes Vieira (Serra do Boi Morto).

Fotointerpretação e dados de campo indicam que o plúton de Caldeirão Encantado tem a forma de dois *cones-sheets*. Estes são *sheets* graníticos de vários metros de largura, intercalados com bandas de gnaisses e migmatitos encaixantes de dimensões semelhantes, mergulhando para o interior do cone com médio a baixo ângulo (figura 100). A foliação magmática e a foliação em estado sólido acompanham a foliação regional.

Na porção NW aflora uma grande quantidade de *sheets* graníticos intercalado com gnaisses, acompanhando a foliação de baixo ângulo, é paralelo ao *striking* N60E da zona de cisalhamento sinistral Serra do Boi Morto. As rochas miloníticas desta zona de cisalhamento têm uma lineação forte inclinada suavemente para NE. Na porção SE (figura 101) aflora o outro cone onde se observa o mesmo comportamento do anterior com a diferença que o granito aflora em menor quantidade.

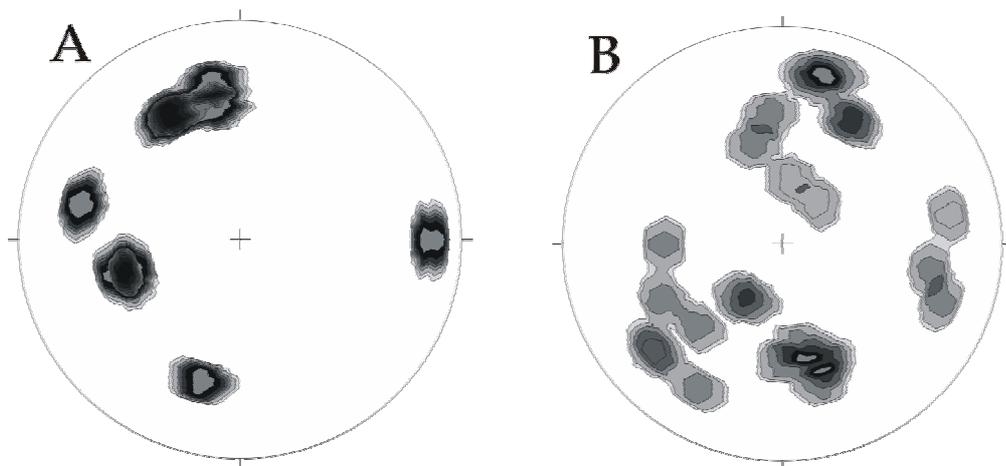


Figura 100 - Diagramas de contorno de foliações para o plúton de Caldeirão Encantado. (A) foliação magmática; (B) foliação de estado sólido.

O fabric interno do granito é paralela à foliação desenvolvida nas rochas encaixantes, mas nenhum estudo sobre o metamorfismo dessas rochas foi efetuado.

Apesar da ausência de dados mais completos, a geometria do corpo em forma de *cones-sheets*, a sobreposição de foliação magmática/foliação subsólida e o paralelismo dessas com as estruturas das rochas encaixantes, as duas fases de deformação, a primeira com *trending* N50W e a segunda com *trending* N80W (Brasiliana) parece ter gerado um padrão de domos e bacias, produzindo zonas de fraqueza nas quais o magma intruiu (figura 97), facilitado provavelmente

pelo movimento da zona de cisalhamento que ainda estava ativa. Fato sugerido pela ausência de feições indicando que a deformação por cisalhamento precedeu o alojamento desse corpo (por ex. presença de xenólitos cisalhados das rochas encaixantes, Neves 1984) e sua analogia com granitos colocadas simultaneamente a zonas de cisalhamento ativas (Hutton 1988b, Reavy, 1989; Ferré et al, 1995).

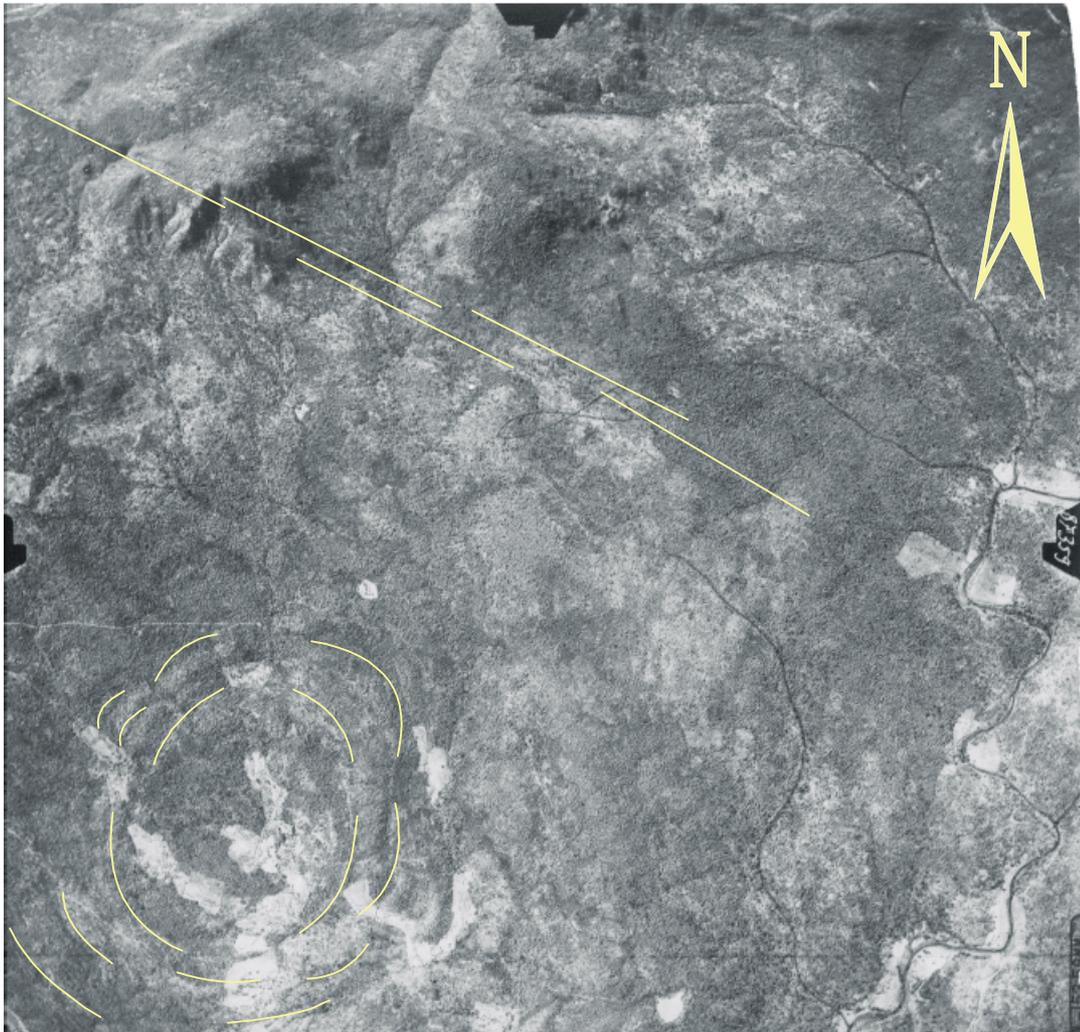


Figura 101 - Fotografia aérea , mostrando a forma subcircular do cone sheet da porção SE do plúton de Caldeirão Encantado.

Uma outra hipótese é que o magma teria se alojado como *sheets* na primeira fase de deformação e depois teria sido dobrado pela segunda e como era mais competente que o gnaíse foi protegido por esse ficando menos foliado. Entretanto não temos dados para comprovar que a foliação subsolidus interna e a foliação rocha da encaixante foram geradas em regimes termais diferentes

Consideramos o pluton de Caldeirão Encantado, um candidato preferencial para estudos geocronológicos e detalhamento estrutural, pois seria necessário uma datação da zona de

cisalhamento e dos gnaisses e migmatitos encaixantes para melhor se entender a cronologia e cinemática do seu alojamento.

IX.2.3 - Murici

Stock de Murici é um pequeno corpo de forma semicircular (figura 97), que aflora na porção centro-leste da área é delimitado a leste por falhas cujas relações de contato sugerem que este corpo é contemporâneo a estas falhas. Na quase totalidade dos afloramentos a foliação magmática é paralela a foliação em estado sólido (figura 102), é uma foliação de alto ângulo *strike* é aproximadamente N70E, associado a lineações comumente de baixo *rake*.

É caracterizado por apresentar uma forte deformação nas margens, freqüentemente apresenta nos bordos um pronunciado *fabric* de caráter predominantemente subsolidus, com megacristais de feldspato potássico estirados, tabular ou como sigmóides, algumas vezes fraturados, exibindo sombra de pressão e envoltos por agregados microcristalinos recristalização de grãos de quartzo e crescimento de mirmequita pode ser observado, atestando deformação em estado sólido de alta temperatura, com um gradual decréscimo de intensidade na deformação em estado sólido no interior do plúton. A presença de agregados microcristalinos de quartzo e feldspato, porfiroclastos de quartzo e formação de mirmequitas indicam que a deformação no estado sólido foi gerada em condições de alta temperatura (Vernon et al. 1983; Simpson, 1985; Simpson & Wintsch, 1995).

O alojamento sintectônico do corpo é comprovado com critérios como: a) intensificação do *fabric* SPD nas bordas do corpo, mantendo coerência de orientação e cinemática com o *fabric* PFC; c) juntas de extensão sigmoidais, por efeitos de deformação cisalhante, são localmente preenchidas por veios graníticos porfíricos e “*tension gashes*” de quartzo são observados.

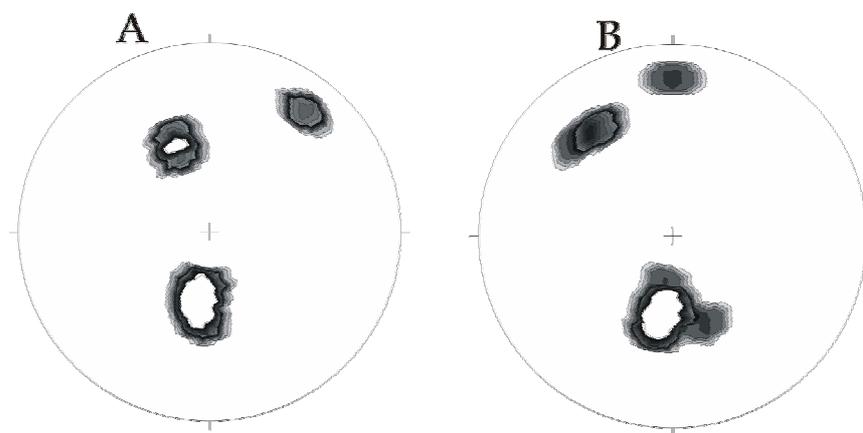


Figura 102- Diagramas de contorno de foliações para o plúton de Murici. (A) foliação magmática; (B) foliação de estado sólido.

IX.2.4 - Plúton Boqueirão.

O Plúton de Boqueirão é um corpo alongado que se estende paralelamente à direção ENE da Zona de Cisalhamento de Boi Morto, com uma terminação em calda no domínio NE (figura 97). São rochas pouco deformadas, subisotrópicos ou evidenciando deformação viscosa, nos bordos dominam afloramentos com orientação marcante, compondo fabric magmáticos e por vezes intensa deformação de estado sólido superposta.

A foliação magmática é paralela a foliação em estado sólido, em quase todos os afloramentos, e os *strike* entre N50E a N84E, com mergulhos de alto ângulo (figura 103), acompanhados por lineações de baixo *rake*. Os encraves máficos e os xenólitos de biotita-gnaisses e biotita-xistos acompanham a foliação das rochas hospedeiras indicando estarem mais ou menos *in situ*.

Em termos de cinemática, o plúton de Boqueirão parece configurar um alojamento por transpressão sinistral associado a zona de cisalhamento, no qual movimento relativo da zona de cisalhamento promoveria a abertura de uma cavidade criando espaço para a colocação do corpo. Isto é sugerido pela assimetria sinistral do plúton em relação a essa zona de cisalhamento, cujo movimento também é sinistral e o ângulo relativamente baixo entre o eixo maior do plúton e a referida zona de cisalhamento ($\sim 35^\circ$) consistentes com regime de transpressão.

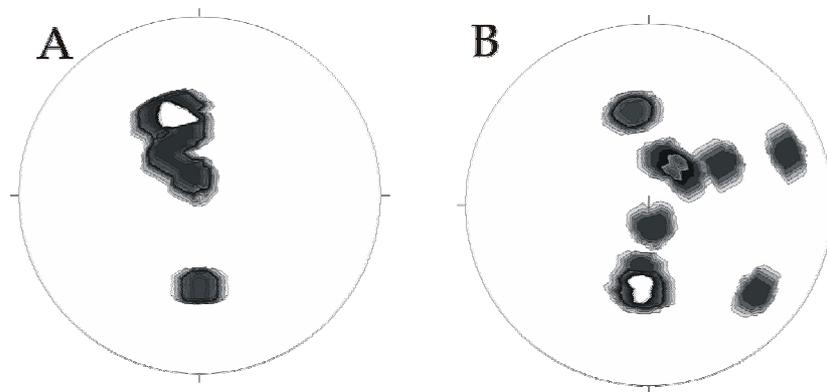


Figura 103 - Diagramas de contorno de foliações para o plúton de Boqueirão. (A) foliação magmática; (B) foliação de estado sólido.

IX.3. - EPIDOTO MAGMÁTICO E A TAXA DE MIGRAÇÃO E ASCENSÃO DO MAGMA

A relação textural do epidoto tem sido empregada com sucesso para estimar a taxa de transporte e ascensão do magma (Brandon *et. al.*, 1996). Os plútons estudados possuem uma relação textural semelhante aos parâmetros descritos por Brandon *et. al.* (1996) para estimar a taxa de dissolução relativa do epidoto em relação a ascensão e migração do magma. Para este estudo

foram selecionados cerca de 30 cristais de epidoto magmático em cada plúton, que apresentavam texturas de dissolução, nos quais foram medidas as larguras das bordas de dissolução (tabela).

A largura da franja de dissolução define uma relação de proporcionalidade com o tempo que o epidoto ficou exposto ao melt, para isto Brandon *et al.* (1996) fundamentou-se na estabilidade do epidoto magmático á pressões maiores ou iguais a 6 kbar, segundo estes autores a velocidade de dissolução pode ser utilizada na determinação da velocidade da ascensão de magmas graníticos da crosta inferior a crosta superior, seguindo a seguinte equação: $X = (D_{ap} \times t)^{1/2}$

onde X é a largura da zona de dissolução, D_{ap} é o coeficiente de difusão mínimo aparente dos elementos químicos envolvidos (Si, Al, Fe e Ca) e t o tempo de dissolução, para cada composição do magma, a dissolução varia com o conteúdo de água, viscosidade, temperatura e o grau de difusão dos elementos químicos envolvidos. Segundo Brandon *et al.* (1996) no início do processo de dissolução a velocidade é mais elevada, mas tende a estabilizar. No presente estudo os seguintes parâmetros foram observados para calcular a taxa de migração do magma:

- a) a forma original do epidoto corroído inferido medindo a largura da franja de dissolução.
- b) o tempo de corrosão para cada grão medido, estimado usando o coeficiente de difusão mínimo aparente ($5 \times 10^{-17} \text{ m}^2/\text{s}$) entre o magma tonalítico e o epidoto a 750°C e considerando a média de tamanho da área do epidoto dissolvido.
- c) a profundidade de posicionamento do magma hospedeiro inferido pelo barômetro do Al - em - hornblenda . A taxa de transporte do magma granítico é a razão entre a profundidade de posicionamento e a profundidade em que o plagioclásio e o epidoto coexistem que é considerado como 10 kbar para composição tonalítica (Schmidt & Thompson, 1996) e o tempo médio necessário para a corrosão do epidoto exposto no magma granítico hospedeiro.

Na maioria das vezes os epidotos parcialmente corroídos apresentam-se como cristais subédricos (figura 104). O plúton de Caldeirão Encantado apresenta valores entre 0,05 e 0,35 mm, os plúton de Murici e Boqueirão apresentam valores entre 0,05 e 0,23 mm, o plúton de Conceição das Creoulas com valores entre 0,02 e 0,20mm. Nestes corpos há predominância dos valores < 10mm, mas como pode ser observado na tabela ocorre uma grande variação nas larguras das franjas de dissolução, o que compromete o a aplicação do tempo de dissolução do epidoto. Existem vários fatores que poderiam explicar está variação, a elevada razão área da superfície do cristal/volume do cristal leva a uma instabilidade que tende a ser restabelecida (Means & Park, 1994), isto ocorre com a diminuição da área de exposição (diminuição das faces do cristal).

Em diversos cristais observa-se na franja de dissolução recristalização de pequenos grãos de epidoto intercalado com cristais de quartzo e mais raramente precipitação de minerais de óxido de ferro. Um fator importante é a grande variação nos tamanhos dos cristais, pois tanto no processo de dissolução como no de desenvolvimento dos cristais há uma forte interdependência do poder de difusão dos elementos químicos de interesse, sendo então necessário estabelecer a

concentração destes elementos de modo a propiciarem as reações de recristalização ou dissolução do epidoto.

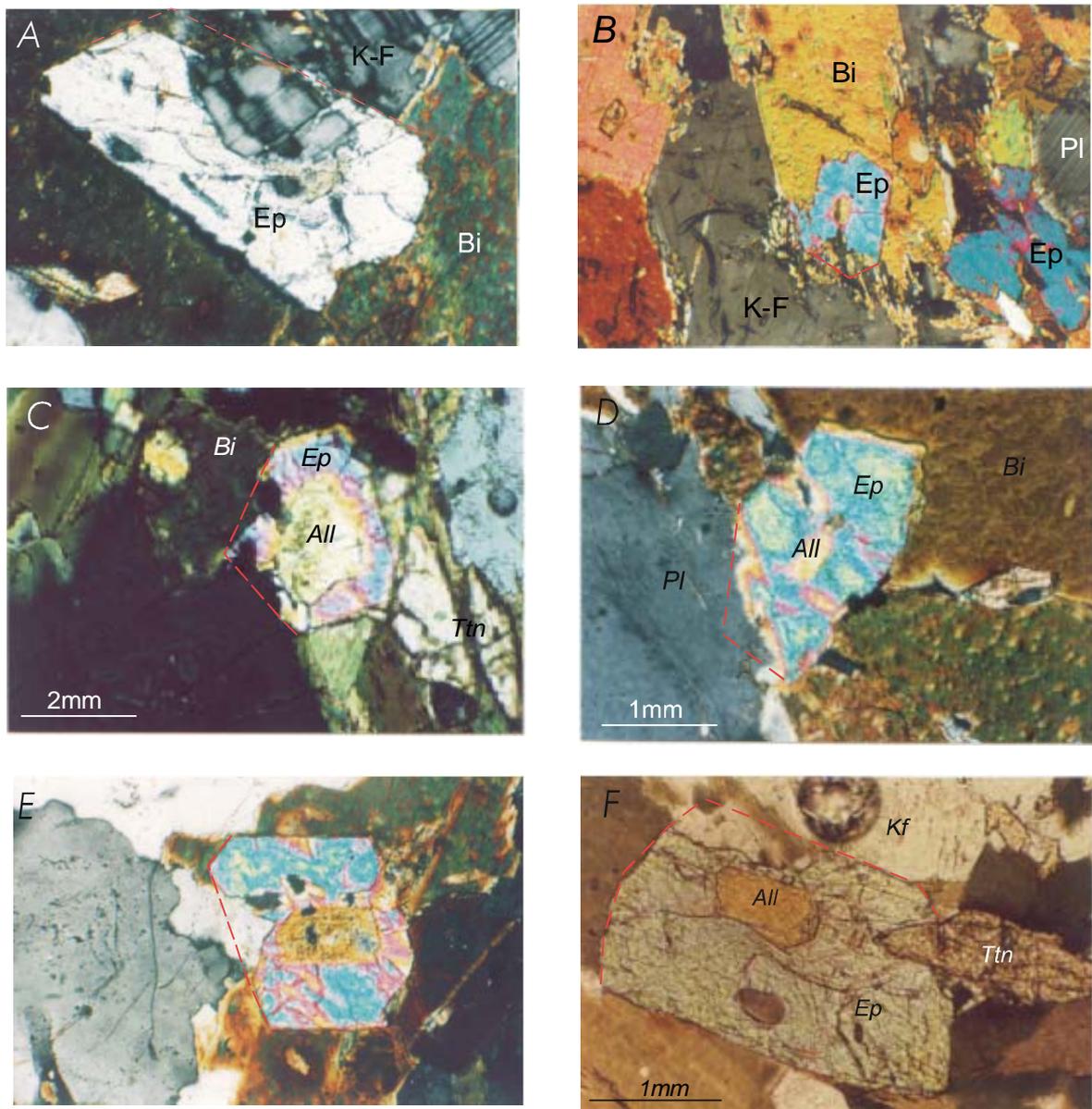


Figura 104 - Exemplos de vários cristais de epidoto magmático parcialmente dissolvido. (A) e (B) Caldeirão Encantado; (C) e (D) Murici, (E) Conceição das Creoulas; (F) Boqueirão.

De todas essas observações podemos concluir que: (1) De modo geral apesar da grande variação no tempo de dissolução, poderíamos utilizar esta ferramenta como indicador de mecanismo de ascensão de magma, pois todas as medidas de tempo e velocidade favorecem uma rápida migração. (2) A razão de ascensão do magma foi estimada de 300 a 850m/ano (usando as relações texturais do epidoto). Sobrevivência de epidoto durante a migração do magma suporta uma rápida razão de transporte. (3) Propagação de fraturas (diking), movimento relativo de zonas

de cisalhamento são os mecanismos prováveis para o alojamento relativamente rápido desses magmas.

Tabela 18 - Cálculo da dissolução do epidoto magmático, baseado na equação de Brandon et al. (1996).

PLÚTON /LAMINA	LARGURA DA FRANJA DE DISSOLUÇÃO (mm)	TEMPO DE DISSOLUÇÃO O (anos)	PLÚTON /LAMINA	LARGURA DA FRANJA DE DISSOLUÇÃO (mm)	TEMPO DE DISSOLUÇÃO (anos)
CALEN/11	0,18	20,5	CALEN/6	0,22	31
CALEN/11	0,03	1,6	CALEN/6	0,10	6,3
CALEN/11	0,17	18,3	CALEN/6	0,17	18,3
CALEN/11	0,05	1,6	CALEN/6	0,08	4,0
CALEN/11	0,22	18,3	CALEN/6	0,10	6,3
CALEN/11	0,03	1,6	CALEN/6	0,05	1,6
CALEN/13	0,33	69	CALEN/6	0,05	1,6
CALEN/13	0,32	65	CALEN/7E	0,06	2,3
CALEN/13	0,15	14,3	CALEN/7E	0,05	1,6
CALEN/13	0,04	1,0	CALEN/7E	0,06	2,3
CALEN/13	0,28	50	CALEN/7E	0,06	2,3
CALEN/14	0,25	40	CALEN/7E	0,07	3,0
CALEN/32	0,06	2,3	CALEN/7E	0,07	3,0
CALEN/32	0,10	6,3	CALEN/7E	0,07	3,0
CALEN/32	0,10	6,3	CALEN/7	0,05	1,6
CALEN/32	0,20	25,4	CALEN/7	0,06	2,3
CALEN/32	0,08	4,0	CALEN/7	0,07	3,0
CALEN/32	0,05	1,6	CALEN/7	0,20	25,5
CALEN/32	0,05	1,6	CALEN/7	0,13	11
CALEN/32	0,06	2,3	CALEN/7	0,35	78
CALEN/41A	0,28	50	CALEN/7	0,18	20,5
CALEN/32	0,10	6,3	CALEN/7	0,29	53
CALEN/32	0,06	2,3	CALEN/7	0,20	25,4
CALEN/32	0,04	1,0	CALEN/7	0,09	5,0
CALEN/6	0,06	2,3	CALEN/8	0,06	2,3
CALEN/6	0,06	2,3	CALEN/8	0,32	65
CALEN/6	0,10	6,3	CALEN/8	0,05	1,6
CALEN/6	0,08	4,0	CALEN/9	0,16	16
CALEN/6	0,17	18,3	CALEN/9	0,11	8,0
CALEN/6	0,06	2,3	CALEN/9	0,05	1,6
CALEN/6	0,05	1,6	CALEN/9	0,16	16
CALEN/6	0,04	1,0	CALEN/9	0,23	33
CALEN/6	0,16	16	CALEN/9	0,3	57
CALEN/6	0,09	5	CALEN/9	0,14	12,4
CALEN/6	0,06	2,3	CALEN/9	0,17	18,3
CALEN/6	0,06	2,3	CALEN/10	0,04	1,0
CALEN/6	0,10	6,3	CALEN/11	0,18	20,5
CALEN/6	0,08	4,0	CALEN/11	0,04	1,0
CALEN/6	0,09	5,0	CALEN/11	0,17	18,3
CALEN/6	0,10	6,3	CALEN/11	0,05	1,6

Tabela 18 (continuação) – Cálculo da dissolução do epidoto magmático, baseado na equação de Brandon et al. (1996).

PLÚTON/LAMI NA	LARGURA DA FRANJA DE DISSOLUÇÃO O (mm)	TEMPO DE DISSOLUÇÃO (anos)	PLÚTON/LAMI NA	LARGURA DA FRANJA DE DISSOLUÇÃO (mm)	TEMPO DE DISSOLUÇÃO (anos)
BOQUEIRÃO/1B	0,10	6,3	CONCEIÇÃO	0,07	3
BOQUEIRÃO/1B	0,05	1,6	CONCEIÇÃO	0,09	5
BOQUEIRÃO/1	0,15	14,3	CONCEIÇÃO	0,04	1
A					
BOQUEIRÃO/2	0,17	18,3	CONCEIÇÃO	0,20	25,4
BOQUEIRÃO/2	0,22	31	CONCEIÇÃO	0,12	9
BOQUEIRÃO/2	0,07	3,0	CONCEIÇÃO	0,12	9
BOQUEIRÃO/2	0,07	3,0	CONCEIÇÃO	0,12	9
BOQUEIRÃO/2	0,20	25,4	CONCEIÇÃO	0,10	6,3
BOQUEIRÃO/2	0,07	3,0	CONCEIÇÃO	0,05	1,6
BOQUEIRÃO/2	0,12	9,0	CONCEIÇÃO	0,17	18,3
A					
BOQUEIRÃO/2	0,14	12,4	CONCEIÇÃO	0,02	0,25
BOQUEIRÃO/2	0,12	3,0	CONCEIÇÃO	0,07	3
BOQUEIRÃO/4	0,20	25,4	CONCEIÇÃO	0,10	6,3
BOQUEIRÃO/4	0,07	3,0	CONCEIÇÃO	0,14	12,4
BOQUEIRÃO/4	0,08	4,0	CONCEIÇÃO	0,12	9
BOQUEIRÃO/4	0,06	2,3	CONCEIÇÃO	0,16	16
BOQUEIRÃO/4	0,21	28	CONCEIÇÃO	0,20	25,4
BOQUEIRÃO/4	0,05	1,6	CONCEIÇÃO	0,08	4
BOQUEIRÃO/4	0,12	3,0	CONCEIÇÃO	0,09	5
BOQUEIRÃO/4	0,12	3,0	CONCEIÇÃO	0,16	16
BOQUEIRÃO/5	0,10	6,3	CONCEIÇÃO	0,13	11
BOQUEIRÃO/6	0,10	6,3	CONCEIÇÃO	0,18	20,5
BOQUEIRÃO/6	0,07	3,0	CONCEIÇÃO	0,08	4
BOQUEIRÃO/6	0,09	5,0	CONCEIÇÃO	0,12	9
BOQUEIRÃO/6	0,09	5,0	CONCEIÇÃO	0,16	16
BOQUEIRÃO/6	0,07	3,0	CONCEIÇÃO	0,23	33,5
BOQUEIRÃO/6	0,07	3,0	CONCEIÇÃO	0,14	12,4
BOQUEIRÃO/6	0,05	1,6	CONCEIÇÃO	0,13	11
BOQUEIRÃO/6	0,12	9,0			
A					
BOQUEIRÃO/6	0,05	1,6			
A					
MURICI/3	0,06	2,3			
MURICI/3	0,18	20,5			
MURICI/3	0,10	6,3			
MURICI/2	0,23	33,5			
MURICI/2	0,25	40			
MURICI/2	0,08	4			
MURICI/2	0,14	12,4			
MURICI/2	0,05	1,6			
MURICI/2	0,23	33,5			
MURICI/2	0,09	5,0			
MURICI/2	0,017	18,3			
MURICI/9	0,12	9			
MURICI/9	0,16	16			
MURICI/9	0,23	33,5			
MURICI/9	0,14	12,4			
MURICI/9	0,13	11			

CAPÍTULO X - CONCLUSÕES

Os plútons estudados fazem parte da associação cálcio-alcálica de alto potássio que é uma das feições características do magmatismo Brasileiro na Província da Borborema. Estes plútons são petrologicamente e quimicamente muito similares, são de natureza porfirítica (exceto o plúton de Caldeirão Encantado), com pequenas variações no conteúdo modal de suas fases minerais.

Internamente esses corpos graníticos se caracterizam por uma foliação magmática penetrativa, disposta de modo concêntrico. Estruturas magmáticas representadas por "ladder dikes", "schlierens" semicirculares concêntricas e estruturas "snail" que são feições indicativas da elevada dinâmica interna da câmara magmática, com movimentos internos gerados por processos convecção termal e composicional. e instabilidade gravitacional. Os "ladder dikes", estruturas em "snail" e diques de megacristais de feldspato potássico representam o fluxo de magma em condutos, mecanicamente podem ser considerados diápiros internos à câmara magmática que ascendem até o nível de estabilidade gravitacional. Estas estruturas são significativas por serem registros de convecção rara em granitos, sendo descritas anteriormente no granito de Tavares por Pessoa (2001) e Weinberg *et al.* (2001).

A zonação que é comum nos megacristais de feldspato potássico nesses granitóides sugere sua origem em câmara magmática sujeita a convecção, exposta a variações em suas condições físico-químicas.

Os plútons de Murici e Caldeirão Encantado cristalizaram-se a pressões de 6 a 7 kbar (com valor médio 6,5 kbar), enquanto que o plúton de Conceição das Creoulas cristalizou-se entre 7 e 8 kbar (com valor médio 7,7 kbar). O plúton de Boqueirão cristalizou-se entre 5 e 7 kbar (com valor médio 5,8 kbar). As temperaturas de cristalização estimadas estão no intervalo de 620 a 740°C para os plútons de Caldeirão Encantado, Conceição das Creoulas e Boqueirão. Para o granitóide de Murici, temperaturas um pouco mais elevadas, no intervalo de 693 a 780°C foram observadas. O geotermômetro baseado na saturação do Zr indica temperaturas do *liquidus* no intervalo 785⁰-860⁰C para todos estes plútons.

Os valores fO_2 em torno de 10^{-17} para o plúton de Conceição das Creoulas, valores mais altos entre 10^{-17} e 10^{-14} Os plútons de Murici e Caldeirão Encantado (indicando que estes cristalizaram-se sob fO_2 mais alta), O plúton de Boqueirão com valores 10^{-19} a 10^{-16} indicam uma fugacidade um pouco mais baixa). A cristalização destes corpos se em alta a média fugacidade. Confirmada pela mineralogia de minerais opacos, e corroborada pela química das fases minerais (epidoto, hornblenda e biotita), que sugere cristalização sob condições de fugacidade de oxigênio próximas a curva tampão NiNiO (níquel-busenita) e Fe_2O_3 - Fe_3O_2 (hematita-magnetita) de Liou (1973).

Os valores de $\delta^{18}O$ (zircão) são independentes do conteúdo de SiO_2 , como esperado para sistemas de cristalização fracionada fechados. A variação dos valores de $\delta^{18}O$ (rocha total) para o plúton de Murici mostrou-se bastante restrita com valores estimados entre 10,6 a 10,8 ‰ VSMOW

que pode representar o $\delta^{18}\text{O}$ do magma original se considerarmos o sistema fechado, estão no intervalo para granitóides do tipo I, e são compatíveis os valores de ϵNd entre -4,12 e -4,6 que sugere para estes magmas uma fonte derivada do manto ou de um protólito ígneo na base da crosta.

O comportamento dos elementos maiores e menores evidenciou o fracionamento de feldspatos, anfibólios, biotita, apatita, titanita e óxidos de ferro. Os teores elevados de Ba, Sr, K, e Rb, denotam baixas taxas de fusões ou uma fonte pré-enriquecida nestes elementos. Os padrões de ETR mostram um enriquecimento em ETRL e ausência de anomalias significativa de Eu, assinalando uma fugacidade de oxigênio de média a alta, corroborada pelos dados de química mineral

A assinatura geoquímica dessas rochas é marcada pelas altas razões LILE/HFSE. O enriquecimento em ETRL, com um moderado o forte fracionamento no padrão ETR, associado aos dados isotópicos (ϵNd e $\delta^{18}\text{O}$) sugerem que fusão parcial da base da crosta (anfíbólica ou basáltica) incorporada durante um evento prévio, seguido por ascensão e cristalização fracionada, parecem ter sido os processos principais de formação destes plútons.

Essa região de origem parece razoável no contexto de magmatismo associado a orogênese Brasileira, que foi iniciada pela intrusão de diques máficos e um metamorfismo termal associado a dobramentos, indicativo de ambiente tectônico em que a placa basáltica foi regionalmente aquecida e amaciada na crosta inferior, com subsequente aquecimento, deformação e intrusões volumosas de magmas félsicos incluindo os cálcio-alcálicos de alto potássio, e dentre eles os plúton de Conceição das Creoulas, Boqueirão, Murici e Caldeirão Encantado. Dados mineralógicos deste último sugerem também ter uma certa contribuição crustal

Os dados Rb-Sr para as rochas do batólito de Conceição das Creoulas indicam uma idade de 638 ± 26 Ma e uma razão inicial $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86} = 0,7093$. Evidencia uma contribuição crustal importante na gênese deste plúton.

As idades modelos T_{DM} de 1,28-1,5 Ga e os valores de ϵNd sugerem uma idade ligada ao evento acrescionário/extensional do final do Mesoproterozóico (0,9 a 1,1 Ga), com rifteamento da crosta e geração de magmas basálticos. Outra possibilidade é que estas idades modelos representariam simplesmente uma idade mista com restrita contribuição da crosta Transamazônica.

Apesar dos baixos valores de susceptibilidade magnética entre 0,01 e $0,75 \times 10^{-3}$ SI com exceção do plúton de Murici com valores entre 0,2 a $1,93 \times 10^{-3}$ SI, os valores de pistacita no epidoto e as razões Fe/Mg na biotita, associadas às discretas anomalias de Eu; indicam de um ambiente com fugacidade de oxigênio relativamente alta, sugere uma correlação aos granitos tipo I de Chappell & White (1974) e aos ilmenita-granitos de Ishihara (1977). É interessante frisar, entretanto

que estando o Fe^{3+} na estrutura do epidoto magmático a susceptibilidade magnética tende a ser mais baixa, fato que não foi considerado na classificação de Ishihara.

Uma análise conjunta dos diagramas de classificação de ambiente tectônico e análises dos *spidergrams* em comparação com os das suítes padrões descritas na literatura, as rochas dos granitos estudados, apresentam uma assinatura mais compatível com ambientes tardi a sincollisional, caracterizado por grandes deslocamentos direcionais (zonas de cisalhamentos transcorrestes brasileiras). As características geoquímicas análogas as de outros granitos estudados no Nordeste do Brasil.

O alinhamento de minerais ígneos, agregados destes minerais, de encraves máficos, xenólitos e alguns diques sin-magmáticos, são marcadores que definem a foliação magmática, cujo *trend* geral é N65E a N85E com mergulhos médio a alto em quase todos os plútons.

Dados de campo (foliação e lineação) do plúton Conceição das Creoulas indicam que este corpo intruiu entre duas falhas sinistrais que gerou uma extensão, espaço necessário para o alojamento deste magma granítico. A flutuabilidade do próprio corpo associado às zonas de cisalhamento criariam o espaço necessário para o alojamento do corpo. Dessa forma o magma teria ascendido e se alojado no espaço entre duas falhas sinistrais extensional de direção N50E e N37E e a foliação de estado sólido seria nas bordas devido ao processo de expansão (balonamento), a qual foi responsável pelo maior grau de estiramento dos encraves e xenólitos.

Apesar da ausência de dados mais completos, a geometria do plúton de Caldeirão Encantado, em forma de cone-sheets, a sobreposição de foliação magmática/foliação subsólidos e o paralelismo dessas com as estruturas das rochas encaixantes, as duas fases de deformação, a primeira com *trending* N50W e a segunda com *trending* N80W (Brasileira) parece ter gerado um padrão de domos e bacias, produzindo zonas de fraqueza nas quais o magma intruiu, facilitado provavelmente pelo movimento da zona de cisalhamento que ainda estava ativa. Uma outra hipótese é que o magma teria se alojado como *sheets* na primeira fase de deformação e depois teria sido dobrado pela segunda e como era mais competente que o gnaiss foi protegido por esse ficando menos foliado. Entretanto não temos dados para comprovar que a foliação subsolidus interna e a foliação rocha da encaixante foram geradas em regimes termais diferentes.

O plúton de Murici delimitado a leste por falhas cujas relações de contato sugerem que este corpo é contemporâneo a estas falhas. O alojamento sintectônico do corpo é comprovado com critérios como: a) intensificação do *fabric* SPD nas bordas do corpo, mantendo coerência de orientação e cinemática com o *fabric* PFC; c) juntas de extensão sigmoidais, por efeitos de deformação cisalhante, localmente preenchidas por veios graníticos porfiríticos.

Em termos de cinemática, o plúton de Boqueirão parece configurar um alojamento por transpressão sinistral associado a essa zona de cisalhamento, no qual movimento relativo da zona de cisalhamento promoveria a abertura de uma cavidade criando espaço para a colocação do

corpo. Isto é sugerido pelo o ângulo relativamente baixo entre o eixo maior do plúton e a referida zona de cisalhamento ($\sim 35^\circ$) e consistente com o regime de transpressão dominante nesta área.

Distintos padrões de afloramento dos plútons estudados tais como sheet-like, semicirculares e sigmoidais, são indicativos de que seu alojamento foi controlado por áreas transtensional relacionado principalmente a zona de cisalhamento sinistral com trend regional NE.

As relações texturais do epidoto foram utilizadas para estimar a taxa de transporte e ascensão do magma, de modo geral apesar da grande variação no tempo de dissolução, poderíamos utilizar esta ferramenta como indicador de mecanismo de ascensão de magma, pois todas as medidas de tempo e velocidade favorecem uma rápida migração. A razão de ascensão do magma foi estimada de 300 a 850m/ano. A sobrevivência de epidoto durante a migração do magma é uma forte indicação de que o magma migrou relativamente rápido, evitando a dissolução total do epidoto. Propagação de fraturas (diking), movimento relativo de zonas de cisalhamento são os mecanismos prováveis para o alojamento relativamente rápido desses magmas.

A utilização de datações usando micas em milonitos (método Ar-Ar) tem apresentado resultados bastante confiáveis na datação de milonitos. O que, no caso de zonas de cisalhamento próximo desses plútons seria bastante interessante uma datação deste tipo, bem como dos gnaisses e migmatitos encaixantes, para melhor se entender a cronologia e cinemática do alojamento desses plútons.

CAPÍTULO XI - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICA

- ABDEL-RAHMAN, A. F. M. 1994. Nature of biotites from alkaline, calc-alkalike, and peraluminous magmas. *Jour. Petrol.* **35**:2. 525-541.
- AFIFI, A. M. & ESSENE, E. J. 1988 - MINFILE: A microcomputer program for storage and manipulation of chemical data on minerals. *Amer. Mineral.*, **73**: 446-448.
- ÀLLEGRE, C. J. & MINSTER, J. F. 1978. Quantitative models of trace element behavior in magmatic processes. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **38**: 1-25.
- ALMEIDA, C. N. 1999. Caracterização Petrológica e Geoquímica do Magmatismo Brasileiro na Faixa de Dobramentos Pajeú-Paraíba: Região de Campina Grande-Queimadas, Estado da Paraíba, Nordeste do Brasil. . Recife, *Tese de Doutorado*, Centro de Tecnologia e Geociências, Universidade Federal de Pernambuco, 1989p.
- ALMEIDA, C. N.; GUIMARÃES, I. P.; DA SILVA FILHO, A.F.; BERLIN, H. 1997. Sm-Nd isotope geochemistry and U/Pb geochronological data of the Campina Grande Complex, Paraíba State, NE Brazil. *Simp. Geol. Nord., Fortaleza. Extended Abstracts*, 3-6.
- ALMEIDA, C. N.; GUIMARÃES, I. P.; DA SILVA FILHO, A.F.; 1998. Magmatismo calcioalcalino intraplacas na Zona de Cisalhamento de Campina Grande, PB, NE do Brasil. *XL Cong. Brasileiro de Geol., Belo Horizonte, Abstracts*, 515.
- ALMEIDA, F.F.M. de; LEONARDOS Jr., O.H.; VALENÇA, J. 1967. Granitic rocks of North-East South America. In: IUGS/Unesco Symp., Recife. *Spec. Publ.* Recife: IUGS/UNESCO. 41p.
- ALMEIDA, F.F.M, HASSUI, Y. BRITO NEVES, B. B. de, FUCK, R. A. 1977. Províncias estruturais brasileiras. In: VIII Simp. Geol. Nord. , 1977, Campina Grande. *atas.* SBG - Núcleo Nordeste, 363-391.
- ANDERSON, J.L. & SMITH, D. R.,1995. The effects of temperatures and fO_2 on the Al-in-hornblende barometer. *Amer. Mineral.*, **80**(5-6): 549-559.
- ANDERSON, J.L. & BENDER, E., 1989. Nature and origin of Proterozoic A-type granitic magmatism in southwestern United States of America. *Lithos.* **23**: 19-52.
- ARCHANJO, C. J. 1993. Fabriques de plutons granitiques et deformation crustale du Nord-Est du Brésil. *These de Doctorat*, Univ. de Toulouse III: 167p.
- ARGIOLAS, R.; BAUMER, A. - 1978. Synthèse de chloroapatite par voie hydrothermale: étude de l'influence de la saturation sur l'évolution des faciès des cristaux. *Can. Mineral.*, **16**: 285-290.
- ATHERTON, M. P., McCOURT, W. J., SANDERSON, L. M., TAYLOR, W. P. 1979. The chemical character of the segmented Peruvian Coastal batholith and associated volcanics. In *Origin of granitic batholiths.* ATHERTON, M. P. & TARNEY, J. (Eds), Shiva Publ., 45-65.
- BARBARIN, B. & DIDIER, J. 1982. Genesis and evolution of mafic granular enclaves through various types of interaction between coexisting felsic and mafic magmas. *Tran. R. Edinburgh*, **83**:145-153
- BARBOSA, O. 1970. Geologia Econômica de parte da região do médio São Francisco, Nordeste do Brasil. Rio de Janeiro: DNPM/DFPM. 97p. (Boletim, 140).
- BARD, L. P. 1987. Microtextures of igneous and metamorphic rocks. Riedel, Dordrecht, 374p.
- BARRIÈRE, M.1977. Deformation associated with the Ploumanac'h intrusive complex, Brittany. *Geol. Soc. of London Jour.* **134**: 311-324.

- BARRIÈRE, M. 1981. On curved laminae, graded layers, convection currents and dynamic crystal sorting in the Ploumanac'h (Brittany) subalkaline granite. *Contrib. Mineral. Petrol.* **77**: 214-224.
- BARKER, D. R., 1998. Granitic melt viscosity and dike formation. *Jour. Struct. Geol.*, **20**(9-10): 1395-1404.
- BARKER, D. 1970 Composition of granophyre, myrmekite, and graphic granite. *Geol. Soc. America Bull.*, **81**:3334-3350.
- BATCHELOR, R. A. & BOWDEN, P. 1985. Petrogenetic interpretation rocks series using multicationic parameters. *Chem. Geol.* **48**:43-55.
- BAYLEY, J. C. 1977. Fluorine in granite rocks and melts: a review. *Chem. Geol.*, **19**:1-42
- BAYSLEY, J. R. & BUDDINGTON, A. F. 1964 Iron-titanium oxide minerals, rocks and aeromagnetic anomalies of the Adirondack Area, New York, *Econ. Geol.*, **53**: 777-805.
- BEST, M. G. 1982. *Igneous and Metamorphic Petrology*. W. H. Freeman and Co (Eds). 630p.
- BITTAR, S. M. B. 1998. Faixa Piancó-Alto Brígida: terrenos tectono-estratigráficos sob regimes metamórficos e deformacionais contrastantes. São Paulo, *Tese de Dourorado*, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 126p.
- BLUNDY, J. D. & HOLLAND, T. J. B. 1990 Calcic amphibole equilibria and a new amphibole - plagioclase geothermometer. *Contr. Mineral. Petrol.* **104**:208-224.
- BOTTINGA, Y. & WEILL, D. F., 1972. The viscosity of magmatic silicate liquids: a model for calculation. *Am. Jour. Sci.*, **272**: 438-475.
- BOTTINGA, Y. & WEILL, D. F., 1970. Densities of liquid silicate systems calculated from partial molar volumes of oxide components. *Am. Jour. Sci.*, **269**: 169-182.
- BOWDEN, P.; BATCHELOR, R.A.; CHAPPELL, B.W.; DIDIER, J.; LAMEYRE, J. 1984 Petrological, geochemical and source criteria for the classification of granitic rocks: a discussion. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **35**:1-11.
- BRANDON, A. D., CREASER, R. A. & CHACHO, T. 1996. Constraints on rates of granitic magma transport from epidote dissolution kinetics. *Science*, **271**: 1845-1848.
- BEARD, J. S. & LOFGREN, G. E. 1991. Dehydration melting of basaltic and andesite greenstones and amphibolites at 3 and 6,9 kbar. *Jour. of Petrol.* **32**: 365-401.
- BRASILINO, R. G., 1997. Petrologia e geoquímica do batólito granítico de Conceição das Creoulas, Pernambuco, NE Brasil: uma contribuição a petrogênese de granitóides com epidoto magmático no terreno Alto Pajeú. Recife, 147p (*Dissertação de Mestrado. Univ. Fed. Pernambuco, Recife*).
- BRITO NEVES, B. B. & PESSOA, R.J.R. 1974 Considerações sobre as rochas graníticas do nordeste oriental. In: XXVIII Cong. Bras. Geol., Porto Alegre, 1974. Porto Alegre, SBG. *Anais...* **4**:143-157.
- BRITO NEVES, B. B. de. 1975. Regionalização geotectônica do Precambriano nordestino. São Paulo. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, *Tese de Livre Docência* 198p.
- BRITO NEVES, B. B. de. 1983. O mapa Geológico do Nordeste Oriental do Brasil. Escala 1:1.000.000. São Paulo, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, *Tese de Livre Docência*. 177p.
- BRITO NEVES, B. B.; PESSOA, D. A. R.; PESSOA, R. J. R.; KAWASHITA, K.; CÔRTEZ, P. L. 1984 Estudo geocronológico das rochas do embasamento da Quadrícula de Salgueiro - PE. *Anais 33º Congr. Bras. Geol.*, **5**: 2473-2490.
- BRITO NEVES, B. B. 1990. Evolução monocíclica x policíclica de faixas móveis. Discussão prefacial. XXXVI Congr. Bras. Geol., *Anais...* **6**: 2497-2519.

- BRITO NEVES, B. B.; VAN SCHMUS, W. R.; BABINSKI, M.; SABIN, T. 1993. O evento de magmatismo de 1,0 Ga nas faixas móveis do norte do Cráton de São Francisco. XX Simp. Cráton de São Francisco. *Anais...* 243-245.
- BRITO NEVES, B. B.; VAN SCHMUS, W. R.; HACKSPACHER, P. C., SANTOS, E. J.. 1995A. Geocronologia da Borborema, 1995os fatos e as questões abertas. XVI Simp. Geol. Nord., Recife, boletim..., SBG/NE. **14**(2): 410-413.
- BRITO NEVES, B. B.; VAN SCHMUS, W. R.; SANTOS, E. J.; CAMPOS NETO, M.C.; KOZUCH, M., 1995B. O Evento Cariris Velhos na Província da Borborema: integração de dados, implicações e perspectivas. *Rev. Bras. Geoc.*, **25**(4): 279-296.
- BRITO NEVES, B.B., SANTOS, E.J., VAN SCHMUS, W.R., 2000. Tectonic history of the Borborema province, northeastern Brazil. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D. A. (Eds.), Tectonic Evolution of South America. 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, pp. 151-182.
- BROWN, W.L. & PARSONS, I. 1989. Alkali feldspar: ordering rates, phases transformations and behaviour diagrams for igneous rocks. *Mineral. Mag.*, **53**: 25-42.
- BRUN, J.P. & PONS, J. 1981 Strain patterns of pluton emplacement in a crust undergoing non-coaxial deformation, Sierra Morena, southern Spain. *J. Struct. Geol.*, **3**: 219-229.
- BURNHAM, C. W., 1979. The importance of volatile constituents. In: The evolution of igneous rocks: Fiftieth anniversary perspectives. H. S. Yoder Jr. (Ed), Chapter 16. 349-482.
- CABY, R., SIAL, A.N., ARTHAUD, M.H., VAUCHEZ, A., 1991. Crustal evolution and the Brasiliano orogeny in Northeast Brazil. In: Dallmeyer, R.D., Lécorché, J.P. (Eds.), The West African orogen and circum-Atlantic correlatives, Springer, Berlin, 373-397.
- CABY, R., SIAL, A. N., ARTHAUD, M. H., & ARCHANJO, C. J., 1995. Lithostratigraphy and petrostructural characterization of supracrustal units in the Brasiliano belts of Northeast Brazil: Geodynamic implications: *Jour. South Amer. Earth Sci.* **8**: 235-246
- CAMPOS NETO, M. da C., BITTAR, S.M.B, BRITO NEVES, B. B. de. 1994. Domínio tectônico Rio Pajeú- Província Borborema: orogêneses superpostas no ciclo brasiliano\pan-africano. In: XXXVIII Cong. Bras. Geol., Balneário de Camboriú. *Anais*. Santa Catarina: SBG, p.221-222.
- CARR, P. F. 1985. Geochemistry of Late Permian Shoshonitic lavas from the Southern Sydney Basin. In F. L. Sutherland, B. J. Franklin and A. E. Walton (eds), *Volcanism in Eastern Australia*. *Geol. Soc. Aust.*, N. S. W. Div. Publ. **1**: 165- 183.
- CASTAIGN, C.; FEYBESSE, J. L.; THIÉBLEMONT, D.; TRIBOULET, C.; CHEVREMONT, P. 1994. Palaeogeographical reconstructions of the Pan-African/Brasiliano orogeny: closure of an ocean domain or intra-continental convergence between major blocks. In: TC. ONSTOTT (Ed.) Proterozoic paleomagnetism and paleogeography. *Precambrian Research*, **69** (1-4): 327-344.
- CASTRO, A. 1986. Structural pattern and ascent model in the Central Extremadura batholith, Hercynian belt, Spain. *J. Struct. Geol.*, **8**: 633-645.
- CASTRO, A., MORENO-VENTAS, I. & DE LA ROSA, J. D. 1991. H-type (hybrid) granitoids: a proposed revision of the granite type classification and nomenclature. *Earth Sci. Rev. Amsterdam*. **31**: 237-253.
- CHAPPELL, B.W. & STEPHENS, W.E. 1987. Origin of infracrustal (I-type) granite magmas. *Trans. Royal Soc. Edinburg*. **79**: 71-86.
- CHAPPELL, B.W. & WHITE, A.J.R. 1974 Two contrasting granite types Pacific. *Geology*, **8**: 173-174.
- CHAPPELL, B.W. & WHITE, A. J. R. 1991. Restite enclaves and the restite model. In DIDIE, J & BARBARIN, B. eds Enclaves and granite petrology. Development in Petrology, 13, Amsterdam, Elsevier, 375-381.

- CHAPPELL, B.W. & WHITE, A.J.R. 1992 - I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. *Trans. Royal Soc. Edinburgh: Earth Sci.*, 83: 1-26.
- CLEMENS, J. D. & PETFORD, N., 1999. Granitic melt viscosity and silicic magma dynamics in contrasting tectonic settings. *Jour. Geol. Soc.* 156: 1057-1060.
- CLARKER, D. B & CLARKER, G. K. C. 1998. Layered granodiorites at Chebutco Head, South Mountain batholith, Nova Scotia: *Jour. Strat. Geol.*, 20: 1305-1324.
- CLOOS, E. 1936. Der Sierra Nevada Pluton in Californien. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie, und Paleontologie.* 76(B): 355-450.
- COCHIERIE, A., ROSSI, P. H. & LE BEL, L. 1984 The Variscan calc-alkaline plutonism of western Corsica, mineralogy and trace element geochemistry. In ALLEGRE, C. J. & ANDERSON. *Planets Inter. Els.*, New York.
- CORRENS, C. W. 1956. Geochemistry of the halogens. *Phys. Chem. Earth* 1: 181-233.
- CORRIVEAU, 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 Grenville Province. *Contrib. Mineral.*, 113: 262-279.
- CORSINI, M.; VAUCHEZ, A.; ARCHANJO, C. J.; JARDIM DE SÁ, E. F.. 1991. Strain transfer at a continental scale from a transcurrent shear zone to a transpressional fold belt: the Patos-Seridó system (northeastern Brazil). *Geology.* 19: 586-589.
- COX, K. G.; BELL, J. D.; PANKNURST, R. J. 1979 The interpretation of igneous rocks. George Allen, Unwin. London. 450p.
- CRAWFORD, M. L. & HOLLISTER, L. S. 1982 Contrast of metamorphic and structural histories across the work Channel lineament, Coast Plutonic Complex, British Columbia. *Jour. Geoph. Res.*, 87: 3049 - 3860.
- CZAMANSKE, G. K. & WONES, D. R. 1973 Oxidation during magmatic differentiation, Finnmarka Complex, Oslo Area, Norway. Part 2. The mafic silicates. *Jour. Petrol.* 14: 349-380.
- DA SILVA FILHO, A. F.; THOMPSON, R. N.; LEAT, P. T.. 1987. Petrology of Terra Nova plúton, Brazil, and associated ultrapotassic dikes. *Rev. Bras. Geoc.* 17(4): 481-487.
- DA SILVA FILHO, A. F., 1989. Shoshonitic and ultrapotassic intrusive suites in the Piancó-Alto Brígida belt, Pernambuco state, Brazil. University of London. *doctorate These*, Londres, 422p.
- DA SILVA FILHO, A. F., GUIMARÃES, I. P.; THOMPSON, R. N.. 1993. Shoshonitic and ultrapotassic Proterozoic intrusive suites in the Cachoeirinha-Salgueiro belt, NE Brazil: a transition from collisional to post-collisional magmatism. *Precambrian Research.* 62: 323-342.
- DALY, M.C. 1986 Crustal shear zones and thrust belts: their geometry and continuity in Central Africa. In: Reading, H.G.; Watterson, J.; White, S.H. eds. Major crustal lineaments and their influence on the geological history of the continental lithosphere. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A317: 111-128.
- DANTAS, E. L.; CORDANI, U.; VAN SCHMUS, W. R.; HACKSPACKER, P. C.; BRITO NEVES, B. B.; NUTMAN, A.P.. 1995. Terrenos arqueanos e paleoproterozóicos do Maciço Caldas Brandão na Província Borborema. *Simp. Geol. Nord.. Recife. Boletim...*, Recife. SBG/NE. 14(2): 423-427.
- DAVINSON, I. 1987. Acreção de terrenos e a colisão oblíqua do Proterozóico Superior na faixa Sergipana. I Simp. Nac. de Est. Tect. Salvador. *Boletim.* SBG. 87-89.
- DAVINSON, I. & SANTOS, R. A. 1989. Sergipano folded belt, NE Brazil: tectonic evolution during the Brasiliano orogeny. *Precambrian Research*, 45: 319-342.
- DAVINSON, I.; MCCARTHY, M.; POEWELL, D., TORRES, H. H. F.; SANTOS, C. A. 1995. Laminar flow in shear zones: the Pernambuco Shear Zone, NE Brazil. *Jour. Struct. Geol.* 17: 149-161.

- DAWES, A. J. & EVANS, B. W. 1991. Mineralogy and geothermobarometry of magmatic epidote-bearing dikes, Front Range, Colorado. *Geol. Soc. Bull.* **103**: 1017-1031.
- DEBON, F. & LEFORT, P. 1982 A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Trans. R. Soc. Edin.: Earth Sci.*, **73**: 135-149.
- DEER, W.A.; HOWIE, R. A.; ZUSSMAN, J. 1976. An introduction to the rock-forming minerals. Editors Longman. London 528p.
- DEER, W.A.; HOWIE, R. A.; ZUSSMAN, J. 1978. Rocks forming minerals. Editora Longman. London 558p.
- DE LA ROCHE, H.; LETERRIER, J.; GRANDCLAUDE, P. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks and associations. *Chem. Geol.*, **29**:183-210.
- DE PAOLO, D. J. 1981. Trace element and isotopic effects of combined wall rock assimilation and fractional crystallization. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **53**: 189-202.
- DE PAOLO, D. J., 1988. Neodymium isotope geochemistry: an introduction. Springer-Verlag, Berlin: 187p.
- DE PAOLO, D. J. & WASSERBURG, G.J. 1976A. Nd isotopic variations and petrogenetic models. *Geophys. Res. Lett.*, **3**: 249-252.
- DE PAOLO, D. J. & WASSERBURG, G.J. 1976B. Neodymium isotopes in flood basalts from the Siberian Platform and inferences about their mantle sources. *Proceedings Nat. Acad. Sci. USA*, **76**(7):3056-3060.
- DIDIER, J. 1973. Granites and their enclaves: the bearing of enclaves on the origin of granites. *Development in Petrology*, Amsterdam, Elsevier, 3: 393p.
- DODGE, F.C. W.; PAPIKE J. J.; MAYS, R. E. 1968 Hornblendes from granitic rocks of the central Sierra Nevada Batholith, California. *Jour. Petrol.* **9**. 378-410.
- DODGE, F.C. W.; PAPIKE J. J.; MAYS, R. E. 1968 Biotites from granitic rocks of the central Sierra Nevada Batholith, California. *Jour. Petrol.*, **9**. 378-410.
- EBERT, H. 1962. Bastit und regional metamorphose in Prakambrischen grundgebirge brasiliens. *Tschermarks Min. U. Petr. Mitt.*, **8**:49-81.
- EMANI, M.; SUZUKI, K.; LIOU, J. G, BIRD, D. K., 1993. Al-Fe³⁺ and F-OH substitutions in titanite and constraints on their P-T dependence. *Eur. Jour. Mineral.*, **5**: 219-231.
- EVANS, B. W. & PATRICK, B. E., 1987. Phengite-3T in high-pressure metamorphosed granitic orthogneisses, Seward Peninsula, Alaska. *Can. Mineral.*, **25**: 141-158.
- EVENSEN, N.M., HAMILTON, P.J., O'NIONS, R.K. 1978. Rare-earth abundance in chondrite meteorites. *Geoch. Cosmoch. Acta.*, **42**:1199-1212.
- EXLEY, R. A. 1980. Microprobe studies of REE-rich accessory minerals: implications for the Skye granite petrogenesis and REE mobility in hydrothermal system. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **48**: 97-110.
- FAURE, G. & POWER, J. L 1972. Strontium isotope geology. *Springer Verlag*, New York, 188p.
- FAURE, G. 1986. Principles of isotope geology. 2^a ed. J. Wiley & Sons: 589p.
- FERRÉ, E., GLEIZES, G., BOUCHES, L. S. 1995. Internal fabric and strike slip emplacement of the Pan African granite. *Tectonic*, **14**:1205-1219.
- FERREIRA, V. P. & SIAL, A. N. 1987. Ultrapotassic peralkaline province of the Precambrian Cachoeirinha-Salgueiro fold belt, Northeast Brazil. *Inter. Symp. Granites Assoc. Mineraliz., Ext. Abstract*, 199-203.
- FERREIRA, V.P. & SIAL, A. N. 1987. Ultrapotassic peralkaline province of the precambrian Cachoeirinha-Salgueiro fold belt, Northeast Brazil. *Inter. Symp. Granites Assoc. Mineraliz., Ext. Abstr*: 199-203.
- FERREIRA, V. P. & SIAL, A. N. 1989. Isotope geochemistry of Brasiliano age, coarsely porphyritic, K-calc-alkalic granitoids and associated K-diorites, Northeast Brazil. II cong. Bras. Geoq., Litogeoq. e Geoq. Isot, Rio de Janeiro, *Resumo*. 229-240.

- FERREIRA, V. P., SIAL, A. N., SANTOS, E.J. dos, JARDIM DE SÁ, E. F., MEDEIROS, V. C. de. 1997. Granitoids in the characterization of terranes. The Borborema Province, northeastern Brazil. II Inter. Symp. on granites and associated mineralizations, Salvador, 1997, *Ext. Abst.*, 197-201.
- FERREIRA, V. P., SIAL, A.N.; LONG, L.; PIN, C. 1997B. Isotopic signatures of Neoproterozoic to Cambrian ultrapotassic magmas, northeastern Brazil: evidence for an enriched mantle source. *International Geology Review*. **60**: 660-669.
- FERREIRA, V. P.; SIAL, A. N.; JARDIM DE SÁ, E. F., 1998. Geochemical and isotopic signatures of Proterozoic granitoids in terranes of Borborema structural province, northeast Brazil. *J. South Amer. Earth Sci.* **11**(5): 439-455.
- FERREIRA, V. P.; VALLEY, J. W.; SIAL, A. N.; SPICUZZA, M. J. 2003. Oxygen isotope compositions and magmatic epidote from two contrasting metaluminous granitoids, NE Brazil. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **145**: 205-216.
- FRANZ, G. & SPEAR, E. S., 1985. Aluminous titanite (sphene) from the eclogite-zone, south central Tauern Window, Austria. *Chem. Geol.*, **50**: 33-46.
- FYFE, W. S., PRINCE, N. J. & THOMPSON, A. B. 1978. Fluids in the Earth's Crust. *Elsevier*. Amsterdam. 383p.
- FORTIER, S. M. & GILETTI, B. J. 1989. An empirical model for predicting diffusion coefficients in silicate minerals. *Science.*, **245**: 1481-1484.
- GHENT, E. D.; NICHILLS, J.; SIMONY, P. S.; SERVINY, J. H.; STOUT, M. Z., 1991. Hornblende geobarometry of the Nelson Batholith, southeastern British Columbia: Tectonics implications. *Can. Jour. Earth Sci.*, **28**: 1982-1991.
- GILL, J. B., 1978. Role of trace elements partition coefficients in models of andesites genesis. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **42**: 709-724.
- GIRAULT, J. - 1966. Génese et géochimie de l'apatite et de la calcite dans les roches liées au complexe carbonatitique et hyperalcalin d'Oka (Canada). In Conceição, H. 1990. Petrologie du massif syénitique d'Itiuba: contribution a l'étude minéralogique des roches alcalines dans l'état de Bahia (Brazil). Université Paris-Sud, Centre d'Orsay, These doct., 395p.
- GOMES, H. A., 2001, Geologia e Recursos Minerais do estado de Pernambuco, Mapa Geológico/Mapa de Recursos Minerais, Recife, CPRM/PLGB, organizado por GOMES, H. A., 198P; II mapas, escala 1: 500.000
- GUIMARÃES, I. P. & DA SILVA FILHO, A. F. 1992 Evolução petrológica e geoquímica do Complexo Bom Jardim, PE. *Rev. Bras. de Geoc.*, **22**(1): 29-42.
- GUIMARÃES, I. P. & DA SILVA FILHO, A. F. 1998. Sm-Nd and Sr isotopic and U-Pb geochronologic constraints for the evolution of the shoshonitic brasileiro Bom Jardim and Toritama Complexes: evidence for a Transamazonian enriched mantle under Borborema Tectonic Province, Brazil. *International Geology Review*. **40**: 500-527.
- GUIMARÃES, I. P. & DA SILVA FILHO, A. F. 2000. Evidence of multiple sources involved in the genesis of the neoproterozoic Itapetim granitic complex, NE Brazil, based on geochemical and isotopic data. *Jour. South Amer. Earth Sci.* **13**: 561-586.
- GUO, J. & GREEN, T. H. 1989. Barium partitioning between alkali feldspar and silicate liquid at high temperature and pressure. *Contrib. Mineral. Petrol.* **102**: 328-335.
- GUST, D. A. & ARCULUS, R. J., 1986 Petrogenesis of alkalic and calc-alkalic volcanic rocks of Mormon Mountain Volcanic Field, Arizona. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **94**: 415-426.
- HAAPALA, I & FRINDT, S., 2000. Textures indicating crystallization from supersaturated magmas in the Mesozoic gross Spitzkoppe Granite stock in western Namibia. 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, Brazil, *Abstract Vol.* (meio digital).
- HAMMARSTRON, J.M. & ZEN, E-AN 1983. Possible use of Al content in hornblende as geobarometer for plutonic rocks. *Geol. Soc. Amer. Annual Meeting*, Abstracts with Programs, Indianapolis: 590.

- HAMMARSTRON, J.M. & ZEN, E-AN., 1986. Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer *Amer. Mineral.* **71**: 1297-1313.
- HANSON, G. N., 1978. The application of the trace element to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition. *Earth Planet. Sci. Lett.* **38**: 26-46.
- HANSON, G. N., 1980. Rare earth elements in the petrogenetic studies of igneous systems. *Am. Rev. Earth Planet. Sci.*, **8**: 371-406.
- HANSON, G. N., 1990 The application of trace elements to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **38**: 26-43
- HARKER, A., 1990. The natural history of the igneous rocks. New York. Eds. Macmillan, 384 p.
- HELZ, R. T. 1973. Phase relations basalts and their melting ranges at P_{H_2O} 5 kbar e function of oxygen fugacity. Part I. Mafic phases. *Jour. Petrol.* **134**: 249-302.
- HELZ, R. T. 1976. Phase relations basalts and their melting ranges at P_{H_2O} 5 kbar e function of oxygen fugacity. Part II. Melt composition. *Jour. Petrol.* **134**:
- HIBBARD, M. J., 1978. Myrmekite as a marker between preaqueous phase saturation in granitic system. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **90**: 1047-1062.
- HIBBARD, M. J., 1991. Textural anatomy of twelve magma-mixed granitoid systems. In: Didier, J. & Barbarin, B. (eds) Enclaves and granite petrology, *Dev. Petrol.*, **13**: 431-444 Amsterdam: Elsevier.
- HIBBARD, M. J., 1995. Petrography and petrogenesis. Prentice Hall. New Jersey, 587p.
- HIGGINS, J. B. & RIBBE, P. H., 1976. The crystal chemistry and space groups of natural and synthetic titanites. *Amer. Mineral.* **61**. 878-888.
- HOGAN, J.P.; PRICE, J. D.; GILBERT, M. C. 1998. Magma traps and driving pressure: consequences for pluton shape and emplacement in an extensional regime. *Jour. Struct. Geol.* **20**(9-10): 1155-1168.
- HOLLAND, T. J. B. & BLUNDY, J. D., 1994 Non-ideal interaction in calcic-amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **116**. 433-447.
- HOLLISTER, L. S.; GRISSON, G. ; PETERS, E. K. ; STOWELL, H. E.; SISSON, V. B., 1987 Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calcic plutons. *Amer. Mineral.*, **72**: 231-239.
- HOLTZ, F., JOHANNES, W., TAMIC, N., BEHRENS, H., 2001. Maximum and minimum water contents of granitic melts generated in the crust: a reevaluation and implications. *Lithos.* **56**:1-14.
- HUTTON, D. H. W. 1982. A tectonic model for the emplacement of the Main Donegal granite, NW Ireland. *Jour. Geol. Soc. London*, **139**: 615-631.
- HUTTON, D. H. W. 1988A. Igneous emplacement in a shear zone termination: the biotite granite at Strontian, Scotland. *Geol. Soc. Am. Bull.* **100**: 1392-1399.
- HUTTON, D. H. W., 1988B. Granite emplacement mechanisms and tectonic controls: inferences from deformation studies trans. Royal Society of Edinburgh. *Earth Sci.* **79**, 245-255.
- HOWLLOWAY, J. R. & BURNHAM, C. W. 1972. Melting relations of basalts with equilibrium water pressure less than total pressure. *Jour. Petrol.* **132**: 29.
- INNOCENTI, P., MANETTI, P., MAZZOULI, R., PASQUARELE, G., VILLARI, L. 1982. Anatolia and North-Western Iran. In RICKWOOD, P. C. 1989. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. *Lithos*, Amsterdam, **22**: 247-263.
- IRVINE, T.N & BARAGAR, W.R.A. 1971 A guide to the Chemical classification of the Common Volcanic rocks. *Can. Jour. of Earth Sci*, **8** n. **5**: 523-548.
- ISHIHARA, S. 1977. The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. *Mining Geology*, **27**: 293-305.
- JARDIM DE SÁ, E.F. 1984. A evolução Proterozóica da Província Borborema. XI Simpósio de Geologia do Nordeste, Natal, Atas, 297-316
- JARDIM DE SÁ, E.F. 1994. A Faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) e o seu significado geodinâmico na Cadeia Brasileira/Pan-Africana. UnB. *Tese de Doutorado*. Brasília, 803p.
- JARDIM DE SÁ, E.F. & HACKSPACHER, P. C. 1980. Reconhecimento estrutural da borda noroeste do Cráton do São Francisco. XXXI Cong. Bras. Geol., *Anais.* **5**: 2719-2731.
- JARDIM DE SÁ, E. F.; LEGRAND, J. M.; GALINDO, A. C.; SÁ, J.M.; HACKSPACHER, P. C. 1986. Granitogênese brasileira no Seridó: o maciço de Acari (RN). *Rev. Bras. Geoc.*, **16**: 95-105.

- JARDIM DE SÁ, E. F.; MACEDO, M. H. F.; LEGRAND, J. M.; MCREATH, I.; GALINDO, A. C.; SÁ, J. M. 1987. Proterozoic granitoids in a polycyclic setting: the Seridó region, NE Brazil. Intern. Symp. Granites Assoc. Mineraliz., Ext. Abstr. 103-110.
- JARDIM DE SÁ, E. F.; MACEDO, W. E.; CASTRO, D. L. 1997. Contribuição da Gravimetria aos modelos de estruturação crustal da Província Borborema, Nordeste, XVII Simp. Geol. Nord., SBG/NE. (Recife boletim 15), 352-357.
- JENSEN, L. S. 1976 A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. *Ont. Div. Mins. Minsc. Pap.*, **66**: 21p.
- JOHN, E.B. & BLUNDY, J. D. 1993 Emplacement related deformation of granitoid magmas, southern Adamello Massif, Italy. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **105**:1517-1541.
- JOHNSON, M.C. & RUTHERFORD, M.J. 1989 Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley Caldera (California) volcanic rocks. *Geology.*, **17**: 837-841.
- JONSTHON, A. D. & WYLLIE, P. J. 1988 Constraints on the origin on Archean trondjhemites based on phases relationships of Nuk gneiss with H₂O at 15 kbar. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **100**: 35-46.
- KING, E.M., VALLEY, J. W., DAVIS, D. W. 1996. Archean zircons from the Superior Province: Oxygen isotope enrichment of sanukitoids. Geological Society of America Abstracts with Programs. **28(7)**:160
- KING, E. M.; VALLEY, J. W.; DAVIS, D. W.; KOWALLIS, B. J. 2001. Empirical determination of oxygen isotope fractionation factors for titanite with respect zircon and quartz. *Geochem. Cosmochem. Acta*, **65(18)**: 3165-3175.
- KIRKPATRICK, R. J. 1977. Nucleation and growth of plagioclase, Makaopuhi and Alae Lava Lakes, Kilauea Volcano, Hawai. *Geol. Soc. Amer. Bull.* **88**: 78-84.
- KOZUCH, M.; BITTAR, S. B.; VAN SCHMUS, W. R., BRITO NEVES, B. B.. 1997. Late Mesoproterozoic and middle Neoproterozoic magmatism in the Zona Transversal of Borborema Province, NE Brazil. XVII Simp. Geol. do Nord., Fortaleza. SGB. *Proceeding.* **15**: 47-50.
- KUNO, H. 1968 Differentiation of basalt magmas. In HESS, H. H. & POLDERVAART (Eds). Basalt composition. *2 Interscience*, New York, N. Y. 623-688.
- LAGARDE, J.L.; BRUN, J.P.; GAPAIS, D. 1990. Formation des plutons granitiques par injection et expansion latérale dans leur site de mise en place: une alternative au diapirisme en domaine épizonal. *C. R. Acad. Sci. Paris*, II, **310**: 1109-1114.
- LAMBERT, R. S. T. & HOLLAND, J. G. 1974 Yttrium geochemistry applied to petrogenesis utilizing calcium-yttrium relationships in mineral and rocks. *Geochem. Cosmoch. Acta*, **38**: 1393-1414.
- LAMEYRE, J.M. 1987. Granites and evolution of the crust. *Rev. Bras. Geoc.*, **17** (4):349-359.
- LAMEYRE, J. & BOWDEN, P. 1982 Plutonic rocks types series: discrimination of various granitoid series and related rocks. In: R. Brousse and J. Lameyre (Eds) *Magmatology Jour. Volcanol. Geother. Res.*, **14**: 169-186.
- LA ROCHE, H. 1978. La chimie des roches presentee et interpretée d'après la structure de leur facies mineral dans l'espace des variables chimiques: fonctions spécifiques et diagrammes quisen deduisent. Application aux. roches ignes. *Chem. Geol.*, **21**:63-87.
- LEAKE, B.E. 1971. On aluminous and edenitic hornblende. *Mineral. Magaz.*, **38**: 389-405.
- LEAKE, B.E. 1978. Nomenclature of amphiboles. *Amer. Mineral.*, **63**: 1023-1052.
- LEAKE, B.E. 1997. Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *Amer. Mineral.*, **82**: 1019-1037.

- LETRRRIER, J.; JARDIM DE SÁ, E. F.; MACEDO, M. H. F. 1990. Magmatic and geodynamic signature of the Brasiliano cycle plutonism in the Seridó Belt, NE Brazil. XXXVI Cong. Bras. Geol., Natal, Anais..., SBG, 1640-1655.
- LINS, F. A. P.L. 2000. Petrologia e modelamento geofísico-estrutural das granitóides brasilianas na região de Betânia (PE), Domínio da Zona Transversal NE de Brasil. CTG-UFPE, Tese de Doutorado, 142p
- LIU, J. G. 1973. Synthesis and stability relations of epidote, $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{FeSi}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$: *Jour. Petrol.*, **14**: 381-413.
- LOISELLE, N.C. & WONES, D.R. 1979. Characteristics and origin of anorogenic granites. *Geol. Soc. Am. Abstr. whit Prog.* **11**:468.
- LUGMAIR, G. W.; SCHEIRIM, N. B.; MARTI, K. 1975. Sm-Nd age of apollo 17 basalt 75075: evidence for early differentiation of lunar exterior. 6th Proc. Lunar Planet Sci. Conf. 1419-1429.
- MACKENZIE, W. S., DONALDSON, S. C., GUILFORD, C., 1984. Atlas of igneous rocks and their textures. Longmann, New York.
- MANSON, G. 1985. The mineralogy and textures of the coastal batholith, Peru. In PITCHER, W. S., ATHERTON, M. P., COBBLING, E. J., BECKINSALE, R. D. (Eds), *Magmatism at a plate edge. The Peruvian Andes.* John Wiley & Sons. New York. 156-166.
- MANIAR, P.D & PICOLLI, P.M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **101**(5): 635-643.
- MARIANO, G. 1989. Magma mixing origin of a potassic calc-alkaline pluton: the Itaporanga Batholith, state of Paraíba, Northeastern Brazil, Athens, Georgia university. *Doctorate theses*, 180p.
- MARIANO, G & SIAL, A. N. 1990. Coexistence and mixing of magmas the Late Precambrian Itaporanga batholith, state Paraíba, northeastern Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, **20**: 101-110.
- MARIANO, G., NEVES, S. P., SILVA FILHO, A. F., GUIMARÃES, I. P.. 1999. Dioritos da Associação Potássica Cálcio-Alcalina, Província Borborema, NE Brasil: Geoquímica do Manto Litosférico e Implicações para o Conceito de Terrenos - Anais do V Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa & VII Congresso Brasileiro de Geoquímica, Porto Seguro, Bahia. *Resumo Expandido*. 543-546.
- MARIANO, G., NEVES, S. P., SILVA FILHO, A. F., GUIMARÃES, I. P.. 2001. Diorites of the high-calc-alkalic association: Geochemistry and Sm-Nd data and implications for the evolution of the Borborema Province, Northeast Brazil. *Intern. Geol. Review*. **43**: 921-929.
- MARIANO, G., NEVES, S. P., SILVA FILHO, A. F., 2001. Diorites of the High-K Calc-Alkalic Association: Geochemistry and Sm-Nd Data and Implications for the Evolution of the Borborema Province, Northeast Brazil. *International Geology Review*. V. 43 p.921-929.
- MARTIN, H., 1987 Evolution in composition of granite rock control by time-dependent changes in petrogenic processes. Examples from Archean of Eastern Finland. *Precambrian Research*, **32**: 275-276.
- MEANS, W. D. & PARK, Y. 1994. New experimental approach to understanding igneous texture. *Geology*. **22**(4): 323-326.
- MEDEIROS, V.C., 1995 Sensoriamento remoto e petrologia de granitóides brasilianos no Domínio da Zona Transversal, Nordeste do Brasil. *Dissertação de Mestrado*, UFPE. 148p.
- MIDDLEMOST, E.A.K., 1985 Magmas and magmatic rocks. An introduction to igneous petrology. *Longman Sci. & Techn*: 266p.
- MIYASHIRO, A. 1974. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *Amer. Jour. Sci.*, **274**: 321-355.
- MIYASHIRO, A. 1978 Nature of alkalic volcanic rocks series. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **66**:91-104.
- MOENCH, R.H., 1986. Comments on "Implications of magmatic epidote-bearing plutons on crustal evolution in the terranes of northwestern North America" and "Magmatic epidote and its petrologic significance". *Geology*. **14**:187-188.
- MORIMOTO, C. N., 1988. Nomenclature of pyroxenes. *Mineral. Mag.* **52**: 535-550.

- MORRISON, G.W., 1980 Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rock association. *Lithos*, **13**: 97-108.
- MORTAJI, A. & STUSSI, J. M., 1989. Les granitoids precambriens de Tragra D' Akka Anti-Atlas Occidental, Morroc. In Coloque de Geologie Franco-Armorican, Strasbourg, 1989. *Atas. Strasbourg*, 153p.
- MURASE, T., 1962. Viscosity and related properties of volcanic rocks at 800°C to 1400°C. *Hakkaido Univ. Sci. Jour.*, **1**: 487-584.
- NACHIT, H.; RAZAFIMAHEFA, N., STUSSI, J. M. & CARON, J.P., 1985 Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoides. *C. R. Acad. Sc Paris*, t.301, série II. **11**:813-818.
- NAKAMURA, N.; TATSUMOTO, M.; NUNES, P. D., UNRUSH, K. M.; SCHW, A. P.; WILDEMAN, T. R. 1976. 4 by old clast in Boulder 7, Apollo 17: a comprehensive chronologycal study by U-Pb, Rb-Sr and Sm-Nd methods. *7th Proc. Lunar Planet Sci. Conf.* **2**: 2309-2333.
- NANEY, M. T., 1983 Phase equilibria of rock-forming ferromagnesian silicates in granitic systems. *Amer. Jour. Sci.*, **283**: 933-1033.
- NANEY, M.T., 1977. Phase equilibria and crystallization in iron and magnesian bearing granitic system. Phd dissertation, Stanford University.
- NEVES, S. P. & VAUCHEZ, A., 1995 - Magma Emplacement and Shear Zones Nucleation and Development in Northeast Brazil (Fazenda Nova and Pernambuco Shear Zones, State of Pernambuco). *Jour. South Am. Earth Sci.* **9**: 289 - 298.
- NEVES, S. P., VAUCHEZ, A., ARCHANJO, C. J. 1996 - Shear Zone-Controlled Magma Emplacement or Magma-Assisted Nucleation of Shear Zones ? Insights From Northeast Brazil - *Tectonophysics* **262** (1996), 349-364.
- NEVES, S. P. & MARIANO, G., 1997. High-K calc-alkalic plutons in northeast Brazil: origin of the biotite diorite/quartz monzonite to granite association and implications for the evolution of the Borborema Province. *Intern Geol. Rev.* **39**(7): 621-638. IUGS, V. H. Winston & Son, Inc. USA.
- NEVES, S. P. & MARIANO, G., 1999 Assessing the Tectonic Significance of a Large-Scale Transcurrent Shear Zone System: The Pernambuco Lineament, Northeastern Brazil. *Journal of Structural Geology* **21**(1999). 1369-1383.
- NEVES, S. P., 2000. Província Borborema: uma colagem de terrenos ou orógeno intracontinental? - XVIII Simpósio de Geologia do Nordeste, Recife, *Resumos*, 139.
- OLIVEIRA, R. G. & SANTOS, E.J. 1993. Seção geológica-geofísica e interferências geotectônicas na porção centro sul da província Borborema. III Cong. Intern. Soc. Bras. Geofís. *Res. Expand.* **1**: 445-464.
- O'NEIL, J. R. & CHAPPEL, B. 1977. Oxygen and hydrogen isotope relations in the Benidale Batholith, southeastern Australia. *Jour. Geol. Soc. London.* **133**: 559-575.
- ORSINI, J. B.; CORCITA, C.; ZORPI, M. G.. 1991. Genesis of mafic microgranular enclaves through differentiation of basics magmas mingling and chemical exchanges with their host granitoids magmas. In DIDIER, A. & BARBARIN, B. (Eds). *Enclaves and granite petrology. Development in Petrology*. Amsterdam. Elsevier. **13**. 445-464.
- PAPANASTASSIOU, D. A. & WASSERBURG, G. J., 1969. Initial strontium isotopic abundances and resolution of small time differences in the formation of planetary objects. *Earth Planet. Sci. Letter.* **8**: 1-9.
- PATERSON, S. R., VERNON, R. H. TOBISH, O. T. 1989. A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. *Jour. Struct. Geol.*, **11**(3): 349-363.
- PATERSON, S. R. & VERNON, R. H. 1995. Bursting the bubble of ballooning plutons: A return to nested diapirs emplaced by multiples process. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **107**(11): 1356-1380.
- PATERSON, S.R. & FOWLER JR., T.K. (1993) Re-examining pluton emplacement processes. *J. Struct. Geol.*, **15**: 191-206.

- PATIÑO DOUCE, A. E., 1995 Experimental generation of hybrid silicic melts by reaction of high-Al basalt with metamorphic rocks. *Jour. of Geoph. Res.* **100**(8B): 15623-15639.
- PEARCE, J. A. 1976. Statistical analysis of major element patterns in basalts. *Jour. Petrol.*, **17**: 15-43.
- PEARCE, J.A. 1982 Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: THORPE, R.S. ed. *Andesites*, New York, Wiley & Sons. 525-548.
- PEARCE, J. A., 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In HAWKESWORTH, E. J. & NORRI, M. J. (Eds), *Continental basalts and mantle xenoliths. Shiva Nantwinch*, 231-249.
- PEARCE, J. A. & CANN, J.R. 1973 Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **19**: 290-300.
- PEARCE, J. A.; HARRIS, N. B. W. e TINDLE, A. G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks *Journ. Petrol.*, **25**:956-983.
- PECCERILLO, A. & TAYLOR, S. R., 1976 Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamanu area, northern Turkey. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **58**: 63-81.
- PERSIKOV, E. S., 1991. Physical chemistry of magmas. Springer Verlag, New York. 1-39.
- PESSOA, R. J. R. 2001. Mecanismos de alojamento e construção do batólito granítico Neoproterozóico de Tavares – estado da Paraíba, nordeste do Brasil. Recife, *Tese de Dourorado*, Centro de Tecnologia e Geociências, Universidade Federal de Pernambuco, 204p.
- PHILLIPS, E. R., 1974 Myrmekite - one hundred years later. *Lithos*, **7**:181-194.
- PIDGEON, R. T. & HOPGOD, A. M. 1975. Geochronology of Archean gneiss and tonalites from north of the Frederkshabs isblink, SW Greenland. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **39**: 1333-1346.
- PLIWINSKI, A. & WYLLIE, P. J., 1968. Experimental studies of igneous rocks series: a zoned pluton in the Wallowa Batholith, Oregon. *Geology*, **76**: 205-234.
- RAMSAY, J. G., 1981. Emplacement mechanics of the Chindamora batholith Zimbabwe. *Jour. Struct. Geol.*, **3**: 93.
- RAPP, R. P., 1995. Amphibole-out phase boundary in partially melted metabasalts, its control over liquid fraction and composition, and source permeability. *Jour. Geophys. Res.*, **100**: 15601-15610.
- REAVY, R. H. 1989. Structural controls on metamorphism and syn-tectonic magmatism: the portuguese Hercinian collision belt. *Jour. Geol. Soc. London*, **146**:649-657.
- REID, J. B; MURRAY, D. P.; HERMES, O.,D.; STEIG, E. J. 1983. Fractional crystallization in granites of the Sierra Nevada: How important is this. *Geology*. **21**: 587-590..
- REID, J. B. & HAMILTON, M. A., 1985. Origin of Sierra Nevada granite: evidence for small scale composite dikes. *Contrib. Mineral. Petrol.* **96**: 441-454.
- RIBBE, P. H., 1982. Titanite (sphene). In RIBBE, P. H. ed *Reviews in Mineralogy*, Blacksboung, *Mineral. Soc. Amer.*, **5**: 137-154.
- RICHARD, L., 1995. The ultimate mineralogical and petrological, data processing system for windows, Minpet Geological Software-Logiciel Geologique. Minpet, Quebec.
- ROBERTS, J. L. 1970. The intrusion of magma into brittle rocks. In: NEWALL, G. & RAST, N. (Eds). *Mechanisms of igneous intrusion. Geol. Jour. Spec. Publ.*, **2**: 287-338.
- ROBERTS, M. P. & CLEMENS, J. D. 1993. Origin of high-potassium, calc-alkaline, I-type granitoids. *Geology*. **21**: 825-828.
- ROBINSON, P., ROSS, M., JAFFE, H. W., 1971. Composition of the anthophyllite-gedrite soulvus. *Amer. Mineral.*, **56**: 1005-1041.
- ROLLINSON, H., 1983. Using geochemical data: evaluation, presentation e interpretation. Longman, Harlow.
- RUSHMER, T., 1991. Partial melting of two amphibolites: contrasting experimental results under fluid-absent conditions. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **107**: 41-59.
- RUTTER, M. J. & WYLLIE, P. J., 1989. Experimental data for a proposed empirical igneous geobarometer: aluminum in hornblende at 10 kbar pressure. *Geology*, **17**: 897-900.

- SANTOS, E. F.; COUTINHO, M.G.N.; COSTA, M.P.A.; RAMALHO, R. 1984. A região de Dobramentos Nordeste e a Bacia do Parnaíba, incluindo o Cráton de São Luís e as bacias marginais. In: Schobbenhaus, C.; Campos, D.A.; Derze, G.R.; Asmus, H.E. eds. Geologia do Brasil. Texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente, incluindo depósitos minerais. Dep. Nac. Prod. Min.: 131-189.
- SANTOS, E. J. dos; WANDERLEY, A. A.; VEIGA JR., J. P.; BARBOSA, A. G.; ROCHA, D. A. 1993. Diversidade do magmatismo e compartimentação tectônica no domínio Extremo Nordeste da Província Borborema. XV Simp. Geol. Nordeste: *Atas...*, 321-322.
- SANTOS, E. J. dos, WANDERLEY, A.A., VEIGA Jr., J.P., BARBOSA, A.G., ROCHA, D.A. da., 1993. Diversidade de magmatismo e compartimentação tectônica no domínio extremo Nordeste da Província Borborema. In: XXV Simp. Geol. Nord., Natal. *Res. Natal: SBG*, 320-321.
- SANTOS, E. J. dos & MELO, C. B. M. (1978) Diversidade do plutonismo granítico brasileiro no Nordeste. *Anais 30º Congr. Bras. Geol.*, 6: 2624-2634.
- SANTOS, E. J. dos; & BRITO NEVES, B. B., 1984 - Província Borborema. In: Almeida, F.F.M. & Hasui, Y. (Eds). *O Pré-Cambriano do Brasil*. E. Blucher, p. 123 - 186.
- SANTOS, E. J. dos; OLIVEIRA, R. G.; PAIVA, I. P. 1997. Terrenos no domínio transversal da Província da Borborema: controles sobre acreção e retrabalhamento crustais ao sul do lineamento Patos. . In: Simp. XVII Geol. Nord. Fortaleza, *Resumo Expandido*. Fortaleza. SBG. 2: 401-406.
- SANTOS, E.J. & MEDEIROS, V.C. 1997. Constraints from granitic plutonism on proterozoic crustal growth of the Zona Transversal Domain, Borborema Province, NE Brazil. In: In: Int. Symp. Gran. Assoc. Mineral. 2, Ext. Abst. 237-239.
- SANTOS, E.J dos & MEDEIROS, V.C. 1999. Constraints from granitic plutonism on Proterozoic crustal growth of the transverse zone, Borborema Province NE Brazil. *Rev. Bras. de Geoc.* 29(1): 73-84.
- SANTOS, E.J dos, 1971. Síntese da geologia do Pré-Cambriano da folha Arco Verde Nordeste do Brasil. Recife, SUDENE. 33p.
- SANTOS, E.J. dos, 1995. O complexo granítico Lagoa das Pedras: Acreção e colisão na região de Floresta (Pernambuco), Província Borborema. USP/IG. *Tese de Doutorado*. 219p.
- SANTOS, E.J. dos, 1996. Ensaio preliminar sobre terrenos e tectônica acrecionária na Província Borborema. XXXIX Cong. Bras. Geol. Salvador. *Anais...* SBG. 6: 47-50.
- SANTOS, E.J. dos, 1998. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Belém do São Francisco. Folha SC.24-X-A. Escala 1: 250.000. Geologia e Metalogênese. Brasília. CPRM. (no prelo).
- SANTOS, E.J. dos, 2000. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Belém do São Francisco. Folha SC.24-X-A. Estado de Pernambuco, Alagoas e Bahia. Escala 1: 250.000. Geologia e Metalogênese. Recife. CPRM. (CD ROM).
- 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.
- SCHMIDT, M. W. & THOMPSON, A. B., 1996 Epidote in calc-alkaline magmas: An experimental study of stability phase relationships, and the role of epidote in magmatic evolution. *American Mineralogist.* 81.462-474.
- SCHEID, C.1992. . Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Patos, folha SC-24-Z-D-I, carta geológica, carta metalogenético-previsional. Escala 1: 100.000. DNPM/CPRM.
- SHAW, H. R. 1972.. Viscosities of magmatic silicate liquids: an empirical method of prediction. *Ame. Jour. Sci.*, 272: 870-893.
- SHAND, S.J., 1927. The eruptive rocks. Wiley, New York. 51p.
- SHAND, S.J., 1943. Eruptive rocks. T. Murby and co, London. 444p.
- SHELLEY, D., 1992. Igneous and metamorphic rocks under the microscope. Chapman and Hall, New York.

- SIAL, A. N., 1984a - Litogeoquímica de elementos terras raras na caracterização de granitóides do espaço Cachoeirinha, Nordeste do Brasil. In: XXXIII Cong. Bras. Geol., *Anais*. Rio de Janeiro: SBG, 2697-2702.
- SIAL, A. N., 1984b - Padrão regional de isótopos de oxigênio em granitóides do espaço Cachoeirinha, Nordeste do Brasil. In: XXXIII Cong. Bras. Geol., *Anais*. Rio de Janeiro: SBG, 2710-2722.
- SIAL, A. N., 1986 - Granite-types in Northeast Brazil: Current Knowledge. *Rev. Bras. Geoc.*, **16**(1): 54-72.
- SIAL, A.N., 1987. Granitic rocks of Northeast Brazil. Inter. Symp. Gran. Assoc. Mineraliz. Ext. Abst., 61-69.
- SIAL, A. N., 1989. Petrologia, Geoquímica de elementos maiores, traços, terras raras e isótopos nos Batólitos Meruoca e Mocambo, Ceará. *Tese de professor Titular*. 284 p.
- SIAL, A. N., 1990 - Epidote-bearing calc-alkalic granitoids in northeast Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, **20**(1-4): 88-100.
- SIAL, A. N., 1993. Contrasting metaluminous magmatic epidote-bearing granitic suites from two Precambrian foldbelts in Northeast Brazil. In SIAL, A. N & FERREIRA, V. P. (Eds), Workshop Magma An. Acad. Bras. Ci., **65**(1): 141-162.
- SIAL, A. N., FERREIRA, V. P, BRASILINO, R. G., PESSOA, R. P. TORRES, H. H. & CRUZ, M. J. M., 1997. Hornblende and epidote chemistries and the emplacement of K-calc-alkalic plutons in the Alto Pajeú terrane, NE Brazil, V Cong. Bras. Geog., *atas...*, Salvador.
- SIAL, A. N. & FERREIRA, V. P., 1988. Brasiliano age peralkaline plutonic rocks of the Central Structural Domain, northeast Brazil. *Rend. Soc. Ital. Mineral. & Petrol.*, **43**(2): 307-342.
- SIAL, A. N. & FERREIRA, V. P. 1990. Granitoids in Northeastern Brazil: Oxygen and sulfur isotope compositions and depths of emplacement. *Journ. South. Am. Earth. Sci.*, **3**(2-3): 103-112.
- SIAL, A. N., MARIANO, G., FERREIRA, V. P., 1989. Síntese da geoquímica dos elementos terras raras em granitóides do nordeste e norte do Brasil. In FORMOSO, M. L. L., NARDI, L. V. S., HARTMAN, L., ed. *Geoquímica dos Elementos Terras Raras no Brasil*. Porto Alegre, CPRM, DNPM, SBGq. 83-95.
- SIAL, A. N.; MARIANO, G.; FERREIRA, V.P. 1989. Síntese da geoquímica dos elementos terras raras em granitóides do Nordeste e Norte do Brasil. In: Formoso, M.L.L.; Nardi, L.V.S.; Hartmann, L.A. (eds.) *Geoquímica dos elementos terras raras no Brasil*. II Congr. Bras. Geog. *Atas...*: 83-95.
- SIAL, A. N., FERREIRA, V.P.; FALLICK, A. E.; CRUZ, M. J. M. 1998. Amphibole-rich clots in calc-alkalic granitoids in the Borborema Province, Northeast Brazil. *Jour. South Amer. Earth Sci.*, **11**(5): 457-471.
- SIAL, A. N., TOSELLI, A. J.; SAAVEDRA, J.; FERREIRA, V.P. 1999. Emplacement, petrological and magnetic susceptibility characteristics of diverse magmatic epidote-bearing granitoid rock in Brazil, Argentina and Chile. *Lithos* **46**: 367-392.
- SILVA FILHO, M.A. da., 1984. A faixa de dobramento Piancó: Síntese do conhecimento e novas considerações. In:XXXIII Cong. Bras. Geol., , Rio de Janeiro. *Anais*. Rio de Janeiro: SBG, 3337-3347.
- SILVA FILHO, M. A., 1993. Os Grupos Sagueiro e Cachoeirinha no contexto do Sistema de Dobramento Piancó-Alto Brígida. In: XV Simp. Geol. Nord., Natal. *Res.*, Natal: SBG, 308-310.
- SMITH, D., 1974 Pyroxene-olivine-quartz assemblages in rocks associated with the Nain Anorthosite Massif, Labrador *Jour. Petrol.*, **15**(1):58-78.
- SMITH, D. C, 1981. The pressure and temperature dependence of Al-solubility in sphene in the system Ti-Al- Ca-Si-O-F. *Progress Experimental Petrol.*, Ser. D, **18**: 193-197.
- SIMPSON, C. 1986. Determination of granitic rocks across the brittle-ductile transition. *Jour. Struc. Geol.*, **7**: 503-511.
- SIMPSON, C. & WINTSH, R. P. 1989. Evidence for deformation-induced K-feldspar replacement by mymerkite. *Jour. Metamorph. Geol.*, **7**:503-511.
- SOUSA, K. & SIAL, A. N., 1989 Petrologia do batólito granítico de São Rafael, Rio Grande do Norte, nordeste do Brasil, e a importância de epidoto magmático. In: XIII Simp. Geol. Ne, & II Simp. Nac. Est. Tec., Fortaleza, 1989. *Atas*. Fortaleza, SBG, Núcleo Nordeste. 137-138.
- SPEER, J. A., 1984. Micas in igneous rocks. In: BAILEY, SW., ed. *Reviews. Mineral*. Blacksburg, Mineralogical Society of America, **13**, 299-356.

- SPEER, J. A., 1987 Evolution of magmatic AFM mineral assemblages in granitoid rocks: The hornblende + melt = biotite reaction in the Liberty Hill Pluton, South Carolina. *American*.
- SPEER, F. S., 1981. A experimental study of hornblende stability and compositional variability in amphibolite. *Amer. Jour. Sci.*, **281**: 697-724.
- SPEER, F. S., 1993. The calculation of metamorphic phase equilibria I: geothermometry and geobarometry. Chapter 15. In: *Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature time paths*. Mineral. Soc. Amer. Monograph. 799p.
- STEIGER, R. H. & JAGER, E. 1977. Subcomission on Geochronology: convention and use decay constants in geochronology and isotope geochemistry. *Earth Planetary Sci. Lett.*, **36**: 359-362.
- STRECKEISEN, A. L., 1976. Classification and Nomenclature of igneous rocks. IUGS. *Geol. Rundsch.* **63**:773-786. STRECKEISEN, A. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Sci.*, **12**: 1-33.
- STRECKEISEN, A. L. & LE MAITRE, R.W., 1979. A chemical approximation to the modal QAPF classification of the igneous rocks. *Neues Jahrb. fur Mineral. Abhand.*, **136**:169-206.
- STUSSI, J.M. & MORTAJI, A., 1988. Granites à epidote precambriens de Tagragra Dákka, Anti-Atlas Occidental, Maroc. In: *XII Reun. Sci. Terre.*, Paris, 1988. Paris, 122.
- STUSSI, J. M. & CUNEY, M., 1986. Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline e peraluminuos magmas by Abdel-Fattah M. Abdel Haman: a comment. *Jour. Petrol.* **37**: 1025-1029.
- SUN, S. S. 1980. Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and island arcs. *Philos. Trans. R. Soc. London A* 297: 409-445.
- SUN, S. S., 1982. Chemical composition and origin of the Earth's mantle. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **46**: 179-192.
- SWANSON, S. E., 1977. Relation of nucleation and crystal-growth rate to the development of granites textures. *Am. Mineral.*, **62**: 966-978.
- TAKAHASHI, M.; ARAMAKI, S.; ISHIHARA, S., 1980 Magnetite-series/ilmenite-series vs. I-type/S-type granitoids. *Mining. Geol. Spec. Issue.*, **8**: 13-28.
- TAYLOR, J., 1965. The application of trace element data to problems in petrology. *Phys. Chem. Earth.* **6**: 133-213.
- TAYLOR, H. P. Jr. 1978. Oxygen and hydrogen isotope studies of plutonic granitic rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.* **38**: 177-210.
- TAYLOR, H. P. Jr. & SILVER, L. T. 1978. Oxygen isotope relationships in plutonic igneous rocks of the peninsular ranges batholith, southern and baja California. Short Papers of the Fourth Intern. Conf., Geochronology, Cosmochronology, Isotope Geology. R. E. ZATMAN (Ed.). U. S. Geol. Surv., *Open-File Rep.*, **78**(701): 423-426.
- TAYLOR, H.P. Jr.; GIANNETTI, B.; TURI, B. 1978. Oxygen isotope geochemistry of the potassic igneous rocks from Roccamonfina volcano, Roman comagmatic region, Italy. *Earth Sci Planet. Sci. Lett.*, **60**: 263-276.
- TAYLOR, S. R. & McLENNAN, S. M., 1981 The continental crust: composition and evolution. *Blackwells Scientific*. Oxford. 312p.
- THOMAS, W. M. & ERNEST, W. G. 1990. The aluminium content of hornblende in calc-alkaline granitic rocks: a mineralogic barometer calibrated experimentally to 12 kbar, In: *Tribute to H. P. Eugster*. Geocem. Soc., *special publication*. **2**: 59-63.
- THOMPSON, J. B., 1947. Role of aluminium in the rock form silicates. *Geol. Soc. Amer. Bull.* **58**: 1232.
- THOMPSON, R. N.; MORRISON, M. A.; HENDRY, G. L.; PARRY, S. J., 1984 An assessment of the relative roles of crust and mantle in magma genesis: an element approach. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, **A310**: 549-590.
- THOMPSON, R. N., 1982. magmatism of British Tertiary Volcanics Provinces. *Scott. J. Geol.*, **18**: 50-107
- THORTON, C. P. & TUTTLE, O. F., 1969. Chemistry of igneous rocks. Differentiation index. *Amer. Jour. Geol.*, **258**: 664-684.
- TOBISCH, O. T., MCNULTY, B. A. & VERNON, R. H. 1997. Microgranitoid enclave swarms in granitic plutons, central Sierra Nevada, California. *Lithos.* **40**: 321-339

- TULLOCH, A. J., 1979. Secondary Ca-Al silicates as low-grade alteration products of granitoid biotite. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **69**: 105-117.
- TULLOCH, A. J., 1986. Comment on "implications of magmatic epidote bearing plutons on crustal evolution in the accreted terranes of the 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 system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$. *Geol. Soc. Amer. Mem.*, **74**:153p.
- VAN SCHMUS, W.R., BRITO NEVES, B.B. de, HACKSPACHER, P.,. 1994. Identification of lithospheric domains in NE Brazil and their relevance to the ancestry and assembly of western Gondwana. In: *Int. Symp. Phys. Chem. Upper Mant.*, São Paulo. *Ext. Abst.* São Paulo: CPRM/FAPES, 79-81.
- VAN SCHUMUS, W. R.; BRITO NEVES, B.B.; HACKSPACKER, P.C.; BABINSKI, M. 1995. U-Pb and Sm-Nd geochronologic studies of Eastern Borborema Province, northeastern Brazil: initial conclusions. *Jour. South Amer. Earth Sci.* **8**:267-288.
- VAN SCHUMUS, W. R.; BRITO NEVES, B. B.; WILLIAMS, I. S.; FETTER, A. H. HACKSPACHER, P. C. 2000. The Seridó Group, NE Brazil: A later Neoproterozoic (650 Ma), precollisional, Brasiliano flysch basin?. 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, Brazil, *Abstract Vol.* (meio digital).
- VALLEY, J. W.; CHIARENZELLI, J. R.; McLELLAND, J.M. 1994. Oxygen isotope geochemistry of zircon. *Earth Planet. Sci. Lett.* **126**: 187-206.
- VALLEY, J. W, KITCHEN, N. E., KOHN, M. J.NIENDORF, C. R., SPICUZZA, M. J.. 1995. UWG-2, a garnet standard for oxygen isotopes ratios: Strategies for high precision and accuracy with laser heating. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **59**: 5223-5231.
- VALLEY, J. W 2003. Oxygen isotope geochemistry of zircon. In: HAMCHAR J., HOSKIN P. (Eds) *Zircon. Mineral. Soc. Am. Rev. Mineral. Geochem.* **53**. (in press)
- VAUCHEZ, A. & EGÍDIO SILVA, M., 1992. Termination of a Continental-Scale Strike-Slip Fault in Partially Melted Crust. The West-Pernambuco Shear Zone, Northeast Brazil. *Geology* **20**: 1007 - 1010.
- VAUCHEZ, A., NEVES, S. P., CABY,R., CORSINI, M., EGÍDIO SILVA, M., ARTHAUD, M., AMARO, V., 1995.The Borborema Shear Zone System, NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **8** (3/4), p. 247 - 266.
- VEIGA Jr., J. P. & FERREIRA, C.A. 1990. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil: Carta Geológica, Carta Metalogenético/previsional. Escala 1:100.000 (Folha SB.24-Z-C-VI - Afogados da Ingazeira) Estados de Pernambuco e Paraíba. Brasília: DNPM/CPRM. 121p.
- VERNON, R. H., ETHERIDGE, M. A, WALL, V. J. 1988. Shape and microstruture of microgranitoid enclaves: indications of magma mingling and flow. *Lithos*, **22** (1): 1-11.
- VERNON, R. H. 1983. Restite, xenoliths and microgranitoid enclaves in granites. *Jour R. Soc. New South Wales*, **116**:77-103.
- VIGNERESSE, J. L. 1995. Crustal regime of deformation and ascent of granitic magma. *Tectonophysics*, **249**: 187-202.
- VLACH, S. R. F. 1993 Geologia e petrologia dos granitóides de Morungaba, SP. *Tese de Doutorado - Universidade de São Paulo*: 414p.
- VYHNAL, C. R.; MSSWEEN, H. Y.JR; SPEER, J. A. - 1991. Hornblende chemistry in southern Appalachian granitoids: implications for aluminum hornblende thermobarometry and magmatic epidote stability. *Amer. Mineral.* **76**: 176-188.
- WANDERLEY, A. A. 1990. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil: carta geológica, carta metalogenética/previsional escala 1:100.000 (Folha SB.24-Z-D-IV - Monteiro) estados de Pernambuco e Paraíba. Brasília: DNPM/CPRM. 100p.
- WANDERLEY, A. A.; VEIGA JÚNIOR, J.P.; SANTOS, E.J., 1992. O Complexo Irajá no contexto evolutivo da Província Borborema. In: XXXVII Congr. Bras. Geol., *Atas.* São Paulo, SBG/SP, 302-304.

- WALKER, G. P. L. & SKELHORN, R. R. 1996. Some associations of acid and basic igneous rocks. *Earth Sci. Rev.* 2: 93-109.
- WATSON, E. B. 1987. The hole of accessory minerals in granitoid geochemistry. In: Hutton Conference of The Origin of Granites. Univ. Edinburgh: 209-211.
- WATSON, E. B. & HARRISON, M. T., 1984. Zircon saturation revisited: temperatures and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 104: 381-397.
- WEINBERG, R. F. 1997. The disruption of a diorite magma pool by intruding granite: The Sobu body, Ladakh Batholith, Indian Himalayas: *Jour. of Geol.* **105**: 87-98.
- WEINBERG, R. F., SIAL, A. N., PESSOA, R. R., 2001. Magma flow within the Tavares pluton northeastern Brazil: compositional and thermal composition. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 113(4): 508-520.
- WHITE, A. J. R. 1979. Sources of granitic magmas. *Geol. Soc. Am., Abstracts.* **11**: 539.
- WHITE & CHAPPEL, 1983. Granitoids types and their distribution in the Lachland Fold Belt, southeastern Australia. *Geol. Soc. Am. Mem.*, **159**: 21-34.
- WILSON, M. 1989. *Igneous petrology*. London, Unwin Hyman. 457p.
- WOOD, D. A., JORON, J.L., TREUIL, M. A. 1979. Re-appraisal of the use of trace elements to classify & discriminate between magma series erupted different tectonic settings. *Earth Planet. Sci., Lett., Amsterdam*, 45(2):326-336.
- WONES, D. R., 1989. Mafic silicates as indicators of intensive variables in granitic magmas. *Mining Geology*, **31**(4): 212-212.
- WONES, D. R. & EUGSTER, H. P. 1965. Stability of Biotite: experiment, theory and application. *Amer. Mineral.* **50**: 1228-1272.
- WYLLIE, P. J.; COX, K. G., BIGGAR, G. M. - 1962. The habit of apatite in synthetic systems and igneous rocks. *Jour. Petrol.*, 3: 238-243.
- WYLLIE, P. J. 1981. Plate tectonics and magmas genesis. *Geologische Rundschau, Bd, 70, Helf.* **1**: 128-153.
- WYLLIE, P. J. 1984. Sources of granitoid magmas at convergent plate boundaire. *Phys. Earth Planet. int.* **35**: 12-18.
- YAGUZ, F., 2001. LIMICA: a program for estimating Li from electron-microprobe mica analyses and classifying trioctahedral micas in terms of composition and octahedral site. *Computer & Geosciences.* 12 (402). 215-227.
- ZEN, E-AN, HAMMARSTROM, J. M. 1984. Magmatic epidote and its petrologic significance". *Geology.* **12**. 515-518.
- ZEN, E-AN, & HAMMARSTROM, J. M., 1986. Reply on the comments on "implications of magmatic epidote-bearing plutons on crustal evolution in the accreted terranes of northwestern North America" and "Magmatic epidote and its petrologic significance" by A. J. Tulloch and by R. H. Moench. *Geology*, **14**, 187-188.
- ZEN, E-AN., 1985. Implication of magmatic epidote-bearing plutons on crustal evolution in the accreted terranes of northwestern North America. *Geology*, **13**:266-269.
- ZHENG Y-F & FU, B. 1998. Estimation of oxygen diffusivity from anion porosity in minerals. *Geochem. Jour.*, **32**: 71-89

ANEXOS

Tabela 1.1. Análises químicas de anfibólio do plúton de Caldeirão Encantado, fórmulas estruturais com base em 23 oxigênios e 16 cátions.

Amostra	Boqueirão-anfibólio																			
	BQ2				BQ6-B				BQ6		BQ13					BQ21				
	1-borda	2-borda	3-borda	3-borda	1-borda	1-borda	2-borda	2-borda	3-borda	3-centro	1-borda	1-borda	2-centro	2-borda	3-borda	1-borda	1-centro	2-centro	2-bord	3-borda
	#	#	#	##	#	#	#	#	#	##	#	##	#	##		*	*	*	*	*
SiO ₂	41,65	45,18	42,50	43,56	41,98	41,94	42,21	42,79	43,40	46,01	44,66	42,74	46,64	45,12	43,01	48,26	46,94	45,51	47,61	45,54
Al ₂ O ₃	11,05	8,52	10,48	9,50	10,59	9,98	9,78	9,27	10,38	8,30	9,53	10,14	7,53	9,10	10,39	6,33	7,99	8,22	6,50	7,95
Ti O ₂	0,78	0,21	0,41	0,32	0,93	0,42	0,40	0,36	0,85	0,24	0,49	0,35	0,29	0,46	0,53	0,35	0,49	0,23	0,23	0,53
Cr ₂ O ₃	0,00	0,01	0,09	0,05	0,00	0,14	0,20	0,18	0,01	0,04	0,08	0,00	0,01	0,06	0,01	0,02	0,02	0,04	0,00	0,00
FeO	19,44	17,93	18,75	18,76	18,53	19,36	19,65	18,76	19,02	17,53	18,06	18,64	17,09	17,52	18,91	16,69	17,57	17,83	16,72	18,13
MnO	0,47	0,48	0,47	0,47	0,48	0,50	0,47	0,43	0,45	0,41	0,53	0,46	0,48	0,49	0,52	0,49	0,04	0,47	0,40	0,43
MgO	8,35	10,15	8,95	9,34	8,92	9,51	9,59	9,71	9,09	10,58	9,80	8,89	11,10	10,19	8,80	11,76	10,72	10,65	11,88	10,18
CoO	11,48	11,72	11,76	11,59	11,15	11,45	11,67	11,52	11,53	11,46	11,83	11,35	12,00	11,79	11,60	11,81	11,51	11,78	11,85	11,19
Na ₂ O	1,20	0,91	1,08	1,01	1,45	1,37	1,36	1,34	1,45	1,19	1,21	1,41	0,90	1,18	1,17	1,05	1,11	0,86	1,12	1,44
O	1,46	0,81	1,14	1,16	1,43	1,16	1,11	0,94	1,29	0,82	1,07	1,14	0,67	1,00	1,30	0,69	1,03	0,79	0,65	0,96
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,03	0,01	0,01	0,04	0,02	0,02	0,03	0,01	0,01	0,03	0,02	0,03	0,00	0,01	0,03
F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,91	0,00	0,32	0,10	0,05	0,00	0,00	0,19	0,10	0,19	0,52	0,61	0,00	0,14	0,42
ZnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,13	0,02	0,13	0,00	0,00	0,03	0,12	0,08	0,00	0,15	0,04	0,00	0,01	0,11
H ₂ O	1,92	1,96	1,93	1,94	1,47	1,47	1,93	1,76	1,93	1,86	1,97	1,91	1,89	1,93	1,84	1,75	1,70	1,83	1,93	1,75
Total	97,82	97,87	97,57	97,71	96,97	98,25	98,51	97,41	99,67	98,51	99,23	97,09	98,93	99,00	98,31	99,89	99,80	98,21	99,05	98,66
Si	6,46	6,88	6,56	6,70	6,54	6,47	6,47	6,62	6,61	6,97	6,76	6,65	7,01	6,83	6,62	7,20	7,02	6,88	6,95	7,13
Al _{IV}	1,54	1,12	1,44	1,30	1,46	1,53	1,53	1,38	1,46	1,03	1,24	1,35	0,99	1,17	1,38	0,80	0,98	1,12	1,05	0,87
Al _{VI}	0,48	0,41	0,46	0,43	0,48	0,29	0,24	0,31	0,46	0,45	0,46	0,51	0,34	0,45	0,50	0,31	0,42	0,35	0,38	0,28
Ti	0,09	0,02	0,05	0,04	0,11	0,05	0,05	0,04	0,10	0,03	0,06	0,04	0,03	0,05	0,06	0,04	0,05	0,03	0,06	0,03
Cr	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,02	0,02	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	2,29	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Fe ²⁺	2,30	2,05	2,09	2,15	2,37	2,01	1,97	2,05	2,38	2,20	2,18	2,33	1,95	2,15	0,15	2,08	2,20	1,94	2,31	2,00
Fe ³⁺	0,22	0,23	0,33	0,26	0,04	0,49	0,55	0,38	0,04	0,02	0,11	0,10	0,19	0,07	0,07	0,00	0,00	0,31	0,00	0,09
Mn ²⁺	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,07	0,06	0,06	0,06	0,05	0,07	0,06	0,06	0,06	0,00	0,06	0,05	0,06	0,06	0,05
Mg	1,93	2,30	2,06	2,14	2,07	2,19	2,19	2,24	2,06	2,39	2,21	2,06	2,48	2,30	2,02	2,61	2,39	2,40	2,32	2,65
Ca	1,91	1,91	1,94	1,91	1,86	1,89	1,92	1,91	1,88	1,86	1,92	1,89	1,93	1,91	1,91	1,89	1,84	1,91	1,83	1,90
Na	0,36	0,27	0,32	0,30	0,44	0,41	0,40	0,40	0,43	0,35	0,35	0,42	0,26	0,35	0,35	0,30	0,32	0,25	0,43	0,32
K	0,29	0,16	0,22	0,23	0,28	0,23	0,22	0,19	0,25	0,16	0,21	0,23	0,13	0,19	0,26	0,13	0,20	0,15	0,19	0,12
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00
F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,44	0,00	0,16	0,05	0,02	0,00	0,00	0,09	0,05	0,09	0,25	0,29	0,00	0,20	0,07
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0,46	0,53	0,50	0,53	0,47	0,52	0,53	0,52	0,53	0,52	0,5	0,65	0,56	0,52	0,47	0,56	0,52	0,55	0,50	0,57

* contato com pl

** incluso em epidoto

subedricos na matriz

incluso em feldspato

Tabela 1.2. Análises químicas de anfibólio do batólito Conceição das Creoulas; fórmulas estruturais com base em 23 oxigênios e 16 cátions.

Amostra	Conceição das Creoulas-anfibólio																		
	CC4									CC4			CC22			CC20E			
	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	#	#	#	##	##	##	##
	1-borda	1-centro	1-centro	2.borda	2.centro	3-borda	3-centro	4-borda	4-borda	5.borda	5-borda	5-centro	2.borda	2-centro	2-centro	1-borda	1.centro	2.borda	2-centro
SiO ₂	41,6	40,72	42,01	40,95	42,01	41,14	41,22	41,16	42,01	40,95	41,14	42,01	40,95	40,95	41,22	43,42	42,84	43,45	43,28
TiO ₂	0,56	0,7	0,8	0,65	0,8	0,64	0,84	12,63	12,22	12,81	12,47	12,22	12,81	12,81	12,53	0,64	0,50	0,62	0,46
Al ₂ O ₃	12,63	12,53	12,22	12,81	12,22	12,47	12,84	0,56	0,80	0,65	0,64	0,80	0,65	0,65	0,70	11,32	11,85	11,40	11,13
Cr ₂ O ₃	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,25	0,00	0,25
FeO	20,95	20,87	21,03	20,51	21,3	20,5	21,8	20,95	21,03	21,3	21,87	20,51	20,5	20,5	20,87	16,85	16,87	16,84	17,36
MnO	0,36	0,4	0,41	0,44	0,41	0,29	0,37	0,36	0,41	0,44	0,29	0,41	0,44	0,44	0,40	0,34	0,34	0,36	0,40
MgO	7,02	7,15	7,49	7,07	7,49	7,13	7,06	7,02	7,49	7,07	7,13	7,49	7,08	7,08	7,15	10,53	10,2	10,55	10,43
CaO	11,39	11,55	11,58	11,56	11,58	11,56	11,55	11,39	11,58	11,56	11,56	11,58	11,58	11,58	11,55	11,79	12,11	11,79	12,02
Na ₂ O	1,25	1,00	1,23	1,18	1,33	1,23	1,19	1,25	1,23	1,18	1,23	1,33	1,18	1,18	1,08	1,11	0,95	1,10	1,06
K ₂ O	1,87	2,00	1,75	1,44	1,75	1,70	1,74	1,87	1,75	1,44	1,70	1,75	1,93	1,93	1,73	1,44	1,29	1,42	1,34
H ₂ O	1,68	1,73	1,64	1,78	1,69	1,78	1,75	1,87	1,75	1,80	1,75	1,76	1,03	1,03	1,761	1,53	1,68	1,74	1,86
Total-óxidos	99,31	98,47	100,2	98,39	100,6	98,44	100,4	99,06	100,3	99,20	99,8	99,86	98,15	98,15	99,00	98,97	98,88	99,27	99,59
Si	6,38	6,34	6,40	6,35	6,40	6,39	6,32	6,37	6,4	6,29	6,3	6,42	6,33	6,33	6,35	6,55	6,48	6,55	6,53
Al ^{IV}	1,62	1,66	1,60	1,65	1,60	1,61	1,69	1,63	1,60	1,71	1,70	1,58	1,67	1,67	1,65	1,45	1,52	1,45	1,47
Alv	0,69	0,64	0,59	0,69	0,59	0,68	0,63	0,67	0,59	0,61	0,56	0,63	0,67	0,67	0,63	0,56	0,59	0,55	0,51
Ti	0,07	0,08	0,09	0,08	0,09	0,08	0,10	0,07	0,09	0,08	0,07	0,09	0,08	0,08	0,08	0,07	0,06	0,07	0,05
Fe	2,72	2,72	2,55	2,44	2,55	2,67	2,77	0,09	0,13	0,32	0,29	0,00	0,00	0,00	0,00	2,13	2,14	2,13	2,35
Fe ³⁺	0,04	0,00	0,13	0,21	0,13	0,00	0,00	2,62	2,55	2,42	2,51	2,59	2,53	2,53	2,49	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,047	0,05	0,05	0,06	0,05	0,04	0,05	0,09	0,13	0,32	0,29	0,03	0,12	0,12	0,19	0,00	0,04	0,00	0,05
Mg	1,62	1,66	1,70	1,63	1,70	1,65	1,61	1,62	1,70	1,62	1,63	0,05	0,06	0,06	0,05	2,37	2,30	2,37	2,19
Ca	1,89	1,93	1,89	1,92	1,89	1,93	1,90	1,89	1,89	1,90	1,90	1,71	1,63	1,63	1,64	1,83	2,31	1,83	1,94
Na	0,38	0,33	0,39	0,36	0,39	0,37	0,35	0,37	0,36	0,35	0,37	1,90	1,92	1,92	1,91	0,33	0,28	0,32	0,31
K	0,37	0,34	0,34	0,38	0,34	0,38	0,34	0,37	0,34	0,28	0,33	0,39	0,35	0,35	0,32	0,28	0,25	0,28	0,26
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,34	0,38	0,38	0,34	0,00	0,03	0,00	0,03
Mg/(Mg+Fe ₂₊)	0,37	0,38	0,39	0,38	0,39	0,38	0,37	0,38	0,40	0,40	0,39	0,40	0,39	0,39	0,40	0,53	0,52	0,51	0,48

* incluso em epidoto
 # euedricos incluso em feldspato ##
 agregados associados a bi e ep

Tabela 1.3. Análises químicas de anfibólio do Stock de Muriei; fórmulas estruturais com base em 23 oxigênios e 16 cátions.

Amostra	Murici-anfibólio																
	PM-2						PM-2				PM-3		PM-9				
	#		##		#		*		**		#	#			#		*
1.centro	1-borda	II.centro	II-borda	3.borda	3.centro	3.centro	4.borda	4-borda	1-borda	2-borda	3-borda	3-centro	3-borda	4.centro	4-borda	5.borda	
SiO ₂	40,2	41,2	42,13	41,5	40,2	42,62	42,13	41,5	41,37	43,52	41,73	41,24	40,83	41,89	41,14	42,71	42,33
Al ₂ O ₃	11,14	11,14	11,25	11,7	11,14	11,14	11,25	11,7	12,64	10,05	11,24	11,53	12,02	10,86	11,42	10,81	10,36
TiO ₂	0,51	0,50	0,60	0,65	-0,50	0,51	0,60	0,65	0,60	0,51	0,59	0,60	0,60	0,49	0,55	0,43	0,43
Cr ₂ O ₃	0,02	0,04	0,05	0,04	0,04	0,02	0,05	0,77	0,02	0,02	0,00	0,03	0,03	0,03	0,00	0,01	0,01
FeO	19,56	19,82	19,07	19,07	19,82	19,56	19,07	19,73	18,36	18,49	19,31	19,69	18,38	18,45	19,6	19,42	18,91
MnO	0,49	0,46	0,49	0,48	0,46	0,49	0,46	0,48	0,48	0,46	0,46	0,45	0,44	0,44	0,49	0,45	0,49
MgO	8,84	8,52	8,72	8,56	8,52	8,84	8,72	8,56	9,63	9,51	8,88	8,69	8,86	9,15	8,59	9,38	9,67
CoO	11,78	11,51	11,49	11,73	11,51	11,78	11,49	11,73	12,5	11,62	11,73	11,7	11,62	11,53	11,69	11,83	11,76
Na ₂ O	1,08	1,00	1,03	1,15	1,00	1,08	1,03	1,15	1,24	1,17	1,28	1,28	1,3	1,22	1,37	1,25	1,28
K ₂ O	1,26	1,40	1,31	1,45	1,40	1,26	1,31	1,45	1,27	1,05	1,34	1,34	1,38	1,20	1,35	1,2	1,17
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,01	0,01
F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,31	0,00	0,00	0,33	0,24	1,02	0,28	0,33
H ₂ O	1,67	1,69	1,89	1,54	1,82	1,57	1,54	1,49	1,73	1,77	1,94	1,77	1,75	2,00	1,42	1,42	1,78
total-óxidos	96,55	97,28	98,03	97,91	96,41	99,23	97,65	99,21	99,86	98,49	98,50	98,32	97,55	97,50	98,66	99,20	98,53
Si	6,35	6,39	6,48	6,38	6,39	6,45	6,48	6,31	6,19	6,64	6,40	6,34	6,32	6,49	6,35	6,47	6,47
Al _{IV}	1,65	1,61	1,52	1,62	1,61	1,55	1,52	1,69	1,81	1,36	1,6	1,66	1,68	1,51	1,65	1,53	1,53
Al _{VI}	0,38	0,42	0,52	0,50	0,42	0,50	0,52	0,41	0,42	0,45	0,43	0,42	0,53	0,47	0,43	0,34	0,34
Ti	0,06	0,06	0,07	0,08	0,06	0,06	0,07	0,07	0,07	0,06	0,07	0,07	0,07	0,06	0,06	0,05	0,05
Cr	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ²⁺	1,94	2,08	2,16	2,13	2,08	2,10	2,16	2,09	1,66	2,13	2,09	2,07	2,03	2,06	2,12	2,02	1,93
Fe ³⁺	0,58	0,49	0,29	0,32	0,49	0,38	0,29	0,42	0,64	0,23	0,38	0,46	0,35	0,32	0,41	0,44	0,48
Mn ²⁺	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06
Mg	2,03	1,97	2,00	1,96	1,97	1,99	2,00	1,94	2,15	2,16	2,03	1,99	2,05	2,11	1,98	2,12	2,2
Co	1,95	1,91	1,89	1,93	1,91	1,91	1,89	1,91	2,00	1,90	1,93	1,93	1,93	1,91	1,93	1,92	1,93
Na	0,32	0,3	0,31	0,34	0,30	0,32	0,31	0,34	0,36	0,35	0,38	0,38	0,39	0,37	0,41	0,37	0,38
K	0,25	0,28	0,26	0,28	0,28	0,24	0,26	0,28	0,24	0,20	0,26	0,26	0,27	0,24	0,27	0,23	0,23
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,12	0,00
F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,15	0,00	0,00	0,16	0,12	0,50	0,13	0,16
Mn/(Mg + Fe ²⁺)	0,51	0,49	0,48	0,48	0,49	0,49	0,48	0,48	0,56	0,50	0,49	0,49	0,5	0,51	0,48	0,53	0,53

* agregados

**incluso em epidoto

subedtricos na matriz

incluso em plagioclásio

Tabela 1.4. Análises químicas de anfibólio do plúton de Boqueirão; fórmulas estruturais com base em 23 oxigênios e 16 cátions.

Caldeirão Encantado -anfibólio																						
amostra	CALEN7						CALEN8	CALEN13	CALEN34			CALEN40								CALEN41		
	1-centro	1-borda	2-borda	2-centro	3-borda	3-centro	1-borda	1.borda	1-borda	1-centro	1-borda	1.borda	1-centro	2-centro	2-borda	3-centro	3-centro	4-borda	4-centro	1-borda	1-centro	2-borda
	*	#			##			#					##	#		##		##	##			
SiO ₂	41,72	42,10	41,28	41,96	42,61	42,57	42,61	41,12	41,11	41,82	42,20	41,14	41,32	41,89	40,88	41,39	40,58	40,42	40,72	42,32	42,58	41,70
Al ₂	11,76	11,20	11,59	11,63	10,63	10,58	10,63	1...10,94	10,98	10,82	11,18	11,41	11,22	10,77	10,95	11,21	11,13	11,35	11,29	10,81	11,05	11,06
Ti	0,73	0,70	0,68	1,02	1,28	1,02	1,28	0,83	1,25	1,20	1,23	0,73	0,89	1,15	0,86	0,82	1,29	0,95	1,07	0,59	0,60	0,84
Cr ₂	0,09	0,00	0,04	0,02	0,04	0,00 I	0,04	0,05	0,01	0,01	0,02	0,05	0,03	0,06	0,03	0,04	0,04	0,02	0,00	0,05	0,00	0,04
FeO	20,46	20,0	20,01	20,37	19,09	19,57	19,09	19,66	19,35	19,99	19,96	20,76	20,18	19,41	20,71	21,15	19,45	20,08	19,73	19,55	19,31	19,42
MnO	0,46	0,50	0,50	0,49	0,51	0,44	0,51	0,44	0,58	0,57	0,52	0,48	0,43	0,43	0,51	0,46	0,52	0,48	0,41	0,47	0,48	0,45
MgO	8,06	8,30	8,08	7,68	8,43	8,63	8,43	8,21	8,02	8,07	8,19	7,79	8,41	8,62	8,07	7,88	8,52	8,36	8,53	7,97	8,01	8,63
CaO	11,21	11,30	10,97	10,88	11,11	11,14	11,11	11,26	11,19	11,30	11,54	11,31	11,32	11,37	11,39	11,46	11,13	11,54	11,28	11,04	11,45	11,37
Na ₂ O	1,60	1,50	1,67	1,63	1,60	1,47	1,60	1,41	1,44	1,50	1,66	1,51	1,52	1,65	1,39	1,40	1,42	1,50	1,62	1,27	1,25	1,43
K ₂ O	1,67	1,60	1,56	1,67	1,44	1,40	1,44	1,41	1,58	1,62	1,49	1,58	1,49	1,50	1,43	1,57	1,56	1,51	0,04	1,44	1,58	1,53
Cl	0,03	0,00	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,00	0,02	0,02	0,06	0,02	0,00	0,03	0,00	0,03	0,01	0,00	0,04	0,01	0,01	0,02
F	0,46	0,60	0,33	0,42	0,81	0,52	0,81	0,00	0,70	0,46	0,69	0,09	0,09	0,28	0,14	0,09	0,05	0,38	0,10	0,00	0,00	0,00
ZnO	0,06	0,00	0,06	0,00	0,00	0,08	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,02	0,04	0,00	0,07	0,01	0,09	0,00	0,00	0,00
H ₂ O	1,72	1,70	1,76	1,73	1,54	1,69	1,55	1,91	1,56	1,70	1,60	1,87	1,89	1,79	1,84	1,88	1,89	1,73	1,86	1,92	1,93	1,93
Total	100,03	99,4	98,54	99,51	99,11	99,11	99,20	97,24	97,78	99,09	100,34	98,72	98,82	98,97	98,23	99,38	97,64	98,30	96,78	97,43	98,25	98,41
Si	6,40	6,48	6,42	6,47	6,56	6,56	6,56	6,44	6,46	6,48	6,46	6,38	6,38	6,47	6,36	6,38	6,34	6,28	6,33	6,61	6,59	6,44
AlIV	1,60	1,52	1,58	1,53	1,44	1,44	1,44	1,56	1,54	1,52	1,54	1,62	1,62	1,53	1,64	1,62	1,66	1,72	1,67	1,39	1,41	1,56
AlVI	0,53	0,52	0,55	0,58	0,49	0,48	0,49	0,46	0,13	0,45	0,47	0,47	0,42	0,43	0,37	0,42	0,39	0,36	0,40	0,60	0,61	0,46
Ti	0,08	0,08	0,08	0,12	0,15	0,12	0,15	0,10	0,13	0,15	0,14	0,08	0,10	0,13	0,10	0,10	0,15	0,11	0,12	0,07	0,07	0,10
Cr	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Fe ²⁺	2,55	2,50	2,55	2,62	2,46	2,51	2,46	2,42	2,51	2,58	2,55	2,49	2,35	2,47	2,33	2,44	2,32	2,22	2,36	2,55	2,50	2,34
Fe ³⁺	0,08	0,07	0,06	0,00	0,00	0,01	0,00	0,16	0,03	0,01	0	0,20	0,25	0,04	0,37	0,28	0,22	0,39	0,21	0,00	0,00	0,17
Mn ²⁺	0,06	0,06	0,07	0,06	0,07	0,06	0,07	0,06	0,08	0,07	0,07	0,06	0,07	0,06	0,07	0,06	0,07	0,06	0,05	0,06	0,06	0,06
Mg	1,84	1,91	1,87	1,76	1,93	1,98	1,93	1,92	1,88	1,86	1,87	1,80	1,94	1,98	1,87	1,81	1,98	1,94	1,98	1,86	1,85	1,99
Ca	1,84	1,86	1,83	1,80	1,83	1,84	1,83	1,89	1,88	1,88	1,89	1,88	1,87	1,88	1,90	1,89	1,86	1,92	1,88	1,85	1,90	1,88
Na	0,48	0,45	0,50	0,49	0,48	0,43	0,48	0,43	0,44	0,45	0,49	0,45	0,45	0,49	0,42	0,42	0,43	0,45	0,49	0,38	0,37	0,43
K	0,33	0,32	0,31	0,33	0,28	0,28	0,28	0,31	0,32	0,32	0,29	0,31	0,29	0,30	0,28	0,31	0,31	0,30	0,32	0,29	0,31	0,30
Cl	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
F	0,22	0,27	0,16	0,21	0,39	0,25	0,39	0,00	0,35	0,23	0,33	0,05	0,05	0,14	0,07	0,05	0,02	0,19	0,05	0,00	0,00	0,00
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0,42	0,43	0,42	0,40	0,44	0,44	0,44	0,44	0,43	0,42	0,42	0,42	0,45	0,45	0,45	0,43	0,46	0,47	0,46	0,42	0,43	° 46

*contato com pl
 ** incluso em epidoto #
 subedricos na matriz
 ## incluso em feldspato

Tabela 2.1 - Análises químicas de epidoto do plúton de Caldeirão Encantado; fórmulas estruturais com base em 25 oxigênios

Amostra	Epidoto - Caldeirão Encantado										
	CALEN 11										
	borda	borda	borda	borda	borda	borda	borda	borda	borda	borda	borda
SiO ₂	37,81	37,72	37,75	37,75	37,61	37,62	37,55	37,43	37,44	37,87	37,87
TiO ₂	0,09	0,01	0,15	0,09	0,12	0,04	0,13	0,09	0,10	0,10	0,10
Al ₂ O ₃	22,96	23,09	23,18	23,48	23,35	23,49	23,16	22,42	23,21	23,21	24,31
Cr ₂ O ₃	12,34	12,66	0,05	0,00	0,02	0,00	0,02	0,01	0,01	0,02	0,04
FeO	0,00	0,05	12,07	11,56	11,99	12,05	11,86	12,16	12,32	12,26	10,73
MnO	0,03	0,12	0,18	0,13	0,19	0,17	0,27	0,38	0,19	0,17	0,18
MgO	0,15	0,00	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03	0,04	0,02
Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00
K ₂ O	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01
CaO	23,16	22,92	23,02	22,78	23,14	23,25	22,88	22,34	22,34	22,97	23,21
H ₂ O	1,82	1,82	1,82	1,82	1,82	1,83	1,81	1,80	1,82	1,81	1,84
Total	98,36	98,39	98,25	97,67	98,29	98,49	97,73	96,66	97,46	98,49	98,31
Si	2,92	2,91	2,92	2,93	2,91	2,90	2,92	2,92	2,92	2,92	2,91
Ti	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Al	2,09	2,10	2,11	2,11	2,13	2,13	2,12	2,06	2,13	2,11	2,20
Fe ³⁺	0,72	0,74	0,70	0,67	0,70	0,70	0,69	0,77	0,72	0,71	0,62
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,03	0,01	0,01	0,01
Mg	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	1,92	1,90	1,91	1,89	1,92	1,92	1,90	1,87	1,86	1,90	1,91
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ps	026	026	025	024	025	025	025	027	025	025	022

Tabela 2.2 - Análises químicas de epidoto do plúton de Caldeirão Encantado; fórmulas estruturais com base em 25 oxigênios

Amostra	Epidoto – Caldeirão Encantado																					
	CALEN 7						CALEN 8														CALEN32	
	*	*	**	***			****		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	****	****
2-borda	2.borda	1-borda	3.borda	3-centro	3.borda	4.borda	4-centro	4.borda	5-borda	5.borda	5.borda	6-borda	6-centro	7.borda	8-borda	9.borda	9-centro	borda			l-centro	l.borda
SiO ₂	38,53	37,93	37,75	38,07	38,10	37,69	36,88	37,30	36,92	37,05	36,78	37,26	37,01	36,87	37,03	37,05	37,03	36,87	36,88	36,4	1	36,63
TiO ₂	0,08	0,11	0,14	0,05	0,11	23,15	0,03	0,12	0,14	0,05	0,04	0,10	0,09	0,16	0,12	0,05	0,12	0,16	0,16	0,16	0,16	0,08
Al ₂ O ₃	23,10	24,15	23,30	22,69	23,57	22,98	23,18	23,46	23,04	23,48	23,11	23,27	23,09	23,11	23,82	23,48	23,82	23,11	23,11	23,52	23,71	
Cr ₂ O ₃	0,05	0,03	0,03	0,03	0,00	12,79	0,05	0,02	0,06	0,06	0,06	0,02	0,03	0,08	0,06	0,55	0,06	0,08	0,05	0,01	0,05	
FeO	12,27	11,47	12,24	12,11	11,49	0,04	12,49	12,24	12,77	12,12	12,31	12,56	12,20	12,20	11,89	13,13	12,89	13,23	12,49	12,46	11,49	
MnO	0,20	0,17	0,26	0,20	0,20	0,00	0,18	0,15	0,26	0,19	0,18	0,19	0,14	0,19	0,19	0,19	0,20	0,19	0,18	0,21	0,23	
MgO	0,00	0,04	0,02	0,02	0,01	0,25	0,03	0,01	0,03	0,02	0,04	0,02	0,02	0,01	0,00	0,02	0,00	0,01	0,03	0,02	0,03	
Na ₂ O	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,18	0,00	0,00	0,00	0,02	0,03	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	
K ₂ O	0,01	0,01	0,00	0,02	0,01	0,00	0,01	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	
CaO	22,87	22,90	22,68	22,60	22,72	0,01	23,11	23,16	22,81	22,97	22,85	22,82	23,18	23,17	23,14	22,00	23,14	23,17	23,11	23,37	23,82	
H ₂ O	1,84	1,84	1,82	1,81	1,83	1,83	1,80	1,82	1,80	1,81	1,79	1,81	1,80	1,80	1,82	1,80	1,82	1,79	1,81	1,78	1,87	
Total	98,93	98,65	98,27	97,59	98,03	98,91	97,77	98,29	97,84	97,75	97,17	98,06	97,58	97,60	98,06	98,28	99,06	98,62	97,83	97,95	97,96	
Si	2,96	2,91	2,92	2,96	2,94	2,91	2,88	2,89	2,88	2,88	2,88	2,89	2,89	2,96	2,89	2,87	2,85	2,86	2,87	2,87	2,83	
Ti	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	
Al	2,09	2,18	2,12	2,08	2,14	2,11	2,13	2,14	2,12	2,15	2,13	2,13	2,12	2,07	2,10	2,14	2,16	2,11	2,12	2,09	2,22	
Fe ³⁺	0,71	0,66	0,71	0,71	0,67	0,74	0,73	0,71	0,75	0,71	0,73	0,73	0,72	0,70	0,80	0,76	0,75	0,77	0,71	0,74	0,69	
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,03	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	
Mn	0,00	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	
Mg	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Ca	1,88	1,88	1,88	1,88	1,88	1,85	1,93	1,92	1,91	1,91	1,92	1,90	1,94	1,89	1,89	1,83	1,91	1,92	1,93	1,98	1,94	
Na	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Ps	0,25	0,23	0,25	0,25	0,24	0,26	0,25	0,25	0,26	0,25	0,25	0,26	0,25	0,25	0,28	0,26	0,26	0,27	0,25	0,26	0,24	

* com núcleo de allanita incluso em biotita

** parcialmente corroído incluso em biotita

***com núcleo de allanita incluso em plagioclásio

**** incluso em biotita

Tabela 2.3 - Análises químicas de epidoto do plúton de Caldeirão Encantado; fórmulas estruturais com base em 25 oxigênios

Epidoto - Caldeirão Encantado																					
Amostra	CALEN 34								CALEN40								CALEN4 1				
	*	*	*****	****	****	*	****	*	*****	***	***	****	**	*****	***						
	1-centro	2-borda	2-centro	3.borda	3-borda	3-borda	4-borda	4-centro	4-borda	1-borda	2.borda	4-centro	5-centro	5-borda	centro	borda	borda	centro	borda	centro	borda
SiO2	36,74	37,02	36,69	36,98	37,73	37,29	37,59	37,15	37,51	37,60	36,88	37,13	37,56	36,95	37,17	36,87	37,69	37,00	37,98	38,30	38,01
TiO2	0,09	0,13	0,12	0,09	0,14	0,10	0,07	0,09	0,05	0,15	0,15	0,03	0,07	0,11	0,09	0,13	0,18	0,14	0,15	0,07	0,09
Al2O3	23,21	23,75	23,34	22,85	22,86	23,46	23,24	23,32	23,12	23,21	23,45	22,93	22,37	23,69	23,70	22,82	23,15	23,57	23,35	23,68	23,74
Cr2O3	0,05	0,03	0,06	0,04	0,02	0,08	0,06	0,04	0,08	0,02	0,04	0,04	0,04	0,02	0,06	0,02	0,02	0,06	0,05	0,02	0,05
FeO	12,06	11,64	11,97	12,21	12,14	12,46	12,14	12,19	12,53	12,54	12,20	12,95	13,45	12,15	12,15	12,79	11,79	11,54	11,76	11,36	11,78
MnO	0,23	0,19	0,16	0,14	0,23	0,18	0,26	0,22	0,10	0,21	0,18	0,23	0,24	0,18	0,19	0,23	0,25	0,22	0,16	0,19	0,19
MgO	0,03	0,04	0,08	0,01	0,01	0,03	0,01	0,01	0,00	0,04	0,03	0,02	0,00	0,04	0,04	0,03	0,04	0,09	0,01	0,04	0,01
Na2O	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
K2O	0,02	0,02	0,02	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,01	0,05	0,00	0,00	0,01
CaO	22,96	22,95	22,35	22,85	22,13	23,03	23,16	22,85	23,23	22,91	22,99	23,13	22,70	23,17	22,88	22,84	23,09	22,38	22,19	22,87	22,82
H2O	1,80	1,81	1,79	1,79	1,80	1,82	1,82	1,81	1,82	1,82	1,81	1,81	1,81	1,81	1,82	1,80	1,82	1,80	1,81	1,83	1,83
total	97,18	97,59	96,58	96,97	97,05	98,46	98,35	97,67	98,46	98,51	97,73	98,26	98,23	98,11	98,09	97,57	98,03	96,85	97,47	98,36	98,53
Si	2,86	2,88	2,85	2,90	2,95	2,88	2,88	2,89	2,90	2,90	2,87	2,88	2,91	2,87	2,88	2,88	2,92	2,90	2,95	2,99	2,90
Ti	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,10	0,01	0,01	0,00	0,01
Al	2,13	2,18	2,17	2,11	2,10	2,14	2,14	2,14	2,11	2,11	2,15	2,10	2,04	2,16	2,16	2,10	2,11	2,18	2,13	2,14	2,13
Fe3+	0,71	0,68	0,70	0,72	0,71	0,72	0,72	0,71	0,73	0,73	0,71	0,76	0,78	0,71	0,71	0,75	0,69	0,68	0,69	0,64	0,73
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,00	0,01	0,01
Mg	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	2,00	1,91	1,94	1,92	1,85	1,91	1,91	1,90	1,93	1,90	1,92	1,93	1,88	1,93	1,90	1,91	1,92	1,88	1,84	1,88	1,87
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Ps	0,25	0,24	0,24	0,25	0,25	0,25	0,25	0,25	0,26	0,26	0,25	0,26	0,28	0,25	0,25	0,26	0,25	0,24	0,24	0,23	0,26

* com núcleo de allanita incluso em biotita

** parcialmente corroído incluso em biotita

*** com núcleo de allanita incluso em feldspato

**** incluso em biotita

***** parcialmente corroído com núcleo de allanita incluso em biotita

Tabela 2.4 - Análises químicas de epidoto do plúton de Caldeirão Encantado e dique peralcalino; fórmulas estruturais com base em 25 oxigênios

Amostra	Epidoto -Caldeirão Encantado Sul									Epidoto -Dique Peralcalino					Epidoto -Caldeirão Encantado				
	CALEN 9									CALEN 9D					CALEN 19				
	**	*		**	***	*				#		##		*	*	***			
	1-centro	2-borda	2-centro	3-borda	3-centro	4-centro	5-borda	6-borda	6-centro	1-borda	2-centro	3-borda	4-centro	5-borda	1-centro	1-borda	2-borda	2-borda	3-centro
SiO ₂	37,56	38,05	38,37	37,91	38,46	37,39	37,9 ⁸	37,78	37,63	37,88	37,62	38,05	37,84	37,67	37,44	37,28	36,59	37,00	36,74
TiO ₂	0,08	0,15	0,03	0,13	0,07	0,11	0,08	0,15	0,10	0,15	0,02	0,01	0,04	0,16	0,07	0,08	0,10	0,12	0,07
Al ₂ O ₃	23,98	22,51	25,00	22,78	23,36	22,90	22,8 ⁸	22,54	23,20	26,16	26,78	26,59	26,89	22,92	23,79	23,32	23,16	23,61	23,45
Cr ₂ O ₃	0,00	0,03	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,04	0,00	0,00	0,03	0,05
FeO	11,82	13,02	10,12	12,97	12,17	12,63	12,8 ⁷	12,76	12,41	9,10	8,39	8,16	8,01	12,57	11,39	11,59	11,72	11,83	11,25
MnO	0,19	0,23	0,22	0,21	0,20	0,17	0,24	0,17	0,16	0,04	0,05	0,03	0,03	0,22	0,29	0,26	0,25	0,28	0,37
MgO	0,03	0,04	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,04	0,01	0,01	0,02	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,13	0,04	0,01
Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,09	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02
K ₂ O	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,00	0,11	0,07	0,04	0,06	0,01	0,01	0,01	0,07	0,02	0,02
CaO	23,04	22,95	23,28	23,23	23,24	22,99	22,98	22,87	23,02	23,19	23,35	23,60	23,49	22,69	22,73	22,81	22,38	22,72	22,61
H ₂ O	1,83	1,82	1,85	1,83	1,84	1,81	1,83	1,81	1,82	1,86	1,86	1,86	1,86	1,81	1,81	1,80	1,78	1,81	1,79
TOTAL	98,53	98,81	98,90	99,09	99,35	98,05	98,87	98,13	98,38	98,59	98,15	98,36	98,22	98,08	97,58	97,18	96,18	97,45	96,38
Si	2,89	2,93	2,92	2,87	2,94	2,90	2,92	2,93	2,91	2,89	2,78	2,87	2,88	2,90	2,91	2,89	2,87	2,86	2,87
Ti	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00
Al	2,17	2,04	2,06	2,03	2,10	2,09	2,07	2,06	2,11	2,35	2,41	2,41	2,41	2,08	2,18	2,13	2,14	2,15	2,16
Fe ³⁺	0,68	0,75	0,75	0,74	0,70	0,74	0,75	0,74	0,72	0,52	0,48	0,48	0,46	0,73	0,67	0,73	0,75	0,75	0,72
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,01	0,02	0,01	0,19	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,02	0,00	0,02	0,02
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00
Ca	1,90	1,90	1,91	1,89	1,90	1,91	1,90	1,90	1,91	2,89	1,91	1,91	1,92	1,95	1,89	1,90	1,88	1,88	1,89
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Ps	0,24	0,27	0,27	0,27	0,25	0,26	0,26	0,27	0,25	0,18	0,17	0,17	0,16	0,26	0,23	0,26	0,26	0,26	0,25

* com núcleo de allanita incluído em biotita

** parcialmente corroído incluído em biotita

***com núcleo de allanita incluído em feldspato

****incluído em biotita

***** parcialmente corroído com núcleo de allanita incluído em biotita

corroído com núcleo de allanita na matriz

Tabela 2.5 - Análises químicas de epidoto do plúton de Conceição das Creoulas; fórmulas estruturais com base em 25 oxigênios

Epidoto -Conceição das Creoulas-Epidoto																		
Amostra	CC-4						CC-9		CC-16A						CC-19			
	1-borda	1-centro	1-centro	1-borda	2-borda	2-borda	3-centro	3-borda	1-centro	1-borda	2-centro	2-borda	3-centro	3-borda	1-centro	1-borda	1-centro	1-borda
Ponto																		
SiO ₂	38,92	38,82	37,84	36,35	39,22	38,12	36,64	36,7	37,84	37,93	38,72	38,47	38,39	37,56	38,57	38,38	38,63	38,47
TiO ₂	0,08	0,18	0,23	0,13	0,03	0,18	0,2	0,02	0,11	0,10	0,15	0,11	0,00	0,17	0,03	0,14	0,03	0,00
Al ₂ O ₃	24,74	25,38	25,37	23,92	25,52	25,22	24,49	24,74	23,85	24,13	24,59	24,58	24,21	23,99	24,91	25,25	24,53	25,02
FeO	11,22	9,85	10,14	10,58	10,38	9,78	13,03	12,5	10,97	10,86	11,25	11,90	11,31	11,45	10,46	10,39	10,76	10,35
MnO	0,13	0,12	0,08	0,08	0,1	0,01	0,15	0,24	0,15	0,14	0,18	0,13	0,19	0,16	0,16	0,14	0,17	0,12
MgO	0,02	0,05	0	0,07	0,09	0,06	0,00	0,00	0,01	0,30	0,08	0,06	0,00	0,02	0,00	0,09	0,00	0,14
CaO	23,42	23,83	23,72	22,9	23,5	23,86	23,73	23,49	23,68	23,26	24,03	24,01	23,48	23,59	24,13	24,06	24,17	24,17
Total	98,68	98,31	97,6	94,37	98,98	97,25	97,89	98,05	96,61	96,49	99,23	99,54	97,22	96,49	98,34	98,86	98,48	98,28
Si	3,05	3,04	3,00	2,99	3,05	3,02	2,92	2,92	3,03	3,04	3,02	3,00	3,04	3,00	3,03	3,01	3,04	3,02
Ti	0,009	0,02	0,02	0,014	0,02	0,016	0,018	0,002	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00
Al	2,28	2,34	2,37	2,32	2,34	2,35	2,30	2,32	2,25	2,28	2,26	2,26	2,26	2,26	2,30	2,33	2,27	2,32
Fe ³⁺	0,661	0,58	0,604	0,555	0,607	0,582	0,782	0,748	0,66	0,69	0,66	0,70	0,67	0,69	0,62	0,61	0,64	0,61
Mn	0,011	0,012	0,01	0,01	0,01	0,001	0,015	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Mg	0,002	0,006	0	0,009	0,01	0,007	0,002	0,001	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02
Ca	1,97	2,00	2,01	2,02	1,96	2,03	2,01	2,03	2,03	2,00	2,01	2,01	1,99	2,02	2,03	2,02	2,04	2,04
Ps	0,22	0,2	0,2	0,22	0,21	0,2	0,25	0,24	0,23	0,22	0,23	0,24	0,23	0,23	0,21	0,21	0,22	0,21

Epidoto -Conceição das Creoulas																
Amostra	CC-03								RCC-05							
	2-borda	2-centro	4-borda	4-centro	6-borda	6-centro	8-borda	8-centro	8-centro	1-centro	1-borda	2-centro	2-borda	3-centro	3-borda	3-borda
Grão																
Ponto																
SiO ₂	37,09	36,96	37,17	37,05	37,06	37,64	37,64	37,18	37,43	38,11	37,88	37,49	37,44	37,26	37,65	37,71
TiO ₂	0,16	0,00	0,10	0,13	0,15	0,24	0,00	0,08	0,13	0,10	0,17	0,13	0,02	0,16	0,16	0,20
Al ₂ O ₃	24,89	24,89	24,72	24,50	24,65	23,73	24,68	24,27	23,72	11,15	11,66	11,76	11,98	10,72	10,72	11,63
FeO	11,03	11,24	11,14	10,93	11,01	11,29	11,17	11,35	11,73	25,35	24,76	25,01	24,8	24,54	24,54	25,28
MnO	0,13	0,15	0,14	0,10	0,10	0,24	0,16	0,19	0,10	0,05	0,08	0,13	0,02	0,13	0,16	0,12
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	22,56	26,56	22,68	22,74	22,93	23,05	23,28	22,76	22,53	23,38	23,43	23,45	23,44	22,74	22,74	23,73
Total	95,85	96,60	95,94	95,45	95,92	96,84	97,09	95,89	95,61	98,13	97,98	98,03	97,87	95,58	97,51	98,67
Si	2,99	2,90	2,99	3,00	2,99	3,03	3,00	3,00	3,03	3,00	2,99	2,97	2,97	3,01	3,03	3,68
Ti	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00	0,01	0,01	0,001	0,002	0,001	0,002	0,002	0,002	0,002
Al	2,36	2,30	2,35	2,34	2,34	2,25	2,32	2,31	2,26	2,35	2,31	2,33	2,32	2,33	2,32	2,54
Fe ³⁺	0,670	0,660	0,680	0,670	0,670	0,680	0,670	0,690	0,710	0,659	0,693	0,700	0,715	0,650	0,648	0,658
Mn	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,005	0,007	0,002	0,002	0,002	0,002	0,012
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	1,95	2,23	1,96	1,97	1,98	1,99	1,96	1,97	1,96	1,97	1,98	1,99	1,99	1,97	1,96	1,96
Ps	0,22	0,22	0,22	0,22	0,22	0,23	0,22	0,23	0,24	0,22	0,23	0,23	0,23	0,22	0,22	0,22

Tabela 2.6 - Análises químicas de epidoto dos plútons de Conceição das Creoulas e Boqueirão., fórmulas estruturais com base em 25 oxigênios

Amostra	Epidoto -Conceição das Creoulas								Epidoto - Boqueirão													
	CC-20				CC-22				BQ13													
	in-bi				patch		biot.		*	*	*	****	****	****	*							
	1borda	1centro	centro	centro	centro	centro	borda	centro	1borda	1centro	2centro	2borda	2borda	3centro	3borda	4centro	4borda	5borda	5borda	6borda	6borda	7borda
SiO ₂	37,61	36,31	38,51	38,99	37,04	37,70	38,16	38,15	37,69	37,59	37,35	36,99	37,14	37,29	36,65	37,73	37,08	37,45	37,36	37,85	37,07	36,93
TiO ₂	0,20	0,01	0,07	0,08	0,15	0,25	0,12	0,07	0,23	0,11	0,08	0,08	0,17	0,11	0,11	0,13	0,15	0,11	0,21	0,08	0,19	0,10
Al ₂ O ₃	24,65	23,03	24,63	25,95	24,07	24,07	24,81	24,41	23,45	23,27	23,11	24,64	23,31	24,06	24,04	23,84	23,78	24,63	24,14	24,46	23,95	23,24
FeO	10,34	10,26	10,06	9,17	10,66	10,70	9,97	10,66	0,02	0,09	0,06	0,07	0,04	0,06	0,02	0,03	0,04	0,05	0,05	0,04	0,07	0,11
MnO	0,15	0,07	0,14	0,09	0,11	0,11	0,09	0,12	11,94	11,79	12,06	10,06	11,33	11,17	11,01	11,35	11,69	10,49	11,06	10,7	11,26	11,75
MgO	0,06	0,08	0,04	0,07	0,00	0,02	0,03	0,00	0,23	0,16	0,18	0,16	0,18	0,18	0,16	0,17	0,17	0,14	0,15	0,14	0,18	0,18
Na ₂ O	0,00	0,05	0,01	0,01	0,00	0,02	0,01	0,00	0,05	0,02	0,03	0,01	0,02	0,04	0,03	0,03	0,01	0,02	0,03	0,00	0,11	0,03
K ₂ O	0,01	0,02	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,01	0,01
H ₂ O	1,83	1,75	1,85	1,88	1,82	1,83	1,84	1,84	0,00	0,02	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02
Total	98,17	93,63	98,96	99,29	97,67	97,84	98,33	98,35	22,9	23,23	23,02	22,8	22,75	23	23,09	23,24	23,19	23,08	23,05	23,23	22,8	23,03
Si	6,15	6,23	6,23	6,26	6,12	6,19	6,20	6,22	1,82	1,82	1,81	1,81	1,80	1,82	1,80	1,83	1,81	1,83	1,82	1,84	1,81	1,80
Ti	0,03	0,00	0,01	0,01	0,02	0,25	0,01	0,01	98,34	98,09	97,7	96,63	96,75	97,73	96,91	98,35	97,94	97,81	97,87	98,33	97,45	97,2
Al	4,75	4,65	4,70	4,89	4,68	4,66	4,75	4,69	2,91	2,91	2,91	2,89	2,91	2,89	2,87	2,90	2,88	2,89	2,89	2,91	2,88	2,89
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	2,13	2,12	2,12	2,27	2,15	2,20	2,22	2,16	2,17	2,24	2,20	2,21	2,19	2,14
Fe ³⁺	1,41	1,47	1,36	1,23	1,47	1,47	1,36	1,45	0,69	0,69	0,71	0,59	0,67	0,62	0,65	0,66	0,68	0,61	0,64	0,62	0,66	0,69
Mn	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Mg	0,02	0,02	0,01	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	1,89	1,93	1,92	1,91	1,91	1,91	1,94	1,92	1,93	1,91	1,91	1,91	1,90	1,93
Ca	4,08	4,05	4,01	3,95	4,21	4,07	4,06	4,03	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Na	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
H	0,03	0,03	0,03	0,03	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ps	0,23	0,24	0,22	0,20	0,24	0,22	0,24	0,21	0,25	0,24	0,25	0,21	0,24	0,22	0,23	0,23	0,24	0,21	0,23	0,22	0,23	0,24

* com núcleo de allanita incluído em biotita

** parcialmente corroído incluído em biotita

*** com núcleo de allanita incluído em plagioclásio

**** incluído em biotita

Tabela 2.7 - Análises químicas de epidoto do plúton de Boqueirão fórmulas estruturais com base em 25 oxigênios

Amostra	Epidoto - Boqueirão																				
	BQ1B							BQ1A			BQ2				BQ6				BQ18		all
	l-borda	l.centro	l-borda	2.borda	2-borda	l-centro	l-centro	l-centro	2-borda	2-centro	3-borda	3-centro	borda	centro	borda	centro	borda	centro	borda	centro	
SiO2	37,36	37,64	37,18	37,45	37,63	37,10	37,41	37,43	37,55	37,36	37,62	37,92	37,60	37,68	36,78	37,60	37,59	39,09	38,17	37,69	37,68
TiO2	0,14	0,32	0,16	0,14	0,10	0,13	0,17	0,14	0,08	0,11	0,11	0,06	0,08	0,11	0,03	0,08	0,13	0,08	0,17	0,07	0,14
Al2O3	23,00	23,57	23,32	23,82	22,60	23,34	23,37	23,52	23,45	22,94	23,13	23,89	23,05	25,10	24,49	23,83	23,94	23,39	24,12	24,43	24,32
Cr2O3	0,07	0,13	0,08	0,02	0,14	0,08	0,00	0,04	0,08	0,00	0,02	0,05	0,05	0,00	0,02	0,02	0,05	0,01	0,05	0,08	0,09
FeO	11,84	10,97	11,68	11,07	12,88	11,71	11,84	11,42	11,71	11,95	12,37	11,61	11,85	9,90	12,05	11,72	11,95	11,84	10,59	10,43	10,53
MnO	0,21	0,19	0,22	0,15	0,21	0,25	0,22	0,17	0,16	0,19	0,18	0,21	0,14	0,13	0,15	0,20	0,14	0,18	0,25	0,23	0,31
MgO	0,04	0,01	0,02	0,18	0,01	0,04	0,03	0,04	0,03	0,35	0,01	0,05	0,01	0,02	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03	0,01	0,04
Na2O	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	23,05	23,23	22,36	22,81	23,07	22,96	22,96	0,03	0,02	0,03	0,00	0,01	0,00	0,03
K2O	0,03	0,03	0,03	0,02	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,33	0,01	0,02	0,03
CaO	22,97	22,97	22,68	22,43	22,91	22,70	22,64	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,02	0,02	22,08	22,82	22,80	21,18	22,93	23,16	22,74
H2O	1,80	1,82	1,80	1,81	1,81	1,80	1,81	1,81	1,82	1,80	1,81	1,83	1,81	1,83	1,79	1,82	1,83	1,83	1,84	1,83	1,83
total	97,46	97,66	97,15	97,11	98,30	97,16	97,50	97,60	98,11	97,05	98,09	98,69	97,56	97,75	97,46	98,15	98,48	97,97	98,15	97,95	97,74
Si	2,91	2,92	2,90	2,91	2,91	2,98	2,91	2,91	2,91	2,92	2,91	2,91	2,93	2,90	2,91	2,90	2,89	3,00	2,94	2,91	2,91
Al	2,11	2,15	2,15	2,18	2,06	2,09	2,14	2,16	2,14	2,11	2,11	2,16	2,11	2,28	2,12	2,17	2,17	2,12	2,18	2,22	2,21
Fes+	0,69	0,64	0,69	0,65	0,75	0,67	0,69	0,67	0,68	0,70	0,72	0,67	0,69	0,57	0,71	0,68	0,69	0,68	0,61	0,61	0,61
Mg	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,04	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Ca	1,92	1,91	1,90	1,87	1,90	1,85	1,89	1,91	1,93	1,87	1,89	1,90	1,91	1,90	1,92	1,89	1,88	1,74	1,89	1,92	1,88
Ti	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01
Cr	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02
Na	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00
Ps	0,25	0,23	0,24	0,23	0,27	0,24	0,24	0,24	0,24	0,25	0,25	0,24	0,25	0,20	0,25	0,24	0,24	0,24	0,22	0,21	0,22

* com núcleo de allanita incluso em biotita

** parcialmente corroído incluso em biotita

***com núcleo de allanita incluso em plagioclásio

**** incluso em biotita

Tabela 2.8 - Análises químicas de epidoto dos plúton de Muriei; fórmulas estruturais com base em 25 oxigênios

Amostra	Epidoto - Murici																										
	PM9										PM3								PM2								
	*	**	***1			**	****				#	##		##	###		#	..	#	##	*						
1 borda	2centro	2borda	2borda	3borda	3centro	4borda	4centro	Scentro	Sborda	1 borda	1 centro	2borda	2borda	3borda	centro	borda	centro	1 borda	2centro	3centro	4centro	4borda	Sborda				
SiO2	37,49	37,87	37,84	37,64	37,44	37,90	37,33	37,92	37,39	37,64	37,38	37,94	37,40	37,65	38,11	38,24	37,53	37,64	37,27	38,34	38,50	37,77	37,53	37,90			
TiO2	0,08	0,16	0,26	0,23	0,14	0,11	0,16	0,24	0,16	0,23	0,32	0,09	0,08	0,03	0,05	0,07	0,12	0,11	0,04	0,09	0,11	0,18	0,03	0,21			
Al2O3	24,53	24,70	24,86	24,91	24,96	25,01	23,93	25,03	25,04	24,96	22,45	22,62	22,64	22,81	23,42	22,88	22,08	22,42	22,11	25,34	22,84	24,47	22,85	24,84			
Cr2O3	0,02	0,07	0,05	0,03	0,00	0,05	0,03	0,05	0,06	0,03	0,04	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00	0,01	0,01	0,10	0,00	0,10	0,08	0,07	0,02			
FeO	10,23	10,32	10,27	10,46	10,56	10,40	11,41	10,27	9,88	10,46	13,05	13,09	13,78	13,14	12,59	12,85	14,16	13,48	13,16	9,76	12,30	10,06	12,69	10,43			
MnO	0,18	0,23	0,19	0,21	0,12	0,17	0,21	0,21	0,22	0,21	0,17	0,15	0,16	0,19	0,30	0,17	0,17	0,16	0,18	0,27	0,13	0,23	0,25	0,16			
MgO	0,01	0,07	0,10	0,07	0,02	0,04	0,91	0,05	0,09	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,06	0,02	0,02	0,07	0,02	0,07			
Na2O	0,02	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,04	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,03	0,00	0,00,-	0,02	0,00	0,00			
K2O	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,05	0,02	0,01	0,00	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,00	0,00	0,03	0,02	0,02	0,02	0,05	0,02			
CaO	23,16	23,25	23,33	23,07	23,57	23,44	21,51	23,32	22,77	23,72	23,19	23,20	23,10	23,09	23,22	23,22	22,57	23,06	23,06	23,11	23,18	23,19	23,17	23,54			
H2O	1,82	1,84	1,85	1,84	1,84	1,85	1,82	1,85	1,83	1,80	1,81	1,82	1,82	1,82	1,84	1,83	1,81	1,81	1,80	1,86	1,81	1,83	1,81	1,85			
total	97,55	98,52	98,73	98,47	98,68	98,99	97,39	98,94	97,44	99,08	98,43	98,95	98,98	98,77	99,55	99,31	98,48	98,68	97,82	98,80	99,01	97,90	98,47	99,03			
Si	2,90	2,90	2,83	2,89	2,87	2,89	2,89	2,89	2,98	2,87	2,90	2,92	2,89	2,91	2,91	2,93	2,91	2,91	2,91	2,92	2,91	2,91	2,91	2,91	2,89		
Al	2,24	2,23	2,19	2,25	2,25	2,25	2,18	2,25	2,28	2,24	2,05	2,05	2,06	2,07	2,11	2,07	2,02	2,04	2,03	2,27	2,09	2,22	2,08	2,23			
Fe ³⁺	0,60	0,60	0,58	0,60	0,61	0,60	0,67	0,59	0,57	0,60	0,76	0,76	0,80	0,76	0,72	0,74	0,83	0,78	0,77	0,56	0,72	0,58	0,74	0,60			
Mg	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,11	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01			
Ca	1,92	1,91	1,87	1,90	1,94	1,92	1,79	1,91	1,89	1,94	1,93	1,91	1,91	1,91	1,90	1,91	1,88	1,91	1,93	1,88	1,93	1,92	1,92	1,92			
Ti	0,00	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01			
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00			
Mn	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01		
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00			
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00			
Ps	0,21	0,21	0,21	0,21	0,21	0,21	0,23	0,21	0,20	0,21	0,27	0,27	0,28	0,27	0,26	0,26	0,29	0,28	0,28	0,20	0,26	0,26	0,26	0,21			

**núcleo de allanita

***com patch hbl incluso em hbl

****núcleo de allanita incluso em biotita

núcleo de allanita em contato com opacos

em contato com opacos

incluso em hbl

Tabela 3.1- análises química de biotita do plúton de Caldeirão Encantado; cálculo da fórmula para 24 oxigênio

Amostra	Biotita - Caldeirão Encantado Sul								Biotita - Caldeirão Encantado													
	CALEN 9				CALEN 9D				CALEN 7						CALEN 8							
	I-centro	I-centro	I-borda	I-borda	II-borda	II-centro	III		I-borda	III	I-centro	I-centro	I-borda	II-borda	III-borda	I-borda	I-centro	II-centro	II-borda			
SiO ₂	35,71	33,61	117	36,11	35,5	11		36,422	36,152	36,577		34,881	34,948	35,908	36,617	36,357	36,947	36,656	36,675	35,514	35,332	34,909
TiO ₂	1,918	1,840	1,856	1,852	1,481	1,506	1,434	2,224	2,213	1,782	1,844	1,79	1,706	1,685	1,702	1,684	1,725	1,86				
Al ₂ O ₃	14,429	14,897	14,87	14,84	14,434	14,504	14,429	16,041	15,378	15,002	15,091	15,329	15,145	14,947	15,307	15,21	15,238	15,547				
FeO	22,783	23,068	23,054	23,76	18,898	20,431	19,965	19,436	19,705	19,493	20,431	20,669	18,652	18,932	20,852	20,209	20,637	20,54				
MnO	0,318	0,330	0,306	0,359	0,443	0,361	0,395	0,374	0,332	0,313	0,319	0,299	0,336	0,301	0,335	0,337	0,353	0,297				
MgO	9,195	9,318	9,498	9,337	11,702	11,337	11,689	9,719	10,229	10,399	10,619	10,595	11,125	11,198	10,814	10,787	10,726	10,778				
CaO	0,034	0,00	0,00	0,002	0,00	0,00	0,00	0,001	0,010	0,00	0,001	0,008	0,028	0,013	0,00	0,025	0,00	0,00				
Na ₂ O	0,042	0,043	0,001	0,039	0,01	0,068	0,024	0,024	0,03	0,047	0,033	0,047	0,085	0,025	0,008	0,036	0,011	0,011				
K ₂ O	9,232	9,693	9,903	9,913	9,84	10,007	10,21	9,929	9,779	9,383	9,202	9,567	9,263	9,653	9,647	9,598	9,706	9,563				
ZnO	0,039	0,276	0,079	0,156	0,161	0,145	0,216	0,171	0,134	0,00	0,122	0,055	0,109	0,016	0,143	0,099	0,024	0,092				
F	0,228	0,224	0,759	0,788	1,187	0,989	1,603	0,282	0,464	0,967	0,953	0,681	0,473	0,753	0,726	1,28	1,028	0,601				
Cl	0,03	0,005	0,00	0,00	0,014	0,008	0,017	0,03	0,023	0,028	0,006	0,017	0,027	0,019	0,013	0,008	0,019	0,002				
H ₂ O	3,658	3,732	3,461	3,425	3,215	3,331	3,036	3,635	3,537	3,284	3,372	3,5	1,5	3,613	3,521	3,151	3,381	3,499				
total	97,619	99,543	99,897	99,982	97,807	98,839	99,595	96,747	96,782	96,606	98,61	98,929	97,509	97,654	99,743	97,939	97,98	97,699				
Si	5,629	5,584	5,605	5,501	5,707	5,635	5,694	5,503	5,531	5,679	5,669	5,605	5,681	5,654	5,608	5,612	5,56	5,495				
Al ^V	2,371	2,416	2,395	2,499	2,293	2,365	2,306	2,497	2,469	2,321	2,331	2,395	2,319	2,346	2,392	2,388	2,44	2,505				
Al ^{VI}	0,309	0,299	0,325	0,21	0,372	0,3	0,341	0,486	0,4	0,476	0,422	0,39	0,425	0,408	0,367	0,395	0,385	0,38				
Ti	0,227	0,214	0,217	0,216	0,174	0,177	0,168	0,264	0,263	0,212	0,215	0,207	0,197	0,198	0,196	0,2	0,204	0,22				
Fe ²⁺	3,003	2,983	2,992	3,078	2,476	2,663	2,599	2,562	2,608	2,578	2,62	2,664	2,398	2,475	2,666	2,67	2,715	2,704				
Mn	0,005	0,042	0,04	0,047	0,059	0,048	0,052	0,05	0,045	0,042	0,042	0,039	0,044	0,04	0,043	0,045	0,047	0,04				
Mg	2,16	1,147	2,197	2,193	2,733	2,634	2,712	2,286	2,413	2,451	2,45	2,434	2,55	2,608	2,465	2,541	2,516	2,529				
Zn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,017	0,025	0,02	0,016	0,00	0,014	0,006	0,012	0,002	0,016	0,012	0,003	0,011				
Ca	0,006	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,001	0,001	0,002	0,00	0,004	0,00	0,00				
Na	0,013	0,013	0,00	0,012	0,003	0,021	0,007	0,007	0,09	0,023	0,01	0,014	0,014	0,008	0,002	0,11	0,003	0,003				
K	1,856	1,912	1,961	1,959	1,967	1,99	2,027	1,998	1,974	1,893	1,817	1,881	1,817	1,925	1,882	1,935	1,948	1,92				
H	3,878	3,889	3,627	3,999	3,408	3,51	3,208	3,851	3,761	3,509	3,532	3,663	3,763	3,622	3,645	3,357	3,583	3,7				
F	0,114	0,11	0,373	0,000	0,588	0,488	0,79	0,141	0,232	0,484	0,467	0,332	0,23	0,373	0,351	0,64	0,412	0,299				
Cl	0,008	0,001	0,000	0,000	0,004	0,002	0,002	0,008	0,006	0,008	0,002	0,004	0,007	0,005	0,003	0,002	0,005	0,001				
Fe/Fe + Mg	0,58	0,72	0,58	0,58	0,48	0,48	0,5	0,49	0,53	0,52	0,51	0,52	0,52	0,48	0,49	0,52	0,51	0,52				

Tabela 3.2 - análises química de biotita do plúton de Caldeirão Encantado; cálculo da formula para 24 oxigênio

SiO2	36,28	35,42	35,39	36,42	36,836	35,91	36,36	36,62	36,73	37,31	37,24	35,34	35,54	36,34	36,39	35,52	36,25	36,26	36,16	35,69
TiO2	1,898	1,811	1,944	1,785	2,024	1,642	2,008	1,878	1,945	1,67	1,92	1,809	1,809	2,283	2,205	2,406	2,496	1,80	2,19	1,964
Al2O3	15,513	15,22	15,525	15,244	15,486	15,221	15,175	15,197	15,49	15,56	15,55	15,42	15,42	16,11	16,09	16,06	15,82	14,75	14,77	15,42
FeO	18,95	20,35	20,16	19,926	20,266	20,438	20,691	20,126	19,41	19,83	19,02	20,05	20,05	19,09	19,43	18,49	19,64	20,59	20,53	20,70
MnO	0,31	0,422	0,382	0,384	0,322	0,364	0,349	0,368	0,347	0,249	0,327	0,31	+- 0,311	0,365	0,395	0,372	0,353	0,315	0,349	0,392
MgO	10,42	10,52	10,57	10,38	10,16	10,81	10,40	10,47	11,04	11,11	10,85	10,24	10,24	10,15	9,868	9,456	9,572	11,11	11,08	11,06
CaO	0,029	0,054	0,004	0,087	0,00	0,056	0,041	0,013	0,00	0,00	0,006	0,00	0,00	0,01	0,017	0,00	0,018	0,029	0,00	0,009
Na2O	0,185	0,028	0,00	0,021	0,00	0,034	0,052	0,066	0,036	0,033	0,096	0,01	0,01	0,001	0,028	0,00	0,00	0,062	0,026	0,012
K2O	9,669	9,368	9,62	9,178	9,68	9,261	9,672	9,432	9,656	9,811	9,358	9,652	9,652	9,273	9,718	9,573	9,707	9,563	9,683	9,8
ZnO	0,108	0,066	0,066	0,00	0,00	0,225	0,219	0,098	0,197	0,177	0,008	0,311	0,063	0,048	0,088	0,092	0,00	0,047	0,00	0,127
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
F	0,612	0,898	0,363	1,034	1,246	0,667	0,852	1,04	0,422	0,921	0,284	0,23	0,23	0,659	0,374	0,62	0,469	0,41	0,998	0,137
Cl	0,027	0,028	0,003	0,026	0,003	0,014	0,002	0,027	0,003	0,021	0,024	0,006	0,006	0,005	0,00	0,00	0,00	0,005	0,019	0,024
H2O	3,463	3,334	3,635	3,299	3,242	3,993	3,432	3,321	3,681	3,455	3,753	3,997	3,684	3,528	3,681	3,471	3,613	3,646	3,348	3,796
total	97,47	97,53	97,66	97,79	99,27	98,64	99,25	98,65	98,95	100,1	98,45	97,39	97,03	97,87	98,29	96,06	97,95	98,6099	1,799	15
Si	5,635	5,594	5,526	5,681	5,668	5,591	5,633	5,669	5,597	5,651	5,65	5,547	5,565	5,603	5,585	5,608	5,6	5,592	5,603	5,481
AlIV	2,365	2,406	2,474	2,319	2,332	2,409	2,367	2,331	2,403	2,349	2,35	2,453	2,435	2,397	2,415	2,392	2,4	2,408	2,397	2,519
AlVI	0,474	0,427	0,382	0,483	0,476	0,383	0,384	0,442	0,377	0,428	0,429	0,399	0,411	0,531	0,496	0,597	0,482	0,273	0,301	0,273
Ti	0,222	0,215	0,228	0,209	0,234	0,192	2,662	0,219	0,223	0,19	0,219	0,213	0,213	0,265	0,254	0,286	0,29	0,209	0,255	0,227
Fe2+	2,461	2,675	2,632	2,599	2,609	2,66	2,385	2,606	2,472	2,512	2,412	2,632	2,625	2,462	2,494	2,441	2,538	2,656	2,66	2,659
Mn	0,041	0,056	0,051	0,051	0,042	0,048	0,045	0,048	0,045	0,032	0,03	0,041	0,041	0,048	0,051	0,05	0,046	0,041	0,046	0,051
Mg	2,413	2,476	2,459	2,413	2,331	2,508	2,385	2,417	2,506	2,508	2,453	2,396	2,39	2,333	2,257	2,225	2,204	2,555	2,56	2,533
Zn	0,012	0,001	0,008	0,000	0,040	0,026	0,000	0,011	0,022	0,02	0,001	0,036	0,007	0,005	0,010	0,00	0,00	0,005	0,00	0,014
Cr	0,000	0,000	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,005	0,009	0,001	0,015	0,00	0,009	0,007	0,002	0,00	0,00	0,001	0,00	0,00	0,002	0,003	0,00	0,03	0,005	0,00	0,001
Na	0,048	0,009	0,00	0,006	0,00	0,01	0,016	0,02	0,011	0,01	0,028	0,003	0,003	0,00	0,008	0,00	0,00	0,019	0,008	0,004
K	1,915	1,887	1,916	1,826	1,900	1,839	1,898	1,863	1,877	1,895	1,811	1,932	1,928	1,824	1,902	1,928	1,916	1,881	1,914	1,919
H	3,692	3,594	3,82	3,483	3,393	3,668	3,585	3,483	3,796	3,553	3,858	3,884	3,884	3,677	3,818	3,69	3,771	3,799	3,506	3,927
F	0,301	0,215	0,179	0,51	0,607	0,328	0,415	0,509	0,203	0,441	0,136	0,114	0,114	0,321	0,182	0,31	0,229	0,200	0,489	0,067
Cl	0,007	0,007	0,001	0,007	0,001	0,004	0,001	0,007	0,001	0,005	0,006	0,002	0,002	0,001	0,00	0,00	0,00	0,001	0,005	0,006

5? (O)ii? 0.53 0.51 0.5

Tabela 3.3 - análises química de biotita do plúton de Boqueirão; cálculo da fórmula para 24 oxigênio

	80 ueirão-biotita																							
	li-borda	li-borda	l-borda	l-centro	l-borda	l-centro	li-centro	li-borda	l-borda	l-centro	l-borda	li-borda	li-borda	l-centro	l-borda	l-borda	l-centro	l-centro	li-borda					
SiO ₂	36,66	36,46	36,31	36,53	36,53	36,70	36,57	36,13	36,59	35,75	35,40	35,75	35,39	35,91	37,01	37,18	37,59	34,36	37,15	38,39	37,56	37,59		
TiO ₂	1,837	1,638	1,765	1,693	1,864	1,852	1,793	1,678	1,78	1,783	1,876	1,783	1,944	1,805	1,683	1,785	1,717	1,628	1,676	1,538	1,626	1,631		
Al ₂ O ₃	15,07	14,92	15,14	15,00	14,87	14,69	14,75	14,74	14,80	14,29	14,89	14,29	15,52	14,87	14,76	14,80	14,77	15,62	14,61	14,42	14,90	14,79		
FeO	19,47	19,74	19,41	19,61	20,03	19,90	19,29	19,21	20,45	20,24	19,78	20,24	20,16	19,97	19,31	18,90	19,46	21,17	18,60	18,51	18,99	18,95		
MnO	0,354	0,395	0,339	0,339	0,347	0,35	0,297	0,303	0,336	0,32	0,296	0,32	0,382	0,35	0,352	0,352	0,311	0,361	0,287	0,301	0,323	0,298		
MgO	11,17	11,17	11,31	11,14	11,30	11,28	11,51	11,89	11,63	11,26	11,64	11,26	10,57	11,27	11,21	11,73	11,79	10,74	12,21	12,21	11,97	12,04		
CaO	0,00	0,040	0,043	0,026	0,047	0,075	0,035	0,064	0,013	0,03	0,000	0,030	0,040	0,000	0,006	0,000	0,00	0,08	0,004	0,017	0,071	0,06		
Na ₂ O	0,028	0,043	0,065	0,007	0,024	0,091	0,027	0,015	0,077	0,051	0,045	0,051	0,000	0,052	0,044	0,058	0,045	0,03	0,04	0,037	0,043	0,037		
K ₂ O	9,533	9,458	9,623	9,026	9,481	9,58	9,579	9,486	9,489	9,562	9,348	9,562	9,62	9,755	9,793	9,623	9,655	8,838	9,514	9,982	9,627	9,592		
ZnO	0,00	0,083	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,074	0,054	0,163	0,054	0,066	0,098	0,129	0,061	0,085	0,00	0,094	0,00	0,055	0,059		
Cr ₂ O ₃	0,00	0,000	0,000	0,017	0,022	0,012	0,023	0,047	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
F	0,688	0,460	0,277	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,494	0,494	0,853	0,494	0,363	0,232	0,320	0,143	0,235	0,534	0,229	1,037	0,547	0,366		
Cl	0,031	0,028	0,020	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,048	0,035	0,02	0,035	0,003	0,017	0,025	0,026	0,034	0,017	0,036	0,053	0,022	0,033		
H	3,508	3,609	3,712	3,85	3,875	3,876	3,861	3,846	3,627	3,541	3,375	3,746	3,82	3,694	3,704	3,818	3,88	3,496	3,765	3,4	3,642	3,729		
total	98,36	98,04	98,01	97,23	98,39	98,41	97,74	97,42	99,41	97,40	97,68	97,60	97,88	97,99	98,29	98,37	99,57	96,87	98,21	99,90	99,40	99,18		
Si	5,643	5,629	5,588	5,616	5,605	5,601	5,578	5,57	5,59	5,608	5,561	5,598	5,524	5,573	5,600	5,640	5,651	5,464	5,547	5,777	5,668	5,687		
Al ^v	2,357	2,371	2,412	2,384	2,395	2,399	2,422	2,43	2,41	2,392	2,439	2,402	2,476	2,427	2,400	2/360	2,349	2,536	2,453	2,223	2,332	2,313		
Al ^{vi}	0,378	0,343	0,335	0,335	0,269	0,243	0,255	0,248	0,254	0,249	0,317	0,255	0,380	0,335	0,332	0,286	0,268	0,253	0,118	0,334	0,318	0,223		
Ti	0,213	0,19	0,204	0,196	0,207	0,213	0,214	0,195	0,204	0,21	0,222	0,204	0,228	0,199	0,212	0,204	0,194	0,195	0,188	0,174	0,184	0,186		
Fe ²⁺	2,507	2,548	2,498	2,521	2,631	2,54	2,558	2,477	2,611	2,655	2,598	2,604	2,631	2,501	2,474	2,397	2,447	2,814	2,323	2,329	2,396	2,397		
Mn	0,046	0,052	0,044	0,044	0,039	0,045	0,045	0,04	0,043	0,043	0,039	0,043	0,051	0,042	0,044	0,045	0,04	0,049	0,036	0,038	0,041	0,004		
Mg	2,564	2,57	2,594	2,553	2,631	2,565	2,572	2,732	2,647	2,633	2,726	2,604	2,458	2,636	2,619	2,652	2,642	2,759	2,718	2,739	2,691	2,714		
Zn	0,000	0,009	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,008	0,006	0,019	0,008	0,008	0,017	0,011	0,007	0,009	0,000	0,010	0,000	0,006	0,007		
Cr	0,000	0,000	0,000	0,002	0,003	0,001	0,005	0,005	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000		
Ca	0,000	0,007	0,007	0,004	0,006	0,012	0,008	0,011	0,002	0,005	0,000	0,002	0,007	0,000	0,016	0,000	0,000	0,014	0,001	0,003	0,011	0,010		
Na	0,008	0,013	0,019	0,002	0,008	0,027	0,007	0,004	0,023	0,016	0,014	0,023	0,000	0,000	0,516	0,747	0,013	0,009	0,07	0,011	0,013	0,011		
K	1,872	1,862	1,889	1,77	1,873	1,865	1,847	1,865	1,849	1,913	1,873	1,844	1,915	1,875	1,941	1,862	1,852	1,792	2,616	1,917	1,853	1,871		
OH	3,643	3,768	3,86	-	-	-	-	-	3,749	3,746	3,569	3,75	3,82	3,833	3,832	3,88	3,88	3,727	3,883	3,493	3,733	3,704		
F	0,357	0,225	0,135	-	-	-	-	-	0,239	0,179	0,435	0,238	0,179	0,158	0,164	0,112	0,112	0,269	0,108	0,494	0,261	0,287		
Cl	0,008	0,007	0,005	-	-	-	-	-	0,012	0,001	0,005	0,012	0,001	0,009	0,004	0,009	0,009	0,005	0,009	0,014	0,006	0,008		
Fe/Fe+Mg	0,49	0,50	0,49	0,5	0,5	0,5	0,5	0,48	0,50	0,50	0,49	0,50	0,52	0,49	0,47	0,48	0,48	0,50	0,46	0,46	0,47	0,47		

Tabela 3.4- análises química de biotita do plúton de Boqueirão e do stock de Murici; cálculo da fórmula para 24 oxigênio

Amostra	Boqueirão-biotita										Murici											
	BQ13				BQ18-					PM2				PM9					PM3			
	I-centro	IIcentro	IIborda	IIcentro	Iborda	Icentro	Iborda	Iborda	IIborda	Iborda	Icentro	Icentro	Iborda	Iborda	IIborda	IIcentro	Icentro	IIborda	VIborda	VIborda		
SiO ₂	36,10	36,59	36,26	36,63	36,50	36,30	35,64	36,33	36,75	35,49	36,41	35,24	43,27	36,53	36,29	36,43	36,39	36,32	36,29	36,16	36,34	36,15
TiO ₂	1,643	1,760	1,718	1,879	2,693	2,693	2,493	2,577	2,107	1,965	1,782	1,91	1,87	1,686	2,162	2,307	1,776	1,545	2,00	1,99	1,821	1,985
Al ₂ O ₃	14,99	15,01	15,24	16,55	16,29	16,24	16,29	16,04	16,15	15,84	15,33	16,37	10,52	15,55	15,22	15,18	15,33	15,63	15,86	15,90	15,93	15,90
FeO	19,23	19,24	19,46	18,36	19,01	19,01	19,00	18,77	19,29	19,39	20,08	20,50	22,83	19,24	20,15	19,90	19,55	19,52	20,80	20,28	20,40	20,28
MnO	0,34	0,363	0,321	0,368	0,291	0,291	0,341	0,322	0,418	0,282	0,362	0,334	0,334	0,316	0,339	0,278	0,34	0,30	0,281	0,297	0,328	0,297
MgO	11,22	11,30	11,50	10,33	10,45	10,45	10,41	10,37	10,80	11,05	11,26	10,79	7,07	11,54	11,28	11,61	11,72	11,45	10,17	10,00	10,16	10,00
CaO	0,005	0,011	0,00	0,052	0,301	0,031	0,00	0,009	0,00	0,174	0,007	0,014	0,010	0,000	0,000	0,000	0,008	0,000	0,025	0,000	0,020	0,000
Na ₂ O	0,022	0,027	0,00	0,112	0,039	0,039	0,036	0,114	0,027	0,069	0,035	0,024	0,09	0,04	0,00	0,04	0,025	0,008	0,08	0,07	0,042	0,068
K ₂ O	9,608	9,736	9,565	8,922	9,698	9,698	9,65	9,664	9,75	9,056	9,793	10,41	7,12	9,95	9,93	9,98	10,03	9,86	9,65	9,91	9,943	9,606
ZnO	0,016	0,127	0,151	0,00	0,087	0,087	0,107	0,008	0,15	0,052	0,052	0,047	0,219	0,078	0,004	0,020	0,079	0,000	0,098	0,220	0,076	0,220
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
F	0,233	0,047	0,325	1,092	0,60	0,60	0,649	0,603	1,092	0,000	0,000	0,835	0,890	0,227	0,496	0,497	0,137	0,547	0,780	0,44	0,166	0,44
Cl	0,025	0,028	0,033	0,035	0,016	0,016	0,005	0,008	0,003	0,000	0,000	0,005	0,000	0,000	0,009	0,036	0,011	0,013	0,020	0,023	0,150	0,023
H	3,701	3,837	3,692	3,982	3,992	3,595	3,528	3,573	3,363	3,795	3,894	3,515	3,380	3,783	3,639	3,652	3,828	3,598	3,482	3,639	3,992	3,988
total	97,13	98,07	98,27	98,33	99,98	99,06	98,16	98,40	99,90	97,16	99,01	100,0	97,60	98,94	99,53	99,92	99,23	98,79	99,53	98,92	99,38	98,97
Si	5,612	5,60	5,543	5,658	5,546	5,558	5,517	5,574	5,598	5,56	5,54	5,483	6,561	5,558	5,544	5,537	5,567	5,572	5,530	5,574	5,553	5,569
Al ^{IV}	2,388	2,40	2,457	2,342	2,454	2,442	2,483	2,426	2,402	2,44	2,46	2,517	1,439	2,442	2,456	2,463	2,433	2,428	2,470	2,426	2,447	2,431
Al ^M	0,359	0,307	0,402	0,671	0,464	0,488	0,489	0,473	0,497	0,3	0,29	0,302	0,263	0,346	0,283	0,256	0,331	0,398	0,379	0,445	0,419	0,456
Ti	0,192	0,203	0,207	0,218	0,308	0,31	0,29	0,297	0,241	0,231	0,204	0,224	0,213	0,193	0,248	0,264	0,135	0,178	0,229	0,231	0,209	0,23
Fe ²⁺	2,499	2,463	2,425	2,369	2,416	2,349	2,459	2,408	2,458	2,54	2,555	2,797	2,895	2,448	2,574	2,528	2,501	2,504	2,651	2,672	2,605	2,612
Mn	0,048	0,047	0,043	0,048	0,037	0,038	0,045	0,042	0,054	0,037	0,047	0,044	0,042	0,041	0,044	0,036	0,044	0,039	0,036	0,037	0,042	0,039
Mg	2,599	2,577	2,567	2,379	2,366	2,384	2,401	2,372	2,452	2,579	2,554	2,502	1,598	2,617	2,569	2,631	2,672	2,618	2,310	2,329	2,313	2,296
Zn	0,002	0,014	0,011	0,000	0,010	0,010	0,012	0,001	0,017	0,06	0,000	0,005	0,000	0,009	0,009	0,002	0,009	0,000	0,000	0,011	0,009	0,025
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	0,001	0,002	0,000	0,009	0,005	0,005	0	0,001	0,000	0,029	0,001	0,002	0,002	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,005	0,004	0,003	0,000
Na	0,007	0,008	0,015	0,034	0,011	0,033	0,011	0,034	0,008	0,021	0,01	0,007	0,026	0,012	0,001	0,01	0,007	0,002	0,024	0,022	0,012	0,02
K	1,905	1,901	1,902	1,758	1,88	1,893	1,905	1,891	1,895	1,810	1,901	2,067	1,377	1,932	1,935	1,934	1,957	1,93	1,876	1,891	1,936	1,887
OH	3,827	3,968	3,883	3,457	3,707	3,705	3,681	3,705	3,473	3,795	3,894	3,588	3,561	3,891	3,758	3,752	3,931	3,727	3,985	3,616	3,916	3,78
F	0,115	0,023	0,112	0,534	0,288	0,291	0,318	0,293	0,526	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,002	0,009	0,003	0,008	0,005	0,005	0,004	0,006
Cl	0,058	0,009	0,004	0,009	0,004	0,004	0,01	0,002	0,01	0,000	0,000	0,411	0,427	0,109	0,240	0,239	0,066	0,266	0,010	0,379	0,080	0,214
Fe/Fe+Mg	0,49	0,49	0,49	0,50	0,51	0,50	0,51	0,50	0,50	0,50	0,50	0,53	0,64	0,48	0,5	0,49	0,48	0,49	0,53	0,53	0,53	0,53

Tabela 4 - Resultados analíticos para as muscovitas do plúton de Caldeirão Encantado; fórmula estrutural calculada para 24 oxigênios

Amostra	Mica Branca- Caldeirão Encantado						CALEN 11	
	CALEN10		CALEN10				III-centro	III-borda
	IV-centro	V-centro	IV-borda	IV-borda	IV-borda	V-borda		
SiO ₂	45,212	45,638	45,815	45,824	46,279	46,618	46,191	46,23
TiO ₂	0,985	0,973	1,025	0,871	0,905	0,957	0,991	0,723
Al ₂ O ₃	28,968	28,247	28,265	28,609	28,64	28,119	27,743	28,867
FeO	6,027	6,010	6,417	6,353	6,268	6,219	6,399	5,536
MnO	0,039	0,007	0,055	0,044	0,058	0,042	0,046	0,046
MgO	1,824	1,947	1,789	1,963	1,939	1,977	1,937	2,730
CaO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,013	0,008
Na ₂ O	0,140	0,144	0,217	0,1400	0,153	0,155	0,134	0,123
K ₂ O	9,820	9,530	9,456	8,950	9,564	9,745	11,042	11,104
ZnO	0,061	0,000	0,000	0,081	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr ₂ O ₃	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,073	0,220
F	0,000	0,316	0,000	0,263	0,000	0,000	0,00	0,000
Cl	0,000	0,015	0,005	0,010	0,000	0,015	0,002	0,001
H ₂ O	4,289	4,107	4,236	4,16	4,333	4,328	3,999	4,000
total	97,365	96,934	97,28	97,268	98,139	98,175	98,57	99,588
Si	6,056	6,143	6,12	6,128	6,116	6,12	6,126	6,18
Al _{IV}	1,994	1,857	1,880	1,872	1,884	1,88	1,874	1,820
Al _{VI}	2,630	2,623	2,570	2,636	2,576	2,570	2,462	2,729
Ti	0,099	0,098	0,103	0,088	0,090	0,103	0,099	0,073
Fe ²⁺	0,675	0,676	0,717	0,710	0,693	0,717	0,710	0,619
Mn	0,004	0,001	0,006	0,005	0,006	0,006	0,005	0,005
Mq	0,364	0,391	0,356	0,391	0,382	0,356	0,383	0,544
Zn	0,006	0,000	0,000	0,008	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,007	0,002
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,001
Na	0,036	0,038	0,056	0,036	0,039	0,056	0,034	0,032
K	1,678	1,640	1,611	1,527	1,612	1,611	1,868	1,894
H	4,002	3,862	3,999	3,886	4,000	3,999	4,000	4,000
F	0,000	0,135	0,000	0,111	0,000	0,000	0,000	0,000
Cl	0,000	0,003	0,001	0,002	0,000	0,001	0,000	0,000
Fe/Fe+Mg	0,65	0,54	0,67	0,65	0,63	0,52	0,64	0,64

Tabela 5 - Análises químicas, por microsonda eletrônica, de apatitas dos plútons de Caldeirão Encantado e Boqueirão (formulas estruturais calculada com base em 26 oxigênios)

Amostra_AN9	Apatitas - Cálculo													
	CALEN8		CALEN34		CALEN32		CALEN7		CALEN41	BQ21		BQ18		
	I	11	111	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	XII	
SiO2	0,093	0,164	0,036	0,139	0,22	0,232	0,3	0,142	0,174	0,713	0,115	0,448	0,169	
FeO	0,453	0,389	0,197	0,269	0,451	0,26	0,531	0,464	0,309	0,552	0,432	0,147	0,439	
MnO	0,034	0,006	0,046	0,05	0,00	0,058	0,038	0,00	0,016	0,023	0,004	0,04	0,035	
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,183	0,015	0,00	0,01	0,00	0,011	0,00	0,007	0,003	
SrO	0,112	0,00	0,174	0,128	0,047	0,144	0,077	0,148	0,054	0,077	0,177	0,22	0,114	
CaO	55,136	57,04	54,854	55,348	53,835	56,511	55,82	55,84	55,698	55,26	54,25	54,868	55,314	
TiO?	0,023	0,006	0,00	0,005	0,00	0,00	0,031	0,013	0,033	0,002	0,02	0,00	0,014	
K2O	0,103	0,085	0,039	0,043	0,123	0,062	0,17	0,136	0,089	0,223	0,157	0,00	0,144	
P2O5	4,1431	41,251	41,908	41,83	41,732	4,1548	40,4	40,858	40,852	39,555	40,504	40,89	39,929	
BaO	0,014	0,115	0,00	0,071	0,00	0,00	0,014	0,014	0,088	0,00	0,014	0,043	0,00	
F	3,242	3,467	3,489	3,35	3,234	3,714	3,46	3,493	3,823	3,276	3,452	3,144	3,44	
Cl	0,007	0,00	0,023	0,006	0,022	0,003	0,00	0,016	0,00	0,027	0,003	0,028	0,027	
H	0,169	0,08	0,047	0,128	0,165	0,00	0,052	0,039	0,00	0,117	0,032	0,20	0,00	
total	100,82	102,60	100,81	101,37	100,01	102,55	100,89	101,1	101,14	99,84	99,16	100,04	99,63	
Si	0,008	0,013	0,003	0,018	0,018	0,019	0,014	0,012	0,014	0,059	0,01	0,037	0,014	
Fe	0,031	0,026	0,031	0,018	0,031	0,036	0,036	0,032	0,021	0,038	0,021	0,01	0,03	
Mn	0,002	0,00	0,003	0,003	0,00	0,04	0,003	0,00	0,001	0,002	0,00	0,003	0,002	
Ma	0,00	0,00	0,00	0,005	0,022	0,002	0,00	0,01	0,00	0,001	0,001	0,001	0,001	
Sr	0,005	0,00	0,008	0,006	0,002	0,007	0,003	0,007	0,003	0,004	0,009	0,01	0,004	
Ca	4,787	4,907	4,764	4,770	4,683	4,857	4,890	4,873	4,874	4,885	4,820	4,760	4,915	
Ti	0,001	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,002	0,001	0,002	0,00	0,001	0,00	0,001	
K	0,011	0,009	0,004	0,004	0,004	0,006	0,018	0,012	0,009	0,023	0,017	0,006	0,015	
P	2,842	2,804	2,876	2,489	2,869	2,822	2,797	2,818	2,825	2,763	2,844	2,835	2,804	
Ba	0	0,004	0	0,002	0,00	0,00	0,00	0,00	0,003	0,00	0,00	0,001	0,00	
F	1,662	1,761	1,789	1,704	1,661	1,884	1,789	1,800	1,975	1,71	1,811	1,628	1,804	
				O?	0,001	0,001	0,00	0,040	0,00	0,008	0,001			

Tabela 6. -Composição química de piroxênio de dique peralcalino

Amira_- J -----	DiguE!_!C!- CALEN9D			
	1-borda	---1:ée-ritro--	--- 2-borda	3:borda
SiO ₂	49,781	51,923	49,987	50,504
Al ₂ O ₃	0,472	0,472	0,611	0,593
TiO ₂	0,209	0,189	0,200	0,125
Cr ₂ O ₃	0,013	0,043	0,014	0,000
FeO	8,932	10,71	9,589	8,713
Fe ₂ O ₃	7,724	7,209	7,699	8,450
MgO	7,940	6,980	7,580	8,020
MnO	0,907	0,529	0,810	1,480
CaO	20,451	20,611	20,611	19,26
Na ₂ O	2,014	2,569	2,107	2,020
K ₂ O	0,048	0,010	0,010	0,034
NiO	0,028	0,014	0,009	0,035
Total	98,519	100,699	99,227	99,234
Si	1,970	2,004	1,941	1,941
Al ^{IV}	0,022	0,000	0,028	0,270
Fe ³⁺	0,032	0,000	0,031	0,032
Al ^{VI}	0,000	0,210	0,000	0,000
Fe ³⁺	1,90C1	0,180	0,194	0,212
Ti	0,00Cl	o,oas	0,006	0,004
Cr	0,00	0,001	0,000	0,000
Mg	0,463	0,402	0,439	0,459
Fe ²⁺	0,292	0,346	0,311	0,28
Mn ²⁺	0,030	0,017	0,027	0,004
Ni	0,001	0,000	0,000	0,001
Mn ²⁺	0,000	0,000	0,000	0,004
Ca	0,857	0,829	0,858	0,793
Na	0,153	0,192	0,159	0,201
K	0,020	0,000	o,oas	0,002

Tabela 7. -Composição química de minerais opacos dos granitoides estudados (fórmula estrutural calculada para 32 oxigênios)

Amostra	Dique Ultrapotássico			Murici								Caldeirão Encantado	
	CALEN 9d			PM3				PM9				CALEN7	
	I-borda	II-borda	III-centro	III-borda	III-borda	III-borda	III-borda	III-centro	III-borda	I-centro	I-borda	IV-centro	IV-centro
SiO ₂	0,044	0,217	0,017	0,000	0,000	0,008	0,016	0,024	0,000	0,022	0,000	0,03	0,063
TiO ₂	0,000	0,045	0,000	0,001	0,027	0,069	0,000	0,010	0,041	0,056	0,023	0,106	0,056
Al ₂ O ₃	0,040	0,021	0,057	0,031	0,062	0,109	0,022	0,005	0,024	0,071	0,023	0,639	0,008
Cr ₂ O ₃	0,000	0,036	0,000	0,015	0,000	0,028	0,000	0,047	0,000	0,066	0,000	0,018	0,000
FeO	30,897	30,209	30,859	31,075	30,846	31,198	31,252	31,204	30,272	31,054	30,283	28,479	30,361
MgO	0,028	0,032	0,002	0,000	0,000	0,023	0,000	0,042	0,021	0,000	0,019	0,502	0,004
MnO	0,077	0,165	0,102	0,057	0,072	0,09	0,022	0,016	0,004	0,067	0,012	0,563	0,074
NiO	0,052	0,012	0,143	0,000	0,014	0,000	0,000	0,000	0,046	0,037	0,016	0,209	0,068
ZnO	0,000	0,000	0,000	0,045	0,017	0,000	0,042	0,000	0,000	0,070	0,104	0,086	0,13
V ₂ O ₅	0,139	0,325	0,156	0,185	0,332	0,200	0,189	0,151	0,158	0,294	0,165	0,212	0,004
Nb ₂ O ₅	0,000	0,016	0,056	0,131	0,000	0,000	0,000	0,031	0,085	0,054	0,000	0,000	0,016
Fe ₂ O ₃	68,826	66,972	68,852	68,982	68,37	69,183	69,373	69,307	69,428	68,835	69,669	68,612	68,677
total	100,103	98,05	100,244	100,522	99,74	100,908	100,916	100,837	100,079	100,626	100,314	99,456	99,461
Si	0,014	0,067	0,005	0,000	0,000	0,002	0,005	0,007	0,000	0,007	0,000	0,009	0,019
Ti	0,000	0,01	0,000	0,000	0,006	0,016	0,000	0,002	0,009	0,013	0,005	0,025	0,013
Al	0,015	0,008	0,020	0,011	0,022	0,039	0,008	0,002	0,009	0,026	0,008	0,232	0,003
Cr	0,000	0,009	0,000	0,004	0,000	0,007	0,000	0,011	0,000	0,016	0,000	0,004	0,000
Fe ²⁺	7,946	7,769	7,936	7,961	7,932	7,954	8,037	8,024	7,773	7,986	8,045	7,838	7,808
Mg	0,013	0,015	0,001	0,000	0,000	0,01	0,000	0,019	0,010	0,000	0,009	0,230	0,002
Mn	0,020	0,043	0,027	0,015	0,019	0,023	0,006	0,004	0,001	0,017	0,003	0,147	0,019
Ni	0,013	0,003	0,035	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,011	0,009	0,004	0,052	0,017
Zn	0,000	0,000	0,000	0,010	0,004	0,000	0,010	0,000	0,000	0,016	0,024	0,020	0,030
V	0,028	0,066	0,032	0,037	0,067	0,040	0,038	0,031	0,032	0,059	0,034	0,043	0,001

Tabela 8- análises química de biotita do batólito de Conceição das Creoulas; cálculo da formula para 24 oxigênio

Amostra Ponto	Conceição das Creoulas														Enclave máfico					
	CC-05		CC- 04			CC- 09		CC-19			CC -16A		CC-03		CC-19E					
	III-B	III-C	I borda	II borda	II borda	III centro	III borda	VI borda	VI centro	VI borda	V borda	V borda	IV centro	IV borda	VII centro	VII borda	I centro	I borda	I centro	II borda
SiO ₂	37,78		35,16	35,89	35,89	36,15	35,46	35,87	36,16	36,03	35,77	35,75	36,80	36,36	36,95	36,96	36,65	36,45	34,81	37,82
TiO ₂	1,78	1,72	1,90	1,82	1,81	1,80	1,60	1,61	1,68	1,47	1,72	1,82	1,77	1,69	1,62	1,63	1,78	1,62	1,84	1,84
Al ₂ O ₃	14,85	15,07	16,20	15,20	15,87	15,50	15,27	15,52	15,18	15,52	16,00	15,96	15,94	15,87	16,10	15,95	15,53	15,95	15,35	15,06
Cr ₂ O ₃	17,32	17,87	0,00	0,00	0,01	0,00	0,001	0,11	0,01	0,10	0,01	0,03	0,10	0,00	0,03	0,04	0,06	0,04	0,00	0,07
FeO	0,21	0,21	22,39	22,91	22,30	22,04	23,04	22,47	22,18	21,58	23,05	22,65	22,10	21,54	23,05	22,36	22,50	21,95	22,02	17,69
MnO	13,51	13,68	0,19	0,26	0,26	0,26	0,28	0,26	0,18	0,20	0,20	0,19	0,22	0,31	0,22	0,28	0,33	0,24	0,29	0,27
MgO	0,00	0,00	8,79	9,99	9,25	9,63	9,65	10,32	10,17	10,05	9,24	9,22	8,78	8,40	8,68	8,36	9,77	9,77	9,03	13,70
BaO	0,10	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,18	0,00	0,00	0,00	0,00	0,13	0,00	0,18	0,00	0,00	0,00	0,00	0,11
CaO	9,75	10,06	0,01	0,01	-	0,01	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Na ₂ O	0,00	0,00	0,05	0,04	0,04	0,05	0,05	0,09	0,05	0,09	0,03	0,04	0,10	0,02	0,07	0,16	0,00	0,13	0,02	0,09
K ₂ O	0,00	0,00	9,39	9,67	9,78	9,58	9,03	9,76	9,77	9,5	9,58	9,58	9,66	9,69	9,72	9,82	9,70	9,64	9,68	9,58
Total	95,56	96,13	94,08	95,79	95,40	95,29	96,18	96,19	95,38	94,54	95,60	95,24	95,61	93,88	96,63	95,08	96,24	96,85	93,05	96,40
Si	5,964	5,875	5,781	5,815	5,833	5,872	5,819	5,789	5,863	5,870	5,802	5,811	5,934	5,955	5,918	5,921	5,877	5,861	5,808	5,920
Al ^{IV}	2,036	2,125	2,219	2,185	2,167	2,128	2,181	2,211	2,137	2,130	2,198	2,189	2,066	2,045	2,082	2,079	2,123	2,139	2,192	2,080
Al ^{VI}	0,725	0,675	0,918	0,715	0,871	0,837	0,770	0,739	0,762	0,848	0,858	0,866	0,961	1,016	0,955	0,977	0,810	0,881	0,824	0,696
Ti	0,211	0,204	0,235	0,222	0,220	0,220	0,205	0,195	0,205	0,180	0,210	0,223	0,215	0,208	0,195	0,199	0,215	0,196	0,231	0,217
Fe ⁺²	2,287	2,358	3,079	3,104	2,994	2,994	3,162	3,033	3,008	2,940	3,127	3,079	2,980	2,950	3,088	3,042	3,018	2,952	3,072	2,316
Cr	0,00	0,00	0,00	0,008	0,00	0,00	0,001	0,014	0,001	0,013	0,001	0,004	0,013	0,00	0,004	0,005	0,008	0,005	0	0,021
Mn	0,028	0,028	0,026	0,036	0,036	0,036	0,039	0,036	0,025	0,028	0,027	0,026	0,030	0,043	0,030	0,039	0,045	0,033	0,041	0,036
Mg	3,179	3,217	2,155	2,413	2,241	2,332	2,361	2,483	2,458	2,441	2,234	2,234	2,111	2,051	2,073	2,028	2,336	2,342	2,246	3,197
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,011	0,00	0,00	0,00	0,00	0,008	0,00	0,011	0,00	0,00	0,00	0,00	0,007
Ca	0,002	0,002	0,005	0,002	0,00	0,002	0,005	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,002	0,00
Na	0,019	0,013	0,016	0,013	0,013	0,016	0,016	0,028	0,016	0,028	0,009	0,013	0,031	0,006	0,022	0,050	0,00	0,00	0,006	0,027
K	1,991	1,879	1,970	1,999	2,028	1,985	1,890	2,009	2,021	1,974	1,982	1,987	1,987	2,025	1,986	2,038	1,984	1,978	2,060	1,903
Fe/Fe+Mg	0,58	0,56	0,59	0,56	0,57	0,56	0,57	0,55	0,55	0,55	0,58	0,58	0,59	0,59	0,60	0,60	0,56	0,56	0,58	0,42

Tabela 8.1- análises químicas de titanitas do batólito de Conceição das Creoulas cálculo da formula para 20 oxigênios

Titanita - Conceição das Creoulas

Amostra	CC-20E								CC-04									
SiO2	30,94	30,31			30,89	30,87	30,83	30,37	30,57	30,6	30,37	31,1	30,6		30,3	30,88	30,54	
TiO2	34,19	34,3	33,65	33,32	35,14			34,8	34,85	36,04	36,2	35,17	24,25	35,22	36,79	33,75		
Al2O3	3,49	2,93	3,56	3,17	3,21	2,26	2,33			2,18	2,01	2,81	2,61	1,99	1,94	2,23		
Cr2O3	0,06	0,08	0,00	0,03	0,03	0,03	0,03			0,09	0,06	0,01	0,00	0,00	0,03	0,00		
FeO	0,97	0,73	0,96	0,75	0,82	0,62	0,81			0,99	0,77	0,8	0,91	0,96	0,78	1,43		
MnO	0,08	0,01	0,07	0,07	0,00	0,04	0,05			0,07	0,11	0,05	0,07	0,11	0,01	0,13		
MgO	0,07	0,03	0,01	0,03	0,04	0,07	0,08			0,00	0,02	0,04	0,02	0,08	0,11	0,12		
NiO	0,00	0,00	0,00	0,14	0,03	0,00	0,13			0,00	0,00	0,02	0,08	0,00	0,00	0,01		
CcO	28,45	28,49	28,43	28,24	28,01		24,45	27,8		27,95	27,95	28,85	28,26	27,27	28,18	27,59		
NC2O	0,00	0,00	0,12	0,02	0,00	0,04	0,07			0,07	0,04	0,03	0,08	0,05	0,04	0,06		
K2O	0,00	0,00	0,00	0,05	0,02	0,13	0,04			0,01	0,00	0,04	0,03	0,02	0,05	0,06		
BcO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00			0,15	0,04	0,00	0,00	0,00	0,04	0		
Total	98,25	96,9	97,68	96,68	98,13	96,71		96,55		98,15	97,57	98,59	96,93	96,51		98,85	95,92	
Si	4,10	4,08	4,12	4,15	4,13	4,22	4,11			4,07	4,06	4,09	4,10	4,07	4,19	4,16		
Al			0,545	0,464	0,558	0,502	0,538	0,369	0,369			0,342	0,316	0,436	0,412	0,307	0,356	0,357
Ti	3,40	3,47	3,37	3,37	3,40	3,63	3,53			3,61	3,64	3,48	3,48	3,67	3,44	3,46		
Cr	0,006	0,009	0,000	0,003	0,000	0,003	0,003					0,009	0,006	0,009	0,000	0,000	0,003	0,000
Fe3+	0,107	0,082	0,107	0,084	0,086	0,072	0,091			0,11	0,111		0,088	0,102	0,108	0,088	0,163	
Mg	0,014	0,006	0,002	0,006	0,012	0,014	0,016						0,00	0,008	0,006	0,016	0,022	0,022
Mn	0,009	0,001		0,008	0,008		7,00	0,005	0,006	0,008	0,012	0,006	0,008	0,013	0,001		0,015	
Na	0,00	0,00	0,031		0,018	0,034	0,011	0,026		0,018	0,01	0,01	0,026	0,013	0,011		0,016	
Ca	4,04	4,10	4,06	4,08	4,00	3,64	4,01			3,98	4,00	4,07	4,06	3,92	4,09	4,02		
K			0,000	0,000	0,000	0,017	0,000	0,023	0,014			0,002	0,000	0,007	0,000	0,003	0,000	0,010

Tabela 8.2 - análises químicas de titanitas dos batólitos de Conceição das Creoulas e Boqueirão cálculo da formula para 20 oxigênios

Amostra	Conceição das Creoulas		Conceição das Creoulas								Boqueirão				Boqueirão					Boqueirão	
	CC		CC.5								BQ6		BQ6B		BQ13					BQ21	
	1-borda	1-borda	2-borda	2-borda	3-borda	3-borda	4-borda	5-borda	6-borda	1-borda	2-borda	2-borda	3-borda	1-borda	2-borda	2-borda	3-borda	3-borda	1-borda	1-borda	
SiO ₂	31,10	31,01	30,9 2	30,44	31,79	31,57	31,30	31,35	30,75	29,84	29,81	29,24	29,67	30,67	30,54	30,91	30,46	30,24	30,41	29,72	30,03
TiO ₂	37,96	37,59	36,8 2	35,96	36,57	34,83	35,92	36,23	36,38	36,25	35,85	35,68	36,66	35,95	36,64	36,40	36,09	35,22	35,64	36,02	36,14
Al ₂ O ₃	1,89	1,93	2,56	2,41	2,82	3,52	2,97	2,97	1,92	1,17	2,13	2,07	1,81	2,01	1,64	1,76	1,80	1,98	1,36	1,24	1,06
Cr ₂ O ₃	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,02	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	0,63	0,75	1,13	1,49	1,13	0,96	0,80	1,04	1,07	1,40	1,51	1,69	1,11	1,20	1,05	1,20	1,19	1,43	1,71	1,52	1,48
MnO	0,11	0,06	0,02	0,13	0,00	0,09	0,14	0,05	0,14	0,00	0,03	0,09	0,06	0,09	0,05	0,01	0,08	0,04	0,00	0,03	0,00
MgO	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,01	0,03	0,00	0,01	0,00	0,08	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,03
CaO	28,89	28,24	28,8 6	28,67	29,21	29,30	29,57	29,28	28,30	27,59	27,09	27,61	28,22	28,23	27,79	27,52	27,61	27,79	28,54	27,79	28,03
Na ₂ O	0,05	0,04	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,15	0,00	0,05	0,02	0,02	0,01	0,02	0,13	0,09	0,05	0,06
K ₂ O	0,00	0,07	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,03	0,01	0,02	0,01	0,01	0,00	0,01	0,04	0,00	0,00	0,02
Nb ₂ O ₅	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,51	0,32	0,60	0,77	0,38	0,68	0,45	0,51	0,38	0,42	0,58	0,30
F	0,23	0,00	0,23	0,20	0,23	0,34	0,00	0,00	0,00	0,27	0,41	0,72	0,33	0,67	0,61	0,00	0,07	1,22	0,13	0,13	0,00
Total	100,87	99,69	100,53	99,35	101,75	100,64	100,74	100,98	98,59	97,10	97,41	97,73	98,71	99,23	99,05	98,24	97,83	98,49	98,30	97,10	97,14
Si	4,03	4,05	4,03	4,02	4,08	4,10	4,05	4,05	4,07	4,04	4,11	3,96	3,96	4,10	4,06	4,02	4,07	4,07	3,98	4,03	4,06
Al	0,29	0,30	0,39	0,38	0,43	0,54	0,45	0,45	0,30	0,19	0,33	0,33	0,29	0,32	0,26	0,28	0,28	0,31	0,22	0,20	0,17
Ti	3,70	3,70	3,61	3,57	3,53	3,40	3,50	3,52	3,63	3,69	3,50	3,64	3,68	3,61	3,66	3,68	3,63	3,57	3,73	3,67	3,67
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ₃₊	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,12	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Fe ₂	0,07	0,08	0,12	0,16	0,12	0,10	0,09	0,11	4,02	0,16	0,17	0,19	0,12	0,14	0,12	0,14	0,13	0,16	0,19	0,17	0,17
Mn	0,01	0,01	0,00	0,02	0,00	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,04	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,03	0,02	0,01	0,01
Ca	4,01	4,00	4,03	4,06	4,02	4,08	4,10	4,05	4,02	4,00	4,02	4,01	4,04	3,90	3,95	3,97	3,95	4,01	3,99	4,03	4,03
K	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Nb	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,02	0,04	0,05	0,02	0,04	0,03	0,03	0,02	0,03	0,04	0,02
F	0,50	1,13	1,13	1,13	1,13	1,13	1,13	1,13	1,13	0,23	0,35	0,62	0,28	57,00	0,51	0,51	0,06	1,04	0,11	11,00	0,11

Tabela 8.3 - análises químicas de titanitas dos plútons de Caldeirão Encantado e Murici; cálculo da fórmula para 20 oxigênios

Amostra	Caldeirão Encantado Sul				Caldeirão Encantado								Murici								
	CALEN9		CALEN9d*		CALEN8			CALEN7		CALEN34		CALEN40			PM-3			PM9			
	5-centro	5-borda	6-borda	borda	1-borda	1-centro	2-centro	1-centro	1-borda	3-borda	4-borda	1-borda	1-centro	1-borda	1-borda	2-borda	2-centro	3-centro	1-centro	2-centro	2-borda
SiO ₂	31,114	31,056	30,119	29,99	30,116	30,252	29,724	30,706	30,688	30,372	30,053	30,423	29,702	30,177	30,54	31,00	30,63	30,38	30,48	30,43	30,42
TiO ₂	35,772	35,999	35,879	35,298	36,324	36,411	37,028	36,49	35,497	36,11	35,759	36,61	36,309	35,731	36,43	36,47	36,19	36,33	36,70	36,70	36,52
Al ₂ O ₃	2,268	2,504	2,157	2,332	2,035	2,012	2,399	1,922	2,021	1,993	1,735	2,172	1,908	2,353	2,07	2,03	2,22	2,17	2,12	2,12	2,12
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	1,094	1,119	1,055	1,317	1,166	1,44	0,424	1,363	1,339	1,317	1,284	1,185	1,269	1,258	0,72	0,87	0,80	0,86	1,12	0,82	0,77
MnO	0,053	0,067	0,041	0,038	0,066	0,092	0,043	0,069	0,057	0,085	0,086	0,053	0,071	0,037	0,05	0,15	0,11	0,09	0,10	0,08	0,06
MgO	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,04	0,00	0,02	0,00	0,02	0,01	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
CaO	28,011	28,265	28,142	27,97	27,91	27,827	28,146	27,294	27,669	27,837	27,424	28,383	28,879	28,383	27,57	28,77	28,37	28,40	28,36	28,57	28,59
Na ₂ O	0,037	0,015	0,038	0,045	0,046	0,019	0,031	0,00	0,00	0,021	0,075	0,021	0,02	0,025	0,05	0,05	0,01	0,01	0,04	0,05	0,00
K ₂ O	0,009	0,019	0,015	0,004	0,016	0,006	0,00	0,00	0,001	0,011	0,01	0,022	0,005	0,024	0,01	0,01	0,01	0,00	0,02	0,00	0,03
Nb ₂ O ₅	0,21	0,023	0,041	0,186	0,401	0,378	0,148	0,356	0,372	0,323	0,491	0,081	0,155	0,106	0,46	0,11	0,16	0,31	0,02	0,00	0,32
F	0,926	0,606	0,993	1,324	0,877	0,34	0,955	0,723	0,993	0,466	0,599	0,805	0,339	0,741	0,65	0,64	0,58	0,20	0,00	0,00	0,32
total	99,494	99,673	98,48	98,52	98,957	98,777	98,934	98,925	98,66	98,535	97,536	99,769	98,657	98,846	98,55	100,11	99,07	98,76	98,94	98,76	98,83
Si	4,113	4,084	4,038	4,037	4,018	4,023	3,958	4,079	4,063	4,05	4,057	4,022	3,998	4,025	4,031	4,071	4,057	4,028	4,026	4,053	4,032
Al	0,353	0,388	0,341	0,37	0,32	0,315	0,376	0,301	0,315	0,313	0,276	0,338	0,302	0,37	0,322	0,314	0,326	0,339	0,330	0,333	0,331
Ti	3,557	3,561	3,618	3,574	3,645	3,642	3,709	3,646	3,635	3,622	3,631	3,64	3,676	3,585	3,616	3,602	3,606	3,623	3,647	3,677	3,641
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,035	0,032	0,000	0,00	0,00	0,00	0,00	0,048	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,00	0,00	0,00	0,00	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,007	0,000	0,005	0,000	0,004	0,003	0,00	0,002	0,004	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000
Fe ²⁺	0,121	0,132	0,118	0,148	0,13	0,16	0,047	0,151	0,148	0,147	0,145	0,124	0,143	0,14	0,161	0,096	0,089	0,095	0,123	0,091	0,086
Mn	0,006	0,007	0,005	0,004	0,007	0,01	0,005	0,008	0,006	0,01	0,01	0,006	0,008	0,004	0,012	0,013	0,020	0,002	0,011	0,012	0,000
Na	0,009	0,004	0,01	0,012	0,012	0,005	0,008	0,00	0,00	0,005	0,02	0,005	0,005	0,006	3,899	4,048	4,026	4,035	4,014	3,934	4,060
Ca	3,967	3,982	4,042	4,034	3,989	3,965	4,016	3,885	3,925	3,977	3,966	4,02	4,02	4,056	0,000	0,002	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000
K	0,002	0,003	0,003	0,001	0,003	0,001	0,00	0,00	0,00	0,002	0,002	0,004	0,001	0,004	0,000	0,002	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000
Nb	0,01	0,00	0,00	0,01	0,002	0,02	0,001	0,00	0,00	0,02	0,03	0,00	0,001	0,001	0,000	0,010	0,010	0,020	0,000	0,000	0,000
F	0,77	0,5	0,84	1,13	0,74	0,29	0,8	0,63	0,83	0,39	0,51	0,67	0,29	0,63	0,540	0,540	0,490	0,160	0,160	0,16	0,160

Tabela 9A (continuação)-- Análises representativas de feldspatos dos litotipos estudados; fórmulas calculadas para 32 oxigênio
Caldeirão Encantado-Plagioclásio

Arnos tra	CALET-9							CALEN7							CALEN-B				
	matriz		megacristal			meqacristal		matriz		meqacristal					1-centro		1-borda		
	1-centro	2-borda	2-borda	2-centro	centro	b.::>rdcl	3-borda	3-borda	3-bordo	3-centro	3-centro	3centro	4-borda	4-borda	5-centro	1-centro	1-centro	1-borda	2-borda
SiO2	62,575	61,977	62,782	62,203	62,943	64,46	63,97	64,591	62,632	62,605	63,456	63,525	63,883	63,711	62,979	59,906	59,237	59,723	61,474
Al2O6	24,005	24,135	23,656	24,459	23,322	22,977	23,894	23,686	24,35	24,327	24,143	24,129	23,674	23,776	23,997	24,078	24,212	23,632	23,57
FeO	0,026	0,045	0,043	0,054	0,005	0,012	0,092	0,021	0,075	0,099	0,014	0,014	0,104	0,059	0,05	0,062	0,102	0,069	0,019
CaO	5,057	5,076	4,517	5,576	4,643	3,977	4,838	4,481	5,283	5,119	5,016	5,011	4,481	4,359	4,876	5,119	5,224	4,93	4,58
hla20	9,052	9,138	9,432	8,894	9,474	9,757	9,128	9,191	8,926	8,753	8,862	9,025	9,281	9,455	9,131	9,084	9,057	9,048	9,346
Kp	0,191	0,212	0,234	0,227	0,14	0,095	0,229	0,231	0,247	0,249	0,174	0,172	0,15	0,157	0,172	0,194	0,162	0,173	0,19
BoO	0,00	0,00	0,057	0,185	0,00	0,10	0,129	0,00	0,00	0,072	0,129	0,00	0,058	0,014	0,043	0,00	0,014	0,00	
SrO	0,013	0,026	0,00	0,046	0,046	0,00	0,086	0,007	0,133	0,113	0,226	0,00	0,086	0,08	0,067	0,146	0,213	0,00	0,14
Total	100,92	100,61	100,72	101,64	100,57	101,38	102,37	102,21	101,65	101,27	101,96	102,01	101,66	101,66	101,29	98,63	98,21	97,59	99,32
Si	11,006	10,95	10,977	10,904	11,117	11,248	11,092	11,176	10,596	10,987	11,045	11,047	11,131	11,163	11,035	10,833	10,772	10,892	11,164
Al	4,972	5,022	5,036	5,049	4,851	4,722	4,879	4,826	5,016	5,009	4,949	4,942	4,858	4,803	4,952	5,128	5,185	5,076	4,806
fe ²⁺	0,004	0,007	0,008	0,008	0,001	0,002	0,013	0,003	0,011	0,015	0,002	0,002	0,015	0,009	0,007	0,009	0,016	0,011	0,003
Ba	0,00	0,00	0,004	0,013	0,00	0,007	0,009	0,00	0,00	0,00	0,005	0,009	0,00	0,004	0,001	0,003	0,00	0,001	0,85
Ca	0,953	0,961	0,846	1,047	0,845	0,744	0,899	0,831	0,99	0,961	0,935	0,934	0,837	0,818	0,915	0,992	1,018	0,936	0,00
Na	3,087	3,131	3,198	3,023	3,245	3,301	3,069	3,084	3,0209	2,978	2,991	3,043	3,136	3,212	3,102	3,1095	3,194	3,20	3,138
K	0,043	0,048	0,052	0,051	0,03	0,021	0,051	0,051	0,055	0,056	0,039	0,038	0,033	0,035	0,038	0,045	0,038	0,04	0,042
Sr	0,001	0,003	0,00	0,005	0,00	0,00	0,009	0,001	0,013	0,011	0,023	0,00	0,009	0,008	0,001	0,015	0,021	0,00	0,014
Ab	23,34	23,21	20,65	25,41	20,51	18,3	22,37	20,95	24,31	24,09	23,58	23,26	20,89	20,12	22,56	23,5	23,95	22,41	0,00
An	75,61	75,63	78,08	73,36	78,76	81,19	76,36	77,76	74,0	74,51	75,44	75,79	78,28	79,02	76,5	75,44	75,15	76,63	98,68
Or	1,05	1,16	1,27	1,24	0,73	0,52	1,27	1,29	34,0	1,40	0,98	0,95	0,82	0,86	0,94	1,07	0,89	0,96	1,32

Tabelas 9B (continuação)-- Análises representativas de feldspatos dos litotipos estudados; fórmulas calculadas para 32 oxigênio

Amostra	Muriel-PI erg; odási o											
	PM9			PM9			PM2			PM3		
	111eqq Cristal			meaacristal			rmgqH:rist<J l			m(J)triz		meqacristal
	1-b(xda	1-bordD	l-centro	borda	borda	borda	borda	centro	borda	bordo::J	centro	
SiO ₂	62,04	62,16	62,475	59,637	61,317	57,351	60,045	60,98	61,446	60,057	63,759	
Al2O3	24,008	23,614	23,136	25,295	24,318	25,287	24,095	24,521	24,08	24,84	18,691	
FeO	0,065	0,138	0,056	0,023	0,098	0,27	0,235	0,006	0,032	0,055	0,009	
CaO	5,128	4,57	4,142	6,404	5,659	6,269	6,523	6,057	5,374	6,419	0,02	
Na2O	9,247	9,45	9,617	13,429	8,854	09,334	8,533	8,245	8,637	8,152	0,772	
K ₂ O	0,18	0,251	0,214	0,189	0,346	0,18	0,238	0,161	0,272	0,136	15,535	
SoO	0,07	0,00	0,00	0,085	0,00	0,00	0,072	0,00	0,00	0,16	0,922	
total	100,74	100,18	99,64	100,14	100,61	97,69	99,74	99,97	99,84	99,96	100,71	
Si	10,96	11,02	10,65	10,65	10,86	10,51	10,74	10,85	10,94	10,74	11,94	
Al	4,99	4,93	4,85	5,32	5,08	5,46	5,09	5,14	5,05	5,23	4,06	
Fe2	0,01	0,02	0,01	0,00	0,02	0,04	0,04	0,00	0,01	0,01	0,00	
Ba	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,07	
Ca	0,97	0,87	0,79	1,23	1,07	1,23	1,25	1,15	1,03	1,23	0,00	
Na	3,17	3,25	3,32	2,92	3,04	2,96	2,97	2,84	2,98	2,83	0,28	
K	0,04	0,06	0,05	0,04	0,08	0,04	0,05	0,04	0,06	0,04	3,65	
An	23,22	20,79	19	29,26	25,61	29,07	29,32	28,6	25,2	30,05	0,10	
Ab	75,8	77,84	79,82	69,71	75,53	69,94	69,42	70,48	73,27	69,07	7,02	
Or	0,98	1,37	1,18	1,03	1,86	0,99	1,26	0,92	1,52	0,88	92,88	

Tabelas 9A (continuação)-Análises representativas de feldspatos dos litotipos estudados; fórmulas calculadas para 32 oxigênio

Amostra	CALEN-10				CALEN-34						CALEN-40					CALEN-41		
	---mega-cristal---				meaacristal matriz						---eqacris- ---triz---					---eaah:I---		
	borda	borda	centro	centro	borda	centro	borda	borda	borda	borda	centro	borda	borda	centro	borda	centro	borda	borda
SiO2	62,259	62,076	60,779	61,466	62,842	62,903	62,228	63,442	62,842	62,342	61,587	61,355	61,449	62,598	61,53	62,471	62,007	62,234
Al2O3	23,912	23,92	24,687	24,092	23,73	23,758	24,136	23,649	24,059	24,088	23,757	23,877	24,041	23,359	23,58	24,514	24,202	24,189
FeO	0,204	0,143	0,019	0,113	0,06	0,131	0,087	0,037	0,064	0,095	0,057	0,083	0,017	0,069	0,064	0,083	0,064	0,119
CaO	5,036	4,737	5,851	4,937	4,783	4,889	5,016	4,767	5,008	5,10	4,596	4,841	4,803	4,243	4,483	5,092	5,11	5,05
Na2O	9,042	9,247	8,587	9,058	8,976	9,177	8,732	9,013	8,972	8,752	9,435	9,326	9,439	9,627	9,343	9,031	8,964	8,779
K2O	0,189	0,215	0,193	0,227	0,143	0,191	0,251	0,179	0,192	0,186	0,148	0,156	0,191	0,172	0,21	0,01	0,122	0,2:12
SaO	0,00	0,114	0,014	0,057	0,126	0,126	0,098	0,00	0,014	0,00	0,00	0,00	0,071	0,00	0,00	0,014	0,101	0,043
SrO	0,133	0,00	0,06	0,193	0,058	0,00	0,032	0,058	0,00	0,00	0,026	0,013	0,00	0,073	0,15,9	0,08	0,013	0,06
Totall	100,78	100,45	100,19	100,14	100,72	101,18	100,58	101,15	101,15	100,56	99,61	99,65	100,01	100,14	99,37	101,66	100,58	100,71
Si	10,996	10,987	10,849	10,929	11,068	11,046	10,986	11,055	11,016	10,953	10,985	10,971	10,958	11,092	11,006	10,932	10,953	10,975
Al	4,974	4,986	5,105	5,045	4,922	4,913	5,018	4,932	4,967	4,984	4,99	5,004	5,049	4,875	4,967	5,052	5,053	5,023
Fe2+	0,004	0,021	0,003	0,017	0,009	0,019	0,013	0,005	0,009	0,14	0,009	0,009	0,003	0,01	0,01	0,012	0,009	0,018
Sa	0,00	0,008	0,001	0,004	0,009	0,009	0,007	0,00	0,001	0,00	0,00	0,00	0,005	0,00	0,00	0,001	0,007	0,003
Ca	0,953	0,898	1,119	0,94	0,903	0,92	0,949	0,905	0,954	0,96	0,878	0,881	0,841	0,806	0,859	0,955	0,967	0,954
Na	3,097	3,174	2,972	3,123	3,065	3,125	2,989	3,095	3,05	2,981	3,263	3,272	3,264	3,308	3,241	3,064	3,07	3,002
K	0,043	0,049	0,044	0,051	0,032	0,043	0,056	0,043	0,043	0,042	0,034	0,034	0,043	0,039	0,04,9	0,083	0,027	0,052
Sr	0,014	0,00	0,006	0,02	0,006	0,00	0,003	0,006	0,00	0,00	0,003	0,003	0,00	0,008	0,016	0,008	0,001	0,006
An	23,28	21,79	27,06	22,85	22,58	22,5	23,76	22,38	23,57	24,1	21,03	21,04	20,27	19,41	20,71	2:3,2B	23,79	23,8
Ab	75,67	77,02	71,87	75,91	76,63	76,44	74,84	76,55	75,36	74,84	78,16	78,15	78,69	79,65	78,13	74,7	75,54	74,9
Or	1,05	1,19	1,06	1,24	0,8	1,05	1,4	1,06	1,06	1,05	0,81	0,81	1,04	0,94	1,16	2,02	0,66	1,30

Tabelas 9A (continuação)- Análises representativas de feldspatos dos litotipos estudados; fórmulas calculados para 32 oxigênio

Amostra	Ca/deirão Ençan.: Jdo" Feldspato Poté:ssico												
	CALEN9			CAIB'J9D			CALEN41						
	me			me			me			me			
	1-bCirda	2.borda	2..borda	1 -borda	1 -bc,rdcl	2-borda	3-borda	3..borda	3 -CEntro	3-borda	1-b::>rda	borda	c:entro
SiO2	64,363	63,494	64,164	62,781	62,312	62,692	65,727	64,246	64,334	64,644	61,811	62,97	62,286
Al2O3	18,755	16,595	16,54	18,831	18,955	18,91	18,445	19,254	18,962	19,194	24,781	22,894	24,069
FeO	0,004	0,015	0,00	0,052	0,056	0,028	0,078	0,099	0,00	0,056	0,088	0,092	0,064
CaO	0,005	0,015	0,00	0,017	0,004	0,003	0,00	0,018	0,00	0,00	5,404	0,129	5,072
Na2O	0,675	0,396	0,247	1,072	1,011	0,996	0,64	0,974	0,846	0,885	8,766	4,838	8,799
K2O	15,78	15,236	15,219	15,107	14,949	15,16	15,494	15,29	15,411	15,375	0,186	0,086	0,213
B2O3	0,698	0,113	0,000	0,98	0,739	1,097	0,926	1,041	0,651	1,025	0,00	9,128	0,087
SrO	0,00	0,00	0,00	0,057	0,082	0,101	0,00	0,00	0,051	0,00	0,087	0,229	0,114
total	100,37	98,55	98,87	98,90	98,11	98,99	101,31	100,92	100,26	101,14	101,12	100,37	100,10
Si	11,086	12,045	12,094	10,817	11,746	11,803	12,019	11,83	11,891	11,846	10,87	11,092	10,988
Al	4,086	3,707	3,671	4,174	4,226	4,149	3,972	4,111	4,127	4,142	5,132	4,879	5,001
Fe2+	0,015	0,428	0,425	0,008	0,009	0,004	0,012	0,15	0,00	0,009	0,013	0,013	0,009
SeJ	0,051	0,00	0,00	0,072	0,055	0,081	0,066	0,074	0,047	0,00	0,00	0,009	0,006
Ca	0,001	0,00	0,00	0,003	0,001	0,001	0,00	0,003	0,00	0,074	1,018	0,889	0,959
Na	0,242	0,146	0,09	0,391	0,371	0,364	0,227	0,342	0,303	0,00	2,989	3,069	3,01
K	3,742	3,687	3,66	3,627	3,61	3,641	3,614	3,537	3,634	3,71	0,042	0,051	0,048
Sr	0,00	0,00	0,00	0,006	0,009	0,011	0,00	0,00	0,005	0,00	0,009	0,009	0,012
An	0,03	0,00	0,00	0,07	0,03	0,02	0,00	0,08	0,00	1,96	25,14	22,18	23,87
Ab	6,07	3,81	2,4	9,72	9,32	9,09	5,91	8,81	7,7	0,00	73,82	76,55	74,93
Or	93,9	96,19	97,6	90,2	90,66	90,89	94,11	91,11	92,3	98,04	1,04	1,27	1,19

Tabelas 9A (continuação)- Análises representativas de feldspatos dos litotipos estudados; fórmulas calculadas para 32 oxigênio

Boaueirão-FeldsDato P., >tássico

Am ostra	BQ1 B		BQ6B					8Q6					BQ21	
	meaacriStal		matriz		meQacrystal			matriz:		exsolução			meQacrystal	
	l-borda	l-centro	2-borda	3-borda	3-borda	3-borda	4-borda	5-borda	6-borda	7-borda	8-borda	9 -centro	1 -borda	l-borda
SiO	64,421	64,759	62,202	62,833	62,282	62,504	61,498	61,739	60,758	61,255	62,977	63,989	64,176	64,4313
Al2O3	18,799	18,691	18,959	19,219	18,987	19,005	18,827	18,883	19,052	18,875	19,236	19,333	18,753	18,696
FeO	0,028	0,009	0,002	0,067	0,025	0,027	0,018	0,00	0,025	0,007	0,017	0,000	0,028	0,018
CaO	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,000	0,00	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
ta20	0,744	0,772	0,857	0,862	0,878	0,894	0,877	0,965	0,836	0,676	1,009	0,963	0,679	0,676
K2O	15,481	15,535	15,441	15,488	15,415	15,281	15,351	14,976	15,293	15,455	14,583	15,05	15,597	15,519
BaO	0,95	0,922	1,604	1,507	1,202	1,478	1,219	1,686	1,58	1,578	1,822	1,447	0,382	0,764
SrO	0,00	0,00	0,086	0,00	0,122	0,018	0,129	0,196	0,000	0,000	0,084	0,128	0,100	0,100
total	100,423	100,708	99,151	99,976	98,911	99,207	97,919	98,445	97,544	97,846	99,728	100,913	99,715	100,211
Si	11,911	11,936	11,769	11,757	11,762	11,777	11,751	11,759	11,683	11,735	11,787	11,818	11,929	11,933
Al	4,093	4,057	4,234	4,235	4,235	4,217	4,236	4,235	4,315	4,259	4,24	4,205	4,105	4,077
Fe2+	0,004	0,001	0,000	0,01	0,004	0,004	0,004	0,000	0,004	0,001	0,003	0,000	0,004	0,003
Be	0,069	0,067	0,089	0,11	0,109	0,109	0,091	0,126	0,119	0,118	0,134	0,105	0,002	0,055
Ca	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
ta	0,267	0,276	0,316	0,313	0,322	0,327	0,325	0,356	0,312	0,251	0,366	0,345	0,245	0,243
K	3,652	3,653	3,717	3,697	3,72	3,673	3,759	3,639	3,752	3,778	3,4132	3,547	3,699	3,699
An	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ab	6,81	7,02	7,84	7,81	7,97	8,18	7,96	13,91	7,68	0,23	9,51	8,86	6,21	6,16
Or	93,19	92,88	92,16	92,19	92,03	91,83	92,04	91,09	92,32	93,77	90,49	91,14	93,73	93,84

Tabelas 9A. (continuação)-- Análises representativas de feldspatos dos litotipos estudados; fórmulas colculadas poro 32 oxigênio

Amostra	BQ1A		BQ2			BQ18							me		
	1-bordcJ	2-bordJ	2-borda	3 -borda	3-borda	3-centro	3.borda	3-centro	4-borda	4 -centro	l-borda	l -centro)	centro	borda	
SiO2	61,927	64,184	63,667	58,945	60,65	60,981	60,913	60,65	60,734	61,814	58,926	59,782	60,251	60,083	
Al2O3	23,972	23,024	22,877	25,192	25,31	24,965	24,959	25,31	25,481	24,492	25,323	25,288	25,38	24,971	
FI30	0,134	0,146	0,165	0,056	0,054	0,072	0,00	0,072	0,03	0,005	0,042	0,098	0,056	0,051	
CaO	5,283	4,133	3,976	6,528	6,3113	5,935	6,1	6,318	6,502	5,589	6,319	6,32	6,302	5,901	
Na2O	8,782	9,961	9,337	7,986	8,016	7,988	8,216	7,988	8,056	8,333	7,91	8,278	8,199	8,397	
Kp	0,113	0,113	0,165	0,203	0,201	0,185	0,211	0,201	0,06	0,146	0,232	0,266	0,226	0,148	
BoO	0,00	0,00	0,034	0,00	0,00	0,042	0,00	0,046	0,284	0,028	0,00	0,00	0,099	0,00	
SrO	0,00	0,00	0,00	0,118	0,046	0,216	0,17	0,00	0,007	0,00	0,026	0,151	0,00	0,099	
total	100,211	101,561	100,221	99,028	100,595	100,384	100,569	100,585	101,23	100,407	98,778	100,183	100,5 D	99,65	
S	10,97	11,217	11,234	10,62	10,725	10,817	10,791	10,736	10,681	10,922	10,639	10,575	10,721	10,746	
Al	5,002	4,749	4,754	5,345	5,271	5,215	5,207	5,276	5,277	5,096	5,384	5,268	5,319	5,259	
Fe2+	0,02	0,021	0,024	0,003	0,008	0,011	0,00	0,011	0,004	0,001	0,006	0,014	0,008	0,008	
Bo	0,00	0,00	0,002	0,054	0,00	0,003	0,00	0,003	0,02	0,002	0,007	0,007	0,00	0,00	
Ca	1,003	0,774	1,128	1,26	1,197	1,128	1,199	1,198	1,225	1,058	1,222	1,198	1,15	1,131	
ta	3,017	3,284	3,195	2,97	2,817	2,747	2,754	2,742	2,899	2,855	2,769	2,839	2,781	2,912	
K	0,026	0,024	0,037	0,047	0,045	0,042	0,048	0,045	0,031	0,033	0,034	0,6	0,046	0,034	
An	24,8	18,96	18,88	29,46	29,5	28,8	30	30,1	29,8	26,8	30,4	25,8	28,9	27,7	
Ab	74,6	80,45	80,2	69,44	69,4	70,1	68,8	68,8	72,4	68,8	61,2	68,8	61,2	71,4	
ar	0,64	0,59	0,93	1,10	1,11	1,07	1,20	1,13	0,75	0,84	0,84	12,94	1,16	0,83	

Tabela 19A- Minerais normativos (norma CIPW) das rochas do plúton de Caldeirão Encantado

	Q	C	An	Ab	Or	Di-Wo	Di-Di	Di-Hd	Di	Ap	Di-En.	Di-Fs	Hy-En.	Hy-Fs	Hy	Mt	He	Il	Total
Calen 5	27,4	0,65	13,8	28,08	21,68	0,00	0,00	0,00	0,00	0,46	0,00	0,00	3,15	0,00	0,00	2,12	1,11	1,57	100,0
Calen 6	21,46	0,97	13,21	31,52	22,54	0,00	0,00	0,00	0,00	0,53	0,00	0,00	4,62	0,00	0,00	0,81	3,01	1,34	100,0
Calen 7	17,46	0,7	13,23	32,21	22,43	0,00	0,00	0,00	0,00	0,55	0,00	0,00	4,63	6,80	0,00	0,58	0	1,43	100,0
Calen8	23,37	0,85	12,54	31,7	22,36	0,00	0,00	0,00	0,00	0,48	0,00	0,00	4,21	0,00	0,00	3,02	0,24	1,22	100,0
Calen9	7,46	0,16	13,23	24,82	15,87	0,00	0,00	0,00	0,00	0,3:2	0,00	0,00	31,9	1,57	0,00	3,61	0	1,08	100,0
Calen 11	26,3	1,35	10,61	31,04	23,69	0,00	0,00	0,00	0,00	0,37	0,00	0,00	3,18	0,00	0,00	1,1	1,44	0,92	100,0
Calen 12	40,15	1,47	2,19	22,71	29,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,43	0,00	0,00	0,7	2,44	0,00	0,52	0	0,36	99..99
Calen 13	21,07	0,68	13,17	31,4.3	22,83	0,00	0,00	0,00	0,00	0,44	0,00	0,00	3,93	4,83	0,00	0,47	0	1,15	100,0
Calen 14	30,85	1,3	10,14	29,29	22,48	0,00	0,00	0,00	0,00	0,24	0,00	0,00	2,77	0,00	0,00	0,84	0,97	1,1	100,0
Calen 16	25,36	1,05	12,2	31,48	21,43	0,00	0,00	0,00	0,00	0,38	0,00	0,00	3,93	0,00	0,00	0,79	2,67	0	99..29
Calen 19	29,52	1,06	10,25	29,00	22,36	0,00	0,00	0,00	0,00	0,35	0,00	0,00	2,89	0,00	0,00	3,29	0,16	1	99..88
Calen 24	24,38	1,15	10,65	32,65	24,93	0,00	0,00	0,00	0,00	0,26	0,00	0,00	2,94	0,00	0,00	1,33	0,95	0,76	100,0
Calen 31	17,56	0	0,89	33,72	40,13	0,83	0,83	0,00	0,00	0,31	0,28	0,57	1,53	3,14	0,00	0,55	0	0,5	100,8
Calen 32	21,1	0,66	11,9	32,97	22,77	0,00	0,00	0,00	0,00	0,35	0,00	0,00	4,04	5,16	0,00	0,03	0	0,03	99..0" 1
Ca len 34	20,1	0,85	12,97	36,05	21,13	0,00	0,00	0,00	0,00	0,36	0,00	0,00	4,01	0,67	0,00	2,9	0	0,97	100,0
Calen 34a	22,2	0,88	12,13	31,74	24,29	0,00	0,00	0,00	0,00	0,33	0,00	0,00	3,69	1,80	0,00	1,94	0	1,01	100,0
Calen 41	19,35	0,64	13,52	32,15	22,2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,4:2	0,00	0,00	4,41	5,41	0,00	0,57	0	1,28	100,0
Calen 6E	39,43	1,10	4,02	19,29	25,5	0,00	0,00	0,00	0,00	0,11	0,00	0,00	0,93	4,75	0,00	3,95	0	0,93	100,0
Calen 11 E	11,35	0,00	13,29	23,0:3	27,31	0,83	0,83	0,00	0,00	0,89	0,72	0,00	6,5	0,00	0,00	9,62	0,1	4,27	100,8
Calen 11 F	44,17	2,42	1,19	20,14	28,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,78	0,00	0,00	0,51	1,6	0,48	99..37
Calen 16E	38,06	1,35	2,28	12,52	39,44	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	0,00	0,00	0,77	3,76	0,00	1,1	0	0,64	100,0
Calen 24E	49,36	4,41	0,78	10,98	29,86	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	1,1	2,80	0,00	0	0	0,68	100,0
Calen 32a	41,57	2,78	0,96	17,91	33,19	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,77	0,03	0,00	2,41	0	0,32	100,0
Calen 33	32,28	1,07	6,2	33,18	17,88	0,00	0,00	0,00	0,00	0,24	0,00	0,00	1,44	2,41	0,00	4,38	0	0,92	100,0
Calen9d	20,19	0,00	5,51	6,27	50,78	4,04	4,04	0,00	0,00	1,4:2	3,48	0,00	0,00	0,00	0,00	3,36	3,38	1,25	103,7 2
Calen 33d	15,58	0,00	0,12	30,9	42,95	3,28	3,28	0,00	0,00	0,29	2,12	0,93	0,37	0,16	0,00	2,67	0	0,63	103,3

Tabela 19B- Minerais normativos (norma CIPW) das rochas dos plútons de Muriei e Boqueirão

	Q	C	An	Ab	Or	Di-Wo	Di-Di	Di-Hd	Di	Ap	Di-En	Di-fs	Hy-En	Hy-fs	Hy	Mt	He	Il	Total
PM2	19,89	0,00	17,78	27,96	20,4	0,85	0,85	0,00	0,00	0,33	0,62	0,15	5,57	1,30	0,00	3,74	0,00	1,41	100
PM9	18,53	0,00	17,99	29,99	22,12	0,53	0,53	0,00	0,00	0,29	0,44	0,01	4,69	0,12	0,00	4,10	0,00	1,19	100
PM10	22,4	0,00	16,94	26,97	19,23	1,12	1,1:2	0,00	0,00	0,35	0,97	0,00	5,43	0,00	0,00	2,78	2,34	1,47	100
PM 100	16,7	0,81	3,24	8,27	62,9Ei	0,00	0,00	0,00	0,00	0,15	0,00	0,00	1,24	5,52	0,00	0,78	0,00	0,6:	100
PM2D	40,1.3	3,12	3,79	21,62	25,6Ei	0,00	0,00	0,00	0,00	0,13	0,00	0,00	0,86	0,00	0,00	2,66	1,44	0,5Ei	100
BQ2	13,48	0,08	15,99	27,5	26,44	0,00	0,00	0,00	0,00	0,53	0,00	0,00	6,05	8,65	0,00	0,00	0,00	1,2Ei	100,0
8Q4	17,78	0,15	15,44	27,58	24,38	0,00	0,00	0,00	0,00	0,62	0,00	0,00	5,94	6,64	0,00	0,26	0,00	1,21	100,0
BQ9	18,77	0,00	17,21	30,28	20,83	0,78	0,78	0,00	0,00	0,29	0,43	0,32	4,45	3,29	0,00	2,17	0,00	1,18	100,8
BQ13	27,77	0,14	12,56	31,53	19,97	0,00	0,00	0,00	0,00	0,33	0,00	0,00	3,26	0,00	0,00	1,16	2,01	1,27	100,0
BQ1 4	12,58	0,00	13,13	21,24	30,75	2,65	2,65	0,00	0,00	0,84	2,28	0,00	7,72	0,00	0,00	4,23	2,80	1,79	102,7
8G1140	21,28	0,00	15,01	27,61	22,67	0,04	0,04	0,00	0,00	0,51	0,02	0,02	5,51	3,71	0,00	2,38	0,00	1,25	100,1
BQ1 5	19,8	0,00	14,71	25,91	25,77	0,23	0,23	0,00	0,00	0,51	0,14	0,08	5,81	3,23	0,00	2,51	0,00	1,32	100,3
BQ150	29,51	6,51	7,1	11,9	24,86	0,00	0,00	0,00	0,00	0,44	0,00	0,00	7,46	7,22	0,00	3,11	0,00	1,90	100,0
8Q15b	30,98	6,15	7,44	12,41	24,14	0,00	0,00	0,00	0,00	0,35	0,00	0,00	7,4	4,93	0,00	4,39	0,00	1,87	100,0
BQ190	34,28	2,72	3,4	43,24	13,81	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	1,17	0,00	0,00	0,07	1,11	0,00	99,87
BQ2 1	13,19	0,00	7,59	32,11	29,44	2,25	0,00	0,00	0,00	0,67	1,28	0,87	5,60	3,82	0,00	1,89	0,00	1,29	100,0
8Q/2 2	23,75	0,31	13,44	26,88	25,26	0,00	0,00	0,00	0,00	0,46	0,00	0,00	5,05	0,00	0,00	3,26	0,44	1,15	100,0
BQ6 e	17,62	0,00	14,69	26,06	19,44	1,39	0,00	0,00	0,88	0,41	8,89	4,17	0,00	0,00	0,00	4,12	1,65	0,69	100,0
8Q3e	14,32	0,00	17,18	26,9	18,4	0,7	0,00	0,00	0,33	0,36	8,79	9,79	0,00	0,00	0,00	0,6	1,86	0,76	100,0
8Q18e	34,56	0,00	7,42	25,34	27,94	0,83	0,00	2,44	0,71	0,00	0,20	0,00	0,00	0,00	0,00	0,26	0,00	0,11	99,8
BQ4 d	15,36	0,00	8,87	8,05	43,96	4,21	0,00	0,00	2,05	2,08	6,37	6,46	0,00	0,00	0,00	0,09	1,12	1,39	100,0
8Q11d	5,74	0,00	0,77	22,77	52,56	5,28	0,00	0,11	4,55	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	5,06	1,22	0,80	98,9
BQ1 d	15,27	0,00	4,84	10,89	57,81	1,38	0,00	0,00	0,61	0,77	1,60	2,03	0,00	0,00	0,00	3,46	0,94	0,40	100,0
BQ21d	10,74	0,00	3,41	12,06	53,67	5,08	0,00	0,00	2,30	2,74	3,37	4,02	0,00	0,00	0,00	1,01	0,94	0,66	100,0
BQ180	6,99	0,00	28,8	17,95	2,65	13,06	0,00	8,11	11,25	0,00	2,14	0,00	0,00	0,00	0,00	3,39	5,27	0,40	100,0
8Q7a	0,00	0,00	28,63	17,66	0,98	13,3	0,00	0,00	6,66	6,35	0,00	0,00	0,00	9,42	9,92	0,00	4,87	0,36	98,2

Tabela 19C - Minerais normativos (norma CIPW) das rochas do plúton de Conceição das Creoulas

	CC-02	CC-04	CC-05	CC-06	eC-07	CC-09	CC-16A	CC-18	CC-19	CC-20	CC-21	CC-22	CC-24	CC-26	CC-29	eC-05E	CC-19E	CC-20E	CC-24E	CC-32E	CC-33E	
Q	27,89	19,95	21,65	26,76	27,06	25,9	27,00	25,93	21,67	22,78	25,98	24,36	21,69	29,38	23,51	16,03	6,81	14,27	6,98	9,69	12,26	
C	0,33	0,45	0,11	0,73	0,00	0,40	0,85	1,17	0,22	0,33	0,44	0,25	0,26	1,29	0,29	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
An	11,74	13,17	13,31	11,46	11,85	12,41	11,02	13,45	15,93	14,11	11,63	15,0	15,79	10,38	11,89	31,01	18,48	17,47	19,22	24,97	20,15	
Ab	36,77	29,10	32,55	32,64	31,61	33,35	32,43	29,15	34,28	32,39	30,85	30,0	29,97	30,51	35,84	17,86	30,89	30,9	24,87	9,87	20,57	
Or	17,32	28,9	23,33	21,00	22,7	20,9	22,05	20,96	17,36	20,83	24,54	19,75	19,14	20,72	20,26	18,05	14,38	11,99	20,36	20,56	19,16	
Di-Wo	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Di-Di	0,00	0,00	0,00	0,00	0,32	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,01	2,88	4,75	0,29	1,90	
Di-Hd	0,00	0,00	0,00	0,00	0,19	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,48	1,69	1,23	0,25	0,86	
Di	0,00	0,00	0,00	0,00	0,51	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,49	4,57	5,97	0,54	2,76	
Ap	0,29	0,50	0,46	0,41	0,38	0,41	0,36	0,41	0,60	0,50	0,34	0,58	0,65	0,38	0,41	0,92	0,94	0,62	0,82	1,31	0,74	
Di-En	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Di-fs	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Hy-En.	1,99	3,28	3,03	2,4	2,11	2,32	2,29	3,03	4,04	3,76	2,19	4,04	4,54	2,35	2,51	5,62	10,54	9,42	10,21	12,88	10,29	
Hy-fs	1,10	2,33	2,25	2,33	1,42	1,34	1,95	2,25	1,23	1,32	1,44	1,51	4,97	2,75	3,67	3,05	7,08	2,79	9,86	6,67	9,15	
Hy	3,08	5,6	5,27	4,74	3,53	3,66	4,23	5,28	5,26	5,08	3,64	5,55	9,51	5,1	6,18	8,67	17,61	12,21	20,07	19,55	19,44	
Mt	1,68	1,76	2,05	1,19	1,33	1,85	1,02	2,38	3,08	2,63	1,62	2,94	1,29	1,22	0,45	3,69	4,41	4,85	4,85	9,20	4,41	
He	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Il	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Total	100,01	100,01	100,01	100,01	100,1		100,01	100,01	100,01	100,01	100,01	100,01	100,01	100,01	100,02	100,01	100,01	100,02	100,02	100,02	100,03	100,02

Tabela 19.1 – Análises químicas para elementos maiores (em % de peso), elementos traços (em ppm) e elementos terras raras para as rochas do plúton de Caldeirão Encantado, seus enclaves e rochas encaixantes

AMOSTRA	CE5	CE-6	CE-7	CE-8	CE-9	CE10	CE11	CE13	CE14	CE16	CE19	CE24	CE32	CE34	CE41A	CE9D	CE11D	CE32D	CE-6E	CE11E1	CE11E2	CE12E	CE16E	CE24E	CE32E	CE33E
SiO ₂	68,21	65,83	65,66	67,38	69,05	68,06	68,84	67,17	70,42	67,11	67,1	69,07	68,21	65,51	66,36	62,92	68,21	66,87	75,5	56,4	77,06	77,39	75,82	78,52	76,64	71,91
TiO ₂	0,82	0,7	0,75	0,64	0,65	0,56	0,48	0,6	0,57	0,71	0,68	0,4	0,53	0,50	0,67	0,65	0,53	0,33	0,5	2,21	0,25	0,19	0,34	0,35	0,17	0,49
Al ₂ O ₃	15,05	16	15,93	15,68	14,6	15,33	15,49	15,7	14,61	15,27	15,38	15,93	15,58	16,18	15,83	12,36	12,36	13,84	11,29	14,13	11,91	12,08	11,93	12,31	12,77	13,2
MgO	1,25	1,84	1,85	1,68	1,39	1,46	1,26	1,56	1,09	1,54	1,7	1,17	1,61	1,57	1,18	1,37	0,99	0,99	0,38	2,84	0,31	0,28	0,31	0,44	0,31	0,58
MnO	0,04	0,07	0,07	0,07	0,07	0,08	0,05	0,06	0,05	0,06	0,06	0,05	0,06	0,04	0,08	0,17	0,08	0,08	0,05	0,25	0,2	0,05	0,02	0,01	0,01	0,09
Cão	3,01	2,93	2,96	2,78	3,25	2,39	2,32	2,87	2,14	2,61	2,68	2,28	2,58	2,75	2,93	4,09	1,75	1,75	0,89	3,5	0,24	0,68	0,51	0,18	0,23	1,4
Na ₂ O	3,3	3,71	3,81	3,74	3,36	3,65	3,64	3,69	3,41	3,65	3,6	3,85	3,89	4,18	3,78	0,73	3,63	3,63	2,34	2,68	2,38	2,7	1,49	1,3	2,13	3,96
K ₂ O	3,64	3,79	3,79	3,77	3,07	3,68	3,97	3,83	3,74	3,55	3,7	4,2	3,84	3,50	3,73	8,45	7,21	7,21	4,42	4,54	4,74	4,93	6,71	5,05	5,64	3,05
P ₂ O ₅	0,21	0,24	0,25	0,22	0,17	0,15	0,17	0,2	0,11	0,17	0,18	0,12	0,16	0,16	0,19	0,64	0,13	0,13	0,05	0,4	0,64	0,2	0,04	0,02	0,03	0,11
FeO	1,35	0,81	4,49	1,44	1,44	3,72	0,72	3,24	0,72	0,18	1,81	0,72	3,26	1,63	2,62	1,44	1,63	1,63	4,31	4,67	0,18	1,62	2,69	0,73	0,91	3,05
Fe ₂ O ₃	2,55	3,55	0,4	2,32	2,85	--	2,18	0,32	1,53	3,15	2,25	1,86	0,03	1,96	0,39	5,61	1,83	1,83	2,78	6,72	1,95	0,36	0,75	1,87	1,66	3,05
TOTAL	99,43	99,47	99,96	99,72	99,87	99,08	99,12	99,24	98,39	98	99,14	99,65	99,75	97,98	97,76	98,43	98,35	98,29	102,51	98,34	99,86	100,22	100,61	100,78	100,5	100,89
Cr	271	198	194	161	147	204	200	175	184	177	173	254	227	204	196	60	63	185	182	81	162	175	236	144	227	156
Ni	16	24	19	17	17	12	16	26	52	58	53	20	19	27	30	6	10	23	61	3	15	25	46	28	25	13
Ba	1123	1438	1428	1523	704	1219	1475	1544	1435	1411	1411	1512	1388	1239	1441	8783	3645	3689	857	561	884	842	704	744	895	571
Rb	126	124	124	122	128	141	119	112	103	104	114	137	135	133	124	200	195	222	122	217	184	215	159	178	235	149
Sr	573	1196	11,6	1184	510	1073	1186	1298	1033	1071	1151	1179	1171	1214	1214	1968	558	837	171	131	46	48	69	40	91	136
Zr	264	320	328	295	239	277	247	295	207	256	290	239	290	296	333	422	217	240	588	190	260	270	339	205	248	500
Nb	15	28	28	25	14	19	18	22	15	19	24	18	23	22	25	11	10	9	21	10	19	21	13	19	15	20
Ta	--	--	--	--	6	--	--	--	--	--	7	--	--	6	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--
Th	--	--	--	--	3	--	--	--	--	--	4	--	--	4	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--
Y	--	--	--	--	21	--	--	--	--	--	29	--	--	17	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--
La	--	--	--	35,66	33,24	--	--	--	--	--	60,79	--	--	50,36	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--
Ce	--	--	--	78,30	62,61	--	--	--	--	--	105,1	--	--	86,86	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--
Nd	--	--	--	35,13	23,56	--	--	--	--	--	34,50	--	--	26,82	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--
Sm	--	--	--	6,26	4,46	--	--	--	--	--	6,00	--	--	4,91	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--
Eu	--	--	--	1,11	1,10	--	--	--	--	--	1,46	--	--	1,17	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--
Gd	--	--	--	3,91	3,04	--	--	--	--	--	4,06	--	--	3,33	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--
Dy	--	--	--	2,42	1,63	--	--	--	--	--	2,24	--	--	1,72	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--
Ho	--	--	--	0,49	0,28	--	--	--	--	--	0,39	--	0,29	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--
Er	--	--	--	1,06	0,63	--	--	--	--	--	0,90	--	--	0,74	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--
Yb	--	--	--	0,66	0,32	--	--	--	--	--	0,51	--	--	0,46	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--
Lu	--	--	--	0,09	0,06	--	--	--	--	--	0,09	--	--	0,08	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--
La/Lu	--	--	--	42,06	59,49	--	--	--	--	--	68,59	--	--	63,75	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--
Eu/Eu*	--	--	--	0,63	0,86	--	--	--	--	--	0,86	--	--	0,84	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--
Σ	--	--	--	165,1	130,93	--	--	--	--	--	215,55	--	--	176,74	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--

Tabela 19.2 – Análises químicas para elementos maiores (em % de peso), elementos traços (em ppm) e elementos terras raras para as rochas Boqueirão, Murici, seus enclaves e rochas encaixantes

AMOSTRA	BQ1	BQ2	BQ4	BQ9	BQ13	BQ14	BQ15	BQ21	BQ22	BQ1D	BQ4D	BQ11D	BQ21D	BQ3E	BQ6E	BQ7E	BQ14E	BQ15E1	BQ15E2	BQ18A	BQ18E	BQ19E	PM1	PM2	PM9	PM9E	PM10	PM10D	PM11	PM2D	PM3D
---------	-----	-----	-----	-----	------	------	------	------	------	------	------	-------	-------	------	------	------	-------	--------	--------	-------	-------	-------	-----	-----	-----	------	------	-------	------	------	------

SiO ₂	68,10	63,68	64,49	64,31	68,98	65,69	65,27	64	66,76	64,62	63,41	60,2	64,04	61,25	61,82	45,25	59,16	64,71	64,64	47,47	75,28	73,98	63,69	64,63	63,94	71,35	64,88	66,87	69,86	75,26	62,71	
TiO ₂	0,37	0,67	0,82	0,61	0,66	0,65	0,69	0,67	0,60	0,49	0,58	0,63	0,49	0,81	0,85	2,49	0,94	1,0	1,0	2,73	0,21	0,13	0,79	0,74	0,62	0,48	0,77	0,33	0,53	0,31	0,44	
Al ₂ O ₃	16,43	16,08	15,02	15,75	14,4	14,87	15,03	14,21	14,96	14,29	12,71	14,11	13,38	14,92	13,74	14,35	13,81	16,02	15,64	14,31	12,96	14,7	14,98	15,67	16,31	13,89	14,94	15,03	13,82	13,7	13,95	
MgO	1,01	2,41	2,29	1,92	1,29	2,19	2,36	2,71	2,00	0,87	3,32	1,78	2,27	3,6	3,83	7,81	3,87	2,99	2,93	5,27	0,37	0,46	2,29	2,47	2,03	0,63	2,55	0,49	0,85	0,35	1,46	
MnO	0,04	0,09	0,08	0,09	0,05	0,09	0,1	0,11	0,08	0,12	0,11	0,13	0,08	0,14	0,15	0,17	0,15	0,2	0,2	0,23	0,08	0,02	0,1	0,10	0,09	0,09	0,11	0,11	0,08	0,04	0,12	
CaO	2,91	3,49	3,3	3,93	2,68	3,28	3,32	2,93	2,93	1,83	4,51	4,21	3,48	4,17	3,92	12,02	4,2	1,67	1,68	12,12	1,98	0,71	3,96	4,16	3,99	0,62	4,13	0,73	1,16	0,85	2,65	
Na ₂ O	4,19	3,24	3,09	3,53	3,69	3,23	4,04	3,74	3,15	1,27	0,94	2,65	1,42	3,18	3,02	2,42	2,45	1,41	1,47	2,10	3,04	5,04	0,17	3,30	3,51	2,55	3,18	0,97	2,1	2,61	1,8	
K ₂ O	3,45	4,45	3,72	3,46	3,37	3,79	4,32	4,9	4,23	9,63	7,33	8,74	9,03	3,16	3,22	0,16	5,08	4,21	4,06	0,44	4,79	2,3	3,18	3,44	3,70	5,49	3,24	10,55	5,95	4,43	7,97	
P ₂ O ₅	0,17	0,24	0,29	0,13	0,15	0,23	0,23	0,3	0,21	0,18	0,63	0,36	0,3	0,31	0,31	0,16	0,41	0,16	0,16	0,18	0,05	0,02	0,5	0,15	0,13	0,08	0,16	0,07	0,09	0,06	0,2	
FeO	1,97	4,71	4,13	3,05	0,9	3,23	3,08	3,59	1,45	2,88	5,03	1,98	4,34	6,29	4,31	12,79	3,23	5,61	4,71	3,26	2,65	1,14	2,51	5,20	1,80	3,23	1,44	3,41	3,6	1,08	5,52	
Fe ₂ O ₃	0,06	--	0,18	1,47	2,78	1,62	1,72	1,28	2,66	2,35	0,06	3,54	0,69	0,4	2,78	--	4,24	2,15	3,01	10,28	--	--	2,57	0,31	2,80	0,62	4,24	0,53	0,82	3,34	0	
TOTAL	98,7	99,06	97,41	98,25	98,95	98,87	100,16	98,44	99,03	98,53	98,63	98,33	99,52	98,23	97,95	97,62	97,54	100,13	99,5	98,39	101,41	98,5	94,74	100,17	98,92	99,64	99,09	98,86	102,03	96,82		
Cr	182	186	173	220	209	268	198	178	156	112	79	64	122	301	271	373	230	172	262	115	349	302	191	156	166	124	229	155	140	139	144	
Ni	15	15	31	24	29	12	19	34	15	13	31	27	22	39	38	94	13	42	40	22	26	22	22	10	16	11	21	10	15	20	20	
Ba	1334	1737	1425	1034	1074	1162	1525	1446	1122	5414	4070	5339	3995	861	981-	1104	619	678	383	773	248	839	928	1251	784	936	6015	786	458	4409		
Rb	87	100	104	118	138	135	139	147	145	242	105	168	270	109	120	15	163	137	135	21	204	91	114	94	124	280	126	280	267	236	223	
Sr	110	1058	1041	648	578	1041	1046	1279	960	1204	1219	879	1146	804	739	415	719	70	88	356	71	276	543	487	685	56	564	811	66	105	1320	
Zr	212	282	273	189	239	297	291	345	262	231	257	83	216	228	177	128	327	175	171	160	264	101	210	193	198	307	218	232	316	173	291	
Nb	10	21	18	8	18	23	25	35	22	7	--	10	7	18	12	11	31	15	13	9	11	21	13	11	11	21	17	6	21	17	9	
Ta	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--
Th	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--
La		63,11			48,77						55,65									26,31				24,56	28,30							
Ce		120,6			86,32						92,68									40,18				38,87	44,61							
Nd		41,73			35,09						33,19									20,37				11,91	14,49							
Sm		8,45			6,86						6,65									2,88				2,12	2,72							
Eu		1,83			1,12						1,43									1,08				0,48	0,63							
Gd		5,79			4,61						4,63									2,48				1,17	1,80							
Dy		3,11			3,30						2,91									1,68				0,65	0,86							
Ho		0,59			0,64						0,50									2,67				0,10	0,16							
Er		1,39			1,60						1,13									0,69				0,19	0,38							
Yb		0,74			1,32						0,59									0,43				0,20	0,20							
Lu		0,12			0,19						0,11									0,06				0,03	0,03							
La/Lu		55,99			27,22						51,12									48,77				91,05	94,76							
Eu/Eu*		0,76			0,573						0,75									1,21				0,84	0,82							
Σ		247,5			189,8						199,47									98,83				80,06	93,88							

Tabela 19.3 – Análises químicas para elementos maiores (em % de peso), elementos traços (em ppm) e elementos terras raras para as rochas do plúton de Conceição das Creoulas, seus enclaves e rochas encaixantes

AMOSTRA	CC02	CC04	CC05	CC06	CC07	CC09	CC16A	CC18	CC19	CC20	CC21	CC22	CC24	CC26	CC27	CC28	CC29	CC30	CC33	CC05E	CC19E	CC20E	CC24E	CC32E	CC33E	CC1e	CC11e	CC27e	CC37e
SiO ₂	70,4	66,1	66,9	69,2	70,1	69,0	70,0	67,3	65,5	67,0	69,2	66,5	65,7	70,3	69,3	67,2	69,0	68,9	66,8	61,2	56,5	60,1	55,7	51,6	57,7	75,3	76,11	78,11	73,84
TiO ₂	0,47	0,72	0,67	0,56	0,56	0,59	0,55	0,67	0,84	0,71	0,51	0,83	0,90	0,54	0,51	0,71	0,61	0,58	0,69	1,20	1,00	0,90	1,20	1,10	1,10	0,18	0,33	0,22	0,42
Al ₂ O ₃	14,8	15,9	14,4	14,9	14,5	15,1	15,1	15,4	15,7	15,5	15,0	15,0	15,2	14,8	15,2	15,0	15,2	15,3	16,2	15,6	15,2	14,4	15,4	14,8	15,0	12,3	12,18	12,04	13,47
MgO	0,79	1,30	1,20	0,95	0,90	0,92	0,91	1,20	1,60	1,50	0,87	1,60	1,80	0,94	0,72	1,10	1,00	0,97	1,30	2,40	4,70	4,60	4,10	5,40	4,20	0,21	0,27	0,28	0,67
MnO	0,03	0,04	0,04	0,02	0,03	0,02	0,06	0,04	0,06	0,06	0,03	0,06	0,08	0,06	0,02	0,03	0,07	0,04	0,07	0,07	0,13	0,14	0,13	0,17	0,13	0,07	0,05	0,02	0,04
CaO	2,50	2,90	2,90	2,50	2,70	2,70	2,40	2,90	3,50	3,10	2,50	3,30	3,50	2,30	2,20	2,90	2,60	2,5	3,00	4,40	5,30	5,30	4,40	6,30	4,70	0,71	1,03	0,35	1,21
Na ₂ O	4,30	3,40	3,80	3,80	3,70	3,90	3,80	3,40	4,00	3,80	3,60	3,50	3,50	3,60	3,90	3,60	4,20	3,9	3,70	3,60	3,60	3,60	2,90	1,40	2,40	2,20	2,52	2,15	2,68
K ₂ O	2,90	4,70	3,90	3,50	3,80	3,50	3,70	3,50	2,90	3,50	4,10	3,30	3,20	3,50	4,30	4,00	3,40	3,7	3,80	3,00	2,40	2,00	3,40	3,40	3,20	5,90	4,65	5,48	5,07
P ₂ O ₅	0,12	0,21	0,19	0,17	0,16	0,17	0,15	0,17	0,25	0,21	0,14	0,24	0,27	0,16	0,16	0,210	0,17	0,16	0,22	0,38	0,39	0,26	0,34	0,54	0,31	0,07	0,03	0,03	0,09
FeO	1,50	2,40	2,40	2,10	1,70	1,80	1,80	2,50	2,30	2,10	1,70	2,40	3,80	2,30	1,50	2,2	2,60	1,7	2,80	3,90	6,40	4,00	7,80	7,40	7,10	1,70	1,8	0,36	1,62
Fe ₂ O ₃	1,15	1,20	1,40	0,81	0,91	1,26	0,70	1,62	2,10	1,80	1,10	2,00	0,88	0,34	1,00	1,63	0,31	1,37	0,79	2,50	3,00	3,30	3,30	6,20	3,00	0,31	0,45	1,14	1,44
CO ₂	0,28	0,29	0,29	0,24	0,22	0,25	0,22	0,24	0,38	0,28	0,38	0,38	0,29	0,33	0,57	0,56	0,14	0,37	0,25	0,19	0,19	0,31	0,22	0,22	0,19	0,55	---	---	---
H ₂ O	0,49	---	0,52	0,89	0,41	0,44	0,25	0,76	0,53	0,10	0,55	0,53	0,31	0,33	0,31	0,54	0,34	0,18	0,20	1,26	0,67	0,66	0,63	1,31	0,75	0,23	---	---	---
TOTAL	99,73	99,20	98,60	99,6	99,69	99,65	99,64	99,7	99,66	99,7	99,7	99,6	99,4	99,5	99,7	99,7	99,64	99,67	99,82	99,7	99,48	99,57	99,52	99,84	99,78	99,73	99,42	100,18	100,55
Cr	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	198	241	203
Ni	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	33	47	28
Ba	519	1474	1200	1092	1029	1051	752	979	715	955	1264	903	880	713	1214	1188	934	760	1279	781	420	230	292	289	336	434	776	788	785
Rb	163	136	155	138	131	161	149	144	124	128	140	146	144	169	187	159	157	148	126	143	123	92	180	146	177	198	159	230	164
Sr	420	480	533	458	465	536	440	510	498	483	467	433	430	427	509	547	468	457	561	427	267	315	226	191	254	64	71	55	158
Zr	232	234	275	230	222	290	244	261	307	245	212	269	265	247	250	302	408	266	267	279	162	198	174	174	165	174	303	265	245
Nb	13	14	12	11	10	16	15	15	16	17	8	19	22	16	14	13	19	17	22	20	15	15	19	15	14	10	23	18	8
Y	17	8	22	17	---	16	7	19	14	9	13	30	35	3	16	18	22	10	6	27	19	26	11	10	10	43	---	---	---
Th	13	---	22	18	7	18	12	17	15	---	24	16	12	8	19	33	14	12	11	17	---	10	---	---	---	12	---	---	---
F	---	880	---	---	638	---	896	---	1000	844	---	1400	2400	1300	---	---	---	800	640	---	2550	2400	2700	2850	3400	250	---	---	---
La	---	35,66	---	27,83	30,85	---	32,66	---	47,81	40,88	28,65	47,16	39,54	33,31	---	46,13	38,01	---	36,69	---	48,77	31,47	27,03	19,79	32,46	29,80	---	---	---
Ce	---	78,30	---	62,80	69,59	---	69,02	---	104,7	91,03	65,08	99,26	89,41	75,39	---	110,0	78,18	---	77,64	---	86,32	89,18	62,13	55,18	67,39	70,80	---	---	---
Nd	---	35,13	---	20,04	27,04	---	27,61	---	47,07	37,73	23,25	45,12	39,57	29,88	---	41,17	32,41	---	31,80	---	35,09	33,95	23,85	22,16	25,45	31,01	---	---	---
Sm	---	6,26	---	3,52	5,05	---	4,97	---	7,65	6,22	4,02	7,79	7,95	5,19	---	7,08	6,42	---	6,19	---	6,86	6,60	4,92	5,79	5,15	6,72	---	---	---
Eu	---	1,11	---	0,75	0,93	---	0,92	---	1,29	1,28	0,82	1,55	1,51	0,91	---	1,39	1,12	---	1,16	---	1,12	1,22	0,89	0,95	0,88	0,71	---	---	---
Gd	---	3,91	---	2,15	3,04	---	3,21	---	4,21	4,03	2,57	5,30	5,07	3,07	---	4,67	3,96	---	3,73	---	4,61	4,98	3,49	4,49	3,71	5,17	---	---	---
Dy	---	2,42	---	1,29	1,63	---	1,76	---	2,6	2,76	1,53	4,61	4,99	1,65	---	2,48	2,95	---	2,13	---	3,30	4,38	2,40	3,14	3,02	4,22	---	---	---
Ho	---	0,49	---	0,23	0,30	---	0,33	---	0,48	0,52	0,25	0,91	0,97	0,30	---	0,40	0,48	---	0,40	---	0,64	0,86	0,45	0,61	0,58	0,85	---	---	---
Er	---	1,06	---	0,49	0,63	---	0,80	---	1,01	1,26	0,47	2,41	2,51	0,71	---	0,78	1,23	---	0,92	---	1,60	2,20	1,09	1,58	1,46	2,35	---	---	---
Yb	---	0,66	---	0,30	0,37	---	0,50	---	0,62	0,86	0,29	1,83	1,93	0,43	---	0,34	0,87	---	0,51	---	1,32	1,15	0,67	1,08	1,08	2,13	---	---	---
Lu	---	0,09	---	0,04	0,06	---	0,07	---	0,08	0,11	0,05	0,22	0,21	0,06	---	0,05	0,12	---	0,08	---	0,19	0,23	0,10	0,16	0,16	0,30	---	---	---
La/Lu	---	42,06	---	78,08	56,18	---	47,15	---	60,5	37,55	60,69	22,56	19,18	57,63	---	93,89	33,44	---	45,89	---	27,22	14,20	27,82	12,60	12,60	10,45	---	---	---
Eu/Eu*	---	0,63	---	0,77	0,07	---	0,66	---	0,63	0,735	0,73	0,697	0,66	0,65	---	0,70	3,73	---	0,68	---	0,573	0,62	0,63	0,55	0,59	0,35	---	---	---
Σ	---	165,1	---	119,4	139,5	---	141,4	---	217,5	145,0	127,0	216,0	149,1	150,9	---	214,5	165,8	---	161,3	---	189,8	176,81	127,07	114,9	241,18	154,0	---	---	---