



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO NORTE
CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS E DA TERRA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEODINÂMICA E GEOFÍSICA

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**PETROLOGIA DOS GRANITÓIDES BRASILIANOS
ASSOCIADOS À ZONA DE CISALHAMENTO
REMÍGIO-POCINHOS (PB).**

Autora:

RIELVA SOLIMAIRY CAMPELO DO NASCIMENTO

Orientador:

Prof. Dr. ANTÔNIO CARLOS GALINDO

Dissertação nº 04/PPGG

Natal-RN, maio - 1998



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO NORTE
CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS E DA TERRA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEODINÂMICA E GEOFÍSICA

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**PETROLOGIA DOS GRANITÓIDES BRASILIANOS
ASSOCIADOS À ZONA DE CISALHAMENTO
REMÍGIO-POCINHOS (PB).**

Autora:

RIELVA SOLIMAIRY CAMPELO DO NASCIMENTO

Dissertação de Mestrado apresentada
em 14 de maio de 1998, para
obtenção do título de Mestre em
Geodinâmica pelo Programa de Pós-
Graduação em Geodinâmica e
Geofísica da UFRN

Comissão Examinadora:

Prof. Dr. IAN McREATH (Co-orientador)

Prof. Dr. ALCIDES NÓBREGA SIAL

Prof. Dr. EMANUEL FERRAZ JARDIM DE SÁ

Natal - RN, maio de 1998.

*Não é o desafio com que nos deparamos que determina
quem somos e o que estamos nos tornando
mas a maneira com que respondemos ao desafio.
Somos combatentes; idealistas, mas plenamente conscientes*

...

*Problemas para vencer, liberdade para provar .
E enquanto acreditarmos em nosso sonho, nada é por acaso*

(Enfil)

~~Edico~~ este trabalho às pessoas ~~de~~ que sempre me
incentivaram a acreditar e lutar pelos sonhos;

Aos meus pais biológicos, ~~Seerina~~ e Antônio, e
adotivos (sogros), Santana e Aurino.

Meus irmãos Fátima, Tereza e Alessandro.

A pir, meu companheiro na luta diária.

A minha filha Sara, por todos os momentos em
~~de~~ que não pude estar presente.

Aos amigos.

ÍNDICE

Agradecimentos.....	i
Resumo	iii
Abstrac.....	vii
 Capítulo I – Introdução	 01
1.1 – Apresentação e Objetivos.....	01
1.2 – Localização da área e acesso.....	02
1.3 – Metodologia de trabalho.....	03
 Capítulo II – Quadro Regional.....	 05
2.1 – Província Borborema.....	05
2.2 – Faixa Seridó.....	05
2.3 – O Lineamento Patos.....	09
2.4 – O Maciço São José de Campestre.....	10
 Capítulo III – A Granitogênese Brasileira na Faixa Seridó e no Domínio da Zona Transversal: uma breve revisão bibliográfica.....	 13
 Capítulo IV – A Zona de Cisalhamento Remígio-Pocinhos.....	 24
4.1 – Unidades Petro-estruturais.....	24
4.2 – Geometria e Cinemática.....	27
4.3 – Metamorfismo.....	29
4.4 – Mega-estruturação e o significado tectônico da ZCRP.....	31
 Capítulo V – Granitóides Brasileiros associados a ZCRP: aspectos de campo e geocronologia.....	 34
5.1 – Titanita biotita granitos porfiríticos: granitos Serra da Boa Vista e Jandaíra.....	35
5.2 – Biotita granitos de textura grossa: granito Olivedos.....	40
5.3 – Biotita microgranitos e granitos aluminosos....	41
5.4 – Aegirina-augita microgranitos (granitos alcalinos): granitos Serra do Algodão, Boqueirão e Olho D'Água.....	42
 Capítulo VI – Petrografia.....	 47
6.1 – Classificação e nomenclatura das rochas graníticas brasileiras.....	47
6.1.1 – Granito porfiríticos: Serra da Boa Vista e Jandaíra.....	47
6.1.2 – Granitos de textura média grossa: granito Olivedos.....	50
6.1.3 – Microgranitos.....	51
6.1.4 – Granitos alcalinos: Serra do Algodão, Serra do Boqueirão e Olho D'Água.....	52
6.1.5 – Nomenclatura adotada e composição vs. séries magmáticas.....	55
6.2 – Aspectos macro e microscópicos.....	56

6.2.1 – Granitos porfiríticos: Serra da Boa Vista e Jandaíra.....	56
6.2.2 – Granitos de textura média grossa: granito Olivedos.....	60
6.2.3 – Encraves máficos.....	62
6.2.4 – Microgranitos.....	64
6.2.5 – Granitos alcalinos: Serra do Algodão, Serra do Boqueirão e Olho D'Água.....	66
6.3 – Algumas considerações petrogenéticas preliminares com base em dados texturais.....	69
6.3.1 – Fugacidade de oxigênio (f_{O_2}).....	70
6.3.2 – As transformações no estado <i>liquidus</i>	70
6.3.3 – As transformações no estado <i>subsolidus</i> ...	72

Capítulo VII – Química mineral e condições de cristalização dos granitóides da ZCRP..... 79

7.1 – Química mineral.....	79
7.1.1 – Anfibólio.....	79
7.1.2 – Piroxênios.....	86
7.1.3 – Biotitas.....	90
7.1.4 – Opacos.....	93
7.1.5 – Feldspatos.....	96
7.1.6 – Granadas.....	107
7.2 – Condições de cristalização dos granitóides associados a ZCRP.....	112
7.2.1 – Termobarometria.....	113
7.2.2 – Considerações sobre a f_{O_2}	118

Capítulo VIII – Caracterização geoquímica e aspectos petrogenéticos dos granitos brasileiros 122

8.1 – Caracterização química dos granitóides estudados.....	127
8.2 – Os granitóides da ZCRP no contexto de séries magmáticas.....	131
8.3 – Tipologias dos granitóides associados à ZCRP.....	134
8.4 – Considerações petrogenéticas.....	137
8.4.1 – Granito porfiríticos: Serra da Boa Vista e Jandaíra.....	138
8.4.2 – Granitos de textura média grossa: granito Olivedos.....	143
8.4.3 – Granitos alcalinos: Serra do Algodão, Serra do Boqueirão e Olho D'Água.....	146

Capítulo IX – Contexto Tectônico e Conclusões..... 154

Capítulo X – Referências bibliográficas..... 161

AGRADECIMENTOS

A autora agradece a todos que contribuíram no desenvolvimento e conclusão desta pesquisa, em especial:

- FINEP, CAPES, CNPq e FUNPEC, pelo apoio financeiro sem o qual este trabalho não seria realizado.

- Ao Dr. Antônio Carlos Galindo pela oportunidade de desenvolver esta pesquisa, a sua orientação verdadeira e plena, e a amizade construída ao longo deste trabalho. Ao Dr. Ian McReath pela co-orientação, sempre presente, mesmo à distância.

- Algumas das discussões apresentadas nestas dissertação são resultado de discussões/contribuições dos Drs. Zorano Sérgio de Souza, Laécio Cunha Souza e, em especial, Jaziel Martins Sá e Emanuel Ferraz Jardim de Sá

- Ao Dr. Venerando Eustáquio Amaro (UFRN), Dr. Jean Marc Lardeaux (Laboratoire de Tectonique et Petrologie - Universidade de Lyon/France), Dr Márcio Martins Pimental (UnB), Dr. Key Sato, Dr. Miguel Basci, Ivone Sonoki (todos do CPGeo/USP), Dra. Maria Helena de Freitas Macedo (UFRN) e Maria Helena Bezerra Maia de Hollanda, pelos resultados químicos, base desta dissertação; João Maria Martins e Alex F. Antunes à ajuda indispensável nos trabalhos de campo.

- Aos companheiros e amigos de turma nesta peregrinação pelo saber, Aderson F. Nascimento, Eugênio P. Dantas, José C. Cavalcante, Luciano H. O. Caldas, Maria Helena B. M. de Hollanda, Maria Rosilene Medeiros e Silvana Diene Barros.

- Aos amigos Vanildo Fonseca, Francisco Oliveira, Marco Aurélio, Silvíia Benigno, Mário Neto, Jesimael A. Silva, Roberta Brasilino, Silvana M. de Carvalho, Vlamidir Medeiros, Lucineide Lopes, e em especial a Ivaldo Rodrigues da Trindade, Sayonara da S. Guimarães, Marcos Antônio L. Nascimento e Debóra do Carmo Souza.

- A Romana Araújo (Cícera) pelo carinho e dedicação dispensados a minha filha Sara, graças aos quais sempre pude trabalhar com tranquilidade.

RESUMO

O Ciclo Brasileiro na Faixa Seridó (NE do Brasil) é considerado principalmente como um evento de retrabalhamento crustal através de zonas de cisalhamento transcorrentes ou transpressionais operando sob condições de alta temperatura e baixa pressão. Na porção oriental desta faixa, mais especificamente no Maciço São José de Campestre (**MSJC**), a deformação em regime transtraccional é caracterizada através de um componente ou estruturas extensionais associadas aos cisalhamentos transcorrentes. O alojamento dos corpos granitóides brasileiros é controlado fortemente por essas descontinuidades.

Localizada na borda sul do MSJC, a Zona de Cisalhamento Remígio-Pocinhos (**ZCRP**) apresenta, na sua porção norte, movimentos extensionais com topo para SW, que gradam progressivamente a movimento transcorrentes dextrais a sul, definindo uma geometria em meia-flor negativa. Esta estrutura está implantada sobre metassedimentos alóctones do Grupo Seridó e um substrato gnáissico-migmatítico mais antigo, que mostram paragêneses metamórficas indicativas de condições de fácies anfibolito a granulito (este último restrito ao setor transcorrente), durante a atuação dos cisalhamentos. Acompanhando esta estruturação são encontrados diversos plútons granitóides com alojamento sincrônico ao cisalhamentos. Esses corpos não ultrapassam 30 km² de área aflorante e apresentam-se alongados segundo o *trend* NE da ZCRP.

Os dados petrográficos/texturais e geoquímicos permitiram a divisão das rochas granitóides da ZCRP em cinco unidades distintas, representadas por: granitos porfiríticos (Serra da Boa Vista e Jandaíra), granitos alcalinos (Serra do Algodão e Serra do Boqueirão) e granito de textura média a grossa (Olivedos), compondo os corpos de maior expressividade na área, e por *sheets* de microgranitos e leucogranitos aluminosos.

Os granitos porfiríticos encontram-se alojados nos metassedimentos, apresentando formas sigmoidais e *en cornue* paralelas ao *trend* da ZCRP, indicando uma cinemática dextral. Associados a estes corpos são comuns a presença de encraves magmáticos de composição básica a intermediária, que freqüentemente desenvolvem textura do tipo *mingling* com os granitóides hospedeiros. Composicionalmente são constituídos por titanita-biotita monzogranitos com anfibólio e magnetita, com caráter peraluminoso e afinidade com as rochas da série subalcalina monzonítica.

Biotita monzogranitos com ilmenita e titanita-biotita monzogranitos, peraluminosos, representam, respectivamente, o plúton de Olivedos e os microgranitos. O corpo de Olivedos está alojado nos metassedimentos, e os microgranitos seccionam o substrato gnáissico-migmatítico. Por tratar-se de rochas extremamente evoluídas, as amostras desses corpos plotam, nos diagramas discriminantes de séries, nos campos dos granitos de fusão crustal, todavia com um alinhamento também sugerindo uma afinidade subalcalina monzonítica. Suas características químicas os aproximam dos granitos tipo I.

Granitos de afinidade alcalina, claramente sin-tectônicos, são também reconhecidos na ZCRP. Os corpos de Serra do Algodão e Serra do Boqueirão apresentam forma alongadas, paralelas ao cisalhamento que limita o setor extensional, a norte, do setor transcorrente, a sul, sendo que o corpo de Serra do Algodão apresenta uma estrutura em antifórme isoclinal. Composicionalmente englobam aegirina-augita álcali-feldspato granitos e quartzo álcali-sienito com granada (andradita), e magnetita + hematita como opacos. São rochas variando de meta a peraluminosas, correlacionadas aos granitos tipo A.

De ocorrência volumétrica restrita na ZCRP são ainda encontrados leucogranitos aluminosos com biotita + muscovita $\pm$ silimanita $\pm$ granada (tipo S), truncando os micaxistos e o complexo gnáissico-migmatítico. Estes corpos podem estar

dobrados e boudinados, e são considerados como produto da fusão parcial dos metassedimentos, concomitante à atuação da ZCRP.

Estudos isotópicos pelo método Rb-Sr em rocha total indicam uma idade mínima de 554 Ma para a cristalização dos granitos porfiríticos. Os granitos alcalinos e o granito de Olivedos fornecem idades isocrônicas ca. 530 Ma; este valor, muito jovem, representa a idade de fechamento do sistema Rb-Sr após a cristalização e deformação dos corpos, ocorrido a pelo menos 575 Ma (Souza et al. 1998).

Os granitos alcalinos e porfiríticos cristalizaram-se sob condições de alta fugacidade de oxigênio, que é marcado pela presença de magnetita e hematita nestas rochas. A presença de ilmenita no plúton de Olivedos reflete condições menos oxidantes. Termobarometria de anfibólio e anfibólio-plagioclásio fornece condições mínimas de 750°C e 6 Kbar para a cristalização das rochas porfiríticas. O geotermômetro do zircônio indica temperaturas mais elevadas, na ordem de 800°C, para os corpos porfiríticos, e 780°C para Olivedos. Estes dados são concordantes com dados termobarométricos das encaixantes (5,7 kbar e 765°C; Souza et al. 1998).

O conjunto de dados gequímicos e isotópicos aponta para uma fonte na crosta inferior para as rochas porfiríticas e os granitos alcalinos. Provavelmente dominam na fonte os gnaisses de composição quartzo diorítico a tonalítico, em fácies granulito, do complexo gnáissico-migmatítico ou equivalentes. No caso das rochas alcalinas, pode ter havido a participação, em percentagem subordinada, de material mantélico mesclado ao magma ou presente na fonte. Para o granito de Olivedos, ortognaisses de composição tonalítica a granodiorítica, com alguma contribuição metassedimentar, pode ser especulada.

A diversidade de rochas graníticas na ZCRP é atribuída à sua dimensão litosférica, a qual permitiu a extração de magmas a partir de diferentes níveis na crosta média-inferior até o manto. A presença de rochas de composição básica-intermediária, associadas aos corpos porfiríticos, confirmam a participação de

componentes mantélicos no sistema de extração de magmas ao longo da ZCRP. Essa megaestrutura compõe a rede de cisalhamentos brasileiros, ativada por processo de colisão continental e colagem de terrenos ao final do Neoproterozóico.

ABSTRACT

The Brasiliano Cycle in the Seridó Belt (NE Brazil) is regarded mostly as a crustal reworking event, characterized by transcurrent or transpressional shear zones which operated under high temperature and low pressure conditions. In the eastern domain of this belt- the so-called São José de Campestre Massif (**SJCM**), a transtensional deformation regime is evidenced by extensional components or structures associated to the strike-slip shear zones. The emplacement of the Neoproterozoic Brasiliano granitoids is strongly controlled by these discontinuities.

Located in the southern border of the **SJCM**, the Remígio-Pocinhos shear zone (**RPSZ**) displays, in its northern half, top to the SW extensional movement which progressively grade, towards its southern half, to a dextral strike-slip kinematics, defining a negative semi-flower structure. This shear zone is overprinted upon allocthonous metasediments of the Seridó Group and an older gneiss-migmatite complex, both of which containing metamorphic parageneses from high amphibolite to granulite facies (the latter restricted to the strike-slip zone), defining the peak conditions of deformation. Several granitoid plutons are found along this structure, emplaced coeval with the shearing event. Individually, such bodies do not exceed 30 km² in outcropping area and are essentially parallel to the trend of the shear zone.

Petrographic, textural and geochemical data allow to recognize five different granitoid suites along the **RPSZ**: porphyritic granites (Serra da Boa Vista and Jandaíra), alkaline granites (Serra do Algodão and Serra do Boqueirão) and medium to coarse-grained granites (Olivedos) as major plutons, while microgranite and aluminous leucogranite sheets occur as minor intrusions.

The porphyritic granites are surrounded by metasediments and present sigmoidal or *en cornue* shapes parallel to the trend of the **RPSZ**, corroborating the dextral kinematics. Basic to intermediate igneous enclaves are commonly associated to these bodies, frequently displaying mingling textures with the host granitoids. Compositionally these plutons are made up by titanite-biotite monzogranites bearing amphibole and magnetite; they are peraluminous and show affinities to the monzonitic, subalkaline series.

Peraluminous, ilmenite-bearing biotite monzogranites and titanite-biotite monzogranites correspond, respectively, to the Olivedos pluton and the microgranites. The Olivedos body is hosted by metasediments, while the microgranites intrude the gneiss-migmatite complex. Being highly evolved rocks, samples from these granites plot in the crustal melt fields in discrimination diagrams. Nevertheless, their subtle alignment also looks consistent with a monzonitic, subalkaline affinity. These chemical parameters make them closer to the I-type granites.

Alkaline, clearly syntectonic granites are also recognized along the **RPSZ**. The Serra do Algodão and Serra do Boqueirão bodies display elongated shapes parallel to the mylonite belt which runs between the northern, extensional domain and the southern strike-slip zone. The Serra do Algodão pluton shows a characteristic isoclinal fold shape structure. Compositionally they encompass aegirine-augite alkali-feldspar granites and quartz-bearing alkaline syenite bearing garnet (andradite) and magnetite plus ilmenite as opaque phases. These rocks vary from meta to peraluminous, being correlated to the A-type granites.

Aluminous leucogranites bearing biotite + muscovite ± sillimanite ± garnet (S-type granites) are frequent but not volumetrically important along the **RPSZ**. These sheet-like bodies may be folded or boudinaged, representing partial melts extracted from the metasediments during the shear zone development.

Whole-rock Rb-Sr isotope studies point to a minimum 554 ± 10 Ma age for the crystallization of the porphyritic granites. The alkaline granites and the Olivedos granite produced ca. 530 Ma isochrons which look too young; such values probably represent the closure of the Rb-Sr radiometric clock after crystallization and deformation of the plutons, at least 575 Ma ago (Souza et al. 1998).

The porphyritic and the alkaline granites crystallized under high oxygen fugacity conditions, as shown by the presence of both magnetite and hematite in these rocks. The presence of ilmenite in the Olivedos pluton suggests less oxidizing conditions. Amphibole and amphibole-plagioclase thermobarometers point to minimum conditions, around 750°C and 6 Kbars, for the crystallization of the porphyritic granites. The zirconium geothermometer indicates higher temperatures, in the order of 800°C , for the porphyritic granites, and 780°C for the Olivedos pluton. Such values agree with the thermobarometric data obtained for the country rocks (5,7 Kbar and 765°C ; Souza et al. 1998).

The geochemical and isotope data set point to a lower crustal source for the porphyritic and the alkaline granites. Granulite facies quartz diorite to tonalite gneisses, belonging or akin to the gneiss-migmatite complex, probably dominate in the source regions. In the case of the alkaline rocks, subordinate contributions of mantle material may be present either as a mixing magma or as a previously added component to the source region. Tonalite to granodiorite gneisses, with some metasedimentary contribution, may be envisaged for the Olivedos granite.

The diversity of granitoid rocks along the **RPSZ** is explained by its lithospheric dimension, allowing magma extraction at different levels, from the middle to lower crust down to the mantle. The presence of basic to intermediate enclaves, associated to the porphyritic granites, confirm the participation of mantle components in the magma extraction

system along the **RPSZ**. This mega-structure is part of the network of Brasiliano-age shear zones, activated by continental collision and terrane welding processes at the end of the Neoproterozoic.

CAPÍTULO I - INTRODUÇÃO

1.1. Apresentação e Objetivos

Uma feição característica da orogênese Brasileira na Província Borborema é a implantação de zonas de cisalhamento transcorrentes e o alojamento de corpos granitóides adjacentes a estas estruturas (Jardim de Sá *et al.* 1987, Caby *et al.* 1991, Vouchez *et al.* 1992). A relação entre o magmatismo granítico e as zonas de cisalhamento advém da necessidade de criação de espaços para o alojamento de magmas na crosta.

Corpos graníticos têm sido utilizados como marcadores estruturais e geocronológicos de eventos orogênicos (Jardim de Sá *et al.* 1987, Jardim de Sá 1994). Estes dados, somados a estudos petrogenéticos, a partir dos quais é possível obter informações sobre as fontes dos magmas (crosta e manto), possibilitam significativo avanço no conhecimento da evolução geodinâmica de faixas orogênicas.

Trabalhos preliminares realizados na região de Barra de Santa Rosa – Pocinhos – Olivedos reconhecem uma zona de cisalhamento com cinemática transtraccional e registro de alto fluxo de calor, a Zona de Cisalhamento Remígio-Pocinhos – ZCRP (Trindade *et al.* 1993, Souza *et al.* 1993, Trindade 1995). Acompanhando esta estruturação são identificados uma série de corpos graníticos constituindo um cortejo de plútons alongados paralelamente à ZCRP (Araújo *et al.* 1993, Trindade 1995, Araújo 1995). Trabalhos posteriores complementaram o mapeamento geológico desta região, enfocando as relações encaixantes/granitos, delineando a geometria e cinemática e condições metamórficas de atuação da ZCRP na região de Olivedos-Algodão (Jardim de Sá *et al.* 1997 e Souza *et al.* 1998). A presença de uma gama variada de corpos graníticos, numa área relativamente restrita, possibilita um estudo da magmagenese brasileira, identificando prováveis fontes e a influência da

ZCRP na extração desses magmas.

O presente trabalho tem como objetivo a elaboração de modelos petrogenéticos para os granitos alojados na ZCRP, na região de Olivedos-Algodão. Estes modelos serão elaborados a partir da definição das características geoquímicas dos diferentes plútons, através de análises químicas (elementos maiores, traços e terras raras) e dados isotópicos. As condições de cristalização serão inferidas com base em análises químicas minerais (aplicação de termobarômetro e tampões). A nível de implicação geodinâmica, os modelos de petrogênese permitirão avaliar a extensão em profundidade da ZCRP, já que essa estrutura exerce um nítido controle no alojamento dos granitóides.

1.2 - Localização da Área e Acesso

A área estudada situa-se no estado da Paraíba (PB), a N da cidade de Campina Grande, abrangendo os municípios de Olivedos e Pocinhos (Fig.1.1). Geograficamente está inserida entre as coordenadas $6^{\circ} 53' 00'' - 7^{\circ} 00' 34''$ S e $35^{\circ} 56' 48'' - 36^{\circ} 67' 48''$ W. O acesso à área pode ser feito a partir da cidade de Pocinhos pela PB-157 até a cidade de Olivedos, no extremo NW da área.



Figura 1.1 - Localização da área no contexto geográfico.

1.3 - Metodologia de Trabalho

O desenvolvimento desta pesquisa ocorreu de forma sistemática envolvendo um reconhecimento geológico da área, estudos petrográficos e litogeoquímicos, e análises químicas de minerais, que em conjunto permitiram elaborar os modelos petrogenéticos apresentados nesta dissertação.

Precedendo a etapa de reconhecimento geológico foi realizada um levantamento bibliográfico e integração dos mapas pré-existentes da área (mapeamento executado por Araújo 1995, na região de Olivedos, e Trindade 1995 na região de Algodão, ambos na escala de 1:25.000). De posse do mapa integrado foi realizado um reconhecimento geológico das unidades mapeadas, em especial dos corpos granitóides alvo desta dissertação e, concomitantemente, a coleta de amostras para estudos petrográficos, químicos e isotópicos. Os estudos petrográficos permitiram uma caracterização dos corpos estudados e a seleção de amostras para análises químicas e isotópicas por fluorescência de raios-X e fonte gasosa de plasma (ICP).

As análises minerais foram realizadas através de microsonda eletrônica no laboratório da Universidade de Brasília, com uma máquina tipo CAMECA modelo SX-50, com 4 espectrômetros e com um EDS (Energy Dispersive System) acoplado. As condições de análise foram: corrente de feixe de elétrons 20 nA; aceleração de voltagem de 15 kV e diâmetro do feixe de 4 a 10 μm . A fórmula estrutural dos minerais foi calculada através do programa Minfile (Afiffe e Essene 1988).

CAPÍTULO II - QUADRO REGIONAL

2.1. Província Borborema

Situada no NE do Brasil, a Província Borborema (doravante referida como PB) encontra-se limitada pelos sedimentos fanerozóicos da Bacia do Parnaíba a W, as bacias costeiras a N-NE, e pelos crátons brasileiros do São Francisco e São Luiz, respectivamente, ao sul e ao extremo NW. Compreende faixas supracrustais (metassedimentos e metavulcânicas) de idade proterozóica, as quais podem apresentar uma evolução geológica simples, ligada a um único evento orogenético (faixas monocíclicas) ou, alternativamente, uma complexa seqüência de eventos metamórficos e intrusão de granitóides, devido à atuação de mais de um evento orogênico (faixas policíclicas). Seu embasamento é representado por rochas gnáissico-migmatíticas paleoproterozóicas a arqueanas, encontradas adjacentes ou no interior das faixas supracrustais. Extensas zonas de cisalhamento transcorrentes brasileiras seccionam a PB nas direções E-W e NE, zonas estas que, em geral, controlaram o alojamento de diversos corpos granitóides. Num contexto paleogeográfico a PB mostra continuidade com as faixas orogênicas a leste do cráton do Oeste Africano.

2.2. Faixa Seridó

Localizada na porção NE da Província Borborema, a Faixa Seridó (tratada como **FSe**) apresenta um *trend* NNE imposto pelas zonas de cisalhamento transcorrentes brasileiras (Fig. 2.1). Segundo Jardim de Sá (1994), seus limites se dão por zonas de cisalhamento a sul e a oeste (o Lineamento Patos e a zona de cisalhamento Portalegre, respectivamente), enquanto a leste e a

norte, sedimentos relacionados às bacias da margem continental recobrem a faixa.

O embasamento da FSe (Complexo Caicó) é representado por uma seqüência metavulcanossedimentar, mais antiga, dominada por paragneisses diversos e anfibolitos, com lentes de quartzitos, calciossilicáticas, formações ferríferas, kinzigitos, leucogneisses finos e raros mármore, a qual é cortada por ortogneisses tonalíticos a granodioríticos de assinatura cálcio-alcalina normal ou potássica (Jardim de Sá 1978, Jardim de Sá 1994). Os contatos embasamento/supracrustais são marcados, em geral, por zonas miloníticas (tangenciais e transcorrentes). Todavia, Jardim de Sá (1978, 1984) reconhece localmente a superfície de não conformidade original, utilizando critérios como os metaconglomerados basais nas supracrustais e diques de rochas básicas anfibolitizados, que truncam um bandamento antigo nos gnaisses Caicó. A idade do embasamento foi inicialmente atribuída ao Arqueano (Brito Neves et al. 1975). Dados U-Pb (Hackspacher et al. 1990, Legrand et al. 1991, entre outros) em zircões das metaplutônicas, bem como novas isócronas Rb-Sr (Pessoa 1979 e Dantas et al. 1991), indicam um intervalo de 2,23-2,15 Ga para intrusão dos protólitos plutônicos e metamorfismo dessas rochas (Jardim de Sá 1994).

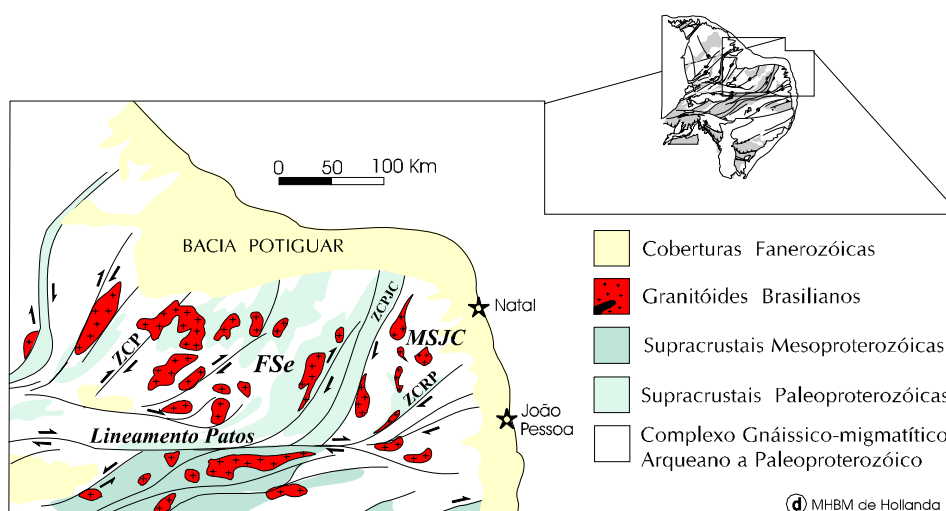


Figura 2.1 - Porção oriental da Província Borborema, destacando-se a Faixa Seridó (FSe), o Maciço São José de Campestre (MSJC) e as zonas de cisalhamentos Portalegre (ZCP), Picuí-João Câmara (ZCPJC), Remígio-Pocinhos (ZCRP) e o Lineamento Patos (segundo Jardim de Sá 1994).

A estratigrafia das supracrustais da FSe tem sido alvo de divergências. Jardim de Sá e Salim (1980) subdividem as supracrustais (Grupo Seridó) em três unidades: (i) *Formação Jucurutu* (basal), dominada por paragnaisses com intercalações de mármore, quartzitos, micaxistos, calciossilicáticas, formações ferríferas, metavulcânicas e metaconglomerados; (ii) *Formação Equador* (intermediária), predominando quartzitos com intercalações de metaconglomerados e paragnaisses; e (iii) *Formação Seridó* (topo), com micaxistos diversos e intercalações subordinadas de mármore, rochas calciossilicáticas e metaconglomerados. Todo o pacote é relacionado, pelos autores, a um megaciclo de sedimentação sem a presença de discordâncias regionais. Intrusivos nestas rochas, principalmente nas formações Jucurutu e Equador, e de forma mais restrita na Formação Seridó, Jardim de Sá (1978, 1988, 1994 entre outros) descreve *augen* gnaisses graníticos, os quais denominou de G₂. Datações destas rochas, pelos métodos Rb-Sr (rocha total), U-Pb e Pb-Pb em zircões (Macedo *et al.* 1984, Jardim de Sá *et al.* 1987, Legrand *et al.* 1991, Jardim de Sá *et al.* 1995), indicam idade de cristalização entre 2,0-1,9 Ga. Como estes plútons são considerados sin-tectônicos e intrusivos no Grupo Seridó, este intervalo de tempo é associado à deformação mais antiga que afetou o Grupo Seridó, e portanto a idade mínima dessa unidade. Cortando o embasamento e as supracrustais são encontrados diversos corpos granitóides brasileiros, descritos com detalhe no Capítulo 3.

Por outro lado, Archanjo e Salim (1986) propõem a seguinte subdivisão para as supracrustais: uma unidade basal denominada de *Grupo Jucurutu* (englobando uma unidade inferior vulcanossedimentar - a *Formação Jucurutu* - e outra clástica, no topo, a *Formação Equador*), de idade paleoproterozóica, sobreposta pelo *Grupo Seridó* (com a *Formação Parelhas* na base, constituída por metaconglomerados, e a *Formação Seridó* no topo, com xistos diversos), de idade neoproterozóica. Archanjo e Salim

(1986), Caby (1989) e Caby et al. (1991, 1995) consideram os granitóides G₂ como intrusões anorogênicas, paleoproterozóicas, sin-sedimentares à Formação Jucurutu, e portanto não intrusivas no Grupo Seridó. Através de estudos isotópicos de Nd, Van Schmus et al. (1996) encontraram idades modelo (T_{DM}) para os metassedimentos das formações Jucurutu e Seridó, variando entre 1,6 e 1,2 Ga, advogando, deste modo, uma idade máxima mesoproterozóica para essas supracrustais. Idades U-Pb em zircões (grãos detríticos) dos paragneisses da Formação Jucurutu indicam idades de 2,15 e 1,75 Ga para as rochas fontes (Van Schmus et al. 1995a,b). Por outro lado, zircões dos micaxistos Seridó e de rochas félsicas, interpretadas como intercalações vulcânicas, sugerem contribuições de uma fonte com idade máxima de 0,8 a 0,7 Ga (Van Schmus et al. 1995b). Baseando-se nestes dados, Van Schmus et al. (1995b, 1996) assumem uma idade Meso a Neoproterozóica para o Grupo Seridó.

Outro ponto polêmico diz respeito à evolução das supracrustais, ou seja, se a FSe constitui um exemplo de uma faixa monocíclica ou policíclica? No consenso geral, são reconhecidos embasamento e supracrustais mais jovens, estruturas tangenciais com transporte para sul e estruturas transcorrentes dextrais. Caby (1985, 1989) e Caby e Arthaud (1986), entre outros, interpretam essas estruturas como parte de um único regime cinemático, estando as estruturas tangenciais relacionadas a pisos de empurrões e, as transcorrências, a rampas laterais, ou alternativamente representando uma estrutura em flor. Todavia, Jardim de Sá (1978, 1988 e 1994) e Jardim de Sá et al. (1995), utilizando como marcadores as rochas plutônicas intrusivas nos metassedimentos e sua assinatura estrutural, propõem a atuação de regimes cinemáticos distintos, com as estruturas tangencias atribuídas à atuação do Ciclo Transamazônico, enquanto as transcorrências dextrais (superimpostas às primeiras) representariam o Ciclo Brasileiro.

De uma forma geral, muitos dados ainda são necessários para elucidação da estratigrafia e evolução das supracrustais. Contudo, a FSe é considerada como uma microplaca continental, com registros tectonometamórficos mais antigos, soldada aos terrenos adjacentes por um evento orogênico meso ou neoproterozóico (Jardim de Sá *et al.* 1995).

2.3. O Lineamento Patos

O Lineamento Patos (também referido como **LP**) é um dos principais exemplos das transcorrências brasileiras que segmentam a Província Borborema, na direção E-W (Fig. 2.1). Compreende uma faixa de milonitos de alta temperatura, com foliação aproximadamente E-W e mergulhos sub-verticais ora para sul ora para norte, contendo uma lineação mineral (anfibólio, sillimanita e cordierita) sub-horizontal. Os critérios cinemáticos (p. ex, foliação S-C, assimetria dos fenocristais de feldspato, forma alongada dos corpos graníticos e xenólitos nestes contidos) indicam movimentação dextral (Corsini *et al.* 1991). Milonitos a ultramilonitos de baixa temperatura (xisto verde) são encontrados mais a sul, próximo aos metassedimentos da Faixa Salgueiro-Cachoeirinha, os quais podem estar, ainda, retrabalhados para cataclasitos. Em ambos, observa-se um *fabric* compatível com a cinemática dextral do LP, só que sob regimes de baixas pressões e temperaturas (Corsini *et al.* 1991). Essa sucessão de litotipos, pode sugerir a exumação e resfriamento do terreno ao final da orogênese (Jardim de Sá 1994).

Através de análises de imagens de satélites e observações de campo, Corsini *et al.* (1991) e Vauchez *et al.* (1992) propõem uma continuidade entre o movimento dextral da zona de cisalhamento Patos e a FSe, com a transferência do movimento de um segmento ao outro, especialmente ao longo do limite oriental dos micaxistos da FSe (Zona de Cisalhamento Picuí-João Câmara – Fig. 2.1), apenas estreitas faixas miloníticas, de baixo grau,

continuaram para leste, em direção à linha de costa. Por outro lado, utilizando-se imagens de satélite e radar, Jardim de Sá (1994) sugere que a transferência se dá apenas na porção norte da faixa E-W dos milonitos de alta temperatura e que a porção sul desta faixa prolonga-se com *trend* ESE até a região de Campina Grande (aproximadamente a 100 km de João Pessoa), em adição às faixas com direção intermediária, o que sugere uma terminação em *splay* para a extremidade oriental do LP. Estes dados são consistentes com os dados de Trindade et al. (1995a,b), que correlaciona a Zona de Cisalhamento Remígio-Pocinhos como uma das terminações em *splay* do LP (ver capítulo 4).

2.4. O Maciço São José de Campestre

O Maciço São José de Campestre (designado aqui como MSJC), está localizado no extremo NE da PB, limitado por zonas de cisalhamento a sul e a oeste, respectivamente as zonas de cisalhamento Remígio-Pocinhos e Picuí-João Câmara (Dantas et al. 1995 - Fig. 2.1). Este maciço foi descrito por Barbosa e Braga (1974) como constituído por migmatitos e gnaisses indiferenciados. Brito Neves (1983) caracteriza-o como uma unidade geotectônica composta de um embasamento arqueano a paleoproterozóico, intrudido por granitos brasileiros, também utilizando para o mesmo a designação de Caldas Brandão.

Através de mapeamento geológico e estudos isotópicos (Sm-Nd e U-Pb) em diferentes unidades, Dantas et al. (1995; 1996a,b e 1997) revelam um quadro complexo para o MSJC, com sua arquitetura interna definida por um mosaico de pequenos blocos crustais com diferentes períodos de formação de crosta. Dentre estes, destaca-se um bloco central de idade arqueana (incluindo gnaisses cinza e migmatitos graníticos, leucogranitos e granulitos), circundado por terrenos paleoproterozóicos, (suíte metaplutônica intensamente migmatizada, variando de dioritos a

leucogranitos), metassedimentos alóctones do Grupo Seridó (ver também Jardim de Sá *et al.* 1993 e Jardim de Sá 1994) e granitóides brasileiros. A amalgamação dos blocos paleoproterozóicos em torno do núcleo arqueano teria se dado durante a orogênese Transamazônica. Margeando os diversos blocos são encontradas zonas de cisalhamento brasileiras, associadas ao alojamento dos granitos brasileiros.

CAPÍTULO III – A GRANITOGENESE BRASILEIRA NA FAIXA SERIDÓ E NO DOMÍNIO DA ZONA TRANSVERSAL: UMA BREVE REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

O volume e diversidade de rochas granitóides na Província Borborema tornam difícil uma classificação tipológica, ao mesmo tempo ampla e detalhada. Como consequência, os primeiros trabalhos tratam estes corpos de forma generalizada e, na sua grande maioria, consideram apenas seu posicionamento em relação à orogênese Brasileira. Dentre estes, destaca-se o trabalho de Almeida *et al.* (1967), no qual os granitóides são agrupados em quatro tipologias: os *granitóides sin-tectônicos* englobando os tipos **Conceição** e **Itaporanga**, e os *granitóides tardi-tectônicos*, representados pelos tipos **Itapetim** e **Catingueira**.

Trabalhos posteriores, tais como Brito Neves e Pessoa (1974) e Santos e Melo (1978) seguem a mesma linha de Almeida *et al.* (1967) e abordam apenas aspectos texturais/petrográficos e sua cronologia em relação à orogênese Brasileira. Jardim de Sá *et al.* (1981) ampliaram esta classificação, abrangendo desde os granitóides brasileiros aos pré-brasileiros. Baseando-se em critérios estruturais e relação de inclusão/intrusão, esses autores estabeleceram uma cronologia de granitóides para a Faixa Seridó, com os corpos mais jovens, contemporâneos às transcorrências brasileiras, sendo denominados de G_3 enquanto aqueles mais antigos, correlacionáveis ao Ciclo Transamazônico, foram designados de G_2 . Posteriormente, Jardim de Sá (1994) embasa esta classificação com a utilização de dados geoquímicos e caracteriza diferentes suítes, entre as quais a *suíte porfirítica*, a *suíte básico-intermediária shoshonítica* e a *suíte leucogranítica*. Somando a esta classificação, trabalhos mais recentes reconhecem na Faixa Seridó rochas de afinidade alcalina (Araújo *et al.* 1993, Galindo 1993, Hollanda *et al.* 1995, entre outros) (Fig. 3.1).

No Domínio da Zona Transversal, Sial (1986 e 1987) classificam as rochas granitóides ali existentes em quatro categorias (cálcio-alcálico potássico, cálcio-alcálico, peralcalinos e rochas de afinidade trondhjemítica), utilizando-se para isso, além dos critérios petrográficos/texturais, dados geoquímicos (Fig. 3.2).

Muitas destas classificações apresentam características comuns, podendo ser correlacionadas, quer seja aquelas propostas para o Domínio da Zona Transversal (DZT) ou para a Faixa Seridó (FSe). De uma forma geral, as rochas plutônicas desses domínios são representadas pelas seguintes associações:

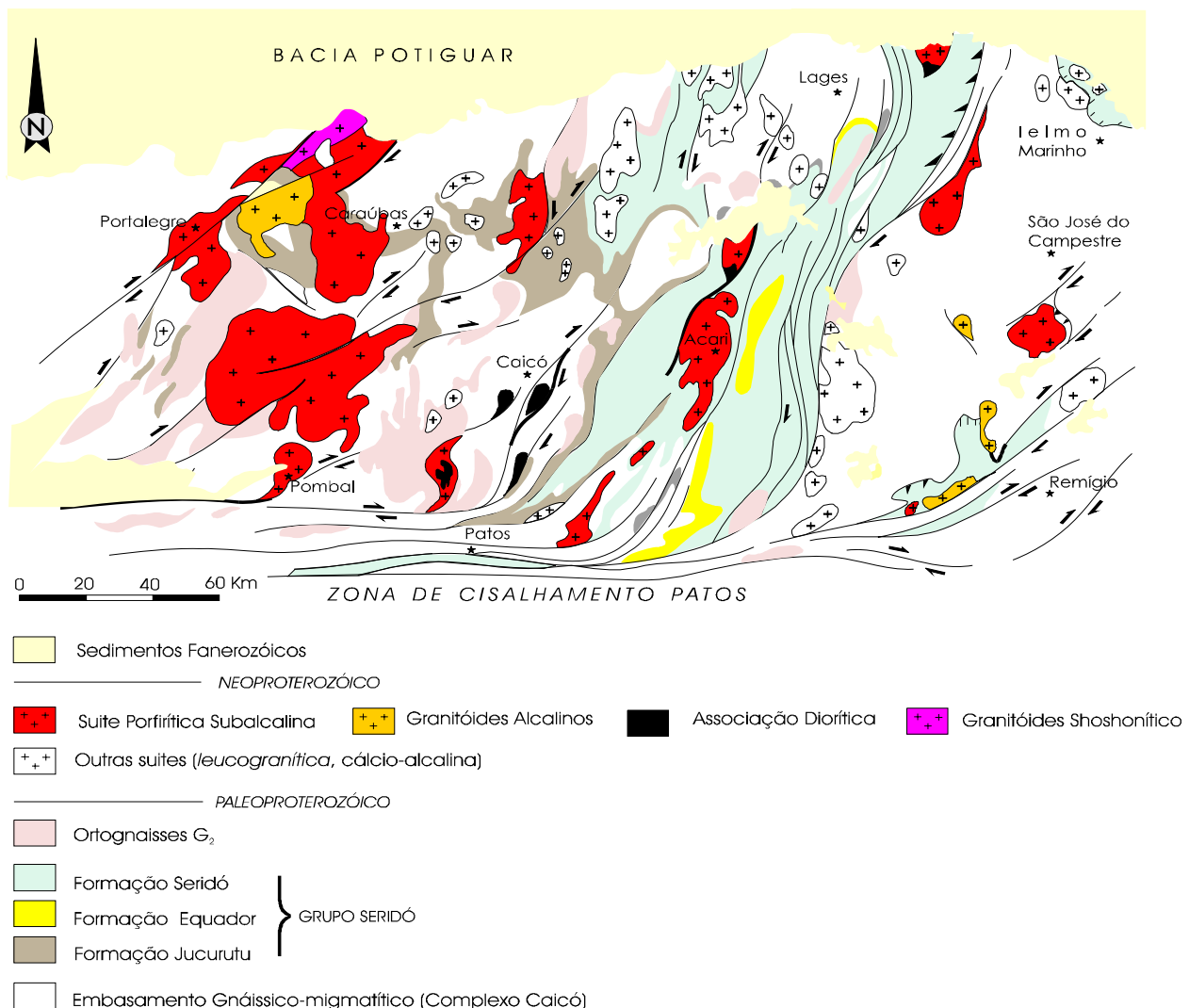


Figura 3.1: Mapa geológico simplificado da Faixa Seridó, com as diferentes suítes graníticas brasileiras (segundo Jardim de Sá 1994).

(1) **Tipo Itaporanga** (Almeida et al. 1967), granitóides **cálcio-alcálico potássicos** (Sial 1987), **suíte porfirítica** (Jardim de Sá 1994) (Fig. 3.1 e Fig. 3.2): compreendem granitos, predominantemente anfibólio-biotita monzogranitos, biotita monzogranitos e granodioritos subordinados (Jardim de Sá 1994, Mariano et al. 1996, Galindo et al. 1997a, entre outros), subordinados, de textura porfirítica, cuja mineralogia máfica também inclui biotita, anfibólio, titanita e epidoto primário; o opaco dominante é essencialmente magnetita. Constituem grandes batólitos, frequentemente associados a uma suíte de K-dioritos (suíte *básico-intermediária* de Jardim de Sá 1994). As rochas desta suíte são metaluminosas (exceto os biotita-monzogranitos mais evoluídos, que plotam no campo das rochas peraluminosas), enriquecidas em álcalis ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} \geq 8\%$), TiO_2 , Rb, Zr, Ba, Y e Ga e baixo MgO, CaO e $\text{Fe}_{(t)}$ (McMurry et al. 1987, Mariano e Sial 1990, Jardim de Sá 1994, Medeiros 1995 e Galindo et al. 1997a). Mostram algumas afinidades geoquímicas com os granitóides tipo I e magnetita granitos (rochas metaluminosas, mineralogia máfica com biotita e hornblenda e magnetita como principal opaco), e um padrão de terras raras caracterizado por um enriquecimento de terras raras leves em relação aos pesados ($\text{La}_N/\text{M}_N \cong 36$) com uma significativa anomalia negativa de Eu (Sial 1987, Mariano 1989, Mariano e Sial 1990, Jardim de Sá 1994, Galindo et al. 1997a).

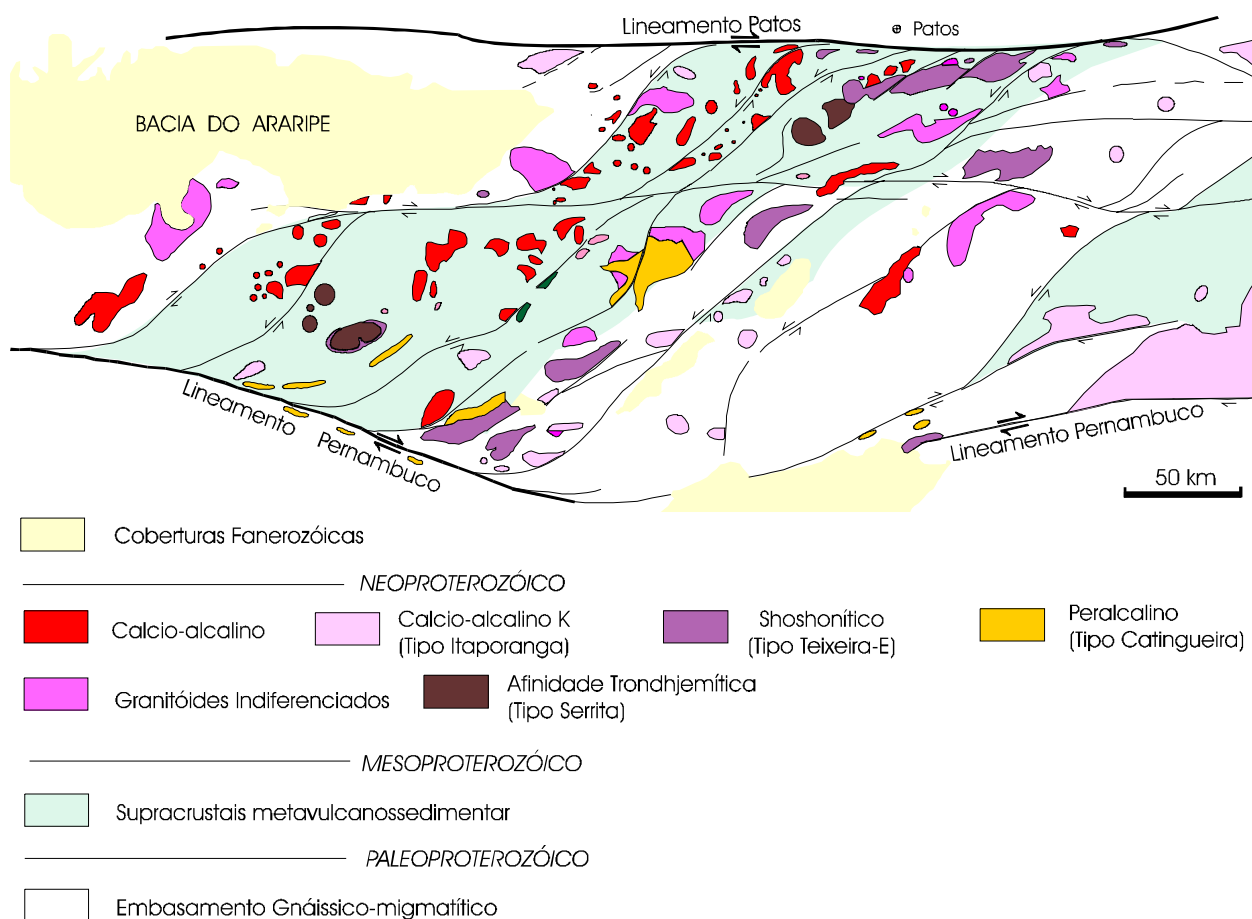


Figura 3.2 - Mapa geológico simplificado do Domínio da Zona Transversal, com as diferentes tipologias graníticas brasileiras (modificado Sial 1987).

Esse magmatismo é temporalmente delimitado, principalmente na Faixa Seridó, por isócronas Rb-Sr em rocha total e datações U-Pb em zircão e titanita (Monte da Gameleiras - McMurry 1982; granitóides da porção NW da FSe: Caraúbas, Prado, Tourão e Complexo Serra do Lima - Galindo 1993; batólitos de Acari e São José do Sabugi - Jardim de Sá 1994). No Domínio da Zona Transversal, os dados geocronológicos são mais escassos, apenas com alguns estudos Rb-Sr em rocha total e $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em biotita e anfibólio (McMurry et al. 1987 - granitóide de Fazenda Nova; Mariano 1989 - batólito de Itaporanga; McMurry 1991 - plúton de Bodocó). De acordo com os dados isotópicos Rb-Sr e U-Pb reportados na literatura, é possível caracterizar o intervalo de aproximadamente 550 ± 50 Ma para a colocação e resfriamento destes corpos.

(2) **Suíte básica-intermediária** (Jardim de Sá et al. 1987 e Jardim de Sá 1994) ou **rochas K-dioríticas** (Sial 1986, Mariano 1989, entre outros) (Fig. 3.1): composicionalmente bastante variada, esta suíte compreende termos gabróicos (gabronoritos com clinopiroxênio e ortopiroxênio em equilíbrio com laboradorita ou andesina), embora quartzo dioritos e quartzo monzodioritos sejam as rochas dominantes, com quartzo monzonitos e granodioritos subordinados. Nestes, anfibólio e biotita constituem a mineralogia máfica principal e o plagioclásio é do tipo oligoclásio. Estas rochas encontram-se associadas aos plútons porfiríticos, exibindo textura equigranular fina a média (eventualmente grossa nos gabros) e feições de mistura (*mixing* ou *mingling*) com as rochas porfiríticas. Todavia, pequenos plútons também ocorrem de forma isolada, sendo o mais importante o corpo de São José de Sabugi, na Faixa Seridó. No geral são rochas enriquecidas em $Fe_{(t)}$, CaO, MgO e Ba e empobrecidas em Th, apresentam caráter metaluminoso e afinidade geoquímica com as rochas da série shoshonítica (Leterrier et al. 1990, Galindo 1993, Jardim de Sá 1994). Tal como os granitóides tipo Itaporanga, enriquecimento em terras raras leves é observado em relação aos termos pesados (razões médias de $La_N/Sm_N \cong 37$; Galindo 1993, Jardim de Sá 1994), todavia com padrões de anomalias de Eu diferentes, com suaves anomalias negativas ou positivas, e subordinadamente sem anomalia de Eu (Mariano 1989, Galindo 1993 e Jardim de Sá 1994).

Estudos isotópicos Rb-Sr em rocha total não forneceram bons resultados, com as idades obtidas representando, na sua grande maioria, retas de misturas (Macedo et al. 1993). Entretanto, dados U-Pb em zircões fornecem idades similares para os dioritos de Acari e o plúton de São José de Espinharas, de 579 ± 7 Ma (Jardim de Sá 1994). Como as datações U-Pb encontram-se restritas a estes dois corpos, fica difícil caracterizar um intervalo de atuação deste magmatismo, com precisão.

(3) **Tipo Conceição** (Almeida et al. 1967) ou granitóides **cálcio-alcálinos** (Sial 1987) (Fig. 3.2) englobam granodioritos a tonalitos, cinzaz, localmente com um fácies porfirítico, com plagioclásio oligoclásico e, como máficos principais, hornblenda, biotita, titanita e epídoto (opacos são raros). Constituem pequenos maciços, subcirculares a alongados, em geral alojados nos metassedimentos do Grupo Cachoeirinha (Sial e Ferreira 1990). São rochas transicionais entre meta e peraluminosas, onde os valores de $\delta^{18}\text{O}$ são coerentes com os granitóides tipo S. Todavia, o quimismo e a presença de titanita e anfibólio indicam uma fonte tipo I (Sial 1987). Mostram enriquecimento em $\text{Fe}_{(t)}$, TiO_2 , CaO , MgO e empobrecimento em álcalis, Rb e Ba (Sial 1986 e 1987, Sial e Ferreira 1990, Medeiros 1995, Araújo et al. 1997). Enriquecimento em terras raras leves é observado em relação aos pesados, além de uma discreta anomalia negativa de Eu (Sial 1987). Na Faixa Seridó este magmatismo é representado pelo batólito de São Rafael (Souza e Sial 1989, Sial 1990).

Dados geocronológicos destes granitóides estão restritos a determinações $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em hornblenda e biotita (Dallmeyer 1986: In Sial e Ferreira 1990), forneceram idades de 625 Ma para hornblenda, e 605 Ma para a biotita.

(4) **Granitóides de Afinidades Trondhjemiticas** (tipo Serrita - Sial 1987) (Fig. 3.2): constituem *stocks* arredondados, composicionalmente representados por anfibólio-biotita granodioritos a tonalitos, leucocráticos, com albita, titanita e epídoto (opacos são raros - Neves 1986, e Sial e Ferreira 1990). São rochas meta a peraluminosas enriquecidas em Na_2O , Al_2O_3 , Ba e Sr, e empobrecidas em CaO , MgO , $\text{Fe}_{(t)}$ e Rb (Neves 1986, Sial e Ferreira 1990 e Medeiros 1995). O padrão de terras raras é caracterizado por um enriquecimento em terras raras leves, uma discreta anomalia positiva de Eu e forte empobrecimento em terras raras pesadas (Sial 1984 e Neves 1986). Isótopos de

oxigênio indicam uma fonte tipo I, e a afinidade com rochas trondhjemiticas sugere uma origem a partir da fusão de anfibolitos ou uma fonte meta-ígneia rica em anfibólio (Sial 1987). Rochas similares até então não são descritas na Faixa Seridó.

Datações Rb-Sr nos plútons com afinidade trondhjemitica não foram bem sucedidas, devido a essas rochas apresentarem elevados valores de Sr e valores de Rb muito baixos (Sial et al. 1990).

(5) **Granitóides Peralcalinos a Alcalinos** (Tipo Catingueira de Almeida et al. 1967 e tipo Triunfo de Sial 1987): constituem as litologias supostamente mais tardias do DZT (Fig. 3.2), ocorrendo sob a forma de diques, stocks ou batólitos. O tipo Catingueira inclui diques de rochas alcalinas supersaturadas (quartzo sienitos a granitos), com piroxênio e anfibólio sódicos, enquanto o tipo Triunfo engloba álcali-feldspato sienitos com aegirina-augita. O Tipo Triunfo apresenta um enriquecimento em $Fe_{(t)}$ (3%), K_2O (8%), MgO (8,68%), CaO (2,3%) e Rb (210 ppm), ao passo que no tipo Catingueira destacam-se os valores mais elevados de sílica e principalmente Na_2O (5,6%), e os baixos valores de $Fe_{(t)}$ (<2,2%), MgO (8,33%), CaO (1,2%) e Rb (140ppm) (Sial 1987, Ferreira 1986, Ferreira et al. 1994, Medeiros 1995). Em relação aos elementos terras raras, ambos apresentam um forte enriquecimento de terras raras; uma discreta anomalia negativa de Eu se faz presente no tipo Triunfo (Sial 1987, Ferreira et al. 1994), ao passo que na tipologia Catingueira ocorre uma anomalia positiva de Eu (Sial 1997, Sial et al. 1988). Na Faixa Seridó, Galindo (1993) descreve a presença de rochas alcalinas, constituindo o Granitóide Umarizal (extremo oeste da Faixa Seridó), o qual mostra características tardias em relação à orogênese Brasileira. Por outro lado, na porção leste da FSe, rochas alcalinas enriquecidas em sílica são encontradas adjacentes ou no interior de zonas de cisalhamento, evidenciando um posicionamento claramente sin-tectônico (Araújo et al. 1993, Jardim de Sá 1994, Araújo et al. 1995, Trindade et

al. 1995b, Hollanda et al. 1995, Galindo et al. 1997b, Nascimento et al. 1997, Jardim de Sá et al. 1997) (Fig. 3.1).

A idade deste magmatismo ainda é muito pouco conhecida, seja no Domínio da Zona Transversal ou na Faixa Seridó; nesta última, os estudos isotópicos (Rb-Sr rocha total) no Granitóide Umarizal, fornecem idade de cristalização a 545 ± 7 Ma (Galindo 1993). No Domínio da Zona Transversal, Silva Filho e Guimarães (1990) realizaram estudos geocronológicos Rb-Sr (rocha total) num enxame de diques (tipo Triunfo), próximo à região de Salgueiro-PE, onde o alinhamento de dez amostras indica uma idade de cristalização de 514 ± 20 Ma, por outro lado, a datação pela mesma metodologia, no plúton de Triunfo, fornece idade de colocação e cristalização mais antiga, de 583 ± 12 Ma (Ferreira et al. 1994).

(6) **Suíte “leucogranítica”** (Jardim de Sá 1994 - Fig. 3.1): caracterizada na Faixa Seridó, esta suíte compõe-se de corpos com formas e dimensões variadas, desde *stocks* isolados (p. ex. Dona Inês e Serra Pelada), plútons e/ou fácies, pertencentes a grandes batólitos (ex: Acari, S. José da Espinharas, Brejo Cruz e Patu, entre outros) ou mais comumente como *sheets* de espessura métrica a hectométrica ao longo de zonas de cisalhamento brasileiras. Relações de campo permitem caracterizar essa suíte como mais tardia ou, no máximo, contemporânea aos granitos porfiríticos e K-dioritos, que podem estar presentes como xenólitos ou cortados por apófises dos “leucogranítica”. Composicionalmente variam de sieno a monzogranitos, de textura variada, com biotita, titanita, epídoto, apatita, alanita, zircão e opacos. Em Dona Inês, granada e/ou muscovita podem estar presentes como minerais primários. São rochas predominantemente peraluminosas, enriquecidas em SiO_2 e empobrecidos em $\text{Fe}_{(t)}$, MgO , CaO , Sr e Zr , o que sugere uma fonte crustal para essas rochas (Jardim de Sá 1994). Seu padrão de distribuição de elementos terras raras é caracterizado por um enriquecimento dos

terras raras leves em detrimento dos pesados e uma significativa anomalia negativa de Eu.

À semelhança da suíte básico-intermediária, os estudos isocrônicos Rb-Sr realizados nos “leucogranitos” não foram bem sucedidos. Nos dois casos estudados, o batólito de Acari e o plúton de D. Inês, as idades obtidas são encaradas apenas a nível de idades de referência. Dois afloramentos dos “leucogranitos” de Acari foram tentativamente datados por Jardim de Sá (1994); no primeiro uma grande dispersão dos pontos analíticos impediu qualquer inferência quanto à idade; no segundo, apesar de razões I_{Sr} homogêneas, a pequena variação da razão $^{87}Rb/^{86}Sr$ (0,25) resulta numa idade com erro muito elevado (425 ± 215 Ma). No plúton de Dona Inês (McMurry et al. 1987), apesar da boa variação das razões $^{87}Rb/^{86}Sr$, o alinhamento das amostras (15) não é bom, definindo uma pseudoisócrona ($MSWD \neq 97$) com idade de 555 ± 35 Ma.

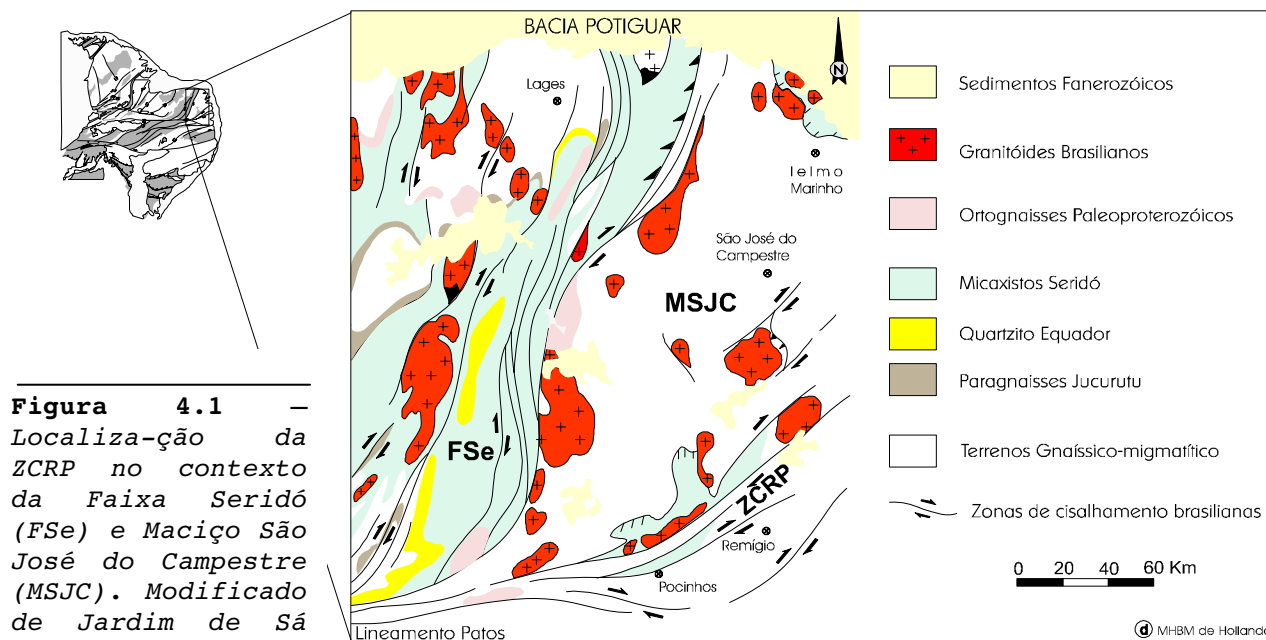
(7) Vale ressaltar ainda a presença de granitóides de **afinidade shoshonítica** descritos no Domínio da Zona Transversal por Silva Filho et al. (1987), Sial e Ferreira (1988) e Guimarães (1989), Silva Filho (1989) e Medeiros (1995), representados pelo Complexo Terra Nova, Complexo Bom Jardim e o Batólito de Teixeira. Na Faixa Seridó, este magmatismo encontra-se representado, até o momento, pelo granitóide Quixaba (Galindo 1993, Galindo et al. 1997c). Esta suíte compreende granitos, sienitos, quartzo monzonitos e monzonitos, com piroxênio e anfibólio, e características químicas transicionais entre as suítes alcalina e cálcio-alcalina (Sial e Ferreira 1990). São rochas meta a peraluminosas, enriquecidas em álcalis, Fe(t), CaO, MgO, Sr, Zr. Mostram enriquecimento em terras raras leves em relação aos pesados e baixas razões La_N/Sm_N (variando de 12 a 22); anomalias de Eu, quando presentes (positivas ou negativas), são muito discretas (Guimarães e Silva Filho 1990, Galindo 1993, Medeiros 1995 e Galindo et al. 1997c). Ao efetuar comparações

geoquímicas entre os diversos granitóides do DZT, Medeiros (1995) não consegue distinguir geoquimicamente as rochas de afinidade shoshonítica das rochas cálcio-alcalinas potássicas e as considera, portanto, como membros de um único grupo - *rochas alcalinas de alto potássio*.

Guimarães e Silva Filho (1990) realizaram estudos geocronológicos Rb-Sr (rocha total) no Complexo Bom Jardim, obtendo uma pseudoisócrona (MSWD⁹⁹) com idade de 585 ± 38 Ma. Na Faixa Seridó, no granitóide Quixaba, 5 pontos mal alinhados (MSWD^{26,49}) fornecem uma idade extremamente elevada, de $1,07 \pm 0,16$ Ga. Tal dado não apresenta significado geológico e provavelmente reflete mistura incompleta de líquidos distintos (Galindo 1993, Macedo et al. 1993).

CAPÍTULO IV – A ZONA DE CISALHAMENTO REMÍGIO-POCINHOS

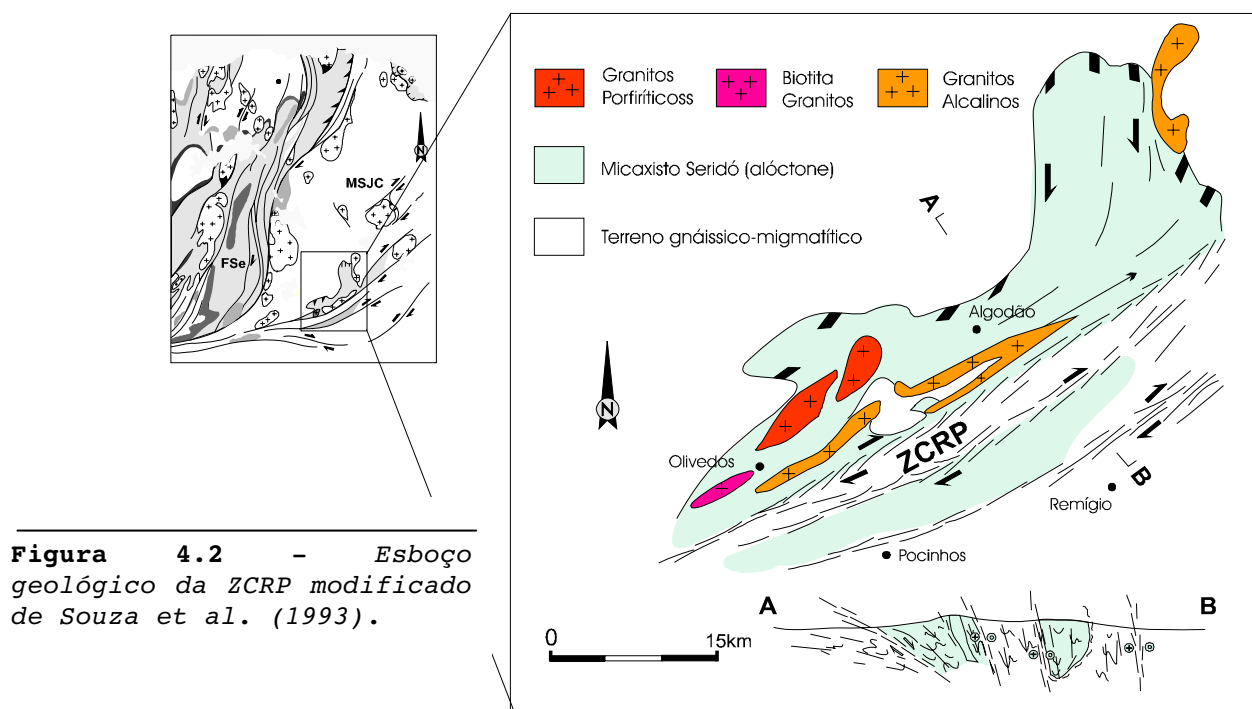
Localizada no extremo sul do Maciço São José de Campestre, a Zona de Cisalhamento Remígio-Pocinhos (ZCRP) é um exemplo das transcorrências brasileiras que cortam a PB na direção SW-NE (Fig. 4.1). Caracterizada como um dos ramos orientais do Lineamento Patos (Jardim de Sá et al. 1993, Trindade et al. 1993, Trindade 1995, Trindade et al. 1995a,b), a ZCRP estende-se por mais de 150 km até o litoral Potiguar, onde é encoberta pelos sedimentos do Grupo Barreiras. Em produtos de sensoriamento remoto a ZCRP dispõe-se como um intrincado feixe de cisalhamentos, dispostos paralelamente, com 6 a 10 km de largura.



4.1. Unidades Petro-Estruturais

Em zonas de cisalhamento, o estabelecimento de uma cronologia entre unidades lito-estratigráficas torna-se bastante difícil, devido à dificuldade de visualização dos contatos

originais entre as mesmas, os quais são essencialmente alóctones. Todavia, ferramentas tais como o estudo da deformação, relações intrusão-inclusão, estudos do metamorfismo, relações-estratigráficas nas áreas de baixo *strain*, além de correlação com a geologia regional, são utilizadas na abordagem deste problema. Com base nestes critérios, Trindade (1995) e Araújo (1995) estabeleceram uma cronologia entre as unidades aflorantes na ZCRP, caracterizando um Complexo Gnáissico-Migmatítico mais antigo e uma Unidade Metassedimentar mais jovem, ambas distribuídas ao longo de faixas paralelas com direção E-W a NE-SW, por vezes compondo blocos isolados (cavalos) delimitados por faixas de milonitos e ultramilonitos. Alojados sincronicamente ao funcionamento da ZCRP são encontrados diversos corpos granitóides brasileiros (Fig. 4.2).



O Complexo Gnáissico-Migmático compreende metaplutônicas graníticas a tonalíticas gnaissificadas, migmatizadas e por vezes granulitizadas, intrudidas por diques de pegmatitos, granitóides e, de forma mais restrita, por diques básicos anfibolitizados. Nos setores de menor *strain* da ZCRP são

reconhecidos um *fabric* de baixo ângulo e um bandamento antigo (S_1), de elevado grau metamórfico (fácies anfibolito), truncado por diques básicos anfibolitizados que mostram uma foliação interna (S_2) associada a dobramentos isoclinais, originalmente recumbentes (D_2). No setor de maior *strain* todas as estruturas pretéritas encontram-se obliteradas por dobras fechadas a isoclinais D_3 e pelo *fabric* milonítico superimposto (S_3 , C_3), chegando a desenvolver ultramilonitos. Veios pegmatíticos encontram-se intensamente boudinados, e veios de quartzo e mobilizados quatzo-feldspáticos formam finas lentes centimétricas a decimétricas. Devido à presença dos diques básicos anfibolitizados que truncam uma foliação mais antiga e ausência destes nos metassedimentos, Trindade (1995) e Araújo (1995) inferem uma idade mais antiga para estas rochas, correlacionando-as ao Complexo Caicó.

A Unidade Metassedimentar é representada por micaxistos e, subordinadamente, paragneisses com lentes de mármore e calciossilicáticas. Nos locais de menor *strain* é reconhecido um bandamento milimétrico anastomosado (S_1), definido pela alternância de níveis micáceos vs. quartzosos que, comumente, definem um *fabric* paralelo à xistosidade (S_2) desenvolvida nos planos axiais das dobras D_2 . Frequentemente estas feições encontram-se obliteradas pelo *fabric* superimposto (D_3) e dobradas pela deformação em fácies anfibolito alto a granulito da ZCRP. Os metassedimentos encontram-se variavelmente milonitizados; ultramilonitos de baixo grau são frequentes como faixas estreitas, localizadas preferencialmente junto ao contato com os ortogneisses. Próximo à cidade de Pocinhos é observada uma inversão estratigráfica onde os ortogneisses encontram-se sobrepostos aos micaxistos, sendo esta inversão atribuída à fase contracional D_2 (Trindade 1995, Trindade et al. 1995a)

O conjunto embasamento-supracrustais exhibe, na porção norte da ZCRP, um *fabric* (S_3/C_3) de baixo ângulo que tende a assumir forte mergulho ao se aproximar das zonas de maior *strain*, a sul,

tornando-se verticalizado (Figs. 4.2 e 4.3). Tal disposição é acompanhada do aumento do grau metamórfico, marcado pela migmatização dos micaxistos, gerando faixas milimétricas a centimétricas de leucossoma granítico, concordantes com a xistosidade. São também encontrados *sheets* de leucogranitos com granada, concordantes com a foliação S_3 (provavelmente gerados a partir da fusão dos metassedimentos), boudinados e com um *fabric* milonítico impresso.

A granitogênese brasileira na ZCRP é representada por diversos corpos granitóides sin-cinemáticos (vide capítulo 5), dispostos paralelamente ao *trend* desta estrutura (Fig. 4.2). O caráter sin-cinemático dos plútons é definido a partir da sua forma sigmoidal, concordante com a cinemática dextral dos cisalhamentos e pelo desenvolvimento de um *fabric* magmático (SPD) que evolui continuamente para uma *fabric* em estado sólido (PFC – Hutton 1988), concordante com a foliação das encaixantes; critérios cinemáticos observados no interior dos plútons, como por exemplo o entelamento de fenocristais, são concordantes com aqueles desenvolvidos em porfiroblastos e/ou mobilizados anatéticos das encaixantes (Trindade et al. 1995b). Por fim, estudos isotópicos Rb-Sr fornecem idade neoproterozóica para os granitos da região de Algodão e Olivedos (ver Cap. 5).

4.2. Geometria e Cinemática

Jardim de Sá et al. (1993), Trindade et al. (1993), Trindade (1995) e Trindade et al. (1995a,b) caracterizam a ZCRP como uma estrutura transtraccional com geometria em meia-flor positiva. A norte predominam movimentos extensionais, em continuidade cinemática com movimentos transcorrentes dextrais a sul (Fig. 4.3).

Na porção norte da ZCRP, a foliação associada mostra direção N-S com mergulho suave para E e lineação de estiramento com alto *rake* com mergulhos variando entre 20° a 45° para SSW.

Critérios cinemáticos nos micaxistos, tais como, *boudins* sigmoidais, foliação S-C e assimetria de sombras de pressão em porfiroblastos de andaluzita, granada e cordierita, permitiram caracterizar um movimento extensional com topo para SSW (Trindade et al. 1993, Trindade 1995). Este setor foi denominado, pelo referido autor, como *domínio extensional*. No Complexo Gnáissico-Migmatítico esta extensão é observada através de *boudins* granitóides e assimetria dos *augen* de feldspatos.

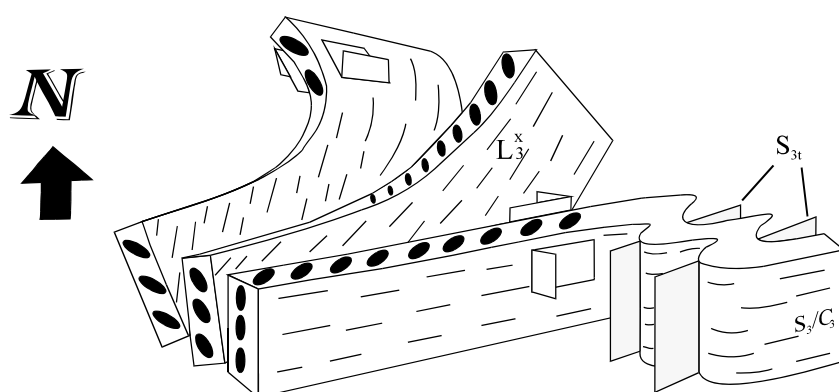


Figura 4.3 - Geometria e cinemática da ZCRP. Observar o componente extensional a norte, passando a um contexto transcorrente a sul, com progressiva verticalização dos cisalhamentos, acompanhada pela horizontalização das lineações de estiramento (segundo Trindade 1995)

Para sul, a foliação é progressivamente verticalizada, assumindo direção média N65E, com a lineação de estiramento defletida e mostrando baixo rake na parte central da estrutura. A cinemática, definida através de *boudins* e porfiroblastos sigmoidais e/ou rotacionais, superfícies S-C e C' e dobras assimétricas (observados nos ortognaisses do embasamento e nos mobilizados do micaxistos migmatizados) indicam movimentos dextrais para esta zona, denominada de *corredor central* por Trindade (1995). Estes critérios estão compatíveis com aqueles observados na porção norte, indicando uma continuidade cinemática entre um setor e outro. Tal continuidade também é confirmada através de *sheets* granitóides sin-cinemáticos e pelo desenvolvimento de minerais metamórficos de alta temperatura-baixa pressão (ver item 4.3), ao longo de toda a estrutura (Trindade et al. 1995a).

As zonas miloníticas ocorrem de forma mais espaçada na porção norte da ZCRP, ao contrário do que ocorre a sul (setor transcorrente), onde estas compõem uma faixa com 8 km de largura, condicionando os contatos entre as fatias de ortognaisses e metassedimentos (*cavalos transcorrentes*). Dobras de grande escala são observadas a sul e a norte desse sistema, exibindo plano axial paralelo às faixas miloníticas adjacentes. Dobras com plano axial oblíquo (S_{3t}) aos cisalhamentos e afetando o *fabric* D_3 , podem ser vistas no setor transcorrente. Estas dobras se desenvolveram sincrônica ou tardiamente aos cisalhamentos (Trindade 1995) (Figs. 4.2 e 4.3).

4.3. Metamorfismo

Souza e Jardim de Sá (1993) individualizaram três eventos metamórficos para a ZCRP. O primeiro evento, denominado de M_1 , é representado pelo bandamento de alto grau observado no substrato de ortognaisses e migmatitos. O segundo evento, M_2 , encontra-se relacionado à tectônica tangencial anterior à implantação da zona de cisalhamento, responsável pela recristalização de hornblenda + plagioclásio ($An > 25\%$) nos diques básicos, e biotita + granada nos metassedimentos. O último e mais importante evento, M_3 , é relacionado à implantação da ZCRP, com este evento melhor observado nos metassedimentos, sendo caracterizado por um aumento de temperatura de NW para SE, como descrito a seguir e ilustrado na Fig. 4.4.

Na porção NW da ZCRP, onde predominam os cisalhamentos de baixo ângulo, M_3 foi caracterizado pela paragénese biotita + granada $\pm$ cordierita $\pm$ andaluzita (extremo NW) e por estaurolita e sillimanita (próximo aos cisalhamentos transcorrentes). A presença de andaluzita boudinada, com os *necks* preenchidos por sillimanita, evidencia o caráter progressivo deste evento. Tais associações corresponderiam ao fácies anfibolito.

Na porção central da ZCRP (feixes transcorrentes), a estaurolita e a andaluzita desaparecem e os metapelitos são transformados em paragnaisses de granulação média a grossa, com porfiroblastos de granada, sillimanita e K-feldspato pertítico. Esses paragnaisses podem estar migmatizados, desenvolvendo *sheets* de leucossoma granítico (com muscovita, granada e sillimanita) paralelos à foliação S_3 , e critérios cinemáticos indicando movimento dextral. A associação de tais minerais, em conjunto com os mobilizados anatéticos, indicam a atuação do fácies anfibolito alto a granulito.

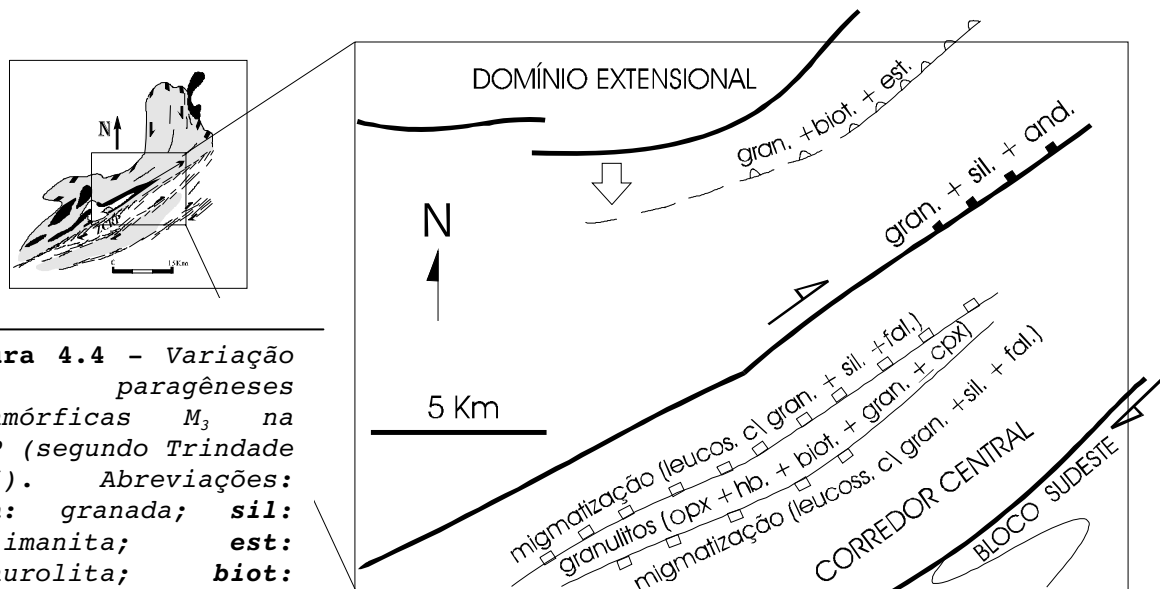


Figura 4.4 - Variação das paragéneses metamórficas M_3 na ZCRP (segundo Trindade 1995). Abreviações: **gran:** granada; **sil:** sillimanita; **est:** estaurolita; **biot:** biotita; **and:** andaluzita; **fal:** feldspato alcalino, **opx:** ortopiroxênio, **hb:** hornblenda e **cpx:** clinopiroxênio.

Souza e Jardim de Sá (1993) ainda descrevem, em porções restritas do embasamento gnáissico-migmatítico, a presença de ortopiroxênio + granada + clinopiroxênio, em equilíbrio com hornblenda e biotita (segundo a foliação S_3) caracterizando assim o início do fácies granulito. Nos estágios finais de atuação da ZCRP predominaram feições retrometamórficas, indicadas pela presença de epídoto, titanita, biotita fina e muscovita, associados às faixas ultramiloníticas.

A termobarometria do anfibólio (Blundy e Holland 1990; Schmidt 1992) nas rochas do setor transcorrente (granulitos e micaxistos migmatizados), indicam condições de P-T variando de 671 a 765°C e pressões na faixa de 3,8 a 5,7 kbar. Estes dados indicam que o evento metamórfico principal da ZCRP atuou sob condições de baixa pressão e alta temperatura, numa faixa transicional entre fácies anfibolito superior e o fácies granulito (Souza et al. 1998).

4.4. Mega-estruturação e o significado tectônico da ZCRP

As paragêneses minerais presentes nas rochas miloníticas da ZCRP implicam na atuação de cisalhamentos em alta temperatura. Isto é especialmente observado no *setor transcorrente*, através dos mobilizados anatéticos sincrônicos à atuação dos cisalhamento e da presença de granulitos (ambos ausentes no *domínio extensional*). O registro de um maior aporte de calor na porção central pode ser tentativamente explicado através da verticalização das estruturas, que facilitaria a ascensão de fluidos neste setor (Souza e Jardim de Sá 1993, Trindade 1995). Estas feições, juntamente com a individualização das diversas faixas de micaxistos e gnaisses, delimitadas por milonitos e ultramilonitos, evidenciam um alto grau de deformação dúctil e importantes deslocamentos ao longo da ZCRP (Trindade 1995, Trindade et al. 1995a). Feições retrometamórficas são observadas nos estágios tardios de atuação da ZCRP, em faixas ultramiloníticas (centimétricas a hectométricas) com minerais característicos do fácies xisto verde, que retrabalham veios anatéticos sincrônicos à deformação dúctil. O truncamento desses ultramilonitos por rochas cataclásticas evidencia a superposição de uma deformação em regime frágil. Milonitos de alta temperatura, milonitos de baixa temperatura e cataclasitos, em sequência temporal, refletem a atuação da ZCRP desde níveis crustais profundos até níveis crustais mais rasos, resultante do

progressivo soerguimento do terreno no decorrer da orogênese Brasileira. Com base nisto, Trindade (1995) caracteriza a ZCRP como uma zona de cisalhamento de escala crustal (ou mesmo litosférica), e propõe uma continuidade entre os milonitos de alta temperatura do Lineamento Patos, e aqueles observados na ZCRP. Com base nesta continuidade, a ZCRP representaria umas das terminações em *splay* da porção oriental do Lineamento Patos.

Em mapa gravimétrico residual, a ZCRP é como um eixo de anomalia positivo, de orientação NE-SW, margeada por dois eixos negativos (Lins et al. 1993). O eixo da anomalia positiva coincide com a porção central da ZCRP, sendo compatível com o afinamento crustal associado ao movimento transtraccional. Anomalias positivas isoladas ao longo dos eixos podem refletir magmas mantélicos ou blocos granulíticos posicionados na crosta; as anomalias negativas mais alongadas coincidem com faixas de metassedimentos dispostas ao longo das zonas de transcorrência, enquanto corpos graníticos definem anomalias mais localizadas.

Considerando o quadro geológico regional que individualiza diferentes terrenos para a Província Borborema (Santos 1996, Santos e Medeiros 1997, Jardim de Sá et al. 1997), ZCRP a representa o limite entre blocos contendo protólitos de idades distintas (Maciço São José do Campestre e o Terreno Alto-Pajeú, Santos 1996). O caráter litosférico da ZCRP, observado através do forte gradiente geotérmico e anomalias gravimétricas, insere na discussão se a ZCRP representa um cisalhamento intracontinental ou uma zona de sutura. A ausência de rochas básicas que pudessem sugerir uma sequência ofiolítica, somada à ausência de rochas granitóides de afinidade cálcio-alcálica (ver Capítulo 8), são fortes argumentos para interpretar a ZCRP como um cisalhamento intracontinental de escala litosférica.

CAPÍTULO V - GRANITÓIDES BRASILEIROS ASSOCIADOS A ZCRP: ASPECTOS DE CAMPO E GEOCRONOLOGIA

Acompanhando a estruturação da ZCRP são encontrados diversos corpos granitóides brasileiros de direção NE-SW, alojados sincronicamente à atuação dos cisalhamentos. Estes corpos não ultrapassam individualmente 30 km² de área aflorante, e foram subdivididos de acordo com aspectos petrográficos/texturais em cinco unidades, denominadas de: *titanita-biotita granitos porfiríticos*, *biotita granitos de textura média a grossa*, *biotita microgranitos*, *aegirina-augita microgranitos* e *granitos aluminosos*. A ausência de critérios de campo (por exemplo, inclusão e/ou intrusão), não permitiram o estabelecimento de uma cronologia relativa entre as rochas plutônicas, porém através de estudos isotópicos Rb-Sr (ver adiante) foi possível estabelecer um empilhamento estratigráfico entre as principais unidades. Estes corpos pelas suas características estruturais e geoquímicas (ver Capítulo 8), são correlacionados à suíte G₃ de Jardim de Sá *et al.* (1984).

Este capítulo compreende uma descrição sumariada dos aspectos de campo, incluindo a forma dos corpos, contatos, relações de inclusão e seus aspectos estruturais, bem como a idade absoluta dos principais plútons investigados.

O estudo radiométrico dos corpos graníticos da ZCRP foi efetuado pela metodologia Rb-Sr em rocha total. A preparação mecânica das amostras foram realizadas nos laboratórios do DG/UFRN. As mesmas foram selecionadas através de análises químicas por fluorescência de raios-X no CPGeo (USP), dando-se especial atenção às variações dos teores de Rb e Sr. O ataque químico das amostras e separações isotópicas foram realizadas no Laboratório Intermediário de Geocronologia da UFRN, aplicando-se, com algumas modificações, os procedimentos técnicos

descritos por Kawashita et al. (1974). As leituras das análises com Sr natural (SrN) foram efetuadas no espectômetro de massa (MAT-262) do Laboratório de Geocronologia da UnB. Nas amostras em que foi necessário o método de diluição isotópica (DI), foi usado *spike* combinado Rb-Sr (Sales 1997) e as leituras foram feitas no espectômetro de massa (VG-354) do Centro de Pesquisas Geocronológicas da USP (CPGeo). Os valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ foram normalizados para $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0,1194$ e as idades calculadas no programa ISOJOB, com cálculo isocrônico pelo método de Williamson (1968) adotando $\lambda_{\text{Rb}} = 4,2 \times 10^{-11} \text{ anos}^{-1}$ (resultados analíticos apresentados na tabela 5.1).

Tabela 5.1 – Dados analíticos Rb-Sr em rocha total, dos granitóides da ZCRP.

	Amostra	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Rb}$ ($\pm 10^{-3}$)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ($\pm 10^{-5}$)	Coordenadas
GSBV	RN-24	98,8	586,4	0,487 (10)	0,73714 (3)	6° 59' 32" S; 36° 12' 36" W
	RN-25A	142,5	342,5	1,204 (24)	0,73714 (3)	6° 59' 15" S; 36° 12' 24" W
	RN-28	112,1	485,9	0,667 (13)	0,71428 (3)	6° 59' 07" S; 36° 11' 32" W
	RN-29A	81,4	936,1	0,252 (5)	0,71066 (8)	6° 59' 11" S; 36° 11' 11" W
	RN-32	117,7	58,5	5,831 (117)	0,75445 (10)	6° 56' 58" S; 36° 08' 32" W
GJ	RN-39	100,6	168,2	1,733 (35)	0,72309 (3)	6° 55' 33" S; 36° 04' 57" W
GO	RN-12	295,5	113,6	7,532 (155)	0,76876 (3)	6° 59' 54" S; 36° 14' 52" W
	RN-13	294,2	106,1	10,820 (168)	0,77428 (3)	6° 59' 54" S; 36° 14' 58" W
	RN-14	297,5	106,4	8,142 (163)	0,77368 (4)	6° 59' 54" S; 36° 15' 04" W
	RN-15	232,4	120,6	5,573 (112)	0,75498 (3)	7° 00' 12" S; 36° 15' 16" W
	RN-17	275,5	61,8	13,030 (261)	0,81138 (3)	6° 59' 32" S; 36° 14' 46" W
GSB	RN-03C *	124,31	1326,0	0,271 (1)	0,70833 (9)	6° 59' 32" S; 36° 07' 48" W
GSA	RN-40*	188,69	1205,9	0,454 (2)	0,71063 (6)	6° 55' 00" S; 35° 59' 06" W
"	RN-40B*	159,73	1339,1	0,345 (1)	0,70978 (22)	6° 55' 00" S; 35° 59' 06" W
"	RN-42*	163,31	938,6	0,504 (2)	0,71086 (9)	6° 55' 00" S; 35° 59' 06" W

Legenda: GSBV - Granito Serra da Boa Vista; GJ - Granito Jandaíra; GO - Granito Olivedos; GSA - Granito Serra do Algodão; GSB - Granito Serra do Boqueirão; * - Amostras em que foram realizadas diluição isotópica.

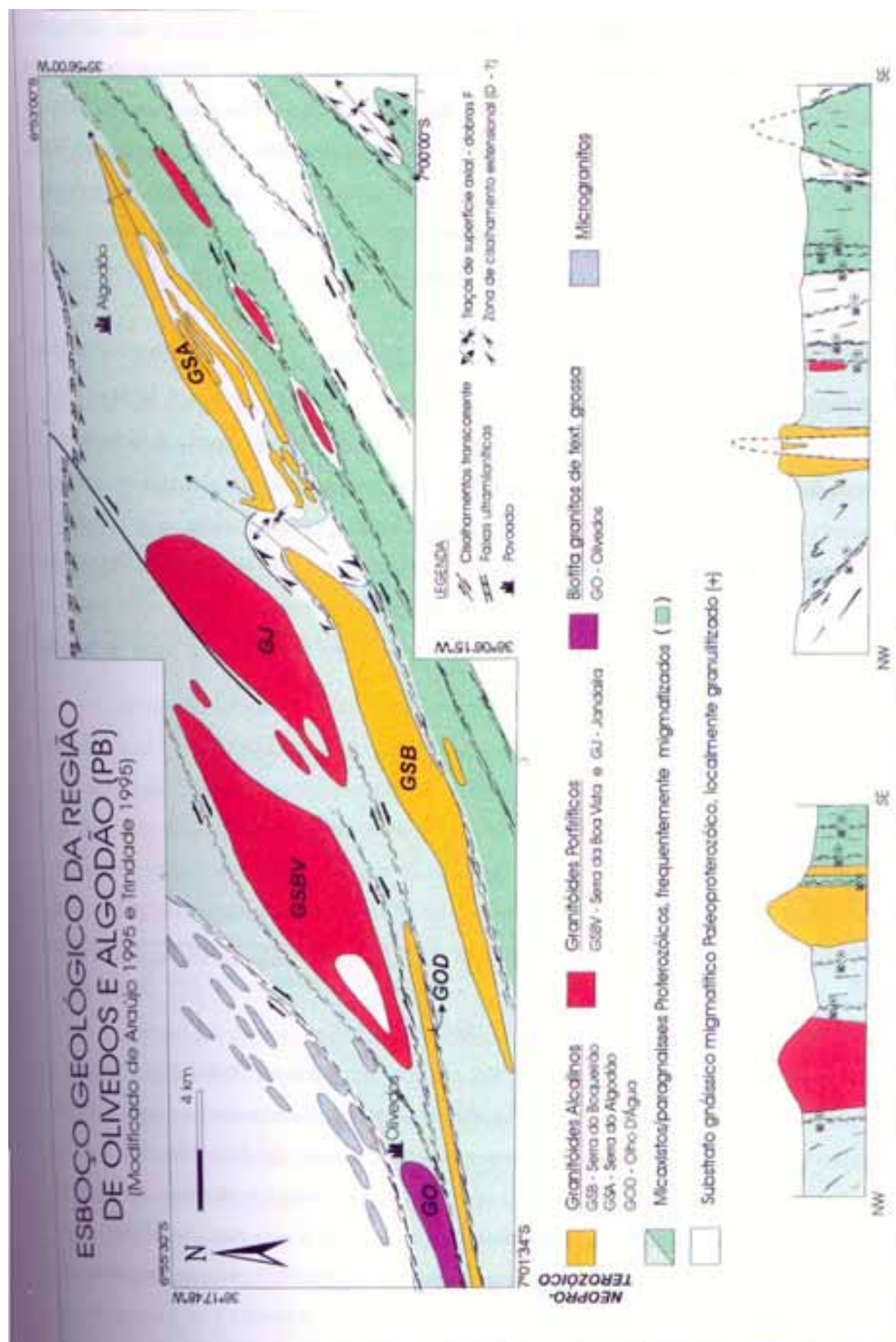
5.1. Titanita-biotita granitos porfiríticos: Granitos Serra da Boa Vista e Jandaíra.

Alojados nos metassedimentos, os titanita-biotita granitos porfiríticos são representados pelos granitos de Serra da Boa Vista (GSBV) na porção centro-leste da área, e Jandaíra (GJ) na porção central. O granito Serra da Boa Vista mostra forma sigmoidal, enquanto o plúton de Jandaíra apresenta forma en cornue. Subordinadamente ocorrem diversos *sheets* graníticos, de espessura métrica a decamétrica, inseridos no feixe central de

cisalhamentos (Fig. 5.1).

As formas dos corpos juntamente com a geometria destes, em relação aos feixes de cisalhamentos brasileiros (eixo maior do corpo subparalelo a ZCRP), são coerentes com a movimentação dextral da ZCRP. Os corpos maiores encontram-se variavelmente deformados, desenvolvendo ora um *fabric* PFC (no sentido de Hutton 1988), referente à deformação por fluxo viscoso durante o alojamento, ora um *fabric* SPD, observado através da continuidade de faixas miloníticas no interior dos corpos, compreendendo foliações subverticais (observadas principalmente nas bordas dos corpos) de direção geral N40E e lineação mineral sub-horizontal, marcada pelos minerais máficos e estiramento dos grãos de quartzo e feldspato (Trindade 1995 e Araújo 1995). *Sheets* posicionados a sul do corpo alcalino da Serra do Boqueirão estão bastante deformados, compondo desde milonitos *augen* até ultramilonitos (Foto 5.1).

Megaxenólitos das encaixantes gnaissificadas (Granito Serra da Boa Vista) ou de micaxistos (Granito Jandaíra) conforme ilustrado na Fig. 5.1, são feições comuns nestes corpos, além da presença de encraves magmáticos máficos. Estes encraves apresentam formas circulares a alongadas, granulação fina a média, contatos predominantemente difusos e, em alguns locais, incorporam fenocristais de feldspatos do granito, definindo



uma textura do tipo *mingling* (Foto 5.2). No Granito Jandaíra esses encraves são mais freqüentes na borda SE do corpo, onde apresentam formas facoidais, e estão alongados paralelamente ao *fabric* magmático. Eventualmente, nas bordas dos encraves ocorre uma passagem, gradual da parte máfica à parte félsica, sugerindo mistura (*mixing*) com os granitóides porfiríticos; todavia, as feições do tipo *mingling*, em geral, prevalecem sobre as do tipo *mixing* (Trindade 1995). Os aspectos petrográficos (contatos irregulares e incorporação de fenocristais) sugerem um contraste de viscosidade e temperatura (dados termobarométricos no Cap. 7) entre estes magmas, o que explicaria a dominância de texturas do tipo *mingling*.

Seis amostras representativas desta unidade (Tabela 5.1 e Fig. 5.1) foram analisadas para estudos isotópicos Rb-Sr, fornecendo uma idade isocrônica de 554 ± 10 Ma com $I_{Sr} = 0,70907 \pm 0,00011$ (Fig. 5.2). Das 4 amostras utilizadas na isócrona, 3 representam o corpo de Serra da Boa Vista e 1 o de Jandaíra, estas amostras foram plotadas em conjunto, baseado nas características petrográficas e geoquímicas destes corpos, que aponta uma fonte comum. Uma nova isócrona foi construída apenas com as amostras de Serra da Boa Vista, com resultado isocrônico extremamente próximo com $t = 544 \pm 12$ Ma ($I_{Sr} = 0,70913 \pm 0,00011$; MSWD = 0,12), corroborando uma derivação a partir de magmas parentais.

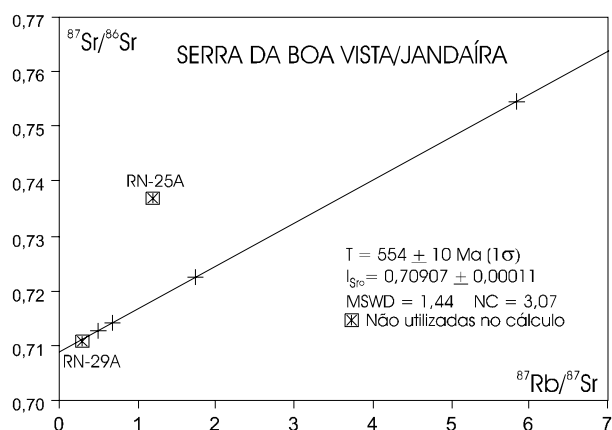


Figura 5.2 – Diagrama isocrônico Rb-Sr para os granitos porfiríticos de Serra da Boa Vista e Jandaíra.

Duas amostras foram excluídas do cálculo da isócrona, a RN-25A e RN-29A. A amostra RN-25A (Fig. 5.2) representa um dique de espessura métrica do granito porfirítico, intrusivo no megaxenólito do embasamento (granito Serra da Boa Vista, Fig. 5.1). Esta amostra é representativa dos corpos porfiríticos e não se observou características petrográficas e geoquímicas que justificassem, *a priori*, o seu não alinhamento com as demais amostras que definem a isócrona (Fig. 5.2). Contudo, é evidente que, neste caso, houve uma perturbação do sistema isotópico Rb-Sr, provavelmente com a incorporação de Sr radiogênico através de interações com a rocha encaixante.

Devido à presença de carbonato, causando eventual perturbação no sistema isotópico Rb-Sr, a amostra RN-29A também foi excluída do cálculo isocrônico. Contudo, para efeito de comparação, a inclusão desta amostra no cálculo fornece uma idade apenas um pouco mais elevada, $t = 570 \pm 10$ Ma ($I_{Sr} = 0,70882 \pm 0,00009$) e de qualidade estatística inferior (MSWD = 4,2; NC = 2,6).

A idade de 554 ± 10 Ma situa-se na faixa de valores das idades obtidas para os granitos da suíte porfirítica da Faixa Seridó (plútons de Acari e São José de Espinharas, Jardim de Sá 1994) e Maciço São José de Campestre (Monte das Gameleiras; McMurtry *et al.* 1987, Jardim de Sá 1994). Considerando o caráter sintectônico destes plútons, este valor pode representar a idade de recristalização da rocha associada ao metamorfismo M_3 , ou a idade mínima de sua cristalização. O pico do metamorfismo na ZCRP foi datado por Souza *et al.* (1998) como 578 ± 28 Ma (análises de monazita em microsonda eletrônica) e, dentro da margem de erro, este valor é concordante com a idade dos granitos porfiríticos, dificultando uma escolha, ou mesmo distinção, entre as hipóteses acima referidas.

5.2. Biotita granitos de textura grossa: *Granito Olivedos*

O plúton de Olivedos, localizado próximo à cidade homônima, no extremo W da área (Fig. 5.1) é constituído por biotita granitos de textura média a grossa. Encaixado em metassedimentos. Este corpo apresenta forma em *cornue* com seu contato, a sul, delineado por uma zona cisalhamento. À semelhança dos corpos porfiríticos, é comum a presença de encraves máficos, em geral alongados, os quais eventualmente desenvolvem textura do tipo *mingling* com o granito hospedeiro, observada através da incorporação de cristais de feldspatos do granito. Diques graníticos e pegmatíticos intrudem e truncam a foliação destas rochas.

À exemplo dos demais corpos graníticos da ZCRP, a deformação neste corpo variou do estado viscoso (PFC) ao estado sólido (SPD), porém, predominando esta última, responsável pelo desenvolvimento de uma foliação subvertical na direção N75E e uma lineação subhorizontal marcada pelos minerais máficos e por estiramento dos grãos de quartzo. Critérios cinemáticos observados no interior do plúton, tais como pares conjugados S-C, assimetria dos cristais de feldspato e dos encraves, indicam uma cinemática dextral concordante com os cisalhamentos da ZCRP (Foto 5.3).

As relações de campo não permitiram estabelecer uma cronologia entre o corpo de Olivedos e os granitos porfiríticos, contudo, o alinhamento de cinco amostras do corpo de Olivedos (Tabela 5.1) define uma isócrona com $t = 523 \pm 19$ Ma e $I_{Sr} = 0,71292 \pm 0,00020$ (Fig. 5.3), sugerindo que este corpo é mais tardio em relação aos corpos de Serra da Boa Vista e Jandaíra.

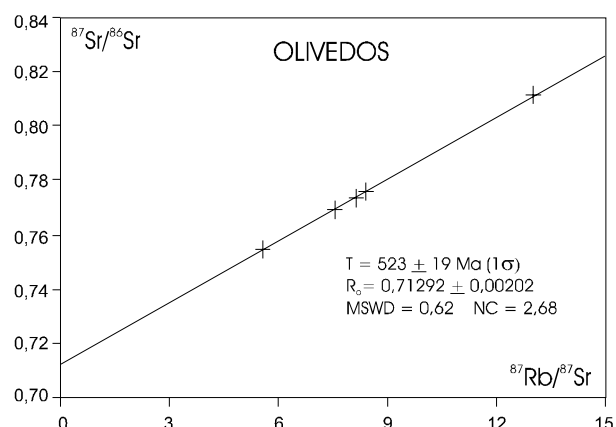


Figura 5.3 — Diagrama isocrônico Rb-Sr para o Granito Olivedos.

5.3. Biotita microgranitos e granitos aluminosos

De ocorrência mais restrita, os biotita microgranitos compõem pequenos *sheets* no extremo NW da área, próximo à cidade de Olivedos (Fig. 5.1). Orientados segundo a direção N45E, estes corpos intrudem os ortognaisses do embasamento e, menos freqüentemente, os metassedimentos, truncando a foliação mais antiga dessas rochas. Grãos de quartzo estirados e a orientação dos máficos definem uma lineação subhorizontal, impressa na foliação subvertical, ambas bastante penetrativas na rocha. Critérios cinemáticos observados no interior dos *sheets* (formas dos xenólitos e encraves), são compatíveis com a cinemática da ZCRP.

Duas gerações de diques pegmatíticos cortam estes corpos. A primeira, mais antiga, é concordante com a foliação da rocha e a segunda, mais jovem, ocorre de forma discordante, estando eventualmente dobradas.

Os **granitos aluminosos** ocorrem como pequenos *sheets* decimétricos a métricos, truncando os micaxistos e o complexo gnáissico migmatítico na porção sul da área (Foto 5.4). Intensamente deformados, estes corpos podem estar dobrados ou boudinados e são considerados como produto da fusão parcial dos metassedimentos, concomitante à atuação da ZCRP (Trindade 1995). São rochas leucocráticas de textura fina a média, composição monzogranítica a granodiorítica e tendência aluminosa evidenciada pela presença de biotita + muscovita ± granada ±

silimanita. Devido à pequena expressividade destes corpos (espessura máxima de 100m e portanto não representáveis na escala de trabalho), o estudo destas rochas é aqui restrito aos aspectos macroscópicos.

5.4. Aegirina-augita microgranitos (granitos alcalinos): Granitos Serra do Algodão, Boqueirão e Olho D'Água

Como representantes dos aegirina-augita microgranitos, também referenciados como **granitóides alcalinos**, destacam-se os plútons de Serra do Boqueirão, na porção centro-sul da área, e Serra do Algodão, na porção leste (Fig. 5.1). Estes corpos mostram formas alongadas, paralelas ao cisalhamentos que limitam o setor extensional (a norte) do setor transcorrente (a sul), sendo que o granito Serra do Algodão apresenta uma estrutura em antiformal isoclinal (Trindade et al. 1995a,b). Subordinadamente ocorrem *sheets* graníticos, inseridos nos feixes de cisalhamentos, destacando-se entre estes o corpo próximo à cidade de Olivedos, no extremo SW da área com mais de 8 Km de comprimento, denominado de Granito Olho D'Água. Estas rochas cortam os micaxistos e, menos comumente, os gnaisses do embasamento, guardando eventualmente xenólitos miloníticos destes litotipos.

Os *sheets* inseridos entre os feixes de cisalhamentos estão bastante deformados desenvolvendo uma foliação milonítica e dobras assimétricas e/ou *boudins* em escala centimétrica. No granito Serra do Algodão são encontrados localmente diques tabulares de espessura centimétrica de coloração verde escura, dobrados e/ou boudinados (Foto 5.5). Estes diques podem representar diques sin-plutônicos básicos-intermediários, todavia a pequena espessura destes e o volume de rochas, dificulta esta hipótese. Outra hipótese levantada é que estes poderiam representar restitos de fusão. O modo de ocorrência destes corpos impossibilitou a coleta de amostras para um estudo mais detalhado, a nível microscópico e químico.

De um modo geral a foliação é subvertical e nos corpos maiores, se faz presente principalmente nas bordas, associada a uma lineação subhorizontal marcada pelos minerais máficos e quartzo estirado. Veios de quartzo alojados paralelos ao plano C, com foliação interna segundo o plano S, indicam uma cinemática dextral concordante com a cinemática da ZCRP.

Quatro amostras representativas dos granitos alcalinos foram analisadas pelo método Rb-Sr (Tabela 5.1 e Fig. 5.1), fornecendo uma idade isocrônica $t = 529 \pm 54$ Ma com $I_{Sr} = 0,70718 \pm 0,0003$ (Fig. 5.4). A amostra RN-03C não considerada no cálculo da isócrona por apresentar minerais bastante alterados, o que provavelmente provocou uma perturbação no sistema isotópico Rb-Sr (Fig. 5.4).

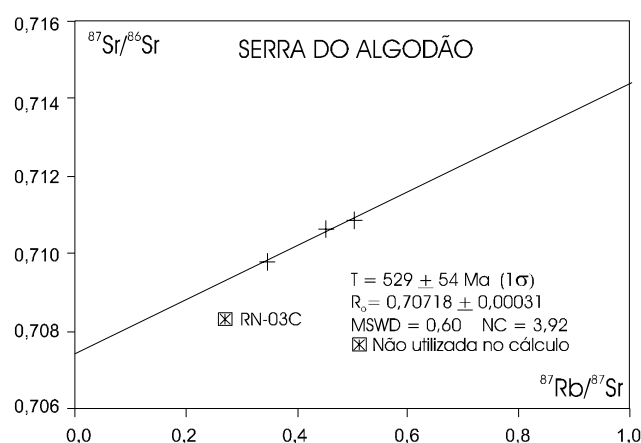


Figura 5.4 – Diagrama isocrônico Rb-Sr para o Granito Serra do Algodão.

Apesar da pequena dispersão dos pontos na isócrona, o valor obtido é coerente com a idade calculada para o corpo de Olivedos e ambas poderiam representar a idade mínima de cristalização destes corpos, neste caso constituindo as rochas mais tardias da ZCRP. Em termos de deformação não se observa diferenças significativas entre os corpos porfiríticos, rochas alcalinas e o granito Olivedos, que possam sugerir que estes últimos sejam mais tardios. No quadro regional a idade de 530 Ma está um pouco abaixo dos valores comumente encontrados para as rochas sintectônicas da Faixa Seridó, e portanto é possível que estes valores reflitam apenas o fechamento do sistema Rb-Sr após a

cristalização do corpo, provavelmente devido ao elevado fluxo de calor (M_3) presente na atuação da ZCRP (ver Cap. 4 e Souza *et al.* 1998). Esta hipótese é favorecida pela localização destes corpos junto à área de maior *strain* da ZCRP (Fig. 5.1).

PRANCHA 01 - LEGENDA

Foto 5.1 – Granito porfirítico milonitizado com textura augen e caudas de recristalização dos fenocristais de feldspatos indicando cinemática dextral (sheet a sul de Serra do Boqueirão)

Foto 5.2 – Mistura mecânica entre os magmas porfiríticos e básico-intermediário, deformado pelo cisalhamento transcorrente (borda leste do corpo de Jandaíra)

Foto 5.3 – Aspecto de campo do Granito Olivedos. Observar a foliação de direção $N65^\circ E$, e a presença de minerais máficos e encraves alongados segundo o plano *S*, indicando cinemática dextral. (Borda NE do corpo de Olivedos).

Foto 5.4 – Sheet de granito aluminoso encaixado em micaxistos, desenvolvendo a foliação *S*₃. Agregados de sillimanita (porção centro esquerda da foto) definem uma lineação de baixo rake. (Micaxistos próximos a cidade de Olivedos).

Foto 5.5 – Diques sin-magmáticos centimétricos, de material básico, alojados no granito Serra do Algodão. Observar dobras com plano axial de forte mergulho e boudinage paralela às charneiras, com suave caimento coerentes com a cinemática transcorrente da deformação. (Borda NE da Serra do Algodão).



5.1



5.2



5.3



5.4



5.5

CAPÍTULO VI - PETROGRAFIA

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

Este capítulo apresenta a classificação/nomenclatura adotada para as rochas graníticas da ZCRP a partir da qualificação e quantificação das fases minerais, um breve sumário das principais texturas observadas e suas implicações (quando possível) como marcadoras da evolução magmática dos granitos estudados.

A nomenclatura das rochas foi estabelecida com base em Streckeisen (1976), a partir de dados modais, obtidos no contador de pontos automático tipo Swift (1.000 pontos por lâmina para as rochas de textura fina a média e 2.000 pontos para as rochas de textura grossa) e de dados químicos. As fases minerais foram calculadas pela norma CIPW (através do programa NEWPET), sendo acrescentadas as correções de Le Maitre (1976) para a composição dos feldspatos. O diagrama ternário que relaciona félsicos (feldspatos-quartzo) e máficos com base em dados modais (Streckeisen 1976), também foi utilizado, além do diagrama catiônico de Debon e Le Fort (1983).

6.1. Classificação e nomenclatura das rochas graníticas brasileiras

6.1.1 - Granitos Porfiríticos: Serra da Boa Vista e Jandaíra

Dentre os corpos porfiríticos, Jandaíra mostra-se composicionalmente mais homogêneo que Serra da Boa Vista, quer

seja na variação de minerais félsicos, quer seja na soma de máficos. Segundo dados modais (Fig. 6.1a e Tabela 6.1), as rochas de Jandaíra apresentam uma composição monzogranítica (máficos entre 9 a 15% do peso total da rocha) enquanto Serra da Boa Vista varia de quartzo monzodiorito a quartzo monzonito, nas rochas menos evoluídas, e monzogranito nas rochas mais evoluídas (máficos de 4 a 20% da rocha - Fig. 6.1a e Tabela 6.2). Essas variações composicionais também são visualizadas em diagrama catiônico (Fig. 6.1b), porém com Jandaíra exibindo uma composição granítica a adamelítica (correlacionada à sienogranítica e monzogranítica de Streckeisen 1976) e Boa Vista entre granito a quartzo monzonito. Esse deslocamento em direção a composições mais ricas em feldspato alcalino, deve-se ao fato da biotita constituir uma fase mineral importante nessas rochas (Tabelas 6.1 e 6.2); portanto, o K da biotita, somado aos feldspatos, provoca um deslocamento para a direita no eixo P. Comportamento similar, porém mais acentuado, é visto no diagrama Q'-A'-P' com as amostras de Serra da Boa Vista, variando de álcali-feldspato granito/sienogranito a quartzo sienito/monzonito, enquanto Jandaíra mostra composição sienogranítica (Fig. 6.1c). Neste caso, a superestimação dos valores de ortoclásio deve-se ao fato de que, na norma CIPW, minerais hidratados (no caso a biotita - Tabelas 6.1 e 6.2) não são calculados, conseqüentemente todo o K é utilizado para formar o feldspato alcalino.

Tabela 6.1 - Composição modal do Granito Jandaíra

	RN-34	RN-35A	RN-38 ^A	RN-39	11J*	15J*	5J*
Quartzo	19,67	38,30	18,97	33,06	25,60	21,20	22,00
Plagioclásio	31,36	23,97	33,86	32,27	33,80	29,70	36,40
K-feldspato	29,90	21,87	45,07	20,83	22,70	32,60	27,00
Anfibólio	TR	-	-	-	0,30	-	TR
Titanita	1,30	1,82	TR	TR	0,80	0,10	0,30
Biotita	15,93	11,60	7,70	12,83	13,50	14,00	9,70
Allanita	0,43	-	-	0,16	0,10	0,10	0,30
Opacos	0,10	0,95	0,30	TR	1,60	1,20	2,20
Min. Aces. ⁽¹⁾	0,30	1,00	0,10	0,40	TR	TR	TR
Min. Sec. ⁽²⁾	0,23	0,40	1,36	0,43	TR	1,00	TR
Q	24,30	45,52	21,06	38,37	31,20	25,40	25,80
P	38,74	28,48	33,86	37,45	41,20	35,60	42,60

A	36,94	25,99	45,07	24,17	27,40	39,10	31,60
MÁFICOS	17,89	15,77	9,46	13,82	16,30	16,40	12,50

* Segundo Araújo (1995); (1) – apatita, zircão e epídoto; (2) – carbonato, sericita, clorita e mica branca

Tabela 6.2 – composição modal do Granito Serra da Boa Vista

	RN-04	RN-24	RN-25A	RN-27	RN-29A	RN-31	RN-32	RN-33	138J	133J	189J	25J
Quartzo	32,80	9,60	11,40	30,06	14,00	32,60	32,42	40,10	24,90	15,60	20,40	30,00
Plagioclásio	22,70	41,30	43,30	34,56	61,37	30,30	25,40	23,00	28,90	36,70	41,30	39,00
K-feldspato	35,90	27,83	29,16	23,06	10,80	32,00	37,68	31,46	27,30	24,10	22,30	19,50
Anfibólio	-	-	-	-	1,85	-	-	-	2,20	-	-	-
Titanita	0,20	TR	0,44	TR	0,67	TR	TR	TR	1,00	1,30	0,30	TR
Biotita	7,60	4,76	15,01	10,60	10,27	4,30	3,16	4,43	14,00	17,90	12,00	9,00
Allanita	-	-	TR	TR	-	-	TR	0,30	0,30	-	-	0,60
Opacos	TR	TR	0,38	TR	TR	TR	TR	TR	0,20	0,70	1,40	0,40
Min. Aces. ⁽¹⁾	0,20	TR	TR	0,22	TR	0,10	TR	0,30	0,20	0,30	0,20	0,10
Min. Sec. ⁽²⁾	TR	0,50	TR	0,63	0,48	0,30	0,80	TR	1,00	3,40	2,00	1,00
Q	35,82	12,19	13,56	34,07	16,24	34,35	33,95	42,40	30,70	20,40	24,30	33,90
P	24,83	52,46	51,63	39,17	71,20	31,92	26,59	24,32	35,70	48,00	49,20	44,10
A	39,27	35,34	34,77	26,75	12,53	33,71	39,45	33,27	33,70	31,60	26,50	22,00
MÁFICOS	8,00	5,26	15,83	11,45	13,27	4,70	3,96	5,03	18,90	23,60	15,90	11,10

* – segundo Araújo (1995); (1) apatita, zircão e epídoto; (2) carbonato, sericita, clorita e mica branca

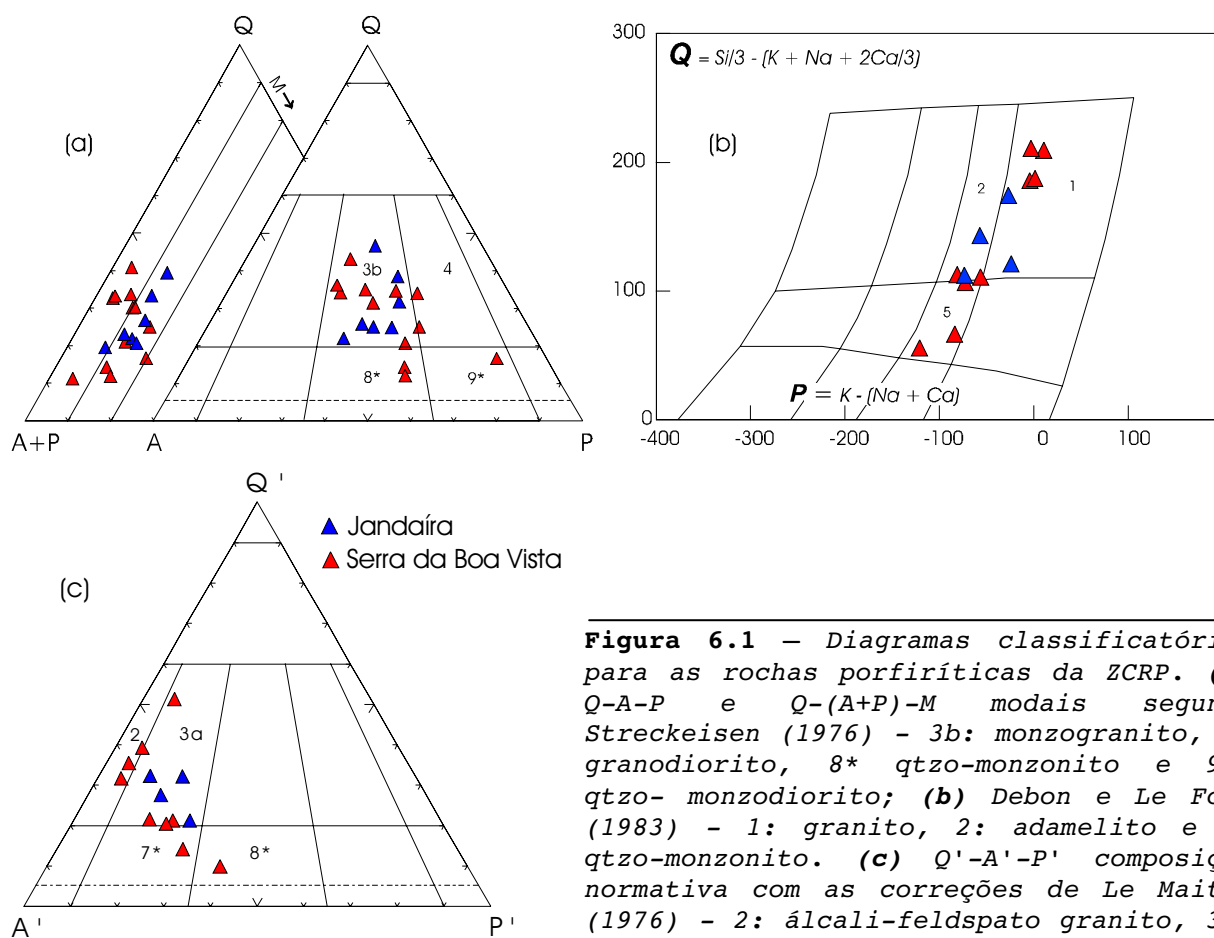


Figura 6.1 – Diagramas classificatórios para as rochas porfiríticas da ZCRP. (a) Q-A-P e Q-(A+P)-M modais segundo Streckeisen (1976) – 3b: monzogranito, 4: granodiorito, 8* qtzó-monzonito e 9*: qtzó-monzodiorito; (b) Debon e Le Fort (1983) – 1: granito, 2: adamello e 5: qtzó-monzonito. (c) Q'-A'-P' composição normativa com as correções de Le Maitre (1976) – 2: álcali-feldspato granito, 3a: sienogranito, 7*: qtzó-sienito e 8*: qtzó-monzonito.

6.1.2 - Granitos de textura média a grossa: Granito Olivedos

As rochas de Olivedos, em todos os diagramas, quer se utilizem de parâmetros químicos ou mineralógicos, plotam no campo dos granitos *sensu strictu*. De acordo com parâmetros modais (diagrama Q-A-P - Fig. 6.2a e Tabela 6.3), as rochas mostram composições predominantemente monzograníticas (apenas uma amostra como granodiorítica), com máficos entre 4 e 10% da rocha. Essa composição muda para granítica/adamelítica quando plotada em diagrama catiônico Q-P (Fig. 6.2b) e no Q'-A'-P' (Fig. 6.2c) a partir da norma CIPW. Mais uma vez, essa variação para composições ricas em feldspato alcalino ocorre devido à presença da biotita como uma fase mineral importante (Tabela 6.3).

Tabela 6.3 - Composição modal das rochas do Granito Olivedos

	RN-12	RN-13A	RN-14	RN-15	RN-17	161J*	RN-65A	79J*	160J*
Quartzo	37,00	36,80	23,02	27,30	35,78	36,40	33,52	38,60	33,40
Plagioclásio	29,80	25,30	26,46	28,80	39,76	29,10	28,60	23,80	33,60
K-feldspato	26,60	30,20	44,50	33,20	18,92	23,50	30,74	27,10	25,00
Anfibólio	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Titanita	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Biotita	6,30	7,40	4,44	8,90	4,76	8,60	6,90	7,70	6,80
Allanita	-	TR	-	-	-	0,80	-	0,60	0,30
Opacos	TR	TR	TR	TR	TR	0,70	0,15	2,40	0,10
Min. Aces. ⁽¹⁾	TR	TR	TR	TR	TR	0,10	TR	TR	TR
Min. Sec. ⁽²⁾	TR	TR	0,76	1,06	0,50	0,70	0,21	TR	TR
Q	39,61	39,86	24,49	30,57	37,87	41,00	36,08	43,10	36,30
P	31,91	27,41	28,15	32,25	42,09	33,00	30,81	26,60	36,50
A	28,47	32,71	47,35	37,17	20,02	26,00	33,11	30,30	27,20
MÁFICOS	6,30	7,40	5,20	9,96	5,26	11,00	7,26	10,70	7,30

* - segundo Araújo (1995); (1) apatita e zircão; (2) carbonato, sericita e muscovita

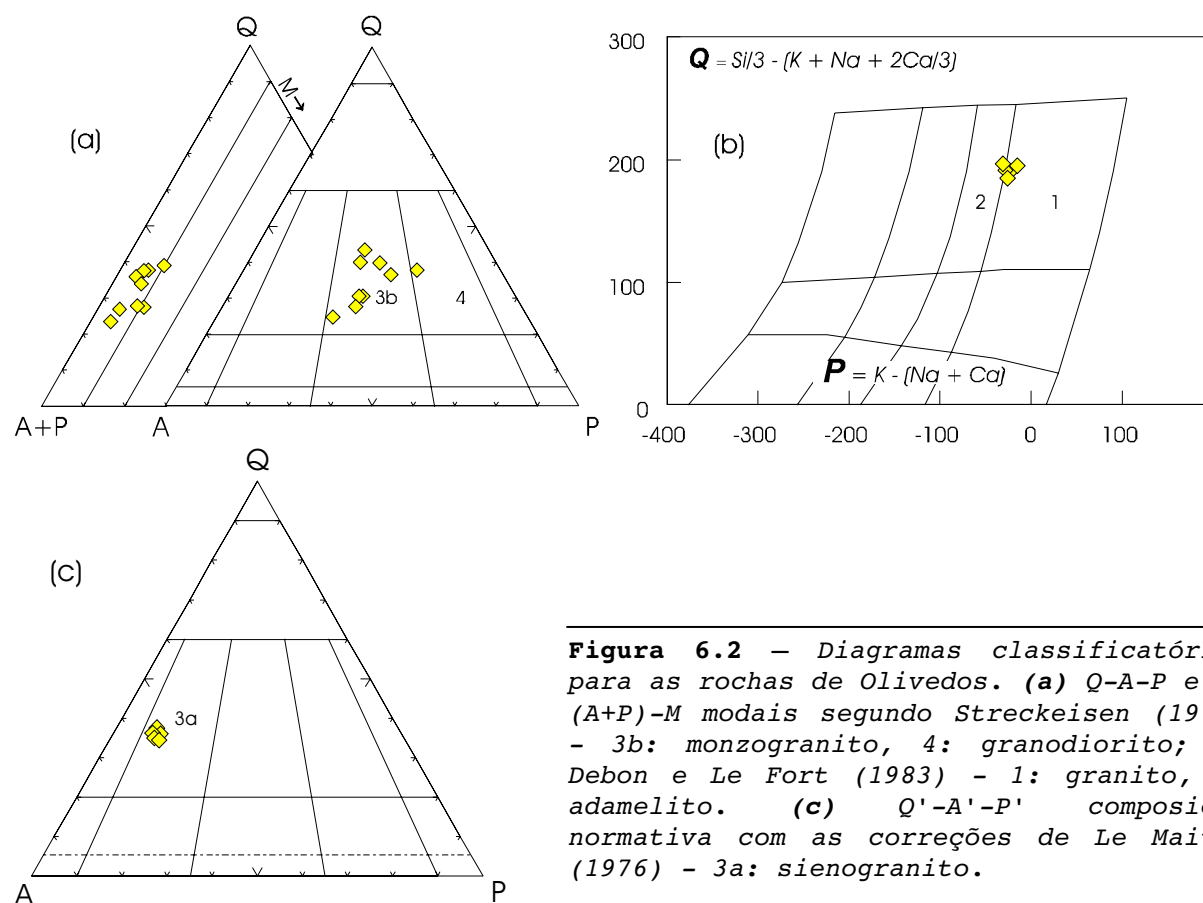


Figura 6.2 – Diagramas classificatórios para as rochas de Olivedos. (a) Q-A-P e Q-(A+P)-M modais segundo Streckeisen (1976) – 3b: monzogranito, 4: granodiorito; (b) Debon e Le Fort (1983) – 1: granito, 2: adamelito. (c) Q'-A'-P' composição normativa com as correções de Le Maitre (1976) – 3a: sienogranito.

6.1.3 – Microgranitos

A exemplo das rochas de textura grossa, os leucomicrogranitos são rochas extremamente homogêneas, com composições de granito *strictu sensu* (Fig. 6.3 e Tabela 6.4). Dentro desse campo composições monzograníticas são observadas no diagrama modal Q-A-P (Fig. 6.3a), todavia, composições sienograníticas predominam quando são utilizados parâmetros químicos (Fig 6.3b e 6.3c), visto que nestas rochas a biotita domina como mineral máfico.

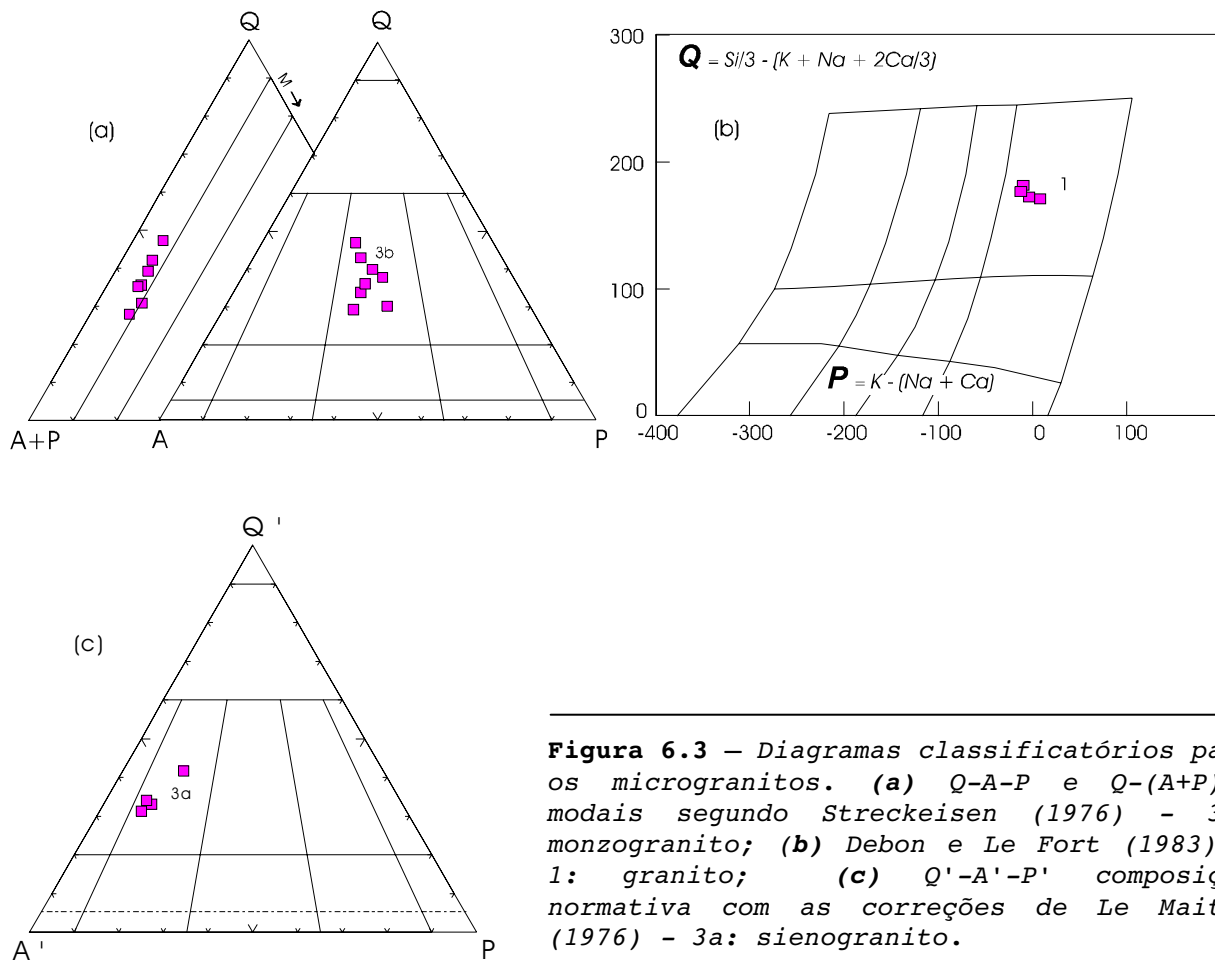


Figura 6.3 – Diagramas classificatórios para os microgranitos. (a) Q-A-P e Q-(A+P)-M modais segundo Streckeisen (1976) - 3b: monzogranito; (b) Debon e Le Fort (1983) - 1: granito; (c) Q'-A'-P' composição normativa com as correções de Le Maitre (1976) - 3a: sienogranito.

Tabela 6.4 – Composição modal dos Microgranitos

	RN-05	RN-18	RN-19	RN-23	111J*	37J*	103J*	104J*
Quartzo	34,90	27,10	30,30	27,50	32,80	36,80	43,40	39,90
Plagioclásio	29,90	27,80	26,30	33,90	26,60	26,70	19,90	23,00
Feldsp. Alc.	27,70	38,00	33,20	29,90	31,90	28,80	29,20	30,00
Biotita	6,00	5,70	9,00	8,70	5,00	4,90	6,00	5,80
Opacos	0,70	0,70	1,00	TR	0,70	1,20	0,20	0,70
Titanita	TR	0,10	TR	TR	0,40	0,20	TR	-
Alanita					0,10	0,50	TR	-
Epídoto	TR	TR	TR	TR	0,50	-	0,10	0,20
Min. Aces. ⁽¹⁾	TR	TR	TR	TR	TR	TR	TR	TR
Min. Sec. ⁽²⁾	0,80	0,70	0,20	TR	1,10	0,80	0,90	0,40
Q	37,73	29,17	34,74	30,12	36,00	39,90	46,90	42,70
P	32,32	29,92	29,29	37,13	29,10	28,90	21,50	24,70
A	29,95	40,90	36,97	32,74	34,90	31,20	31,60	32,40
MÁFICOS	7,50	7,20	10,20	8,70	7,80	7,60	7,20	7,10

* - segundo Araújo (1995); (1) apatita e zircão; (2) carbonato, sericita e muscovita

6.1.4 - Granitos Alcalinos: Serra do Algodão, Serra do Boqueirão e Olho D'Água

Para o plot das amostras no diagrama Q-A-P modal (Streckeisen 1976) foi considerada a composição albítica do plagioclásio obtidas a partir de dados de microsonda eletrônica (teores de anortita inferiores a 5% - vide cap. 8). Após tal consideração observa-se que os granitos alcalinos apresentam composições variando entre álcali-feldspato granito e quartzo sienito (Fig. 6.4); em geral os máficos não ultrapassam 13% da moda (Fig 6.4a e Tabelas 6.5, 6.6 e 6.7).

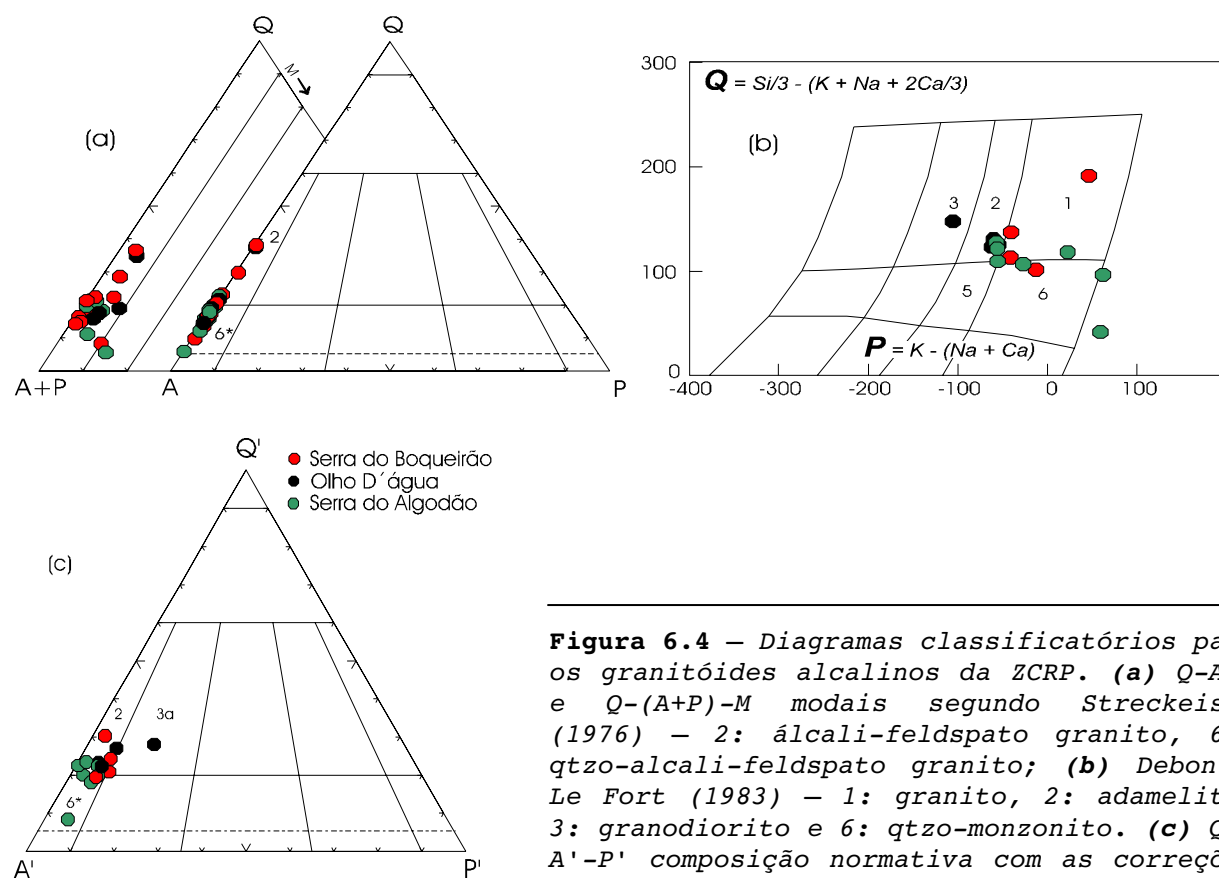


Figura 6.4 – Diagramas classificatórios para os granitóides alcalinos da ZCRP. (a) Q-A-P e Q-(A+P)-M modais segundo Streckeisen (1976) – 2: álcali-feldspato granito, 6*: qtzo-álcali-feldspato granito; (b) Debon e Le Fort (1983) – 1: granito, 2: adamelito, 3: granodiorito e 6: qtzo-monzonito. (c) Q'-A'-P' composição normativa com as correções de Le Maitre (1976) – 2: álcali-feldspato granito, 3a: sienogranito, 6*: qtzo-álcali-feldspato sienito.

A projeção dos dados químicos no diagrama catiônico Q-P (Fig. 6.4b), para as rochas de Boqueirão, fornecem composições graníticas a quartzo monzoníticas. Todavia, Serra do Algodão e Olho D'Água mostram-se mais enriquecidos em quartzo, com este último plúnton exibindo uma composição adamelítica (equivalente a monzogranítica de Streckeisen 1976) a granodiorítica, e a de Serra do Algodão sendo predominantemente adamelítica a granítica. O

maior percentual de quartzo se deve à presença de pequenos veios de quartzo com textura *ribbon*, que foram desprezados durante a composição modal, mas não puderam ser isolados quando da preparação da amostra para a análise química. Devido aos elevados valores de K e baixo valores de Ca, resultante provavelmente de um processo de microclinização (ver item 6.3.3), algumas amostras de Serra do Algodão plotam fora dos campos definidos nesse diagrama.

Tabela 6.5 - Composição modal para as rochas de Serra do Boqueirão

	RN-03A	RN-03B	RN-03C	RN-07	RN-08	RN-09A	RN-09B	56J*	44J(B)*	4J*	75J*
Quartzo	20,10	8,50	21,60	14,12	14,54	17,54	16,14	20,70	22,40	28,20	36,70
Plagioclásio	35,90	26,70	35,70	39,94	38,16	29,54	22,36	29,70	15,60	9,40	7,90
K-feldspato	43,40	54,30	41,90	44,98	45,42	49,84	60,68	48,20	56,60	58,30	51,90
Piroxênio	0,20	8,50	0,14	0,40	-	-	0,40	1,00	4,00	3,50	3,40
Anfibólio	TR	-	-	-	-	0,10	-	-	-	-	-
Biotita	-	-	-	-	-	2,20	-	-	-	-	-
Titanita	0,24	0,70	0,14	0,20	0,10	-	TR	0,20	0,90	0,60	0,10
Opacos	0,10	1,00	0,20	TR	0,40	0,50	TR	TR	TR	TR	TR
Granada	-	-	-	-	-	-	-	0,20	0,50	-	-
Min. Aces. ⁽¹⁾	TR	TR	TR	TR	TR	TR	TR	TR	TR	TR	TR
Min. Sec. ⁽²⁾	TR	0,60	0,40	0,10	1,22	0,40	TR	TR	TR	TR	TR
Q	20,13	9,50	21,80	14,30	14,82	18,10	16,27	21,00	23,70	29,40	38,00
A	43,66	60,70	42,30	45,00	46,29	51,42	61,18	49,90	59,80	60,70	53,80
P	36,12	29,80	35,90	40,30	38,89	30,48	22,54	30,10	16,50	9,80	8,20
MÁFICOS	0,54	10,80	0,88	0,70	1,72	3,20	0,40	1,40	5,40	4,10	3,50

* - segundo Araújo (1995); (1) apatita, alanita, zircão; (2) carbonato, mica branca, biotita e clorita

Tabela 6.6 - Composição modal para as rochas de Serra do Algodão

	RN-40	RN-40b	RN-41	RN-42	RN-43	RN-44D	RN-45A	RN-45A'	RN-46A	2A*	1,2A*	1,2C*	12A*	2B*
Quartzo	15,54	5,02	14,82	17,80	15,58	12,81	18,70	18,80	17,49	14,60	10,50	19,50	17,20	20,50
Plagioclásio	39,29	17,24	35,38	35,42	33,26	14,95	25,70	26,45	34,19	37,50	11,00	13,30	40,00	31,50
K-feldspato	41,76	63,16	48,94	41,80	47,48	58,96	53,50	49,85	47,85	45,00	70,80	66,80	39,80	45,80
Piroxênio	0,92	11,08	0,10	2,86	2,56	4,93	1,81	0,10	0,10	1,20	5,10	0,10	2,10	0,10
Anfibólio	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,60	0,30	0,10	-	-
Titanita	0,46	1,54	TR	0,70	1,08	-	0,30	-	TR	0,70	0,10	0,10	0,10	0,80
Opacos	TR	1,76	0,10	1,14	TR	-	TR	TR	0,10	TR	0,10	0,10	TR	0,70
Granada	-	-	-	-	-	8,35	-	4,8	-	0,10	-	-	0,80	0,60
Min. Aces. ⁽¹⁾	TR	TR	TR	TR	TR	TR	TR	TR	TR	TR	TR	TR	TR	TR
Min. Sec. ⁽²⁾	TR	TR	0,10	TR	TR	0,10	TR	TR	0,25	0,30	TR	TR	TR	TR
Q	16,10	5,87	14,94	18,73	16,17	14,77	19,10	19,77	17,56	15,00	11,40	19,60	17,70	21,00
A	43,27	73,94	49,36	43,99	49,26	17,24	26,25	27,81	34,34	46,40	76,60	67,00	41,10	46,80
P	40,71	20,18	35,68	37,27	34,53	67,99	54,65	52,42	48,09	38,60	12,00	13,40	41,20	32,20
MÁFICOS	1,38	14,38	0,30	4,70	3,64	13,39	2,11	4,9	0,45	2,90	5,60	0,40	3,00	2,20

* - segundo Araújo (1995); (1) apatita, alanita, zircão; (2) carbonato, mica branca, biotita e clorita

Quando considerado a composição normativa (diagrama Q'-A'-P' - Fig. 6.4c), há uma menor variação composicional, além de um enriquecimento em feldspato alcalino e quartzo (este último já discutido anteriormente). De acordo com esses parâmetros, as amostras plotam na interface álcali-feldspato-granito e quartzo-álcali-feldspato sienito. A migração das amostras em direção ao vértice do feldspato alcalino reflete as composições albíticas dos plagioclásios.

Tabela 6.7 - Composição modal para as rochas de Olho D'Água

	RN-02A	RN-02B	RN-06	RN-10	RN-11
Quartzo	19,16	35,96	14,20	15,60	17,72
Plagioclásio	19,3	23,56	56,00	32,72	33,40
K-feldspato	53,37	37,04	27,50	47,34	44,40
Piroxênio	6,30	2,14	-	3,20	3,42
Anfibólio	-	-	-	-	-
Titanita	1,22	0,70	-	0,90	0,82
Opacos	0,20	0,40	0,20	TR	TR
Granada	-	TR	-	-	-
Min. Aces. ⁽¹⁾	TR	TR	TR	TR	TR
Min. Sec. ⁽²⁾	2,10	0,30	1,80	TR	TR
Q	20,86	37,24	14,50	16,30	18,55
A	58,00	38,36	28,10	49,48	46,48
P	21,02	24,39	57,30	34,20	34,96
MÁFICOS	9,82	3,54	2,00	4,10	4,24

(1) apatita, alanita, zircão; (2) carbonato, mica branca e clorita

6.1.5 - Nomenclatura adotada e composição vs séries magmáticas

De acordo com a análise dos vários diagramas de classificação/nomenclatura utilizados, fica caracterizado que para as rochas que apresentam minerais hidratados significativos do ponto de vista modal, a classificação que melhor representa a composição da rocha é aquela obtida a partir de dados modais. Neste contexto, Jandaíra e Serra da Boa Vista são predominantemente titanita-biotita monzogranitos (subordinadamente, Serra da Boa Vista apresenta quartzo-monzonitos e monzodioritos - Fig. 6.1a) enquanto Olivedos e os microgranitos composicionalmente são biotita monzogranitos (Figs. 6.2a e 6.3a). Por motivos similares optou-se, para os granitos alcalinos pela nomenclatura estabelecida com base nos dados modais (após a conversão do

plagioclásio em feldspato alcalino - fig. 6.4a). Desta forma, as rochas de Serra do Algodão, Boqueirão e Olho D'Água compreendem essencialmente álcali-feldspato granitos e quartzo álcali-feldspato sienito.

Analisando o *plot* das amostras no diagrama Q-A-P, no contexto de *trends* propostos por Lamayre (1987), observa-se os corpos porfiríticos, os microgranitos e o granito de Olivedos plotam no campo dos granitos de fusão crustal. Apesar das amostras dos corpos de Serra do Algodão, Boqueirão e Olho D'Água não se distribuírem ao longo do *trend* alcalino, estas plotam no campo das rochas desta série. Considerando os *trends* propostos por Debon e Le Fort (1988) para o diagrama Q-P, as rochas porfiríticas são as únicas a plotarem seguindo um *trend*. Estas alinham-se segundo o *trend* monzonítico.

6.2. Aspectos macro e microscópicos

Neste item são abordados as descrições petrográficas a nível de amostra de mão, e de seções delgadas, destacando-se os aspectos texturais. À exceção dos biotita microgranitos, a composição precisa dos minerais que constituem soluções-sólidas, foi obtida por análise de microsonda eletrônica (ver Cap. 8).

6.2.1 - Granitos porfiríticos: Serra da Boa Vista e Jandaíra

Os corpos de Serra da Boa Vista e Jandaíra são representados por rochas leucocráticas com tendências mesocráticas de coloração cinza clara, com tonalidades de rosa dada pelos cristais de feldspato. Em Serra da Boa Vista predominam texturas equigranulares grossas a levemente porfíriticas (cristais de feldspato atingem no máximo 1,5 cm de comprimento) ao passo que no corpo de Jandaíra prevalecem texturas porfiríticas (cristais com até 3 cm de comprimento).

Como fases essenciais nestas rochas, encontram-se plagioclásio, quartzo e feldspato alcalino. Biotita, opacos e titanita são os máficos dominantes e anfibólio, alanita, zircão e apatita os demais acessórios; e, como produto de alteração, mica branca, carbonato, clorita e muscovita.

O **plagioclásio** constitui grandes cristais hidiomórficos com inclusões de apatita, alanita, zircão, biotita e cristais menores de plagioclásio. Estes cristais podem estar fraturados, com as fraturas preenchidas por mica branca e microclina com esta última substituindo-o lateralmente. Frequentemente desenvolvem textura mirmequítica, na borda do cristal, quando incluso em K-feldspato ou em contato com este (Foto 6.1). Seus processos de alteração mais comuns são a saussuritização e a carbonatação. Composto a matriz são encontrados cristais menores, texturalmente semelhante aos cristais do arcabouço, e eventualmente com o desenvolvimento de franjas albíticas recristalizadas/neoformadas, em geral mirmequíticas, no contato com cristais de feldspato alcalino. Composicionalmente são do tipo oligoclásico com zoneamento normal, porém com os cristais de Serra da Boa Vista mais cálcicos (An_{24-30}) que os de Jandaíra (An_{17-21}). Pequenos cristais xenomórficos podem estar presentes formando agregados mirmequíticos, nas bordas (semelhante a textura mortár), ou preenchendo fraturas nos cristais de feldspato alcalino ou entre dois fenocristais de K-feldspato (Foto 6.2).

O **feldspato alcalino** representa os cristais maiores da rocha. São cristais de microclina hipidiomórficos a xenomórficos, tardios, que desenvolvem pertitas, e mais comumente, mesopertitas (Foto 6.1). Alteram-se para a mica branca e contêm inclusões de quartzo, biotita, plagioclásios, opacos, alanita e titanita, o que lhe confere, por vezes, uma textura poiquilítica. De ocorrência mais restrita composto a matriz, ocorrem cristais menores, idiomórficos, com forma

poligonal, desenvolvendo contato em ponto triplo, ou ainda, cristais hipidiomórficos, fraturados, incluso ou parcialmente incluso nos cristais maiores. Menos freqüente, são cristais xenomórficos tardios que ocorrem de forma intersticial entre os grãos da matriz.

O **quartzo** mostra-se como grandes cristais tardios, xenomórficos, com extinção ondulante e inclusões de plagioclásio e biotita. Mais precoces, ocorrem cristais com formas poligonais e textura em mosaico. Nas rochas mais deformadas pequenos cristais xenomórficos, desenvolvem textura mortor nas bordas dos cristais maiores de feldspatos, ou ainda formam agregados policristalinos, estirados, em textura *ribbon*.

A **biotita** é o máfico que domina, ocorrendo em geral como agregados, definindo junto com os demais máficos nas rochas mais deformadas uma foliação. Texturalmente distingue-se dois tipos de biotita, uma mais abundante que compõe cristais hipidiomórficos, marrom claro, fortemente pleocróico, com tamanhos variados, e com inclusões de zircão, apatita e alanita; e o segundo, menos comum, como cristais hipidiomórficos a xenomórficos marrom escuro, fracamente pleocróico, tardio, com forma intersticial entre os grãos que compõem a matriz da rocha (Foto 6.3). Composicionalmente não há diferença entre essas biotitas; porém quando considerados os cristais dos corpos de Jandaíra e Serra da Boa Vista, é observado que em Jandaíra as biotitas são mais enriquecidas em FeO(t) (ver Cap. 7). Os produtos de transformações desse mineral são comumente a clorita e a mica branca.

Cristais de **magnetita**, hipidiomórficos a xenomórficos (ver Cap. 7), representam os opacos da rocha. Estão associados à biotita, dispersos na matriz ou coroados por titanita. Apresentam inclusões de zircão e apatita e ocasionalmente está hospedado no plagioclásio. Nas rochas mais deformadas encontra-se alongada juntamente com a titanita e a biotita, definindo a foliação da rocha. Cristais menores, xenomórficos, tardios,

podem ser encontrados inclusos na biotita, alongado segundo seus planos de clivagens. Menos comuns são cristais idiomórficos, quadráticos, inclusos no cristais maiores de alanita (Foto 6.4).

A **titanita** é representada por cristais hipidiomórficos com seções losangulares a semi-losangulares e inclusões de opacos, apatita e quartzo. Cristais menores alongados podem estar associados a biotita, estando por vezes incluso nesta, ou ainda coroando cristais maiores de magnetita.

Dentre os acessórios, o mineral menos freqüente é o **anfibólio**, visto em apenas duas lâminas (RN-29A e RN-34). Caracterizado como da família das hornblendas (ver Cap. 7) constitui grandes cristais hipidiomórficos, em geral associados à biotita, estando, por vezes, englobados ou englobando a mesma. Pode mostrar inclusão de apatita, opaco e titanita.

A **alanita**, chegando por vezes a ocorrer como fase acessório importante, constitui cristais idiomórficos, geminados (geminção simples) e/ou zonados, com inclusões de pequenos cristais de opacos (Foto 6.4). Forma agregado com a biotita, estando muitas vezes inclusa nesta, onde desenvolvem avançado processo de metamictização.

O **epídoto** constitui cristais hipidiomórficos a xenomórficos, associados à biotita, inclusos nesta, ou desenvolvendo contatos curvos a retos. O **zircão** mostra tamanhos variados, constituindo cristais idiomórficos, em geral inclusos na biotita, ou cristais maiores zonados. A **apatita** é representada por cristais idiomórficos, em agulhas inclusos nos feldspatos e na biotita.

Com base nas relações texturais de transformação/desequilíbrio e inclusão, a seqüência de cristalização das fases minerais das rochas porfiríticas é tentativamente ilustrada na Fig. 6.5.

<u>FASE MAGMÁTICA</u>	<u>FASE TARDI MAGMÁTICA</u>
<u>Apatita</u>	
<u>Zircão</u>	
<u>Magnetita</u>	
<u>Alanita</u>	
<u>Anfibólio</u>	
<u>Biotita</u>	
<u>Epídoto</u>	
<u>Titanita</u>	Clorita + mica branca +opaco
<u>Plagioclásio (matriz)</u>	Plag.+mica branca+carbonato
<u>Feldspato alcalino</u>	Mica branca+microclina
<u>Quartzo (matriz)</u>	Quartzo + mirmequita

Figura 6.5 - Seqüência de cristalização proposta para as rochas do granitóide Serra da Boa Vista e granitóide Jandaíra.

6.2.2 - Granitos de textura média a grossa: Granito Olivedos

O granito Olivedos é composto por rochas leucocráticas de coloração cinza clara a esbranquiçada, com textura inequigranular média a grossa sem grandes diferenças entre os cristais da matriz e do arcabouço. É composto por quartzo, plagioclásio, feldspato alcalino, como fases essenciais; biotita e opacos (ilmenita), alanita, epídoto, zircão e apatita, como acessórios; e mica branca, carbonato e clorita como produtos de alteração.

O **plagioclásio**, do tipo oligoclásico, ocorre como cristais maiores, hidiomórficos, levemente zonados, com núcleo mais cálcico (An_{18} em geral saussuritizado - Foto 6.5) e as bordas mais sódicas (An_{17} - ver Cap. 7). Como inclusões são freqüentes biotita, apatita e zircão. Cristais menores, hidiomórficos, ausentes de alteração (saussuritização), ocorrem dispersos na rocha. Tardiamente são encontrados pequenos cristais, em agregados xenomórficos, que desenvolvem textura mirmequítica,

quando incluso ou preenchendo fraturas nos cristais maiores de K-feldspato.

O **feldspato alcalino**, do tipo microclina, constitui grandes cristais tardios, hipidiomórficos a xenomórficos, com inclusões de biotita e plagioclásio, ou ainda cristais menores pertíticos (pertita em filetes descontínuos) por vezes, inclusos nos cristais maiores de K-feldspato. Estes cristais podem mostrar textura poligonal e eventualmente desenvolverem uma fina borda de plagioclásio numa pseudo textura rapakivi (Foto 6.6). Como inclusões são freqüentes plagioclásio e biotita.

O **quartzo** ocorre como cristais xenomórficos, disperso na rocha, e eventualmente como agregados policristalinos ou, ainda, como pequenos cristais xenomórficos, estirados em textura *ribbon*. Este último é mais comum nas litologias mais deformadas.

Os máficos constituem agregados na rocha. A **biotita** ocorre como cristais idiomórficos, marrom escuro, repletos de inclusões de zircões; e cristais hipidiomórficos, marroms claro, com inclusões de epídoto, opaco, alanita e zircão. Ambos alteram-se para a mica branca e clorita, sendo freqüente o desenvolvimento de clorita segundo os seus planos de clivagens. Dentre os **opacos** a ilmenita ocorre como cristais mais precoces, hipidiomórficos levemente arredondados, dispersos na matriz da rocha. A magnetita representa os cristais mais tardios, constituindo pequenos cristais estirados dispostos segundo as clivagens da biotita, ou ainda como cristais maiores, xenomórficos.

Em geral inclusa na biotita, a **alanita** constitui cristais xenomórficos, com o núcleo metamictizado e as bordas coroadas por epídoto ou carbonato. Além de coroar a alanita, o **epídoto** ocorre entre os feixes de biotita desenvolvendo contatos retos a curvos. O **zircão** caracteriza-se como cristais bem formados, zonados, inclusos principalmente na biotita, enquanto a apatita, idiomórfica, mostra-se como diminutos cristais em agulhas inclusos nos demais cristais da rocha. Estes dois últimos representam as fases minerais mais precoces da rocha, como visto

na Fig. 6.6 que ilustra a seqüência de cristalização propostas para o granito Olivedos.

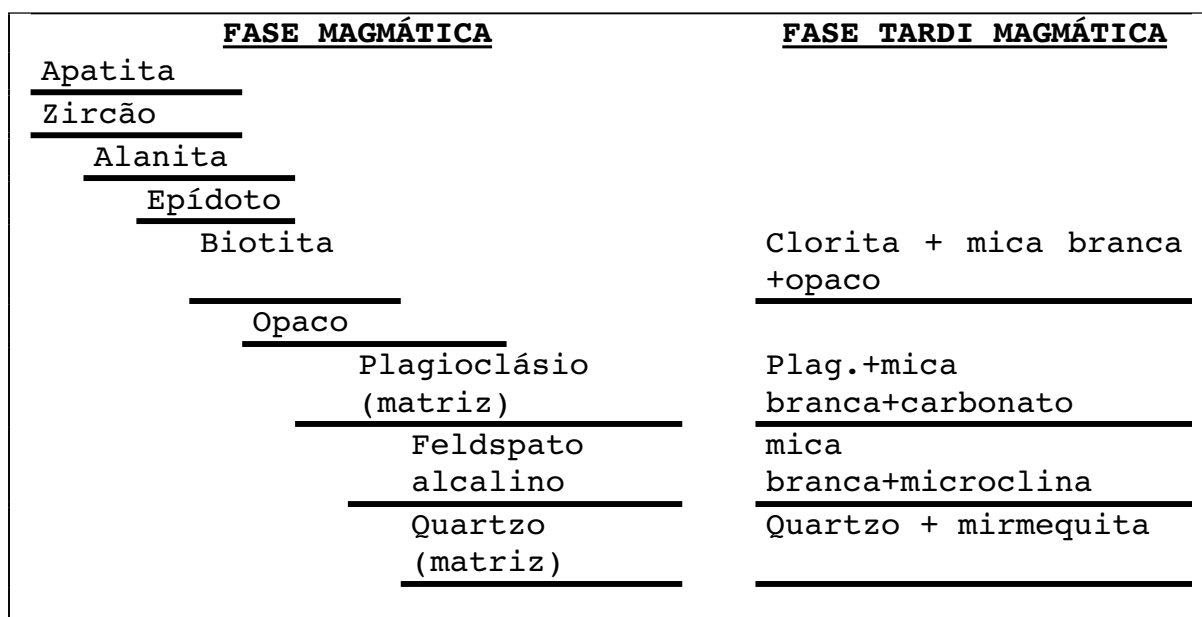


Figura 6.6 - Seqüência de cristalização proposta para o granito Olivedos.

6.2.3 - Encraves máficos

Os encraves máficos encontram-se presentes nos principais representantes das rochas porfiríticas, sendo porém mais abundantes no Granitóide Jandaíra. São rochas equigranulares, com textura fina a média e coloração verde-escuro a preto. Composicionalmente variam de granodiorito a dioritos compostos por quartzo, plagioclásio, feldspato alcalino, anfibólio, biotita, opaco e titanita, como fases principais; zircão e apatita como minerais acessórios mais comuns, e mica branca como produto de alteração.

Os **plagioclásios** mostram-se texturalmente semelhantes aos vistos nos demais corpos, porém composicionalmente são mais ricos em cálcio (An_{25-28}). São cristais hipidiomórficos, com inclusões de anfibólio, biotita, opaco e apatita. Apresenta uma discreta zonação caracterizada pela presença de alterações (saussuritização e carbonatação) desenvolvida apenas no centro do cristal. Cristais menores, hidiomórficos a xenomórficos, como

agregados mirmequíticos, podem ocorrer no interior dos cristais maiores de K-feldspato ou ainda desenvolvendo textura mortar nestes cristais.

O **feldspato alcalino** (microclina) constitui os cristais maiores da rocha. Xenomórficos e tardios, desenvolvem mesopertitas e uma tímida alteração para mica branca. Na matriz são encontrados cristais hidiomórficos, menores, com inclusões de apatita e biotita. E por fim pequenos cristais xenomórficos, intersticiais entre os grãos da matriz.

O **quartzo** ocorre como cristais xenomórficos, dispersos na matriz da rocha, porém nas litologias mais deformadas, forma agregados policristalinos em textura *ribbon*, e menos freqüentemente em textura mortar nos cristais de feldspatos.

Anfibólio, biotita e titanita são os máficos mais abundantes. Ocorrem, em geral, associados, em agregados na rocha, juntamente com o opaco. O **anfibólio**, da família das hornblendas, mostra-se como cristais hipidiomórficos a xenomórficos, maciços, um pouco destacados da matriz, com inclusões de titanita e biotita; ou ainda como cristais menores, xenomórficos, inclusos no plagioclásio e na biotita. A **biotita** de cor marrom claro, forma cristais hidiomórficos, fortemente pleocróicos, com inclusões de zircão, apatita e alanita, porém cristais xenomórficos marrom escuro, fracamente pleocróicos, tardios, ocorrem de forma intersticial entre os grãos da matriz. A **titanita** varia desde pequenos cristais xenomórficos, granulares, inclusos no anfibólio e na biotita, a cristais maiores hipidiomórficos a xenomórficos parcialmente incluso no anfibólio. O **opaco** é o máfico menos abundante, desenvolve pequenos cristais hipidiomórficos de magnetita, dispersos na rocha, ou associado aos demais máficos, em agregados, e ocasionalmente como filetes estirados nos planos de clivagens da biotita. A **apatita** e o **zircão** constituem pequenos cristais idiomórficos, dispersos nas rochas, representando as fases mais precoces (Fig. 6.7)

<u>FASE MAGMÁTICA</u>	<u>FASE TARDI MAGMÁTICA</u>
Apatita	
Zircão	
Alanita	
Opacos	
Anfibólio	
Biotita	Clorita + mica branca +opaco
Titanita	
Plagioclásio (matriz)	Plag.+mica branca+carbonato
Feldspato alcalino	mica branca+microclina
Quartzo (matriz)	Quartzo

Figura 6.7 - Seqüência de cristalização proposta para os encraves máficos.

6.2.4 - Microgranitos

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, epídoto, alanita, zircão e apatita são minerais acessórios; e como produto de transformação, mica branca, clorita e carbontato.

Três variedades texturais de **plagioclásio** são observadas. A primeira e mais abundante representa os cristais maiores, hipidiomórficos, com núcleo mais cálcico (An_{24-28}) e inclusões de biotita, titanita, apatita e zircão. Eventualmente transforma-se para a mica branca e carbonato. Feldspato alcalino pode estar presente segundo as maclas desse mineral, com este substituindo-o. O segundo tipo, constitui os cristais hipidiomórficos que compõem a matriz da rocha. Frequentemente saussuritizados, esses cristais podem desenvolver textura mirmequítica na borda, quando inclusos, ou em contato, com os cristais de feldspatos. Por fim, pequenos cristais em agregados

mirmequíticos, preenchendo fraturas no interior dos cristais maiores de feldspato alcalino, ou na borda deste, semelhante a textura mortar, representam o último tipo textural.

O **feldspato alcalino** ocorre destacado da matriz, como cristais idiomórficos a xenomórficos, 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 idiomórficos, com forma poligonal com textura em mosaico, são encontrados na matriz da rocha.

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

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**, varia de cristais idiomórficos a hipidiomórficos e contém inclusões de titanita, epídoto, alanita, zircão e apatita. Transforma-se para mica branca, clorita e opaco, sendo estes minerais comuns segundo seus planos de clivagem.

Dentre os acessórios, a **titanita** constitui pequenos cristais xenomórficos, inclusos na biotita, ou dispersos na matriz. Também pode ser encontrada coroando cristais de opacos. Já os **opacos** mostram-se como cristais maiores hipidiomórficos a xenomórficos, e eventualmente coroado por titanita e/ou epídoto. Quando associado à biotita desenvolve contatos retos e podem estar estirados segundo a foliação.

A **alanita** constitui pequenos cristais hidiomórficos, dispersos na rocha, ou inclusos na biotita, onde em geral, mostram avançado processo de metamictização. O **epídoto** está associado à biotita, em geral incluso nesta, ou desenvolvendo contatos curvos. O **zircão** e a **apatita** ocorrem como minúsculos

cristais idiomórficos, prismáticos, inclusos nas demais fases minerais, constituindo os cristais mais precoces da rochas (Fig. 6.8).

<u>FASE MAGMÁTICA</u>	<u>FASE TARDI MAGMÁTICA</u>
Apatita	
Zircão	
Alanita	
Opacos	
Epídoto	
Biotita	Clorita + mica branca +opaco
Titanita	
Plagioclásio (matriz)	Plag.+mica branca+carbonato
Feldspato alcalino	Mica branca+microclina
Quartzo (matriz)	Quartzo

Figura 6.8 - Sequência de cristalização proposta para os encraves máficos.

6.2.5 - Granitos Alcalinos: Serra do Algodão, Boqueirão e Olho D'Água

Petrograficamente as rochas que compõem os corpos de Serra do Algodão e Boqueirão são extremamente similares. São rochas leucocráticas de coloração esbranquiçada, equigranulares e com textura fanerítica fina a média, composta por quartzo, plagioclásio, feldspato alcalino, titanita, opacos e clinopiroxênio. Como acessórios apatita, zircão, granada, alanita, anfibólio e, menos comumente, a alanita e hornblenda. Os produtos de alteração mais frequentes são carbonato, mica branca, biotita e clorita.

O **plagioclásio** destaca-se como cristais hipidiomórficos a xenomórficos, com textura poiquilítica, devido a inclusões de clinopiroxênio, titanita, opaco, feldspato alcalino e zircão.

Composicionalmente é do tipo albita, com os cristais de Serra do Algodão representando albita pura (An_0), enquanto em Boqueirão estes cristais são relativamente mais cálcicos (An_{4-2}) com uma discreta zonação normal (ver Cap. 7). Menos abundante, são os cristais menores (composicionalmente semelhantes), dispersos na matriz ou inclusos no feldspato alcalino. Estes cristais hospedam o clinopiroxênio, titanita e opacos, além de algumas vezes desenvolver textura mirmequítica do tipo borda. Devido a deformação os cristais podem estar fraturados, fraturas estas preenchidas por feldspato alcalino, com o mesmo substituindo lateralmente o plagioclásio (microclinização). Nas rochas mais deformadas são encontrados pequenos cristais de plagioclásio que compõem a textura mortar nos cristais de feldspato. Nas lâminas em que a granada está presente (RN-45A' e RN-03A) o teor de anortita observado é relativamente mais elevado (An_{2-8}).

O **feldspato alcalino** constitui os cristais maiores da rocha, são xenomórficos, tardios com mesopertitas, e inclusões de clinopiroxênio, quartzo, plagioclásio. Cristais menores, idiomórficos a hipidiomórficos, podem ser encontrados dispersos na matriz, ou inclusos nos cristais maiores de K-feldspato, desenvolvendo textura poligonal com contato em ponto triplo; sendo estes considerados como mais precoces (Foto 6.7). De forma intersticial, são encontrados cristais xenomórficos preenchendo fraturas nos plagioclásios.

O **quartzo** ocorre como cristais maiores xenomórficos destacados da matriz ou como cristais menores, ainda xenomórficos, estirados, como agregados policristalinos definindo textura *ribbon*.

Dentre os máficos o clinopiroxênio é o mineral que domina, sendo seguido por titanita, opaco e menos freqüentemente a granada. O **clinopiroxênio** da solução sólida aegirina-augita ocorre como pequenos cristais xenomórficos com formas esqueléticas, microfraturadas, freqüentemente alterados para uma massa amarronzada (provavelmente óxido de ferro ?); porém

eventualmente, ocorrem cristais maiores, idiomórficos e maciços. Nestes cristais as inclusões mais frequentes são opacos e, menos comumente, titanita. Carbonato ocorre preenchendo fraturas ou coroados parcialmente esse mineral. Transforma-se para um anfibólio de um verde intenso, com pleocroísmo azul, elongação negativa, ângulo de extinção baixo e ângulo 2V elevado, sendo por isso atribuído à **actinolita** (Foto 6.8). É possível observar restos de piroxênio em seu interior, como também abundantes inclusões de pequenos opacos, resultantes dessa transformação.

A **granada** é do tipo andradita (Ad_{82-86}) ocorre como grandes cristais hipidiomórficos a xenomórficos, de um amarelo intenso, dispersos entre os interstícios da rocha, evidenciando uma cristalização primária, porém tardia (Foto 6.9). Porém cristais hipidiomórficos a idiomórficos, amarelo claro, ocorrem associados ao clinopiroxênio, com texturas indicativas da cristalização deste mineral a partir do clinopiroxênio (Foto 6.10)

A **titanita** constitui pequenos cristais hidiomórficos a xenomórficos, dispersos na matriz, ou associados ao clinopiroxênio onde eventualmente está incluso. Cristais maiores idiomórficos ocorrem dispersos na rocha, ou mantendo os cristais maiores de opacos. Os **opacos** são representados por magnetita e hematita. A **magnetita** ocorre como pequenos cristais hipidiomórficos a xenomórficos, inclusos no clinopiroxênio; ou cristais maiores, hipidiomórficos a xenomórficos, dispersos na rocha, ou associado ao clinopiroxênio desenvolvendo contatos retos. A **hematita** constitui grandes cristais idiomórficos, coroados por titanita.

A **alanita** é extremamente rara e ocorre como pequenos cristais hidiomórficos. O **zircão** e a **apatita** formam minúsculos cristais hidiomórficos dispersos na rocha. E **anfibólio** (visto apenas em uma lâmina), de um verde amarelado, pleocroísmo amarelo esverdeado, sinal ótico negativo, e ângulo 2V médio,

atribuído a família das hornblendas, ocorre como cristais xenomórficos, maciços, intersticiais entre os grãos de plagioclásio, sendo ambos incluídos no K-feldspato (visto apenas em uma lâmina).

A biotita é a alteração menos comum são pequenos cristais hidiomórficos, dispersos na rocha, ou associados ao clinopiroxênio e à actinolita, porém podem eventualmente formar agregados com opacos e carbonato, quando a alteração é completa (foto 6.11). A sequência de cristalização destes granitos é ilustrada na Fig. 6.9.

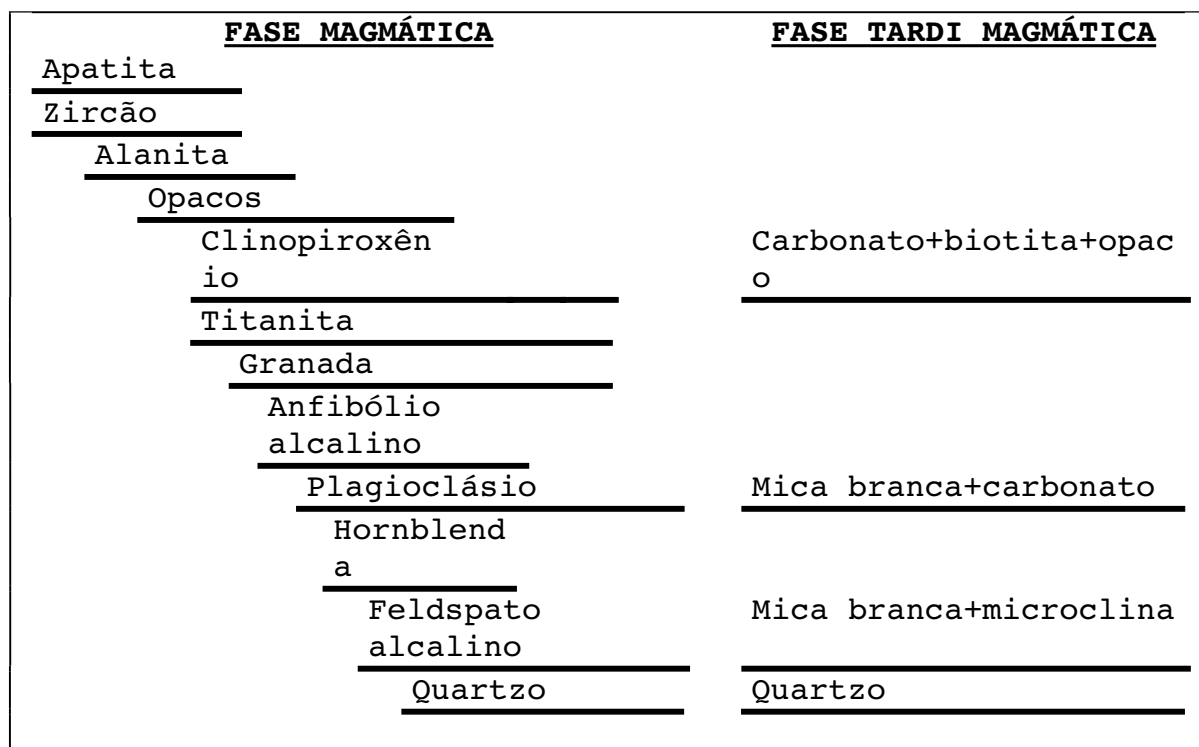


Figura 6.9 - Sequência de cristalização proposta para os Corpos de Boqueirão, Serra do Algodão e os *sheets* alcalinos.

6.3. Algumas considerações petrogenéticas preliminares com base em dados texturais

A partir de feições microtexturais (transformação/desestabilização) e das associações minerais observadas, algumas considerações sobre as condições de

cristalização, evolução e processos tardi-magmáticos, associados às diversas rochas graníticas, são cautelosamente discutidas.

6.3.1 - Fugacidade do Oxigênio (fO_2)

Em rochas graníticas, a paragéneses titanita+magnetita+quartzo (em equilíbrio) permite uma estimativa relativa das condições de fO_2 . Segundo Wones (1989), a presença desses minerais indicam fugacidades relativamente elevadas e, quando associados ao clinopiroxênio e/ou anfibólio magnesianos, um maior grau de oxidação está implícito. Nas rochas porfiríticas (Granitóide Serra da Boa Vista e Jandaíra) a magnetita e a titanita ocorrem como fases precoces, indicando um magma relativamente oxidado como progenitor, fato este, reforçado pela presença de epidoto como fase precoce (inclusive em biotita - ver discussão no cap. 7).

No granitóide Olivedos, a titanita é uma fase mineral ausente, mas a ilmenita ocorre como mineral precoce e a magnetita como opaco mais tardio. Tais minerais em sequência cronológica indicam um aumento na fO_2 com a cristalização da rocha (ver cap. 7).

Nas rochas alcalinas, dois tipos texturais de titanita + opacos estão presentes. O primeiro, mais precoce, representado por titanita losangulares e cristais de magnetita; e o segundo, mais tardio, por titanitas que coroam cristais de hematita. Com base nestas associações observa-se que as condições de oxidação aumentaram no decorrer da história de cristalização, com a magnetita caracterizando um meio menos oxidado, enquanto a hematita reflete um magma com maior disponibilidade de oxigênio (ver discussão no cap. 7).

6.3.2 - As transformações no estado liquidus

Nos granitóides Serra do Algodão e Boqueirão, aegirina-augita e granada constituem a mineralogia máfica mais

importante. Estes minerais podem estar associados, com texturas indicativas da formação da granada a partir do clinopiroxênio (Foto 6.9), por uma reação do tipo peritética entre cristal e um líquido magmático relativamente enriquecido em Ca, nos estágios tardios de cristalização. Contudo, em algumas lâminas, a granada é o máfico dominante e constitui cristais relativamente grandes e tardios (Foto 6.10), enquanto o clinopiroxênio constitui pequenos cristais xenomórficos mais precoces; ambos dispersos, isoladamente, na matriz. A presença da granada com forma intersticial e sem associação com o clinopiroxênio, sugere a formação deste mineral como produto direto da cristalização do magma, relacionados a um maior enriquecimento em Ca e provavelmente em O_2 (visto que a granada Fe^{3+} predomina sobre Fe^{2+}). Este enriquecimento pode ser visto, também, na composição do plagioclásio e do clinopiroxênio, ambos relativamente mais cálcicos quando associados à granada (ver Cap. 7).

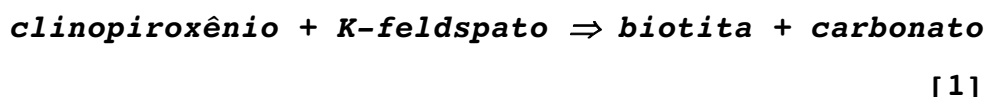
Nas lâminas em que a granada está ausente (principalmente em Serra do Algodão) a aegirina-augita transforma-se para anfibólio (Foto 6.8), provavelmente, através de interações cristal-fluido residual (tardi-*liquidus*) enriquecido em voláteis, principalmente água. Essa desestabilização é denominada por Buseck et al. (1980) como uralitização, na qual o produto é um anfibólio com hábito de piroxênio e composição igual à da actinolita. Deer et al. (1992) relacionam a formação da uralita (denominação dada ao anfibólio) aos estágios finais da cristalização, ou ainda a transformações pós-consolidação. Pelos aspectos texturais observados, a desestabilização está restrita ao clinopiroxênio, sem haver perturbação nos minerais em que este está incluso ou em contato, acredita-se que a transformação ocorreu no estágio finais do *liquidus*.

Nas demais associações não foram observadas transformações no estágio *liquidus*, predominando as reações no estado *sub-solidus*.

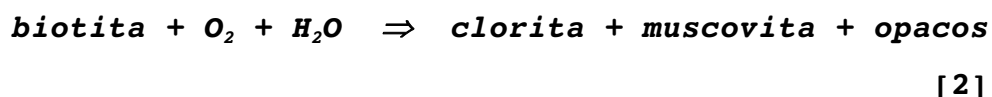
6.3.3 - As transformações no estado *sub-solidus*

Em todas os granitóides são observados transformações tardi-magmáticas, vistas principalmente pelas desestabilizações dos plagioclásios, biotitas e clinopiroxênio. Uma desestabilização comum a todos, é a descalcificação dos cristais de plagioclásio (em geral nas partes mais centrais dos cristais), e a saussuritização dos cristais de feldspatos (Foto 6.5). A formação do carbonato a partir do plagioclásio e também do clinopiroxênio, nas rochas alcalinas, reflete a atuação de fluidos tardi-magmáticos com considerável $f\text{CO}_2$, por outro lado, a saussuritização indica a introdução de uma fase fluida rica em H_2O .

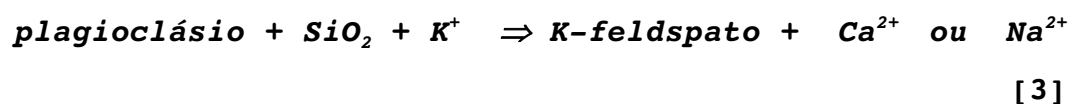
Na rochas alcalinas, pequenos cristais de biotitas podem estar associados ao carbonato como produto da desestabilização da aegirina-augita (Foto 6.11). O aparecimento deste mineral indica um enriquecimento progressivo em voláteis, principalmente O_2 e H_2O , nos estágios finais da cristalização que, ao ter reagido com o clinopiroxênio o K-feldspato, como visto na reação [1], originou a biotita e carbonato.



Nos granitóides de textura porfirítica, microgranitos e no corpo de Olivedos, a biotita desestabiliza-se para clorita, muscovita e opacos, presentes segundo seus planos de clivagens (Foto 6.12). Tal paragênese reforça a introdução de H_2O e O_2 no sistema (como já visto na carbonatação e saussuritização), que provocou uma maior oxidação do meio e portanto a formação da clorita (relativamente mais enriquecida em Fe^{3+} que a biotita). O equilíbrio [2] é proposto por Dall'Agnol e Macambira (1992) como responsável pela cloritização/muscovitização em níveis crustais elevados (*subsolidus*).



Além da carbonatação e saussuritização, outro processo atuante, em todos os corpos granitóides, é a microclinização vista através do preenchimento de fraturas, nos cristais de plagioclásio, por microclina, ou através da substituição quase que completa deste mineral por microclina (Foto 6.13). Hippertt (1987) sugere que tais texturas resultariam de um processo de exsolução do tipo antipertítico, ou então como produto de uma fusão em que o K-feldspato se cristalizaria como *microclina* de corrosão. Todavia o primeiro caso, não explica a presença de fraturas preenchidas por microclina, nem o fato deste mineral ocorrer englobando cristais mais precoces de microclina. No segundo caso, fica claro pela presença de microestruturação frágil, que a substituição ocorreu a baixas temperaturas o que inviabiliza a segunda hipótese. Todavia, a hipótese aqui defendida relaciona-se à participação de fluidos tardios ricos em K (metassomatismo potássico - ?) que, ao percolar a rocha, reagiram com o plagioclásio e precipitaram o K-feldspato, como visto no equilíbrio [3]:



Intercrescimento de plagioclásio com quartzo vermicular (textura mirmequítica) ocorre de forma significativa no corpo de Olivedos, Serra da Boa Vista, Jandaíra e nos microgranitos, ao passo que nos corpos de Serra do Algodão e Boqueirão, tal textura se faz presente de forma tímida e restrita. A abundância de mirmequitas nos granitóides, a biotita e a pouca expressividade destas nas rochas alcalinas, refletem o volume de fluidos tardi-magmáticos enriquecidos em voláteis.

Nas rochas com biotita, dois tipos de texturas mirmequíticas foram observados, ambos desenvolvidos no contato plagioclásio e fenocristais de K-feldspato (tardios), ou no interior deste último. O primeiro tipo está presente nas bordas dos cristais maiores de plagioclásio (quando inclusos ou em contato com os cristais de K-feldspato - Foto 6.1); o segundo,

constitui agregados nos fenocristais de K-feldspato (como textura mortar e eventualmente preenchendo fraturas) ou entre dois cristais de K-feldspato (Foto 6.2). O caráter tardio das texturas mirmequíticas fica claro quando estas se relacionam apenas com os fenocristais de K-feldspato mais tardios (preenchendo por vezes fraturas nestes). A presença de um metassomatismo potássico (já discutido anteriormente), responsável pela substituição do plagioclásio por K-feldspato, liberando Na ou Ca (como visto na equação [3]), é um argumento para se pensar na hipótese de Barker (1970) para a origem desta textura, porém o fato destas ocorrerem na borda de cristais mais precoces de plagioclásios, leva a se pensar na hipótese de exsolução no estado sólido. Ao se observar a combinação de tais feições atribui-se aqui uma origem mista, envolvendo ambos processos, como responsáveis pelo desenvolvimento das texturas mirmequíticas aqui descritas. A combinação destes fatores também poderiam ter gerado, no corpo de Olivedos as bordas de plagioclásio que circundam os cristais mais precoces de microclina (Foto 6.6).

PRANCHA 02 - LEGENDA

Foto 6.1 - Cristais de plagioclásio (Pl), desenvolvendo textura mirmequítica (na borda) em contato com fenocristais de K-feldspato (Kf) mesopertítico. Observar as bordas levemente mais albiticas do plagioclásio. Bi: biotita. (RN-32 - S. da Boa Vista).

Foto 6.2 - Agregado de plagioclásio mirmequítico (Mi), desenvolvido entre fenocristais de K-feldspato (Kf). Qz: quartzo e Bi: biotita. (RN-27; S. da Boa Vista)

Foto 6.3 - Variedades texturais de biotitas presentes nos granitos porfiríticos. Bi, representa os cristais mais precoces e Bi_t, os cristais mais tardios (RN39; Jandaíra).

Foto 6.4 - Cristal de alanita (Al) zonado, com inclusões de cristais de opacos (Op). (RN-34; S. da Boa Vista)

Foto 6.5 - Fenocristais de plagioclásio (Pl) intensamente saussuritizados. Notar a fina borda em que este processo está ausente. Bi: biotita; Kf: feldspato alcalino (RN-14).

Foto 6.6 - Cristais de K-feldspato (Kf) com textura poligonal, coroados por uma fina borda de plagioclásio (Pl). (RN-13A)

Foto 6.7 - Cristais de K-feldspato com textura poligonal (RN-64, Serra do Algodão).



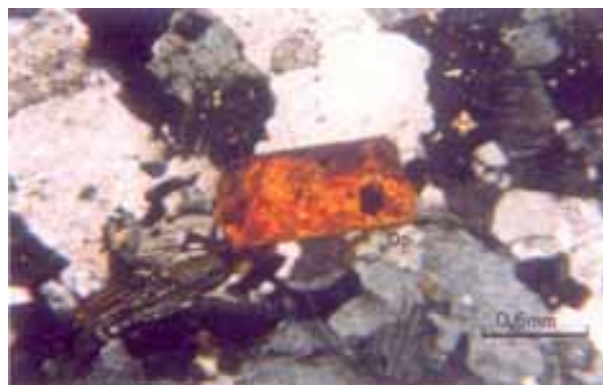
6.1



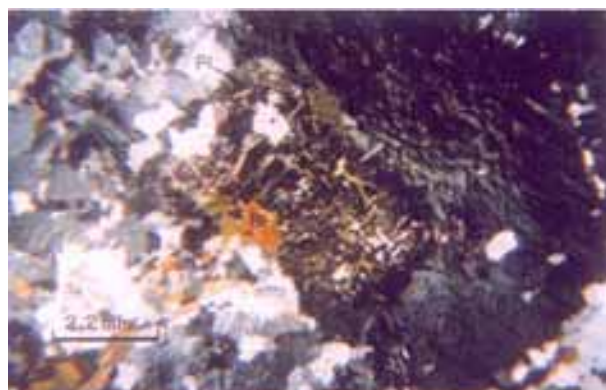
6.2



6.3



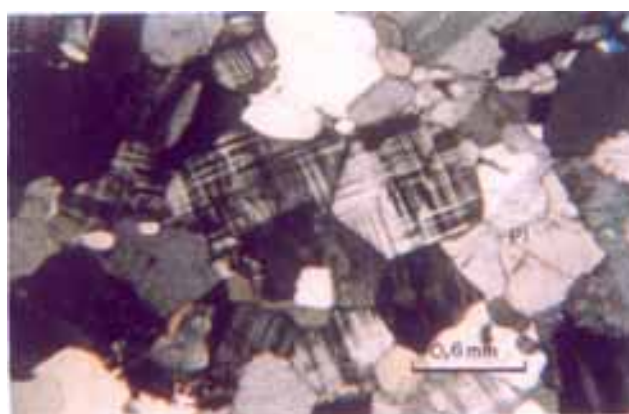
6.4



6.5



6.6



6.7

PRANCHA 03 - LEGENDA

Foto 6.8 - Transformação da aegirina-augita (Cpx) em anfibólio (actinolita ?) (Af) com inclusões de pequenos cristais de opacos (Op), provavelmente resultantes da transformação. (RN-45A; Serra do Algodão)

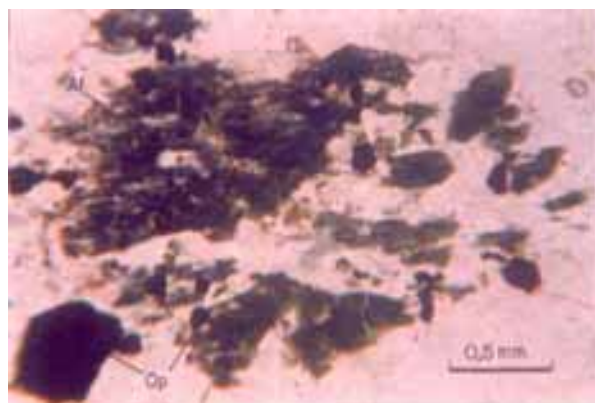
Foto 6.9 - Granadas (Gr) com textura intersticial, evidenciando uma cristalização relativamente tardia (RN-45A', Serra do Algodão).

Foto 6.10 - Cristal de granada (Gr) englobando o cristal de clinopiroxênio (Cpx), sugerindo a formação da granada a partir de uma reação peritética envolvendo o clinopiroxênio. (J-56; Serra do Boqueirão).

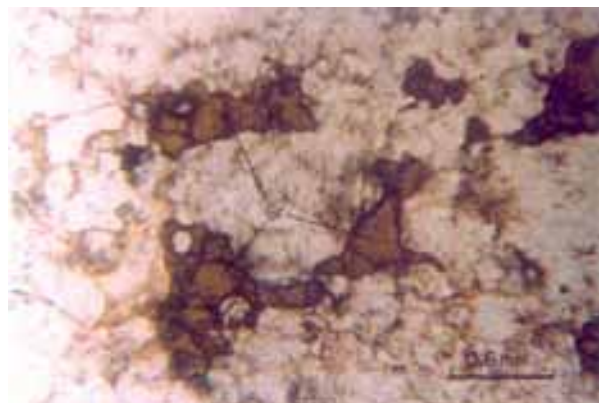
Foto 6.11 - Agregado de biotita (Bi) + carbonato (Ca) + opacos (Op) pseudomorfizando um provável cristal de clinopiroxênio (RN-64, Serra do Algodão).

Foto 6.12 - Muscovita (Mu) entre as clivagens e nas bordas dos cristais de biotita (Bi), indicando a formação desta a partir da biotita (RN-27; Serra da Boa Vista).

Foto 6.13 - Substituição de plagioclásio (Pl) por K-feldspato (Kf). Observar os restos de plagioclásio, em continuidade ótica, no interior do Kf (RN-64; Serra do Algodão).



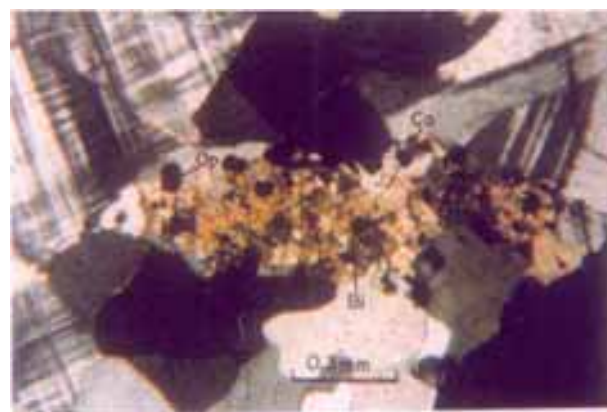
6.8



6.9



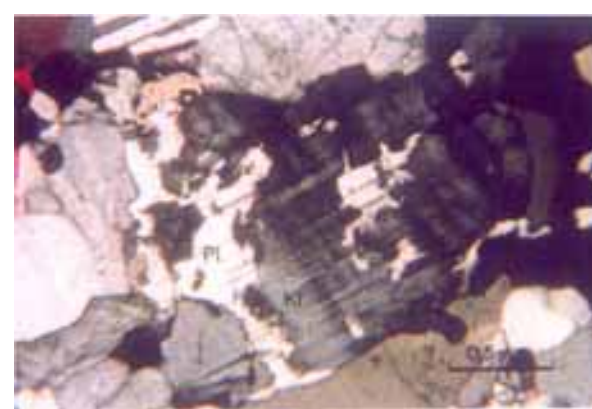
6.10



6.11



6.12



6.13

CAPÍTULO VII - QUÍMICA MINERAL E CONDIÇÕES DE CRISTALIZAÇÃO DOS GRANITÓIDES DA ZCRP

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 (fO_2 , T e P) nas quais este cristalizou, observando o equilíbrio entre determinadas fases minerais. Com estes objetivos, 09 lâminas dos principais corpos de granitóides (Serra do Algodão, Serra do Boqueirão, Serra da Boa Vista, Jandaíra e Olivedos), foram selecionadas para análise por microsonda eletrônica na Universidade de Brasília (UnB). Nestas lâminas foram analisados, quando presentes: feldspatos, biotitas, piroxênios, anfibólios e opacos. Os resultados analíticos são apresentados juntamente com a descrição de cada mineral, e o procedimento analítico descrito no capítulo 1.

7.1. Química Mineral

7.1.1 - Anfibólio

O anfibólio está presente, como mineral primário, nos corpos porfiríticos de Serra da Boa Vista e Jandaíra, constituindo uma fase acessória extremamente rara (observado em apenas 1 lâmina de cada corpo), ou ainda como máfico modalmente importante no enclave máfico associado. As discussões aqui levantadas são baseadas na análise de 2 lâminas das rochas porfiríticas (RN-29A - corpo de Serra da Boa Vista e RN-34 - corpo de Jandaíra) e uma do enclave máfico (RN-38B) associado ao granito Jandaíra. A descrição textural destes anfibólios encontra-se no Cap. 6).

De um modo geral os anfibólios são ricos em CaO, MgO e $FeO_{(t)}$, todavia a relação entre MgO e $FeO_{(t)}$ varia de corpo para

corpo, enquanto o CaO é aproximadamente constante para todas as rochas (em torno de 11%). As razões $\text{FeO}_{(t)}/\text{MgO}$ crescem no sentido encrave ($\text{FeO}_{(t)}/\text{MgO} = 1,5$), Serra da Boa Vista ($\text{FeO}_{(t)}/\text{MgO} = 2,7$), e Jandaíra ($\text{FeO}_{(t)}/\text{MgO} = 4,6$). De uma forma geral não foram observadas diferenças na composições do cristal quando analisado borda e núcleo (Tabela 7.1).

Tabela 7.1 - Resultado analítico para os anfibólios dos granitóides porfíricos e encraves associado (fórmula estrutural calculada para 24 oxigênios e FeO como ferro total).

ANFIBÓLIOS														
S. da Boa Vista RN-29A					Jandaira RN-34					Encrave Máfico RN-38B				
1 (centro) 1 [borda] 2 3					1 2					1 [borda] 1 (centro) 1 [borda] 2 [borda] 2 (centro) 2 [borda] 3 4				
RN-29A					RN-34					RN-38B				
SiO ₂	41,285	41,479	41,209	41,411	39,973	40,206	44,068	43,473	44,611	45,334	44,522	43,001	44,524	44,635
TiO ₂	1,4157	1,4542	1,0372	1,1528	1,0312	1,087	0,6027	0,6233	0,6232	0,5138	0,6085	0,57	0,6345	0,6334
Al ₂ O ₃	10,294	10,382	10,411	10,506	10,027	10,092	8,83	8,9486	8,8537	8,596	8,9962	8,9219	8,9461	9,1337
Cr ₂ O ₃	0,0407	0,0002	0,0352	0,0479	0,0439	0,0208	0,1896	0,0675	0,1422	0,0639	0,0934	0,1159	0,0295	0,0296
MgO	7,7245	7,9246	7,4776	7,5534	5,4065	5,4556	11,055	10,651	10,968	11,105	10,948	10,415	10,949	10,907
CaO	11,273	11,432	11,453	11,368	11,153	11,105	11,825	11,726	11,696	11,912	11,901	11,469	11,764	11,840
MnO	0,5672	0,5423	0,5088	0,5684	0,667	0,6398	0,3463	0,3511	0,3656	0,3809	0,3808	0,3592	0,3501	0,3706
FeO	21,337	21,121	21,515	21,854	24,711	24,959	16,402	16,420	16,228	16,431	16,778	16,746	16,736	17,141
Na ₂ O	1,3627	1,3078	1,3104	1,292	1,4249	1,4098	1,2158	1,1597	1,1897	1,0195	1,1726	1,1707	1,147	1,0956
K ₂ O	1,4767	1,5013	1,4655	1,4284	1,5314	1,5721	1,1402	1,1809	1,0236	0,9989	1,0691	1,064	1,0385	1,0692
H ₂ O	1,7815	1,7841	1,7802	1,8247	1,6652	1,6851	1,8628	1,6214	1,7622	1,7832	1,7859	1,6204	1,7632	1,7443
F	0,2297	0,2296	0,1897	0,1494	0,3406	0,3213	0,1513	0,5937	0,3717	0,3613	0,3303	0,5472	0,3921	0,4338
Cl	0,0861	0,1151	0,1334	0,0939	0,1086	0,1118	0,0643	0,0599	0,0622	0,06	0,0828	0,0807	0,0349	0,072
Total	98,876	99,274	98,527	99,252	98,085	98,667	97,754	96,878	97,899	98,561	98,670	96,082	98,307	99,102
O = F	-0,0967	-0,0967	-0,0799	-0,0629	-0,1434	-0,1353	-0,0637	-0,25	-0,1565	-0,1521	-0,1391	-0,2304	-0,1651	-0,1827
O = Cl	-0,0194	-0,026	-0,0301	-0,0212	-0,0245	-0,0252	-0,0145	-0,0135	-0,014	-0,0135	-0,0187	-0,0182	-0,0079	-0,0162
TOTAL	98,759	99,151	98,417	99,168	97,917	98,503	97,676	96,615	97,729	98,395	98,513	95,834	98,134	98,903
Si	6,4732	6,4703	6,4892	6,4691	6,4634	6,4611	6,773	6,7954	6,8446	6,9008	6,7984	6,7848	6,819	6,7987
Al ^{iv}	1,5268	1,5297	1,5108	1,5309	1,5366	1,5389	1,227	1,2046	1,1554	1,0992	1,2016	1,2152	1,181	1,2013
Al ^{vi}	0,3755	0,379	0,4214	0,4035	0,3743	0,3726	0,3724	0,4439	0,4456	0,4429	0,4174	0,4439	0,4336	0,4385
Ti	0,1669	0,1706	0,1228	0,1354	0,1254	0,1314	0,0697	0,0733	0,0719	0,0588	0,0699	0,0676	0,0731	0,0726
Cr	0,0051	0,000	0,0044	0,0059	0,0056	0,0026	0,023	0,0083	0,0173	0,0077	0,0113	0,0145	0,0036	0,0036
Mg	1,8052	1,8425	1,7551	1,7587	1,303	1,3067	2,5326	2,4817	2,5084	2,5197	2,4919	2,4493	2,4975	2,4766
Ca	1,8938	1,9106	1,9324	1,9028	1,9323	1,912	1,9474	1,964	1,9228	1,9428	1,9471	1,9389	1,9302	1,9326
Mn	0,0753	0,0717	0,0679	0,0752	0,0914	0,0871	0,0451	0,0465	0,0475	0,0491	0,0493	0,048	0,0454	0,0478
Fe ³⁺	2,7979	2,7553	2,8334	2,8551	3,3415	3,3543	2,1082	2,1465	2,0822	2,0918	2,1426	2,2097	2,1433	2,1837
Na	0,4143	0,3955	0,4001	0,3913	0,4467	0,4392	0,3623	0,3515	0,3539	0,3009	0,3472	0,3581	0,3405	0,3236
K	0,2954	0,2987	0,2944	0,2846	0,3159	0,3223	0,2236	0,2355	0,2003	0,194	0,2082	0,2141	0,2029	0,2078
Mg/(Mg+Fe)	0,3921	0,4007	0,3825	0,3811	0,2805	0,2803	0,5457	0,5362	0,5464	0,5463	0,5376	0,5257	0,5381	0,5314

A nomenclatura dos anfibólios foi estabelecida com base nas normas sugeridas pelo IMA (International Mineralogical Association) apresentadas por Leake et al. (1997), onde o anfibólio é classificado em 4 grupos de acordo com a ocupação de cátions em determinado sítios cristalográficos/estruturais. Para tanto fez-se necessário a quantificação do Fe^{2+} e Fe^{3+} , calculada segundo Shumacher (apud Leake et al. 1997) com os resultados apresentados na Tabela 7.2. Seguindo esta classificação os anfibólios das rochas porfiríticas e do encrave são classificados como do tipo cálcico, mais precisamente hastingsita para o caso de Jandaíra ($\text{Fe}^{3+} > \text{Al}^{\text{VI}}$, Tabela 7.2), ferropargassita para Serra da Boa Vista ($\text{Fe}^{3+} < \text{Al}^{\text{VI}}$, Tabela 7.2) e edenita para o encrave máfico (Fig. 7.1).

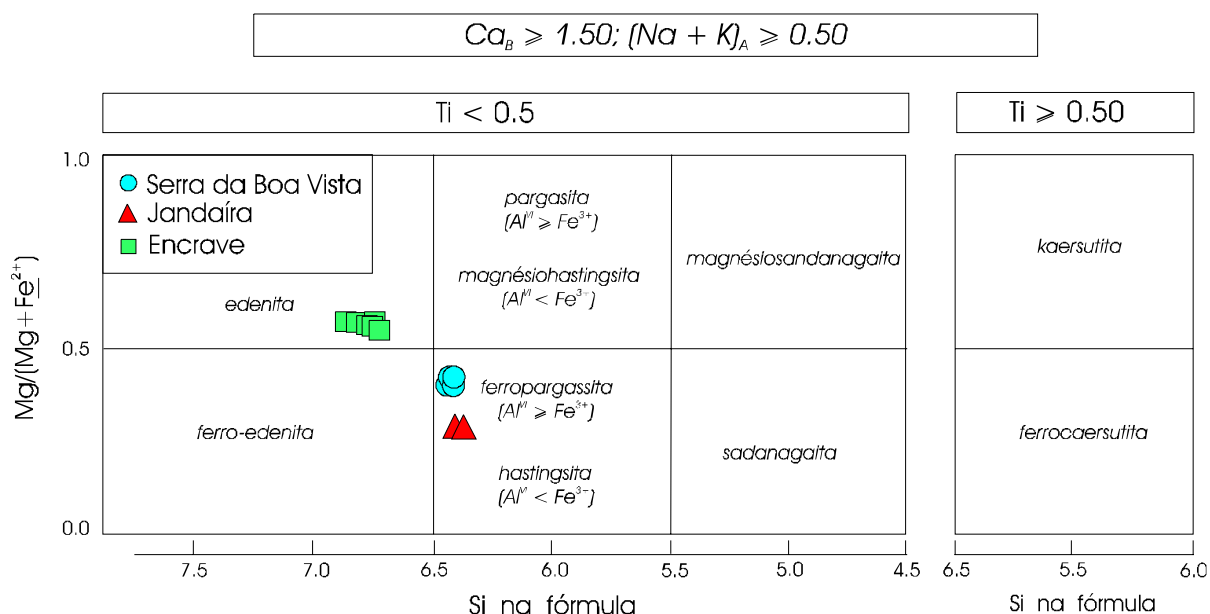


Figura 7.1 - Composição dos anfibólios dos granitóides Serra da Boa Vista e Jandaíra (porfiríticos) e do encrave associado a este último (segundo Leake et al. 1997).

O estrutura do anfibólio, $\text{AB}_2\text{C}^{\text{VI}}\text{T}^{\text{IV}}_8\text{O}_{22}(\text{OH}, \text{F}, \text{Cl})$, permite que vários tipo de substituições possam ocorrer, acomodando uma grande número de cátions (ou ânions) com cargas e raios iônicos variáveis. Estas substituições podem se processar de forma a introduzir elementos em dois ou mais sites simultaneamente, porém em proporções necessárias à manter o equilíbrio de carga

(Blundy e Holland 1990). As principais substituições são sumarizadas por Spear (1993) e compreende 9 principais tipos de trocas que ocorrem em resposta a mudanças nas condições físico-químicas com a evolução magmáticas. Substituições estas representadas pelos seguintes vetores: (1) KNa_{-1} ; (2) $\text{Fe}^{2+}\text{Mg}_{-1}$; (3) CaMg_{-1} ; (4) $\text{Fe}^{3+}\text{Al}_{-1}$; (5) $\text{Al}^{\text{VI}}\text{Al}^{\text{IV}}\text{Mg}_{-1}\text{Si}_{-1}$ (Tschermacks); (6) $\text{NaAl}^{\text{IV}}_{-1}\text{Si}_{-1}$ - (edenita - tremolita); (7) $\text{NaSi}\text{Ca}_{-1}\text{Al}^{\text{IV}}_{-1}$ (Plagioclásio); (8) $\text{NaAl}^{\text{VI}}\text{Ca}_{-1}\text{Mg}_{-1}$ (Glaucófana); (9) $\text{TiAl}^{\text{VI}}_2\text{Mg}_{-1}\text{Si}_{-2}$ (Tschermacks).

Tabela 7.2 - Análise de anfibólios dos granitóides porfíricos e encrave associado. Fórmula estrutural calculada para 23oxigênios para determinação do Fe^{2+} , seguindo os limites estequiométricos de Schumacher (In Leake et al. 1997) para estimativa máxima do ferro férrico.

	ANFIBÓLIOS													
	Serra da Boa Vista							Encrave Máfico						
	RN-29A							RN-38B						
	1 (centro)	1 (borda)	2	3	1	2	1 (borda)	1 (centro)	1 (borda)	2 (borda)	2 (centro)	2 (borda)	3	4
Si	6,4247	6,4149	6,4323	6,4135	6,3918	6,3911	6,7394	6,7262	6,8094	6,8522	6,7451	6,7149	6,7639	6,7311
Al ^{iv}	1,5753	1,5851	1,5677	1,5865	1,6082	1,6089	1,2606	1,2738	1,1906	1,1478	1,2549	1,2851	1,2361	1,2689
T = 8,0	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000
Al ^{vi}	0,3126	0,3076	0,3472	0,3312	0,2814	0,2821	0,3312	0,3575	0,4022	0,1176	0,1393	0,1333	0,1454	0,1432
Ti	0,3304	0,3382	0,2445	0,2681	0,2482	0,2602	0,1394	0,1454	0,1437	0,3839	0,3515	0,3568	0,3655	0,3544
Fe ³⁺	0,2278	0,2511	0,2875	0,3167	0,3238	0,3137	0,2076	0,1904	0,0928	0,1549	0,21273	0,2288	0,1863	0,2450
Mg	1,7913	1,8270	1,7400	1,7439	1,2889	1,2921	2,5196	2,4558	2,4950	2,5023	2,4723	2,4240	2,4771	2,4519
Mn	0,0746	0,0706	0,0676	0,0745	0,0904	0,0864	0,0448	0,0458	0,0469	0,0488	0,0488	0,0478	0,0448	0,0477
Fe ²⁺	2,2634	2,2055	2,3133	2,2655	2,7673	2,7654	1,7575	1,8051	1,8194	1,7924	1,7754	1,8092	1,7809	1,7577
C = 5,0	5,0000	5,0000	5,0000	5,0000	5,0000	5,0000	5,0000	5,0000	5,0000	5,0000	5,0000	5,0000	5,0000	5,0000
Fe ²⁺	0,2853	0,2745	0,2074	0,2481	0,2136	0,2391	0,1324	0,1288	0,1586	0,1856	0,1465	0,1040	0,1583	0,1587
Ca	1,7147	1,7255	1,7926	1,7519	1,7864	1,7609	1,8676	1,8712	1,8414	1,8144	1,8535	1,8960	1,8417	1,8413
Na	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
B = 2,0	2,0000	2,0000	2,0000	2,0000	2,0000	2,0000	2,0000	2,0000	2,0000	2,0000	2,0000	2,0000	2,0000	2,0000
Ca	0,1652	0,1691	0,1223	0,1340	0,1241	0,1301	0,0696	0,0728	0,0718	0,0988	0,0758	0,0225	0,0726	0,0715
Na	0,4110	0,3919	0,3965	0,3883	0,2209	0,3250	0,3604	0,3476	0,3523	0,2990	0,3444	0,3543	0,3376	0,3203
K	0,2936	0,2964	0,2921	0,2820	0,3128	0,3188	0,2220	0,2330	0,1996	0,1923	0,2070	0,2120	0,2012	0,2059
A [0,1 - 1]	0,8698	0,8573	0,8109	0,8044	0,6578	0,7739	0,6520	0,6534	0,6237	0,3978	0,4202	0,3768	0,4102	0,3918
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0,4127	0,4242	0,4034	0,4996	0,3019	0,3007	0,5714	0,5595	0,5578	0,5585	0,5626	0,5589	0,5609	0,5313

Para investigar as possíveis substituições a que os anfibólios destas rochas estariam submetido, várias diagramas binários foram construídos (Fig. 7.2). Devido a maior disponibilidade de pontos analisados, as discussões aqui levantadas são restritas ao encrave máfico e o corpo de Serra da Boa Vista.

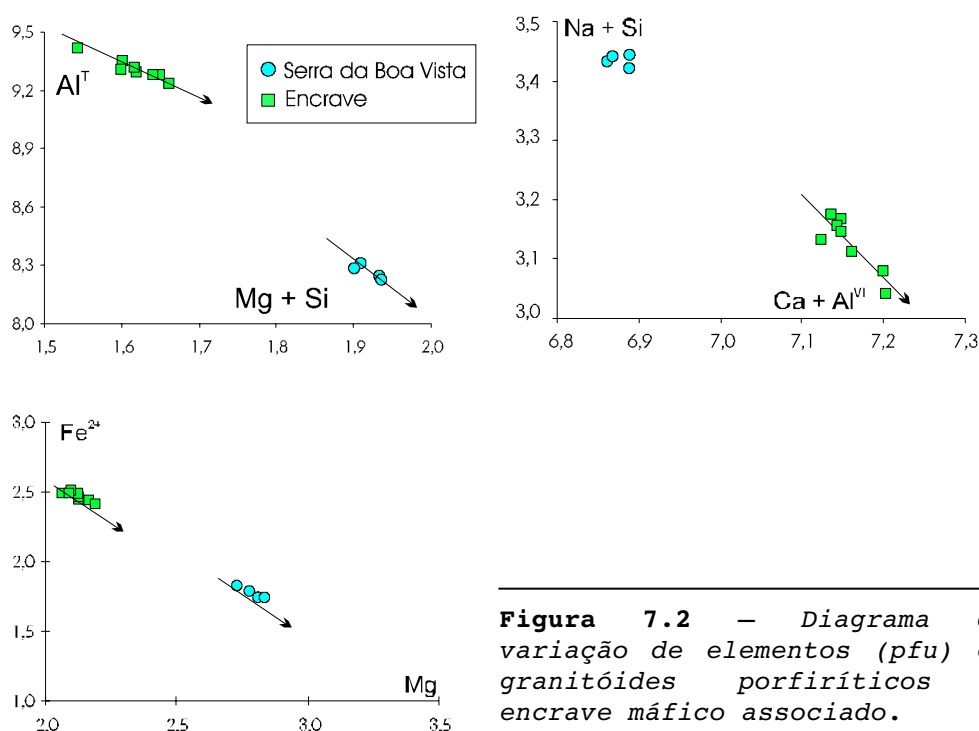


Figura 7.2 – Diagrama de variação de elementos (pfu) os granitóides porfíricos e encrave máfico associado.

O encrave máfico e o granito Serra da Boa Vista apresentam vetores de substituições comuns; substituições simples do Mg por Fe^{2+} em C e duplas tipo Tschermarks envolvendo trocas entre os sites T e C, e plagioclásio, envolvendo a introdução de Si em T e Ca em A. A substituição do tipo plagioclásio ocorre em resposta a mudanças na temperatura, sendo este tipo de substituição utilizada como geotermômetro (plagioclásio e anfibólio, Blundy e Holland 1990, ver item 7.2.1). Substituições do tipo Tschermarks envolvem a combinação de mudanças nos parâmetros temperatura e pressão (substituições envolvendo o Al^{VI} são controladas essencialmente pela pressão - Hollister et al. 1987, Schmidt 1992, entre outros. Ver item 7.2.1). Como só

foram identificados três tipos de substituições para os anfibólios do encrave e de Serra da Boa Vista, duas das quais envolvendo o Al, é possível atribuí-las à mudanças nos parâmetros físicos e não a variações na composição do magma.

7.1.2 - Piroxênios

O clinopiroxênio está restrito às rochas alcalinas constituindo a paragênese máfica juntamente com a titanita e a granada (ver descrição petrográfica no cap. 6). Para observar a composição e comportamento deste mineral duas lâminas do corpo de Serra do Algodão foram analisadas (RN-45A com paragênese máfica principal representada por titanita+clinopiroxênio e RN-45A', do mesmo afloramento, porém com a granada somada à paragênese máfica) e uma amostra do corpo Serra do Boqueirão (RN-03A com titanita+granada+clinopiroxênio).

A composição do clinopiroxênio varia de acordo com a paragênese máfica. Nas lâminas em que a granada está presente (RN-45A' e RN-03A) o clinopiroxênio é relativamente mais enriquecido em CaO, FeO e MgO e empobrecido em Na₂O. Nos cristais onde foram feitos perfis não se observou zonação significativa (Tabela 7.3).

Tabela 7.3 - Resultado analítico para os clinopiroxênios da rochas alcalinas (fórmula estrutural calculada para 6 oxigênios).

CLINOPIROXÊNIOS										
SERRA DO ALGODÃO										SB*
RN-45A ⁱ			RN-45 ^A							RN-03A
1	2		1 (centro)	2 (borda)	3	4 (borda)	5 (centro)	6 (borda)	7	1
SiO ₂	49,7728	49,4486	50,0949	49,5608	49,5037	50,3000	50,0799	50,1359	49,3735	49,4577
TiO ₂	0,0603	0,0417	0,0595	0,0002	0,1249	0,0027	0,0633	0,0481	0,0492	0,1520
Al ₂ O ₃	1,3085	1,4199	0,5892	0,5912	0,5793	0,6048	0,6001	0,6116	0,6129	1,5724
Cr ₂ O ₃	0,0063	0,0002	0,0023	0,0366	0,0000	0,0031	0,0180	0,0125	0,0220	0,0000
Fe ₂ O ₃	4,2155	3,9486	9,5800	8,4181	9,4566	8,6306	8,6373	8,1832	8,4648	0,0000
MgO	4,8606	3,7715	2,5654	2,3702	2,6203	2,4057	2,5354	2,3307	2,2938	7,4473
CaO	20,2110	19,7792	14,5219	14,1568	14,2602	14,3923	14,1679	14,4569	14,0466	12,1312
MnO	1,5408	1,4738	1,4813	1,3494	1,4609	1,5297	1,4451	1,4830	1,3971	3,0571
FeO	16,6779	18,3583	15,3134	16,5444	15,7132	16,0765	15,7787	16,4694	15,4422	20,9412
Na ₂ O	1,4613	1,5642	4,3056	4,0956	4,1353	4,2742	4,3194	4,1725	4,3439	0,2996
Total	100,1150	99,8060	98,5135	97,1233	97,8544	98,2196	97,6451	97,9038	96,0460	95,0585
Si	1,9611	1,9667	2,0071	2,0179	2,0006	2,0208	2,0214	2,0228	2,0254	2,0268
Al ^{IV}	0,0389	0,0333	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
	2,0000	2,0000	2,0071	2,0179	2,0006	2,0208	2,0214	2,0228	2,0254	2,0268
Al ^{VI}	0,0219	0,0333	0,0278	0,0284	0,0276	0,0286	0,0285	0,0291	0,0296	0,0759
Fe ³⁺	0,1250	0,1182	0,2888	0,2579	0,2876	0,2609	0,2623	0,2484	0,2613	0,0000
Ti	0,0018	0,0012	0,0018	0,0000	0,0038	0,0008	0,0019	0,0015	0,0015	0,0047
Cr	0,0002	0,0000	0,0001	0,0012	0,0000	0,0001	0,0006	0,0004	0,0007	0,0000
Mg	0,2854	0,2236	0,1532	0,1438	0,1578	0,1441	0,1525	0,1402	0,1402	0,4549
Fe ²⁺	0,5495	0,6106	0,5131	0,5633	0,5232	0,5401	0,5326	0,5557	0,5298	0,4645
Mn	0,0162	0,0131	0,0152	0,0054	0,0000	0,0254	0,0216	0,0247	0,0369	0,0000
	1,0000	1,0000	1,0000	1,0000	1,0000	1,0000	1,0000	1,0000	1,0000	1,0000
Fe ²⁺	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0079	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,2532
Mn	0,0352	0,0365	0,0351	0,0411	0,0500	0,0267	0,0278	0,0260	0,0116	0,1061
Ca	0,8532	0,8428	0,6234	0,6176	0,6175	0,6195	0,6127	0,6249	0,6174	0,5326
Na	0,1116	0,1206	0,3345	0,3233	0,3240	0,3329	0,3380	0,3264	0,3455	0,0238
	1,0000	0,9999	0,9930	0,9820	0,9994	0,9791	0,9785	0,9773	0,9745	0,9157

*SB: Serra da Boa Vista

A nomenclatura aqui adotada segue as normas da IMA, descritas por Morimoto (1988), com os piroxênios divididos em 4 grupos: Ca-Mg-Fe, Ca-Na, Na e outros. No diagrama **Q** (Ca-Mg-Fe²⁺) - **J** (2Na) (Fig. 7.3), os clinopiroxênios que coexistem com granada plotam no campo QUAD (piroxênios ricos em Ca-Fe-Mg), enquanto que aqueles que constituem a paragênese máfica apenas com a titanita apresentam uma composição Ca-Na (Fig. 7.3).

Seguindo a classificação de Morimoto. (1988) os piroxênios Ca-Na foram plotados no diagrama triangular Q-Jd-Ae (Fig. 7.4), sendo estes caracterizados como da série aegirina- augita. Os clinopiroxênios do grupo QUAD foram plotados no diagrama Wo-En-Fs, sendo observadas difetenças composicionais entre os

clinopiroxênios do corpo de Serra do Algodão, e Serra do Boqueirão (Fig. 7.5). No primeiro o clinopiroxênio é do tipo hedembergita, enquanto que no segundo é do tipo augita (Fig. 7.5).

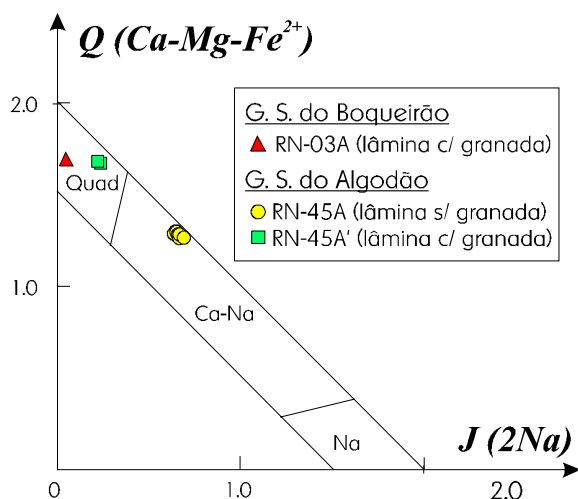


Figura 7.3 – Classificação do piroxênios dos granitóides alcalinos no diagrama Q-J (Morimoto 1988).

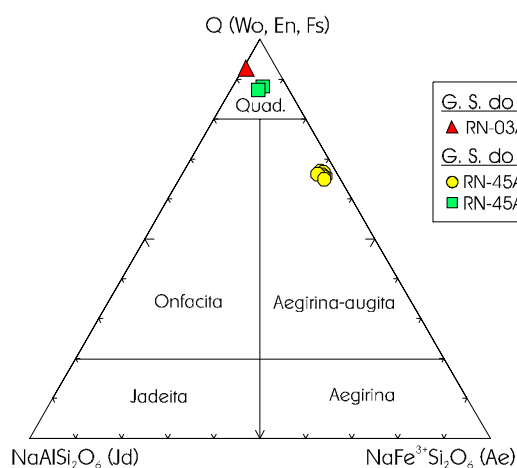


Figura 7.4 – Composição dos piroxênios dos granitóides alcalinos segundo Morimoto (1988).

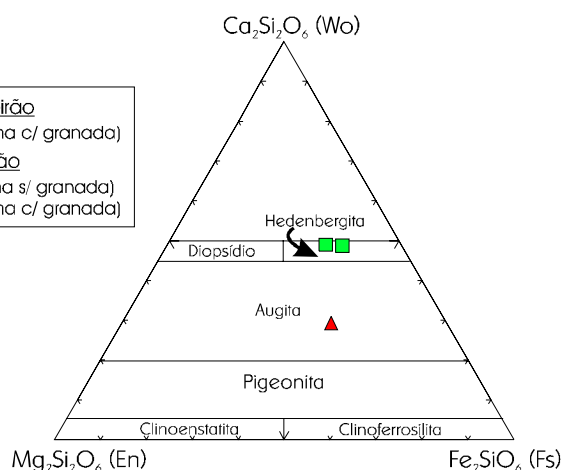


Figura 7.5 – Nomenclatura para os piroxênios Ca-Mg-Fe das rochas alcalinas segundo Morimoto (1988).

De um modo geral a composição do piroxênio pode ser representada pela fórmula química geral $M_2(R^{2+})M_1(R^{2+})T_2(2R^{4+})O_6$, que a exemplo dos anfibólios possibilita uma variedade (embora comparativamente menor) de substituições. Spear (1993) discute as principais vetores de substituições observadas em piroxênios, sendo estes representados por: (1) $FeMg_{-1}$; (2) $CaMg_{-1}$; (3) $Fe^{3+}Al_{-1}$; (4) $Al^{VI} Al^{IV} Mg_{-1}Si_{-1}$ (Tschermaks); (5) $NaSi Ca_{-1}Al^{IV}_{-1}$

(Plagioclásio); (6) $\text{NaAl}^{\text{VI}} \text{Ca}_{-1}\text{Mg}_{-1}$ (Jadeítica/glaucófana); (7) $\text{TiAl}^{\text{VI}}_2 \text{Mg}_{-1}\text{Si}_{-2}$ (Ti-tchermarks).

Os piroxênios do tipo aegirina-augita parecem ter sido submetidos a um menor número de substituições. Nestes piroxênios chama a atenção os altos valores de Si pfu ($>2,0$ - Tabela 7.3), que poderiam ser atribuídos a substituição do Mg por Si no site T_2 (Fig. 7.6). Substituições do tipo (5) e (6) estão ausentes, enquanto a distribuição das amostras deixam dúvidas quanto a presença de substituições do tipo (1).

Devido ao pequeno número de análises dos piroxênios tipo hedembergita, fica difícil caracterizar os vetores de substituições a que este foi submetido. Contudo, trocas do tipo *plagioclásio* e *jadeíta* podem ser visualizadas na Figura 7.6, as quais provavelmente são responsáveis pelos teores mais elevados de CaO destes piroxênios. Esta hipótese é reforçada pela ausência de substituições que envolvam $\text{NaX Ca}_{-1}\text{Y}_{-1}$ nos piroxênios do tipo aegirina-augita.

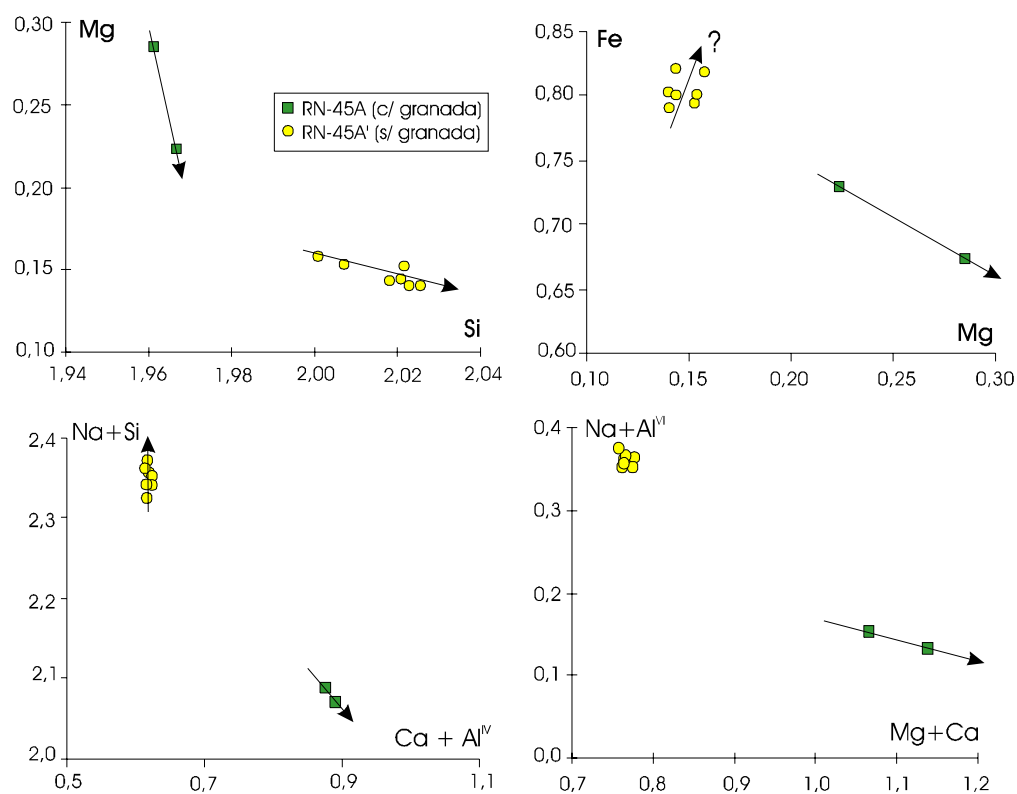


Figura 7.6 - Diagramas de variação de elementos (pfu) para os clinopiroxênios de Serra do Algodão (RN-45A).

7.1.3 - Biotitas

As biotitas contituem a mineralogia máficas das rochas de Olivedos, granitos porfiríticos e encrave associado. Em Olivedos e nas rochas porfiríticas dois tipos texturais de biotitas estão presentes, sendo estas representadas por; (a) cristais idiomórficos, marrom claro e fortemente pleocróicos e (b) cristais xenomórficos, mais tardios, marrom escuro, fracamente pleocróico, frequentemente com forma intersticial entre os grãos da matriz. No corpo de Jandaíra as diferentes biotitas foram analisadas, porém não se observou diferenças significativas entre um tipo textural e outro, a não ser por um menor conteúdo em Na₂O na biotita mais tardia (Tabela 7.4). No encrave máfico apenas um tipo textural de biotita foi observado.

Tabela 7.4 - Composição químicas das biotitas dos granitóides da ZCRP. (fórmula estrutural calculada para 24 oxigênios $A_2B_{4-6}C_8O_{20}(OH,F)_4$ e tipos texturais de biotitas representado entre parêntese).

BIOTITAS												
	S. da Boa Vista			Jandaíra				Encrave		Olivedos		
	RN-29A			RN-34				RN-38B		RN-65A		
	1 (1)	2 (1)	3 (1)	1 (1)	2 (2)	3 (2)	4 (1)	1	2	1 (1)	2 (1)	3 (1)
SiO ₂	36,222	36,036	35,621	35,567	35,217	35,057	36,237	36,533	36,742	35,012	35,313	34,587
TiO ₂	2,426	2,314	2,442	2,652	2,750	1,523	2,706	1,336	1,957	3,082	2,772	2,960
Al ₂ O ₃	14,693	14,780	14,698	15,047	14,344	15,948	15,009	14,819	14,087	15,776	16,702	15,077
Cr ₂ O ₃	0,000	0,013	0,017	0,042	0,013	0,011	0,025	0,042	0,034	0,009	0,000	0,013
MgO	9,658	10,221	9,562	7,441	6,967	7,650	7,860	13,078	12,813	4,047	4,338	3,792
CaO	0,010	0,000	0,018	0,000	0,000	0,004	0,017	0,021	0,000	0,000	0,007	0,027
MnO	0,334	0,378	0,319	0,374	0,393	0,420	0,529	0,267	0,210	0,677	0,596	0,608
FeO	22,937	21,244	22,603	24,551	25,160	24,056	23,197	17,109	17,839	26,894	26,499	27,022
Na ₂ O	0,066	0,058	0,071	0,095	0,018	0,032	0,053	0,064	0,106	0,000	0,078	0,097
K ₂ O	9,710	9,657	9,527	9,629	9,503	9,334	9,772	9,381	9,810	9,524	9,580	9,439
H ₂ O	3,738	3,544	3,730	3,547	3,427	3,617	3,447	3,374	3,404	3,181	3,162	3,459
F	0,224	0,537	0,155	0,480	0,593	0,259	0,719	0,886	0,868	1,094	1,220	0,423
Cl	0,080	0,102	0,071	0,072	0,079	0,084	0,086	0,080	0,057	0,026	0,048	0,028
Total	100,10	98,89	98,83	99,50	98,46	98,00	99,66	96,99	97,93	99,32	100,31	97,53
O = F	-0,094	-0,226	-0,065	-0,202	-0,250	-0,109	-0,303	-0,373	-0,366	-0,461	-0,514	-0,178
O =	-0,018	-0,023	-0,016	-0,016	-0,018	-0,019	-0,019	-0,018	-0,013	-0,006	-0,011	-0,006
TOTAL	99,985	98,636	98,752	99,277	98,195	97,867	99,335	96,599	97,549	98,856	99,790	97,347
Si	5,621	5,651	5,590	5,624	5,665	5,589	5,704	5,743	5,753	5,665	5,643	5,657
Al ^{IV}	2,379	2,349	2,411	2,376	2,335	2,411	2,296	2,257	2,247	2,336	2,357	2,343
C	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al ^{VI}	0,308	0,382	0,308	0,429	0,384	0,586	0,489	0,489	0,353	0,673	0,788	0,563
Ti	0,283	0,273	0,288	0,315	0,333	0,183	0,320	0,158	0,230	0,375	0,333	0,364
Cr	0,000	0,002	0,002	0,005	0,002	0,001	0,003	0,005	0,004	0,001	0,000	0,002
Mg	2,234	2,389	2,236	1,754	1,670	1,818	1,844	3,064	2,990	0,976	1,033	0,924
Mn	0,044	0,050	0,042	0,050	0,054	0,057	0,071	0,036	0,028	0,093	0,081	0,084
Fe ²⁺	2,977	2,786	2,966	3,247	3,384	3,207	3,054	2,249	2,336	3,639	3,541	3,696
B	5,845	5,882	5,843	5,800	5,826	5,852	5,780	6,001	5,941	5,756	5,777	5,634
Ca	0,002	0,000	0,003	0,000	0,000	0,001	0,003	0,004	0,000	0,000	0,001	0,005
Na	0,020	0,018	0,022	0,029	0,006	0,010	0,016	0,019	0,032	0,000	0,024	0,031
K	1,922	1,932	1,907	1,942	1,950	1,898	1,962	1,881	1,959	1,966	1,953	1,969
A	1,944	1,949	1,932	1,971	1,955	1,909	1,981	1,904	1,992	1,966	1,978	2,005

Comparando-se as biotitas dos diferentes corpos é possível distinguí-las com base nos teores de FeO, MgO e TiO₂. Na Figura 7.7 é ilustrada as composições das biotitas utilizando os parâmetros Fe/(Fe+Mg) vs Al^{IV}. A proporção de Al^{IV} nas biotitas da ZCRP é aproximadamente igual para os diferentes corpos, havendo apenas variações nas razões Fe/(Fe+Mg), como visto na Fig. 7.7, acompanhada por variações no conteúdo de Ti da biotita.

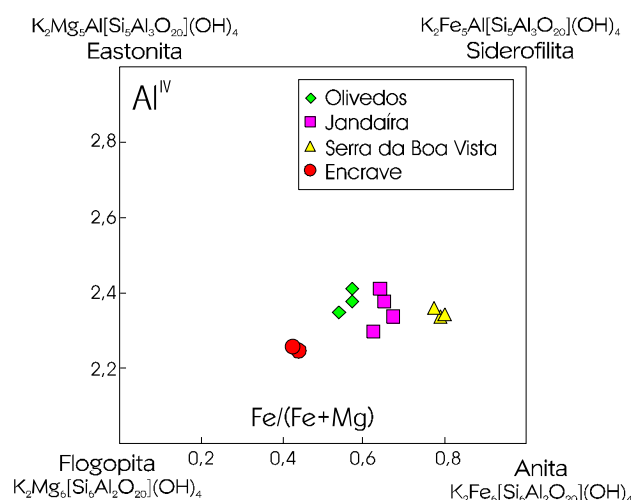


Figura 7.7 – Variações composicionais para as biotitas dos granitos associados a ZCRP.

Alguns diagramas geoquímicos são utilizados no sentido de correlacionar a composição da biotita com associações magmáticas, partindo do princípio que esta reflete o tipo do magma fonte. Nachit et al. (1985) utiliza como características distintivas o conteúdo de Al e Mg (por fórmula unitária - pfu) na biotita, com as diferentes associações magmáticas (alumino-potássica, cálcio-alcalina, subalcalina, alcalina e peralcalina) separadas por curvas paralelas que mostram uma correlação negativa entre estes elementos (Fig. 7.8). Por outro lado, Abdel-Rahman (1994), utilizando os mesmos elementos (porém em % de óxido) define, ao contrário de Nachit et al. (1985) uma linha transversal (Fig. 7.9) entre os campos peraluminosos e cálcio-alcalino, argumentando que apesar destes mostrarem uma correlação negativa, biotitas de magmas cálcio-alcalinos geralmente contêm alto MgO (7 a 19%) quando comparadas às de magmas peraluminosos (2 a 8%). A nível de comparação os dois

diagramas foram utilizados e estão ilustrados nas Figs. 7.8 e 7.9).

As biotitas da ZCRP mostram uma correlação positiva com o Mg, o que difere significativamente da esperada correlação negativa entre estes elementos (Fig. 7.8). Em Nachit et al. (1985) estas plotam predominantemente segundo os limites dos campos cálcio-alcálico e subalcálico. No diagrama de Adel-Rahman (1994) Olivedos plota no campo de magmas peraluminosos enquanto os demais plotam no campo cálcio-alcálico, próximo ao limite do campo alcálico.

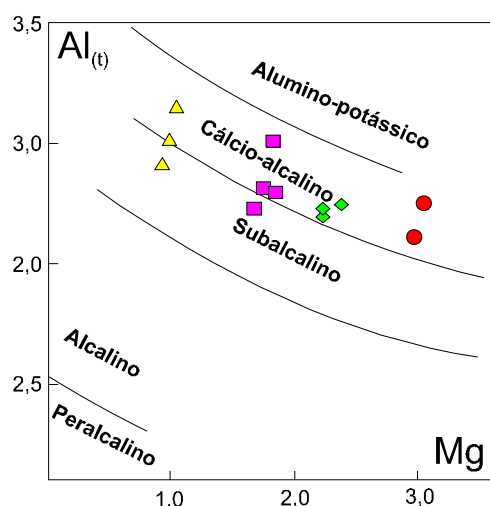


Figura 7.8 – Biotitas dos granitóides da ZCRP no contexto de séries magmáticas (segundo Nachit et al. 1985).

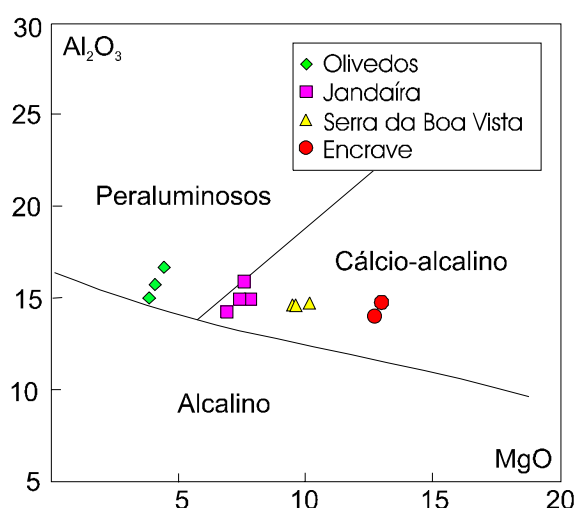


Figura 7.9 – Biotitas dos granitóides da ZCRP no contexto de séries magmáticas (segundo Abdel-Rahman 1994).

Stussi e Cuney (1996) atribuem a correlação negativa entre o Al e Mg como produto de uma série de substituições que em geral seriam representadas por: (1) $MgFe_{-1}$ (flogopita-anita); (2) $M^{2+VI}SiAl^{VI}_{-1}Al^{IV}_{-1}$ (siderofilita); (3) $M^{2+VI}Al^{IV}_2\Box^{VI}Si_{-2}$ (anita-flogopita); (4) $M^{2+VI}_3Al^{VI}_{-2}\Box^{VI}$ (anita-flogopita/muscovita); (5) $TiFe_{-2}$; (6) $M^{2+VI}Al^{VI}_{-1}Li_{-1}$; e correlaciona o tipo de substituição com a natureza do magma. Substituições do tipo (4) seriam exclusiva à biotitas de granitos peraluminosos combinadas a tipo (1); em biotitas de rochas cálcio-alcálicas atuariam

substituições tipo (1), (3) e (4); e substituições tipo (3) são comuns em granitos peralcalinos.

Para investigar as possíveis substituições das biotitas da ZCRP alguns diagramas binários foram construídos e representados na Fig. 7.10. A introdução de Mg na estrutura da biotita, pode ser visualizadas pelas substituições tipo (1) e tipo (3), está última representadas pela correlação negativa entre o Si e Al^{IV} ($\text{MgAl}^{\text{IV}}_2 \square^{\text{VI}}\text{Si}_2$). A substituição tipo (2) foi descartada pelas correlações positivas entre o Mg e Al visto nas Figs. 7.9 e 7.10; já a adição de Al é observado por substituições do tipo (3) (correlação positiva entre o Si e Al^{IV} e Mg e Al). É válido salientar que Stussi e Cuney (1996) citam a substituição tipo (3), mas não a correlacionam com nenhum tipo de magma, já que esta resultaria numa correlação positiva entre o Mg e Al.

A utilização dos diagramas propostos nas Figs. 7.8 e 7.9 requer um investigação prévias dos tipos de substituições atuantes nas biotitas, que são função não só da composição do magma como também das condições físico-químicas que podem favorecer determinados tipos de substituições.

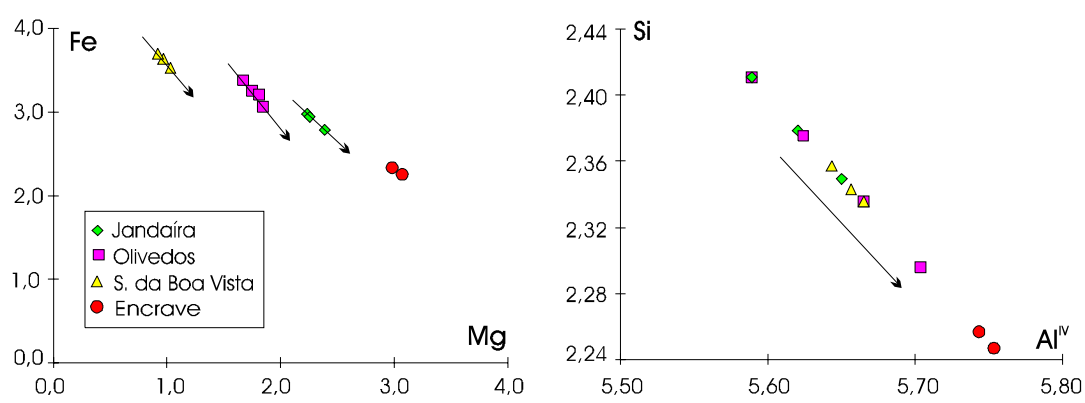


Figura 7.10 - Diagramas de variação de elementos (pfu) para as biotitas da ZCRP.

7.1.4 - Opacos

A análise química dos minerais opacos foi precedida por um estudo das seções delgadas polidas (em microscópio óptico com

luz refletida), visando a identificação da mineralogia opaca. Posteriormente estas mesmas seções foram metalizadas e a composição química precisa do mineral determinada por microssonda eletrônica. Os resultados analíticos estão apresentados na Tabela 7.5.

Nas **rochas porfiríticas** dois tipos texturais de opacos foram identificados (cap. 6) sendo estes representados por (1) cristais de tamanhos variáveis, idiomórficos a hipidiomórficos, dispersos na matriz da rochas, associados à biotitas ou coroados por titanita e (2) pequenos cristais prismáticos, mais precoces, inclusos nos cristais maiores de alanita ou biotita. Representando os opacos tipo (1) foram analisados cristais coroados por titanita e dispersos na matriz da rocha; no tipo (2) opaco incluso em biotita. Não foi observado diferenças químicas em Fe_2O_3 e FeO entre os dois tipos texturais de opacos, tratando-se ambos de magnetita (Tabela 7.5). Um perfil num cristal do tipo (1) mostra um sutil mudanças nos teores de TiO_2 , Fe_2O_3 e FeO , sensivelmente mais elevado no centro do cristal (Tabela 7.5).

No encrave máfico os opacos são mais escassos, porém uma análise com fechamento de 87% a proporção de Fe_2O_3 e FeO indica tratar-se de magnetita.

Os opacos das **rochas de textura grossa** (granitóide Olivedos) são representados por (1) cristais hidiomórficos quadráticos a levemente arredondados e por (2) cristais xenomórficos, estirados segundo os planos de clivagens da biotita e/ou cristais maiores

Tabela 7.5 - Composições dos opacos dos granitóides associado à ZCRP (fórmula estrutural calculada para 32 oxigênios, com os diferentes tipos texturais entre parêntese – ver texto).

OPACOS																
Serra da Boa Vista RN-29*										Jandaira RN-34						
Magnetita										Magnetita						
1 (1)	(2)	1 (centro)	1 (borda)	2 (1)	3 (1)	4 (1)	5 (1)	6 (2)	7 (1)	1 (1)	2 (1)	1 (1)	2 (1)	3	4*	
TiO ₂	0,058	0,167	0,077	0,078	0,120	0,080	0,027	0,071	0,042	0,086	0,129	0,000	0,039	0,119	0,035	0,285
Cr ₂ O ₃	0,058	0,101	0,098	0,114	0,084	0,096	0,099	0,035	0,110	0,108	0,045	0,000	0,023	0,000	0,000	0,001
Fe ₂ O ₃	68,922	69,879	69,093	69,276	69,519	69,522	69,465	68,997	70,003	69,039	67,840	0,000	67,563	67,858	67,474	67,190
MgO	0,003	0,010	0,001	0,025	0,003	0,003	0,000	0,000	0,014	0,000	0,020	0,025	0,000	0,000	0,014	0,023
MnO	0,135	0,112	0,135	0,100	0,118	0,111	0,042	0,000	0,081	0,100	0,013	4,984	0,035	0,557	0,135	0,706
FeO	31,000	31,655	31,132	31,215	31,409	31,350	31,305	31,186	31,517	31,165	30,726	44,196	30,443	30,179	30,258	29,990
Total	100,66	98,10	98,71	97,92	98,20	102,54	100,18	101,92	100,54	100,81	101,25	101,16	100,29	101,77	100,50	98,77
Ti	0,014	0,100	0,018	0,018	0,028	0,048	0,006	0,016	0,010	0,020	0,030	0,000	0,009	0,028	0,008	0,067
Cr	0,014	0,069	0,024	0,028	0,020	0,066	0,024	0,008	0,026	0,026	0,011	0,000	0,006	0,000	0,000	0,000
Fe ³⁺	15,959	48,876	15,941	15,937	15,925	48,626	15,964	15,959	15,954	15,934	15,928	0,000	15,993	15,944	15,984	15,864
Mg	0,001	0,006	0,000	0,012	0,001	0,002	0,000	0,000	0,006	0,000	0,009	0,100	0,013	0,000	0,007	0,011
Mn	0,035	0,086	0,035	0,026	0,030	0,086	0,011	0,000	0,021	0,026	0,003	1,193	0,007	0,147	0,036	0,188
Fe ²⁺	7,977	24,606	7,982	7,980	7,996	24,369	7,995	8,016	7,983	7,994	8,018	10,437	7,980	7,881	7,966	7,869

*GO = GRANITOÍDE OLIVEDOS

tardios. As análises química indicam que o opaco tipo (1) é composicionalmente ilmenita, enquanto o tipo (2) é representado por magnetita (Tabela 7.5). Devido ao não fechamento da análise, o que torna o dado não confiável, o mineral mais tardio não encontra-se na Tabela 7.5. Todavia, a proporção de Fe_2O_3 e FeO , como também a ausência de TiO_2 indica claramente tratar-se de magnetita.

Em **Serra do Algodão** e **Serra do Boqueirão** constituindo a mineralogia opaca são encontrados (1) pequenos cristais hidiomórficos prismáticos e (2) cristais maiores, hidiomórficos coroados por titanita. O tipo (1) representa os cristais mais precoces e trata-se de magnetita, já o tipo (2) apresenta características texturais que sugerem que este é mais tardio e quimicamente é representado por hematita (Tabela 7.5). Quando comparado as magnetitas dos diferentes corpos alcalinos observa-se que, de um modo geral, Serra do Boqueirão é mais enriquecido em TiO_2 , enquanto Serra do Algodão apresenta teores ligeiramente mais elevados em Fe_2O_3 , FeO e Cr_2O_3 (Tabela 7.5).

7.1.5 - Feldspatos

Plagioclásios

Nos granitóides porfiríticos foram analisados os fenocristais de plagioclásio e os cristais da matriz, não sendo observadas diferenças significativas entre estes dois tipos texturais. Composicionalmente são do tipo oligoclásio com os fenocristais exibindo uma discreta zonação normal (Tabelas 7.6a e 7.6b - nos cristais da matriz não foram feitas transversas). Comparativamente os plagioclásios de Serra da Boa Vista são mais cálcicos ($\text{An}_{>24}$) que os de Jandaíra ($\text{An}_{<21}$), o intervalo composicional para os plagioclásios deste primeiro corpo, varia entre An_{24-30} (valores representando borda e núcleo, respectivamente dos fenocristais), enquanto que em Jandaíra o intervalo composicional é um pouco menor An_{17-20} (borda → centro

dos fenocristais) (Tabelas 7.6a e 7.6b). Em ambos os corpos a composição dos cristais da matriz é similar à das bordas dos fenocristais (Tabelas 7.6a e 7.6b)

Os plagioclásios do enclave máfico são texturalmente semelhantes aos cristais das rochas porfiríticas, e a exemplos destes são do tipo oligoclásio porém com teores mais elevados de anortita ($An_{>24}$) notadamente em relação a Jandaíra (Tabela 7.6c)., porém sem a presença de zonação (Tabela 7.6c). Comparativamente estes plagioclásios são mais enriquecidos em Fe, que os das rochas porfiríticas.

Tabela 7.6a - Resultado analítico para os plagioclásios do granitóide Serra da Boa Vista (fórmula estrutural calculada para 08 oxigênicos).

PLAGIOCLÁSIOS													
Serra da Boa Vista													
RN-29A													
	Fenocristal						Cristais da matriz						
	1 (borda)	1 (centro)	2 (centro)	2 (centro)	2 (borda)	3 (borda)	3 (centro)	4	5 (borda)	5 (centro)	5 (borda)		
SiO ₂	63,3606	62,5548	62,1844	62,4607	62,9037	63,0346	62,4179	62,9579	62,6633	62,9318	62,4595		
TiO ₂	0,0092	0,0000	0,0166	0,0000	0,0000	0,0361	0,0002	0,0002	0,0000	0,0334	0,0019		
Al ₂ O ₃	23,4126	23,4034	24,4553	23,6503	23,3897	23,4429	23,1618	23,4158	23,2173	23,437	23,3251		
CaO	4,7348	5,0341	5,8088	5,124	4,8885	4,7064	4,7913	4,9679	4,616	4,9111	4,8427		
FeO	0,0188	0,0971	0,022	0,0533	0,0502	0,1538	0,0596	0,0502	0,0631	0,1259	0,1008		
SiO	0,0616	0,0000	0,0000	0,0000	0,0924	0,0002	0,0514	0,0206	0,0000	0,0000	0,0000		
Na ₂ O	8,0252	7,8155	7,4484	7,7082	7,9549	8,0031	7,8178	7,867	7,916	7,7444	7,7361		
K ₂ O	0,1787	0,2697	0,2657	0,2975	0,2237	0,2078	0,292	0,1873	0,2591	0,3166	0,355		
Total	99,8015	99,1746	100,199	99,294	99,5031	99,5849	98,592	99,4669	98,7348	99,5002	98,8211		
Si	2,7983	2,7847	2,7446	2,7771	2,7904	2,7918	2,7934	2,7914	2,7973	2,7904	2,7891		
Ti	0,0003	0,0000	0,0006	0,0000	0,0000	0,0012	0,0000	0,0000	0,0000	0,0011	0,0001		
Al	1,2186	1,2279	1,2721	1,2393	1,2228	1,2237	1,2216	1,2236	1,2215	1,2248	1,2275		
Ca	0,224	0,2401	0,2746	0,2441	0,2323	0,2233	0,2297	0,236	0,2208	0,2333	0,2317		
Fe	0,0007	0,0036	0,0008	0,002	0,0019	0,0057	0,0022	0,0019	0,0024	0,0047	0,0038		
Sr	0,0016	0,0000	0,0000	0,0000	0,0024	0,0000	0,0013	0,0005	0,0000	0,0000	0,0000		
Na	0,6872	0,6746	0,6374	0,6645	0,6842	0,6872	0,6783	0,6763	0,6851	0,6658	0,6698		
K	0,0101	0,0153	0,015	0,0169	0,0127	0,0117	0,0167	0,0106	0,0148	0,0179	0,0202		
Ab.	74,59	72,53	68,76	71,8	73,63	74,51	73,35	73,28	74,42	72,6	72,67		
Or.	1,09	1,65	1,61	1,82	1,36	1,27	1,8	1,15	1,6	1,95	2,19		
An.	24,32	25,82	29,62	26,38	25	24,21	24,84	25,57	23,98	25,44	25,14		

Tabela 7.6b - Resultado analítico para os plagioclásios do granitóide Jandaíra (fórmula estrutural calculada para 08 oxigênios).

PLAGIOCLÁSIOS												
Granitóide Jandaíra												
RN-34												
	matriz			fenocristais						matriz		
	1	2	3 [borda]	3 [centro]	3 [borda]	4 [borda]	4 [centro]	4 [borda]	5	6 [borda]	6 [centro]	6 [centro]
SiO ₂	64,8947	64,7875	64,4964	64,6370	64,8923	64,2987	64,0942	65,4836	64,8093	62,4822	63,8526	
TiO ₂	0,0000	0,0101	0,0157	0,0000	0,0166	0,0351	0,0000	0,0009	0,0092	0,0000	0,0000	
Al ₂ O ₃	22,2632	22,4443	22,4727	22,5690	22,4242	22,2982	22,2435	22,1981	22,5629	21,1184	22,6480	
CaO	3,3617	3,6177	3,6146	3,8311	3,5068	3,5476	3,5845	3,2778	3,5720	4,2862	3,8050	
FeO	0,1376	0,0282	0,1315	0,0438	0,0157	0,0470	0,0909	0,1567	0,0657	0,0690	0,0627	
SiO	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0409	0,0000	0,0000	0,0000	
Na ₂ O	8,6875	8,6500	8,3737	8,7134	8,7089	8,5948	8,5044	8,8896	8,6422	8,3660	8,5221	
K ₂ O	0,2466	0,2151	0,1871	0,1454	0,1438	0,2528	0,3320	0,2191	0,2034	0,1649	0,1872	
Total	99,5913	99,7529	99,2917	99,9397	99,7083	99,0742	98,8495	100,2667	99,8647	96,4867	99,0776	
Si	2,8613	2,8526	2,8512	2,8435	2,8562	2,8513	2,8505	2,8684	2,8502	2,8537	2,8339	
Ti	0,0000	0,0003	0,0005	0,0000	0,0005	0,0012	0,0000	0,0000	0,0003	0,0000	0,0000	
Al	1,1569	1,1647	1,1709	1,1701	1,1632	1,1654	1,1659	1,1460	1,1695	1,1367	1,1847	
Ca	0,1588	0,1707	0,1712	0,1806	0,1654	0,1686	0,1708	0,1538	0,1683	0,2097	0,1809	
Fe	0,0051	0,0010	0,0049	0,0016	0,0006	0,0017	0,0034	0,0057	0,0024	0,0026	0,0023	
Sr	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0010	0,0000	0,0000	0,0000	
Na	0,7427	0,7384	0,7177	0,7432	0,7432	0,7390	0,7333	0,7550	0,7369	0,7408	0,7333	
K	0,0139	0,0121	0,0106	0,0082	0,0081	0,0143	0,0188	0,0122	0,0114	0,0096	0,0106	
Ab.	81,14	80,16	79,79	79,75	81,08	80,16	79,45	81,97	80,39	77,16	79,29	
Or.	1,52	1,31	1,17	0,88	0,88	1,55	2,04	1,33	1,24	1,00	1,15	
An.	17,35	18,53	19,03	19,38	18,04	18,28	18,51	16,70	18,36	21,84	19,56	

Tabela 7.6c - Resultado analítico para os plagioclásios do enclave máfico-intermediário e granitóide Olivados (fórmula estrutural calculada para 08 oxigênios).

	PLAGIOCLÁSIOS										Olivados		
	Enclave Máfico-Intermediário										RN-65A		
	1	2	3	4 [borda]	4 [centro]	5 [borda]	6	1	2	3 [borda]	3 [centro]		
SiO ₂	62,0814	61,9553	59,4054	61,6472	61,3168	61,9556	61,8663	64,6165	64,2716	64,1400	64,1182		
TiO ₂	0,0000	0,0111	0,0028	0,0139	0,0002	0,0002	0,0065	0,0130	0,0500	0,0000	0,0000		
Al ₂ O ₃	24,0802	23,4192	23,5840	22,9638	22,8284	23,0680	23,5953	22,2147	22,2045	22,1948	22,3219		
CaO	5,4290	5,1999	5,2690	4,7823	4,7356	4,9722	5,0349	3,4112	3,4133	3,5175	3,5714		
FeO	0,0936	0,1153	0,1716	0,1435	0,1249	0,1062	0,0750	0,0592	0,0653	0,0373	0,0529		
SiO	0,1241	0,0000	0,0415	0,0002	0,0311	0,0207	0,0726	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000		
Na ₂ O	7,6075	7,8908	7,8703	7,7708	7,5941	7,6079	7,9768	8,7724	9,0172	8,7886	8,5855		
K ₂ O	0,1547	0,2185	0,2166	0,2969	0,2697	0,3201	0,2775	0,2211	0,1385	0,2300	0,2156		
Total	99,5705	98,8101	96,5612	97,6186	96,9008	98,0509	98,9049	99,3081	99,1603	98,9082	98,8655		
Si	2,7565	2,7723	2,7299	2,7882	2,7912	2,7892	2,7671	2,8580	2,8500	2,8509	2,8492		
Ti	0,0000	0,0004	0,0001	0,0005	0,0000	0,0000	0,0002	0,0004	0,0017	0,0000	0,0000		
Al	1,2601	1,2350	1,2773	1,2241	1,2248	1,2240	1,2438	1,1580	1,1604	1,1627	1,1690		
Ca	0,2583	0,2493	0,2594	0,2317	0,2318	0,2398	0,2413	0,1617	0,1622	0,1675	0,1700		
Fe	0,0035	0,0043	0,0066	0,0054	0,0048	0,0040	0,0028	0,0022	0,0024	0,0014	0,0020		
Sr	0,0032	0,0000	0,0011	0,0000	0,0008	0,0005	0,0019	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000		
Na	0,6549	0,6846	0,7012	0,6814	0,6702	0,6641	0,6917	0,7523	0,7752	0,7574	0,7397		
K	0,0088	0,0125	0,0127	0,0171	0,0157	0,0184	0,0158	0,0125	0,0078	0,013	0,0122		
Ab.	71,04	72,34	72,04	73,25	73,03	72,00	72,90	81,2	82,02	80,75	80,23		
Or.	0,95	1,32	1,30	1,84	1,71	1,99	1,67	1,35	0,83	1,39	1,33		
An.	28,01	26,34	26,65	24,91	25,26	26,00	25,43	17,45	17,16	17,86	18,44		

A composição dos plagioclásios do corpo de Olivedos é semelhante à dos cristais de Jandaíra, oligoclásio com An_{17-18} . Os cristais maiores do arcabouço são discretamente zonados (zonação normal) e a composição das bordas é similar à dos cristais da matriz (Tabela 7.6c).

Nos granitóides alcalinos dentre os tipos texturais de plagioclásios (Cap. 6) foram analisados os cristais maiores que compõem o arcabouço e os cristais hipidiomórficos da matriz. De um modo geral os cristais de Serra do Algodão e Serra do Boqueirão apresentam composição similares, todavia nestes corpos o teor de anortita varia de acordo com a paragênese máfica da rocha. Nas rochas com clinopiroxênio e titanita o plagioclásio apresenta uma composição albítica (An_0 - Tabela 7.6d). Esta composição muda sensivelmente quando constituindo a paragênese máfica da rocha encontra-se a granada. Neste caso apesar da composição albítica, o teor de anortita é sensivelmente mais elevado com valores similares para os cristais da matriz de ambos os corpos (Serra do Algodão e Serra do Boqueirão - An_{2-5}), todavia quando considerados os cristais de arcabouço há diferenças, em Serra do Algodão os cristais são relativamente mais cálcico (An_{5-7}) do que em Serra do Boqueirão (An_{2-5}) (Tabela 7.6e). O teor de FeO no plagioclásio também varia com a paragênese máfica, sendo este mais elevado nas lâminas sem granada.

As diferenças composicionais dos plagioclásios observada entre os corpos de Serra da Boa Vista e Jandaíra, ou nas rochas alcalinas de acordo com a paragênese máfica, pode ser atribuído à mudanças na composição do magma ou condições físico-químicas que poderiam propiciar substituições na estrutura do plagioclásio do tipo simples (KNa_1 : ortoclásio-albita) ou dupla ($NaSiCa_1Mg_1$: albita-anortita) (Spear 1993).

Nas rochas porfirítica a dispersão dos pontos impossibilita inferir substituições do tipo ortoclásio-albita (Fig. 7.11a). Todavia excetuando-se a amostra mais empobrecida em Na, uma

correlação negativa entre estes elementos pode ser vista, mas a forte declividade indica claramente que este tipo de substituição não teve um papel muito importante. Todavia, a correlação entre o Ca e Na indica claramente que o principal tipo de substituição deste plagioclásio foi do tipo albita-anortita.

Ao contrário das rochas porfiríticas, no encrave máfico, não considerando a análise mais empobrecida em K, a correlação negativa entre o K e Na indica a atuação de substituições do tipo ortoclásio-albita (Fig. 7.11a) enquanto a dispersão verticalizadas das análises no diagrama Na-Ca indica ausência de substituições do tipo albita-anortita (Fig. 7.11b).

Tabela 7.6d - Resultado analítico para os plagioclásios do granitóide Serra do Algodão (fórmula estrutural calculada para 08 oxigênios). Paragênese máfica definida por titanita+clinopiroxênio (comparar com tabela 7.6e)

PLAGIOCLÁSIOS																
Serra do Algodão																
RN-45A																
cristais do arcabouço																
	1 [borda]	1 [centro]	1 [centro]	1 [borda]	2 [borda]	2 [centro]	2 [centro]	2 [centro]	2 [centro]	2 [borda]	3 [borda]	3 [centro]	3 [centro]	3 [borda]	4 [borda]	4 [centro]
	1 [borda]	1 [centro]	1 [centro]	1 [borda]	2 [borda]	2 [centro]	2 [centro]	2 [centro]	2 [centro]	2 [borda]	3 [borda]	3 [centro]	3 [centro]	3 [borda]	4 [borda]	4 [centro]
SiO ₂	67,8213	68,4674	66,2429	68,5675	69,0357	68,3809	68,4584	68,4669	67,8095	67,9685	67,9814	68,8682	67,9871	68,4949	67,7157	67,7157
TiO ₂	0,0000	0,0000	0,0204	0,0167	0,0259	0,0111	0,0002	0,0009	0,0002	0,0009	0,0002	0,0380	0,0213	0,0000	0,0195	0,0195
Al ₂ O ₃	18,6736	18,8527	18,3122	18,7674	18,8077	18,8051	18,8817	18,8400	18,3621	18,8953	18,9248	18,8573	18,9903	18,9439	18,5868	18,5868
CaO	0,0315	0,0213	0,0460	0,0213	0,0051	0,0358	0,0417	0,0179	0,0281	0,0187	0,0179	0,0460	0,0401	0,0290	0,0341	0,0341
FeO	0,4059	0,6870	0,3594	0,3557	0,4250	0,5006	0,4346	0,3526	0,3842	0,3748	0,3751	0,4663	0,2460	0,2870	0,4167	0,4167
SiO	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0818	0,0205	0,0002	0,0002	0,0002	0,0002	0,0002	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Na ₂ O	10,3516	10,4919	10,0069	10,5532	10,4788	10,4706	10,5212	10,5597	10,3500	10,6352	10,4427	10,5462	10,4986	10,5087	10,4311	10,4311
K ₂ O	0,1782	0,2361	0,2860	0,2844	0,1544	0,2078	0,2009	0,2577	0,1621	0,1638	0,1449	0,2709	0,2762	0,1874	0,2323	0,2323
Total	97,4621	98,7564	95,2738	98,5662	98,9326	98,4937	98,5592	98,4959	97,0964	98,0945	97,8961	99,0577	98,0596	98,4509	97,4362	97,4362
Si	3,0281	3,0273	3,0261	3,0294	3,0349	3,0255	3,0250	3,0269	3,0379	3,0184	3,0217	3,0286	3,0186	3,0264	3,0270	3,0270
Ti	0,0000	0,0000	0,0007	0,0006	0,0009	0,0004	0,0000	0,0000	0,0000	0,0013	0,0003	0,0001	0,0007	0,0000	0,0007	0,0007
Al	0,9826	0,9824	0,9859	0,9772	0,9745	0,9806	0,9833	0,9816	0,9695	0,9889	0,9914	0,9774	0,9937	0,9865	0,9792	0,9792
Ca	0,0015	0,0010	0,0022	0,0010	0,0002	0,0017	0,0020	0,0008	0,0013	0,0009	0,0009	0,0022	0,0019	0,0014	0,0016	0,0016
Fe	0,0152	0,0143	0,0137	0,0131	0,0156	0,0185	0,0161	0,0130	0,0144	0,0139	0,0139	0,0171	0,0091	0,0106	0,0156	0,0156
Sr	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0021	0,0005	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Na	0,8961	0,8994	0,8863	0,9040	0,8932	0,8982	0,9014	0,9051	0,8990	0,9157	0,9000	0,8992	0,9038	0,9003	0,9041	0,9041
K	0,0102	0,0133	0,0167	0,0160	0,0087	0,0117	0,0113	0,0145	0,0093	0,0093	0,0082	0,0152	0,0156	0,0106	0,0132	0,0132
Ab	98,72	98,43	97,91	98,15	99,01	98,53	98,55	98,33	98,83	98,90	99,00	98,11	98,10	98,69	98,38	98,38
Or	1,12	1,46	1,84	1,74	0,96	1,29	1,24	1,58	1,02	1,00	0,90	1,66	1,70	1,16	1,44	1,44
An	0,17	0,11	0,25	0,11	0,03	0,19	0,22	0,09	0,15	0,10	0,09	0,24	0,21	0,15	0,18	0,18

Tabela 7.6e - Resultado analítico para os plagioclásios do granitóide Serra do Algodão e Boqueirão (fórmula estrutural calculada para 08 oxigênios). Paragênese máfica definida por titanita+clinopiroxênio+granada (comparar com tabela 7.6d).

PLAGIOCLÁSIOS														
Serra do Algodão							Serra do Boqueirão							
RN-45A'							RN-3A							
	1 [borda]	1 [centro]	1 [borda]	2	3		1 [borda]	1 [centro]	1 [borda]	2	3 [borda]	4 [centro]	4 [borda]	5
SiO ₂	66,1614	66,9759	65,7574	67,6607	67,8118	67,7573	67,5264	68,3386	68,5073	68,7804	65,9472	67,7735	68,6123	67,7163
TiO ₂	0,0000	0,0110	0,0404	0,0092	0,0000	0,0285	0,0230	0,0248	0,0074	0,0002	0,0000	0,0166	0,0000	0,0002
Al ₂ O ₃	20,7438	20,6470	20,3836	19,8469	19,0842	20,3664	19,6921	20,2210	20,0060	19,6572	19,5571	19,8157	19,6897	19,8859
CaO	1,6689	1,4405	1,6093	0,8826	0,4437	1,0045	0,5556	0,6876	0,7419	0,4115	0,8607	0,8331	0,3538	0,7755
FeO	0,2369	0,0811	0,1685	0,0968	0,1472	0,0907	0,1767	0,0991	0,0991	0,1147	0,1894	0,1551	0,0434	0,1208
SrO	0,1931	0,2237	0,3154	0,2341	0,0000	0,1120	0,1222	0,0305	0,1628	0,0002	0,0000	0,0000	0,0000	0,0002
Na ₂ O	9,4816	9,8103	9,4293	10,0231	10,3789	10,1152	9,9840	10,1726	10,1884	10,3878	9,5733	10,1209	10,2312	9,9332
K ₂ O	0,1975	0,1228	0,1510	0,1630	0,2159	0,1685	0,1438	0,1932	0,1061	0,2422	0,2739	0,1559	0,2110	0,1848
Total	98,6832	99,3123	97,8549	98,9164	98,0817	99,6431	98,2238	99,7674	99,8190	99,5942	96,4016	98,8708	99,1414	98,6169
Si	2,9338	2,9473	2,9406	2,9839	3,0112	2,9670	2,9931	2,9828	2,9898	3,0056	2,9806	2,9867	3,0076	2,9886
Ti	0,0000	0,0004	0,0014	0,0003	0,0000	0,0009	0,0008	0,0008	0,0002	0,0000	0,0000	0,0005	0,0000	0,0000
Al	1,0841	1,0708	1,0743	1,0315	0,9988	1,0511	1,0287	1,0402	1,0290	1,0124	1,0418	1,0292	1,0172	1,0344
Ca	0,0793	0,0679	0,0771	0,0417	0,0211	0,0471	0,0264	0,0322	0,0347	0,0193	0,0417	0,0393	0,0166	0,0367
Fe	0,0088	0,0030	0,0063	0,0036	0,0055	0,0033	0,0065	0,0036	0,0036	0,0042	0,0072	0,0057	0,0016	0,0045
Sr	0,0050	0,0057	0,0082	0,0060	0,0000	0,0028	0,0031	0,0008	0,0041	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Na	0,8152	0,8370	0,8175	0,8570	0,8936	0,8588	0,8580	0,8609	0,8621	0,8801	0,8389	0,8647	0,8696	0,8500
K	0,0112	0,0069	0,0086	0,0092	0,0122	0,0094	0,0081	0,0108	0,0059	0,0135	0,0158	0,0088	0,0118	0,0104
Ab	90,01	91,80	90,51	94,40	96,40	93,82	96,13	95,25	95,50	96,41	93,59	94,73	96,84	94,75
Or	1,23	0,76	0,95	1,01	1,32	1,03	0,91	1,19	0,65	1,48	1,76	0,96	1,31	1,16
An	8,76	7,45	8,54	4,59	2,28	5,15	2,96	3,56	3,84	2,11	4,65	4,31	1,85	4,09

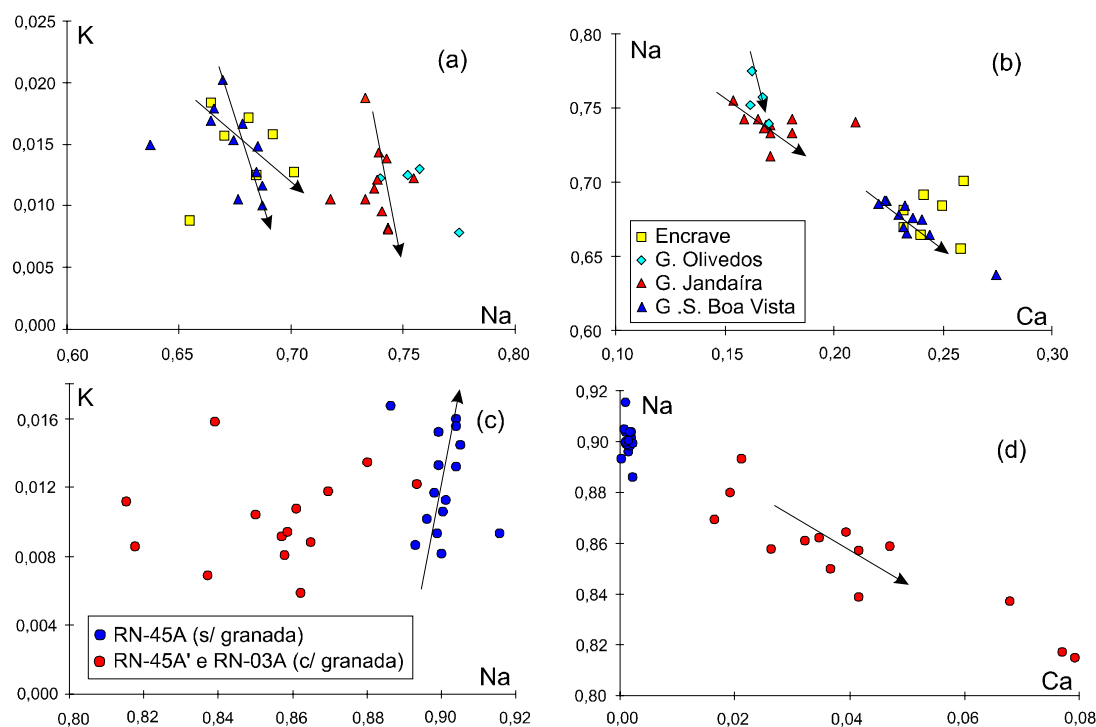


Figura 7.11 - Diagramas de variação de elementos (pfu) para os plagioclásios da ZCRP: (a) e (b) granitóides porfiríticos; (c) e (d) granitóides alcalinos

A diferença composicional entre os plagioclásios das rochas alcalinas de acordo com a paragênese máfica pode ser explicada através de substituições do tipo albita anortita e ortoclásio-albita. Nos plagioclásios das rochas com piroxênio e titanita, observa-se a ausência de substituições quer seja de um tipo ou outro. Contudo quando observado os plagioclásios que coexistem com granada observa-se claramente a presença de substituições do tipo albita-anortita, o que explicaria a introdução de Ca no plagioclásio deixando-o com uma composição mais cálcica.

Feldspatos Alcalinos

Em todos os granitóides os cristais de feldspatos alcalinoas analisados constituem a matriz da rocha; os cristais do arcabouço não foram analisados devido ao seu caráter mais tardio e a presença de pertitas e mesopertitas. Nas rochas porfiríticas apenas os feldspatos alcalinos de Jandaíra foram analisados fornecendo composições Or_{92-98} , com valor médio de Or_{95} . O teor de ortoclásio, medido no corpo de Olivedos é similar a composição

do feldspato de Jandaíra, Or₉₅. No encrave máfico o teor da molécula de ortoclásio é de Or₉₇ (Tabela 7.7).

Tabela 7.7 - Resultado analítico dos feldspatos alcalinos dos granitóides associados a ZCRP (fórmula estrutural calculada para 08 oxigênios).

FELDSPATOS ALCALINOS														
Granitóide Jandaíra					Enclave		GO*		Serra do Algodão			S. Boqueirão		
RN-34					RN-38	RN-65A	RN-45A	RN-45A'	RN-45A'			RN-03A		
1 (borda)	1 (centro)	2	3	1	1	1	1	1	2	3	1	1	2	
SiO ₂	64,8152	64,9367	64,9293	65,1481	65,1286	64,1521	63,0545	63,9234	64,0923	64,2706	64,2340	63,1695	64,0679	
TiO ₂	0,0074	0,0046	0,0176	0,0185	0,0000	0,0000	0,0000	0,0205	0,0055	0,0000	0,0000	0,0232	0,0213	
Al ₂ O ₃	18,5596	18,0655	18,1019	18,4069	18,3520	18,1581	17,9185	17,9238	18,2323	18,1802	18,2980	18,3238	18,3957	
CaO	0,0131	0,0000	0,0000	0,0174	0,0026	0,0000	0,0087	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	
FeO	0,0249	0,0156	0,2149	0,0560	0,0499	0,0621	0,2949	0,3077	0,1026	0,1026	0,0840	0,2378	0,0925	
SiO	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0297	0,0000	0,0783	0,1467	0,0784	0,1080	0,1177	
Na ₂ O	0,6973	0,5599	0,2347	0,8884	0,2244	0,3863	0,8349	0,7708	0,9408	0,5438	0,7734	0,3328	0,7167	
K ₂ O	15,8624	16,0487	16,2568	15,6575	16,2603	16,1085	14,9661	15,3273	15,0253	15,4325	15,0026	15,4950	15,2939	
Total	99,9799	99,6310	99,7552	100,1928	100,0178	99,2372	97,1073	98,2735	98,4771	98,6764	98,4704	97,6901	98,7057	
Si	2,9924	3,0096	3,0084	2,9991	3,0059	2,9915	2,9952	3,0021	2,9976	3,0029	3,0007	2,9861	2,9924	
Ti	0,0003	0,0002	0,0006	0,0006	0,0000	0,0004	0,0000	0,0007	0,0002	0,0000	0,0000	0,0008	0,0007	
Al	1,0099	0,9868	0,9885	0,9987	0,9983	1,0120	1,0032	0,9921	1,0050	1,0011	1,0074	1,0209	1,0126	
Ca	0,0006	0,0000	0,0000	0,0009	0,0001	0,0000	0,0004	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	
Fe	0,0010	0,0006	0,0083	0,0022	0,0019	0,0024	0,0117	0,0121	0,0040	0,0040	0,0033	0,0094	0,0036	
Sr	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0008	0,0000	0,0021	0,0040	0,0021	0,0030	0,0032	
Na	0,0624	0,0503	0,0211	0,0793	0,0201	0,0349	0,0769	0,0702	0,0853	0,0493	0,0701	0,0305	0,0649	
K	0,9342	0,9488	0,9608	0,9195	0,9573	0,957	0,9069	0,9182	0,8964	0,9198	0,894	0,9344	0,9112	
Ab	6,26	5,04	2,15	7,93	2,05	3,52	7,81	7,10	8,69	5,08	7,27	3,16	6,65	
Or	93,68	94,96	97,85	91,98	97,93	96,48	92,14	92,90	91,31	94,92	92,73	96,84	93,35	
An	0,06	0,00	0,00	0,09	0,01	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	

*GO = Granito Olivíferos

Nas rochas alcalinas a percentagem da molécula de ortoclásio não variou muito de um corpo para outro, nem tão pouco com a paragênese máfica da rocha, sendo estes valores bastante homogêneo na faixa de Or_{92-95} , todavia quando observado o Sr, este apresenta teores mais elevados nas rochas com granada (RN-45A' e RN-03A). No granitóide Serra do Boqueirão além do cristal da matriz, analisou-se cristal xenomórfico, tardio, preenchendo fratura no plagioclásio, o qual composicionalmente apresentou valores mais elevados de Or_{96} (Tabela 7.7).

7.1.6 - Granadas

A granada é um mineral muito comum em rochas metamórficas e em rochas graníticas peraluminosas originadas da fusão de uma fonte metassedimentar (tipo S *sensu strictu*). Um exemplo de granitos desta natureza são os granitóides aluminosos encaixados nos metassedimentos e substrato gnáissico da ZCRP, com paragênese representada por granada, biotita, muscovita e/ou silimanita (Cap. 5).

Nas rochas alcalinas a granada ocorre como mineral acessório constituindo a paragênese máfica das rochas. Dois tipos texturais de granadas foram identificados: (1) cristais xenomórficos, de um amarelo intenso, com textura intersticial, evidenciando uma cristalização tardia (Cap. 6 – Foto 6.9) e (2) granadas idiomórficas a hipidiomórfica, amarela clara (Cap. 6 – Foto 6.10), associada à cristais de clinopiroxênio com texturas indicativas de cristalização a partir deste. O segundo tipo textural de granada foi observado apenas no corpo de Serra do Boqueirão coexistindo com o piroxênio e titanita ou apenas este último, sendo que o tipo (1) esta presente nos corpos de Serra do Algodão, Serra do Boqueirão, e num pequeno corpo à NE de Serra do Algodão (RN-44E), fora da área de trabalho. Devido ao tipo textural (2) ser raro, apenas a granada do tipo (1) pode ser analisada com os resultados analíticos

apresentados na Tabela 7.8. Problemas com a lâmina RN-03A impossibilitaram à análise deste mineral para o corpo de Serra do Boqueirão.

No granitóide Serra do Algodão e no corpo a NE deste, a composição da granada é dominada pela molécula de andradita (Ad_{83-84} no primeiro e Ad_{85-87} no último - Tabela 7.8). Este tipo de granada é tido na literatura como produto de metamorfismo regional (ou de contato) de sedimentos carbonáticos impuros, metassomatismo de rochas escarnítica (estudos experimentais de Gustafson 1974; Moecher e Chou, 1990) e complexos alcalinos subvulcânicos (Ulrych *et al.* 1994); ou ainda, de origem primária em rochas ígneas alcalinas (Deer *et al.* 1992). Composicionalmente as granadas aqui estudadas são pobres em TiO_2 , dominando o Fe_2O_3 e além da molécula de andradita estão presentes a almandina (Al), grossularita (Gr) e espessartita (Es) em proporções média $Ad_{83}Al_7Gr_4Es_6$ (Tabela 7.8).

Tabela 7.8 - Resultado analítico das granadas dos granitóides alcalinos associados a ZCRP (fórmula estrutural calculada para 24 oxigênios).

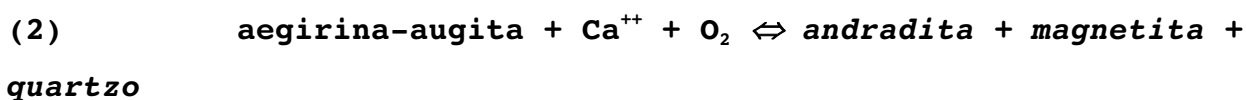
GRANADAS									
Serra do Algodão					Pequeno corpo a NE de S. Algodão*				
RN-45A'					RN-44D				
	1	2	3	4	1 (borda)	1 (centro)	2	3	4
SiO ₂	35,512	35,4594	35,6168	35,5130	35,6425	35,5851	35,2714	35,6639	35,2836
TiO ₂	0,6340	0,6895	0,6164	0,6817	0,3568	0,5486	0,5853	0,5087	0,4574
Al ₂ O ₃	3,2043	3,4460	3,2533	3,2449	2,7074	3,1119	2,7266	2,7067	2,7904
Cr ₂ O ₃	0,0140	0,0257	0,0000	0,0543	0,0002	0,0163	0,0247	0,0225	0,0077
Fe ₂ O ₃	25,886	25,2852	25,8227	25,7523	26,7647	25,8586	26,7500	26,8858	26,7540
MgO	0,0988	0,0871	0,0783	0,0758	0,0346	0,0788	0,0811	0,0730	0,0845
CaO	29,562	28,7409	29,3447	29,4290	28,8997	28,2901	29,3891	29,3431	29,4621
MnO	1,7638	2,3379	2,0516	2,1403	2,7804	2,7437	2,6115	2,6085	2,6923
FeO	2,8767	3,0121	2,6863	2,7057	2,0396	2,7711	2,2065	2,4384	2,4597
ZnO	0,0000	0,0000	0,0380	0,0000	0,0813	0,0002	0,0000	0,0054	0,0002
Na ₂ O	0,0000	0,0000	0,0010	0,0224	0,0108	0,0003	0,0117	0,0010	0,0003
Total	99,553	99,0838	99,5091	99,6194	99,3180	99,0047	99,6579	100,2570	99,9922
Si	5,9768	5,9914	5,9932	5,9744	6,0256	6,0240	5,9556	5,9833	5,9456
Al	0,6356	0,6862	0,6452	0,6434	0,5394	0,6209	0,5418	0,5352	0,5542
Ti	0,0802	0,0876	0,0780	0,0862	0,0454	0,0698	0,0741	0,0642	0,0580
Cr	0,0019	0,0034	0,0000	0,0072	0,0000	0,0022	0,0041	0,0030	0,0010
Fe ³⁺	3,2787	3,2149	3,2697	3,2601	3,4049	3,2940	3,3990	3,3943	3,3925
Mg	0,0248	0,0219	0,0196	0,0190	0,0087	0,0199	0,203	0,0183	0,0212
Ca	5,3308	5,2030	5,2904	5,3044	5,2346	5,1311	5,3164	5,2745	5,3192
Mn	0,2514	0,3346	0,2924	0,3050	0,3981	0,3934	0,3734	0,3707	0,3843
Fe ²⁺	0,4049	0,4256	0,3780	0,3807	0,2884	0,3923	0,3115	0,3421	0,3466
Zn	0,0000	0,0000	0,0047	0,0000	0,0102	0,0000	0,0000	0,0007	0,0000
Na	0,0000	0,0000	0,0003	0,0073	0,0035	0,0001	0,0040	0,0003	0,0001
UV	0,05	0,09	0,00	0,18	0,00	0,06	0,00	0,07	0,03
AD	83,67	82,62	83,84	83,39	87,22	84,89	87,18	86,29	85,16
GR	4,86	4,11	4,53	4,60	1,00	1,39	1,19	1,38	2,35
PY	0,42	0,37	0,33	0,32	0,15	0,34	0,33	0,31	0,35
SP	4,22	5,64	4,93	5,12	6,74	6,67	6,15	6,21	6,37
AL	6,79	7,17	6,37	6,39	4,89	6,66	5,15	5,73	5,74

* Fora da área mapeada

Considerando as composições dos clinopiroxênios, a granada pode ser resultado de um aumento na fugacidade do oxigênio provocando a desestabilização da hedenbergita (como visto na reação 1), ou através da introdução de Ca⁺⁺ no sistema que reagiria com a aegirina-augita, resultando na formação da granada (equação 2).



(Moecher e Chou, 1990)



Através das paragêneses minerais, aspectos texturais, química mineral e rocha total, algumas observações são listadas no sentido de entender a origem das granadas em questão:

- (1) Nas lâminas com granada, a composição do plagioclásio e clinopiroxênio são sensivelmente diferentes daquelas em que esse mineral está ausente, principalmente em termos de Ca. Nos plagioclásios o teor de anortita passa de $An_{<0,2}$ para $An_{>2}$, enquanto o clinopiroxênio muda de aegirina-augita para hedenbergita (Serra do Algodão) e augita (Serra do Boqueirão). Resumidamente, na presença da granada, o clinopiroxênio e o plagioclásio apresentam composições relativamente mais cálcicas, as quais estão relacionadas à introdução de Ca na estrutura destes minerais. Na Figura 7.12 estão representados os vetores de trocas responsáveis pela introdução do Ca, evidenciando que este processo só é atuante na presença de granada.

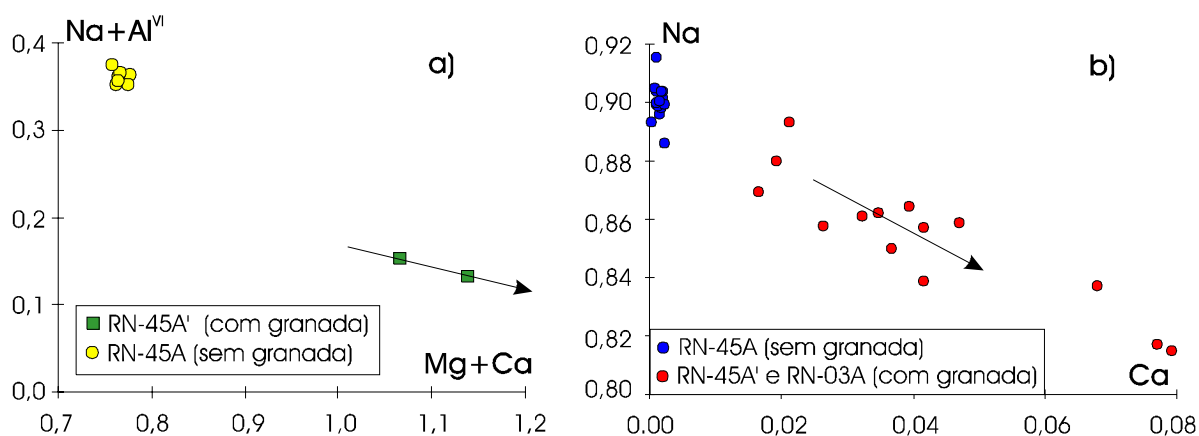


Figura 7.12 - Vetores de trocas responsáveis pela introdução de Ca nos (a) clinopiroxênio e (b) plagioclásios dos granitóides alcalinos.

- (2) As rochas com granadas, como visto anteriormente, apresentam mineralogia mais enriquecida em Ca, o que poderia refletir em maiores percentagens de CaO na química global da rocha. Contudo, devido a este mineral ocorrer de forma acessória, a contribuição de CaO à rocha não é perceptível.

(3) Não se observa nenhum controle textural ou composicional (rocha total) que possibilitem a identificação da presença da granada, provavelmente devido ao fato das rochas alcalinas estudadas serem texturalmente bastante homogêneas. Todavia num corpo a NE de Serra de Algodão, cristais de granadas hipidiomórficos, milimétricos, são observados a olho nu, segundo uma estrutura venular com contatos difusos e concordante com a foliação da rocha (Foto 7.1). No interior desta estrutura há uma maior concentração de cristais de granada porém, à medida que se afasta do veio, os cristais de granada são mais dispersos, xenomórficos e com dimensões menores (Foto 7.1).



Foto 7.1 – Estrutura venular com contatos difusos e concordante com a foliação da rocha na qual é possível observar uma concentração de cristais de granada hipidiomórficos. Notar que que fora desta estrutura os cristais de granada exibem formas xenomórficas e com dimensões menores.

De um modo geral as rochas alcalinas são pobres em CaO , e enriquecidas em álcalis. A presença de granada nestas rochas está nitidamente relacionada a um maior enriquecimento em Ca^{++} e um aumento da $f\text{O}_2$, necessário à oxidação do ferro férrico, segundo a equação (2). Como a granada apresenta, predominantemente, formas intersticiais, claramente tardia, pode-se relacionar este enriquecimento em Ca às fases finais de cristalização do magma. A questão é se estas partes mais ricas em Ca, nas quais se formaram a granada, estariam relacionados à

um processo magmático (diferenciação ?), ou à introdução (metassomatismo) de Ca no sistema ?

A primeira hipótese é difícil de ser explicada pois num processo de diferenciação normal, espera-se a cristalização das fases mais ricas em Ca, no caso a titanita clinopiroxênio, e num estágio mais tardio, cristalizam-se as fases menos enriquecidas em Ca, e portanto mais ricas em Na (lembrando-se sempre que as rochas estudadas são pobres em CaO). Como características texturais/composicionais, os plagioclásios apresentariam zonação normal (núcleo bem mais cálcico que as bordas), e o clinopiroxênio seria mais cálcico. Caso esta fosse a origem da granada, a paragênese esperada seria composicionalmente diferente, ou seja, na presença da granada o clinopiroxênio e o plagioclásio seriam menos cálcicos, e isto não condiz com a realidade observada em análise química.

A presença de cristais milimétricos de granada, associada a uma estrutura venular e a uma maior concentração de granada neste nível, sugere a introdução de um fluido rico em Ca^{++} e voláteis, alimentados por essa estrutura que serviria como conduto, a partir da qual provavelmente migraram através da rocha possibilitando a formação de cristais de granadas com textura intersticial. Ao penetrar na rocha, este fluido rico em Ca^{++} interagiu com o clinopiroxênio e plagioclásio e provocou as substituições vistas na Fig. 7.12. Os contatos difusos do veio mostra que todo esse processo metassomático ocorreu num estágio em que a rocha ainda não estava totalmente cristalizada.

7.2. Condições de cristalização dos granitóides associados a ZCRP

O uso de geotermômetros, geobarômetros e tampões baseiam-se em estabelecer, respectivamente, temperatura, pressão e fugacidade do oxigênio, durante a qual duas fases minerais atingiram o equilíbrio. Vários geotermômetros, geobarômetros e tampões são descritos na literatura, todavia aplicabilidade

destes depende da natureza do magma e mineralogia da rocha. Nos granitóides da ZCRP algumas fases minerais, são utilizadas e discutidas no sentido de estabelecer as condições de cristalização destes granitóides.

7.2.1 - Termobarometria

Nos granitóides porfiríticos utilizou-se como geobarômetro a quantidade de Al na hornblenda, proposto empiricamente por Hammarstrom e Zen (1986) e Hollister *et al.* (1987) e confirmado experimentalmente por Johnson e Rutherford (1989) e Schmidt (1992). Os experimentos de Johnson e Rutherford (1989) foram realizados em rochas vulcânicas, enquanto que os de Schmidt (1992) em tonalitos compostos por plagioclásio, quartzo, ortoclásio, titanita e óxidos de Fe e Ti, e anfibólios com Si variando de 5,9 a 7,5 pfu e Ca entre 1,0 a 1,9 pfu; sob condições variáveis de pressões (2,5 a 13 Kbar). Todos os autores estabeleceram uma correlação linear entre o Al^T na hornblenda e a pressão, esta correlação é representada por Schmidt (1992) pela equação $P (\pm 0,6 \text{ Kbar}) = -3,01 + 4,76 Al^T_{hbd}$. Este geobarômetro só pode ser aplicado às rochas porfiríticas já que este grupo de rocha é o único que apresenta anfibólio primário.

As pressões obtidas para os corpos de Serra da Boa Vista e Jandaíra, são bastante concordantes, na faixa de 6,0 Kbar (Tabela 7.9), todavia diferem significativamente daquelas calculadas para o encrave máfico (pressões entre 4,56 a 4,57 e 3,1- Tabela 7.9).

Tabela 7.9 - Pressão em Kbar para os granitóides porfiríticos calculadas com base no geobarômetro de Al^T em hornblenda (Schmidt 1992)

Granitóides	Análise	Al^T	Schmidt (1992)
Serra da Boa Vista	2	1,8927	6,00 Kbar
	3	1,8878	5,98 Kbar
	4	1,9149	6,10 Kbar
	5	1,9177	6,12 Kbar
	média	1,9033	6,05 Kbar
Jandaíra	1	1,8896	5,98 Kbar
	2	1,8910	5,99 Kbar
	média	1,8903	5,99 Kbar
Encrave máfico	1	1,5918	4,57 Kbar
	2	1,6313	4,75 Kbar
	5	1,6064	4,64 Kbar
	6	1,6419	4,81 Kbar
	7	1,6016	4,61 Kbar
	8	1,6233	4,76 Kbar
	média	1,4719	4,68 Kbar

Para obtenção de temperaturas, dois geotermômetros foram utilizados nas rochas porfiríticas, 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 $(Na_{-1})^A (AlSi_{-1})^{T1}$ é função da temperatura, daí a calibração de Blundy e Holland (1990) ser baseada nas reações: *edenita + 4 quartzos $\Leftrightarrow$ tremolita + albita* e *pargasita + 4 quartzos $\Leftrightarrow$ hornblenda + albita*, gerando a seguinte expressão matemática:

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

onde $Y=0$ para $x_{ab} > 0.5$ ou $Y = -8.06 + 25.5 (1 - x_{ab})^2$. O resultado obtido representa a temperatura ($^{\circ}K$) na qual o plagioclásio e o anfibólio atingiram o equilíbrio, com uma precisão de $75^{\circ}C$. Este geotermômetro só pode ser aplicado a anfibólio com $Si < 7,8$ pfu que coexistam com plagioclásios com $An < 92\%$.

Nas rochas porfiríticas o teor de albita é superior a 50% daí $Y=0$. As temperaturas calculadas, tanto para os corpos de Serra da Boa Vista-Jandaíra e o enclave máfico são concordantes na faixa de $750^{\circ}C$ (Tabela 7.10).

Tabela 7.10 - *Geotermômetro anfibólio-plagioclásio aplicado aos granitóides porfiríticos e ao encrave máfico-intermediário (Blundy e Holland 1990).*

Granitóide	X_{Ab}	P(Kb)	Si (anf.)	Blundy e Hollandy (1990)	°C
Serra da Boa Vista	0,73	6,0	6,4312	1022,59 °K	749,59
Jandaíra	0,77	6,0	6,3915	1020,30 °K	747,30
Encrave máfico	0,71	4,75	6,6330	1006,49 °K	733,50

O outro geotermômetro aplicado aos granitóides da ZCRP, 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.

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

Nas rochas porfiríticas as temperaturas calculadas pelo geotermômetro do Zr são mais elevadas que aquelas obtidas pelo anfibólio-plagioclásio (Tabela 7.11). Todavia 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.

Nos dois geotermômetros, de um modo geral, as temperaturas determinada para os granitóides porfiríticos e o encrave máfico são concordantes, todavia diferenças nas pressões estão presentes. O encrave máfico freqüentemente engloba fenocristais de feldspatos do granitóide porfirítico, isto indica diferenças de temperaturas entre um magma e outro, pois no momento em que as rochas porfiríticas 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. Esta incorporação provavelmente se deu a $6,0 \pm 0,6$ Kbar (erro do geobarômetro), e com o soerguimento do corpo, conseqüentemente abaixamento da temperatura, o magma máfico foi se reequilibrando e atingiu completo equilíbrio químico das suas fases minerais à $4,7 \pm 0,6$ Kbar.

As temperaturas obtidas pelo Zr para o corpo de Olivedos variam, aproximadamente de 750 a 804°C, porém com a maioria das amostras em torno de 780°C (Tabela 7.11). A ausência de anfibólio nestas rochas impossibilita um parâmetro de comparação, porém relacionado o corpo de Olivedos com os corpos de Serra da Boa Vista e Jandaíra, e considerando o contexto geológico da ZCRP, as temperaturas obtidas parecem refletir as temperaturas iniciais da cristalização deste corpo, ou seja a temperatura provável em que este magma atingiu a curva do *liquidus*.

Tabela 7.11 - *Temperaturas de saturação do Zr para os granitóides da ZCRP (Watson 1987)*

GRANITÓIDES PORFIRÍTICOS			GRANITÓIDES ALCALINOS		
<i>Serra da Boa Vista</i>			<i>Serra do Boqueirão</i>		
Amostra	Zr (ppm)	T°C	Amostra	Zr (ppm)	T°C
RN-04	203,1	814,11	RN-03C	7,6	578,38
RN-24	215,7	819,65	RN-07	67,7	721,99
RN-25 ^A	306,3	853,10	RN-08	131	775,37
RN-27	295	849,42	RN-09B	13,2	610,57
RN-28	256,6	835,96	<i>Serra do Algodão</i>		
RN-29 ^A	430	887,47	Amostra	Zr (ppm)	T°C
RN-31	191,8	808,89	RN-40	117	765,82
RN-32	230,5	825,83	RN-41	24,2	648,84
RN-33	195	810,40	RN-42	167	796,47
<i>Jandaíra</i>			RN-45A	230	825,63
Amostra	Zr (ppm)	T°C	<i>Olho D'Água</i>		
RN-34	382,3	875,32	Amostra	Zr (ppm)	T°C
RN-35A	280,4	844,48	RN-02A	95,3	748,95
RN-38A	251	833,86	RN-06	201,9	813,57
RN-39	353	867,23	RN-10	37,3	678,26
<i>Encrave máfico-intermediário</i>			RN-11	33,2	670,16
Amostra	Zr (ppm)	T°C	RN-16	45,9	693,04
RN-38B	242	830,40			
GRANITÓIDE OLIVEDOS					
Amostra	Zr (ppm)	T°C			
RN-12	155	789,90			
RN-13B	139,6	780,82			
RN-14	152,9	788,71			
RN-15	157,1	791,08			
RN-17	95,2	748,86			
RN-65A	182	804,15			

Além de extremamente variáveis, as temperaturas do geotermômetro do Zr para as rochas alcalinas são significativamente baixas, principalmente quando comparadas às das rochas porfiríticas. Considerando a falta de minerais hidratados nas rochas alcalinas, é lógico admitir uma magma pobre em H₂O. Salientando que a curva do líquidus, em termos de temperatura, para um magma seco é mais elevada quando comparada a um magma hidratado, seria esperado temperaturas de cristalização maiores para as rochas alcalinas, do que aquelas calculadas para as rochas porfiríticas. As baixas temperaturas provavelmente estão refletindo a pequena quantidade de zircão na rocha.

De um modo geral as pressões e temperaturas obtidas para os granitóides porfiríticos e, apenas a temperatura para as rochas de Olivedos, são compatíveis com os dados termobarométricos calculados para os micaxistos e granulitos da ZCRP, numa faixa intermediária entre o fácies anfibolito superior e granulito (Souza et al. 1998). O par anfibólio-plagioclásio e Al-hornblenda (Blundy e Holland 1990 e Schmidt 1992) para os micaxistos e ortognaisses granulitizados indicam condições de metamorfismo entre 5,7 a 3,8 Kbar e temperaturas na ordem de 671 a 765°C (Souza et al. 1998). Estes dados vêm de encontro com a ausência de auréola de metamorfismo de contato, indicando um baixo contraste de temperatura entre a encaixante e os corpos granitóides.

7.2.2 - Considerações sobre a fO_2

Wones (1989) propõe o equilíbrio *hedenbergita + ilmenita + oxigênio* $\Leftrightarrow$ *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 paragênese titanita-magnetita esta presente em quase todos os granitóides estudados, porém como apenas nos corpos de Serra da Boa Vista e em Jandaíra o par P-T foi calculado, a determinação absoluta da fO_2 é restrita a estes corpos (Tabela 7.12).

Tabela 7.12 - Estimativas da fO_2 para os corpos porfiríticos da ZCRP (Wones 1989)

	T°K	P (bars)	Log fO_2
Serra da Boa Vista	1022,59	6.000	-14,43
Jandaíra	1020,30	6.000	-14,50
Encrave	1009,47	4.500	-15,03

Considerando a equação de Wones (1989) os corpos de Serra da Boa Vista e Jandaíra cristalizaram-se sob altas fO_2 . O fato da titanita e magnetita ocorrerem como cristais mais precoces até cristais mais tardios, indica que, a cristalização destes corpos se deu segundo o tampão titanita+magnetita+quartzo (Fig. 7.13).

Nas rochas porfiríticas o epídoto primário está presente. Durante a década de 80, após experimentos de Naney (1983), o epídoto foi usado como indicador de cristalização a elevada pressão (acima de 8 Kbar), e conseqüentemente uma expressiva profundidade de cristalização (Zen e Hammasrtrom 1984, Zen 1985, entre outros). Tulloch (1986) questiona a utilização do epídoto como geobarômetro através de exemplos de plútons com epídoto que cristalizaram abaixo de 8 Kbar. Por fim Schmidt e Thompson (1996) tentando estabelecer o campo de estabilidade do epídoto, realizam experimentos sob condições variáveis de P, T e fO_2 , e observaram que o epídoto cristalizou a baixas pressões sob alta fO_2 . Dada às pressões relativamente baixas na qual se cristalizaram os corpos de Serra da Boa Vista e Jandaíra, a presença de epídoto reforça a hipótese de um magma relativamente oxidado como progenitor destas rochas.

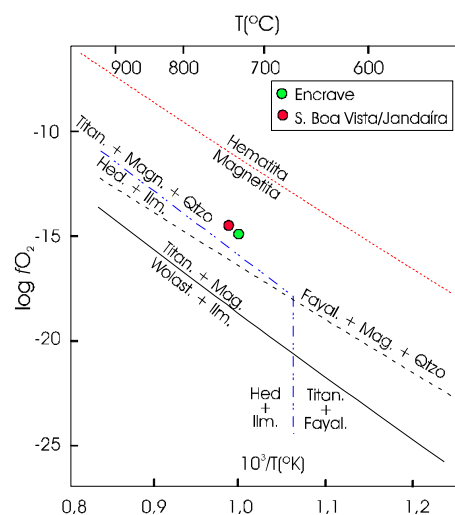


Figura 7.13 – Estabilidade das parageneses minerais fayalita-magnetita-quartzo, hematita-magnetita, titanita-magnetita-quartzo de acordo com $\log fO_2$ e T (segundo Wones 1989).

Dos corpos granitóides da ZCRP, o corpo de Olivedos é o único que não apresenta titanita. Porém como visto anteriormente os opacos deste corpo são representados por cristais mais precoces de ilmenita e mais tardios de magnetita. A ilmenita

indica condições de fO_2 moderadas, enquanto a magnetita evidencia condições de fO_2 mais elevadas, e que mostra claramente um aumento na fO_2 . Devido a má qualidade da análise de magnetita o tampão ilmenita-magnetita não pode ser aplicado para calcular o $\log fO_2$, contudo como visto na Fig. 7.13, a fO_2 no granitóide Olivedos foi mais elevada que nas rochas porfíriticas.

A história de evolução dos granitóides alcalinos parecem ser marcadas por um aumento progressivo na fO_2 . Tal afirmação é feita, com base na mineralogia opaca, representada por cristais mais precoces de magnetita e cristais mais tardios de hematita (coroando titanita). A sequência cronológica da magnetita por hematita indica claramente um aumento na fO_2 . A hematita foi observada apenas na lâmina com granada, e devido ao seu caráter tardio, é possível que sua formação seja concomitante a da granada. Como visto no item 7.1.5 a formação da granada provavelmente se deu em resposta a *metassomatismo cálcio* num estágio tardi-magmático, que possibilitou a introdução de Ca e uma maior oxidação do meio. A maior atividade de oxigênio provavelmente possibilitou a formação da hematita. Com base nestas associações observa-se que as condições de oxidação aumentaram no decorrer da história de cristalização destes corpos, com a magnetita caracterizando um meio menos oxidante, enquanto a hematita reflete uma magma com maior disponibilidade de oxigênio durante o seu estágio tardi-magmático.

CAPÍTULO VIII – CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA E ASPECTOS PETROGENÉTICOS DOS GRANITOS BRASILEIROS

Os dados de campo, seções delgadas e química mineral, permitiram classificar os granitóides da ZCRP em quatro grupos distintos. Este capítulo tem como objetivo embasar esta divisão com dados geoquímicos e situar cada associação granítica no contexto de séries magmáticas, tipologias e inferências quanto a fontes, processos evolutivos e ambiente tectônico.

Para esta abordagem geoquímica, 41 amostras foram selecionadas para análise (elementos maiores e alguns traços – ver localização das amostras na Fig. 8.1) por fluorescência de raios-X no Laboratoire de Petrologie et Tectonique da Universidade Claude Bernard – Lyon, França, e no Instituto de Geociências da USP. Destas, 11 amostras foram analisadas para elementos terras raras (incluindo maiores e traços) no Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques-CRPG/CNRS, em Vandoeuvre, França. Em linhas gerais foi observada uma boa correlação entre as diferentes análises (Tabela 8.1), sendo porém utilizados os resultados referentes aos laboratórios da Universidade de Lyon e do CRPG (Tabela 8.2 a 8.4).

Tabela 8.1 - Quadro comparativo resumido entre análises químicas dos laboratórios da Universidade de Lyon, USP e do CRPG.

	Lyon	CRPG	USP	Lyon	CRPG	USP
	<i>RN-11</i>	<i>RN-11</i>	<i>RN-11</i>	<i>RN-39</i>	<i>RN-39</i>	<i>RN-39</i>
SiO ₂	72,29	72,72	69,17	71,65	71,0	69,19
Al ₂ O ₃	15,07	14,92	14,29	13,59	14,15	12,84
Fe ₂ O ₃	0,94	0,89	0,87	3,52	2,69	3,05
MnO	0,03	0,02	0,02	0,05	0,03	0,05
MgO	0,08	0,04	0,01	0,70	0,50	0,45
CaO	0,27	0,26	0,22	1,53	1,46	1,30
Na ₂ O	5,15	5,38	4,96	3,63	3,49	2,97
K ₂ O	5,14	5,29	5,92	5,66	5,22	4,91
TiO ₂	0,07	0,06	0,05	0,44	0,35	0,39
P ₂ O ₅	0,03	0,06	0,02	0,16	0,13	0,09
H ₂ O	0,14	-	-	0,12	-	-
LOI	0,22	0,37	-	0,63	0,69	-
Total	99,43	100,01	95,03	99,53	99,71	95,23
Y	11,8	10,2	28	16,5	12,9	16
Sr	939,9	920,0	907	168,2	196,0	176
Rb	154,0	160,2	154	100,6	111,2	107
Zr	27,8	33,2	-	345,4	353,0	483
Nb	15,9	14,58	16,0	14,6	12,7	14,0
V	24,9	16,6	-	28,0	10,90	31
Sc	0,2	-	2	1,4	-	7
Ba	3035,7	2850,0	31114	464,3	595,0	503

RN-11:Granito Olho D'Água; RN-39:Granito Serra da Boa Vista

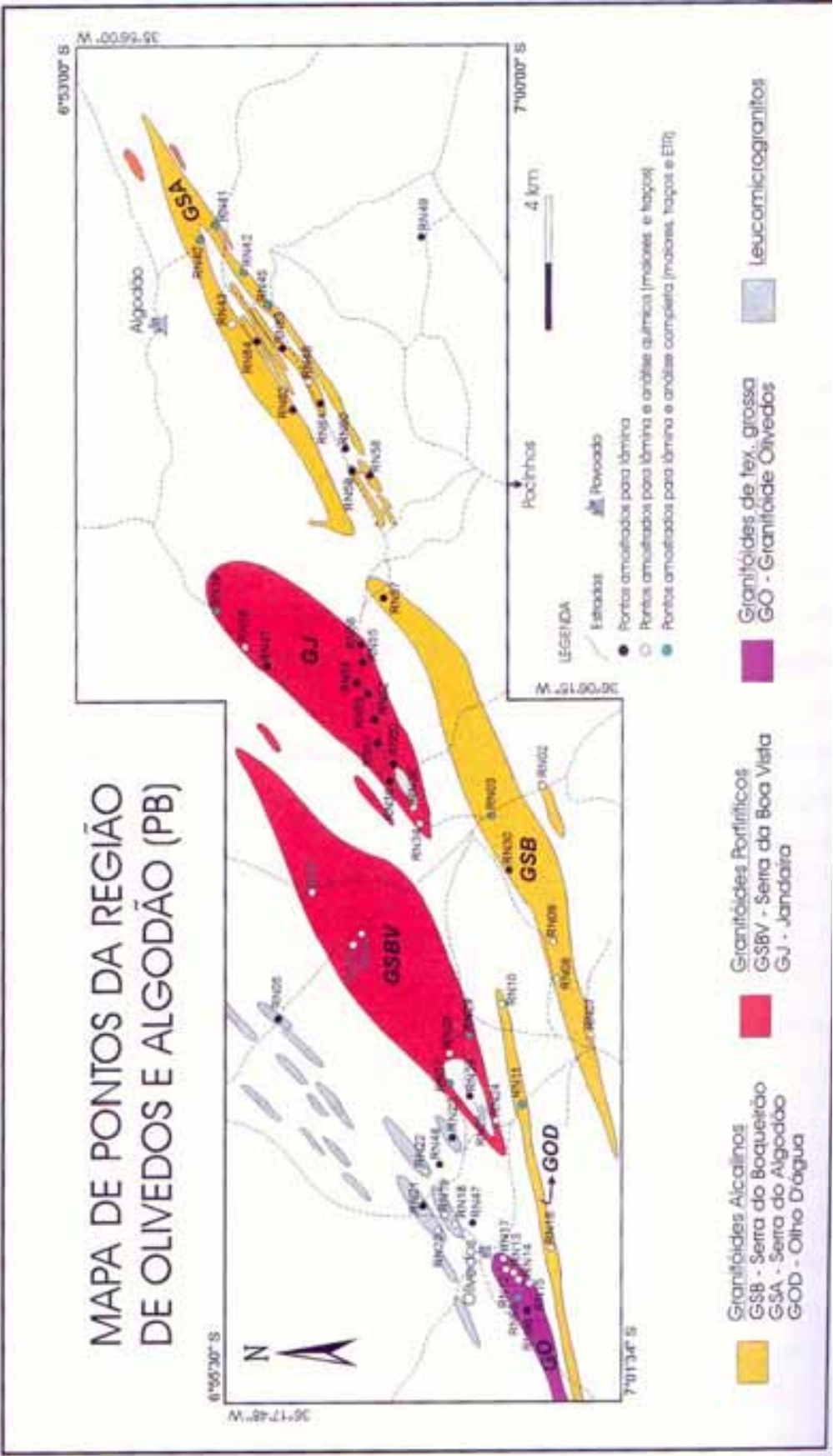


Figura 8.1 – Mapa de Amostragem para os corpos granitóides da Zona de Cisalhamento Remígio-Pocinhos

Tabela 8.2 - Análises químicas de elementos maiores e alguns traços para os granitóides porfíricos da ZCRP e encrave associado.

	GRANITOÍDE SERRA DA BOA VISTA (GSBV)										GRANITOÍDE JANDAÍRA (GJ)				ENCRAVE
	RN-04	RN-24	RN-25A	RN-27*	RN-28	RN-29A*	RN-31	RN-32	RN-33	RN-34	RN-35A	RN-38A	RN-39*	RN-38B*	
SiO ₂	75,89	61,99	66,14	65,46	66,26	59,15	74,66	74,25	76,17	67,91	65,63	69,08	71,00	60,66	1096,24
Al ₂ O ₃	12,04	18,90	16,57	16,96	16,41	18,28	12,87	12,83	12,24	15,18	16,42	15,61	14,15	16,19	
Fe ₂ O ₃	2,09	3,86	4,19	3,26	3,35	5,30	2,11	2,07	2,13	3,52	3,84	3,10	2,69	5,89	
MnO	0,03	0,05	0,07	0,02	0,03	0,06	0,03	0,03	0,03	0,05	0,04	0,05	0,03	0,08	
MgO	0,17	1,25	0,94	0,96	0,91	1,71	0,18	0,28	0,20	0,70	1,40	0,91	0,50	3,34	
CaO	0,65	2,47	2,17	2,25	1,90	3,62	0,66	0,60	0,69	1,53	2,61	1,66	1,46	4,76	
Na ₂ O	2,80	4,48	4,21	4,33	3,98	4,86	3,29	3,17	3,00	3,63	3,85	3,84	3,49	4,32	
K ₂ O	5,30	4,90	4,37	4,91	4,97	4,28	5,36	5,38	5,00	5,66	4,56	4,53	5,22	2,73	
TiO ₂	0,19	0,53	0,49	0,43	0,51	0,82	0,16	0,22	0,19	0,44	0,59	0,46	0,35	0,64	
P ₂ O ₅	0,04	0,31	0,20	0,30	0,33	0,39	0,03	0,06	0,03	0,16	0,23	0,21	0,13	0,31	
H ₂ O	0,31	0,61	0,42	0,67	0,50	0,83	0,42	0,33	0,24	0,63	0,49	0,42	0,69	0,82	
LOI+	0,15	0,12	0,16		0,10		0,12	0,13	0,07	0,12	0,11	0,10			
Total	99,66	99,47	99,93	99,55	99,25	99,30	99,89	99,35	99,99	99,53	99,77	99,97	99,71		
Y	15,3	21,3	19,2	10,9	10,0	16,8	15,1	17,9	14,6	15,90	15,20	9,10	12,90	17,00	17,00
Sr	28,8	586,4	343,5	555,0	485,9	912,0	13,1	58,5	20,0	284,2	749,1	504,5	196,0	822,0	
Rb	120,2	98,5	142,5	119,0	112,1	93,2	177,3	117,7	136,3	114,60	89,00	118,10	111,20	88,86	
Zr	203,1	215,7	306,3	295,0	256,6	430,0	191,8	230,5	195,0	382,30	280,40	251,00	353,00	242,00	
Nb	4,3	15,3	9,9	11,8	8,9	13,0	2,5	4,6	3,6	7,60	15,7	12,40	4,30	66,30	
V	20,1	47,6	42,7	42,2	40,6	55,5	18,8	21,8	17,8	35,40	53,70	44,30	10,90	65,30	
Sc	1,2	6,2	6,1		1,2		2,3	1,6	3,5	3,30	4,80	4,20			
Ba	117	1823	1411	1803	1691	2355	49	233	74	902	1926	1261	595	797	
Ga				21,6		25,2							18,45	21,40	
Hf				7,75		9,47							8,34	5,66	
Th				12,3		2,65							17,75	6,16	
U				2,27		2,15							1,24	0,95	
Ta				0,49		0,80							0,72	0,64	
Nd				41,33		33,74							82,30	43,52	
Sm				7,03		6,20							8,94	7,01	
ALCALIS	8,10	9,38	8,58	9,24	8,95	9,14	8,65	8,55	8,00	9,29	8,41	8,37	8,71	7,05	

(*) Análise química do CRPG; demais amostras - Universidade de Lyon

Tabela 8.3 - Análises químicas de elementos maiores e alguns traços para os granitóides alcalinos da ZCRP.

	G. S. DO BOQUEIRÃO [GSB]				GRANITOÍDE SERRA DO ALGODÃO [GSA]								OLHO D'ÁGUA				
	RN-03C*	RN-07	RN-08*	RN-09B	RN-40*	RN-40B	RN-41*	RN-42*	RN-43	RN-44E	RN-45A*	RN-46A	RN-02A	RN-06	RN-10	RN-11*	RN-16
SiO ₂	69,09	70,92	72,49	76,86	71,95	63,85	71,48	70,61	72,73	68,94	71,71	69,74	64,74	73,07	72,38	72,72	72,96
Al ₂ O ₃	16,75	15,63	15,28	12,54	14,72	16,16	15,35	14,95	14,76	15,16	14,98	16,33	15,15	15,23	14,82	14,92	14,73
Fe ₂ O ₃	0,55	0,99	0,86	0,44	0,75	3,76	0,54	0,99	1,11	1,71	0,85	1,18	2,14	0,53	0,92	0,89	1,00
MnO	tr	0,04	tr	0,04	0,02	0,12	tr	tr	0,05	0,08	0,02	0,02	0,07	0,00	0,02	0,02	0,03
MgO	tr	0,12	tr	0,06	0,09	0,39	0,07	0,05	0,10	0,42	0,02	0,11	0,32	0,12	0,16	0,04	0,10
CaO	0,31	0,36	0,47	0,18	0,67	1,61	0,38	0,32	0,17	1,22	0,46	0,64	1,79	0,64	0,26	0,26	0,20
Na ₂ O	4,69	4,82	4,82	2,82	4,60	3,20	5,41	3,92	5,08	2,91	5,49	4,47	4,76	5,33	5,02	5,38	5,09
K ₂ O	7,03	5,72	5,52	6,67	5,56	9,05	5,34	7,30	5,22	8,43	5,38	6,10	9,98	3,69	5,28	5,29	5,10
TiO ₂	0,06	0,07	0,05	0,03	0,04	0,27	0,04	0,06	0,07	0,19	0,05	0,08	0,15	0,06	0,07	0,06	0,06
P ₂ O ₅	0,08	0,03	0,07	0,02	0,04	0,09	0,04	0,13	0,03	0,08	0,05	0,04	0,09	0,02	0,02	0,06	0,02
H ₂ O	0,57	0,26	0,45	0,14	0,50	0,18	0,49	0,80	0,15	0,33	0,62	0,28	0,83	0,25	0,20	0,37	0,27
LOI+	-	0,15	-	0,08	-	0,17	-	-	0,10	0,05	-	0,08	0,18	0,11	0,14	-	0,15
Total	99,13	99,11	100,01	99,88	98,94	98,85	99,14	99,13	99,57	99,52	99,63	99,07	100,20	99,05	99,29	100,01	99,71
Y	4,00	6,40	5,37	9,50	5,33	-	4,78	9,25	-	-	5,04	-	11,90	5,60	5,20	10,20	13,90
Sr	1423	910	1276	586	1217	-	1394	866	-	-	724	-	949,2	1936,5	911,8	920	840,2
Rb	164,3	143,4	138,4	169,2	129,4	-	98,8	172,2	-	-	132,8	-	222,2	27,0	127,0	160,2	176,5
Zr	7,6	67,7	131,0	13,2	117,0	-	24,2	167,0	-	-	230,0	-	95,3	201,9	37,3	33,2	45,9
Nb	12,12	12,80	15,51	5,50	15,53	-	14,28	25,26	-	-	10,17	-	11,20	2,70	13,3	14,58	11,30
V	2,48	28,40	19,60	21,30	3,44	-	1,18	7,93	-	-	3,76	-	45,50	35,40	26,0	16,6	24,8
Sc	-	0,3	-	2,1	-	-	-	-	-	-	-	-	3,6	0,3	0,2	-	3,7
Ba	3825	2977	3287	2590	2545	-	2732	4476	-	-	2582	-	5147	4594	3147	2850	2459
Ga	20,4	-	20,6	-	19,1	-	19,9	21,40	-	-	21,90	-	-	-	-	19,30	-
Hf	0,32	-	4,07	-	3,15	-	0,97	4,63	-	-	4,96	-	-	-	-	1,19	-
Th	0,36	-	7,37	-	2,95	-	0,97	8,41	-	-	2,13	-	-	-	-	5,12	-
U	0,49	-	1,77	-	1,28	-	0,52	3,23	-	-	1,06	-	-	-	-	2,59	-
Ta	1,26	-	0,99	-	1,19	-	1,12	2,12	-	-	0,65	-	-	-	-	0,95	-
Nd	4,74	-	5,94	-	6,78	-	14,28	12,10	-	-	6,55	-	-	-	-	8,82	-
Sm	1,18	-	1,17	-	1,12	-	0,86	2,13	-	-	1,56	-	-	-	-	1,79	-
ALCAUS	11,72	10,54	10,34	9,49	10,16	12,25	10,75	11,22	10,30	11,34	10,87	10,57	14,74	9,02	10,30	10,67	10,19

3. Análise química do CRG; demais amostras - Universidade de Lyon

(*) Análise química do CRPG; demais amostras - Universidade de Lyon

Tabela 8.4 - Análises químicas de elementos maiores e alguns traços para as rochas de do Granito Olivedos e Microgranitos.

	GRANITO OLIVEDOS (GO)						MICROGRANITOS			
	RN-12	RN-13B	RN-14	RN-15	RN-17	RN-65A*	RN-22	RN-18	RN-19	RN-20A
SiO ₂	74,72	74,89	74,48	74,66	75,59	73,98	72,69	74,02	73,20	72,72
Al ₂ O ₃	13,38	13,17	13,55	13,31	13,13	13,54	13,66	13,46	13,63	13,74
Fe ₂ O ₃	1,87	1,73	1,85	2,04	1,46	1,80	2,33	2,24	2,01	2,08
MnO	0,04	0,04	0,05	0,06	0,04	0,02	0,04	0,04	0,04	0,03
MgO	0,24	0,27	0,22	0,26	0,13	0,15	0,43	0,31	0,24	0,34
CaO	1,04	1,07	1,08	1,00	0,96	1,15	1,25	1,03	1,23	1,18
Na ₂ O	3,35	3,42	3,44	3,17	3,49	3,61	3,01	3,19	3,12	2,87
K ₂ O	4,79	4,66	4,84	4,85	4,57	4,95	5,54	5,35	5,29	5,90
TiO ₂	0,18	0,16	0,17	0,20	0,11	0,14	0,20	0,16	0,19	0,20
P ₂ O ₅	0,05	0,04	0,05	0,06	0,03	0,04	0,06	0,05	0,05	0,06
H ₂ O ⁻	0,14	0,14	0,08	0,13	0,10		0,31	0,20	0,20	0,45
LOI	0,34	0,40	0,35	0,41	0,29	0,49	0,10	0,09	0,11	0,10
Total	99,80	99,59	99,81	99,74	99,61	99,87	99,62	100,14	99,31	99,67
Y	54,8	58,1	41,7	31,0	61,3	34,3	16,7	17,3	15,9	16,0
Sr	113,6	106,1	106,4	120,6	61,8	123,0	196,1	133,7	180,3	204,8
Rb	294,5	394,2	297,5	232,4	275,5	267,8	237,6	277,5	215,2	217,6
Zr	155,0	139,6	152,9	157,1	95,2	182,0	200,5	193,2	175,2	195,6
Nb	33,4	35,5	35,6	29,6	46,4	24,9	11,6	12,9	10,5	8,0
V	25,1	23,2	23,1	26,3	21,5	26,7	23,6	19,60	24,3	26,8
Sc	1,4	2,1	2,0	3,1	2,9		0,6	3,0	1,0	2,0
Ba	425,6	386,1	396,1	479,7	187,3	413,0	814,1	511,9	702,3	909,2
Ga						1,08				
Hf						5,65				
Th						25,18				
U						8,17				
Ta						2,66				
Nd						35,34				
Sm						5,73				
ÁLCALIS	8,14	8,08	8,28	8,02	8,06	8,56	8,55	8,54	8,41	8,77

(*) Análise química do CRPG; demais amostras - Universidade de Lyon

8.1. Caracterização química dos granitóides estudados

Em uma observação preliminar das análises químicas, detendo-se nos elementos maiores, é possível distinguir, com base no teor de sílica, dois grandes grupos de rochas. O primeiro, que inclui rochas com valores de sílica amplamente variáveis, é representado pelos corpos de maior expressividade na área: os granitos porfiríticos de Serra da Boa Vista e Jandaíra, e os granitos alcalinos de Serra do Algodão, Boqueirão e Olho D'água (Fig. 8.1). Em Serra da Boa Vista e Jandaíra os teores de sílica variam entre 6,99 - 76,19% (Tabela 8.2), ao passo que nas rochas alcalinas, a sílica compreende entre 6,74 a 76,86 da

rocha (Tabela 8.3). Apesar destes intervalos bastante similares, estes corpos mostram-se distintos, principalmente quando observados os teores de álcalis ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$), CaO e MgO. As rochas porfiríticas são mais empobrecidas em álcalis (8,00 – 9,38% e enriquecidas em CaO (0,5 – 3,8% e MgO (0,17 – 1,71%, enquanto que nos granitóides alcalinos a relação é inversa: são rochas extremamente enriquecidas em álcalis (9,02 a 14,74% porém com baixíssimos teores de CaO (0,18 – 1,79% e MgO (traço a 0,42% (Tabelas 8.2 e 8.3).

O segundo grupo de rochas, em termos de variação de sílica, compreende os corpos de menor expressividade volumétrica na área: os *sheets* de microgranitos e o Granito de Olivedos, ambos constituídos por rochas homogêneas e extremamente evoluídas (Fig. 8.1). Nos microgranitos a sílica compreende entre 73,98 – 75,59% da rocha, já em Olivedos os teores são um pouco mais baixos, 72,6 a 74,02% (Tabela 8.4). Em termos de elementos maiores, estas rochas são bastante similares distinguindo-se apenas sutilmente nos valores de álcalis, $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{t})$ e MgO, sensivelmente mais elevados nos microgranitos (Tabela 8.4).

Com base nestas observações iniciais, vários diagramas do tipo Harker foram construídos (Figs. 8.2 e 8.3) para visualizar melhor as diferenças, ou possíveis correlações, entre os dois grandes grupos (e dentro de cada grupo), no sentido de corroborar os dados petrográficos/texturais que permitiram a subdivisão em quatro associações distintas.

Em todos os diagramas os granitos alcalinos apresentam um *plot* distinto em relação às demais rochas graníticas da ZCRP (Figs. 8.2 e 8.3), refletindo fontes e/ou processos evolutivos distintos para estas rochas. As rochas porfiríticas, microgranitos e o Granito de Olivedos apresentam, nos diagramas SiO_2 vs CaO, $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{t})$, TiO_2 , MgO, V e Sr (Figs. 8.2 e 8.3), um alinhamento comum, aparentemente sugerindo uma derivação a partir de um mesmo magma, onde estes últimos representariam os

termos mais diferenciados. Todavia, examinando o comportamento do K_2O , Na_2O , Rb, Y e Nb em relação a SiO_2 , observa-se que os microgranitos/Granito de Olivedos apresentam uma correlação positiva com Na_2O e negativa com K_2O num comportamento contrário ao exibido pelas rochas porfiríticas (Figs. 8.2), e teores mais elevados em Rb, Y e Nb (Fig. 8.3 e Tabelas 8.2 e 8.4).

As diferenças entre os microgranitos e o plúton de Olivedos, não são claras a nível dos gráficos de elementos maiores onde, na maioria dos casos, as rochas de Olivedos parecem representar os termos mais diferenciados do magma que gerou os microgranitos (Fig. 8.2). Contudo, a análise dos elementos traços evidenciam algumas diferenças importantes (Fig. 8.3): as rochas de Olivedos são mais empobrecidas em Zr e enriquecidas em Nb e Y, em relação aos microgranitos.

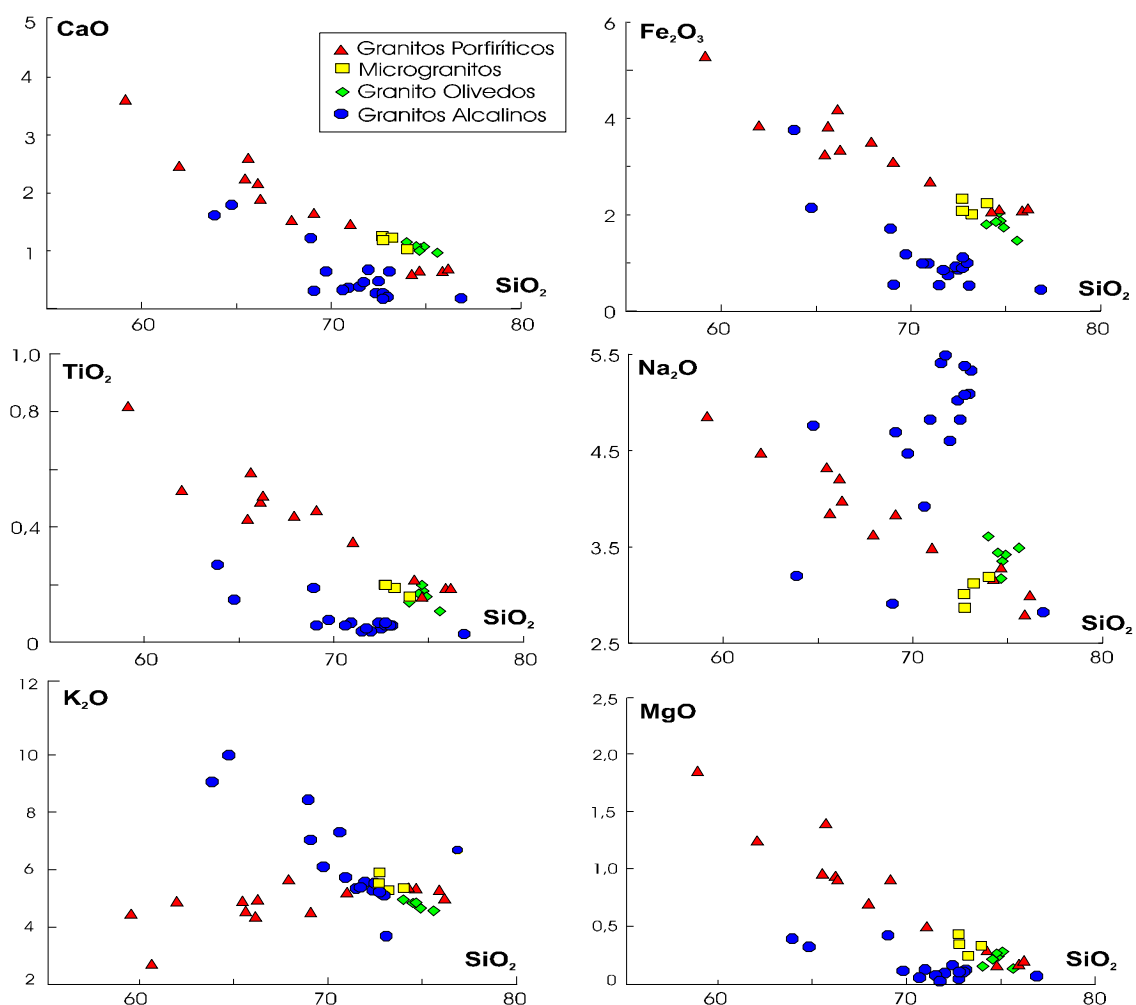


Figura 8.2 - Diagramas de variação tipo Harker (elementos maiores) para os

granitóides brasileiros associados à ZCRP.

Desta forma, a análise conjunta dos diagramas tipo Harker deixa claro que as diferenças petro-texturais, observadas em campo e seções delgadas, também se refletem em diferenças nas composições químicas, provavelmente significando diferentes fontes e/ou processos evolutivos para os granitóides da ZCRP.

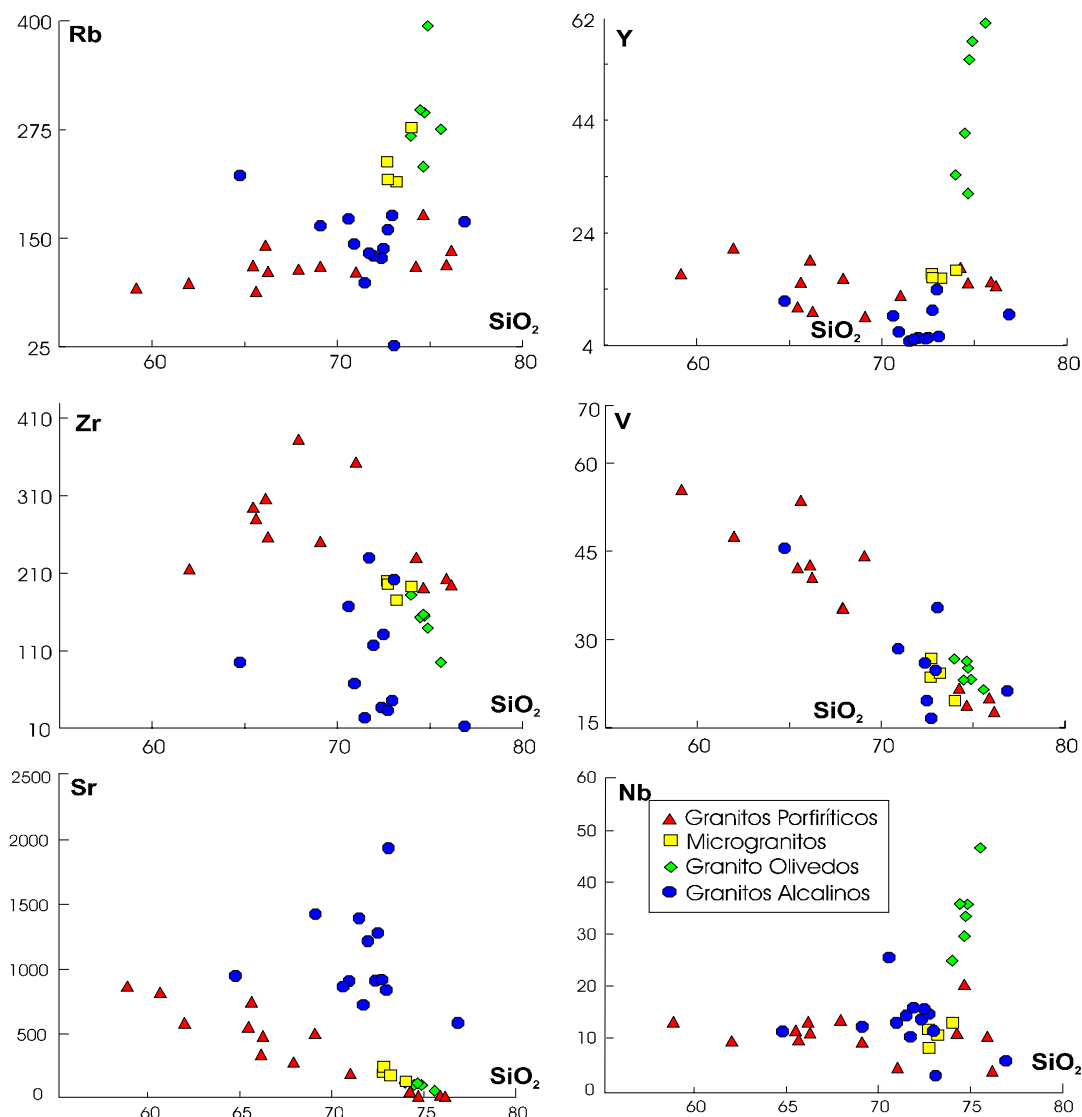


Figura 8.3 - Diagrama de variação tipo Harker (elementos traços) para os granitóides brasileiros associados à ZCRP.

Outro parâmetro a ser considerado diz respeito ao índice de saturação em alumina destes granitóides, o índice de Shand (Fig. 8.4). O granito de Olivados e os microgranitos são constituídos por rochas essencialmente peraluminosas, caráter este dado mais pelos baixos valores de CaO (entre 0,96 a 1,25 - Tabela 8.4) do

que por um excesso de Al_2O_3 . Os granitóides porfiríticos mostram comportamento similar, porém com uma amostra (RN-29A) plotando no campo metaluminoso (Fig. 8.4). O caráter metaluminoso da amostra RN-29A é refletido pela presença de anfibólio, que apesar da pequena proporção modal (menos que 2% - Tabela 62) implica em maior percentagem de CaO, deslocando assim a amostra em direção ao campo metaluminoso.

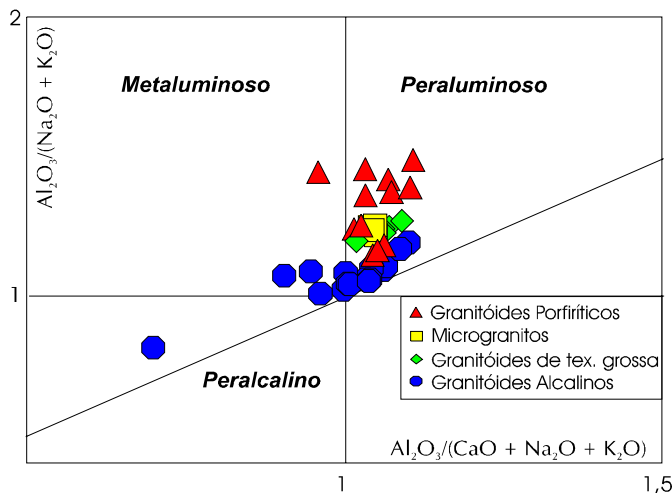


Figura 8.4 - Índice de Shand (1950), segundo Maniar e Piccoli (1989) para os granitóides da ZCRP.

Dentre todos os granitóides estudados, aqueles que mostram um comportamento mais variado em termos de saturação em alumina, são as rochas alcalinas (Fig. 8.4), plotando nos campos per e metaluminoso, com uma amostra no campo peralcalino (RN-02A). O caráter aluminoso destes corpos, a exemplo dos microgranitos e do Granito Olivedos, é um reflexo dos baixos valores de CaO (Tabela 8.3) que, aparentemente, conferem a estas rochas um relativo enriquecimento em Al_2O_3 . Em aparente discrepância, a amostra que plota no campo peralcalino (RN-02A) é a mais enriquecida em CaO (1,7%); todavia este valor elevado deve-se à presença de carbonato intersticial em percentagens consideráveis (2% da moda), o que provoca um aumento no teor deste óxido.

8.2. Os granitóides da ZCRP no contexto de séries magmáticas

A utilização de diagramas para a caracterização de séries magmáticas, principalmente para as rochas graníticas muito

evoluídas, pode ser problemática, com a obtenção de resultados contraditórios, dúbios ou pouco consistentes, a depender do parâmetro utilizado. Ressalvas devem ser feitas às associações alcalinas e peralcalinas, visto que estas apresentam uma mineralogia e quimismo característicos, facilitando a sua identificação. Neste item alguns diagramas são apresentados e discutidos no sentido de caracterizar as prováveis filiações magmáticas do conjunto dos granitóides brasileiros da ZCRP.

O primeiro diagrama a ser discutido foi proposto por Sylvester (1989), para granitóides com $\text{SiO}_2 \geq 6\%$ (Fig. 8.5), visando a distinção entre rochas alcalinas e cálcio-alcalinas. Esta divisão só é exeqüível para os termos menos diferenciados, pois quando se tratam das rochas extremamente evoluídas há uma convergência geoquímica entre os granitos de ambas as séries. As amostras plotam, na sua grande maioria, no campo dos granitos fortemente diferenciados, o que impossibilita a obtenção de informações a respeito de séries magmáticas; contudo, fica claro que os granitóides alcalinos, microgranitos e as rochas de Olivados são distintos com respeito aos granitóides porfiríticos, onde um menor grau de diferenciação é observado.

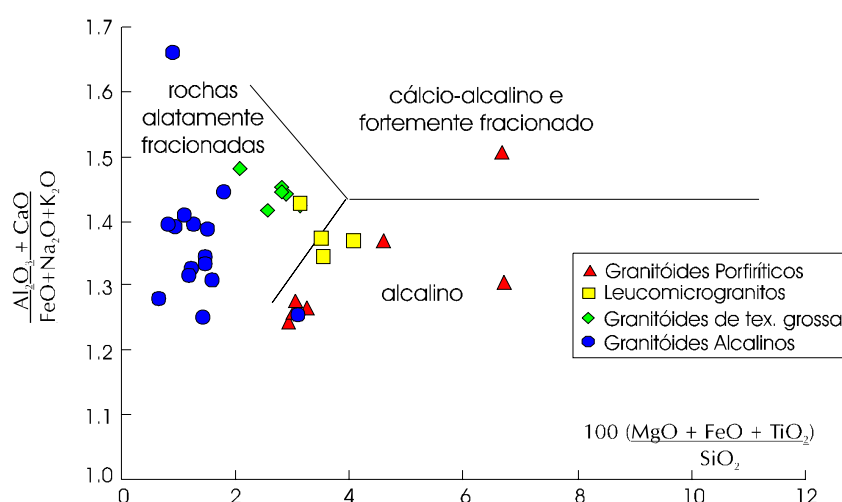


Figura 8.5 – Diagrama de Sylvester (1989) para os granitóides brasileiros associados a ZCRP.

No diagrama de Wright (1969), que correlaciona SiO_2 vs a alcalinidade da rocha (ver Fig. 8.6, as amostras dos

granitóides Serra do Algodão, Serra do Boqueirão e Olho D'água plotam no campo alcalino. As rochas de Olivedos, granitos porfiríticos (Serra da Boa Vista e Jandaíra) e microgranitos distribuem-se ao longo da linha divisória entre os campos alcalino/cálcio-alcalino, sugerindo um caráter transicional para estas (Fig 8.6).

Os diagramas TAS e R_1-R_2 são os que melhor caracterizam os granitos da ZCRP no contexto de séries magmáticas (Figs. 8.7 e 8.8). No diagrama TAS, quando considerada a linha divisória entre os campos alcalino/subalcalino, os granitos da ZCRP apresentam essencialmente uma afinidade alcalina. No entanto, é válido salientar que estes campos foram definidos por Myashiro (1978) para rochas vulcânicas, cujas condições de cristalização e processos evolutivos diferem significativamente daqueles relacionados às rochas plutônicas. Todavia, quando observado o comportamento destes corpos no contexto dos *trends* propostos por Lameyre (1987), traçado para rochas plutônicas, os granitos Serra do Algodão, Boqueirão e Olho D'água confirmam sua afinidade alcalina e o caráter extremamente evoluído, dispondo-se paralelos ao *trend* alcalino saturado em sílica, enquanto as rochas porfiríticas alinham-se preferencialmente segundo o *trend* monzonítico. Comportamento idêntico é observado no diagrama R_1-R_2 (Fig. 8.8).

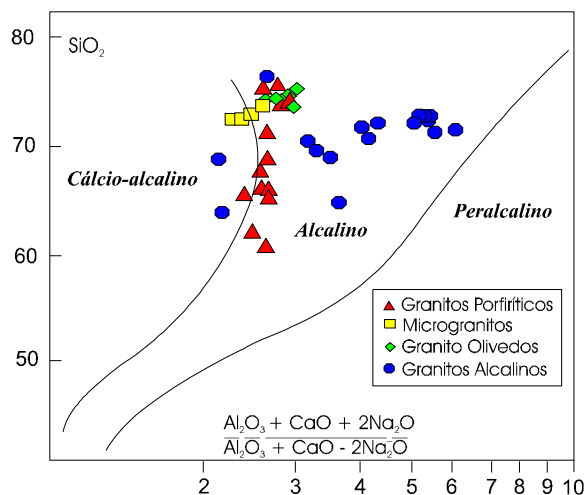


Figura 8.6 – Diagrama alcalinidade vs sílica, segundo Wright (1969) para os granitóides brasileiros associados à ZCRP.

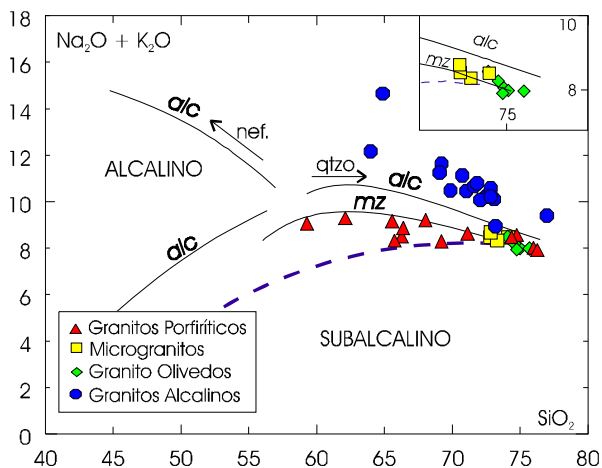


Figura 8.7 - Diagrama TAS com a linha divisória (em azul) dos campos alcalino/subalcalino, e os respectivos trens das rochas alcalinas (alc) e monzonítica (mz) segundo Lameyre (1987). Detalhe (canto superior), mostrando um zoom do alinhamento dos microgranitos e rochas de Olivedos.

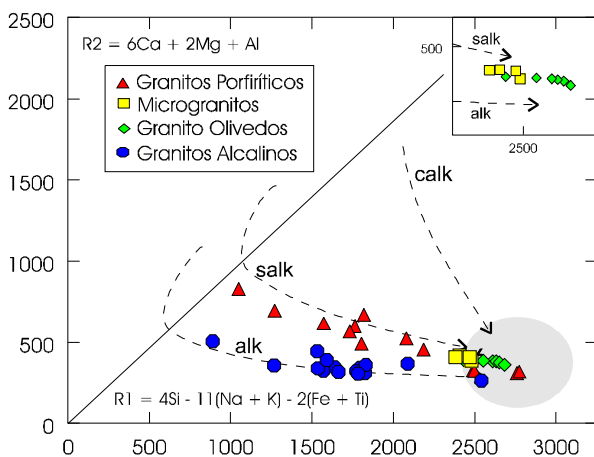


Figura 8.8 - Diagrama R_1 - R_2 , segundo La Roche et al. (1980) para os granitóides brasileiros associados à ZCRP. No detalhe (canto superior) o alinhamento dos microgranitos e Olivedos.

O caráter extremamente evoluído das rochas de Olivedos e dos microgranitos, dificulta a caracterização destes no contexto de filiação magmática. No diagrama R_1 - R_2 estas rochas plotam no campo dos granitos de fusão crustal; contudo, considerando o alinhamento destes nos diagramas R_1 - R_2 e TAS segundo o *trend* subalcalino/monzonítico é possível que estas rochas representem os termos mais evoluídos desta série.

8.3. Tipologia dos granitóides associados à ZCRP

Em linha gerais, a mineralogia e as características químicas de rochas graníticas refletem a natureza da fonte do magma. Nesse contexto, Chappel e White (1974) diferenciam os

granitóides originados a partir da fusão de uma fonte metassedimentar (**tipo S**), daqueles oriundos de uma fonte (meta)ígneia (**tipo I**). Rochas derivadas de uma fonte ígneia anidra foram designados de tipo A por Loiselle e Wones (1979) e finalmente os granitos derivados do fracionamento de magmas básicos foram classificados com tipo M por White (1979).

Pelos aspectos mineralógicos e químicos, os granitóides Serra do Algodão, Serra do Boqueirão e Olho D'água são correlacionáveis aos granitóides tipo A. Sua mineralogia anidra, a presença de piroxênio alcalino, os altos valores de álcalis, Ga, Fe/Mg e Nb, além dos baixos teores de CaO e MgO são características marcantes dos granitóides tipo A (White e Chappell 1983, Whalen et al. 1987).

Nestas rochas ainda são observados teores elevados de Ba e Sr, o que não é comum em rochas alcalinas; todavia, Bonin (1990) correlaciona o teor de Ba e Sr, neste tipo de rocha, à atividade tectônica (ver item 8.5), com os granitóides sin a tardi-orogênicos sendo mais enriquecidos nestes elementos, em relação aos granitóides anorogênicos. Neste sentido, comparando os teores de Ba e Sr das rochas alcalinas da ZCRP com os demais granitóides alcalinos da Faixa Seridó, observa-se sua equivalência aos teores apresentados pelos granitóides sin-orogênicos de Japi e Caxexa (porção leste da Faixa Seridó), por outro lado diferem significativamente dos teores de Ba e Sr do granitóide tardi a pós-orogênico de Umarizal (extremo oeste da Faixa Seridó - Tabela 8.5). No Domínio da Zona Transversal o granitóide sin-orogênico de Catingueira apresenta valores similares aos dos granitóides alcalinos da ZCRP.

Tabela 8.5 - Quadro comparativo entre os teores de Ba, Sr, Ga de granitos alcalinos sin-orogênicos e tardi-orogênicos .

Granitos Alcalinos	Ba (ppm)	Sr (ppm)	Ga (ppm)	Posicionamento
ZCRP	2458 - 5147	560 - 1936	19 - 22	Sin-orogênico
Japi	1820 - 4930	917 - 1354	16 - 19	Sin-orogênico
Caxexa	2069 - 2676	919 - 1036	18	Sin-orogênico
Catingueira	3797 - 5069	433 - 1815	18 - 20	Sin-orogênico

Umarizal

820 - 1243

107 - 152

18 - 22

Tardi a pós-

Os granitos porfiríticos (Serra da Boa Vista e Jandaíra), o granito de Olivedos e os microgranitos, são constituídos predominantemente por rochas peraluminosas $[Al_2O_3/(Na_2O + K_2O + CaO) < 1,1]$. Este caráter aluminoso, como discutido no item 62, é dado essencialmente pelos baixos valores em CaO e não propriamente por valores elevados em Al_2O_3 . Isto se torna claro ao observar a mineralogia máfica destas rochas. Nos granitóides porfiríticos, biotita+anfibólio representam os principais máficos e magnetita os opacos; em Olivedos e nos microgranitos o anfibólio está ausente e, no primeiro, a ilmenita representa os opacos (nos microgranitos a composição dos opacos não foi determinada). Associados aos corpos porfiríticos e ao corpo de Olivedos são encontrados encraves de composição básica-intermediária.

O caráter peraluminoso destas rochas poderia sugerir afinidade com os granitóides tipo S *strictu sensu* (White e Chappell 1983) ou *lato sensu* (granitóides fortemente peraluminosos em geral), principalmente para Olivedos, que apresenta ilmenita como opaco. Todavia as características químicas e mineralógicas, são significativamente distintas com respeito aos granitos tipo S. Estas rochas apresentam características mais similares aos granitóides tipo I, porém distantes dos granitóides tipo I - Cordilheirano. Os granitos porfiríticos apresentam elevados teores de álcalis e baixos teores de CaO, compatíveis com os observados nos granitos alcalinos; isto explica o *plot* dessas amostras no campo alcalino do diagrama de Sylvester (1989) (Fig. 8.4). Todas estas características sugerem, para os granitos porfiríticos, uma natureza transicional entre os tipo I e A. Características transicionais são também observadas nas suítes porfiríticas dos granitóides Acari, Totoró, São José de Espinharas e Monte das Gameleiras na Faixa Seridó (Jardim de Sá 1994).

8.4. Considerações petrogenéticas

Como visto anteriormente, os granitóides brasileiros da ZCRP apresentam características químicas que apontam para fontes e/ou processos evolutivos distintos. Tipologicamente estes são subdivididos em tipo I (Serra da Boa Vista, Jandaíra e Olivedos) e tipo A (Serra do Algodão, Serra do Boqueirão e Olho D'água). Granitos tipo S, também são encontrados na ZCRP, mas não foram incluídos neste estudo.

Os granitóides tipo I têm sua origem geralmente relacionada à fusão de rochas (meta) ígneas da crosta. Contudo, a origem dos granitos tipo A é um pouco mais complexa e várias hipóteses são discutidas no sentido de explicar a origem destes.

Com base em dados geoquímicos e isotópicos, algumas considerações são feitas acerca dos processos evolutivos responsáveis pelas variações observadas nos granitóides da ZCRP, bem como as prováveis fontes destas rochas. Os microgranitos não são considerados neste item devido à carência de dados químicos.

As discussões sobre a evolução petrológica são baseadas em elementos maiores e traços através de gráficos tipo *Harker* e *spidergrams*. Os elementos terras raras (ETR) foram normalizados para a composição do condrito de Eversen et al. (1968), e os diagramas multielementares foram normalizados segundo o condrito de Thompson et al. (1984). Um total de 11 amostras foram utilizadas para a construção destes diagramas, sendo 7 dos granitos alcalinos, 1 do Granito Olivedos e 3 dos granitóides porfiríticos. Os resultados das análises de ETR são apresentados na Tabela 8.6

Tabela 8.6 - Teores de elementos terras raras para as rochas graníticas da ZCRP (análises químicas realizados no CRPG)

	GRANITÓIDES ALCALINOS							G. PORFIRÍTICO		G. TEXT. GROSSA	
	GSB		GOD		GSA			GSBV		GJ	GO
	RN-03C	RN-08	RN-11	RN-40	RN-41	RN-42	RN-45A	RN-27	RN-29A	RN-39	RN-65B
La	3,74	8,70	12,22	11,74	5,97	19,73	10,56	59,85	37,94	147,80	51,26
Ce	8,45	15,04	21,84	19,95	8,56	32,13	18,10	100,10	75,52	240,80	92,56
Pr	1,20	1,71	2,52	2,12	1,10	3,40	1,89	11,56	8,61	25,49	9,89
Nd	4,74	5,92	8,82	6,78	4,59	12,10	6,55	41,33	33,74	82,30	35,34
Sm	1,12	1,17	1,79	1,12	0,86	2,13	1,16	7,03	6,20	8,49	5,73
Eu	0,85	0,84	0,95	0,81	0,81	1,34	0,75	1,96	2,36	1,19	0,74
Gd	0,80	0,80	1,33	1,01	0,82	1,72	0,97	4,59	4,34	4,95	4,78
Tb	0,14	0,15	0,24	0,14	0,13	0,25	0,14	0,58	0,59	0,67	0,79
Dy	0,77	0,88	1,50	0,85	0,70	1,40	0,73	2,62	3,02	2,93	4,74
Ho	0,14	0,16	0,31	0,16	0,13	0,29	0,13	0,43	0,55	0,44	1,06
Er	0,35	0,48	0,85	0,50	0,31	0,81	0,41	1,00	1,48	1,23	3,11
Tm	0,05	0,09	0,15	0,08	0,04	0,13	0,08	0,09	0,20	0,15	0,51
Yb	0,36	0,62	1,21	0,54	0,35	0,88	0,59	0,57	1,46	1,08	3,78
Lu	0,09	0,11	0,18	0,09	0,05	0,13	0,11	0,09	0,22	0,18	0,58
Total	22,79	36,68	53,91	45,87	24,40	76,45	42,16	231,80	176,23	517,70	214,87
La/Yb	4,52	8,60	7,05	14,10	13,66	15,63	10,44	67,14	18,15	85,23	9,17
La/Sm	2,11	4,68	4,30	6,60	4,37	5,83	5,76	5,36	3,85	10,96	5,63
Gd/Yb	1,81	1,04	0,89	1,52	1,89	1,59	1,32	6,49	2,41	3,70	1,02
Eu/Eu*	2,62	2,50	1,80	2,28	2,91	2,07	2,11	0,99	1,32	0,52	0,42
SiO ₂	69,09	72,40	72,70	71,95	71,48	70,61	71,71	65,46	59,15	71,00	73,98
Máficos	0,88	1,72	4,24	2,30	0,39	4,70	4,00	11,45	13,27	13,80	10,00

GSB: Granito Serra do Boqueirão; **GSA:** Granito Serra do Algodão; **GOD:** Granito Olho D'água;

GSBV: Granito Serra da Boa Vista; **GJ:** Granito Jandaíra e **GO:** Granito Olivados.

8.4.1 - Granitos Porfiríticos: Serra da Boa Vista e Jandaíra

A presença dos encaves máficos a intermediários, com texturas do tipo *mixing* e *mingling*, associados aos corpos de Serra da Boa Vista e Jandaíra, insere nas discussões petrogenéticas a necessidade de considerar dois magmas progenitores para estas rochas ou, alternativamente, apenas um único magma evoluído por um processo de cristalização fracionada. A dominância das rochas ácidas sobre os termos básico-intermediários não é condizente com um processo de diferenciação de um magma mantélico, mesmo que uma fração

significativa dos termos básicos tenha ficado retida em profundidade. Por outro lado, as feições de campo sugerem fortemente a coexistência de magmas distintos. A abordagem desta questão requer uma investigação geoquímica detalhada (a nível de isótopos, elementos maiores e traços) a qual não pôde ser feita, inclusive pela falta de análises químicas dos encraves. Dada à semelhança dos corpos estudados com as suítes porfiríticas descritas por Jardim de Sá (1994), comumente associada às suítes básicas-intermediárias, considera-se os granitos porfiríticos e encraves como produtos de magmas distintos, como concluído por aquele autor através do estudo geoquímico das referidas suítes.

Nos diagramas tipo Harker o Rb mostra um comportamento incompatível (Fig. 8.3), enquanto Sr, Ba e V são compatíveis (Fig. 8.3). Na correlação elemento incompatível (Rb) vs compatível (Sr, Ba e V) (Fig. 8.9), a distribuição verticalizada das amostras indica que a cristalização fracionada foi o processo dominante na evolução petrogenética dos granitos porfiríticos, confirmando o que foi previamente sugerido pela zonação observada em alguns minerais (por ex., alanita e plagioclásio).

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.

O fracionamento da apatita, anfibólio, biotita e titanita é observado através da diminuição de P_2O_5 , Al_2O_3 , MgO , CaO e $Fe_2O_3(t)$ com o SiO_2 (Fig. 8.2). O zircão, aparentemente no início da cristalização, comportou-se de forma compatível com o líquido, porém após um certo grau de saturação em SiO_2 ($\cong 70\%$) este mineral passou a ser fracionado (Fig. 8.3).

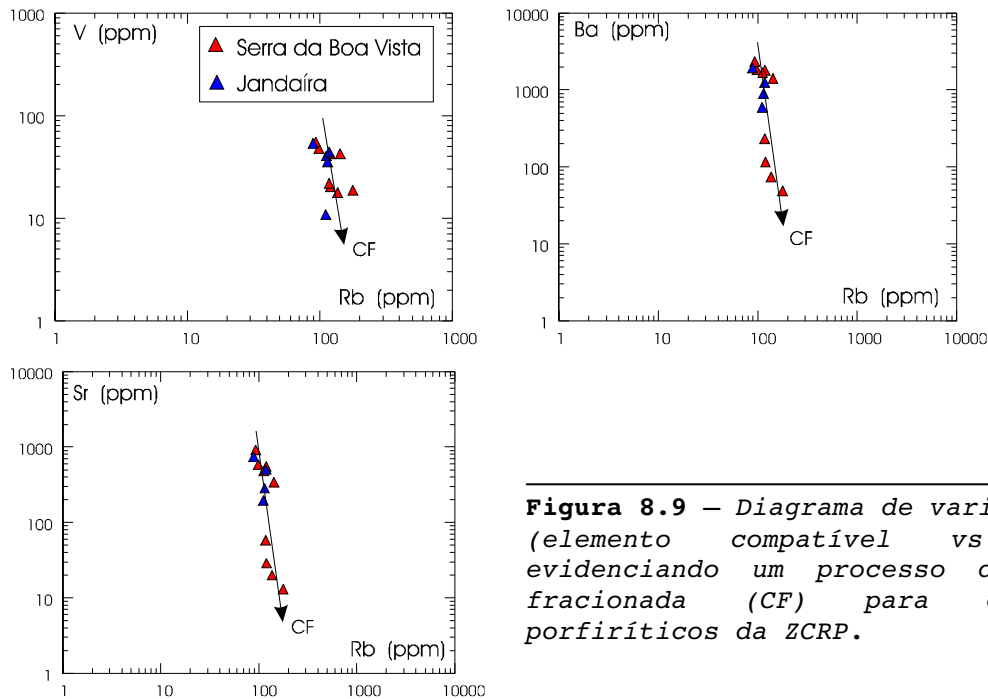


Figura 8.9 – Diagrama de variação logarítmica (elemento compatível vs incompatível) evidenciando um processo de cristalização fracionada (CF) para os granitóides porfiríticos da ZCRP.

Os espectros de ETR para as rochas porfiríticas mostram um fracionamento em terras raras leves (TRL), tendendo a se horizontalizar nos terras raras pesados, e com anomalia de Eu variável (Fig. 8.10). No geral não há modificações significativas nestes padrões com a diferenciação magmática, exceto pela anomalia de Eu que apresenta um caráter positivo na rocha menos evoluída, ausente na rocha intermediária e é negativa na rocha mais diferenciada (Tabela 8.6 e Fig. 8.10). O empobrecimento progressivo do Eu em direção aos termos mais evoluídos, sugere o fracionamento de feldspato com a diferenciação magmática. Este fracionamento também pode ser visto através da correlação negativa do CaO e Na₂O com SiO₂.

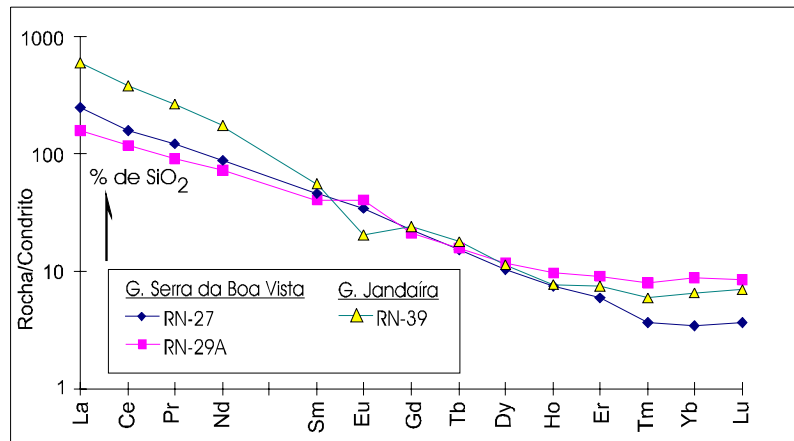


Figura 8.10 – Espectro de elementos terras raras para os corpos de Serra da Boa Vista e Jandaíra (padrão normalizado a partir de Evensen et al. 1978).

O enriquecimento em TRL pode ser um reflexo da presença de titanita e alanita na rocha, ou ainda ao fracionamento de fases minerais ricas em TRP, no caso anfibólio e/ou zircão. O decréscimo de MgO , Fe_2O_3 , Al_2O_3 , CaO e Zr com a diferenciação é compatível com o fracionamento de anfibólio e zircão, e a correlação negativa do TiO_2 e CaO vs SiO_2 , com o fracionamento de alanita e titanita.

O espectro multielementar das rochas porfiríticas é caracterizado por um enriquecimento geral em relação à composição do condrito (exceto P e Ti), com anomalias positivas de La, Ce, Nd, Zr e negativas em Nb, Ta, Sr (em parte), P e Ti (estas duas últimas mais expressivas - Fig. 8.11).

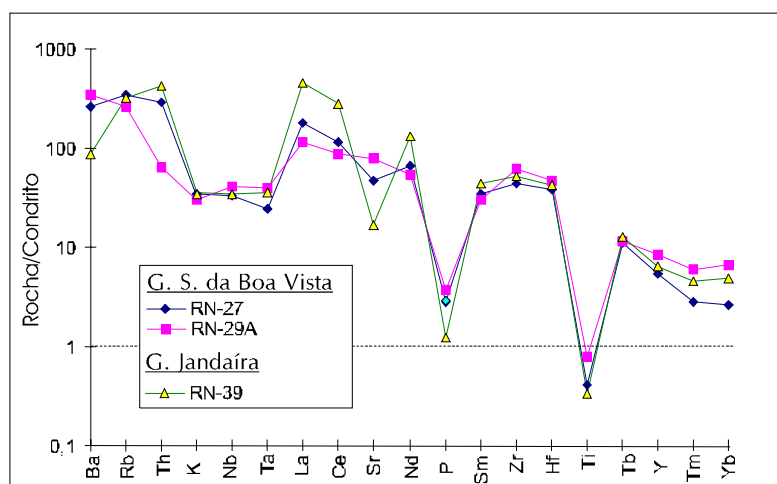


Figura 8.11 – Diagrama multi-elementar para as rochas porfiríticas da ZCRP (normalizado segundo Thompson et al. 1984).

O aumento da intensidade da anomalia negativa de Sr nas

rochas mais diferenciadas é condizente com o fracionamento de plagioclásio. O comportamento variável do Th, La e Ce, provavelmente reflete a contribuição da alanita na rocha, enquanto o decréscimo em K, P e Ti com aumento de SiO₂, apontam para o fracionamento de biotita e apatita.

Os dados isotópicos Rb-Sr, para os corpos de Serra da Boa Vista e Jandaíra permitem estimar uma razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de $0,7091 \pm 0,0001$ (ver Cap. 5). Este valor é elevado quando comparado com uma fonte mantélica, sugerindo alternativamente uma fonte crustal, ou ainda, uma fonte mantélica com extensiva contaminação crustal. Como as rochas porfiríticas apresentam composições essencialmente ácidas, a ausência de composições mais primitivas (à exceção dos encraves, considerados como um magma distinto) apontam para uma fonte crustal. Pelas características exibida pelos granitos porfiríticos, estas fontes seriam intermediárias entre aquelas que geram granitos tipo I e tipo A.

Comparando a composição isotópica dos granitóides porfiríticos com as rochas do embasamento gnáissico-migmatítico da Faixa Seridó, calculadas para $t = 570$ Ma (Jardim de Sá 1994, Figs. 8.12 e 8.13, ver também Hollanda 1998), observa-se que em termos de I_{Sr} e conteúdo de Rb e Sr, as possíveis fontes para os granitóides de Serra da Boa Vista e Jandaíra, seriam os termos menos evoluídos do complexo gnáissico-migmatítico (Complexo Caicó), provavelmente gnaisses de composição quartzo diorítica a tonalítica em fácies granulito. Tal composição permitiria explicar os baixos valores de I_{Sr} destes granitos, em relação ao campo de composições do complexo gnáissico-migmatítico. As figuras 8.11 e 8.12 ainda mostram a coincidência nos valores de I_{Sr} , Rb e Sr dos granitos de Serra da Boa Vista e Jandaíra em respeito às demais suítes porfiríticas da Faixa Seridó. Outras fontes eventualmente disponíveis na Faixa Seridó mostram-se

inadequadas do ponto de vista de química global (metassedimentos) ou valor de I_{Sr} muito elevados (granitóide G_2).

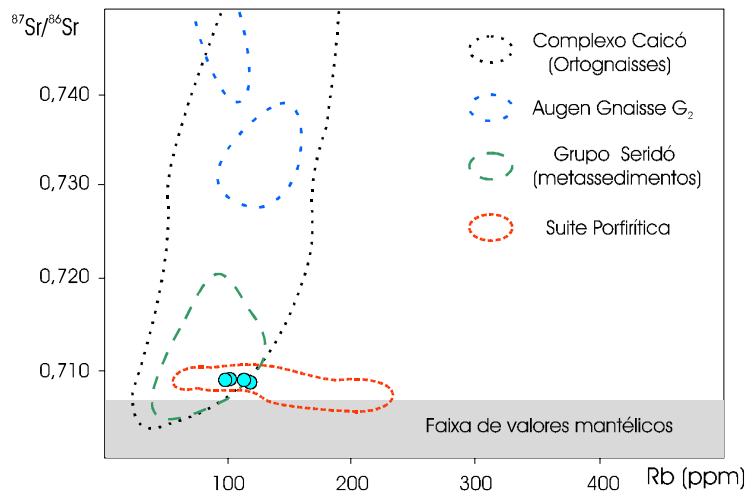


Figura 8.12 – Razão inicial do Sr vs o conteúdo de Rb para os granitóides porfiríticos da ZCRP, com os campos definidos por Jardim de Sá (1994) para as rochas proterozóicas da Faixa Seridó.

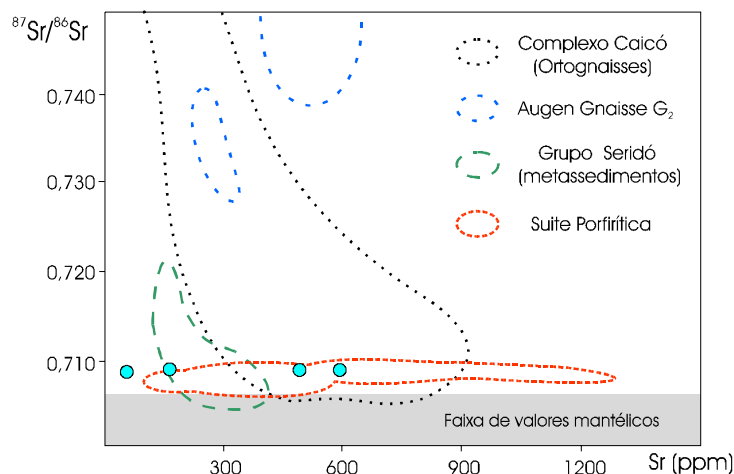


Figura 8.13 – Razão inicial do Sr vs o conteúdo de Sr para os granitóides porfiríticos da ZCRP, com os campos definidos por Jardim de Sá (1994) para as rochas proterozóicas da Faixa Seridó.

Os dados barométricos (cristalização dos corpos porfiríticos a 6 kbar – cap. 7) indicam que a fusão ocorreu, no mínimo, a pressões superiores a 7 kbar, ou seja, pelo menos 21 km de profundidade. Considerando a profundidade de fusão, e a estruturação térmica da ZCRP (ver cap. 4), devem predominar paragêneses do fácies granulito na fonte destes granitóides, o que poderia explicar as características transicionais entre tipos I e A, apresentadas por estes corpos.

8.4.2 - Granitos de textura média a grossa: Granito Olivedos

Dos corpos estudado, o plúton de Olivedos apresenta uma menor quantidade de dados químicos, o que restringe sobremaneira esta discussão petrogenética. Dado o caráter evoluído das rochas de Olivedos, a baixa variação de SiO_2 e o número reduzido de análises (5 amostras), não foi possível identificar quais elementos apresentam comportamento incompatível (ver Fig 8.3), para discutir processos evolutivos (cristalização fracionada vs fusão parcial). Todavia, os dados petrográficos e análises minerais indicam a presença de cristais zonados (alanita e plagioclásios), sugerindo assim um processo de cristalização fracionada.

O padrão de distribuição dos ETR mostra um fracionamento de TRL, distribuição horizontalizada dos TRP (razões $\text{Gd/Yb} = 1,0$, mostrando que não houve fracionamento destes), pronunciada anomalia negativa de Eu ($\text{Eu/Eu}^{\#} = 0,2$) e um baixo grau de fracionamento ($\text{La}_N/\text{Yb}_N = 9,2$) (Fig. 8.14). Nesta amostra, alanita e titanita estão presentes como acessórios importantes o que poderia explicar o enriquecimento nos TRL; todavia, o sensível enriquecimento em TRP (quando comparado aos demais granitóides) provavelmente está relacionado a uma maior concentração de zircão. A anomalia negativa de Eu representaria o fracionamento de feldspato.

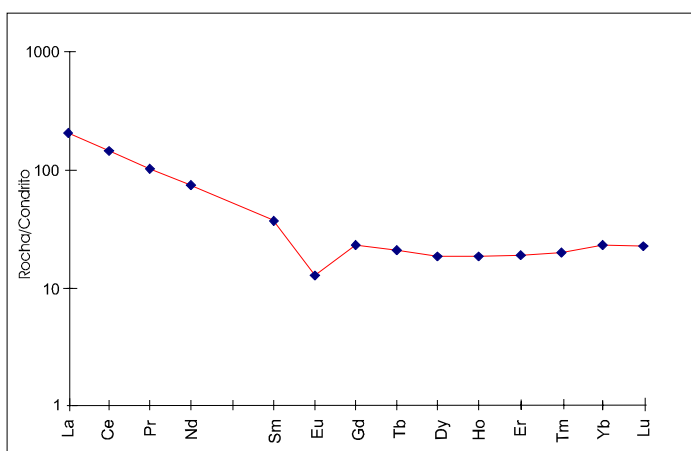


Figura 8.14 – Espectro de elementos terras raras para o granito Olivedos. (Normalizado a partir de Eversen et al. 1978).

O espectro multielementar da amostra de Olivedos mostra um enriquecimento geral (exceto para Ti e P) em relação ao condrito

de Thompson *et al.* (1984 - Fig. 8.15), com seu padrão sendo caracterizado por uma suave declividade negativa, anomalia positiva do Rb ao Ke Nd, depressões em Nb, Sr, P e Ti, e uma distribuição horizontalizada do Rb- K Sm-Hf e Tb-Yb. A depressão em Sr somada à anomalia negativa de Eu, são condizentes com o fracionamento de plagioclásio durante a diferenciação magmática. O fracionamento de apatita e ilmenita podem ser inferidos com base nas anomalias negativas de P e Ti. A biotita aparentemente não foi uma fase fracionada, dada à ausência de anomalia negativa de K

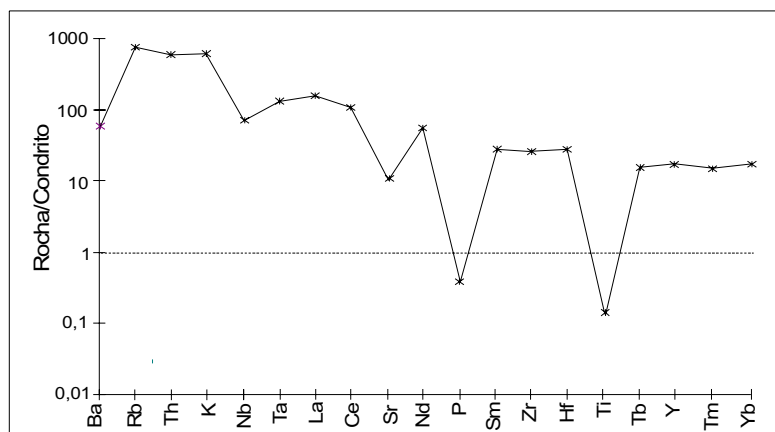
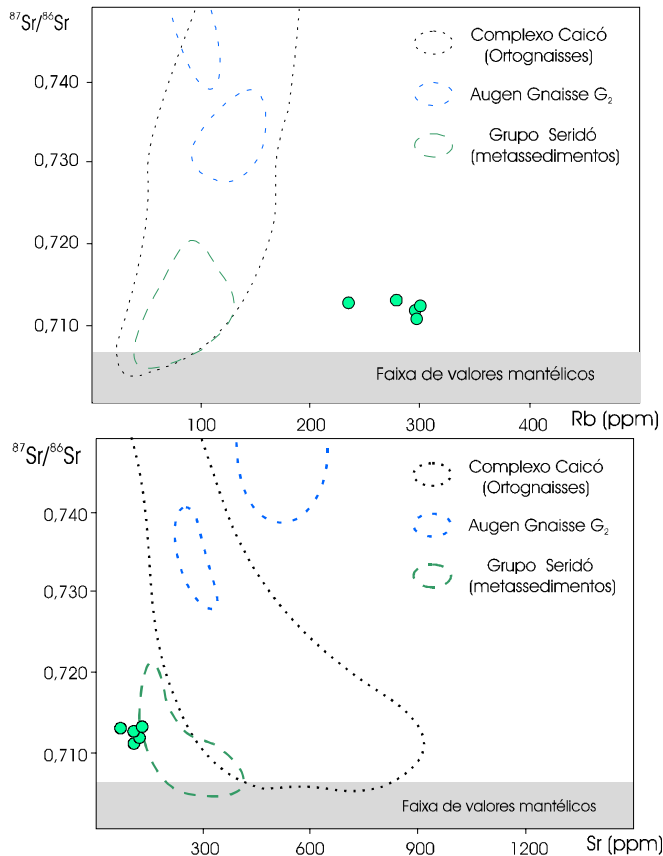


Figura 8.15 – Diagrama multi-elementar para o corpo de Olivedos (normalizado segundo Thompson *et al.* 1984).

Os dados isotópicos para o Granito de Olivedos ($I_{\text{Sr}} = 0,7129 \pm 0,0020$, Cap. 5) condizem com uma fonte crustal. Comparando este valor com os campos de composição isotópica das rochas proterozóicas da Faixa Seridó observa-se em termos de razão inicial, que as prováveis fontes para corpo de Olivedos seriam os termos menos evoluído do Complexo Caicó (quartzo diorito e tonalitos em fácies granulitos) ou os metassedimentos do Grupo Seridó (Fig. 8.16e 8.17).

Figura 8.16 – Razão inicial do Rb vs o conteúdo de Rb para o Granito Olivedos, com os campos definidos



por Jardim de Sá (1994) para as rochas proterozóicas da Faixa Seridó.

Figura 8.17 – Razão inicial do Sr vs o conteúdo de Sr para o Granito Olivedos, com os campos definidos por Jardim de Sá (1994) para as rochas proterozóicas da Faixa Seridó.

A diferença na razão I_{Sr} pode estar refletindo litotipos mais radiogênicos do complexo-gnáissico migmatítico em relação àqueles que originaram os granitos porfiríticos ou, alternativamente, uma fonte mista envolvendo as rochas do complexo gnáissico-migmatítico com incorporação (contaminação) de material metassedimentar. Considerando a afinidade destas rochas com os granitos tipo I e a ausência de uma mineralogia essencialmente aluminosa (por ex., granada e muscovita), a eventual incorporação de metassedimentos teria ocorrido em pequenas proporções.

8.4.3 - Granitos Alcalinos: Serra do Algodão, Boqueirão e olho D'Água

Loiselle e Wones (1979) relacionam os granitos alcalinos como produto da diferenciação de magmas basálticos alcalinos.

Todavia em muitos complexos graníticos alcalinos não se observa a presença de rochas intermediárias e/ou diferenciação interna, visualizadas através de variações nos elementos traços, por ex. Rb/Sr, Rb/Ba, entre outros (Whalen et al. 1987). Estas observações levaram Barker et al. (1975), Bailey (1978), Collins et al. (1982) e Clements et al. (1986), entre outros, a proporem uma origem dos granitos alcalinos a partir da fusão parcial de uma fonte relativamente anidra na crosta inferior. O modelo proposto por Barker et al. (1975) envolve o alojamento e fracionamento de magmas básicos, derivados do manto, que causariam a fusão parcial da crosta inferior em fácies granulito, com vários estágios de contaminação e diferenciação, gerando granitos peralcalinos *hipersolvus* e granitos não alcalinos. Harris e Marrimer (1980) explicam a fusão da crosta inferior através de fluidos derivados do manto, ricos em voláteis (halogêneos), que além de provocarem a fusão seriam responsáveis pelas altas concentrações em álcalis e HFSE (*high field strength elements*), comumente observado nos granitos deste tipo. Collins et al. (1982) e estudos experimentais de Clements et al. (1986) favorecem a formação dos granitos tipo A pela fusão, em alta temperatura (acima de 830°C), de uma fonte infracrustal essencialmente anidra, geoquimicamente empobrecida pela extração prévia de magmas graníticos tipo I.

Nas rochas alcalinas estudadas a pequena variação de SiO₂ e a dispersão das amostras nos diagramas de Harker, impossibilitaram a identificação dos elementos que apresentam comportamento incompatível, dificultando a discussão dos processos evolutivos a que estas rochas foram submetidos. Todavia, os elevados teores de Ba, Sr e Eu, dessa não são condizentes com extensivo fracionamento de feldspato.

Dentre os corpos investigados, as rochas alcalinas são as que apresentam um menor conteúdo em ΣETR (teores variando entre 23 a 76ppm - Tabela 8.6). Comparativamente, o corpo de Serra do Boqueirão e Olho D'Água são mais empobrecido em ΣETR (média de

30 ppm) que o corpo de Serra do Algodão (valores médios de 47 ppm). Em ambos os casos, as amostras mais enriquecidas em minerais máficos, são as que apresentam maiores teores em elementos terras raras e consequentemente, um maior grau de fracionamento (razões máximas La/Yb de 15,6 para o corpo de Serra do Algodão e 8,6 para o granitóide Serra do Boqueirão e Olho D'água). O padrão de ETR destas rochas é caracterizado por um enriquecimento em TRL em relação aos TRP e uma forte anomalia positiva de Eu (Eu/Eu*entre 2,91 a 1,81) (Fig. 8.18)

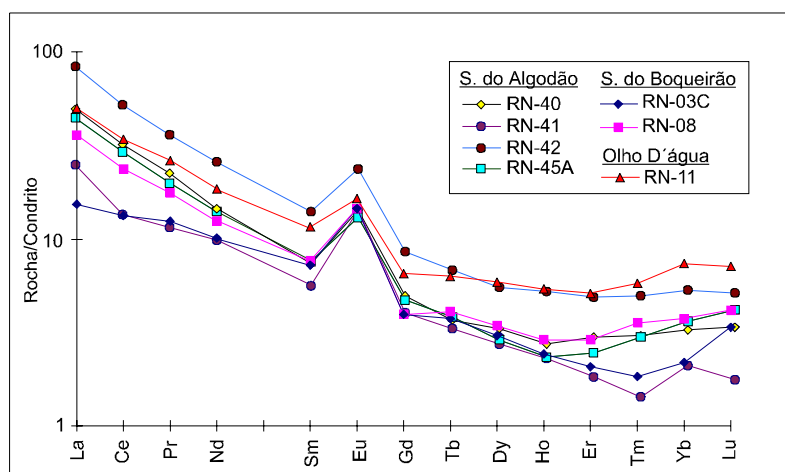


Figura 8.18 – Diagrama de elementos Terras raras para as granitos alcalinos (normalizado a partir do condrito de Eversen et al. 1978).

Drake e Weill (1975) relacionam o comportamento do Eu no feldspato à disponibilidade de oxigênio no meio. O Eu comumente ocorre sob a forma bivalente, onde é compatível com a estrutura cristalina do feldspato através da substituição do Ca^{2+} . Todavia, sob condições oxidantes o seu estado de valência muda para Eu^{3+} , o que provocaria um aumento do seu raio iônico e consequentemente uma diminuição na compatibilidade deste elemento. Sendo assim a intensidade da anomalia negativa de Eu seria um reflexo das condições oxidantes do meio.

Seguindo esta linha de raciocínio, a anomalia positiva de Eu nas rochas alcalinas seria consequência de um meio extremamente redutor; contudo, a presença da magnetita como mineral precoce na sequência de cristalização destes granitóides conduz a

dificuldades com esta hipótese. Desta forma, é mais provável que a anomalia positiva de Eu seja um reflexo das altas proporções modais de feldspato (72 a 90% da moda), devido à acumulação destes cristais durante a diferenciação magmática.

O padrão enriquecido em TRL pode ser um reflexo da presença de titanita e apatita na rocha, ou ainda ao fracionamento ou retenção no resíduo de fases minerais ricas em TRP (no caso a granada, clinopiroxênio e zircão).

No corpo de Serra do Algodão a amostra RN-45A (Fig. 8.18) destaca-se das demais por um enriquecimento relativo nos TRP (declividade positiva a partir do Er); tal comportamento provavelmente está relacionado à presença de granada nesta rocha. Esta hipótese é reforçada quando comparado ao padrão horizontalizado das amostras RN-40 e RN-41, onde a granada não está presente.

No diagrama de Thompson *et al.* (1984), as amostras das rochas alcalinas apresentam enriquecimento em Sr, ausência de anomalia negativa de Nb e Ta, comportamento variável para o Th, Zr e Hf, e fortes depressões em P e Ti e, mais suave, em K (Fig. 8.19). No geral se observa o enriquecimento em relação ao condrito (exceto o P e Ti), um suave decréscimo do Ba ao Tb, e a partir deste uma distribuição horizontalizada até o Yb.

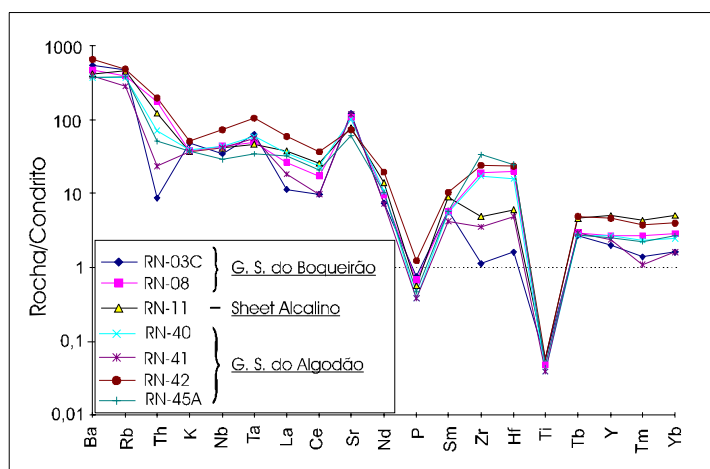


Figura 8.19 – Diagrama multielementar para as rochas alcalinas da ZCRP (normalizado segundo Thompson *et al.* 1984).

O enriquecimento em Sr sugere que os feldspatos não foram

uma fase importante no resíduo ou fracionada, o que vem de encontro com a anomalia positiva de Eu observada no padrão de ETR. Já o empobrecimento em Ti e P indica que minerais como apatita e titanita, foram fracionados ou retidos no resíduo.

Os dados apresentados no Cap. 5, para as rochas alcalinas, mostram uma razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de $0,7072 \pm 0,0003$, relativamente baixa quando comparada com valores de rochas neoproterozóicas seguramente de origem crustal, superiores a 0,710. O valor de 0,707 é dúbio e em termos de assinatura isotópica da fonte poderia representar: (a) uma fonte mantélica anômala, tipo manto enriquecido; (b) fonte mantélica com contaminação crustal, durante a ascensão do magma; (c) fusão de rochas derivadas do manto após um certo tempo de residência crustal e (d) fusão de rochas crustais com baixo valores de Rb/Sr e I_{Sr} (rochas granulíticas, etc.).

O baixo grau de fracionamento destas rochas, visualizado através das razões $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$, parece indicar uma história de cristalização relativamente simples para estes corpos, o que vai de encontro à hipótese de um extensivo processo de diferenciação a partir de um magma mantélico. Esta idéia é reforçada pela ausência de zonação na maioria dos minerais analisados (ver análises químicas no cap. 7), somada à anomalia positiva de Eu e aos elevados valores de Sr e Ba, que não são condizentes com o fracionamento de feldspatos (King et al. 1996). Por exclusão, estes dados tendem a fortalecer as hipóteses (c) e (d) antes referidas.

Comparando-se os granitóides alcalinos da ZCRP com outras suítes abordadas na literatura, estes apresentam algumas características comuns aos granitos tipo A do Lachlan Fold Belt - LFB (sul da Austrália), estudados por King et al. (1996). As principais semelhanças estão no caráter aluminoso (granitóides predominantemente metaluminosos no LFB), elevados teores de Rb, Sr, Eu e Ba, (incompatíveis com um processo de fracionamento de

feldspatos), e os dados isotópicos $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. A exemplo dos granitos alcalinos da ZCRP, a ausência de critérios que indicassem um processo de diferenciação magmática levaram King et al. (1996) a propor uma origem a partir de uma fonte infracrustal.

Assumindo que os granitos alcalinos foram originados num processo de fusão parcial a partir de um fonte infracrustal, rochas granulíticas paleoproterozóicas são um forte candidato à fonte, visto a sua natureza anidra. Em alguns locais, o substrato gnáissico-migmatítico (composições granodioríticas a tonalíticas) apresenta-se granulitizado na ZCRP; estas rochas certamente também estão presentes em um nível crustal mais profundo onde, através de processos de fusão parcial poderiam gerar os granitos alcalinos.

Comparando a razão de I_{Sr} dos granitos alcalinos com a assinatura isotópica do substrato gnáissico-migmatítico (Fig. 8.20 e 8.21), os valores de I_{Sr} são compatíveis com os das rochas menos radiogênicas do complexo gnáissico-migmatítico, portanto estas, em fácies granulito, poderiam representar a fonte dos granitos alcalinos. O menor valor do I_{Sr} das rochas alcalinas quando comparado às rochas porfiríticas, considerando uma fonte comum, pode ser o resultado da adição de material básico (intrusivas dioríticas e/ou rochas basálticas anfibolitizadas), em frações subordinadas, à fonte gnáissico-migmatítica.

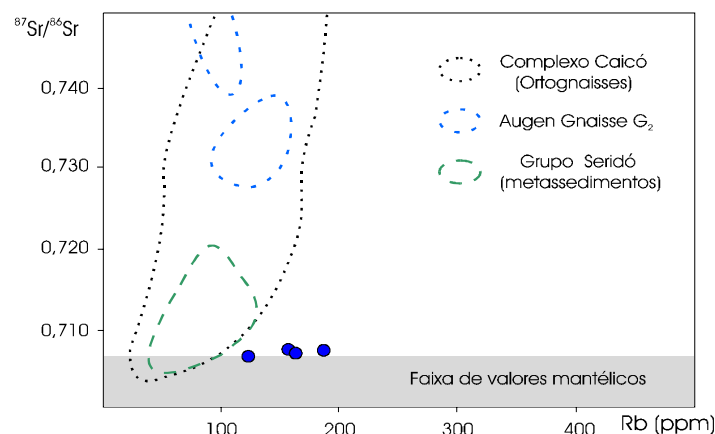


Figura 8.20 – Razão inicial Sr vs o conteúdo de Sr para o Granito Olivedos, com os campos definidos por Jardim de Sá (1994) para as rochas proterozóicas da Faixa Seridó.

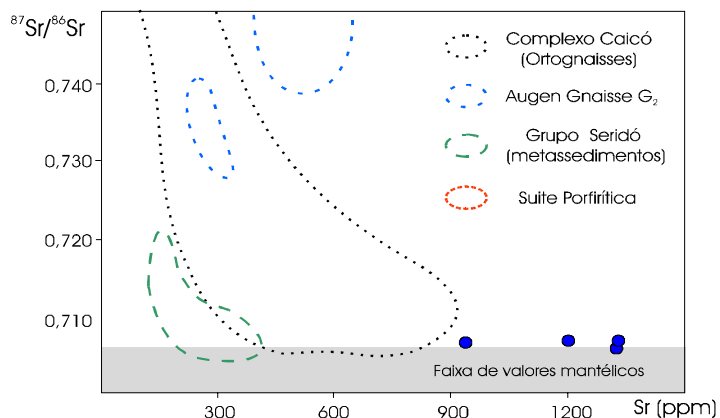


Figura 8.21 — Razão inicial do Sr vs o conteúdo de Rb para o Granito Olivedos, com os campos definidos por Jardim de Sá (1994) para as rochas proterozóicas da Faixa Seridó.

O calor necessário à fusão em alta temperatura da fonte granulítica, poderia ser proveniente de um afinamento crustal-litosférico e, conseqüentemente, soerguimento da astenosfera, e/ou pela adição de magmas básicos à base da crosta.

CAPÍTULO IX – CONTEXTO TECTÔNICO E CONCLUSÕES

A ZCRP é um exemplo de cisalhamento transcorrente implantado durante o Ciclo Brasileiro no Maciço São José de Campestre, porção oriental da Faixa Seridó. Esta estrutura retrabalha rochas mais antigas, metassedimentos do Grupo Seridó e o substrato gnáissico-migmatítico de idade Paleoproterozóico ou mais antiga. A ZCRP apresenta uma geometria em meia flor negativa, observada através da continuidade cinemática entre um movimento extensional a norte e um movimento transcorrente dextral a sul. Na porção norte, a foliação apresenta mergulho variável porém suave, predominantemente para E-SE, os critérios cinemáticos indicam movimento extensional com topo para sul. Na porção sul, a foliação é de direção NE-SW, com forte mergulho para SE e lineação de estiramento sub-horizontal; os critérios cinemáticos indicam transcorrência dextral. A passagem de um movimento a outro é feita pela progressiva verticalização da foliação, deflexão da lineação de estiramento e um aumento de temperatura de norte para sul. As paragêneses metamórficas e mobilizados anatéticos indicam uma deformação em alta temperatura e baixa pressão, variando do fácies anfibolito ao fácies granulito, este último, restrito ao setor transcorrente (Souza et al. 1993). Souza et al. (1998) situam o pico do metamorfismo na ZCRP há aproximadamente 575 Ma.

Acompanhando a estruturação do domínio transcorrente, são encontrados diversos corpos granitóides, alojados sincronicamente à atuação do cisalhamento. Na área estudada ocorrem titanita-biotita granitos porfiríticos (granitos de Serra da Boa Vista e Jandaíra), biotita granitos de textura grossa (Granito Olivedos), granitos alcalinos (Serra do Algodão e Serra do Boqueirão), *sheets* de microgranitos e leucogranitos aluminosos (tipo S). Os granitos porfiríticos apresentam

afinidade geoquímica subalcalina e são claramente correlacionados aos granitos tipo I. O Granito de Olivedos e microgranitos são rochas muito evoluídas, o que dificulta sua classificação tipológica; todavia, os mesmos guardam maior semelhança aos tipo I. Os granitos alcalinos são correlacionados ao tipo A.

O termo granitos tipo A foi introduzido por Loiselle e Wones (1979) para descrever granitos gerados em zonas de riftes continentais. O sincronismo entre o alojamento/cristalização dos granitos estudados e a atuação da ZCRP é corroborado através de critérios estruturais e dados geocronológicos (Caps. 4 e 5). Portanto, a correlação direta, muitas vezes encontrada na literatura, entre granitos desta tipologia e ambientes anorogênicos carece de revisão. A designação de tipo A deve ser utilizada no sentido de fornecer informações genéricas sobre a fonte, e não para caracterizar ambientes. Todavia, alguns autores têm procurado diferenciar, com base nas características químicas, granitos alcalinos sin-orogênicos de granitos alcalinos anorogênicos (Sylvester 1989, Bonin 1990, Eby 1992, entre outros).

Os dados isotópicos Rb-Sr para as rochas graníticas indicam uma idade mínima de cristalização de 554 Ma para os granitos porfiríticos. Os corpos de Serra do Algodão e Olivedos fornecem idades ca. 530 Ma; estas idades, muito jovens, provavelmente representam o fechamento do sistema isotópico Rb-Sr após a deformação das rochas e durante o resfriamento regional.

O conjunto de dados geoquímicos e isotópicos sugere uma fonte na crosta inferior granulítica, para os granitos porfiríticos e alcalinos. No caso deste último, pode ter a participação em percentagens subordinadas de material mantélico mesclado ou presente na fonte do magma alcalino. Uma fonte crustal com contribuição metassedimentar subordinada pode ser proposta para as rochas de Olivedos.

Os corpos granitóides estudados encontram-se alongados

paralelamente ao *trend* da ZCRP com sua forma indicando uma cinemática dextral. A disposição destes, acompanhando sistematicamente o plano de foliação (plano XY) ao longo da zona de cisalhamento, implica num mecanismo de intrusão forçada ou no aproveitamento de sinuosidades e outros sítios de transtensão. Trindade et al. (1995b, *unpubl.*) explica o alojamento dos corpos alcalinos e subalcalino, pela ascensão de múltiplos pulsos de magmas, na forma de diques ou *sheets* subverticais (Clemens e Mawer 1992, Hutton e Reavy 1992) concomitante à movimentação da ZCRP. A presença de pontos trípticos nas extremidades dos granitos porfiríticos denotaria a interferência entre expansão, provocada pelo acúmulo de vários pulsos de magmas em um determinado nível crustal, e a deformação regional. O acúmulo dos pulsos ocorreria em respostas a condições de *neutral bouyancy*, barreira reológica ou pela sucessiva cristalização de *sheets* (Trindade et al. 1995a).

O quadro geológico exposto, envolvendo o retrabalhamento de rochas antigas, é compatível com um ambiente colisional ou de arco magmático, para a intrusão dos granitóides.

A inferência de ambiente tectônico utilizando rochas graníticas é feita com base em dados geoquímicos, através de diagramas discriminantes e comparação de espectros multielementares. Contudo, face à complexidade de fontes e processos envolvidos na geração de rochas graníticas, esta metodologia tem dado melhor resultado para magmas básicos. O banco de dados utilizado para definição destes diagramas também deve ser analisado com cuidado, e confrontado com as características geoquímicas das rochas investigadas. Atentando para estas restrições, as amostras dos granitóides brasileiros da ZCRP foram plotadas nos diagramas discriminantes de Pearce et al. (1984) e Thiéblemont e Tégnyev (1994).

No diagrama de Pearce et al. (1984) as rochas porfiríticas, alcalinas e microgranitos plotam no campo de arco magmático próximo ao campo sin-colisional, e o granito de Olivedos plota

no campo intra-placa (Fig. 9.1). Contudo, o campo dos granitos colisionais foi definido com base em exemplos de granitos peraluminosos (fonte tipo S); como consequência, 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, visto que o campo de arco foi delimitado a partir de granitos derivados de fonte mantélica, mesclados a componentes crustais (Jardim de Sá 1994). De acordo com estas limitações, fica difícil definir se os granitos da ZCRP estão relacionado a um ambiente de arco magmático ou colisional.

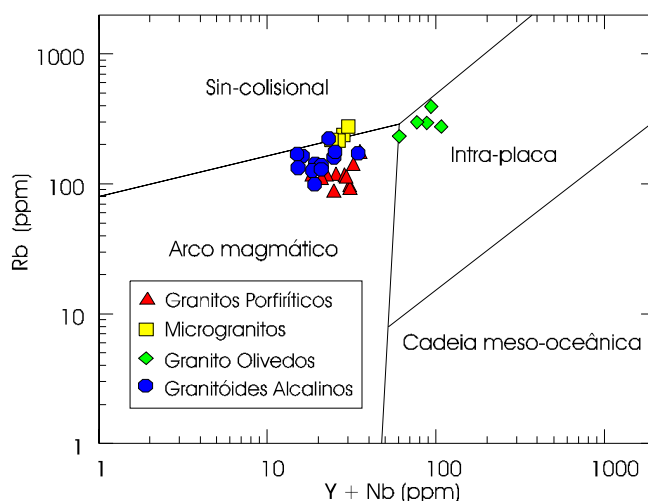


Figura 9.1 – Diagrama discriminante de Pearce et al. (1984) para os granitóides brasileiros da ZCRP.

No diagrama de Thiéblemont e Tégyev (1994), um ambiente de colisão continental é evidenciado pelas rochas alcalinas e pelo granito de Olivedos, enquanto os granitóides porfiríticos e microgranitos plotam no limite dos campos colisão continental - arco magmático (Fig. 9.2).

Analisando o conjunto de diagramas, fica claro a necessidade de um conhecimento geológico prévio das rochas investigadas (estrutural e petrológico), no sentido de utilizar este tipo de abordagem para fornecer indicações que corroborem hipóteses previamente formuladas. Os resultados aqui obtidos

indicam que este tipo de ferramenta pode fornecer resultados ambíguos quando utilizados isoladamente, e evidencia a complexidade em estabelecer uma correspondência precisa entre fonte e ambiente tectônico.

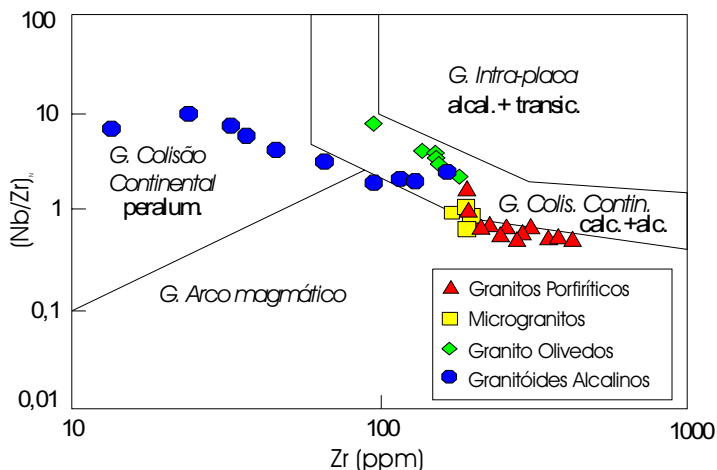


Figura 9.2 – Diagrama discriminante de Thiéblemont e Tégyev (1994) para os granitóides brasileiros da ZCRP.

O contexto geotectônico proposto por Jardim de Sá (1994) para a Faixa Seridó, durante o Ciclo Brasileiro, corresponde a um evento de retrabalhamento da crosta continental através de transcorrências, no estilo de extrusão lateral de blocos na placa cavalgante, associado a um processo colisional distal. Deste modo, os granitóides brasileiros da ZCRP estariam associados a um ambiente tardi-colisional. Bonin (1990) relaciona os granitos alcalinos peraluminosos, com elevados teores de Sr e Ba, como é o caso das rochas alcalinas da ZCRP, aos estágios finais de uma colisão continente-continente.

A diversidade geoquímica de corpos graníticos observado na ZCRP, intrudidos sincronicamente à deformação, é explicada pelo enraizamento profundo desta estrutura e o seu elevado gradiente geotérmico, que permitiu a coleta de magmas a partir de diferentes níveis litosféricos. A presença de rochas de composição diorítica (encraves), associadas aos corpos porfíricos, traduz a participação de componentes mantélicos no sistema de extração e coleta de magmas.

Essas feições adicionadas a um importante eixo de anomalias gravimétricas negativas (Lins et al. 1993), caracterizam a ZCRP como um cisalhamento de escala litosférica, com afinamento crustal associado. A subida do manto, em especial a astenosfera aquecida atuando como fonte de calor, e o papel da ZCRP facilitando o fluxo de voláteis e de magmas, são fatores essenciais na petrogênese das rochas estudadas. Isto demonstra uma forte interação entre tectônica e magmatismo, incluindo a fusão, transporte e alojamento dos corpos granitóides.

CAPÍTULO X – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abdel-Hahman, A.M. 1994. Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline, and peraluminous magmas. *Journ. Petrol.*, **35**:525-541.
- Afiff, A.M.; Essene E.J. 1988. MINFILE – User Manual. Michigan, Univ. Michigan. 25p.
- Almeida, F.F.; Leonardos Jr., O.H.; Valença, J. 1967. Review on granitic rocks of northeast South America. IUGS/UNESCO. Symp., Recife, 41p.
- Araújo, J.M.M.; Trindade, R.I.F.; Galindo, A.C.; Souza, Z.S.; Jardim de Sá, E.F. 1993. Características petrográficas preliminares do granito Serra do Algodão (Barra de Santa Rosa (PB): um plutão alcalino na região do Seridó. In: SBG, *Simp. Geol. NE*, Natal, 15, Anais, 101-103.
- Araújo, J.M.M.; Galindo, A.C.; Jardim de Sá, E.F.; Souza, Z.S. 1995. Evidências texturais – mineralógicas das condições de cristalização e transformações tardi-magmáticas de granitóides brasileiros da zona de cisalhamento Remígio-Pocinhos (ZCRP), PB/RN. In: SBG, *Simp. Geol. NE*, 16, Recife, Anais,
- Araújo, J.M.M. 1995. *Mapeamento geológico de uma área a NW de Pocinhos - PB*. Depto. Geol, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, Relatório de Graduação, 87p.
- Araújo, J.M.M.; Guimarães, I.P.; Galindo, A.C. 1997. Magmatismo de afinidade cálcio-alcalino no extremo NW do Terreno Alto Pajeú (TAP): Complexo Granítico Tabira (CGT), características de campo, petrográficas e geoquímicas. In: SBG, *Simp. Geol. NE*, 17, Fortaleza, Anais, 249-254.
- Archanjo, C.J.; Salim, J. 1986. Posição da Formação Seridó no contexto estratigráfico regional (RN-PB). In SBG/ Núcleo Nordeste, *Simp. Geol. Nordeste*, 12, João Pessoa, *Boletim*: 270-281.

B

- Bailey, D.K. 1978. Continental rifting and mantle degassing . In Neumam, E.R.; Ramberg, I.B. (eds). *Petrology and Geochemistry of Continental Rifts*. Dordrecht: D. Reidel, 1-13.
- Barbosa, A.C.; Braga, A.P.G. 1974. Projeto leste da Paraíba e Rio Grande do Norte. *Relatório final*. Recife, DNPM/CPRM.
- Barker, D. 1970. Composition of granophyre, myrmekite, and

graphic granite. *Geol. Soc. America Bull.*, **81**:3334-3350.

Barker, F.; Wones, D.R.; Sharp, W.N.; Desborough, G.^a 1975. The pikes Peak batholith, Colorado Front Range, and a model for the origin of gabbro-anorthosite-syenite granite suite: *Precambrian Research*, **2**:97-160.

Blundy, J.D.; Holland, T.J. 1990. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **104**:208-224.

Bonin, B. 1990. From orogenic to anorogenic settings: evolution of granitoid suites after a major orogenesis. *Geological Journal*, **25**:261-270.

Brito Neves, B.B. 1983. O mapa geológico do nordeste oriental do Brasil, escala 1/1.000.000. Inst. de geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, *Tese Livre Docência*, 177 p (inéd.).

Brito Neves, B.B. e Pessoa, R.J.R. 1974 Considerações sobre as rochas graníticas do nordeste oriental. In: SBG, *Cong.. Bras. Geol.*, 28. Porto Alegre, **4**:143-157.

Brito Neves, B.B.; Kawashita, K.; Pessoa, D.R. 1975 A posição estratigráfica do Complexo Caicó. In: SBG, *Simp. Geol. NE*, 7, Fortaleza, atas, p.289-297.

Buseck, P.R.; Nord, G.L.; Veblen Jr., D.R. 1980. Subsolidus phenomena in pyroxenes. In: C.T. Prewitt (ed), *Pyroxenes* (Ver. Mineral). *Mineral Soc. Am.*; **7**:117-211.

— C —

Caby, R. 1985. New geodynamic concepts regarding the crustal evolution of the Brazil. BMR Record, *Abstr Tectonic geochem. Early to Mid Proterozoic fold belts*. 28.

Caby, R. 1989. Precambrian terranes of Benin-Nigeria and northeast Brazil and the late proterozoic south atlantic fit. In Terranes in the circum-Atlantic paleozoic orogens. R.D. Dallmeyer (ed.). *Geol. Soc. Amer., Spec. Paper*, **230**: 145-158.

Caby, R.; Arthaud, M.H. 1986. Major precambrian nappes of the brazilian belt, Ceará, northeast Brazil. *Geology*, **14**: 871-874.

Caby, R.; Sial, A.N.; Arthaud, M.H.; Vauchez, A. 1991. Crustal evolution and the Brasiliano orogeny in northeast Brazil. In R.D. Dallmeyer; J.P. Lécorché (eds) *The West African orogens and Circum-Atlantic correlatives*. Amsterdam, Springer-Verlag, 373-397.

Caby, R.; Arthaud, M.; Archanjo, C.J. 1995. Lithostratigraphy

- and petrostructural characterization of supracrustal units in the Brasiliano Belt of northeast Brazil: geodynamic implications. *J. South. Am. Earth Sci.*, **8**: 235-246.
- Chappell, B.W.; White, A.J.R. 1974. Two contrasting granite types. *Pac. Geol.*, **8**:173-174.
- Clemens, J.D.; Holloway, J.R.; White, A.J.R. 1986. Origin of an A-type granite: experimental constraints. *Am. Mineral.*, **71**:317-324.
- Clemens, J.D.; Mawer, C.K. 1992. Granitic magma transport by fracture propagation. *Tectonophysics*, **204**: 339-360.
- Collins, W.J.; Beams, S.D.; White, A.J.R.; Chappell, B.W. 1982. Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **80**:189-200.
- Corsini, M.; Vauchez, A.; Archanjo, C.J.; Jardim de Sá, E.F. 1991. Strain transfer at continental scale from a transcurrent shear zone to a transpressional fold belt: the Patos-Seridó System, northeastern Brazil. *Geology*, **19**:586-589.

D

- Dall'Agnol, R.; Macambira, M.J.B. 1992. Titanita-biotita granitos do baixo rio Uaupés, província Rio Negro, Amazonas. Parte I: geologia, petrografia e geocronologia. *Revista Brasileira de Geociências*. **22** (1): 3-14.
- Dantas, E.L.; Hackspacher, P.C.; Kawashita, K.; Lafon, J.M. 1991. Datações Rb-Sr nas ortoderivadas dos Grupos São Vicente/Caicó - Província Borborema. In SBG/ Núcleo Nordeste, Simp. Geol. Nordeste, 14, Recife, *Boletim*, 248-252.
- Dantas, E.L.; Cordani, U.; Van Schmus, W.R.; Hackspacher, P.C.; Brito Neves, B. B. e Nutman. A.P. 1995. Terrenos Arqueanos e Paleoproterozóicos do Maciço Caldas Brandão na Província Borborema. XVI Simp. Geol. do Nordeste, Recife/PE, Bol. 14, v.2, p.423-427.
- Dantas, E.L.; Van Schmus, W.R.; Hackspacher, P.C. e Brito Neves, B.B. 1996a. Crustal Nd Isotopic Evolution and Differentiation during Archean and Paleoproterozoic of the Caldas Brandão Massif, Northeast Brazil. XXXIX Congr. Bras. Geol., Salvador/BA, v.6, p.495-498.
- Dantas, E.L.; Hackspacher, P.C.; Van Schmus, W.R.; e Brito Neves, B.B. 1996b. Archean accretion in the Caldas Brandão Massif, Borborema Province, Northeast Brazil. In: SBG,

Symposium-Archean Terranes of South American Platform, Rio de Janeiro, Anais, 67.

Dantas, E.L.; Hacsbacher, P.; Van Schmus, W.R.; Brito Neves, B.B. 1997. Diferentes episódios de magmatismo e acreção arqueana no Maciço Brandão, Província Borborema. XVII Simp. Geol. do Nordeste, Fortaleza/CE, Bol. 15, v.1, p. 24-27.

Debon, F.; Le Fort, P. 1983. A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and association. *Earth Sci.*, **73**:135-149.

Debon, F.; Le Fort, P. 1988. A cationic classification of common plutonic rocks and their magmatic association: principles, method, application. *Bull. Minéral.*, **11**:493-510.

Deer, W.A.; Howie, R.A.; Zussman, J. 1992. *An introduction to the rock forming minerals*. 2. ed. Longman, London, 696p.

Drake, J.M.; Weill, D.F. 1975. Partition of Sr, Ba, Ca, Y, Eu²⁺, Eu³⁺, and other REE between plagioclase feldspar and magmatic liquid: an experimental study. *Geochimica et cosmochimica Acta*, **39**: 689-712.

————— E —————

Evensen, N.H.; Hamilton, P.J.; O'Nions, R.K. 1978. Rare earth abundances in chondritic meteorite. *Geoch. Cosmoch. Acta*, **42**:1199-1212.

Eby, G.N. 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implication. *Geology*, **20**:641-644.

————— F —————

Ferreira, V.P.; Sial, A.N.; Whitney, J.A. 1994. Large-scale silicate liquid immiscibility: a possible example from northeastern Brazil. *Lithos*, **33**:285-302.

Ferreira, V.P.; Petrologia e geoquímica de rochas peralcalinas do cinturão de dobramentos Cachoeirinha-Salgueiro, Nordeste do Brasil. Dissertação de mestrado, CTG/UFPE. Recife-PE. 177 pg.

————— G —————

Galindo, A.C. 1993. Petrologia dos granitóides brasileiros da região de Caraúbas e Umarizal (oeste do Rio Grande do Norte). Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Tese de Doutorado, 386p.

- Galindo, A.C.; Jardim de Sá, E.F.; Fonseca, A.S.S.; Leterrier, J. 1997a. The Itaporanga-type granites in the Seridó belt, northeastern Brazil: monzonitic plutonism related to an oblique collisional orogen. In: Intern. Symp. Gran. Assoc. Miner., 2, Salvador, Anais, 202-203.
- Galindo, A.C.; Jardim de Sá, E.F.; Nascimento, R.S.C.; Hollanda, M.H.B.M.; Nascimento, M.A.L.; Lardeaux, J.M. 1997b. Caracterização geoquímica e contexto geodinâmico dos granitóides alcalinos na porção oriental da Faixa Seridó (RN/PB). In: SBG, Simp. Geol. NE., 17, Fortaleza, Anais, 263-267.
- Galindo, A.C.; Dall'Agnol, R.; McReath, I.; Leterrier, J.; Nascimento, M.A.L. 1997c. Granitóide Quixaba: Um magmatismo monzonítico (shoshonítico?) no extremo oeste da Faixa Seridó. In: SBG, Simp. Geol. NE., 17, Fortaleza, Anais, 268-272.
- Guimarães, I.P. 1989. The petrological evolution and tectonic association of the Bom Jardim Complex, Pernambuco state, NE - Brazil. London, Imperial College. Royal School of Mines. Depto. Geol. Tese de Doutorado, 333p.
- Guimarães, I.P.; Silva Filho, A.F.da. 1990. Magmatismo intrusivo shoshonítico na faixa Pajeú-Paraíba: O Complexo Bom Jardim. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 36, Natal, Anais, 4:1739-1751.
- Gustafson, W.I. 1974. The stability of andradite, hedenbergite and related minerals in the system Ca-Fe-Si-O-H. Journal of petrology. 15: 455-496.

H

- Hackspacher, P.C.; Van Schmus, W.R.; Dantas, E.L. 1990. Um embasamento transamazônico na Província Borborema. In SBG, Congr. Bras. Geol., 36, Natal, Anais, 6: 2661-2677.
- Hammarström, J.M.; Zen, E.-an 1986. Aluminium in hornblende: an empirical igneous geobarometer. *Am. Mineral.*, 71:1297-1313.
- Harris, N.B.W.; Marriner, G.F. 1980. Geochemistry and petrogenesis of a peralkaline granite complex from the Midian Mountains, Saudi Arabia. *Lithos*, 13:325-337.
- Hippertt, J.F.M. 1987. Texturas indicativas de metassomatismo potássico nos augen-gnaisses de Niterói-RJ. *Rev. Bras. Geoc.*, 17 (3):253-262.
- Hollanda, M.H.B.M.; Galindo, A.C.; Jardim de Sá, E.F. 1995. As fácies petrográficas do plutão de Japi. In: SBG, Simp. Geol. NE, 16, Recife, Anais, 319-323.

- Hollanda, M.H.B.M. de 1998. Mecanismos de alojamentos de magmas granitóides: o exemplo do Plúton de Japi (RN). Tese de Mestrado, CCET/UFRN, Natal/RN, (inédito).
- Hollister, L.S.; Grisson, G.C.; Peters, E.K.; Sisson, V.B. 1987. Confirmation of the empirical correlation of the Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *Am. Mineral.*, **72**:231-239.
- Hutton, D.H.W. 1988. Granite emplacement mechanisms and tectonic controls: inferences from deformation studies. *Earth Sci.*, **79**:245-255.
- Hutton, D.H.W. & Reavy, R.J. (1992) Strike-slip tectonics and granite petrogenesis. *Tectonics*, **11**: 960-967.

— J —

- Jardim de Sá, E.F. 1978. Revisão preliminar sobre a "Faixa Dobrada do Seridó" e eventuais correlatos no nordeste. *Rev. Ciências, UFRN*, **1**:77-83.
- Jardim de Sá, E.F. 1984. Geologia da região do Seridó: reavaliação de dados. In SBG/ Núcleo Nordeste, Simp. Geol. Nordeste, **11**, Natal, Anais, 278-296.
- Jardim de Sá, E.F. 1988. An update of the precambrian geology of northeast Brazil. Intern. Meet. Proterozoic geol. Tectonic high-grade terrains, Ile-Ife, Nigeria. UNESCO/IGCP, contrib. Vol.
- Jardim de Sá, E.F. 1994. A **FSe** (Província Borborema, NE do Brasil) e o seu significado geodinâmico na cadeia Brasileira/Pan-Africana. Inst. de Geociências, Universidade de Brasília, Tese de Doutorado, 803p.
- Jardim de Sá, E.F.; Salim, J. 1980. Reavaliação dos conceitos estratigráficos na região do Seridó (RN-PB). *Miner. Metal.*, **80** **421**: 16-28.
- Jardim de Sá, E.F.; Legrand, J.M.; McReath, I. 1981. "Estratigrafia" de rochas granitóides na região do Seridó (RN-PB) com base em critérios estruturais. *Rev. Bras. Geociências*, **11**:50-57.
- 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. SBG, Intern. Symp. Granites Assoc. Mineraliz., **1**, Salvador, *Extended Abstract*: 103-110.
- Jardim de Sá, E.F.; Souza, Z.S.; Amaro, V.E.; Hollanda, M.H.B.M. 1993. Estruturas tangenciais relacionadas à deformação

- transcorrente: exemplos na porção oriental da Fse. In: SBG, Simp. Geol. NE., 15, Natal, Anais, 268-271.
- Jardim de Sá, E.F.; Fuck, R.A.; Macedo, M.H.F.; Peucat, J.J.; Kawashita, K.; Souza, Z.S.; Bertrand, J.M. 1995. Pre-brasiliano orogenic evolution in the Seridó Belt, NE Brazil: conflicting geochronological and structural data. *Rev. Bras. Geoc.*, 25 4: 307-314.
- Jardim de Sá, E.F.; Trindade, R.I.F.; Hollanda, M.H.B.M.; Galindo, A.C.; Amaro, V.E.; Souza, Z.S.; Vignerresse, J.L.; Landeaux, J.M. 1997. Syntectonic alkalic granites emplaced in a brasiliano-age strike slip/extensional setting (eastern Seridó belt, NE Brazil). In: Intern. Symp. Gran. Assoc. Miner., 2, Salvador, Anais, 310-312.
- Johnson, M.C.; Rutherford, M.J. 1989. Experimental calibration of the aluminium-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks. *Geology*, 17:837-841.

————— **K** —————

- Kawashita, K.; Mantovanni, M.; Thomaz Filho, A.; Torquato, J.R.; Berenholc, M. 1974 Método radiométrico rubídio-estrôncio. Procedimento das análises no Centro de Pesquisas Geocronológicas da Univ. São Paulo. Manual interno: 106p (iné.).
- King, P.L.; White, A.J.R.; Chappel, B.W.; Allen, C.M. 1996. Characterization and Origin of Aluminous A-type Granites from the Lachlan Fold Belt, Southeastern Australia. *Journ. Petrol.*, 38:371-391.

————— **L** —————

- Lameyre, J.M. 1987. Granites and evolution of the crust. *Rev. Bras. Geoc.*, 17:349-359.
- La Roche, H.; Leterrier, J.; Grandclaude, P.; Marchal, M. 1980 A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2 diagram and major element analyses. Its relationship with current nomenclature. *Chem. Geol.*, 29:183-210.
- Leake, et al. 1997. Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names. *Mineral. Magaz.*, 61:295-321.
- Legrand, J.M.; Liegeois, J.P.; Deutsch, S. 1991. Datações U/Pb e

Rb/Sr das rochas precambrianas da região de Caicó. Reavaliação da definição de um embasamento arqueano. In SBG/ Núcleo Nordeste, Simp. Geol. Nordeste, 14, João Pessoa, *Resumos Expandidos*, 276-279.

Le Maitre, R.W. 1976. Some problems of the projection of chemical data into mineralogical classifications. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **56**:181-189.

Leterrier, J.; Jardim de Sá, E.F.; Macedo, M.H.F.; Amaro, V.E. 1990. Magmatic and geodinamic signature of the Brasiliano Cycle plutonism in the Seridó Belt, NE Brazil. In SBG, Congr. Bras. Geol., 36, Natal, *Boletim Resumos*, 167p.

Lins, F.A.P.L.; Jardim de Sá, E.F.; Macedo, J.W.P.; Moreira, J.A.M. 1993. Assinatura gravimétrica da estruturação crustal brasileira na porção oriental da Faixa Seridó. In: SBG, Simp. Geol. NE. 15, Natal, *Anais*, 273-276.

Loiselle, M.C.; Wones, D.R. 1979. Characteristics and origin of anorogenic granites. *Geol. Soc. Am.* **11**:468.

———— M ————

Macedo, M.H.F.; Jardim de Sá, E.F.; Sá, J.M. 1984 Datações Rb-Sr em ortognaisses e a idade do Grupo Seridó. In: SBG, *Simp. Geol. NE.*, 11, Natal, *Anais*, 253-262.

Macedo, M.H.F.; Jardim de Sá, E.F.; Kawashita, K.; Araújo, M.A.T. 1993. Errôcronas, pseudoisócronas e retas de mistura: exemplos das *suites* de K-dioritos brasileiros na Faixa Seridó. In: SBG, *Simp. Geol. NE*, Natal, 15, *Anais*, 328-331.

Mariano, G. 1989. Mixing origin of a potassic calc-alkaline pluton: the Itaporanga batholith, State of Paraíba, NE, Brazil. University of Georgia, Georgia, Athes, *P.h.d. Dissertation*, 180p

Mariano, G.; Sial, A.N. 1990. Coexistence and mixing of magmas in the late precambrian Itaporanga Batholith, state of Paraíba, northeast Brazil. *Rev. Bras. Geol.*, **20**:101-110.

Mariano, G.; Sial, A.N.; Cruz, M.J.M.; Conceição, H. 1996. The potassic calc-alkalic Iataporanga batholith, Northeastern Brazil: Mineral chemistry and oxygen-isotope data. *International Geology Review*. **38**:74-86.

McMurry, J. 1991. Petrology and geochemistry of a megacrystic quartz monzonite: the Bodocó Pluton, northeastern Brazil. Texas Tech. Univ. Doc. Phil. Dissertation, 256p.

McMurry, J. 1982. Petrology and Rb-Sr geochemistry of Monte das

- Gameleiras and Dona Inês plutons, northeastern Brazil, , University of Texas, Master of Art Thesis Austin, 180p.
- Miyashiro, A. 1978. Nature of alkalic volcanic rocks series. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **66**:91-104.
- McMurry, J.; Long, L.; Sial, A.N. 1987. Petrology and isotope systematics of magma mushes: some porphyritic granitoids of northeastern Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, **17**, **4**: 473-480.
- Medeiros, V.C. 1995. Comparações geoquímicas entre granitóides do domínio da Zona Transversal, Nordeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*. **25** (4): 333-342.
- Moecher, D.P.; Chou, I-M. 1990. Experimental investigation of andradite and hedenbergite equilibria employing the hydrogen sensor technique, with revised estimates of $\Delta f G_{m,298}^{\circ}$ for andradite and hedenbergite. *American mineralogist*. **75**: 1327-1341.
- Morimoto, N. 1988. Nomenclature of pyroxenes. *Am.Mineral.*, **73**:123-131.
- Nachit, H.; Razarmahefa, N.; Stussi, J.M.; Carron, J.P. 1985. Composition chimique des biotites et typologie magmatic des granitoides. *C.R. Acad. Sci.Paris*, **301**:813-818.
- Naney, M.T. 1983. Phase euilibria of rock-forming ferromagnesian silicates in granite systems. *American Journal of Science*, **238**:993-1033.
- Nascimento, M.A.L.; Galindo, A.C.; Jardim de Sá, E.F. 1997. Considerações preliminares sobre o Granitóide Caxexa: um plutonismo alcalino aluminoso sintectônico na Faixa Seridó. In: SBG, Simp. Geol. NE, 17, Fortaleza, *Anais*, 293-296.
- Neves, S.P. 1986 Petrologia e geoquímica dos stocks graníticos de Serrita (PE). *Rev. Bras. Geoc.*, **16**, **1**:86-94.

N

- Pearce, J.A.; Harris, N.B.W.; Tindle, A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.*, **25**:956-983.
- Pessoa, D.A.R. 1979. Padrão geocronológico policíclico do Complexo São Vicente (RN). Depto. Geol. UFPE, Sér. B, Estudos Pesquisas, **3**:31-48.

R

- Rogers, J.J.; Greenberg, J.K. 1981. Trace elements in continental margin magmatism. Part. III. Alkali granites and

their relationship to cratonization. *Bull. Geol. Soc. America*, **92**:6-9.

S

- Sales, A.M. 1997. Desarrollo de una metodología alternativa, mediante del uso de spike combinado, del metodo de datacion geocronologica Rb/Sr: aplicacion al basaiminetos granitico de Serra Pelada, Tafi del Valle, Tucumun. Tese de Doutoramento, Faculdade de Bioquímica, Química y Farmacia, Universidad Nacional de Tucumun, Argentine, 170p.
- Santos, E.J. e Melo, C.B.M. 1978 Diversidade do plutonismo granítico brasileiro no nordeste. In: SBG, *Cong. Bras. Geol.*, 30, Recife, Anais, **6**:2624-2634.
- Santos, E.J. 1996. Ensaio preliminar sobre terrenos
- Santos, E.J.; Medeiros, V.C. 1997. Constraints from granitic plutonism on Proterozoic crustal growth of the Zona Transversal domain, Borborema Province, NE Brazil. *ISGAM II*, extended abstract and program. Salvador/BA. 237-239.
- 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.
- Sial, A.N. 1986. Granite types in northeast Brazil: current knowledge. *Rev. Bras. Geoc.*, **16**:54-72.
- Sial, A.N. 1987. Granitic rocks in northeast Brazil. In: *Intern. Simp. Granites Assoc. Mineraliz.*, Salvador, Anais, 61-69.
- Sial, A.N. 1990. Epidote-bearing calc-alkalic granitoids in northeast Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, **20**:88-100.
- Sial, A.N.; Ferreira, V.P. 1988. Brasiliano age peralkaline plutonic rocks of the Central structural domain, NE Brazil. *Redic. Soc. Italiana Miner. Petrol.*, **43**:103-112.
- Sial, A.N. ; Ferreira, V.P. 1990 Granitoids in northeast Brazil; oxygen and sulfur isotope compositions and depths of emplacement. *Jour. South America Earth Sci.*, **3**, 2:103-112.
- Sial, A.N.; Sasaki, A.; Ferreira, V.P. 1990. Oxygen and sulfur isotope geochemistry of brasiliano age granitoids in northeast Brazil. *Bull. Fac. Edu., Ibaraki Univ. (Nat. Sci.)* **39**:31-46.

- Silva Filho, .A.F.da. 1989 Shoshonitic and ultrapotassic intrusive suites in the Piancó-Alto Brígida belt, Pernambuco state, Brazil. Depto. Geol., Royal School of Mine, Imperial college, London, Tese de doutorado, 422p.
- Silva Filho, A.F.da.; Thompson, R.N.; Leat, P.T. 1987 Petrology of Terra Nova pluton, Brazil, and associated ultrapotassic dykes. *Rev. Bras. Geoc.*, 17 4: 481-487.
- Silva Filho, A.F. e Guimarães, I.P. 1990. Geologia das rochas ultrapotássicas da região de Salgueiro, PE. *Anais 36º Congr. Bras. Geol.*, 4: 1752-1763.
- Souza, K.; Sial, A.N. 1989. Petrologia do Batólito Granítico de São Rafael, RN, Brasil, e a importância da presença de epídoto magmático. In: SBG, Simp. Geol. NE., 13. Fortaleza, Anais, 137-138.
- Souza, Z.S.; Jardim de Sá, E.F. 1993. Metamorfismo de alta temperatura associado a uma estrutura transtraccional brasileira a SE de Barra de Santa Rosa (PB). In: SBG, Simp. Geol. NE, 15, Natal, Anais, 124-127.
- Souza, Z.S.; Montel, J.M.; Jardim de Sá, E.F.; Lardeauex, J.M.; Veschambre, M.; Amaro, V.E. 1998. Eletron microprobe monazite dating of higt-T shear zones in the Caldas Brandão Massif, NE Brazil.(Inédito)
- Spear, F.S. 1993. *Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths*. Michigan, Chelsea, 799p
- Stussi, J.M.; Cuney, M. 1996. Nature of biotite from alkaline, calc-alkaline and peraluminous magmas by Abdel-Fatthan M. Abdel-Rahman: a comment. *Journ. Petrol.*, 37:1025-1029.
- Streckeisen, A. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Sci.*, 12:1-33.
- Sylvester, P.J. 1989. Post-collisional alkaline granites. *J. Geol.*, 97:261-280.

T

- Thiéblemont, D. e Téguy, M. 1994. Une discrimination géochimique des roches différenciées témoin de la diversité d'origine et de situation tectonique des magmas calco-alcalins. *C. R. Acad. Sci. Paris. II*, t.319: 87-94.
- Thompson, R.N.; Morrison, M.A.; Hendry, G.L.; Parry, S.J. 1984. An assessment of the relative roles o crust and mantle in magma genesis: an elemental approach. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A-310:549-590.

- Trindade, R.I.F.; Hollanda, M.H.B.M.; Araújo, J.M.M.; Accioly, P.C.V.; Machado, M.F.; Araújo, M.G.S.; Costa, A.C.D.; Caldas, L.H.O.; Apoluceno, D.N.; Duarte, M.I.M.; Silva, G.L.P.; Araújo, M.A.T.; Medeiros, P.J.; Fernandes, M.H.; Alves, A.L.; Silva, R.P.; Jardim de Sá, E.F.; Souza, Z.S. 1993. Mapeamento geológico da região a sudeste de Barra de Santa Rosa (PB): uma estrutura transtraccional brasileira. Atas 15º Simp. Geol. Nordeste: 265-268.
- Trindade, R.I.F. 1995. *Geologia de uma área a norte de Pocinhos (PB): caracterização de um segmento da Zona de Cisalhamento Remígio-Pocinhos*. Depto. Geol, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, Relatório de Graduação, 90p.
- Trindade, R.I.F.; Araújo, J.M.M.; Jardim de Sá.; Souza, Z.S. 1995a. A zona de cisalhamento Remígio-Pocinhos (Faixa Seridó, PB): geometria e cinemática de uma estrutura transtraccional de escala litosférica. In: SBG, Simp. Nac. Est. Tectônicos, 5, Bol. Res. Exp.: 101-102.
- Trindade, R.I.F.; Araújo, J.M.M.; Jardim de Sá.; E.F.; Galindo, A.C.; Souza, Z.S. 1995b. Alojamento de granitóides no contexto da zona de cisalhamento Remígio-Pocinhos (Faixa Seridó, Nordeste do Brasil). In: SBG, Simp. Nac. Est. Tectônicos, 5, Bol. Res. Exp.: 215-216.
- Trindade, R.I.F.; Jardim de Sá.; Galindo, A.C.; Souza, Z.S.; Nascimento, R.S.C.; Araújo, J.M.M.; Amaro, V.E. (em preparação) A Zona de Cisalhamento Remígio-Pocinhos uma estrutura transtraccional de escala litosférica na continuidade oriental do Linhamento Patos (NE do Brasil).
- Tulloch, A.J. 1986. 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". *Geology*, **14**:186-187.

————— **U** —————

- Ulrych, J.; Povondra, P.; Pivec, E.; Rutsek, J.; Sitek, J. 1994. Compositional evolution of metasomatic garnet in melilitic rocks on the osecná complex, Bohemia. *The Canadian Mineralogist*. **32**: 637-647.

————— **V** —————

- Van Schmus, W.R.; Brito Neves, B.B.; Hackspacher, P.C.; Babinsk, M. 1995a. U/Pb and Sm/Nd geochronologic studies of Eastern

- Borborema Province, northeastern Brazil: Initial conclusions. *Jour. South Am. Earth Sci.*, **8**: 267-288.
- Van Schmus, W.R.; Brito Neves, B.B.; Hackspacher, P.C.; Babinsk, M.; Fetter, A.; Dantas, E. 1995b. Neoproterozoic and late mesoproterozoic sedimentary and volcanic sequences in the Borborema Province, NE Brazil, In: SBG, Simp. Geol. NE. 16, Recife, Anais, **2**:391-393.
- Van Schmus, W.R.; Dantas, E.; Brito Neves, B.B.; Hackspacher, P.C.; Babinsk, M. 1996. Neoproterozoic age for Seridó Group, NE Borborema Province, Brazil. In: SBG, Cong. Bras. Geol. 39, Salvador, Anais **6**:152-155.
- Vaucher, A.; Amaro, V.E.; Archanjo, C.J.; Arthaud, M.; Bouchez, J.L.; Caby, R.; Corsini, M.; Egydio-Silva, M.; Jardim de Sá, E.F.; Neves, S.P.; Sá, J.M.; Sial, A.N. 1992. The Borborema shear zone system: a tectonic model. 37º Congr. Bras. Geol., Bol. Res. Exp., **2**: 371-372.

————— **W** —————

- Watson, E.B.; Harrison, T.M. 1984. Accessory minerals and the geochemical evolution of crustal magmatic systems: a summary and prospectus of experimental approaches. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. **35**: 19-30.
- Watson, E.B. 1987. The role accessory minerals in granitoid geochemistry. In: *Hutton conference of the origin of granites*. Univ. Edinburg: 209-211.
- Whalen, J.B.; Currie, K.L.; Chappel, B.W. 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **95**:407-419.
- White, A.J.R. 1979. Sources of granitic magmas. *Geol. Soc. Am.*, **11**:539.
- White, A.J.R.; Chappel, B.W. 1983. Granitoid types and their distribution in the Lachland Fold Belt, southeastern Australia. *Geol. Soc. Am.*, **159**:21-34.
- Williamsom, J.H. 1968. Least-squares fitting of a straight line. *J. phys.*, **46**:1845-1847.
- Wones, D.R. 1989. Significance of the Assemblage titanite + magnetite + quartz in granitic rocks. *America Mineralogist*, **74**:744-749.

————— **Z** —————

Zen, E. 1985. Implication of magmatic epidote-bearing plutons on crustal evolution in the accreted terranes of northwestern North America. *Geology*, **13**:266-269.

Zen, E.; Hammarstron, J.M. 1984. Magmatic epidote and its petrologic significance. *Geology*, **12**:515-518.