



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

## **TESE DE DOUTORADO**

# **MAGMATISMO CENOZÓICO DA PORÇÃO CENTRAL DO RIO GRANDE DO NORTE, NE DO BRASIL**

Autor:

***FRANCISCO VALDIR SILVEIRA***

Orientador:

Prof. Dr. Zorano Sérgio de Souza

Co-orientador:

Prof. Dr. Antônio Carlos Galindo

Tese nº15 / PPGG

Natal/RN, novembro de 2006



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

TESE DE DOUTORADO

## **MAGMATISMO CENOZÓICO DA PORÇÃO CENTRAL DO RIO GRANDE DO NORTE, NE DO BRASIL**

Autor:

**FRANCISCO VALDIR SILVEIRA**

Tese de Doutorado apresentada  
em 29 de novembro de 2006,  
visando a obtenção do grau de  
Doutor em Geodinâmica pelo  
Programa de Pós-Graduação em  
Geodinâmica e Geofísica da UFRN

Comissão Examinadora:

Prof. Dr. Zorano Sérgio de Souza (PPGG/UFRN - Orientador)  
Prof. Dr. Antônio Carlos Galindo (PPGG/UFRN - Co-orientador)  
Prof. Dr. Jaziel Martins Sá (PPGG/UFRN)  
Prof. Dr. Alcides Nóbrega Sial (UFPE)  
Prof. Dr. Ian McReath (USP)

Natal/RN, 29 de novembro de 2006

**Dedicatória**

*Dedico este trabalho à minha esposa, Aurora Teresa, a quem carinhosamente chamo de Ló, aos meus filhos, Laís e Saulo, aos quais sonho em deixar o legado do saber.*

*À minha família, em especial aos meus pais, Francisco Sales Silveira (Seu Sales) e Francisca Soares Silveira (Dona Chiquinha), aos meus irmãos, aos meus mestres, e aos amigos da minha Terra, que tanto amo, Cerro Corá/RN.*

**Reflexões**

*“Trabalhar mais, não desistir nunca, agüentar firme e aprender a partir de todo erro que venha a cometer”.*

*Ayrton Senna*

*“Para não arrefeceres, imaginai que podeis vir a saber tudo, para não presumirdes, imaginai que por muito que souberdes, mui pouco tereis chegado a saber”.*

*Rui Barbosa*

*“Vulcões não temos; mas nosso território os teve, em profusão, e foi, entre outros fatores, por eles conformado”.*

*Carneiro & Almeida.*

## **Agradecimentos**

Este trabalho é fruto de um esforço conjunto acumulado nos últimos cinco anos.

O estudo, que culmina com o exemplar apresentado, não poderia ter sido realizado sem o apoio de um grupo de pessoas e entidades. A relação que enumero a seguir tenta contemplar todos aqueles que de alguma maneira contribuíram de forma decisiva em algum momento no transcorrer de cada uma das etapas vencidas durante o desenvolvimento desta tese, para os quais, dirijo desde já, meus sinceros agradecimentos e manifesto do mais alto apreço e consideração.

Aos meus orientadores, Prof. Dr. Zorano Sérgio de Souza e Prof. Dr. Antônio Carlos Galindo, pelas cobranças, discussões, correções, sugestões e incentivo nas horas mais difíceis.

Aos professores e mestres das Ciências da Terra do Departamento de Geologia, Emanuel Ferraz Jardim de Sá, Fernando Lins pelo auxílio na interpretação dos dados geofísicos, Fernando César, Francisco Hilário, Francisco Pinheiro, Francisco Oliveira, Germano Melo Júnior, Helenice Vital, Jaziel Martins Sá, Jean-Michel Legrand, Laécio Cunha, Marcela Vieira, Valéria Centurion Córdoba, Venerando Eustáquio pelas contribuições durante o desenrolar deste trabalho.

Aos colegas Marcos Antônio e Alex Antunes por não se negarem em nenhum momento a discutir assuntos ligados ao tema, cedendo *papers*, figuras e *softwares*. Aos colegas geólogos, Luiz Gustavo e Hênio Santana, pelo auxílio nos trabalhos de campo. À Nilda de Araújo Lima, Secretária do PPGG, especial agradecimento, Emanuel Maria de Moraes (Bombeiro) e Francisco Erivan (Russinho).

Aos meus familiares e amigos que torceram muito para o sucesso deste trabalho. Ao grupo de amigos da Geologia/UFRN, Débora do Carmo, Liliane Rabelo, Maria Daguia, Patrícia Rose, Ana Pauletti, Camila Bezerra, Eugênio Frazão (meu filho), Gezibel (gordo bel).

Ao grupo de profissionais da CPRM-Serviço Geológico do Brasil, Dr. Agamenon Sérgio Lucas Dantas, Manoel Barreto da Rocha Neto e a Luiz Carlos, que de pronto, aceitaram a continuidade do Doutorado, liberando-me totalmente das minhas atividades junto à empresa. Ao Geólogo Reinaldo Santana C. de Brito, que durante este tempo sempre me deu apoio, confiando-me tarefas de elaboração, parecer e acompanhamento de alguns projetos, como NW-MT, Ibitiara-Rio de Contas-BA, BOB-BA e Diamante, para o MME. Aos colegas da SUREG-RE José Wilson, Adeilson Wanderlei, Roberto Gusmão, Júlio Nesi (Núcleo de apoio de Natal) e Vladimir Medeiros Cruz (agradecimento especial), e aos colegas da SUREG-MA, Daniel Nava e Nelson Reis, pelo apoio.

Ao Dr. Homero Brás Silva, Superintendente da De Beers Brasil, por ter cedido os dados analíticos de minerais indicadores de kimberlitos e/ou rochas relacionadas, provenientes do corpo máfico-ultramáfico da Fazenda Santa Fé. Ao grupo de pesquisadores da PETROBRAS-CENPES-RJ, em especial ao colega Francisco Fontes (Chicão) pelas discussões durante os workshops sobre o magmatismo Cenozóico na Província Borborema.

## RESUMO

A área de estudo localiza-se na porção central do Estado do Rio Grande do Norte, nos domínios da Faixa Seridó e Bacia Potiguar, extremidade oriental da Província Borborema. O magmatismo intraplaca que ocorre no RN, posicionado durante o Cenozóico de forma tectono-controlada, é caracterizado por pequenos volumes de rochas máficas e ultramáficas, formando parte de uma ampla província tectono-magmática que se estende por todo NE do Brasil.

Dados de campo, sensoriamento remoto, petrográficos, geoquímicos e isotópicos, permitiram individualizar três tipos de rochas vulcânicas e subvulcânicas distintas: basaltos, microgabros e xenólitos mantélicos, além do corpo de rochas máficas ultramáficas de Santa Fé. Quimicamente, as rochas basálticas foram classificadas em duas séries de magmas distintos: um grupo moderado a subalcalino, com total de álcalis (3,2-4,5 %), Nb (18-88 ppm), e a razão  $La/Yb_N$  (36-87) e outro alcalino a fortemente alcalino com total de álcalis (3,5-5,4 %), Nb (49-113 ppm), e a razão  $La/Yb_N$  (23-172). O primeiro grupo, tipos saturados em sílica, compreende basaltos toleíticos e transicionais (basaltos finos a médios). O segundo grupo, tipos subsaturados em sílica, é formado por olivina basalto alcalino, basanitos, melanefelinitos e nefelinitos (basaltos médios, porfiríticos e por vezes brechados).

Os microgabros ocorrem predominantemente como corpos na forma de *plugs* (ex. São João) e diques (ex. Cabugi) cortando diferentes pulsos de magmas. Quimicamente foram classificados como gabros e álcali gabros, diferindo das rochas basálticas por serem mais evoluídas e fracionadas. Petrograficamente, são olivina gabros e augita gabros, contendo apatita e opacos como fases acessórias.

As rochas ultramáficas, são representadas por xenólitos do manto que ocorrem como fragmentos transportados dentro dos basaltos alcalinos durante sua subida à superfície. Modalmente, são classificados como lherzolitos granulares compostos de olivina, clinopiroxênio e ortopiroxênio, contendo o espinélio como fase aluminosa. Seus espectros de terras raras possuem anomalia negativa de Eu e concentrações de ETR menores do que nas outras litologias, além de significativo empobrecimento em ETR pesados.

O corpo intrusivo, de Santa Fé, NW de Lajes, é composto por uma associação de rochas máficas e ultramáficas (basalto, peridotito, eclogito, piroxenito, carbonato e silexito) contendo olivina, clinopiroxênios, ortopiroxênios e algum anfibólio subordinado, como fases acessórias granada rica em piropo, granada eclogítica e/ou piroxenítica, Cr-diopsídio, espinélio e ilmenita. O conjunto constituindo o denominado Diatrema de Santa Fé.

Amostras de basaltos e microgabros de vários corpos foram analisadas pela técnica da datação  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$ , metodologia apropriada para rochas desta natureza. Os resultados obtidos permitiram reavaliar e aperfeiçoar dados K-Ar prévios, mostrando que o vulcanismo em foco representa eventos magmáticos temporalmente distintos, com idades de colocação (extrusão ou intrusão) no intervalo de tempo entre o Eoceno ao Mioceno (53,4 – 6,4 Ma).

Dados termobarométricos obtidos em xenólito de espinélio lherzolito usando o geotermobarômetro de Taylor (1998), indicam equilíbrio em temperatura entre 747-855°C e pressão entre 28-32 kbar. Resultados geoquímicos aliados aos dados termobarométricos também permitiram inferir graus relativos de fusão parcial variando entre 1-20 % para as rochas Cenozóicas do RN, onde o grau de fusão diminui a medida que os magmas foram se tornando mais subsaturados em sílica ao longo do tempo. Graus variados de fusão parcial parecem ser responsáveis pelas diferenças existentes entre  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$  e  $\text{K}_2\text{O}$  e as concentrações dos elementos traços incompatíveis dentro dos magmas menos diferenciados. Os elementos traços e isótopos de Sr e Nd sugerem que os magmas Cenozóicos podem ter tido sua origem a partir da fusão parcial de uma fonte heterogênea metassomatizada, dominada por granada peridotito contendo anfibólio a profundidades superior a 92 km.

A maioria das explicações para o magmatismo Cenozóico na Borborema, tem favorecido um modelo envolvendo uma pluma do manto. Todavia, deve ser levado em consideração que, apesar de em pequena escala, eventos extensionais contemporâneos ao magmatismo são registrados em toda região, e neste caso, a quantidade de afinamento litosférico pode ter sido suficiente para ser a causa do magmatismo Cenozóico da região. Significativo número de evidências apontam inconsistências para a presença de uma substancial pluma do manto de raiz profunda, conforme enumeradas a seguir: (1) a

natureza errática do vulcanismo; (2) a falta de progressão das idades entre centros vulcânicos; (3) os pequenos volumes de magmatismo intermitentes durante o Cenozóico; (4) a presença de xenólitos do manto, evidência para temperaturas litosféricas em excesso (5) a falta de evidências geofísicas para uma subida do manto profundo, mas em seu lugar aumentam evidências para material de densidade anômala intracrustal, o qual é coincidente com zona do eixo do rifte do trende Cariri-Potiguar; (6) presença de alto fluxo de calor focalizado, mas insuficiente para uma pluma do manto (7) a falta de províncias de derrames de basaltos. Neste cenário, visa-se de qualquer forma, abrir uma nova luz para explicar o vulcanismo do RN, se ele foi uma conseqüência de uma atividade de ascensão de pluma do manto ou um processo passivo relacionado às tensões tectônicas.

Palavras chaves: Cenozóico, basalto, magmatismo; xenólitos do manto.



## ABSTRACT

The study area is located in the central portion of the State of Rio Grande do Norte, in the domains of the Seridó belt and the Potiguar Basin at the eastern extremity of the Borborema Province. The tectonically-controlled Cenozoic intraplate magmatism here is characterized by small volumes of mafic and ultramafic rocks and forms part of a large tectono-magmatic province that extends over the whole of NE Brazil.

Field work, remote sensing, petrographic, geochemical and geochronological data allowed to individualize three different types of volcanic and subvolcanic rocks: basalts and other mafic rocks, microgabbros and xenoliths, the last comprising mafic and ultramafic rocks (basalt and mantle xenoliths of peridotite, eclogite and pyroxenite), besides the body of mafic and ultramafic rocks of Santa Fé. Chemically, the basaltic rocks were separated into two different magma series: a subalkaline group with lower total alkalis (3,2-4,5%), Nb (18-88 ppm), and  $La_N/Yb_N$  ratio (36-87), and an alkaline to strongly alkaline group with total of higher alkalis (3,5-5,4 %), Nb (49-113 ppm), and  $La_N/Yb_N$  ratio (23-172). The first silica-saturated group includes fine to medium-grained, tholeiitic and transitional basalts whereas the second silica-undersaturated group is formed by medium-grained, porphyritic, sometimes brecciated, alkali olivine basalts, basanites, melanephelinites and nephelinites.

The microgabbros occur predominantly as plugs (ex. São João) and dikes (ex. Cabugi) cutting igneous rocks of different ages. They were chemically classified as gabbro and alkali gabbro, differing from the basaltic rocks in being more evolved and fractionated. Petrographically, they are olivina gabbro and augite gabbro, containing apatite and opaque as accessory phases.

The ultramafic rocks are represented by mantle xenoliths transported by the alkaline basalt magma during its ascent to the surface. The granular rocks are modally classified as lherzolite composed of olivine, clinopyroxene and orthopyroxene containing spinel as the phase aluminous phase. The ETR spectra have negative Eu anomalies and significant impoverishment in heavy ETR, apart from lower  $\Sigma$ ETR concentrations than the other litologias.

The intrusive body or diatreme of Santa Fê, NW of Lajes-RN, is composed by an association of mafic and ultramafic rocks (basalt, peridotite, eclogite and pyroxenite) as well as carbonate-bearing material and silexite. The ultramafic rocks contain olivine, clinopyroxene, orthopyroxene and subordinate amphibole, as phases accessory pyrope-rich garnet, eclogitic and/or pyroxenitic garnet, Cr-diopside, spinel and ilmenite.

Samples of basalts and microgabbros of several bodies were analyzed by the  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  dating technique, an appropriate methodology for rocks of this nature. The obtained results allowed a reevaluation of previous K-Ar dates, and show that the volcanism in focus represents temporally different magmatic events, with placement ages in the time interval between Eocene and Miocene (53,4 - 6,4 Ma).

Thermobarometric data obtained for spinel lherzolite xenoliths using the geothermobarometer of Taylor (1998) indicate equilibrium temperatures between 747-855°C, and pressures of 28-32 kbar. Geochemical results together with the thermobarometric data also allowed to infer relative degrees of partial melting of 1-20% for the Cenozoic rocks of RN, where the melting degree decreasing as the magmas became more undersaturated in sílica with time. Varied degrees of partial melting seem to be responsible for the behavioral differences of  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$  and  $\text{K}_2\text{O}$ , and for the observed concentrations of the incompatible elements in the less-differentiated magmas. The element trends and Sr and Nd isotope behavior suggest that the Cenozoic magmas might have had an origin by partial melting of a heterogeneous metasomatized source dominated by garnet peridotite containing amphibole at depths greater than 92 km.

The age this metasomatic event is still under controversy. However, data isotopics Sm/Nd obtained from rocks of the Diatreme Santa Fê yielded an errocrona of  $69,7 \pm 8,6$  Ma, which could indicate the timing of the metasomatism of the mantle source.

Most of the explanations for the Cenozoic magmatism in Borborema Province favor a model involving a mantle plume. It should be taken into consideration that, in spite of their small scale, contemporaneous extensional magmatic events are registered in every area, and in this case, the amount of

lithospheric thinning might have been sufficient to cause of the Cenozoic magmatism of the area. A significant number of facts points inconsistencies for the presence of a substantial deep-seated mantle plume: **(1)** the erratic nature of the volcanism; **(2)** the lack of progression of the ages among volcanic centers; **(3)** the small volumes of intermittent magmatism during the Cenozoic; **(4)** the presence of mantle xenoliths yielding evidence for high lithospheric temperatures; **(5)** the lack of geophysical evidence for an upwelling of the deep mantle, and in its place the increasing evidence for the presence of intracrustal material of anomalous density, which is coincident with axial zone of the axis of the Cariri-Potiguar rift; **(6)** presence of focalized high heat flow, but insufficient to produce a mantle plume; and **(7)** the lack of voluminous plateau basalts. In this scenario an attempt is made to shed a new light on the origin of the volcanism of RN, whether it was a consequence of mantle plume activity, or whether it was a passive process related to tectonic tensions.

Keywords: Cenozoic; basalt; magmatism; mantle xenoliths.

## SUMÁRIO

RESUMO	I
ABSTRACT	IV
CAPÍTULO I – OBJETIVOS, JUSTIFICATIVAS DO TEMA, LOCALIZAÇÃO DA ÁREA E MÉTODOS DE TRABALHO	
1.1 - LOCALIZAÇÃO DA ÁREA E VIAS DE ACESSO	1
1.2 – PROBLEMAS PENDENTES E JUSTIFICATIVAS PARA O TEMA PROPOSTO	2
1.3 – OBJETIVOS E METODOLOGIAS EMPREGADAS	3
1.4 – APOIOS	4
CAPÍTULO II – SÍNTESE DA GEOLOGIA REGIONAL	
2.1 – ARCABOUÇO GEOLÓGICO E TECTÔNICO DA PROVÍNCIA BORBOREMA	5
2.1.1 - O Domínio Seridó (DSe)	7
2.2 – COBERTURAS SEDIMENTARES	8
2.2.1 – A Bacia Potiguar	9
2.2.2 – Formação Serra do Martins	12
2.2.3 – Formação Barreiras e Sedimentos Recentes	12
2.3 – MAGMATISMO MESO-CENOZÓICO	13
2.3.1 – Magmatismo Cretácico	14
2.3.2 – Magmatismo Cenozóico	16
2.4 – ELEMENTOS ESTRUTURAIS E TECTÔNICOS	20
2.4.1 – Estruturas Dúcteis Pré-Cambrianas	20
2.4.2 – Tectônica Meso-Cenozóica	21
2.5 – POSSÍVEIS CAUSAS DO MAGMATISMO	25
CAPÍTULO III – MAPEAMENTO GEOLÓGICO DOS CENTROS MAGMÁTICOS	
3.1 – ANÁLISES DE DADOS DE SENSORES REMOTOS	27
3.1.1 - Análise das Composições Coloridas	31

---

3.1.2 - Resultados Obtidos das Imagens Landsat	31
3.1.3 - Extração de Lineamentos	33
3.2 – O ARCABOUÇO LITOESTRATIGRÁFICO DA ÁREA	35
3.2.1 - Embasamento Cristalino	35
3.2.2 – Coberturas Sedimentares	36
3.2.2.1 – Bacia Potiguar	36
3.2.2.2 - Formação Serra do Martins	37
3.2.2.3 – Formação Barreiras	38
3.2.2.4 – Depósitos Aluvionares	38
3.2.3 – Magmatismo Cretácico-Terciário	39
3.2.3.1 – Magmatismo Cretácico	40
3.2.3.2 – Magmatismo Terciário	40

## CAPÍTULO IV – GEOCRONOLOGIA <sup>40</sup>AR/<sup>39</sup>AR

4.1 – PRINCÍPIOS E VANTAGENS DO MÉTODO	42
4.2 – APRESENTAÇÃO DOS RESULTADOS <sup>40</sup> AR/ <sup>39</sup> AR	45
4.3 – RESULTADOS OBTIDOS	47
4.3.1 – <i>Plug</i> Cabeço de João Felix	47
4.3.2 – <i>Plug</i> da Fazenda São João	48
4.3.3 – <i>Plug</i> Cabeço de Neco	50
4.3.4 – <i>Plug</i> Serrote Preto de São Tomé	50
4.3.5 – <i>Plug</i> Pedreira	51
4.3.6 – <i>Neck</i> Serra Aguda	53
4.3.7 – <i>Neck</i> Pico do Cabugi	56
4.3.8 – <i>Plug</i> Serra Preta de Cerro Corá	60
4.3.9 – <i>Plug</i> e Derrame de Serra Preta de Pedro Avelino	62
4.3.10 – <i>Plug</i> Carcarazinho	64
4.3.11 – <i>Neck</i> Cabugizinho	65
4.3.12 – <i>Plug</i> Cabelo de Negro	67
4.3.13 – <i>Plug</i> Serra Preta de Bodó	67
4.4 – LITOESTRATIGRAFIA DO MAGMATISMO	69

---

**CAPÍTULO V – O DIATREMA DE SANTA FÉ, NW DE LAJES-RN**

5.1 - GEOLOGIA LOCAL	73
5.2 – GEOFÍSICA TERRESTRE	74
5.2.1 - Levantamento Gravimétrico	74
5.2.2 - Levantamento Magnetométrico	77
5.3 – GEOCRONOLOGIA	80
5.4 – AMOSTRAGEM PARA MINERAIS PESADOS	82
5.5 – ANÁLISES POR MICROSSONDA	82
5.6 QUÍMICA MINERAL	83
5.6.1 – Granadas	83
5.6.2 - Cr-Diopsídios	85
5.6.3 – Ilmenitas	86
5.6.4 – Espinélios	87
5.7 – CONSIDERAÇÕES SOBRE O DIATREMA DE SANTA FÉ	89

**CAPÍTULO VI – PETROGRAFIA E TEXTURAS**

6.1 – BASALTOS	109
6.1.1 – Basaltos Finos	109
6.1.2 - Basaltos Médios	110
6.1.3 - Basaltos Porfíricos	111
6.2 – MICROGABROS	116
6.3 – XENÓLITOS PERIDOTÍTICOS E ECLOGÍTICOS	118
5.3.1 – Xenólitos Peridotíticos	118
5.3.2 – Xenólitos Eclogíticos	119

**CAPÍTULO VII – QUÍMICA MINERAL**

7.1 – OLIVINAS	124
7.2 – PIROXÊNIOS	125
7.3 – FELDSPATOS	126
7.4 – ESPINÉLIOS E ÍLMENITAS	127

---

## CAPÍTULO VIII – LITOGEOQUÍMICA

8.1 – PROCEDIMENTOS ANALÍTICOS	137
8.2 – CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA	137
8.2.1 – Elementos Maiores e Menores	138
8.3 – DIAGRAMAS DE VARIAÇÃO	140
8.3.1 - Elementos Maiores	142
8.3.2 - Elementos Traços	144
8.3.3 – Elementos Terra Raras (ETR)	146
8.3.4 – Diagramas Multielementares	148

## CAPÍTULO IX – INTEGRAÇÃO DE DADOS E DISCUSSÕES

9.1 – MAGMATISMO CENOZÓICO DO NE DO BRASIL	158
9.1.1 – Ambiente Tectônico	158
9.1.2 – Processos Crustais	160
9.1.3 – Estimativas de Profundidade de Geração de Magmas	163
9.1.4 – Heterogeneidades da Fonte de Magmas	168
9.1.5 – Implicações Para o Magmatismo Cenozóico	173

## CAPÍTULO X – CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

### **ANEXOS:**

Anexo – I

Anexo – II

Anexo - III

---

## ÍNDICE DE FIGURAS E TABELAS

---

### CAPÍTULO I

---

Figura 1.1 – Mapa de localização mostrando a área objeto do presente estudo, os principais acessos e áreas urbanas.

### CAPÍTULO II

---

Figura 2.1 – Síntese Geológica da Província Borborema (de acordo com Jardim de Sá, 1994, Santos, 1996).

Figura 2.2 - Mapa geológico simplificado para o DSe (modificado de Jardim de Sá, 1994 e Nascimento et al., 2000), com localização da área de estudo.

Figura 2.3 – Esboço geológico, tectônico e limites aproximados da Bacia Potiguar, Nordeste do Brasil (compilado de Dantas, 1997 e Matos, 1999).

Figura 2.4 - Carta estratigráfica simplificada da Bacia Potiguar (compilado de Araripe e Feijó, 1994).

Figura 2.5 – Localização das principais áreas de ocorrência do magmatismo Meso-Cenozóico na Borborema, NE do Brasil (compilado de Almeida, 1988); (1) Lineamento Rio Ceará Mirm-RCM (elipse preta); (2) Magmatismo Cuó e Cabo (elipses vermelhas); (3) Lineamento Mecejana - F. Noronha (elipse amarela) e (4) Lineamento Macau-Queimadas (polígono tracejado azul).

Figura 2.6 – Arcabouço tectônico da Província Borborema, NE do Brasil, mostrando os principais elementos estruturais (compilado de Jardim de Sá, 1994).

Figura 2.7 - Estágios (a) Sin-Rifte II e (b) Sin-Rifte III para a Bacia Potiguar (compilado de Matos, 1992).

Figura 2.8. Diagrama esquemático mostrando a evolução do sistema de Falhas de Afonso Bezerra e Carnaubais (compilado de Dantas, 1998).

### CAPÍTULO III

---

Figura 3.1 - Fluxograma esquemático mostrando etapas usadas no processamento digital de imagens.

Figura 3.2 – Imagem RGB 531, utilizada para separação dos tipos de rochas expostas na área de estudo. As janelas ampliadas **a** e **b** mostram basaltos intrudindo litologias da BP e em **c** e **d** mostra domínios do embasamento intrudido por rochas vulcânicas (cena 215\_064 do Landsat 7ETM+, obtida 11/08/2001, site: <http://glcf.umiacs.umd.edu>).

Figura 3.3 – Imagem em tons cinza, banda 4 do landsat ETM+ após aplicação de filtros direcionais, ESE para realçar feições lineares, principalmente estruturas frágeis. As janelas ampliadas sobre a imagem mostram exemplos dos tipos de estruturas observadas na área.

Figura 3.4 – Modelo esquemático representando as diversas formas de ocorrências dos centros vulcânicos, vistos em planta e em perfil (compilado de Paiva, 2004).

Figura 3.5 – Mapa Geológico simplificado da área estudada, mostrando a distribuição dos principais domínios litoestratigráficas da área, ressaltando as rochas do magmatismo Cenozóico da porção central do RN (baseado no mapa geológico do RN, mapa projeto Cronoboro).



---

**CAPÍTULO IV**

---

Figura 4.1a - Diagrama platô  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  por intervalo de aquecimento para uma amostra hipotética. O eixo X corresponde a % acumulada de  $^{39}\text{Ar}$  liberado. O eixo Y contém a idade aparente em (Ma). Acima tem-se plots auxiliares para a razão K/Ca e a % Ar radiogênico. Os intervalos D até G equivalem a um platô (Fleck et al., 1977).

Figura 4.1b - Mostra a idade aparente (eixo X) versus a soma da distribuição normal de cada análise individual. Os plots auxiliares incluem: moles de  $^{39}\text{Ar}$  liberados pelo cristal,  $^{39}\text{Ar}$  radiogênico produzido, razão K/Ca e a idade  $\pm$  erro para cada ponto (Deino e Potts, 1992).

Figura 4.1c - Mostra uma Isócrona inversa para uma amostra hipotética. O eixo X plota a razão  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  de cada intervalo de aquecimento. O eixo Y plota a razão  $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  para cada intervalo de aquecimento. A linha melhor ajustada aos dados fornece a concentração  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  inicial (intercepto Y), que deverá ser próximo a 295 e o valor de  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  (idade), intercepto X (York, 1969).

Figura 4.2 - Diagramas platôs (A, C) e ideogramas (B, D) para os *plugs* Cabeço de João Felix (A, B) e São João (C, D).

Figura 4.3 - Diagramas platôs (A, C, E, G) e ideogramas (B, D, F, H) para os *plugs* Cabeço de Neco (A, B) Serrote Preto de São Tomé (C, D) e Pedreira (E, F) e o *neck* de Serra Aguda (G, H).

Figura 4.4 - Mapa Geológico simplificado do *neck* de Serra Aguda mostrando as principais unidades litológicas mapeadas.

Figura 4.5 - Mapa geológico do *neck* do Cabugi mostrando as principais unidades litológicas bem como as estruturas tipicamente frágeis que afetam a área do corpo (modificado de Paiva, 2004).

Figura 4.6 - Diagramas platôs (A, C, E) e ideogramas (B, D, F) para o Pico do Cabugi. Basalto médio (A, B), basaltos brechados (C, D, E, F) e microgabro (G, H).

Figura 4.7 - Diagramas platôs (A, C) e ideogramas (B, D) para o *plug* de Serra Preta de Cerro Corá, microgabro (A, B) e basalto brechado (C, D).

4.8 - Mapa litológico simplificado da região a Leste de Pedro Avelino, mostrando vários centros magmáticos, destacando-se basaltos de Serra Preta e Serra Aguda e os microgabros da Fazenda São João (modificado de Paiva, 2004).

Figura 4.9 - Diagramas platôs (A) e ideogramas (B) para a Serra Preta de Pedro Avelino.

Figura 4.10 - Diagramas platôs (A, C, E) e ideogramas (B, D, F) para o *plug* Carcarazinho (A, B) e *neck* Cabugizinho (C, D) e (E, F).

Figura 4.11 - Diagramas platôs (A, C) e ideogramas (B, D) para o *plug* Cabelo do Negro (A, B) e Serra Preta de Bodó (C, D).

Figura 4.12 - Coluna litoestratigráfica mostrando os vários corpos datados e posicionados na escala do tempo geológico, conforme nomenclatura da carta estratigráfica da IUGS (IUGS-International Union of Geological Sciences, International Stratigraphic Chart. site <http://www.iugs.org/iugs/pubs/instratchart.html>, PDF, A3).

Figura 4.13 - mapa geológico simplificado mostrando a distribuição espacial das Idades.

Tabela 4.1 - Dados Geocronológicos  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  para o magmatismo Cenozóico da porção central do RN.

---

**CAPÍTULO V**

---

Figura 5.1 – (a) Imagem Landsat 7 ETM+, composição RGB751 da região estudada com destaque para as rochas do embasamento (tons de verde), diques do magmatismo RCM (lilás escuro), o Diatrema de Santa Fé (em róseo) e pequenos açudes em azul, (b) Detalhe do Diatrema de Santa Fé mostrando sua forma semi-circular.

Figura 5.2 – Mapa Bouguer obtido para o levantamento gravimétrico sobre o Diatrema de Santa Fé, mostrando uma forma semi-circular (Fig. 5.1), já observada em imagem de satélite. Notar locais onde foram posicionados os perfis N-S e E-W das Figuras 5.3 e 5.4.

Figura 5.3a – Perfil gravimétrico de direção N-S mostrando um pronunciado baixo gravimétrico na porção central do corpo (mapa Bouguer da Fig. 5.2).

Figura 5.3b – Perfil gravimétrico de direção E-W com os baixos gravimétricos e um alto gravimétrico na porção central do perfil (mapa Bouguer da Fig. 5.2).

Figura 5.4 – Mapa residual para o alvo Santa Fé obtido usando um polinômio de grau 1.

Figura 5.5 – Mapa residual obtido pela subtração do mapa de anomalia bouguer (Fig. 5.2) e o mapa residual (Fig. 5.4a).

Figura 5.6a – Mapa de Upward Continuation 10 para o corpo máfico-ultramáfico da Fazenda Santa Fé. Os dados mostrados sugerem um corpo de direção NE-SW.

Figura 5.6b – Mapa TMI para o corpo máfico-ultramáfico da Fazenda Santa Fé. Mostra um corpo de direção NE-SW, dominado por baixos em sua porção centro sul do mapa.

Figura 5.6c – Mapa do Sinal Analítico para o corpo máfico-ultramáfico da Fazenda Santa Fé. Os dados mostram um corpo de direção NE-SW dominando a porção centro sul do mapa.

Figura 5.7a – Perfil magnético de direção N-S mostrando pequenos baixos e um pronunciado alto magnético.

Figura 5.7b – Perfil magnético de direção E-W mostrando a distinção entre um baixo e um alto magnético.

Figura 5.8 – Isócrona Sm/Nd rocha total (SFVZ1A, SFVZ1B) mais mineral (granada vermelha) do Diatrema de Santa Fé, com base nos dados da tabela 5.1.

Figura 5.9 – Nomenclatura de classificação de granadas no diagrama  $\text{CaO}$  vs.  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ . O campo das granadas G1 se sobrepõe às granadas G3, G4, G5, G9 ou G12. (compilado de Grütter, 2004).

Figura 5.10 – Diagrama  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  vs.  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (compilado de Ramsey and Tompkins, 1994), mostrando o campo granada peridotitos “on-craton” e granada peridotitos e espinélio peridotitos “off-craton” (Gr=granada, Sp=espinélio, Cpx=clinopiroxênio).

Figura 5.11 – Diagrama discriminante  $\text{TiO}_2$  vs  $\text{MgO}$  para ilmenitas. Curvas separando campo kimberlítico do não kimberlítico (compilado de Wyatt et al., 2004).

Figura 5.12 – diagrama plotando a razão  $\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})$  vs.  $\text{Al}_2\text{O}_3$  para os espinélios recuperados em concentrados de minerais do Diatrema Santa Fé (modificado de Wilson, 1989).

Figura 5.13 – Diagrama  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  vs  $\text{MgO}$  para os espinélios do corpo Santa Fé

Tabela 5.1 - Resultados Sm/Nd para o corpo Santa Fé, NW de Lajes (RN).

Tabela 5.2 – Dados comparativos usando os esquemas de classificação propostos por Schulze (2003) e Grütter et al. (2004).

Tabela 5.3 - Resultados de análises de granadas de Santa Fé.

Tabela 5.4 - Resultados de análises de Cr-diopsídios de Santa Fé.

Tabela 5.5 - Resultados de análises de ilmenitas de Santa Fé.

Tabela 5.6 - Resultados de análises de espinélios de Santa Fé.

---

## CAPÍTULO VI

---

Figura 6.1 – Diagramas de classificação e nomenclatura. (A) Gabros e (B) rochas Ultramáficas (Streckeisen, 1976, 1978).

PRANCHA 6.1 - Aspectos microtexturais dos basaltos finos. (a) Microfenocristais de clinopiroxênio e olivina (amostra CC40) em matriz com abundantes micrólitos de plagioclásio. (b) Basalto amígdaloide mostrando xenocristal de Quartzo (amostra CC40), contendo borda microcristalina de clinopiroxênio+olivina. (c) Olivina serpentinizada e plagioclásio (amostra ST8) com textura em peneira. (d) microfenocristais de olivina (amostra VD1) em matriz com textura traquítica, dada por orientação de micrólitos de plagioclásio. (Fotos em luz transmitida). Simbologia: Ol=Olivina, Cpx=clinopiroxênio, Pl=Plagioclásio, Qz=Quartzo.

PRANCHA 6.2 - Aspectos microtexturais e petrográficos dos basaltos médios. (a) Basalto do *plug* Pedreira (amostra CC36A) mostrando fenocristais de olivina, clinopiroxênio (Ti-augita) e plagioclásio; (b) Basalto do Pico do Cabugi (amostra VD36B) mostrando textura subofítica e intergranular. (Fotos em luz transmitida). Símbolos: Ol=olivina, Cpx=clinopiroxênio, Pl=plagioclásio, Op=opacos.

PRANCHA 6.3 - Aspectos microtexturais e petrográficos dos basaltos microporfíricos. (a) Fenocristais, xenocristais de olivina e piroxênios, além de espinélios em matriz microcristalina. (b) Fenocristais de clinopiroxênio zonados e olivinas com bordas ricas fayalita; (c) Xenocristal de olivina em matriz fina dominada por clinopiroxênio, plagioclásio e opacos. (d) Basalto de textura médio incluído em basalto microporfírico. (e) Fenocristal de diopsídio com borda de Ti-augita. (f) Microxenólito formado por olivina com borda de reabsorção e espinélio marrom amarelado com fraturas paralelas, possivelmente como resultado da descompressão. (g) Cristal de plagioclásio com bordas e núcleo contendo inclusões de vidro basáltico, formando textura em peneira. (h) Xenocristal de olivina zonada em uma matriz com textura traquítica. (Fotos a, e, f) em nicóis paralelos, e b, c, d, g e h em nicóis cruzados). Simbologia: Ol=olivina, Cpx=clinopiroxênio, Pl=plagioclásio, Sp=espinélio, Op=opacos.

PRANCHA 6.4 - Aspectos microtexturais e petrográficos de microgabros. (a) Microgabro do Pico do Cabugi (amostra VD99B) mostrando cristais de olivina e clinopiroxênio em relação intergranular e intersetal com plagioclásios. (b) Microgabro da Fazenda São João (amostra SJ1) mostrando cristais de clinopiroxênio alterando para carbonato. (c) Microgabro da Fazenda São Francisco (amostra SF1) mostrando olivina intergranular (d) Microgabro de Serra Preta de Cerro Corá (amostra CC20) mostrando olivina intergranular com fraturas serpentinizadas e clinopiroxênio em relação subofítica com plagioclásio. (Fotos em nicóis cruzados). Simbologia: Ol=olivina, Cpx=clinopiroxênio, Pl=plagioclásio, Ap=apatita, Op=opacos.

PRANCHA 6.5 - Aspectos microtexturais e petrográficos das rochas peridotíticas e eclogíticas. (a) Microxenólito de peridotito do Cabugzinho (amostra VD4B), formado por olivina e clinopiroxênio com bordas em desequilíbrio dentro de matriz basáltica ccriptocristalina. (b) Microxenólito de peridotito do Pico do Cabugi (amostra 2A) em arranjos poligonais de olivina, piroxênio e espinélio. (c) Espinélio verde, intergranular, entre cristais de olivina e clinopiroxênio (amostra SFVZ1C) e (d) Cristal de granada (amostra SFVZ1B) com borda microcristalina de serpentina, em textura kelifítica. (Fotos a, b em nicóis cruzados; c, d em nicóis paralelos).

Símbolos; Ol=Olivina, Opx=Ortopiroxênio, Cpx=Clinopiroxênio, Pl=Plagioclásio, Sp=Espinélio, Gr=Granada.

Tabela 6.1 - Composição modal (em %) das rochas magmáticas Cenozóicas da porção central do RN

---

### CAPÍTULO VII

---

Figura 7.1 – Diagramas Mg# vs Fe# para olivinas. (a) composições de olivinas na faixa de forsterita-fayalita e (b) Detalhe do diagrama anterior, mostrando olivinas da fase de xenocristais e xenólitos ( $Fo > 89$ ) e fenocristais e microfocristais ( $Fo < 87$ ). (modificado de Mossman e Pawson, 1976).

Figura 7.2 - Diagramas discriminantes aplicados aos piroxênios segundo Morimoto (1988). (a) Diagrama  $Q=(Ca+Mg+Fe^{+2})$  vs  $J=(2Na)$ , mostrando plote das análises dentro do campo QUAD. (b) Diagrama triangular wolastonita (Ca)-Enstatita (En)-Ferrosilita (Fs).

Figura 7.3 – Diagrama triangular (Or-Ab-Na). Nos basaltos e microgabros os plagioclásios são predominantemente labradorita e andesina, embora ocorram tipos com outras composições.

Figura 7.4 - Diagrama de classificação. (a) óxidos de Fe-Ti (compilado de Garda & Garda, 2001) e (b) para espinélios (compilado de Wilson, 1989).

Tabela 7.1 - Composição de olivinas de rochas basálticas e xenólitos peridotíticos da porção central do RN

Tabela 7.2 - Composição de piroxênios de rochas basálticas e xenólitos peridotíticos e eclogíticos da porção central do RN

Tabela 7.3 - Composições de feldspatos de rochas basálticas porção central do RN

---

### CAPÍTULO VIII

---

Figura 8.1 – Classificação de rochas vulcânicas Cenozóicas com base no diagrama total de álcalis ( $Na_2O + K_2O$ ) vs.  $SiO_2$  (Le Maître, 1989). A linha divisória que separa a série alcalina da série subalcalina foi proposta por Irvine & Baragar (1971).

Figura 8.2 – Classificação de rochas vulcânicas Cenozóicas. (a) Índice de diferenciação (ID) de Thornton e Tuttle (1960) vs. nefelina+leucita normativa. A linha tracejada divide os campos entre álcali olivina basalto e basanita (Kempton et al., 1987). (b) Olivina normativa vs. nefelina+leucita normativa. As linhas tracejadas mostram os limites dos campos de álcali olivina basalto, basanita e tefrito. (c) Albita normativa vs. nefelina+leucita normativa para discriminação de nefelinitos/melanefelinitos e basanitos (Le Bas, 1989).

Figura 8.3 - Diagrama de variação da % dos óxidos vs. MgO (%) mostrando as três famílias de rochas, basaltos, microgabros e xenólitos peridotíticos e eclogíticos/piroxeníticos.

Figura 8.4 - Diagramas de variação binário usando a % dos óxidos vs. MgO como índice de diferenciação, apenas para basaltos e microgabros.

Figura 8.5 – Diagramas de variação para os elementos traços em função de MgO (%).

Figura 8.6 – Padrões de elementos terras raras normalizados em relação ao condrito de Sun & McDonough (1989).

Figura 8.7 – Diagramas de multielementos normalizados em relação ao condrito de Thompson (1982). (OT=olivina toleíta). Valores (ppm) do condrito sugerido por Thompson (1982); Ba (6,90), Rb (0,35), Th (0,042), K (120), Nb (0,35), Ta (0,02), La (0,329), ce (0,865), Sr (11,8), Nd (0,63), P (46), Sm (0,203), Zr (6,84), Hf (0,2), Ti (620), Tb (0,052), Y (2) e Yb (0,22)).

Tabela 8.1 - Resultados geoquímicos dos elementos maiores para as rochas Cenozóicas da porção central do RN.

Tabela 8.2 - Resultados geoquímicos dos elementos traços e ETR para as rochas Cenozóicas da porção central do RN.

## CAPÍTULO IX

Figura 9.1 - Diagramas discriminantes para as rochas basálticas Cenozóicas do RN. (a) Ti-Zr-Y (Pearce e Cann, 1973). (b) Zr-Nb-Y (Meschede, 1986).

Figura 9.2 - Diagrama Zr/Y *vs.* Zr/Nb para as rochas Cenozóicas do RN, mostra um alinhamento vertical que se estende desde elevadas razões Zr/Y até moderadas razões Zr/Y e baixas razões Zr/Nb.

Figura 9.3 - Diagrama triangular Ne-Ol-Di-Hy-Qz. Condições de cristalização inferidas a partir dos dados normativos, CIPW. Os dados foram calculados assumindo  $Fe_2O_3/FeO = 0,1$ . As linhas cotéticas de 1 atmosfera e 9 ( $\pm 1,5$ ) kbar são de Thompson et al., (2001).

Figura 9.4 - Diagrama relacionando a temperatura e profundidade com o grau de fusão parcial (compilado de Ahern & Turcotte, 1979). No diagrama estão plotados os dados calculados com base nas equações de Albaréde (1992). Fusão hidratada, linhas tracejadas e fusão anidra, linhas contínuas.

Figura 9.5 - Diagrama  $^{87}Sr/^{86}Sr$  *vs.*  $^{143}Nd/^{144}Nd$  para rochas Cenozóicas, mostrando também os campos para rochas crustais do Domínio Seridó (Hollanda, 2002), além de xenólitos peridotíticos do Pico do Cabugi e de Fernando de Noronha para comparação (Sial et al., 1991; Fodor et al., 1998; Rivalenti et al., 2000). As componentes do manto (DMM, HIMU, EM1 e EM2) foram compiladas de Zidler e Hart (1986).

Figura 9.6 - Diagramas Zr/Nb, La/Nb e Ba/Nb *vs.* K/Nb ilustrando as características geoquímicas das fontes do manto para as rochas Cenozóicas do RN comparadas com os reservatórios do manto HIMU, EM1 e EM2 de Zindler & Hart (1986). Os campos para HIMU, EM1 e EM2 são compilados de Saunders et al., (1988), Weaver (1991a, 1991b) e Lanyon et al., (1993).

Figura 9.7 - Diagrama esquemático sumarizando a petrogênese das rochas Cenozóicas do RN. As elipses no manto sub-litosférico são possíveis locais de geração de magmas sub-saturados em sílica. Reativações de zonas de fraqueza antigas atingiram níveis profundos e produziram descompressão localizada do manto (metassomatizado). A recorrência das reativações poderia ser a causa dos pulsos de magmas ocorridos entre o Eoceno e o Mioceno. Essas zonas de fraqueza serviriam como canais para levar os magmas até a superfície (modificado de Johnson et al., 2005).

## ANEXOS

**Anexo I - Mapa Geológico do Magmatismo Cenozóico da Porção Central do RN**

**Anexo II - Mapa de Pontos**

**Anexo III - Mapa Geológico com MDT do Magmatismo Cenozóico da Porção Central do RN**

### SIGLAS UTILIZADAS NESTE TRABALHO

AB - Afonso Bezerra.

AFC - Assimilação e Cristalização Fracionada.

ALA - Alagamar.

SA - Serra Aguda.

BD - Bodó.

BP - Bacia Potiguar.

BSE - Bulk Silicate Earth.

CAPES - Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior.

- CC – Cerro Corá.  
 CIPW – Cross, Iddings, Pirsson and Washington.  
 CMA – Cadeia Meso-Oceânica.  
 CN – Cabelo do Negro  
 CNPq – Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico.  
 CPRM – Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais  
 Cpx – clinopiroxênio.  
 CE –Ceará.  
 CHUR – Chondrite Uniforme Reservoir.  
 DCC – Domínio Ceará Central.  
 DM – Depleted Mantle.  
 DMM- Depleted Mantle MORB.  
 DNW-CE – Domínio do Noroeste do Ceará.  
 DOJ – domínio Orós Jaguaribe.  
 DSe – Domínio Seridó.  
EM – Enriquecid Mantle.  
 ETM+ - Enhanced Tematic Mapper Plus.  
 ETRL – Elemento Terra Rara Leve.  
 ETRM – Elemento Terra Rara Moderado.  
 ETRP – Elemento Terra Rara Pesado.  
 EUA – Estados Unidos da América.  
 FP – Formação Pendências.  
 FRP – Faixa Riacho do Pontal.  
 FSE – Faixa Sergipana.  
 Gr – Granada.  
 GUA – Guamaré.  
 HIMU – High- $\mu$   
 HREE – Hard Rare Earth Element.  
 ID – Índice de Diferenciação.  
 Il – Ilmenita.  
 JAN – Jandira.  
 JF – João Felix.  
 KT – Limite Cretáceo-Terciário.  
 LCM – Limite Crosta-Manto  
 LIPs – Large Ígneous Province.  
 LLA – Limite Litosfera-Astenosfera.  
 LM – Limite Mecânico.  
 LREE – Ligth Rare Earth Element.  
 LT – Limite Termal.  
 LVZ – Low Velocity Zone.  
 MAC – Macau.  
 MDT – Modelo Digital de Terreno.  
 MORB – Mid-Ocean Ridge Basalt.  
 MRP – Maciço Rio Piranhas.  
 MSJC – Maciço São José de Campestre.  
 MSWD – Mean Squared weighted Deviates.  
 NASA – National Agency Spatial American.  
 NC – Neco  
 OIB – Oceanic Island Basalt.  
 Ol – Olivina.  
 Opx – Ortopiroxênio.  
 PA – Pedro Avelino.  
 PB – Paraíba.  
 PB – Província Borborema.  
 PC – Principais Componentes.  
 PDI – Processamento Digital de Imagens.  
 PE – Pernambuco.  
 PI – Plagioclásio.  
 PMC – Província Magmática Cabugi.  
 PP – Pedra Preta.  
 PREMA – Prevalent Mantle.  
 Qz – Quartzo.  
 RCM – Rio Ceará Mirim.  
 REE – Rare Earth Element.  
 RGB – Red-Green-Blue.  
 Rn – Referencia de Nível.  
 RN – Rio Grande do Norte  
 SF – São Francisco.  
 SFAB – Sistema de Falha de Afonso Bezerra.  
 SFC – Sistema de Falha de Carnaúbas.  
 SFSST – Sistema de Falha Serra de Santana-Touros.  
 SFVZ- Santa Fé Valdir-Zorano.  
 SJ – São João.  
 SL – São Luiz.  
 SM – Santana do Matos.  
 Sp – Espinélio.  
 SP – Serra Preta.  
 SR – Santa Rita.  
 SR – Sensoriamento Remoto.  
 SRTM – Shuttle Radar Topography Mission  
 ST – São Tomé.  
 SUDENE – Superintendência de Desenvolvimento do Nordeste.  
 SV – Serra Verde.  
 SWIR – Short Wave Infrared.  
 TB – Tibau.  
 CT & T – Capacitação Técnica e Treinamento  
 T<sub>DM</sub> – Idade Modelo  
 TM – Tematic Mapper.  
 UB – Ubarana.  
 UNB – Universidade de Brasília  
 UQ – University Queensland.  
 USGS –United State Geological Survey.  
 VD – Valdir  
 VNIR – Visible Near Infrared.  
 ZCPA – Zona de Cisalhamento Porta Alegre.  
 ZCPJC – Zona de Cisalhamento Picuí-João Câmara  
 ZT – Zona Transversal.

## **CAPÍTULO I - OBJETIVOS, JUSTIFICATIVAS DO TEMA, LOCALIZAÇÃO DA ÁREA E MÉTODO DE TRABALHO**

### **1.1 - LOCALIZAÇÃO DA ÁREA E VIAS DE ACESSO**

A região de estudo situa-se na porção central do RN, abrangendo parte dos municípios de Cerro Corá, Bodó, Lajes, Santana do Matos, Pedro Avelino e Jandaíra (Fig. 1.1). A região é geograficamente limitada pelas coordenadas 5°18' e 6°05' de latitude Sul e 36°00' e 36°35' de longitude Oeste.

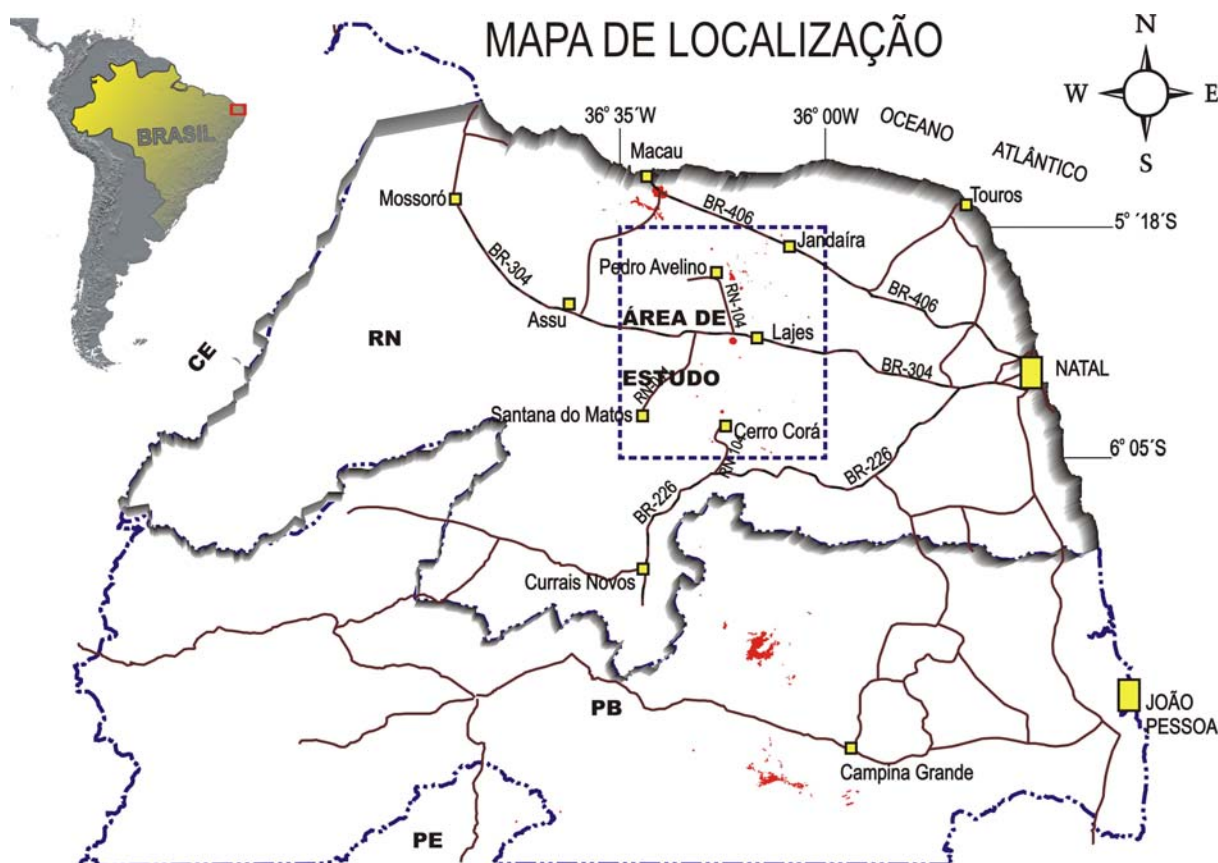


Figura 1.1 – Mapa de localização mostrando a área objeto do presente estudo, os principais acessos e áreas urbanas.

Para se chegar à área de estudo, o percurso pode ser feito através de três acessos principais a partir de Natal. A porção mais ao Sul da área pode ser acessada através da BR-226 (Natal-Currais Novos) até o entroncamento da BR-104 que dá acesso à cidade de Cerro Corá. Por outro lado, a porção mais ao

Norte pode ser alcançada tomando-se a rodovia BR-406 que liga Natal a Macau, passando pela cidade de Jandaíra. Já a parte central da área pode ser atingida tomando-se a rodovia BR-304 (Natal-Mossoró) até a região de Lajes, onde estão localizadas as principais ocorrências de corpos magmáticos. O acesso para as porções mais interiores é feito utilizando-se estradas carroçáveis e trilhas que interligam lugarejos, fazendas e sítios.

## **1.2 - PROBLEMAS PENDENTES E JUSTIFICATIVAS PARA O TEMA PROPOSTO**

A revisão bibliográfica sobre o tema proposto, apresenta vários pontos passíveis de melhor entendimento e explicações, no que se refere ao magmatismo Cenozóico do NE do Brasil. Quando considerados os centros vulcânicos mais conhecidos, como é o caso de alguns corpos localizados no RN, existem questionamentos em se tratando dos modelos petrogenéticos propostos, visto que os dados disponíveis são insuficientes para tais proposições. Portanto, são necessários estudos sistemáticos mais aprofundados no que diz respeito ao controle estrutural, a petrologia, a geoquímica e a geocronologia. Dentre os tópicos passíveis de aperfeiçoamento enumeram-se os seguintes:

- I)** estudo mais aprofundado das relações entre as rochas basálticas encontradas nos vários centros vulcânicos;
- II)** programa envolvendo análises químicas sistemáticas em rocha total e mineral;
- III)** melhorar a compreensão dos processos petrogenéticos envolvidos na geração desse magmatismo;
- IV)** necessidade de melhor entendimento da tectônica rúptil instalada durante o Cenozóico, visando compreender o modo de alojamento dos corpos magmáticos.



### **1.3 – OBJETIVOS E METODOLOGIAS EMPREGADAS**

O presente trabalho tem como objetivos principais, os estudos geocronológico e geoquímico do magmatismo Cenozóico incluindo xenólitos peridotíticos e eclogíticos da porção central do Estado do Rio Grande do Norte, NE do Brasil.

Visando atender os objetivos propostos, as atividades realizadas foram subdivididas nas seguintes etapas: Gabinete I, Campo, Gabinete II, Tratamento de Dados e, por último, a Finalização do Estudo.

**Fase de Gabinete I.** Inicialmente foi realizada uma revisão bibliográfica sistemática acerca da Província Borborema e dos eventos magmáticos ocorridos entre o Mesozóico e o Cenozóico, objetivando uma análise crítica do conhecimento geológico existente. Foram usadas ainda, interpretações obtidas de fotografias aéreas convencionais em escala 1:70.000, imagens de satélite tipo Landsat 5TM e 7ETM+ (ambos com resolução espacial de 30 m) e informações de altimetria do sistema radar SRTM, com resolução de 90 metros. A interpretação de produtos de sensores remotos, teve como propósito extrair estruturas rúpteis e dúcteis, obter padrões espectrais dos corpos magmáticos previamente conhecidos na área, servindo de modelos para, posteriormente, serem usados na localização de novos alvos.

**Fases de Campo.** Para cada alvo visitado, foram feitas descrições de afloramentos e coleta de amostras representativas, enfatizando relações de contato, truncamentos e controle por estruturais rúpteis das encaixantes. Durante estas etapas, contou-se com colaboração de estudantes de graduação do Curso de Geologia da UFRN (Hênio Santana, Luiz Gustavo e Peterson Barbosa).

**Fase de Gabinete II e Tratamento de Dados.** Nesta etapa, as anotações de campo e as amostras coletadas foram fundamentais para o presente estudo. A partir delas, foram tomadas decisões sobre quantas e quais amostras seriam estudadas, confecção de seções delgadas, estudos petrográficos, preparação de material para análises químicas e geocronológicas, dentre outros.

**1) Dados de Campo:** os dados obtidos da cartografia geológica, bem como aqueles de caráter estrutural das etapas de campo, foram organizados

em tabelas para serem tratados e interpretados juntamente com os demais dados, visando a confecção dos mapas geológicos e estruturais em escalas adequadas para os alvos mapeados.

- 2) Dados Petrográficos:** as amostras coletadas nos corpos vulcânicos e subvulcânicos foram utilizadas para confecção de seções delgadas, as quais foram submetidas a detalhado estudo petrográfico, no Laboratório de Microscopia de Pesquisa do Departamento de Geologia da UFRN.
- 3) Dados Geocronológicos:** as análises geocronológicas Ar/Ar foram realizadas pelo Dr Paulo Vasconcelos (Universidade de Queensland, Austrália), enquanto que as análises geocronológicas Sm/Nd, pelo Dr. Elton Luiz Dantas (Universidade de Brasília).
- 4) Dados Geoquímicos:** as análises químicas de rocha total foram realizadas nos Laboratórios da Lakefield/Geosol em Belo Horizonte, enquanto que, os dados de química mineral foram obtidos por microsonda eletrônica nos laboratórios da De Beers (Johansburgo, África do Sul) e na Universidade de Brasília.

**Fase de Finalização do Estudo.** Engloba a interpretação, integração e conclusões finais para o conjunto de dados estudados.

#### **1.4 – APOIOS**

As atividades tiveram o apoio do projeto CTPetro/FINEP/Petrobrás, intitulado “Distribuição dos sedimentos Cenozóicos nas Bacias de Pernambuco/Paraíba, Potiguar e Ceará como função da epirogênia Cenozóica da Província Borborema”. Inicialmente, o autor contou com uma bolsa da CAPES (até maio de 2003), passando então para bolsa do CNPq (a partir de maio de 2004). Teve também o apoio da CPRM-Serviço Geológico do Brasil, a qual, dentro do programa de Treinamento e Capacitação Técnica-TCT, liberou o autor de suas atividades até 31 de agosto de 2006.

## **CAPÍTULO II – SÍNTESE DA GEOLOGIA REGIONAL**

### **2.1- ARCABOUÇO GEOLÓGICO E TECTÔNICO DA PROVÍNCIA BORBOREMA**

O Nordeste do Brasil compreende uma vasta unidade geotectônica da plataforma Sul Americana, denominada Província Borborema (PB) (Almeida et al., 2000). Ela é parte integrante da Faixa Móvel Trans-Saara originada durante a colisão entre os crátons do Oeste da África/São Luiz e São Francisco/Congo-Kasai, os quais formavam massas continentais estáveis antes da orogênese brasileira (Caby, 1989; Caby et al., 1991; Caby et al., 1995). Esta unidade geotectônica (PB) congrega amplas áreas de rochas gnáissico-migmatíticas, metassedimentares, metavulcânicas e graníticas, com idades que vão do Arqueano ao Neoproterozóico (Fig. 2.1). A PB tem seus limites bem definidos (Fig. 2.1), encontrando-se bordejada pelos crátons do São Francisco (SF) a Sul e São Luiz (SL) a Noroeste; a Leste pelos sedimentos Meso-Cenozóicos das Bacias da margem continental e a Oeste por rochas sedimentares Paleozóicas da Bacia do Parnaíba.

Durante o Proterozóico, a PB passou por uma complexa evolução crustal, incluindo pelo menos dois ciclos orogênicos importantes: a Orogênese Transamazônica/Eburniana (2,1 a 1,8 Ga) e a Orogênese Brasileira/Pan Africana (760-500 Ma) (Jardim de Sá, 1994). A intensa atuação da orogênese brasileira deu origem a um volumoso plutonismo granítico e a extensas zonas de cisalhamento, que se constituem nas principais feições da PB (Fig. 2.1). Estas feições estão evidenciadas por uma complexa trama estrutural, dominada por um sistema de faixas dobradas de direção preferencialmente NE, controladas por uma rede de zonas de cisalhamento de direção E-W e NE, com magmatismo granítico associado.

Com o intuito de apresentar o cenário geológico da região, no presente trabalho, é utilizada a subdivisão da PB em faixas e domínios tectônicos, individualizados por suas feições tectônicas e estratigráficas, conforme proposto por Brito Neves (1975), Jardim de Sá (1994) e Santos (1996). Esta subdivisão reconhece, a Norte do lineamento Patos, os Domínios Noroeste do Ceará (NW-CE), Ceará Central (DCC), Orós-Jaguaribe (DOJ) e Seridó (DSe); o

domínio da Zona Transversal (ZT), localizada entre os lineamentos Patos e Pernambuco, as Faixas Sergipana (FSE) e Riacho do Pontal (FRP), situadas a Sul do lineamento Pernambuco, bordejando o cráton do São Francisco (Fig. 2.1). Como divisores dessas subprovincias, ocorrem importantes zonas de cisalhamento que se destacam pelas suas grandes extensões e expressivos rejeitos direcionais envolvidos.

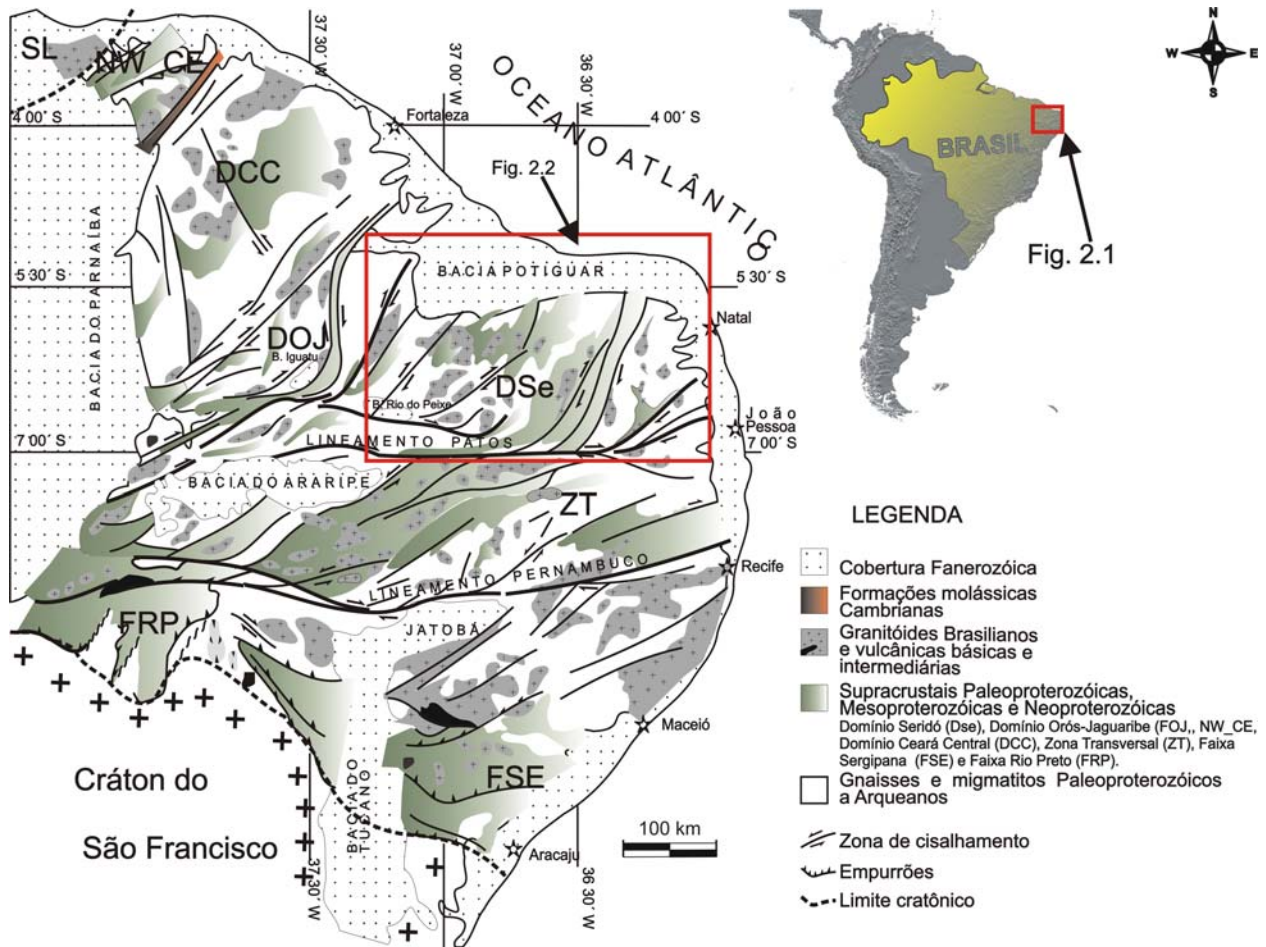


Figura 2.1 – Síntese Geológica da Província Borborema (de acordo com Jardim de Sá, 1994, Santos, 1996).

Uma outra característica importante da PB é a ocorrência de um grande número de rochas vulcânicas e hipabissais, com idades que variam desde o Cretáceo inferior até o final do Terciário (Sial, 1976a, 1976b; Almeida et al., 1988; Sial, et al., 1991; Mizusaki et al., 2002; Souza et al., 2004). Estas rochas são consideradas como o registro em superfície dos eventos magmáticos mais recentes, ocorridos nessa unidade geotectônica e provavelmente, contribuíram

para os mecanismos de soerguimento e re-aquecimento regional (Jardim de Sá et al., 1999), a qual será objeto de síntese do item 2.3 deste capítulo.

A área selecionada para o presente estudo (Fig. 2.1), encontra-se inserida dentro no contexto do DSe (Fig. 2.2). Este Domínio limita-se a Norte e a Leste com coberturas sedimentares Meso-Cenozóicas, a Sul com a Zona Transversal, através do lineamento Patos e a Oeste com o DOJ, por meio da zona de cisalhamento de Portalegre (Jardim de Sá, 1994).

### **2.1.1 - Domínio Seridó (DSe)**

A estratigrafia do DSe é definida por um Complexo Gnáissico-Migmatítico Paleoproterozóico, alternado por áreas dominadas por maciços formados por rochas metaplutônicas (MRP-Maciço Rio Piranhas e MSJC-Maciço São José de Campestre), variavelmente migmatizadas, com idades Paleoproterozóicas a Arqueanas (Brito Neves, 1983; Jardim de Sá et al., 1987; Legrand et al., 1991; Jardim de Sá, 1994; Dantas, 1997; Dantas et al., 1998). Estas rochas servem de embasamento a um conjunto de rochas supracrustais Meso- a Neoproterozóicas (Fig. 2.2) com direção geral NNE (Van Schmus et al., 1995, 1996, 2003), compondo o Grupo Seridó. Significante quantidade de plútons graníticos (Fig. 2.1 e 2.2), geralmente associados às zonas de cisalhamento, intrudem tanto o embasamento gnáissico-migmatítico quanto às rochas supracrustais do DSe (Jardim de Sá et al., 1998). Estes plútons comportam duas suítes graníticas distintas, originalmente denominadas granitóides G<sub>3</sub>, associados à orogênese Brasileira/Pan Africana e granitóides G<sub>2</sub>, associados à orogênese Transamazônica/Eburniana (Jardim de Sá, 1994).

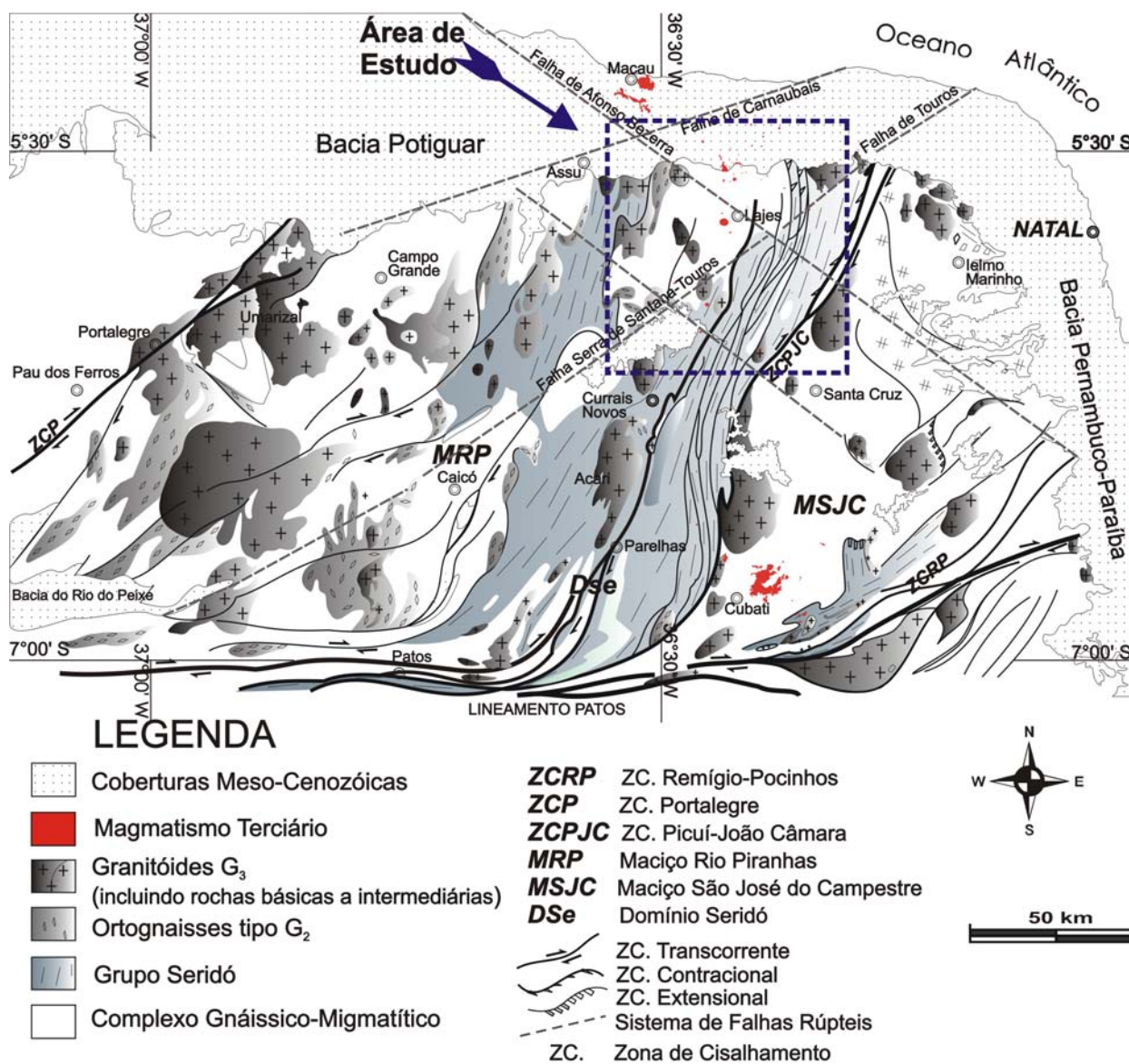


Figura 2.2 - Mapa geológico simplificado para o DSe (modificado de Jardim de Sá, 1994 e Nascimento et al., 2000), com localização da área de estudo.

## 2.2 - COBERTURAS SEDIMENTARES

Durante o Fanerozóico, ocorreu a instalação e evolução dos sistemas de grabens da margem continental Atlântica e das bacias interiores, com atividades ígneas associadas (item 2.3 deste capítulo), de expressão regional (Almeida et al., 1986; Matos, 1992 e 1999). A implantação dessas bacias ocorreu em resposta aos processos de desestabilização tectônica, gerando reativações de estruturas do embasamento e fragmentação continental,

culminando com a separação das placas Sul Americana e Africana e conseqüente formação do Oceano Atlântico (Matos, 1992).

Neste contexto, estão registrados pelo menos três eventos de vulcanismo, os quais estão diretamente associados à evolução da Bacia Potiguar (Mizusaki et al., 2002); (1) o magmatismo Jurássico-Cretáceo, denominado Rio Ceará-Mirim, considerado contemporâneo à instalação do rifte e composto por diques E-W de diabásios toleíticos, aflorantes no embasamento adjacente a bacia; (2) o magmatismo do Cretáceo Superior (Albiano-Cenomaniano), denominado de Serra do Cuó, região de Açu-RN, composto por soleiras básicas que se intercalam entre o embasamento e a Formação Açu; (3) o magmatismo Cenozóico (Eoceno ao Mioceno), associado ao vulcanismo Macau, incluindo basaltos alcalinos e basaltos andesíticos.

### 2.2.1 – Bacia Potiguar

A Bacia Potiguar (BP), a mais oriental das bacias da margem equatorial brasileira, tem sua instalação creditada aos esforços predominantemente extensionais relacionados a movimentos cinemáticos essencialmente transformantes ou transcorrentes (Matos, 1987 e 2000). Sua área de cobertura sedimentar abrange cerca de 48.000 km<sup>2</sup>, somadas as áreas continental e marinha, das quais cerca de 26.500 km<sup>2</sup> estão concentrados nesta última, englobando áreas dos Estados do Rio Grande do Norte e Ceará (Fig. 2.3). Sua porção central configura um sistema de *grabens* assimétricos (Apodi, Umbuzeiro, Guamaré e Boa Vista) com direção SW-NE, separados por altos do embasamento (“*horsts*” de Macau, Serra do Carmo e Quixaba, Fig. 2.3), caracterizando-se como um rifte intracontinental (Bertani et al., 1987; Cremonini et al., 1996; Matos, 1992), o qual, faz parte do sistema de riftes do trend Cariri-Potiguar (Matos, 1992).

A evolução da BP está relacionada aos estágios tectônicos sin rifte I, II e III (Chang et al., 1988; Matos, 1987, 1992 e 2000). Enquanto isso, o registro estratigráfico (Fig. 2.4) pode ser compartimentado em quatro seqüências deposicionais: rifte, transicional, drifte transgressiva e drifte progradacional (restrito a porção submersa da bacia). No primeiro estágio, os processos de

subsidência e sedimentação foram controlados por mecanismos de extensão e afinamento crustal (*sin*-rifte II de Matos, 1992), representado pela Formação Pendência (FP). Nos estágios subseqüentes, com o término do rifteamento, foi depositada a seqüência transicional representada pela Formação Alagamar (ALA). Durante a fase drifte, foi depositada a seqüência transgressiva que compõe o Grupo Apodi e, para a última fase drifte, os sedimentos da seqüência progradacional das formações Tibau (TB), Guamaré (GUA) e Ubarana (UB).

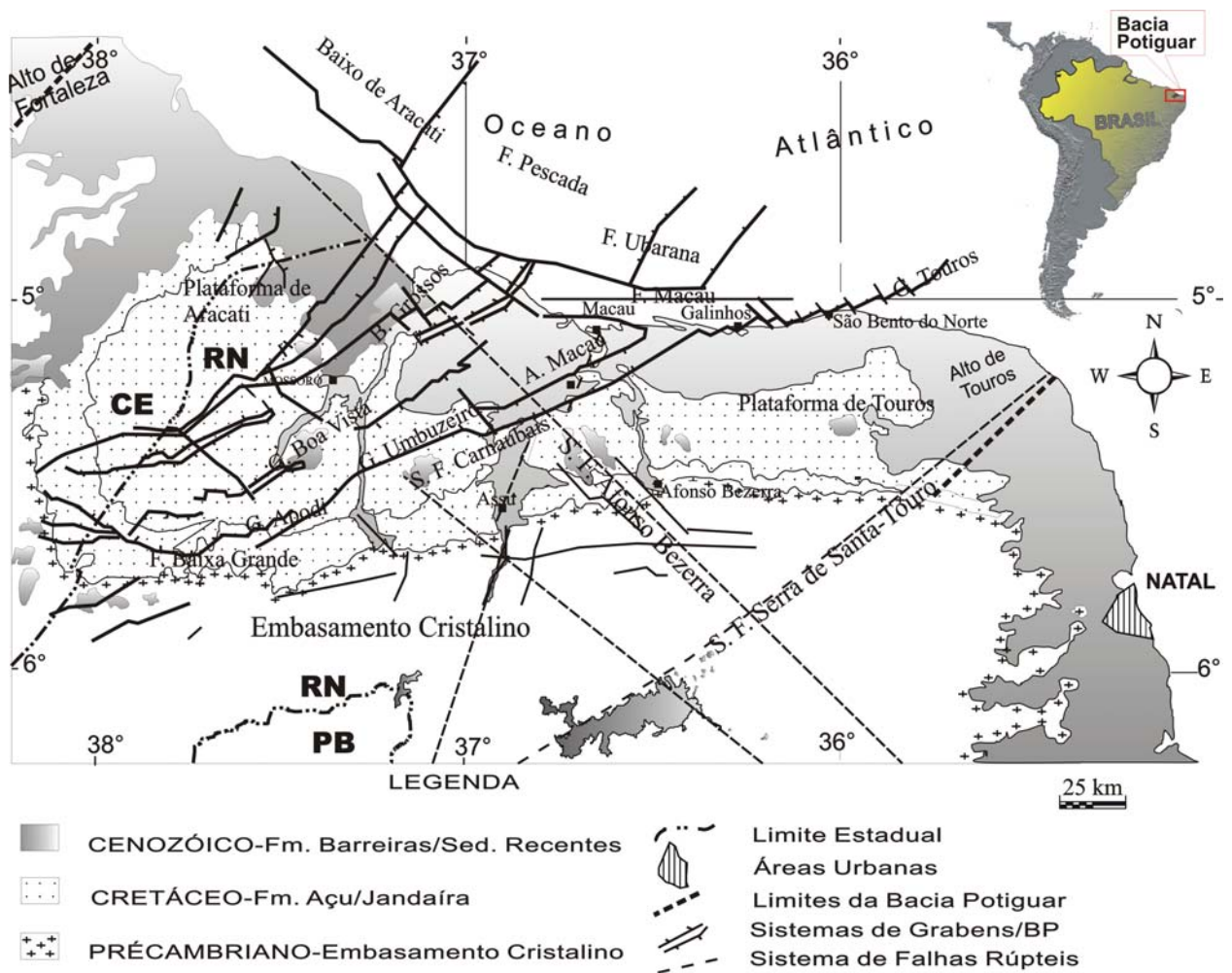


Figura 2.3 – Esboço geológico, tectônico e limites aproximados da Bacia Potiguar, Nordeste do Brasil (compilado de Dantas, 1997 e Matos, 1999).

A evolução sedimentar da BP tem início no Mesozóico e se estende de forma ininterrupta até o Cenozóico, constituindo uma litoestratigrafia compartimentada por Araripe e Feijó (1994) em três grandes grupos (Fig. 2.4): **Areia Branca, Apodi e Agulha**, brevemente descritos a seguir:



- (1) **Grupo Areia Branca** - é constituído por seqüências sedimentares da fase rifte Neocomiana, composto pelas Formações Pendência e Alagamar, a última caracterizando um período de soerguimento e erosão reconhecido regionalmente;

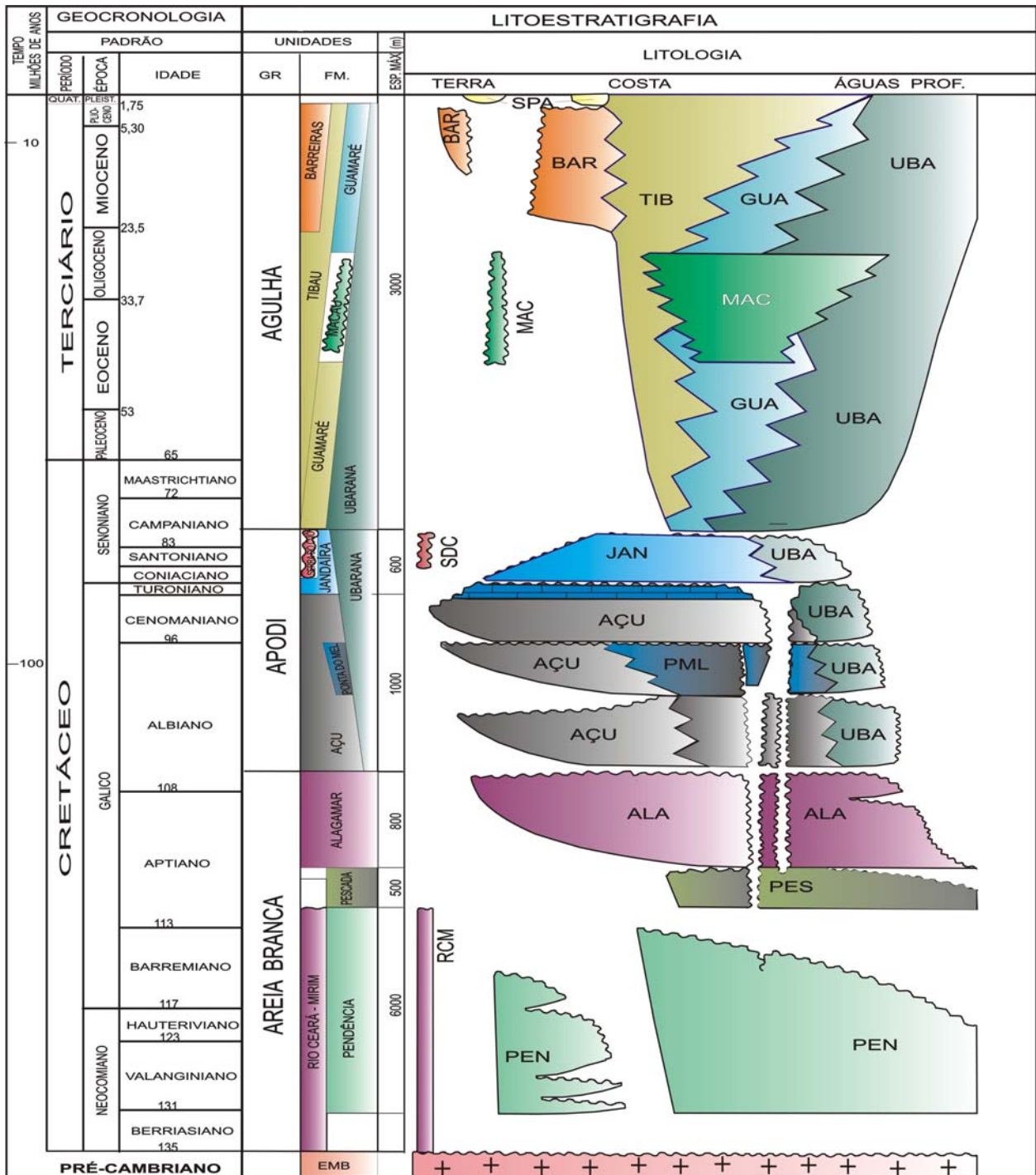


Figura 2.4 - Carta estratigráfica simplificada da Bacia Potiguar (compilado de Araripe e Feijó, 1994).

(2) **Grupo Apodi** – compõe-se de sedimentos siliciclásticos fluviais da Formação Açú, considerados como rochas reservatórios mais importantes da BP; a Formação Açú repousa em discordância sobre o embasamento cristalino e concordantemente sob os sedimentos da plataforma carbonática da Formação Jandaíra, depositados durante todo o Cenomaniano;

(3) **Grupo Agulha** – corresponde à porção superior da BP, sendo subdividida nas formações Ubarana, Guamaré e Tibau (topo da seqüência).

### **2.2.2 - Formação Serra do Martins**

Sob a denominação Formação Serra do Martins, enquadram-se todos os litotipos sedimentares encontrados predominantemente sobre substrato cristalino, entre as cotas de 550-750 m de altitude, no interior do Rio Grande do Norte, Paraíba e Ceará, embora também ocorram nos limites de Pernambuco (Menezes, 1997; Morais Neto, 1999; Barros, 1998). Constituem planaltos residuais tabulares instalados sobre a borda oriental do Planalto da Borborema e discordante sobre o embasamento Pré-Cambriano. No Rio Grande do Norte, onde ocorrem as melhores exposições, com os depósitos aflorando predominantemente nas porções centro Sul e Oeste do Estado, capeando as Serras de Portalegre, Martins, João do Vale e Santana (Menezes, 1997, Menezes et al., 1998, Morais Neto, 1999).

A origem da Formação Serra do Martins, tem sido associada a processos morfoclimáticos Terciários (Menezes, 1997; Menezes, et al., 1998). No entanto, o posicionamento temporal desta unidade ainda é bastante questionável, visto que as relações de campo, ausência de fósseis e falta de camadas guias, dificultam a obtenção de idades relativas e radiométricas. Em trabalho mais recente, Menezes (1997) também atribuiu uma origem fluvial para as rochas da Formação Serra do Martins. Embora a Formação Serra do Martins não tenha sido incluída no Grupo Agulha (topo da Bacia Potiguar), por Araripe e Feijó (1994), Menezes (1997) postulam que esta formação seria a unidade correlata a este grupo no interior do continente.

### **2.2.3 – Formação Barreiras e Sedimentos Quaternários**

A partir do Mioceno, uma sedimentação clástica continental, denominada de Formação Barreiras e/ou Grupo Barreiras, de idade Pliocenica (Suguio, et al., 1999) foi depositada em ambiente regressivo, não só na BP, como também em grande parte das bacias da margem continental brasileira. Estes sedimentos têm sido objeto de estudo desde o início do século, quando o termo “Barreiras” foi usado pela primeira vez por Branner (1902, *in* Mabesoone 1994), para denominar uma faixa de sedimentos variados e contínuos, ora mostrando estruturas sedimentares, ora maciços, que ocorrem ao longo de grande parte da margem continental Atlântica, que se estende da região sudeste à foz do Rio Amazonas. No Rio Grande do Norte, os sedimentos tipo Barreiras são representados por depósitos arenosos a areno-argilosos ou conglomeráticos, de coloração variada (amarelo avermelhado e/ou acastanhado, ocre), por vezes maciços, bioturbados, exibindo estratificações cruzadas ou plano-paralelas. Esses depósitos ocorrem, de forma tabular, no topo das unidades da BP, bem como constituindo falésias ao longo do litoral (Mabesoone, 1986 e 1994; Alheiros et al., 1988).

O registro sedimentar mais jovem, do Quaternário, inclui depósitos fluviais (areias aluvionares e terraços), deltáicos (a exemplo dos sedimentos associados aos deltas dos Rios Açu e Potengi), de praia (beach rocks, recifes areníticos e areias de praias) e dunas eólicas. Estes são reconhecidos sob a forma de depósitos sedimentares arenosos e ou argilosos inconsolidados, instalados sobre os terrenos Pré-Cambrianos e coberturas sedimentares mais antigas. No geral, estão relacionados aos sistemas de drenagens e praias, sendo expressivos apenas nos grandes vales fluviais da região (Rios Açu/Piranhas, Potengi, Apodi, Ceará Mirim) e ao longo da costa Atlântica (Araripe e Feijó, 1994; Menezes, 1997).

## **2.3 - MAGMATISMO MESO-CENOZÓICO**

Durante o Mesozóico e o Cenozóico, o NE do Brasil foi cenário de vários eventos magmáticos intrusivos e extrusivos de natureza predominantemente

básica (Fig. 2.5), coincidindo em parte com a instalação e evolução dos sistemas de *grabens* da margem Atlântica e das bacias interiores (Almeida et al., 1986; Matos, 1992 e 1999). Tomando como base dados geocronológicos compilados e reagrupados por Mizusaki et al. (2002), o magmatismo Meso-Cenozóico pode ser subdividido em três episódios distintos, descritos a seguir.

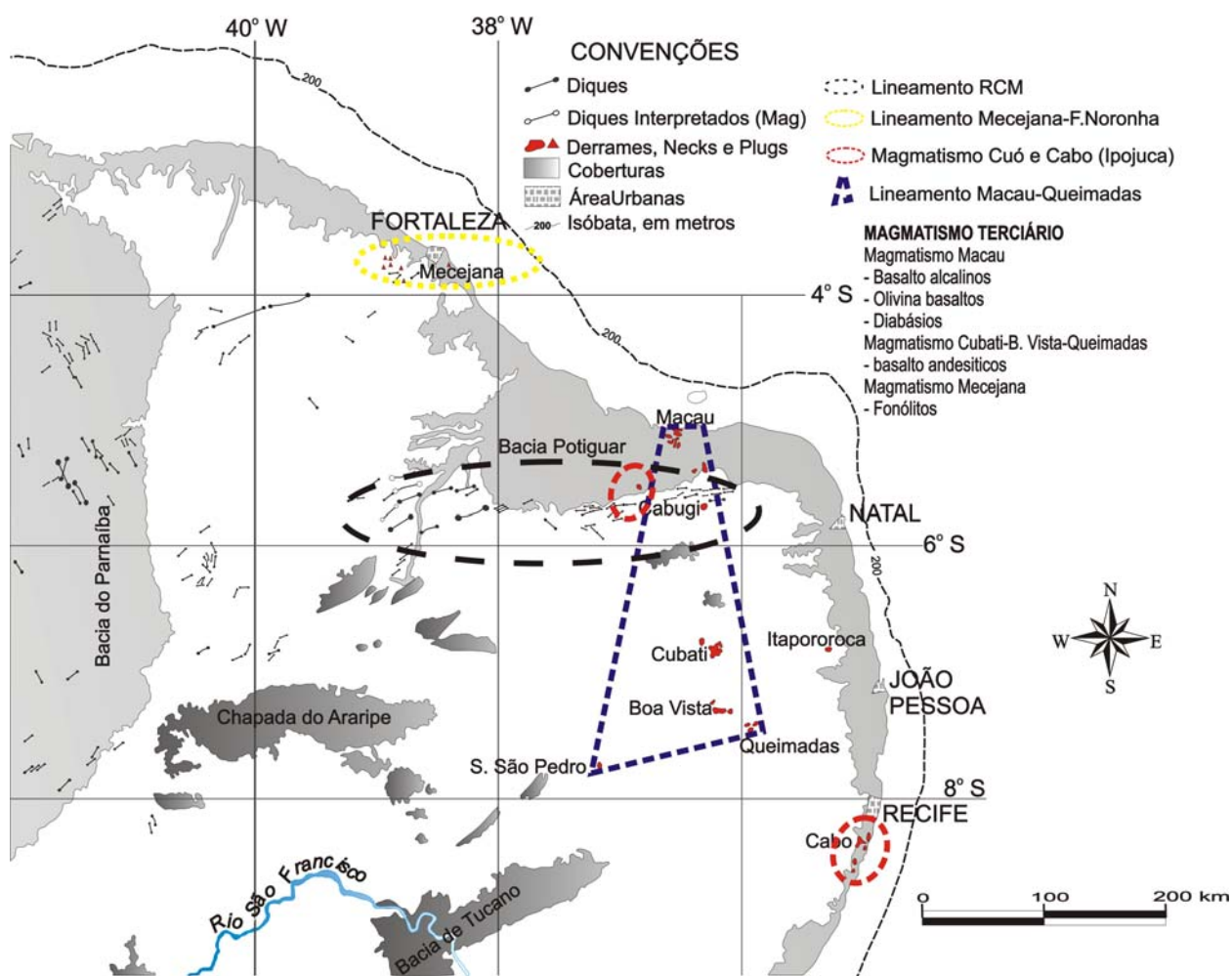


Figura 2.5 – Localização das principais áreas de ocorrência do magmatismo Meso-Cenozóico na Borborema, NE do Brasil (compilado de Almeida, 1988); (1) Lineamento Rio Ceará Mirm-RCM (elipse preta); (2) Magmatismo Cuó e Cabo (elipses vermelhas); (3) Lineamento Mecejana - F. Noronha (elipse amarela) e (4) Lineamento Macau-Queimadas (polígono tracejado azul).

### 2.3.1 - Magmatismo Cretácico

**Cretáceo Inferior** - O episódio magmático mais antigo, é representado por rochas basálticas descritas na Bacia de Lavras de Mangabeira e para os diques Rio Ceará Mirm (RCM). O primeiro corresponde a soleiras de basaltos com

idades K-Ar de ~180 Ma (Priem et al., 1978). O segundo corresponde a uma série de enxames de diques toleíticos de direção E-W (Fig. 2.5), associados ao estágio sin-rifte I da evolução da Bacia Potiguar (Matos, 1992). Esse enxame de diques é considerado o evento magmático mais antigo, apresentando idade K-Ar (rocha total e mineral) entre 145 e 115 Ma, com um pico em 130 Ma (Mizusaki et al., 2002). Eles afloram principalmente a S e a SW da Bacia Potiguar, intrudindo estruturas do embasamento Pré-Cambriano (Almeida et al., 1988). Esses diques são encontrados numa faixa de aproximadamente 350 km de extensão por cerca de 100 km de largura, indo desde o vale do Rio Ceará Mirim, na costa Leste do RN, até Solonópolis – Jaguaratama, no Estado do Ceará, chegando também a atingir o trecho oriental da Bacia do Parnaíba (Almeida et al., 1988).

Idades  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  obtidas para estes diques estão entre  $130,1 \pm 0,4$  Ma em rocha total (Marzoli et al., 2000),  $130,9 \pm 2,9$  Ma obtida em anfibólio (Smith et al., 2001) e idades platôs de  $136 \pm 4$  Ma,  $127 \pm 1,3$  Ma e  $110,7 \pm 1,3$  Ma, obtidas em cristais de plagioclásio de diques de diabásio de João Câmara, Açú e Lajes (RN) por Araújo et al. (2001). Dados recentes reportados por Souza et al., (2003), a partir de anfibólios separados de amostras coletadas na parte central de um dique a Sul de Pedro Avelino, forneceu uma idade platô de  $132,2 \pm 1$  Ma.

**Cretáceo Superior** - O segundo evento magmático, apresenta idades K-Ar entre 105 e 80 Ma ocorrendo em duas regiões distintas: a Província Magmática do Cabo (PMC), na Bacia Pernambuco/Paraíba e o magmatismo Serra do Cuó na Bacia Potiguar (Fig. 2.5). As rochas da PMC ocorrem como diques, *plugs*, derrames, soleiras e lacólitos intrusivos nas seqüências clásticas de idades cretáceas da Formação Cabo (Amaral e Menor, 1979; Sial, 1976a). Datações  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  (rocha total) obtidas em basaltos, traquitos, riolitos e ignimbritos revelam idades entre 111 e 100 Ma (Lima Filho e Szatmari, 2002). No entanto, dados mais recentes (Nascimento, 2003; Nascimento et al., 2003), apresentaram idades  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  entre 104 e 100 Ma, com concentração em 102 Ma para as rochas da PMC. Já o magmatismo Serra do Cuó (Oliveira, 1996), apresenta idades K-Ar de  $83 \pm 6$  e  $80,4 \pm 2$  Ma (Sial et al., 1981). Inicialmente

foi descrito na porção Sul da Bacia Potiguar (Lima Neto, 1998) e corresponde a rochas basálticas de natureza toleítica a moderadamente alcalina.

Tomando como base os dados K-Ar reavaliados por Mizusaki et al. (2002), esse magmatismo aparece com um pico em torno de 90 Ma, sendo menos expressivo do que o tipo RCM. Resultados  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  fornecidos por Araújo et al. (2001) mostram uma idade integrada de  $98,3 \pm 0,8$  Ma, com média de  $99 \pm 2$  Ma, para este evento magmático. Recentemente, dados apresentados por Souza et al. (2003) forneceram idades integradas entre  $95,0 \pm 0,3$  -  $96,4 \pm 0,3$  Ma, com um pico de mais alta probabilidade em  $93,1 \pm 0,8$  Ma.

### 2.3.2 - Magmatismo Cenozóico

O último evento refere-se às rochas do magmatismo ocorrido durante o Cenozóico, incluindo ocorrências na porção continental e oceânica, denominados de Formação Macau no RN, magmatismo Cubati-Boa Vista-Queimadas na Paraíba e Serra de São Pedro em Pernambuco e magmatismo Mecejana no CE. No RN esse magmatismo básico, também ocorre nas porções emersa e submersa da BP, estando em contato concordante e discordante com as unidades sedimentares de idade correlata ou mais antiga, ou dispersos em vários locais no embasamento Pré-Cambriano em direção ao interior do continente (Almeida et al., 1988). Especialmente, as ocorrências desse magmatismo estão distribuídas dentro de duas áreas principais; os alinhamentos Macau – Queimadas e Mecejana – Fernando de Noronha (Almeida et al., 1988), conforme mostrados na Figura 2.5.

Em função dos objetivos da presente tese, a seguir serão abordados em maior detalhe, a descrição do magmatismo Cenozóico do NE Oriental do lineamento Macau – Queimadas, com ênfase ao magmatismo que ocorre entre Cerro Corá e Jandaíra no estado do Rio Grande do Norte.

**Alinhamento Macau – Queimadas** - As rochas do magmatismo Cenozóico que ocorrem no Rio Grande do Norte e na Paraíba têm sido reportadas desde o clássico trabalho de Moraes (1924). Duas décadas depois, Rolff (1947) ressaltou o Pico do Cabugi, 10 km a Oeste de Lajes (RN), como uma feição marcante do magmatismo básico Meso-Cenozóico, interpretando-o como um

*neck* vulcânico. Porém, os primeiros relatos descrevendo basaltos cortando a Formação Jandaíra, são creditados a Kegel (1957), atribuindo a essas rochas uma idade Meso-Cenozóica.

A denominação Formação Macau, foi empregada inicialmente por Mayer (1974, *in* Souza 1982) para descrever derrames de basaltos próximos à cidade homônima. Os litotipos analisados por aquele autor compreendem uma suíte de rochas básicas, formada por basaltos e diabásios alcalinos de granulação fina a afanítica, por vezes vesicular, podendo conter microxenólitos de peridotitos.

Até a década de 80, a Tese de Doutorado de Sial (1974) e vários artigos do mesmo autor e/ou de colaboradores (Sial, 1975, 1976a, 1976b, 1977, 1978, 1979a, 1979b; Sial et al., 1981; Almeida, 1986; Chomin-Chiaramonti et al., 1986; Almeida et al., 1988; Princivalle et al., 1989) e outros produziram a maioria dos dados geoquímicos e petrogenéticos desse magmatismo. Nos últimos anos, novas informações geoquímicas e isotópicas levaram a interpretações sobre o possível tipo de manto, que originou as rochas em lide e suposições relativas à ação do *hotspot* Fernando de Noronha, como explicação para as ocorrências dos centros vulcânicos Cenozóicos da região (Fodor et al., 1998; Rivalenti et al., 2000; Hollanda, 2002).

Regionalmente, estes corpos estão dispostos segundo a direção Norte-Sul, sendo encontrados desde a plataforma continental no litoral Norte do Rio Grande do Norte até a região de Queimadas, Boa Vista (Paraíba) e Serra de São Pedro (Itapetim-PE), perfazendo uma extensão de aproximadamente 350 km por cerca de 60 km de largura. As exposições do alinhamento Macau-Queimadas, concentram-se principalmente nos Estados do Rio Grande do Norte, foco principal deste estudo (regiões de Jandaíra - Pedro Avelino - Lajes - Santana do Matos - Bodó - Cerro Corá - São Tomé e Lajes Pintada), Paraíba (regiões de Frei Martinho - Nova Palmeira - Cubati - Boa Vista - Queimadas) e uma única ocorrência conhecida em Pernambuco, na Serra de São Pedro - Itapetim (Sial, 1976a, 1976b, 1978, 1991).

Na Bacia Potiguar, os basaltos estão intercalados nas formações Tibau (arenitos), Guamaré (calcários) e Ubarana (folhelhos e arenitos turbidíticos) (Souza 1982). Na porção marinha do litoral de Macau (campo de Ubarana),

Mizusaki (1989) descreveu derrames formados por olivina basaltos, diabásios e rochas piroclásticas.

**Geocronologia** - Os estudos geocronológicos K-Ar iniciais, realizados por Cordani (1970), Sial et al. (1981), Fodor e Mckee (1986) e Sial et al. (1991), foram obtidos em amostra de alguns *plugs*, *necks* e derrames distribuídos pelo NE do Brasil. Na Paraíba, o magmatismo que ocorre próximo a cidade de Boa Vista foi inicialmente reportado por Brito Neves (1983) usando o método K-Ar (rocha total), obtendo uma idade de  $29,5 \pm 1$  Ma. Rochas vulcânicas de Cubati e Queimadas, também foram datadas pelo mesmo autor, obtendo idades de  $37 \pm 3$  e  $19,1 \pm 1$  Ma, respectivamente. No Rio Grande do Norte, os primeiros dados geocronológicos são creditados a Cordani (1970), que datou rochas do Pico do Cabugi, usando o método K-Ar, obtendo uma idade de  $19,7 \pm 0,8$  Ma. Posteriormente, Fodor e Mckee (1986) dataram basaltos da porção marinha da Bacia Potiguar e obtiveram idades de  $36,3 \pm 1$  e  $29 \pm 0,9$  Ma. Adicionalmente, Sial et al. (1981, 1991) e Mizusaki et al. (2002) apresentam compilações das idades K-Ar disponíveis na literatura para o vulcanismo Cenozóico do Rio Grande do Norte. Os dados mostraram uma distribuição de idades entre  $45 \pm 1$  e  $12,5 \pm 1,0$  Ma, com pico em torno de 30 Ma. Os dados K-Ar (rocha total) disponíveis para os centros vulcânicos mais expressivos e conhecidos do RN estão assim distribuídos: Serra Preta de Pedro Avelino -  $13,9 \pm 2$ ,  $13,0 \pm 1$  e  $12,5 \pm 1$  Ma; *plugs* Cabelo do Negro (NE de Santana do Matos) -  $27,7 \pm 0,6$  Ma; Serrote Preto de São Tomé -  $29,3 \pm 2$  Ma; Serra Preta de Cerro Corá -  $31,7 \pm 1$  e  $30,4 \pm 1$  Ma.

Nos últimos anos, estudos geocronológicos adicionais em corpos do RN, usando a metodologia  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , começaram a ser produzidos. Araújo et al. (2001), publicaram idades de  $29,7 \pm 0,6$  Ma para basaltos de Serra Preta de Cerro Corá e  $23,7 \pm 1,2$  Ma para rochas basálticas do Pico do Cabugi. Usando o mesmo método, Morais Neto et al. (2002) apresentaram uma idade platô de  $24,2 \pm 0,3$  Ma, para basaltos da Serra Preta de Cerro Corá. Trabalhos mais recentes reportam idades entre  $53,4 \pm 0,4$  a  $6,4 \pm 0,5$  Ma para vários centros vulcânicos de rochas basálticas do RN (Souza et al., 2003, 2004).



**Petrologia** - Estudos petrográficos e petrológicos envolvendo litogeoquímica e química mineral foram feitos por diversos autores ao longo das últimas décadas, ressaltando-se os trabalhos de Sial et al. (1976, 1978, 1991), Comin-Chiaramonti et al. (1986), Almeida et al. (1988), Princivale et al. (1989), Ferreira e Sial (1999), Souza et al. (2002a, b). Todavia, os trabalhos mais completos ainda são aqueles de Sial et al. (1976, 1977, 1978, 1991), que discutem não apenas a origem desse magmatismo a partir de uma fonte lherzolítica, mas igualmente a importância geodinâmica e o significado tectônico do mesmo para a evolução Cenozóica da região.

Segundo Sial (1976, 1977), a suíte máfica Cenozóica que ocorre predominantemente no RN é composta por ankaratritos, basanitos e olivina basaltos com afinidades basaníticas e toleíticas. Estas rochas foram agrupadas por aquele autor em duas associações petrograficamente distintas: basaltos alcalinos e olivina basaltos, os últimos, representando membros mais diferenciados de um magma basáltico alcalino precursor. Os *necks* e *plugs* são as formas de ocorrência mais comum, compondo-se principalmente de basaltos alcalinos, basanitos e mais raramente ankaratritos, moderado a fortemente subsaturados em sílica e enriquecidos em elementos incompatíveis (Sial, 1974, 1976b, 1978). Ainda segundo esse mesmo autor, as principais fases minerais constituintes dos magmas basálticos são olivina, augita cálcica e subcálcica, óxidos de ferro, plagioclásio, nefelina e feldspato potássico. Para os tipos alcalinos, a cristalização teria começado com olivina, seguida de óxidos de ferro, apatita e nefelina, enquanto que para os olivina basaltos, começaria com olivina, seguida por plagioclásio, augita e minerais óxido de ferro. Especificamente para a área de Boa Vista, foram descritas rochas vulcânicas como basaltos andesíticos de afinidade toleítica, pobres em potássio, enriquecidos em elementos terras raras leves, baixo Mg# e comparativamente com baixas concentrações de Ti, P, Ba, Rb, Sr, Zr e Nb, em relação às outras vulcânicas que ocorrem no RN (Souza et al., 2002a).

Baseando-se nos estudos feitos principalmente no Pico do Cabugi e extrapolando para toda região, as rochas deste magmatismo são de natureza predominantemente alcalina, gerada por fusão parcial a altas pressões, seguindo-se o fracionamento magmático e geração de magmas ankaratriticos e

basaníticos (Sial et al., 1991, 1999). Sua origem mantélica foi inferida pela constante presença de xenólitos do manto, inclusos nos basaltos. Esta observação levou Sial (1976b, 1978) a assumir que todos os basaltos Cenozóicos do RN estariam relacionados a uma câmara magmática posicionada a pelo menos 64 km de profundidade. Os xenólitos do manto foram inicialmente reportados por Leonardos e Araújo (1968), os quais fizeram referência à sua relativa abundância no Pico do Cabugi. Em vários corpos vulcânicos, principalmente nos *plugs* e *neks*, são comuns texturas granulares ou porfiroclásticas (Sial, 1976b, 1977; Rivalenti et al., 2000). Outros estudos baseados na química mineral das inclusões peridotíticas (Sial, 1976b, 1977; Rivalenti et al., 2000) estimaram pressões entre 19 e 27 kbar, ou profundidades equivalentes de 64 a 90 km, respectivamente. Análises isotópicas (Sr, Nd) de basaltos e nódulos peridotíticos feitas por diversos autores (Sial, 1977; Fodor et al., 1998; Comin-Chiaramonti et al., 1986; Rivalenti et al., 2000) sugerem fontes mantélicas heterogêneas e variavelmente metassomatizadas.

## **2.4 – ELEMENTOS ESTRUTURAIS E TECTÔNICOS**

### **2.4.1 – Estruturas Dúcteis Pré-Cambrianas**

Os principais elementos estruturais observados na Província Borborema (Fig. 2.6), são o reflexo de uma complexa evolução crustal iniciada no Pré-Cambriano e atuante até o Fanerozóico. Essa complexidade foi motivada pela superimposição de eventos deformacionais, durante as orogêneses Transamazônica e Brasiliana seguindo-se a abertura do Oceano Atlântico e a instalação da margem andina (Almeida et al., 2000). As principais zonas de cisalhamento da PB apresentam cinemática dextrógira (Fig. 2.6), sendo os exemplos mais expressivos os lineamentos Patos e Pernambuco, de direção Leste-Oeste (Corsini et al., 1991; Jardim de Sá et al., 1995), delimitando a denominada Zona Transversal (ZT – Santos, 1996). A Norte do lineamento Patos, dominam zonas de cisalhamento dextrógiras e faixas dobradas de direção predominantemente NNE (Fig. 2.1, 2.2 e 2.6). Neste domínio, as principais

zonas de cisalhamento são Picuí - João Câmara (ZCPJC) a Leste, e Portalegre (ZCPA) e Orós a Oeste, sendo as duas primeiras nos limites do DSe (Fig. 2.1 e 2.2), estendendo-se por dezenas até centenas de quilômetros. Em superfície, são observadas feições cataclásticas produzidas no final do brasiliano e reativações ocorridas no Fanerozóico, relacionadas aos processos de elevação da PB (Matos, 1992). Estas reativações desempenharam importante papel para a formação das bacias riftes do *trend* Cariri-Potiguar, como também propiciaram a criação de sítios transtrativos (tipo bacias *pull apart*) que podem ter se comportado como canais para a subida de magmas básicos.

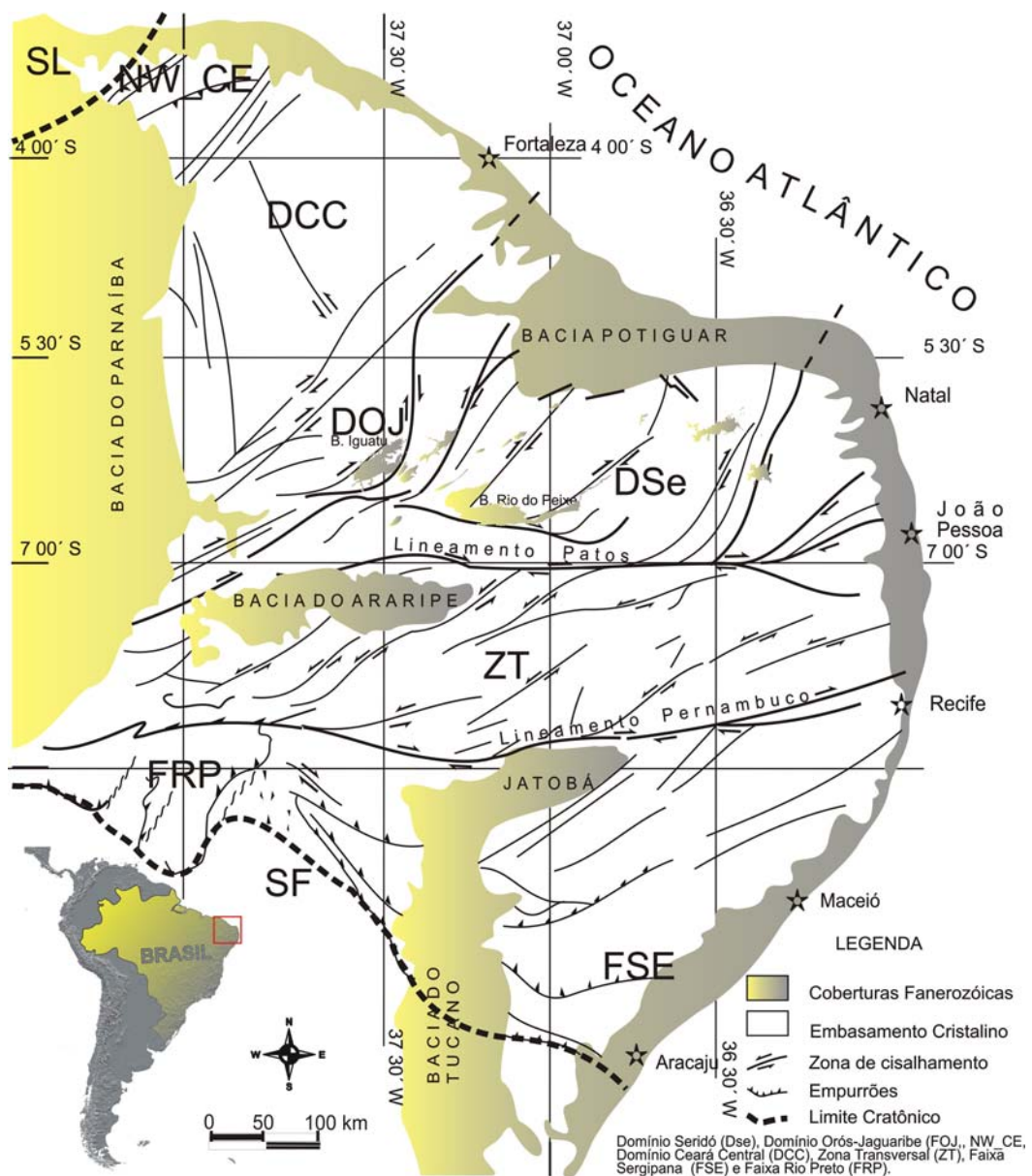


Figura 2.6 – Arcabouço tectônico da Província Borborema, NE do Brasil, mostrando os principais elementos estruturais (compilado de Jardim de Sá, 1994).

### 2.4.2 – Tectônica Meso-Cenozóica

Durante as últimas décadas, vários modelos tectônicos foram propostos para explicar a evolução tectônica e o magmatismo ocorridos no NE do Brasil a partir do Mesozóico. Os modelos mais aceitos tratam da quebra do supercontinente Gondwana, considerado o evento mais importante ocorrido durante o Mesozóico, o qual foi acompanhado por processos que levaram à formação de bacias do tipo rifte, gerando magmatismo básico associado.

No NE do Brasil, o primeiro evento magmático é representado pelo enxame de diques RCM, relacionado à fase sin-rifte I, refletindo o início dos processos que levaram à instalação dos sistemas de riftes da costa Leste do Brasil. Trata-se do evento responsável pelo início dos movimentos conjugados que atuam até o presente e que controlam a migração da Placa Sul-Americana para Oeste, em resposta à criação de crosta oceânica e ao deslocamento da crosta sobre o manto litosférico (Burke e Dewey, 1973; Morgan, 1983; Marzoli et al., 2000; Wilson, 1992).

Dentre os modelos já publicados, os mais aceitos são creditados a Szatmari et al. (1985, 1987) e Matos (1987, 1992). O primeiro modelo considera uma rotação horária sofrida pela placa Sul-Americana em relação a Africana, produzindo forças compressivas (E-W) e distensivas (N-S) na placa. Outro modelo postula (Matos, 1987, 1992) uma evolução puramente extensional, NW-SE (Fig.2.7a) e E-W (Fig.2.7b), passando por três estágios de evolução; sin-riftes I, II, III, sumarizados a seguir:

- (a) **fase sin-rifte I** - instalação de uma ampla depressão, no Jurássico superior, preenchida com sedimentos continentais e evaporitos. Na BP, não foram encontrados sedimentos desta fase; os diques E-W RCM são os representantes deste estágio;
- (b) **Fase Sin-Rifte II** (Neocomiano inferior) foi considerada como a responsável pelo controle da instalação da maioria dos riftes da PB, originando os *trends* Gabão-Sergipe-Alagoas, Recôncavo-Tucano-Jatobá e Cariri-Potiguar. No último, de direção NE-SW, deu-se a instalação da Bacia Potiguar a partir de esforços distensivos NW-SE;

- (c) **fase sin-rifte III** (Barremiano superior), fase extensional, com o desenvolvimento da geometria final das bacias da margem Leste. Nos dois últimos contextos, Matos (1992) posiciona o início da instalação do rifte Potiguar (Neocomiano-Barremiano); a parte emersa da BP estaria ligada à fase II, extensões máximas WNW-ESE, gerando meio *graben* na direção NE-SW (Fig. 2.7a). A fase III teria resultado de considerável mudança na cinemática do rifteamento, provocado por esforços distensivos de direção WNW-ESSE, que passam a impor no *graben* potiguar esforços cisalhantes preferencialmente E-W (Fig. 2.7b).

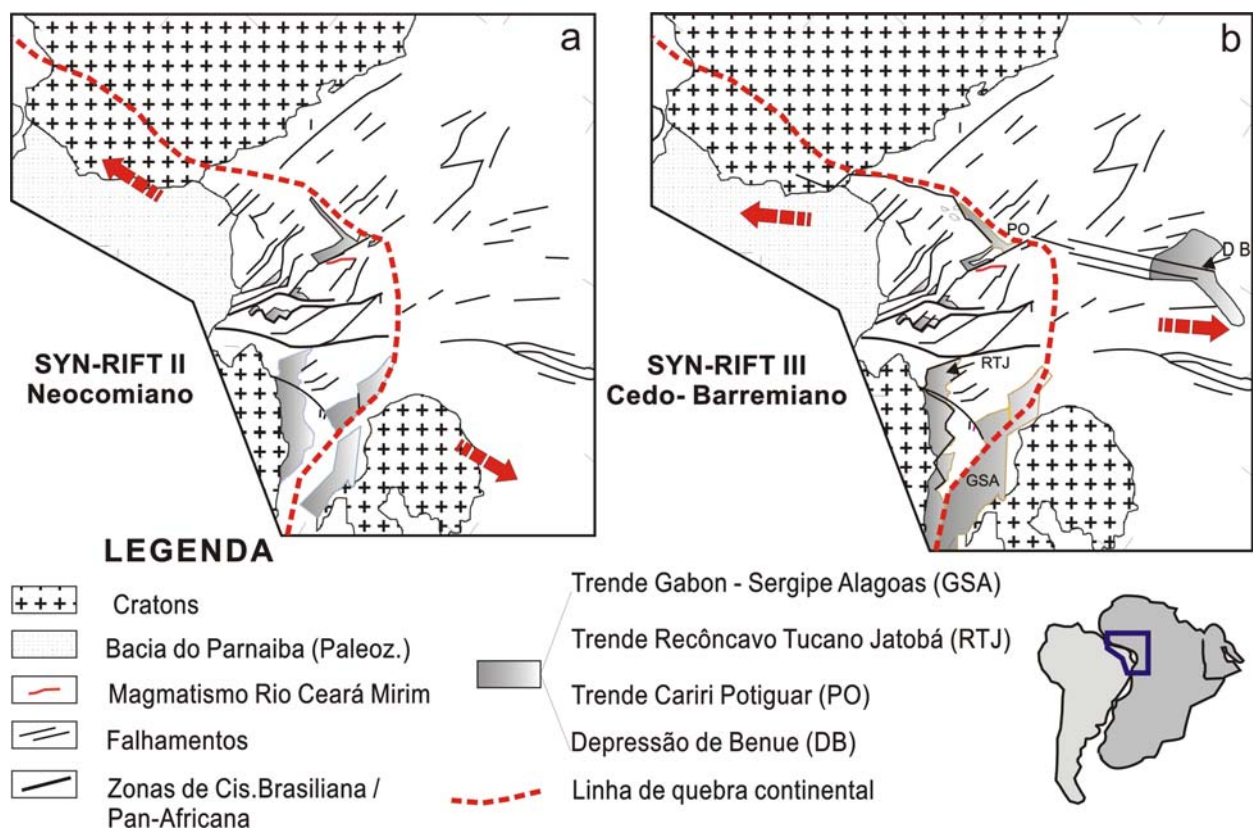


Figura 2.7 - Estágios (a) Sin-Rifte II e (b) Sin-Rifte III para a Bacia Potiguar (compilado de Matos, 1992).

Um outro modelo proposto para a evolução tectono-sedimentar da Bacia Potiguar foi sugerido por Matos (1999), fazendo uma correlação com a evolução da margem equatorial atlântica. O modelo sugere que esta margem tenha tido os estágios de evolução, pré, sin e pós-movimento transformante, substituindo os termos pré-, sin- e pós-rifte, aos quais associa-se o desenvolvimento das bacias da margem equatorial atlântica, ligada a um estágio rifte (Aptiniano-



paralelas, com características geométricas, estruturais e tectônicas semelhantes, definindo um par conjugado, orientado segundo as direções NE-SW (Dantas, 1998). Estes sistemas de falhas apresentam-se como importantes elementos de trabalho, por comportarem indícios de reativações tectônicas recentes no arcabouço estrutural da BP. Tratam-se de estruturas importantes, permitindo a migração e o armazenamento de óleo para níveis mais rasos. Estas reativações também podem ter permitido a passagem dos magmas basálticos durante o Cenozóico, provenientes de regiões profundas do manto litosférico.

## 2.5 - POSSÍVEIS CAUSAS DO MAGMATISMO

No contexto geodinâmico do NE do Brasil, alguns autores postulam que os eventos magmáticos ocorridos nesta região podem ser o reflexo de anomalias térmicas do manto, associadas aos estágios de quebra do supercontinente Gondwana e, possivelmente, à migração da plataforma Sul-Americana sobre a pluma de Santa Helena no Mesozóico (Cordani 1970; Morgan 1983; Wilson 1992; Chang et al., 1992) e sobre a pluma Fernando de Noronha no Terciário (Fodor et al., 1998, Hollanda, 2002). Observando os modelos propostos já publicados sobre o magmatismo Terciário, destacam-se duas linhas de pensamento distintas: uma hipótese que defende um magmatismo gerado por reajustes ocorridos na placa Sul-Americana e outra que associa o magmatismo a plumas do manto (*hotspots*). As hipóteses especuladas e a evolução do conhecimento ao longo das últimas décadas estão resumidas a seguir.

Do ponto de vista tectônico, Almeida (1967) correlacionou o magmatismo Macau à terceira fase de reativação da Plataforma Sul-Americana. Posteriormente, Sial (1975) propôs duas hipóteses para o alinhamento desses corpos na direção Norte-Sul: i) a existência de um *hotspot* sob o bloco continental nordestino durante o Terciário, e ii) a colocação de magmas em zonas de alívio de pressão, causado por reajuste interno da placa Sul-Americana durante a orogênese andina (Oligoceno – Mioceno). Ainda segundo Sial (1975), as idades K-Ar disponíveis não mostram nenhuma correlação espacial entre a distribuição geográfica dos centros vulcânicos e a sua idade, o

que inviabilizava num primeiro momento a idéia de um *hotspot*. A natureza alcalina e o restrito volume de magma extravasado também não seriam típicos de *hotspot* instalado na base da crosta. Neste caso, a geração de magmas associados a reajustes internos da placa parecia ser mais plausível, tendo em vista que estes reajustes poderiam gerar e/ou reativar descontinuidades, onde o magma ascenderia à superfície.

Porém, no final da década 1980, Almeida et al. (1988) especularam que o referido magmatismo teria sua origem a partir de uma crista térmica surgida no manto litosférico, causada pelo deslocamento da placa Sul Americana para Oeste, também relacionando-o a um ponto quente (*hotspot*). Contudo, Ussami et al. (1999) postularam que o posicionamento do magmatismo Macau coincide, em idade, com o intervalo inferido para um importante evento deformacional ocorrido durante o Mioceno-Plioceno no NE do Brasil. Eles sugeriram que em seu deslocamento para Oeste, o NE do Brasil possivelmente passou sobre um *hotspot*, propiciando a criação de um domo térmico de escala litosférica gerando uma anomalia térmica regional, expressa em superfície por atividade vulcânica. Portanto, um domo térmico é a explicação atualmente aceita por alguns pesquisadores para justificar a tendência de epirogênese positiva na região, também refletida em anomalia de geóide e do alto fluxo térmico (Ussami et al. 1999).

Outros pesquisadores (Sial, 1974; Assumpção, 1992; Ferreira et al., 1998; Jardim de Sá, 2001) consideram que, em virtude das mudanças ocorridas no espalhamento do assoalho oceânico durante o Mioceno, concomitante à orogenia andina, impõe-se um sistema de compressão Leste-Oeste generalizada, que pode ter causado reajustamento na placa Sul-Americana por alívio de pressão de zonas arqueadas geradas durante o Mesozóico.



## **CAPÍTULO III - MAPEAMENTO GEOLÓGICO DOS CENTROS MAGMÁTICOS**

No presente capítulo, são abordados critérios e metodologias que foram empregados no mapeamento geológico das unidades litológicas identificadas na área de estudo. O resultado do presente mapeamento, culmina com uma proposta de empilhamento litoestratigráfico para o magmatismo Cenozóico. Para tanto, foram utilizados dados fornecidos por produtos de sensores remotos e relações de campo. A cartografia geológica teve como meta principal, implementar o uso de ferramentas modernas, visando aperfeiçoar e melhorar a qualidade dos mapeamentos prévios existentes, tornando-os aptos a contribuir para formulação de um modelo de estruturação para a tectônica Cenozóica.

### **3.1 – ANÁLISES DE DADOS OBTIDOS DE SENSORES REMOTOS**

A partir do início da década de oitenta, o projeto Landsat Thematic Mapper (TM) se tornou uma ferramenta efetiva em mapeamentos geológicos, com especial vantagem para aquelas áreas onde as rochas estão bem exposta, cenário comum em terrenos áridos e semi-áridos. Como consequência disso, o uso cada vez maior de informações obtidas através de Sensores Remotos (SR), aerotransportados e orbitais ativos e/ou passivos, atualmente desempenham importante papel na geologia, tanto em escala regional quanto em escala de detalhe (imagens de satélites, fotografia aérea, imagens do radar SRTM, imagens gravimétricas). Dados desta natureza, portanto, após serem submetidos à aplicação de procedimentos matemáticos, estatísticos e ferramentas de Processamento Digital de Imagens (PDI), são úteis no estudo da superfície terrestre, sendo usados para mapear unidades geológicas e feições estruturais, rede de drenagem, aspectos geomorfológicos, dentre outros. No âmbito deste estudo, a utilização de produtos de SR teve importante função, auxiliando no mapeamento dos corpos magmáticos.

Embora tradicionais, o uso de fotografias aéreas em escalas variadas ainda é uma ferramenta poderosa e importante para a geologia. Elas são muito eficientes para a identificação de feições geológicas, permitindo visualização em estereoscopia, prestando-se principalmente para marcar o traçado dos contatos

entre unidades distintas. Por outro lado, as imagens de satélites mais utilizadas, são compostas por 7 bandas espectrais do sensor TM e mais recentemente ETM<sup>+</sup>, do Landsat 5 e 7, respectivamente, cobrindo faixas do visível ao infravermelho próximo (VNIR) e de ondas curtas do infravermelho (SWIR) do espectro eletromagnético, onde vários minerais formadores de rochas exibem assinaturas espectrais distintivas, permitindo que rochas diferentes sejam separadas e em alguns casos identificadas. A resolução espacial de 30 metros dos dados TM e ETM<sup>+</sup> permite que a variação litológica seja detectada pela informação espectral, e seja retratada em detalhe suficiente para o mapeamento geológico em escalas adequadas. Além disso, a resolução espacial de 15 metros da banda PAN do ETM<sup>+</sup> e os dados de altimetria fornecidos pelo sistema radar SRTM, disponíveis em resolução de 90 metros, oferecem a oportunidade para execução de análise ainda mais detalhada do terreno, quando combinadas com as informações multiespectrais das outras bandas avaliadas e geração de Modelos Digitais de Terreno (MDT). Todas estas bandas (imagens em tons de cinza) depois de submetidas a PDI (Fig. 3.1) podem ser combinadas em inúmeras possibilidades de composições coloridas.

Os procedimentos metodológicos aqui discutidos e usados, têm como objetivo definir as técnicas de PDI mais eficientes em se identificar, reconhecer e diferenciar alvos distintos no terreno. Neste caso específico, as rochas magmáticas Meso-Cenozóicas.

As cenas selecionadas para auxiliar o mapeamento geológico da área, encontram-se localizadas em uma região do semi-árido nordestino com pouca vegetação, cobrindo a porção central do RN. A área da cena é dominada em toda sua extensão por rochas do embasamento Pré-Cambriano, pertencente ao Domínio Seridó (DSe), sedimentos Meso-Cenozóicos da Bacia Potiguar e rochas do magmatismo Meso-Cenozóico.

Todos os produtos digitais e mapas geológicos prévios utilizados no presente trabalho, foram retificados segundo bases cartográficas da SUDENE, na escala de 1:100.000 existentes para a região, onde pontos de controle de alta precisão geodésica (RNs) foram conferidos no terreno. Os dados obtidos no campo, juntamente com os resultados das interpretações dos produtos digitais,

foram inseridos em uma base de dados georreferenciada, segundo o Datum SAD69, para serem integrados, reinterpretados e gerados os mapas finais.

Os produtos digitais foram processados no programa ErMapper versão 6.2 e/ou ENVI versões 3.4 e 3.6, para os quais observaram-se bons níveis de georreferenciamento dessas imagens, conferidos através das bases cartográficas e pontos de controle no terreno, principalmente quando levado em consideração a escala de trabalho. Os produtos gerados pelo SR forneceram informações prévias para suportar as campanhas de campo subseqüentes, checagem de mapas e posterior integração com os alvos já mapeados na região. Com tais propósitos, utilizou-se parte das cenas WRS 215\_064 (Landsat 5 e 7, obtidas em 30/07/1988 e em 11/08/2001) dos dois sensores mencionados, nas quais, foram aplicados os procedimentos de PDI sumarizados a seguir e mostrados na Figura 3.1:

- 1) aquisição das imagens (site <http://glcf.umiacs.umd.edu>, Universidade de Maryland, USA);
- 2) importação das imagens para o programa ErMapper versão 6.2 e/ou ENVI, versões 3.6 e 4.0;
- 3) seleção da área de interesse e retificação das imagens;
- 4) aplicação de procedimentos matemáticos e estatísticos as imagens, para aumento de contraste, realce de diferenças espectrais, formas e contornos das feições em superfície;
- 5) análises por principais componentes (PC's) e geração de imagens razões de bandas e composições coloridas RGB, RGBI, IHS;
- 6) aplicação de filtros direcionais para realçar feições lineares, relevos positivos e negativos;
- 7) com as imagens tratadas, foram feitas vetorização dos atributos de interesse (falhas, dobras, contatos litológicos, traços de foliação, estruturas lineares, drenagens, represas estradas áreas urbanas etc.) com o programa Arc-View versão. 3.2;

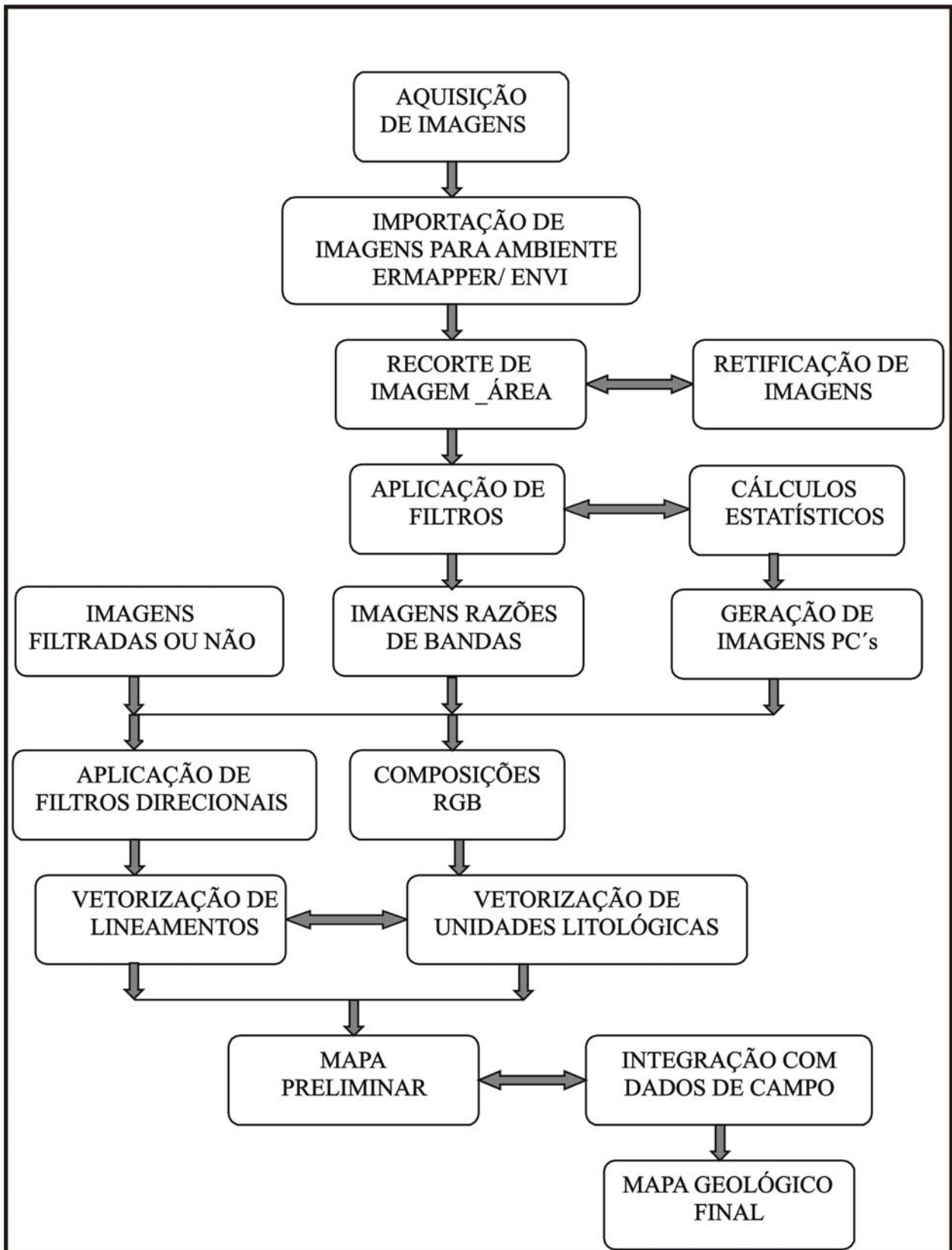


Figura 3.1 - Fluxograma esquemático mostrando etapas usadas no processamento digital de imagens.

- 8) integração de informações obtidas das imagens juntamente com os dados de campo para elaboração de mapas preliminares;
- 9) elaboração de mapas diversos.

### **3.1.1 - Análise das Composições Coloridas**

Para o presente estudo, foi selecionado e utilizado aquele conjunto de imagens do Landsat 5TM e 7ETM+, que se destacaram após aplicação dos procedimentos de PDI. A imagem colorida resulta da associação no sistema RGB de três ou mais bandas (imagens) espectrais em tons de cinza processadas, visando facilitar sua interpretação visual, permitiu a separação de unidades litológicas distintas como uma função das assinaturas espectrais dos alvos imageados.

### **3.1.2 - Resultados Obtidos das Imagens Landsat**

Tomando como premissa os passos discutidos anteriores, foram produzidas diversas composições coloridas RGB. A Figura 3.2 mostra uma imagem exemplo cobrindo uma área de 112 km por 132 km, dentro da qual a área de estudo encontra-se inserida. Entre os vários exemplos de composições coloridas em falsa cor, destacam-se as imagens RGB 741, RGB 451, RGB 531 (mostrada aqui) e RGB 521, além das composições coloridas RGB 7/471 e RGB 7/475 que envolvem razão de bandas. Nas imagens RGB 741 e RGB 451, as praias são vistas em tonalidades brancas (areia quartzosa), os basaltos e diabásios são pretos ou cinza escuro e a vegetação é verde escura. Do mesmo modo, as imagens RGB 531 e RGB 521 mostram áreas arenosas em tonalidades brancas, enquanto os basaltos e diabásios se apresentam em tonalidades verde escura a preta, a vegetação em marrom escuro e os corpos aquosos em azul escuro a preto. Já os micaxistos exibem faixas em variados tons de verde azulados. Enquanto isso, os exemplos que envolvem as razões de banda, imagem RGB 7/471 e RGB 7/475 mostram áreas arenosas em tonalidades brancas azuladas, rochas vulcânicas em tons vermelho a preto, rochas gnáissicas e os granitos em tons amarelados e/ou azulados.

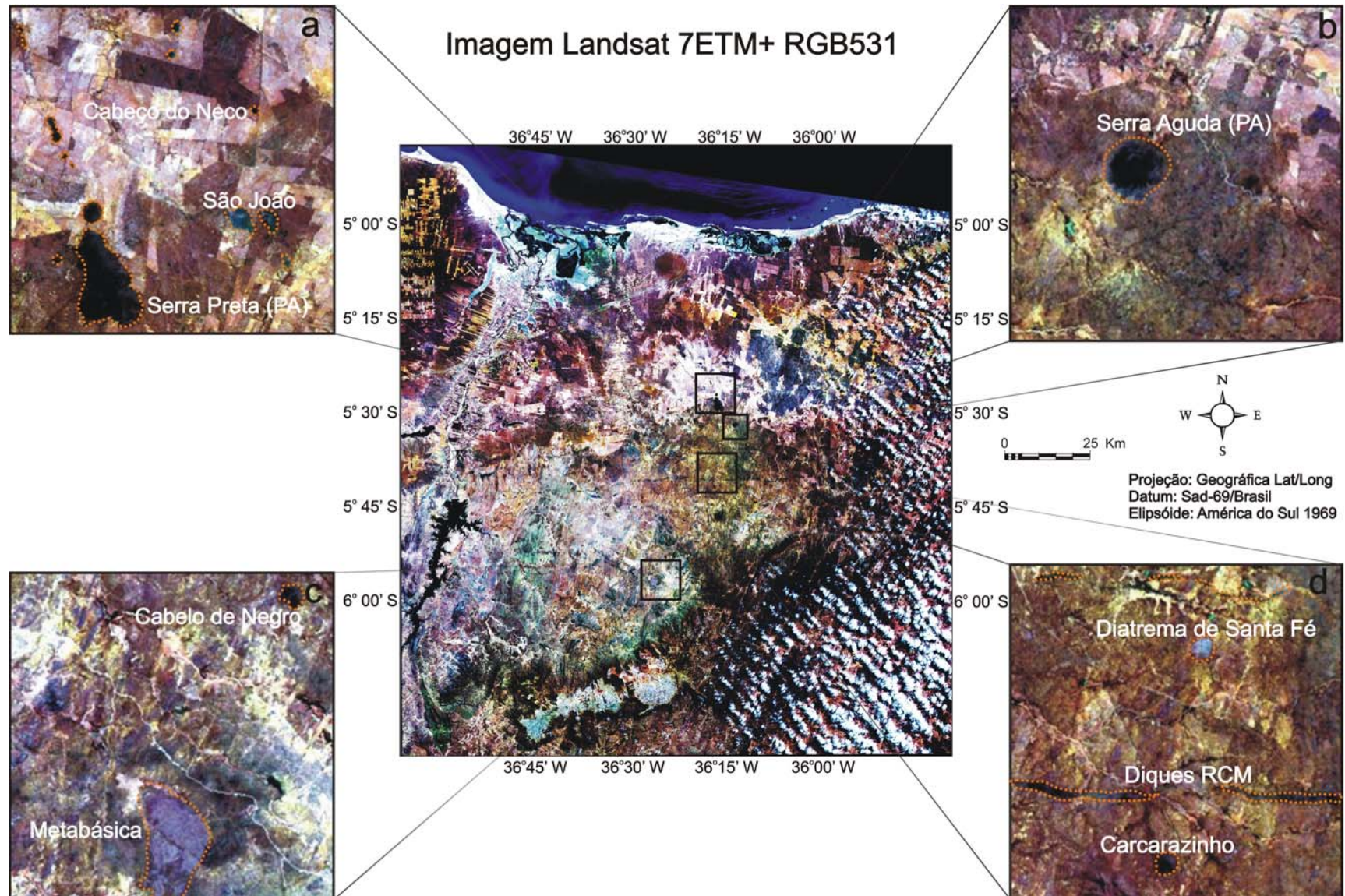


Figura 3.2 – Imagem RGB 531, utilizada para separação dos tipos de rochas expostas na área de estudo. As janelas ampliadas **a** e **b** mostram basaltos intrudindo litologias da BP e em **c** e **d** mostra domínios do embasamento intrudido por rochas vulcânicas (cena 215\_064 do Landsat 7ETM+, obtida 11/08/2001, site: <http://glcf.umiacs.umd.edu>).

Dentre todas as imagens geradas no presente estudo, a composição colorida RGB 531 foi a que ofereceu as melhores respostas espectrais, produzindo as maiores diferenças visuais entre os alvos da área. Esta imagem está mostrada na Figura 3.2 (a, b, c, d), onde estão realçadas as várias tonalidades de cores produzidas pelas rochas básicas. As rochas com cobertura vegetal e desenvolvimento de solo, apresentam-se com tonalidades escuras. Os tipos gabróides, a exemplo do corpo da Fazenda São João (Fig. 3.2a), possuem tonalidades menos escuras do que os basaltos.

Todas as composições coloridas diferenciaram o corpo de rocha básica/ultrabásica da Fazenda Santa Fé (Fig. 3.2d), localizado na porção central da região. Os diques de diabásio também se destacam nestas mesmas composições, mostrando coloração de verde escura à preta e marrom avermelhada a tonalidades pretas (Fig. 3.2d).

Para traçar os limites do embasamento cristalino com as unidades sedimentares, a composição colorida RGB 531 produziu as maiores diferenças entre estes dois domínios litológicos. Nesta imagem, as rochas do embasamento cristalino e as rochas vulcânicas exibem tons amarelados a vermelho escuro, diferentemente das unidades sedimentares, que exibem uma textura diferenciada na imagem e tonalidades que variam do branco azulado nas áreas mais arenosas, até os tons marrons amarelados para áreas carbonáticas.

### **3.1.3 - Extração de Lineamentos**

Os critérios, comumente usados para reconhecimento e extração de feições lineares em imagens, iniciam-se pela identificação de estruturas topográficas lineares, como cristas e escarpas de serras (relevos positivos), vales e rios (relevos negativos). Outras feições lineares, freqüentemente usadas, dizem respeito a contatos retos entre unidades litológicas, bem como à presença de corpos ígneos formando alinhamentos. Os lineamentos foram obtidos a partir da interpretação das imagens Landsat (Fig. 3.3), seguindo as recomendações de Amaro (1998) e Amaro et al. (1999), aplicando filtros direcionais em matriz do tipo 3x3 ou 5x5, sobre as cenas 4 ou 5 (cena

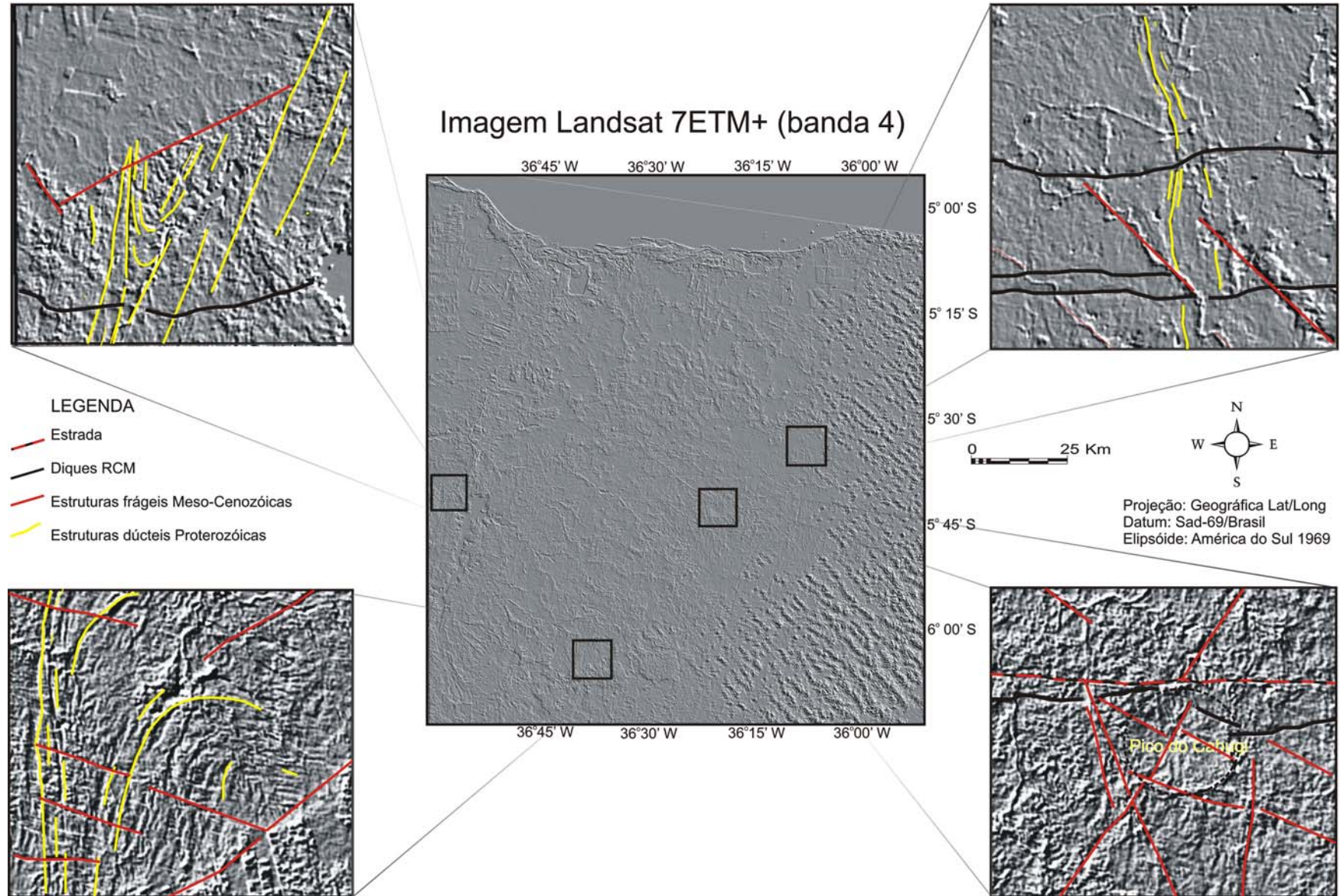


Figura 3.3 – Imagem em tons cinza, banda 4 do landsat ETM+ após aplicação de filtros direcionais, ESE para realçar feições lineares, principalmente estruturas frágeis. As janelas ampliadas sobre a imagem mostram exemplos dos tipos de estruturas observadas na área.



mostrada aqui), contando com informações adicionais das imagens em RGB 741, 531 e do modelo digital de terreno (MDT) obtido do SRTM (USGS/NASA). Para a área de interesse, destacam-se três tipos principais de lineamentos diferenciados e extraídos das imagens:

- 1) lineamentos retilíneos e esparsos, em geral truncando unidades geológicas distintas;
- 2) lineamentos retilíneos e/ou fracamente encurvados, de grande extensão, formando cristas, coincidindo com as zonas de cisalhamento regionais;
- 3) lineamentos sinuosos, formando estreitas faixas, que se confundem com as zonas de cisalhamentos.

Os lineamentos do tipo **1** são observados em imagens para os quais os dados de campo permitem associá-los com as estruturas frágeis tardias (falhas e fraturas). Os do tipo **2** estão associados às zonas de cisalhamento dúcteis, definindo um eixo que coincide com zonas de mais alta deformação. Os do tipo **3**, se referem às estruturas menores, tipicamente dúcteis, formadas pelos planos de foliação, tornando-se paralelas às zonas de cisalhamentos à medida que se aproximam delas.

## **3.2 - O ARCABOUÇO LITOESTRATIGRÁFICO DA ÁREA**

### **3.2.1 - Embasamento Cristalino**

O embasamento cristalino congrega uma associação de rochas Pré-Cambrianas, ocupando a porção centro-Sul da área estudada (Fig. 3.5). Ele é constituído predominantemente por litotipos ortoderivados de composições variadas (gnaisses granodioríticos a graníticos), regionalmente correlacionados às rochas do complexo Caicó, de idade Arqueana-Paleoproterozóica, e por associações de rochas metavulcanossedimentares (micaxistos, paragneisses e quartzitos), correlacionados ao Grupo Seridó, e por diversos plútons granitóides intrusivos, correlatos aos tipos G<sub>2</sub> e G<sub>3</sub> de Jardim de Sá (1981). As referidas unidades apresentam estruturas dúcteis na direção NE-SW, obedecendo ao *trend* regional descrito para o DSe. Nos mapas geológicos (Fig. 3.5 e anexo I e II), esta variação litológica está simplificada, sendo diferenciados

somente os terrenos gnaissicos-migmatíticos e a seqüência metassedimentar, que compõem o substrato cristalino, além dos granitóides intrusivos nestas unidades. Nas etapas de campo, estas rochas foram sinteticamente descritas e individualizadas conforme sumarizadas a seguir:

- os terrenos gnaisses-migmatíticos são constituídos por faixas alternadas centimétricas a decimétricas, de composição tonalítica, granodiorítica ou granítica, às vezes contendo bandas anfibolíticas subordinadas; localmente encontram-se migmatizados, exibindo neossoma em bandas ou veios de composição quartzo-feldspática;
- a seqüência metavulcanossedimentar é formada por rochas correlacionadas à Formação Seridó, ocupando as porções Oeste e Leste da área, segundo a direção NNE, compreendendo litotipos aluminosos e feldspáticos, localmente migmatizados e ou milonitizados, contendo granada, cordierita, estauroлита, silimanita, andaluzita e raramente cianita;
- a suíte granítica é composta por granitos tipo augen (G<sub>2</sub>) ou equigranulares de textura média a grossa (G<sub>3</sub>), com formas arredondadas e ou amendoadas. Na área também ocorrem granitos finos, de coloração cinza ou rósea e formas alongadas (diques) segundo a direção NW-SE e NE-SW, facilmente identificados em imagens (Fig. 3.2).

### **3.2.2 – Coberturas Sedimentares**

#### **3.2.2.1 – Bacia Potiguar**

Morfologicamente, os litotipos da Formação Açú (Fig. 3.5) formam uma superfície de relevo suave, mergulhando fracamente (< 10°) para Norte, levemente ondulado, e por vezes formando pequenos morrotes isolados. Compreendem arenitos de coloração avermelhada a cinza, de granulação média a grossa, com fácies conglomeráticas contendo seixos de quartzo subangulosos a arredondados e fragmentos de tamanhos variados de quartzo e cimento ferruginoso e silicoso. Apresentam estruturas típicas de sistema fluvial, tipo estratificação cruzada tabular e cruzada acanalada de médio porte. Esta

unidade mostra intensa silicificação à medida que se aproxima do contato com os corpos vulcânicos ou em zonas de falhas.

Os arenitos são sobrepostos pela Formação Jandaíra (Fig. 3.5), composta por uma seqüência carbonática dominada por calcarenitos e calcilitos bioclásticos, de coloração cinza claro e/ou amarelado, com níveis evaporíticos. Estas rochas foram depositadas em um ambiente de plataforma carbonática rasa, mergulhando suavemente em direção à plataforma continental, ao Norte, formando uma superfície de relevo ligeiramente plana e aspecto cárstico. Afloramentos dessa unidade encontram-se bem expostos, sendo encontrados em forma de grandes lajedos planos, sem vegetação, mostrando estrutura tabular e/ou laminar ou mais raramente em forma de blocos arredondados, soltos e dispersos sobre o solo podendo, às vezes, exibir estruturas tipo greta de contração e geôdos preenchidos por calcita. Nas zonas de contato com as unidades vulcânicas, o calcário torna-se intensamente fraturado e transformado por infiltração de fluidos quentes nas fraturas, localmente produzindo recristalização do calcário, formando um mármore de textura grossa. Também são observados folhelhos cinza escuros, exalando forte cheiro de enxofre quando quebrados, constituindo-se em testemunho de um estágio de maturação da matéria orgânica ocorrido durante o evento magmático.

#### 3.2.2.2 - Formação Serra do Martins

Os sedimentos desta unidade estão distribuídos principalmente na porção mais a Sul da área (Fig. 3.5) e compreendem o platô da Serra de Santana e vários outros pequenos morros testemunhos que ocorrem na porção mais a ENE da mesma serra. São compostos de arenitos médios a conglomeráticos, comportando níveis caoliníticos, ou por vezes bastante maciços com matriz silicosa e/ou ferruginosa. Também é bastante comum um nível laterítico distribuído no topo dos sedimentos, bem como intercalados com solos areno-argilosos de cor amarelada.

Na localidade denominada de Serra Preta, a Norte de Cerro Corá, morros testemunhos da Formação Serra do Martins encontram-se em nível topográfico com cotas mais baixas do que o topo (720 m), do corpo de basalto de mesmo

nome. Embora às relações de contato entre os sedimentos e os basaltos não estejam claras, blocos de arenito intensamente silicificado na borda do corpo e ausência de fragmentos de basalto dentro dos sedimentos desta formação, são fortes indicadores de que a mesma já tinha sido depositada quando as rochas basálticas chegaram a superfície e, neste caso, a idade do corpo de Serra Preta se traduz como uma idade mínima de sedimentação para aquela formação.

### 3.2.2.3 – Formação Barreiras

Nos domínios da área de estudo, os sedimentos da Formação Barreiras se concentram em sua porção Norte, já próximo a faixa litorânea (Fig. 3.5). Os sedimentos desta formação são compostos por depósitos arenosos a areno-argilosos ou conglomeráticos, de coloração variada, exibindo estratificações cruzadas ou plano-paralelas. Estes depósitos sedimentares apresentam forma tabular e/ou dômica, a exemplo do Domo de Mangue Seco, situado a Norte da área.

Apesar de alguns autores afirmarem que estes sedimentos interdigitam com os basaltos Cenozóicos, neste trabalho isto é uma relação incerta, pois em todos os afloramentos visitados e descritos não há nenhum registro que suporte tal afirmação. Porém, nas adjacências de Macau, as rochas basálticas ocorrem interdigitadas com os sedimentos da Formação Tibau, também correlacionada ao Barreiras por alguns pesquisadores.

### 3.2.2.4 - Depósitos Aluvionares

São constituídos por sedimentos inconsolidados, arenosos e cascalhos de granulação grossa a muito grossa, com os tipos argilosos restritos às planícies de inundação dos rios maiores. Nestes depósitos, também é bastante comum a presença de seixos e/ou blocos das rochas mais comumente encontradas na região, com tamanho variando de pequena dimensão até matacões. Nas imagens, as planícies fluviais se apresentam com coloração clara, distribuindo-se ao longo das drenagens, em geral com intensa cobertura vegetação associada.

### 3.2.3 – Magmatismo Cretácico-Terciário

Os corpos magmáticos mapeados se enquadram em suas formas como *necks*, *plugs*, derrames, diatrema (*pipes*) e diques, denominações amplamente usadas na literatura (Fig. 3.4). Todavia, os termos *necks* e *plugs* muito usados nos trabalhos de Sial, 1978, 1991; Almeida et al., 1988; Fodor et al., 1998 e Paiva, 2004, às vezes apresentam uma certa confusão em suas definições. No presente trabalho foi adotado as mesmas nomenclaturas utilizadas pelo último autor, onde o termo *neck* é usado para designar rocha do conduto vulcânico principal, de maior expressão, em geral soerguendo de modo significativo as rochas encaixantes (ex. Pico do Cabugi), mostrando forma superficial circular, pouco elíptica ou cônica. O termo *plug* aplica-se tanto aos corpos periféricos ao conduto vulcânico principal quanto aos corpos isolados que geram soerguimento pouco expressivos nas encaixantes (ex. plugs Carcarazinho e Cabeço do Neco), exibindo seção horizontal circular ou ligeiramente elíptica e forma cônica. Para os tipos subvulcânicos, com textura microgabróides ou dolerítica, também com seção circular em mapa, aplicou-se às denominações acima, seguido do termo intrusivo. Seguindo a definição da literatura, o termo “derrame” foi aplicado às extrusões magmáticas com forma relativamente tabular, definido por platôs horizontais e/ou de suave inclinação (Fig. 3.4).





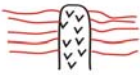
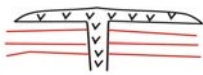
FORMA	Neck	Plug ou Plug intrusivo	Derrame
MAPA			
PERFIL			
EXEMPLO	-Cabugi -Serra Aguda -Cabugzinho	-Carcarazinho -Gabro São João -Cabeço de João Felix	-Serra Preta (Pedro Avelino) -Macau
DIMENS.	100-640 m	30-300 m	< 100 Km <sup>2</sup> Esp. 2-40 m

Figura 3.4 – Modelo esquemático representando as diversas formas de ocorrências dos centros vulcânicos, vistos em planta e em perfil (compilado de Paiva, 2004).

No mapeamento geológico, usando a escala de 1:150.000 (Mapa Geológico, anexo I e Mapa de Pontos, anexo II), os corpos foram cartografados e

delimitados a partir da interpretação de imagens de satélites e fotos aéreas (item 3.1), com posterior checagem de campo. Numerosos outros corpos, via de regra *plugs* com diâmetro inferior a 20-30 m, não são mostrados na escala de mapeamento, porém se mostram localizados de acordo com sua posição geográfica e simbologias adequadas usadas para representação dos mesmos.

### 3.2.3.1 – Magmatismo Cretácico

Esta unidade de mapeamento é representada na área por enxames de diques subverticais de direção E-W (Fig. 3.5), que truncam as estruturas do embasamento cristalino, sendo correlacionado ao magmatismo Rio Ceará Mirim (RCM). Tratam-se de diques básicos, tipicamente diabásios com basaltos subordinados, bem marcados tanto em fotografias aéreas quanto em imagens de satélite. Outra unidade de mapeamento compreende o magmatismo de Santa Fé, o qual é composto por uma associação de rochas máficas e ultramáficas, compondo o Diatrema da Fazenda Santa Fé (Fig. 3.5).

### 3.2.3.2 – Magmatismo Terciário

O magmatismo Terciário, tema principal no presente estudo. Compreende rochas basálticas correlacionáveis ao magmatismo Macau (Sial, 1991; Hollanda, 2002). Durante este trabalho foram identificados, mapeados e amostrados pelo menos 59 centros vulcânicos. Dentre os mais expressivos, citam-se: (i) com geometria típica de *neck* vulcânico (Pico do Cabugi, Serra Aguda e Cabugizinho), encaixados em rochas do embasamento; (ii) tipos que se destacam com geometria de *plugs*, subdivididos naqueles encaixados em rochas do embasamento (Carcarazinho, Santa Rita, São Francisco, Serra Preta de Cerro Corá, Pedreira, Serrote Preto de São Tomé, Cabelo do Negro, Serra Preta de Bodó) e aqueles intrusivos em arenitos da Formação Açú (Serra Preta de Pedro Avelino e Serra Verde) ou calcários da Formação Jandaíra (Cabeço de João Félix, Cabeço de Neco e microgabros da Fazenda São João) e; (iii) com geometria de derrame, os basaltos de Serra Preta de Pedro Avelino, sobre sedimentos das Formações Açú e Jandaíra, parte Sul da Bacia Potiguar.



## **CAPÍTULO IV – GEOCRONOLOGIA $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$**

Inicialmente, a preparação das amostras foi executada em laboratórios da Universidade Federal do Rio Grande do Norte (UFRN), e complementada nas universidades de Brasília-UnB e de Queensland (Argon Geochronology in Earth Sciences-Ages/UQ), Austrália.

Os procedimentos analíticos para Ar/Ar, foram executados no laboratório de geocronologia da Universidade de Queensland, após as amostras serem irradiadas no reator nuclear Triga, da Universidade do Estado do Oregon (EUA), contando com a colaboração do professor Dr. Paulo Marcos P. Vasconcelos. As idades foram calculadas usando a constante de decaimento de  $5.543 \times 10^{-10} \text{anos}^{-1}$  (Steiger e Jäger, 1977). Os espectros das idades são plotados como idades aparentes (erros de  $\pm 2\sigma$ ) versus a fração total de  $^{39}\text{Ar}$  liberado para cada intervalo de aquecimento. Os procedimentos de análise isotópica Sm/Nd, foram feitos no laboratório de geocronologia da Universidade de Brasília (UnB), contando com a colaboração do professor Dr. Elton Luis Dantas.

### **4.1 - PRINCÍPIOS E VANTAGENS DO MÉTODO**

A teoria e as técnicas analíticas do método  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  são bastante semelhantes às do método K-Ar convencional. A diferença fundamental é que no método  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  não se requer nenhuma análise direta do potássio. A concentração deste elemento se mede como uma função do  $^{39}\text{Ar}$  produzido a partir do  $^{39}\text{K}$ , que é ativado mediante um fluxo de nêutrons irradiados em um reator nuclear, convertendo  $^{39}\text{K}$  para  $^{39}\text{Ar}$  (Vasconcelos, 1994a). Na técnica K-Ar, o K e Ar, são determinados em diferentes alíquotas da amostra. Já no método  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , as concentrações de K e Ar são determinadas a partir da mesma alíquota da amostra. Desta forma, para a determinação das idades, busca-se apenas a relação do  $^{40}\text{Ar}$  radiogênico e do  $^{39}\text{Ar}$  produzido durante a irradiação.

Para o uso da técnica  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , podem ser analisadas amostras de minerais ou rocha total. As dificuldades na interpretação de espectro de idade



medido em uma mistura de fases, fazem a datação de amostras de rocha total menos desejável do que a datação de uma simples fase mineral. Porém, quando a amostra é de granulação muito fina (caso de rochas vulcânicas), e nenhum cristal pode ser fisicamente extraído, a rocha total fornece resultados confiáveis (McDougall & Harrison, 1999). Os minerais mais indicados para análises por este método são feldspatos, anfibólio e biotita.

Dois procedimentos diferentes de análises são possíveis com o método  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ : fusão total e em etapas ou incremental.

**Análise incremental** - As primeiras aplicações do método  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  usando a técnica de aquecimento por etapas em amostras terrestres, são creditadas a Miller et al. (1970), York et al. (1969), Dalrymple et al. (1981, 1988), Brereton (1970). Nesta técnica, em vez de fundir a amostra e analisar todo o argônio liberado, a amostra é aquecida em intervalos prefixados de temperatura (ver revisão em McDougall and Harrison, 1999). O argônio liberado em cada etapa, é filtrado para retirada de impurezas e tratado como uma amostra individual desconhecida, analisando-se no espectrômetro de massa para calcular sua idade aparente mediante a relação  $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$ . Desse modo, obtém-se toda uma série de idades aparentes onde cada uma corresponde a um intervalo de temperatura específico.

**Irradiação da Amostra e Produção de  $^{39}\text{Ar}$**  - No método  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , amostras monominerálicas ou de rocha total com idades desconhecidas são preparadas em cápsulas de quartzo e dispostas segundo uma geometria predefinida, incluindo-se amostras cujas idades K-Ar já são conhecidas (padrões). O conjunto é então introduzido dentro do reator nuclear e irradiado com um fluxo de nêutrons, resultando na produção  $^{39}\text{Ar}$  a partir do  $^{39}\text{K}$ , segundo a reação  $^{39}\text{K} (n,p) = ^{39}\text{Ar}$ . O tempo de irradiação da amostra fica em torno de 10-14 horas, uma vez que se tenha obtido uma quantidade de  $^{39}\text{Ar}$  suficiente para ser medida.

O mineral padrão de idade conhecida é irradiado juntamente com as amostras de idades desconhecidas. Desse modo, o fluxo padrão (fator **J**) pode então ser extrapolado para as outras amostras e determinado pela seguinte equação:

$$J = e^{\lambda t_m} - 1 / (^{40}\text{Ar}^* / ^{39}\text{Ar})$$

**sendo:**  $J$  = parâmetro do fluxo de irradiação

$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$  = medida da razão no padrão

$t_m$  = idade do fluxo padrão

$\lambda$  = constante de decaimento total de  $^{40}\text{K}$

$^{40}\text{Ar}^*$  = o numero de átomos de  $^{40}\text{Ar}$  após um tempo  $t$ .

$^{39}\text{Ar} = ^{39}\text{Ar}$  produzido por ativação de nêutrons de  $^{39}\text{K}$  ( $\text{pai}$ )  $^{39}\text{K} (n,p) = ^{39}\text{Ar}$

**Aquisição do Dado e Cálculo da Idade** - Após um período mínimo de um mês de resfriamento, as amostras irradiadas são abertas e introduzidas em um sistema de extração de gás em um espectrômetro de massa. As amostras são, então, aquecidas com um laser em intervalos prefixados de temperatura até sua fusão total e todo o argônio liberado. Os gases liberados pela amostra, em cada incremento de temperatura, são filtrados e limpos através de um sistema de câmara fria e bombas a vácuo, que conduzem até um espectrômetro de massa, onde são feitas as medidas. Os procedimentos analíticos e automação seguem os descritos por Deino e Potts (1992).

Como no reator, para cada conjunto de amostras deve haver uma amostra de idade conhecida, que será usada para se calcular o fator  $J$ . Uma vez que os fatores,  $^{40}\text{Ar}^*$  e  $^{39}\text{Ar}$  tenham sido determinados (ex., subtração  $\text{Ar}$  atmosférico, isótopos interferentes produzidos no reator, etc.), eles podem ser incluídos na equação para cálculo da idade  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ :

$$t = (1/\lambda) \ln[(^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}) \cdot J + 1]$$

**sendo:**  $t$  a idade;  $\lambda$  a constante de decaimento total do  $^{40}\text{K}$  ( $5.543 \times 10^{-10} \text{ ano}^{-1}$ );  $^{40}\text{Ar}^*$  é o número de moles de  $^{40}\text{Ar}$  radiogênico calculado a partir da quantidade total do  $^{40}\text{Ar}$  (filho) medido pelo espectrômetro de massa e corrigido para  $^{40}\text{Ar}$  e interferências nucleogênicas;  $^{39}\text{Ar}$  é a quantidade total de  $^{39}\text{Ar}$  gerado pela reação  $^{39}\text{K}(\text{pai})(n,p) = ^{39}\text{Ar}$ , medido também pelo espectrômetro de massa e corrigido para interferentes nucleogênicos; e  $J$  é um parâmetro de irradiação empiricamente medido através da análise do fluxo de nêutrons de uma amostra de idade conhecida.

## 4.2 - APRESENTAÇÃO DOS RESULTADOS $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

Três idades são obtidas a partir desta metodologia: podem ser obtidas as idades platô, integrada e isócrona (Fig. 4.1). Adicionalmente, varias análises de fusão total para grãos de uma única amostra ou resultados de análises de intervalos de aquecimento para um ou mais grãos podem ser combinados em único ideograma, o qual produz a idade estatisticamente mais provável para os dados obtidos (Deino e Potts, 1992).

**Idade Platô** - É um plote da idade aparente para cada fração de gás extraído em cada intervalo de temperatura (eixo Y) versus a %  $^{39}\text{Ar}$  acumulada (eixo X), com os intervalos de temperatura de degazeificação aumentando na mesma direção de X no gráfico (Fig. 4.1a). Parâmetros auxiliares podem ajudar na interpretação do espectro de idade e podem incluir produção de radiogênicos (% de  $^{40}\text{Ar}$  não atmosférico), K/Ca e/ou K/Cl. Os intervalos de baixa temperatura, freqüentemente demandam baixa produção radiogênica e idades aparentes com erro relativamente alto, conseqüência da pouca coesão dos grãos, permitindo que Ar não radiogênico atinja a superfície.

**Idade Integrada** - Corresponde à idade aparente calculada a partir do gás total produzido pela amostra durante as análises por etapas (Fig. 4.1a). Na ausência de *recoil* de  $^{39}\text{Ar}$ , a idade integrada equivalente a uma fusão total de  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  e é aproximadamente igual a uma idade K-Ar convencional. Por outro lado, havendo perda de  $^{40}\text{Ar}^*$  ou contaminação, a idade integrada poderá ser correspondente a uma idade platô.

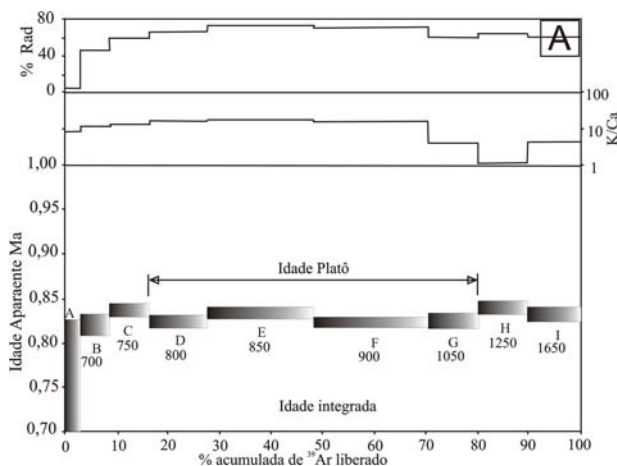


Figura 4.1a - Diagrama platô  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  por intervalo de aquecimento para uma amostra hipotética. O eixo X corresponde a % acumulada de  $^{39}\text{Ar}$  liberado. O eixo Y contém a idade aparente em (Ma). Acima tem-se plotes auxiliares para a razão K/Ca e a % Ar radiogênico. Os intervalos D até G equivalem a um platô (Fleck et al., 1977).

Figura 4.1b - Mostra a idade aparente (eixo X) versus a soma da distribuição normal de cada análise individual. Os plots auxiliares incluem: moles de  $^{39}\text{Ar}$  liberados pelo cristal,  $^{39}\text{Ar}$  radiogênico produzido, razão K/Ca e a idade  $\pm$  erro para cada ponto (Deino e Potts, 1992).

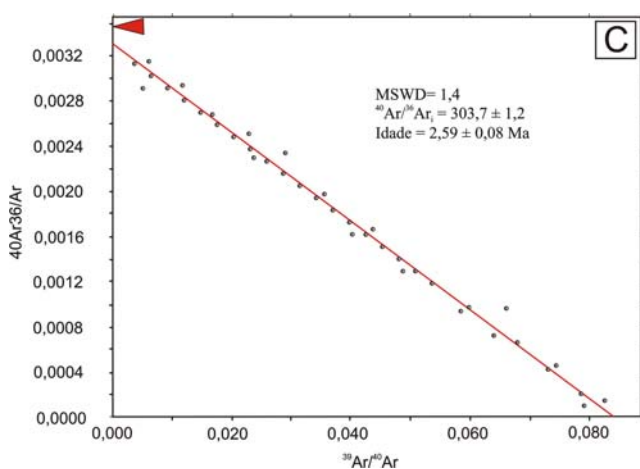
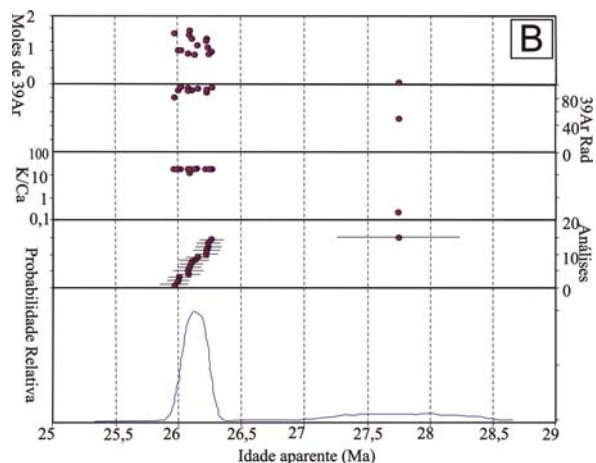


Figura 4.1c - Mostra uma Isócrona inversa para uma amostra hipotética. O eixo X plota a razão  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  de cada intervalo de aquecimento. O eixo Y plota a razão  $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  para cada intervalo de aquecimento. A linha melhor ajustada aos dados fornece a concentração  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  inicial (intercepto Y), que deverá ser próximo a 295 e o valor de  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  (idade), intercepto X (York, 1969).

**Ideograma** - É um gráfico de probabilidade de uma idade (Fig. 4.1b). Ele é um plote da idade aparente versus a somatória da distribuição normal de cada análise individual (Deino e Potts, 1992). Este diagrama é bastante útil para mostrar a forma de distribuição das idades (ex., gaussiana, assimétrico, etc.) e para identificar xenocristais ou outros grãos, avaliando a distribuição da população principal. O erro da idade ( $1\sigma$  ou  $2\sigma$ ) para cada análise é mostrado geralmente pela linha horizontal nos diagramas auxiliares, seção análise ou moles de  $^{39}\text{Ar}$ . Um critério útil para diferenciar picos de alta probabilidade e artefatos é a comparação do pico do ideograma com a idade platô. Se forem correspondentes, o ideograma é confiável, indicando a idade mais provável para a amostra. Caso contrário, os picos são artefatos analíticos e devem ser desconsiderados.

**Diagrama Isócrona** - Dados de argônio também podem ser plotados em diagramas de correlação isotópica (Fig. 4.1c), auxiliando na avaliação da composição isotópica do argônio aprisionado no tempo de fechamento do

sistema, e por meio disto, testar a hipótese de que os isótopos de Ar aprisionados apresentam a composição atmosférica atual (a razão  $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar} = 295,5$ ). Para construir uma isócrona inversa, a razão do  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  é plotada em função de  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ . Uma linha que melhor se ajuste aos dados pode ser calculada e traçada, fornecendo a razão  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  inicial (intercepto Y) a qual deve ser próxima da razão atmosférica e a razão  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , (idade) intercepto X (McDougall e Harrison, 1999).

### 4.3 – RESULTADOS OBTIDOS

Os resultados geocronológicos apresentados na tabela 4.1 correspondem às datações  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , feitas em 18 amostras provenientes de 13 centros vulcânicos diferentes, especialmente distribuídos dentro da área de estudo. Os resultados mostrados incluem análises em minerais isolados e fragmentos de rocha total. Para cada amostra, três alíquotas (grãos) foram analisadas, para controle de qualidade e avaliação da reprodutibilidade dos resultados, sendo apresentados na forma de gráficos (Espectros de idade, idade integrada e ideogramas).

Nas seções seguintes são discutidos os resultados para cada alvo amostrado, conforme localização designada no mapa geológico (Fig. 3.5 e anexo I, II e III), bem como o seu posicionamento cronoestratigráfico usando a nomenclatura recomendada na Carta Estratigráfica Internacional da IUGS (IUGS-International Union of Geological Sciences, International Stratigraphic Chart. site <http://www.iugs.org/iugs/pubs/instratchart.html>, PDF, A3).

#### 4.3.1 - *Plug* Cabeço de João Félix

Dentre os diversos pequenos *plugs* e soleiras de basalto que penetram os calcários da Formação Jandaíra, o Cabeço de João Felix, situado cerca de 4 km, a NW da cidade de Jandaíra é o centro vulcânico que mais se destaca na topografia local. Ele é formado por uma pequena elevação de forma circular, com cerca de 500 m de diâmetros e altitude que não ultrapassa os 50 metros.

Este corpo é composto predominantemente por basaltos finos, homogêneos, às vezes exibindo microfenocristais de olivina.

Três grãos de rocha total (3095-01, 3095-02 e 3095-03) da amostra JF1 foram analisados seguindo 11 intervalos de aquecimento. Os dois primeiros grãos forneceram idades platôs bem definidas de  $52,4 \pm 0,6/51,5 \pm 0,5$  e  $53,4 \pm 0,4$  Ma, com idades integradas de  $51,4 \pm 0,2$ ,  $51,5 \pm 0,3$  e  $50,6 \pm 0,3$  Ma (Fig. 4.2A). O terceiro grão analisado não mostrou idade platô bem definida, porém a idade calculada a partir do gás total liberado é compatível com aquelas idades encontradas para os outros grãos. O ideograma para os três grãos mostra uma concentração em  $51,8 \pm 0,9$  Ma (Fig. 4.2B). Quanto aos espectros das idades, nota-se alguma perda de Ar em intervalos de baixa temperatura e perda por difusão inter cristalina em temperaturas elevadas, no primeiro caso, possivelmente associado com perda de argônio radiogênico das fases de baixa temperatura da rocha (ex. matriz).

#### 4.3.2 - *Plug da Fazenda São João*

Na região da Fazenda São João, a NE da Serra Preta de Pedro Avelino, encontram-se dois corpos de área expressiva, compostos por rochas gabróides (afloramentos SJ1 a SJ10), formando *plugs* intrusivos, de forma elíptica, marcando um importante pulso ígneo ocorrido na área. O corpo de maior expressão apresenta dimensões da ordem de 630 m na direção E-W e 840 m na direção N-S. Na mesma região, para Leste, ocorre outro corpo com forma alongada segundo a direção NW, medindo cerca de 700 metros de extensão em seu eixo maior. Estes *plugs* intrusivos são caracterizados por apresentarem grandes blocos de rocha básica de textura gabróide em vários estágios de alteração, os quais desenvolvem um solo marrom escuro bastante argiloso do tipo massapê. As texturas observadas nos dois corpos sugerem que os mesmos, no tempo de suas intrusões, estavam em um nível crustal mais profundo, de pelo menos 0,5 km em relação a superfície atual, tornando-se expostos por processos erosivos ou ação tectônica. Texturalmente são parecidos com os microgabros vistos em outros *necks* e *plugs* (ex. Cabugi e Serra Preta de Cerro Corá), porém diferentes na idade e no quimismo.

Para este centro vulcânico, três grãos de feldspato (3091-01, 3091-02 e 3091-03) da amostra SJ1A forneceram idades platôs de  $44 \pm 2/60 \pm 2$  e  $42,2 \pm 1,5$  Ma, com respectivas idades integradas de  $55 \pm 3$ ,  $62 \pm 2$  e  $53 \pm 2$  Ma (Fig. 4.2C). O ideograma para os três grãos analisados (Fig. 4.2D) produziu dois picos distintos em 42-58 Ma, e uma idade média de  $46 \pm 4$  Ma como a mais provável para este corpo. As idades diferentes podem indicar perda (caso dos platôs mais jovens) ou excesso (platôs mais antigos) ou grãos de mesma idade, mas com diferente difusão de argônio, ainda não explicado.

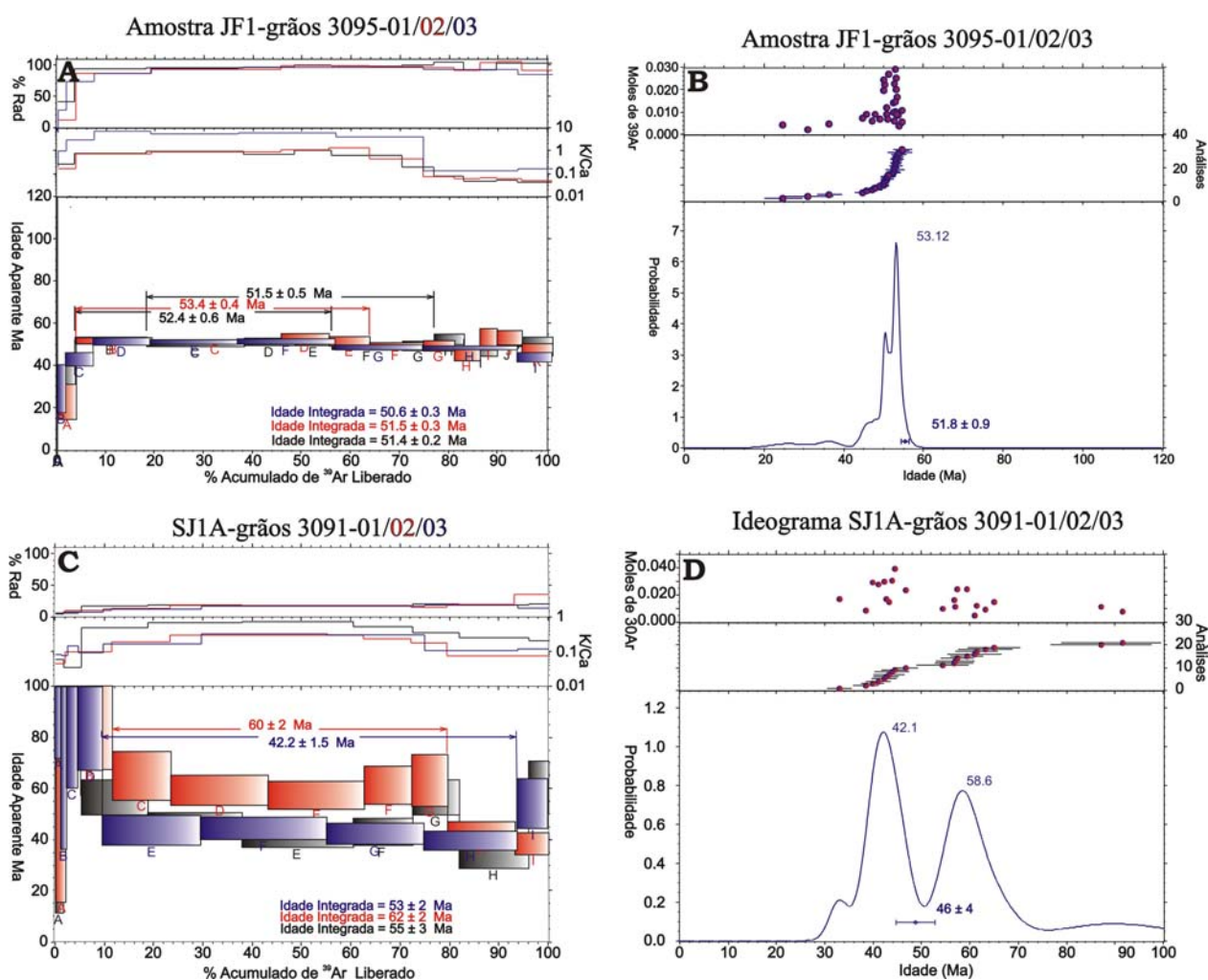


Figura 4.2 - Diagramas platôs (A, C) e ideogramas (B, D) para os *plugs* Cabeço de João Felix (A, B) e São João (C, D).

### 4.3.3 - *Plug* Cabeço do Neco

A Norte de Serra Preta de Pedro Avelino, ocorre uma série de centros vulcânicos, representados por pequenos *plugs* de basalto que penetram os calcários da Formação Jandaíra, onde se destaca o *plug* conhecido como Cabeço de Neco (afloramentos NC1 a NC4). Ele é formado por um pequeno morrote de forma tridimensional cônica e circular em mapa, com poucas dezenas de metros de diâmetros e altitude que não ultrapassa os 30 metros, mesmo assim, destacando-se na topografia plana da região.

Três grãos de rocha total (3088-01, 3088-02 e 3088-03) da amostra NC1 produziram idades platôs de  $31,4 \pm 0,4$ ,  $33,1 \pm 0,5$  e  $33,5 \pm 0,5$  Ma, com respectivas idades integradas de  $31,7 \pm 0,4$ ,  $33,6 \pm 0,3$  e  $33,7 \pm 0,3$  Ma (Fig. 4.3A). O plote ideograma feito para os três grãos dessa amostra produziu dois picos de alta probabilidade, 32,5 e 33,8 Ma, com uma idade média ponderada de  $32,8 \pm 0,7$  Ma é sugerida como sendo a idade mais provável para a cristalização deste corpo (Fig. 4.3B).

Os diagramas auxiliares também mostram uma população bem distinta, além de pontos isolados de idades aparentes mais jovens, possivelmente ligados a fases minerais de temperaturas mais baixas que tornou o sistema aberto durante o evento em questão. As idades platôs semelhantes às idades integradas, são forte indicadores de que não houve perda nem ganho de Ar no sistema e que a rocha tem uma história geológica simples.

### 4.3.4 - *Plug* Serrote Preto de São Tomé

Outro *plug* associado ao Oligoceno, diz respeito ao Serrote Preto, localizado a Oeste da cidade de São Tomé, próximo à localidade conhecida como Ingá de Santa Luzia. O corpo apresenta dimensões que vão de uns 100 m a cerca 200 m de diâmetro, com elevação de 50-100 metros de altitude em relação às rochas granito-gnáissicas do embasamento cristalino (afloramentos ST08-ST11). Outro *plug* de tamanho menor e idade incerta, também a Oeste daquela cidade, ocorre no local denominado de Carnaubinha, estrada para a mina Oiticica (afloramentos ST01- ST02).



Para o centro vulcânico Serrote Preto, três grãos da amostra ST08 (3092-01, 3092-02 e 3092-03) foram analisados seguindo 11 passos de aquecimento e forneceram idades platôs de  $28,3 \pm 0,4/28,9 \pm 0,3$ ,  $29,3 \pm 0,4$  e  $29,1 \pm 0,3$  Ma, com respectivas idades integradas de  $28,6 \pm 0,2$ ,  $30,7 \pm 0,2$  e  $29,9 \pm 0,2$  Ma (Fig. 4.3C). Um ideograma para os três grãos da amostra fornece uma idade média de  $29,3 \pm 0,5$  Ma como sendo a melhor idade para este corpo (Fig. 4.3D).

#### 4.3.5 - *Plug da Pedreira*

O *plug* da Pedreira aflora na borda Sul da Serra de Santana, a Sul de Cerro Corá, na localidade chamada Sítio Poço Velho (afloramentos CC31 a CC44). O corpo apresenta um formato alongado segundo a direção NW-SE, sendo cortado por drenagens controladas por falhas, as quais moldaram íngremes paredões de basalto, segundo aquela mesma direção. No topo do *plug* (em torno de 600 m de altitude), encontra-se grande quantidade de blocos de basalto que são movimentados em direção a encosta, formando um depósito de encosta expressivo. Os blocos já apresentam arestas desgastadas, gerando isoladas manchas de solo, denunciando processos e alteração da rocha basáltica, similar às encontradas no *plug* de Serra Preta de Cerro Corá. O corpo encontra-se em contato intrusivo com os micaxistos da Formação Seridó, exibindo xenólitos das rochas encaixantes e raros microxenólitos de peridotito. As feições mais comumente observadas são disjunções colunares de médio porte, por vezes verticais, horizontais, inclinadas e até encurvadas.

Três grãos da amostra CC40 foram selecionados para análise (2716-01, 2716-02 e 2716-03). Os diagramas apresentam idades platôs de  $27,6 \pm 0,4$ ,  $27,61 \pm 0,19$  e  $27,8 \pm 0,3$  Ma, com as suas respectivas idades integradas de  $27,5 \pm 0,2$ ,  $27,3 \pm 0,14$  e  $27,8 \pm 0,19$  Ma (Fig. 4.3E). Um ideograma para estes três grãos mostra uma idade central de  $27,3 \pm 0,4$  Ma como sendo a idade de maior probabilidade para este corpo (Fig. 4.3F). Os espectros aqui analisados, exibem algum excesso de  $^{39}\text{Ar}$  em baixas temperaturas bem como em altas temperaturas.

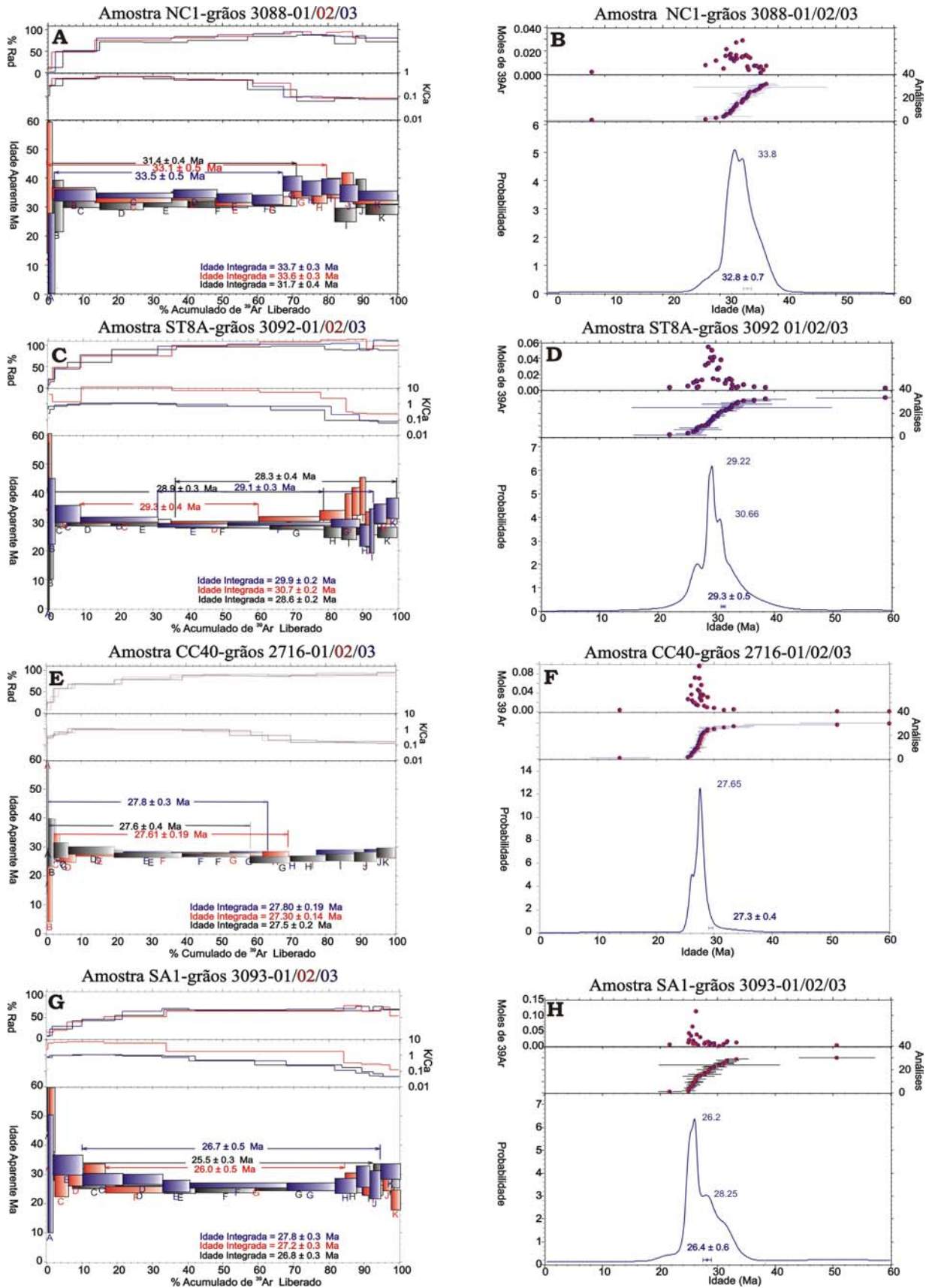


Figura 4.3 - Diagramas platôs (A, C, E, G) e ideogramas (B, D, F, H) para os *plugs* Cabeço de Neco (A, B) Serrote Preto de são Tomé (C, D) e Pedreira (E, F) e o *neck* de Serra Aguda (G, H).

#### 4.3.6 - Neck de Serra Aguda

O centro vulcânico de Serra Aguda, situado à Leste da cidade de Pedro Avelino e logo a SSE do derrame de Serra Preta de Pedro Avelino (afloramentos SA1 a SA16), é um importante corpo vulcânico em forma de *neck* intrusivo no embasamento cristalino. Em mapa, apresenta forma semicircular, com cerca de 1,5 km de diâmetro, composto por rochas basálticas variadas (Fig. 4.4). Durante os trabalhos de mapeamento, foram identificadas as seguintes unidades: **(i)** uma porção central relativamente preservada, alongada segundo a direção NE-SW, com diâmetro de 200-300 m, representando a área *in situ* do *neck* composta de basalto exibindo textura microporfirítica ou brechada, composto por abundantes xenólitos de peridotito, gnaisse, granito e fragmentos do basalto de textura fina a média e aspecto homogêneo; **(ii)** uma porção intermediária mais ou menos circular, contornando a porção central do *neck*, com diâmetro da ordem de 500 m, formando um nível topograficamente mais baixo do que a parte central, comportando blocos deslocados, provenientes das áreas mais elevadas do corpo, composta principalmente por basalto de aspecto brechado e homogêneo, além de microfenocristais e xenocristais de clinopiroxênio, olivina, espinélio e raramente de quartzo, uma característica marcante dos basaltos brechados; **(iii)** uma porção externa de contorno irregular, representada por blocos de basalto brechado predominante, repousando sobre os gnaisses do embasamento cristalino soerguido.

A exemplo do Pico do Cabugi (vide adiante), os dados de campo apontam para uma estratigrafia formada por duas gerações de basaltos (um mais antigo e outro mais jovem), já os microgabros temporalmente intermediárias entre os dois basaltos não foram confirmadas aqui. Todavia, relações de campo para o *plug* de basalto da Fazenda São Francisco, Oeste de Serra Aguda, mostra diques de microgabro cortando o basalto brechado, indicando a existência de uma geração de dique ainda mais jovem do que os do Cabugi, relações estas também confirmadas para microgabros encontrados no *plug* de Serra Preta de Pedro Avelino.

Três grãos da amostra SA1 (3093-01, 3093-02 e 3093-03) também analisados seguindo 11 incrementos de aquecimento, forneceram idades platôs

de  $25,5 \pm 0,3$ ,  $26,0 \pm 0,5$  e  $26,7 \pm 0,5$  Ma, com respectivas idades integradas de  $26,8 \pm 0,3$ ;  $27,2 \pm 0,3$  e  $27,8 \pm 0,3$  Ma (Fig. 4.3G). O ideograma feito para os três grãos aponta uma idade média central de  $26,4 \pm 0,6$  Ma como sendo a melhor idade para o corpo de Serra Aguda (Fig. 4.3H).

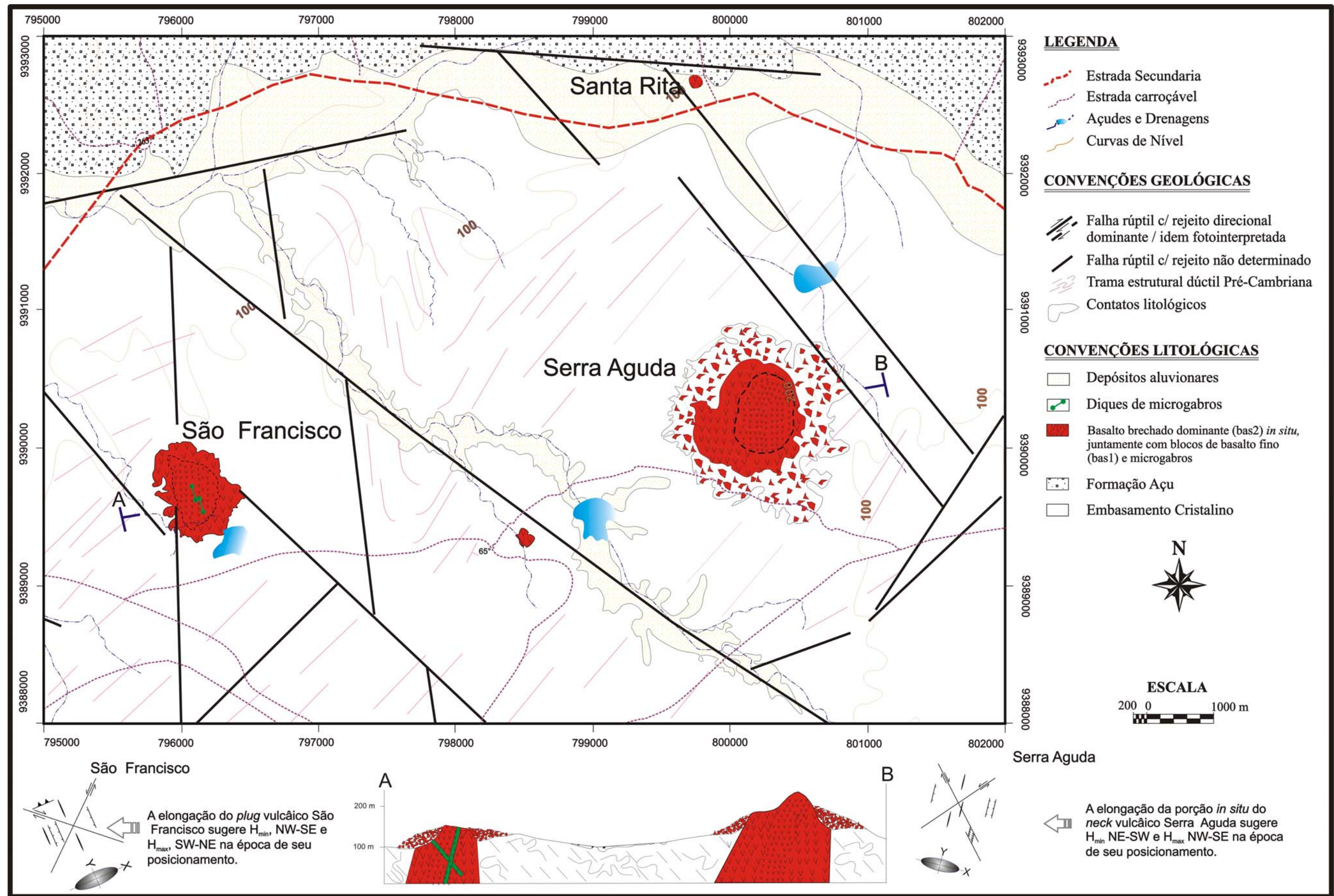


Figura 4.4 – Mapa Geológico simplificado do *neck* de Serra Aguda mostrando as principais unidades litológicas mapeadas.

#### 4.3.7 - Neck do Pico do Cabugi

O Pico do Cabugi é considerado o centro vulcânico de maior expressão topográfica (Fig. 4.5), caracterizando-se como um marco importante de todo vulcanismo ocorrido na região. O *neck* Cabugi (afloramentos VD14 a VD50 e VD98 a VD114) se destaca geomorfologicamente pela sua forma tridimensional cônica (vértice voltado para cima), atingindo cota máxima de 644 m (GPS-GARMIN 45, erro  $\pm 15$  m), em contraste com a planície adjacente com cotas em torno de 150 m. As unidades encaixantes são compostas por gnaisses tonalíticos, plútons graníticos e pegmatitos, cujas superfícies plano-lineares Pré-Cambrianas em geral apresentam baixo ângulo de mergulho, sendo truncada pelas rochas vulcânicas. Para o Pico do Cabugi, foram descritas as seguintes unidades: **(i)** uma porção central, *in situ*, composta de basalto com textura média-grossa, com diâmetro de 550-600 m, ligeiramente alongada segundo a direção NE-SW, representando o verdadeiro *neck*, com disjunções colunares com eixos radiais acompanhando os lados N-W-S e mergulho fraco ( $5-10^\circ$ ) para Leste; **(ii)** o lado Leste é dominado por basaltos com disjunções colunares de grande porte e mergulho médio a forte ( $40-50^\circ$ ) para NE e ENE, exibindo textura microporfírica e brechada (basalto heterogêneo), contendo abundantes xenólitos de peridotito, gnaisse, granito e pegmatito, bem como do basalto de textura média a grossa e microgabros; **(iii)** uma porção intermediária mais ou menos circular, contornando as duas primeiras unidades, com diâmetro de cerca de 700 m, formando um patamar topograficamente mais baixo do que a parte central, e comportando blocos desmoronados de basalto da porção central nos lados N-W-S e basalto heterogêneo na porção Leste; **(iv)** uma região externa de contorno irregular, representada por blocos de basalto homogêneo predominante, que se sobrepõem aos gnaisses do embasamento. Por fim, tem-se, **(v)** injeções de diques e *stockworks* de microgabros de direção NNE intrusivos em basalto homogêneo.

Os microgabros que ocorrem no Pico do Cabugi intrudem basaltos homogêneos de granulação média, porém, ambos são encontrados como inclusões nos basaltos microporfíricos, associados ao último pulso magmático

que ocorreu neste centro vulcânico. A presença de abundantes xenólitos milimétricos a decimétricos de basalto homogêneo, peridotito, gnaisses, pegmatito, além de fenocristais e xenocristais de clinopiroxênio, olivina e mais raramente de quartzo, é uma característica marcante dos basaltos microporfiríticos.

A estratigrafia relativa descrita acima para o Pico do Cabugi (Fig. 4.5), aparentemente, também se repete para os centros vulcânicos de Serra Aguda, Serra Preta Cerro Corá e na Fazenda São Francisco, embora não tenha sido possível separar claramente as fácies de basalto médio, basalto microporfirítico e microgabro, nos referidos corpos. Portanto, os resultados apontam para uma estratigrafia com pelo menos duas gerações de basaltos nestes alvos (um mais antigo, e outro mais jovem) e injeções de diques de microgabros temporalmente intermediários entre os dois pulsos de magmas.

Para o Pico do Cabugi, foram selecionadas quatro amostras: VD28 - basalto de textura média, homogênea (bas-1); VD 59C - microgabro; 2A e 2a - basalto fino microporfirítico, normalmente brechado (bas-2). Para cada uma destas amostras foram analisados três grãos seguindo 11 intervalos de aquecimento, exceto para a amostra 2a (com 9 etapas de aquecimento). A amostra VD28 (grãos 3107-01, 3107-02 e 3107-03) forneceu idades platôs de  $24,7 \pm 0,4$ ,  $24,1 \pm 0,3$ ,  $26,2 \pm 0,3$  e  $25,6 \pm 0,2$  Ma e idades integradas de  $24,9 \pm 0,2$ ,  $25,6 \pm 0,3$  e  $25,3 \pm 0,9$  Ma, respectivamente (Fig. 4.6A). Um ideograma para estes três grãos indica uma idade média de  $25,5 \pm 0,4$  Ma como a melhor idade para cristalização desta rocha (Fig. 4.6B). A amostra VD59C (grãos 3110-01, 3110-02 e 3110-03), forneceu idades platôs de  $24,5 \pm 0,3$  -  $25,0 \pm 0,3$ ,  $24,86 \pm 0,17$  e  $24,6 \pm 0,2$  Ma, com as suas respectivas idades integradas de  $25,1 \pm 0,2$ ,  $24,9 \pm 0,3$  e  $24,96 \pm 0,15$  Ma (Fig. 4.6C). Um ideograma para esta amostra apresenta uma idade central de  $24,8 \pm 0,3$  Ma como a idade mais provável (Fig. 4.6D). Enquanto isso, os três grãos da amostra 2A (3109-01, 3109-02 e 3109-03) forneceram idades platôs de  $25,7 \pm 0,6$ ,  $25,3 \pm 0,3$  -  $26,5 \pm 0,7$  e  $25,7 \pm 0,4$  Ma, com respectivas idades integradas de  $24,9 \pm 0,4$ ,  $25,7 \pm 0,3$  e  $25,5 \pm 0,3$  Ma (Fig. 4.6E). Um ideograma para os três grãos sugere  $25,5 \pm 0,6$  Ma como a melhor idade para esta rocha (Fig. 4.6F).

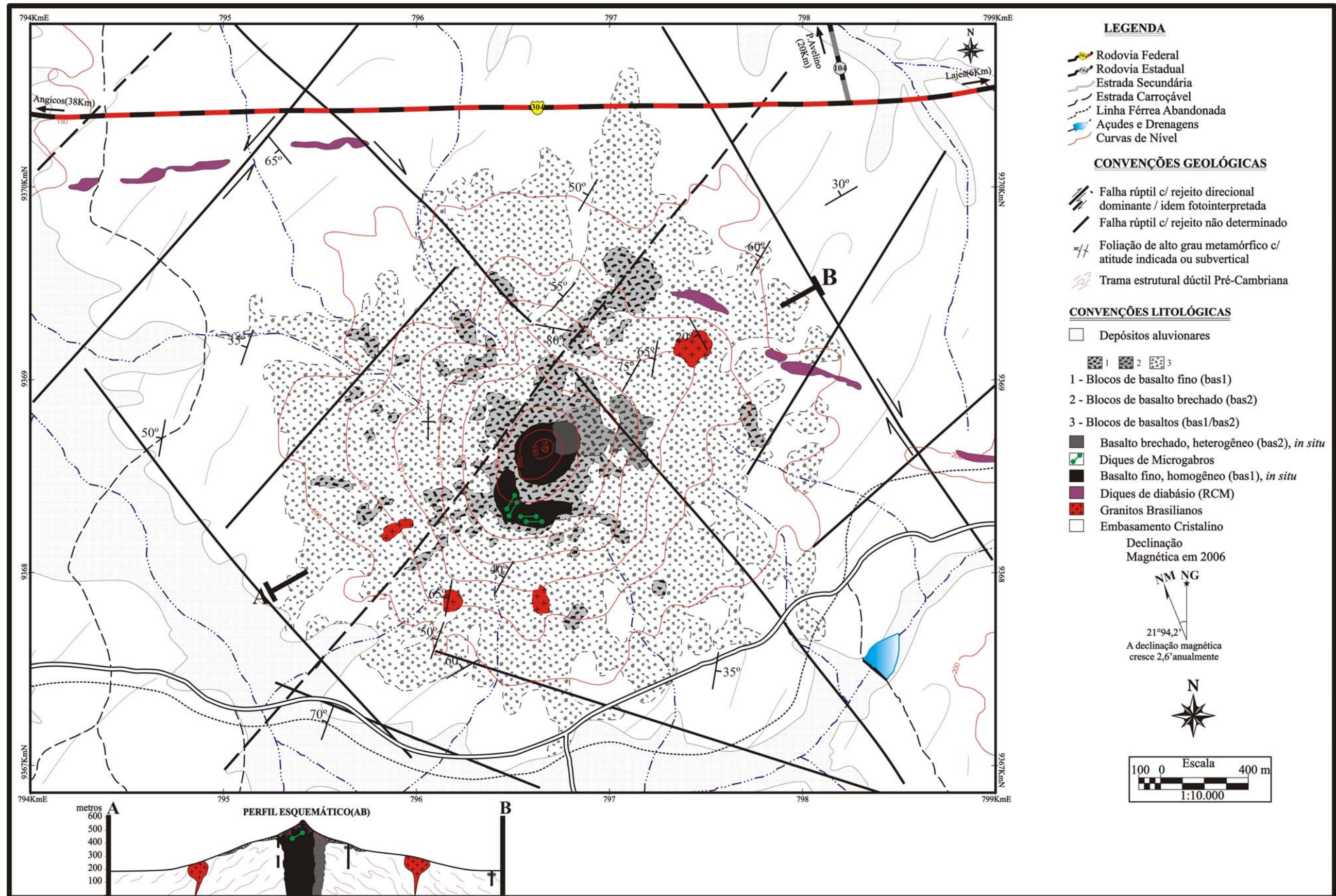


Figura 4.5 – Mapa geológico do neck do Cabugi mostrando as principais unidades litológicas bem como as estruturas tipicamente frágeis que afetam a área do corpo (modificado de Paiva, 2004).



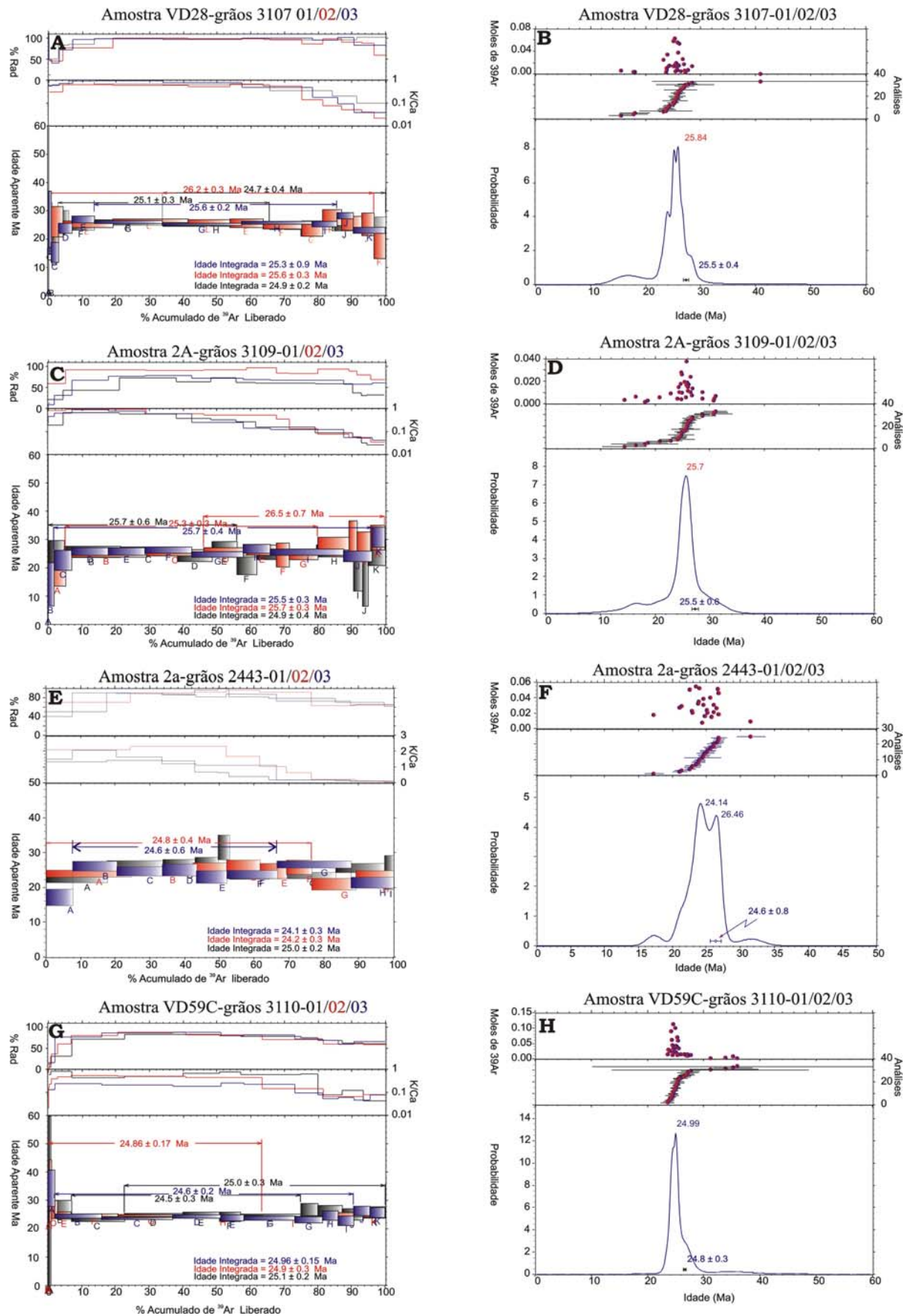


Figura 4.6 - Diagramas platôs (A, C, E) e ideogramas (B, D, F) para o Pico do Cabugi. Basalto médio (A, B), basaltos brechados (C, D, E, F) e microgabro (G, H).

Finalmente, para a amostra 2a (grãos 2443-01, 2443-02 e 2442-03) os dois últimos grãos forneceram idades platôs de  $24,8 \pm 0,4$  e  $24,6 \pm 0,6$  Ma, com respectivas idades integradas de  $25,0 \pm 0,2$ ,  $24,2 \pm 0,3$  e  $24,1 \pm 0,3$  Ma (Fig. 4.6G). Embora o outro grão não tenha definido uma idade platô, sua idade integrada é semelhante àquela obtida para os outros grãos. Um ideograma para esta amostra indica  $24,6 \pm 0,8$  Ma como a melhor idade para essa rocha (Fig. 4.6H).

#### 4.3.8 - *Plug* de Serra Preta de Cerro Corá

A Norte de Cerro Corá, foram mapeados dois centros vulcânicos intrusivos em micaxistos e rochas graníticas, e ladeados por sedimentos da Formação Serra do Martins. Estão localizados na porção oriental da Serra de Santana, nas localidades conhecidas como sítios Serra Preta e Catarino, e emprestam seus nomes aos corpos de rocha basáltica. Ocorrem na forma de *plugs*, sendo o primeiro o de maior expressão topográfica, atingindo cota de topo da ordem de 720 m e diâmetro de cerca de 600 m, enquanto o outro está com o topo posicionado em cota ligeiramente inferior (~ 650 m). São compostos por basaltos de textura fina ou afanítica, destacando-se microfenocristais e xenocristais de olivina e clinopiroxênio, além de abundantes xenólitos milimétricos de peridotito. O corpo de Serra Preta encontra-se posicionado entre morros testemunhos dos arenitos da Formação Serra do Martins, não ficando clara sua relação de contato com esta unidade. Na sua porção Norte faz contato com o granito de Serra Verde e na porção Sul com os micaxistos da Formação Seridó. Nas encostas do *plug*, abundantes blocos desmoronados de basalto de textura média-grossa e brechada, por vezes microgabros. O corpo de menor expressão localiza-se no sítio Catarino, o qual assemelha-se textural e petrograficamente ao *plug* de Serra Preta de Cerro Corá. Do mesmo modo, este corpo encontra-se intrusivo na borda Oeste do granito de Serra Verde, formando um alinhamento com o outro corpo, na direção NW, mesmo *trend* definido por uma estrutura frágil posicionada naquela mesma direção.

Para o *plug* de Serra Preta foram analisadas duas amostras, uma de basalto (CC18) e outra de microgabro (CC20). A exemplo da maioria das

amostras analisadas, estas também seguiram 11 passos de aquecimento. Para a amostra CC20, os três grãos analisados (2721-01, 2721-02 e 2721-03) forneceram idades platôs de  $26,0 \pm 0,3$ ,  $24,7 \pm 0,2$  e  $25,3 \pm 0,5$  Ma, com respectivas idades integradas de  $26,8 \pm 0,2$ ,  $24,95 \pm 0,2$  e  $25,6 \pm 0,3$  Ma (Fig 4.7A). O ideograma para os três grãos analisados, mostra uma idade média de  $25,4 \pm 0,5$  Ma como a melhor estimativa para esta amostra (Fig. 4.7B). Já para a amostra CC18 (Grãos 2719-01, 2719-02 e 2719-03) apenas o grão 2719-02 forneceu uma idade platô bem definida de  $25,0 \pm 0,2$  Ma. As respectivas idades integradas são  $24,53 \pm 0,14$ ,  $24,91 \pm 0,18$  e  $24,1 \pm 0,2$  Ma (Fig 4.7C). Apesar dos espectros das idades aparentes não fornecerem idades platôs para os outros grãos, as idades calculadas com base no gás total recuperado são compatíveis com aquela obtida para o segundo grão. O ideograma construído para os três grãos produziu uma idade média de  $24,8 \pm 0,4$  Ma como a melhor idade para esta rocha (Fig 4.7D).

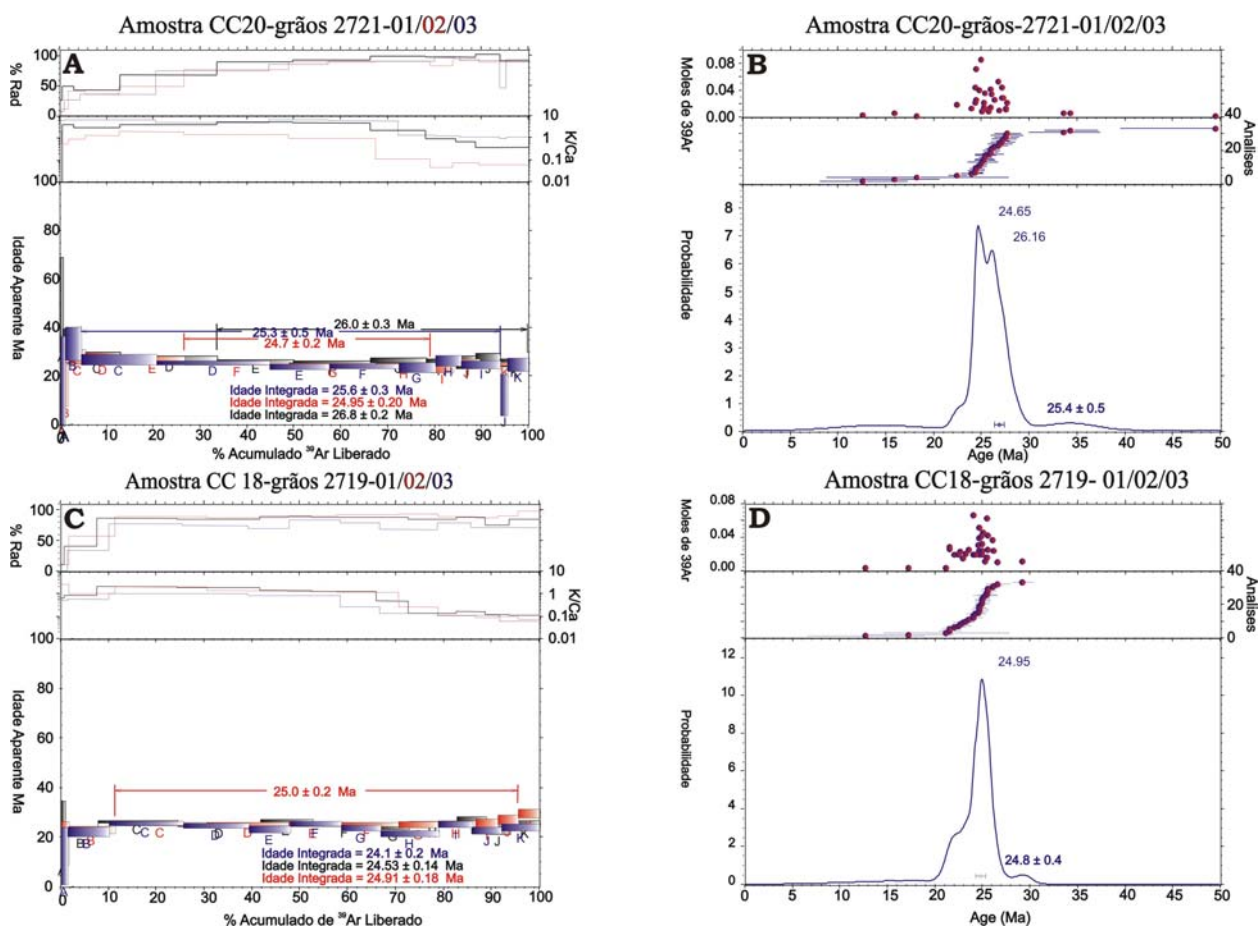
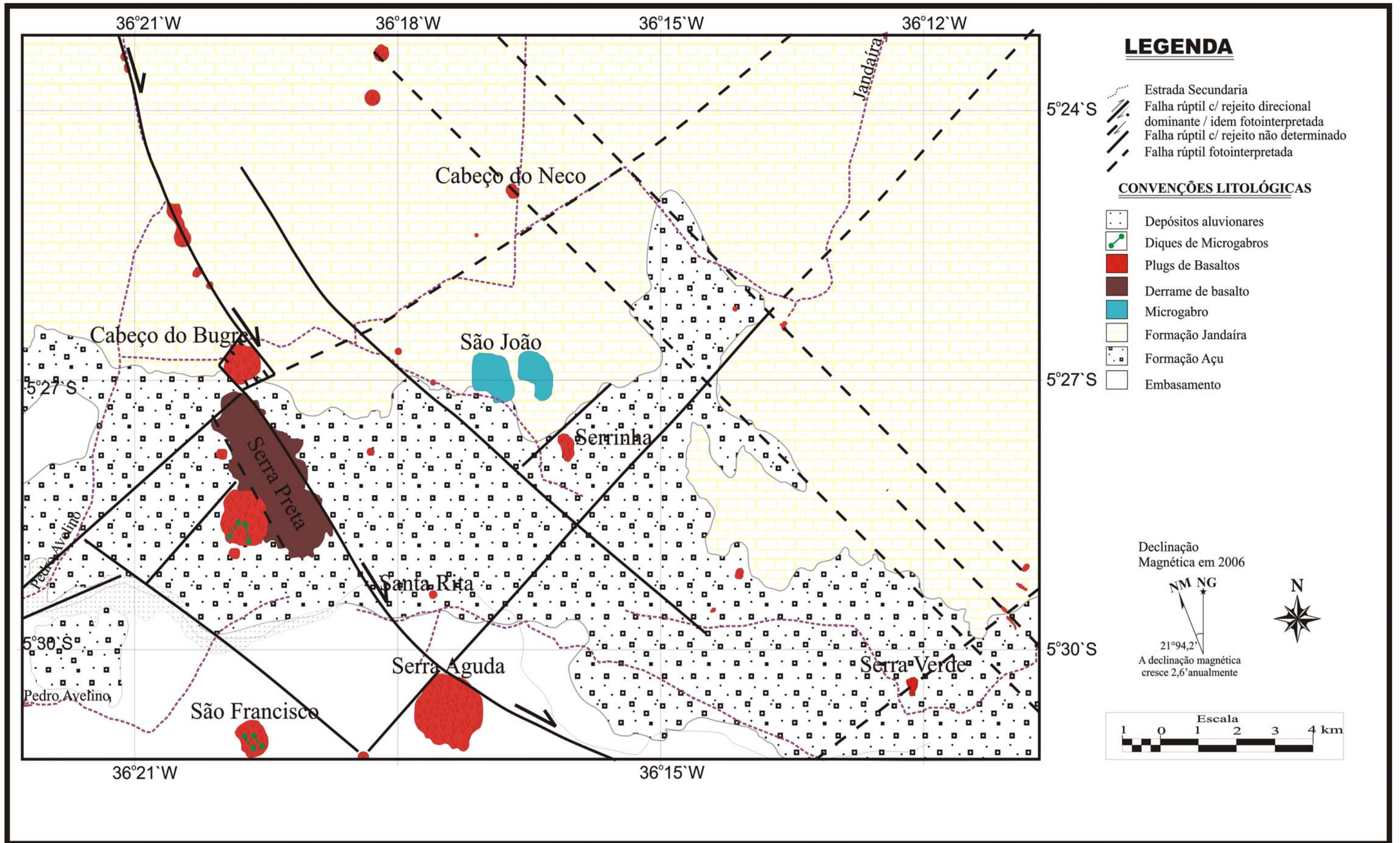


Figura 4.7 - Diagramas platôs (A, C) e ideogramas (B, D) para o *plug* de Serra Preta de Cerro Corá, microgabro (A, B) e basalto brechado (C, D).

#### 4.3.9 - *Plug* e Derrame de Serra Preta de Pedro Avelino

O derrame de Serra Preta, localizado a cerca de 8 km a NE de Pedro Avelino, a exemplo do Pico do Cabugi, representa um dos corpos de significativa expressão morfológica e volume de rocha vulcânica exposta da região (Fig. 4.8). Sua geometria difere dos demais corpos, visualmente apresentando-se em forma alongada, segundo a direção NW-SE, com sua porção mais para Sul, constituindo um *plug* com forma semicircular e diâmetro da ordem de 250-350 m, intrusivo em um derrame prévio, que com mergulho suavemente para Norte. Na região do *plug*, este pulso de magma compreende basaltos brechados, contendo fenocristais e xenocristais de olivina e clinopiroxênios, por vezes também podem ser encontrados microxenólitos de peridotito e diques de microgabro cortando as rochas deste corpo (afloramentos VD9 a VD13). A área do *plug* é caracterizada por exibir grandes blocos de basalto em forma de disjunções de grandes dimensões, podendo chegar a ~4 m de altura por ~1 m de diâmetro, enquanto que nos domínios do derrame, a rocha basáltica ocorre em pequenos blocos acomodados de forma tabular cobertos por um solo escuro, produto de alteração do basalto subjacente, formando o platô da Serra (afloramentos VD70 a VD85). Este corpo encontra-se inserido entre os sedimentos da Bacia Potiguar, estendendo-se 3,5 km na região de contato entre o arenito Açú e o calcário Jandaíra, o qual alinha-se com vários outros centros de menor expressão (pontos VD65 a VD69 e VD123 e VD12a) segundo um *trend* regional NNW-SSE, afetando os sedimentos à medida que se aproxima do seu contato, em geral produzindo uma borda de aquecimento (áureola de contato, observado na localidade Serrinha, afloramentos VD87 e VD89), gerada pelo aporte de calor trazido pela lava basáltica.

O corpo de Serra Preta (Fig 4.8) apresenta características bem distintas do Pico do Cabugi e da Serra Aguda. Neste caso, observa-se que o *trend* NNW-SSE define uma zona de falha, provavelmente controlando o posicionamento do corpo principal de Serra Preta e seus satélites, bem como o *neck* Serra Aguda. A geometria da Serra Preta e seus satélites é, portanto, bem distinta daquela observada para outros centros vulcânicos.



4.8 – Mapa litológico simplificado da região a Leste de Pedro Avelino, mostrando vários centros magmáticos, destacando-se basaltos de Serra Preta e Serra Aguda e os microgabros da Fazenda São João (modificado de Paiva, 2004).

Para a área dominada pelo *plug*, três grãos (2725-01, 2725-02 e 2725-03) da amostra VD12A foram analisados seguindo 11 intervalos de aquecimento. As análises forneceram idades platôs de  $14,9 \pm 0,6$ ,  $13,8 \pm 0,8$  e  $13,6 \pm 0,9$  Ma, com respectivas idades integradas de  $15,2 \pm 0,4$ ,  $15,9 \pm 0,5$  e  $15,1 \pm 0,6$  Ma (Fig. 4.9A).

O ideograma e os plotes auxiliares feitos para os três grãos desta amostra, exibem um certo espalhamento das idades aparentes, contudo, um pico de alta probabilidade é mostrado em 15,09 Ma. Todavia, uma idade média ponderada de  $14,7 \pm 0,9$  Ma é sugerida como sendo a melhor idade de cristalização para as rochas que formam o *plug* (Fig. 4.9B).

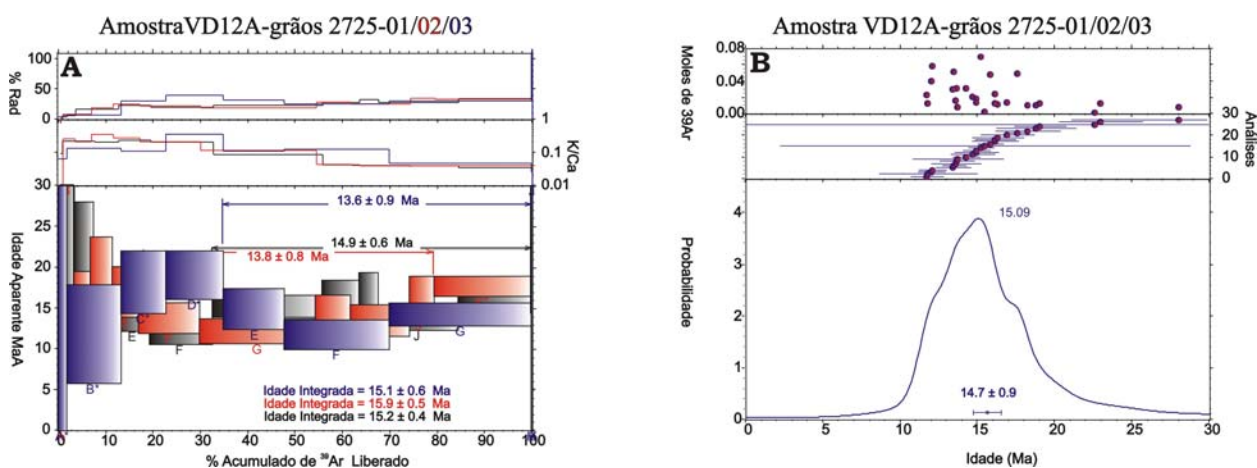


Figura 4.9 - Diagramas platôs (A) e ideogramas (B) para a Serra Preta de Pedro Avelino.

#### 4.3.10 - *Plug* Carcarazinho

O *plug* vulcânico Carcarazinho (pontos VD6 a VD8), situado logo a Norte do Pico do Cabugi, é caracterizado por mostrar rochas basálticas maciças com matriz de textura muito fina, indicando resfriamento muito rápido em nível crustal raso, sugerindo que as condições de relevo naquela época da intrusão eram muito semelhantes daquilo que se tem atualmente. Quando observado em mapa, mostra forma circular com cerca de 200 m de diâmetros e altitude < 50 metros. Em amostra de mão, os basaltos apresentam uma textura que pode variar de tipos finos microporfíricos a basaltos brechados, exibindo estrutura de fluxo. São caracterizados por apresentarem xenocristais e microfenocristais de olivina e clinopiroxênio, além de abundantes xenólitos de peridotito. As

unidades encaixantes destes magmas também são gnaisses graníticos a tonalíticos, contendo superfícies plano-lineares Pré-Cambrianas com baixo ângulo de mergulho, que são truncadas pelas rochas vulcânicas.

Três grãos de rocha total da amostra VD8 (2724-01, 2724-02 e 2724-03), foram analisados seguindo 11 passos de aquecimento. Os dois primeiros grãos (2724-01, 2724-02) forneceram idades platôs de  $7,2 \pm 0,7$  e  $9,0 \pm 0,3/9,5 \pm 0,4$  Ma, com respectivas idades integradas de  $7,5 \pm 0,4$ ,  $9,1 \pm 0,18$  e  $9,8 \pm 0,4$  Ma (Fig. 4.10A). O terceiro grão não forneceu idade platô, embora a idade integrada seja semelhante àquela obtida para o segundo grão. O ideograma construído para os três grãos forneceu uma idade média de  $9,0 \pm 0,7$  Ma como a melhor idade de cristalização desta rocha (Fig 4.10B).

#### 4.3.11 - Neck Cabugizinho

O centro vulcânico Cabugizinho (afloramentos VD03 a VD5), situa-se a Sul do Pico do Cabugi. Em amostra de mão, são basaltos com textura maciça, podendo variar de tipos finos a porfíricos e basaltos brechados, exibindo estrutura de fluxo e disjunções colunares de médio porte. São caracterizados por apresentarem microfenocristais de olivina e clinopiroxênios, além de abundantes microxenólitos de peridotito. Sua matriz de textura muito fina também sugere processo de resfriamento muito rápido em nível crustal raso. Este corpo apresenta uma forma tridimensional cônica, com diâmetro em torno de 200 m, com altitude não ultrapassando os 100 m. Visto em mapa, apresenta-se alongado segundo a direção NW-SE, sugerindo reativações de estruturas rúpteis naquela mesma direção, controlando o posicionamento do mesmo.

Para este corpo, foram analisadas duas amostras (VD04B e VD05A), ambas seguindo 11 intervalos de aquecimento. A amostra VD05A (grãos 2723-01, 2723-02 e 2723-03) forneceu idades platôs de  $8,8 \pm 0,7$ ;  $8,0 \pm 0,5$  e  $7,7 \pm 0,6$  Ma, com respectivas idades integradas de  $9,2 \pm 0,5$ ,  $9,0 \pm 0,3$  e  $8,5 \pm 0,5$  Ma (Fig. 4.10C).

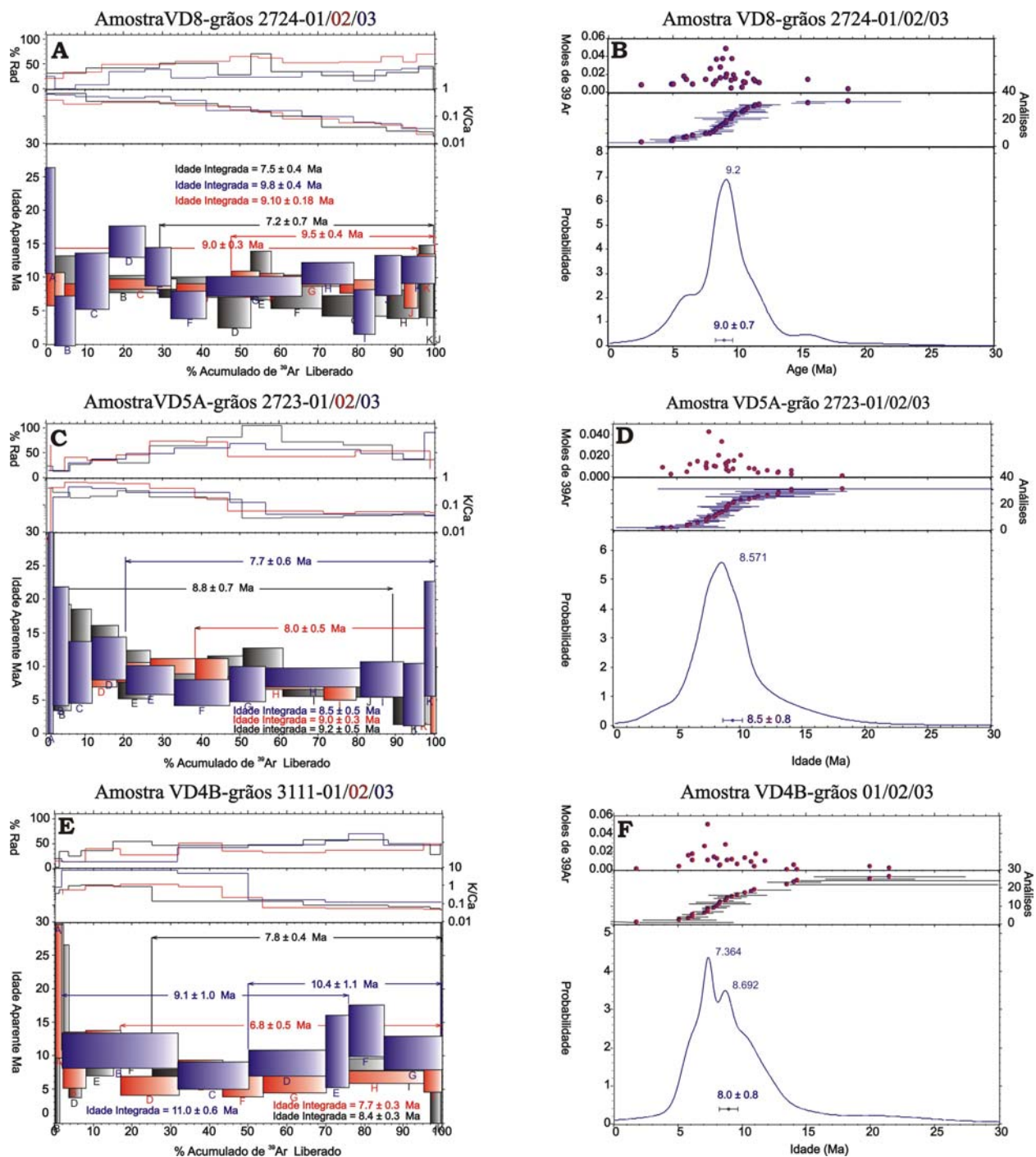


Figura 4.10 - Diagramas platôs (A, C, E) e ideogramas (B, D, F) para o *plug* Carcarazinho (A, B) e *neck* Cabugizinho (C, D) e (E, F).

O ideograma feito para esta amostra forneceu uma idade média de  $8,5 \pm 0,8$  Ma, como a idade mais provável desta rocha (Fig. 4.10D). Para a amostra VD04B os três grãos (3111-01, 3111-02 e 3111-03) forneceram idades platôs de  $7,8 \pm 0,4$ ,  $6,8 \pm 0,5$  e  $9,1 \pm 1,0/10,4 \pm 1,1$  Ma, com as respectivas idades integradas de  $8,4 \pm 0,3$ ,  $7,7 \pm 0,3$  e  $11,0 \pm 0,6$  Ma (Fig. 4.10E). O ideograma



feito para estes grãos apontou uma idade média ponderada de  $8,0 \pm 0,8$  Ma como sendo a melhor idade para esta amostra (Fig. 4.10F).

#### 4.3.12 - *Plug Cabelo de Negro*

O corpo de basalto Cabelo do Negro (afloramentos CN1 a CN19) situa-se a Oeste do Pico do Cabugi, já no município de Santana do Matos. Caracteriza-se por mostrar rochas basálticas maciças, apresentando uma textura que pode variar de tipos finos a microporfíricos, a aspecto de brecha magmática, exibindo estrutura de fluxo e disjunções colunares de médio até grande porte, verticais e/ou inclinadas. Este corpo tem um diâmetro em torno de 300 metros, porém, com apenas 10-20 metros de altitude. Quando observado em mapa, mostra-se orientado segundo duas direções NW-SE e SW-NE, sugestivo de que seu posicionamento se deu na intersecção de estruturas nessas duas direções. Em amostra de mão, os basaltos são caracterizados por apresentarem microfenocristais de olivina e clinopiroxênio, além de abundantes microxenólitos de peridotito. As rochas encaixantes deste *plug* também são gnaisses graníticos, contendo superfícies plano-lineares Pré-Cambrianas com baixo ângulo de mergulho, as quais são truncadas pelas rochas vulcânicas.

Para este centro vulcânico, três grãos (2722-01, 2722-02 e 2722-03) da amostra CN11 foram analisados seguindo 11 passos de aquecimento. Dois grãos (2722-01, 2722-02) produziram idades platôs de  $7,6 \pm 0,2$  e  $8,8 \pm 0,3$  Ma, com respectivas idades integradas de  $7,9 \pm 0,2$ ,  $9,5 \pm 0,3$  e  $7,6 \pm 0,2$  Ma (Fig. 4.11A). No entanto, um terceiro grão (2722-03), sem idade platô bem definida mostrou uma idade integrada semelhante com aquelas obtidas para os outros grãos. Um ideograma feito para esta amostra forneceu uma idade média ponderada de  $8,0 \pm 0,4$  Ma como a idade mais provável para a cristalização desta rocha (Fig. 4.11B).

#### 4.3.13 - *Plug Serra Preta de Bodó*

O corpo basáltico de Serra Preta (pontos SP1 a SP11), situado no Sítio Lagoínha, NW de Bodó, logo a Norte da Mina Cafuca, representa o último pulso

de magma ocorrido na região. Ele é caracterizado por mostrar rochas basálticas maciças apresentando uma textura que pode variar de tipos finos, microporfíricos (brechados), com xenocristais e microfenocristais de olivina, clinopiroxênio e minerais opacos, além de abundantes microxenólitos de peridotito. A exemplo do Cabugizinho, Cabelo de Negro e Serra Preta de Pedro Avelino, quando observado em mapa se mostra alongado, se posicionando segundo a direção preferencial NW-SE.

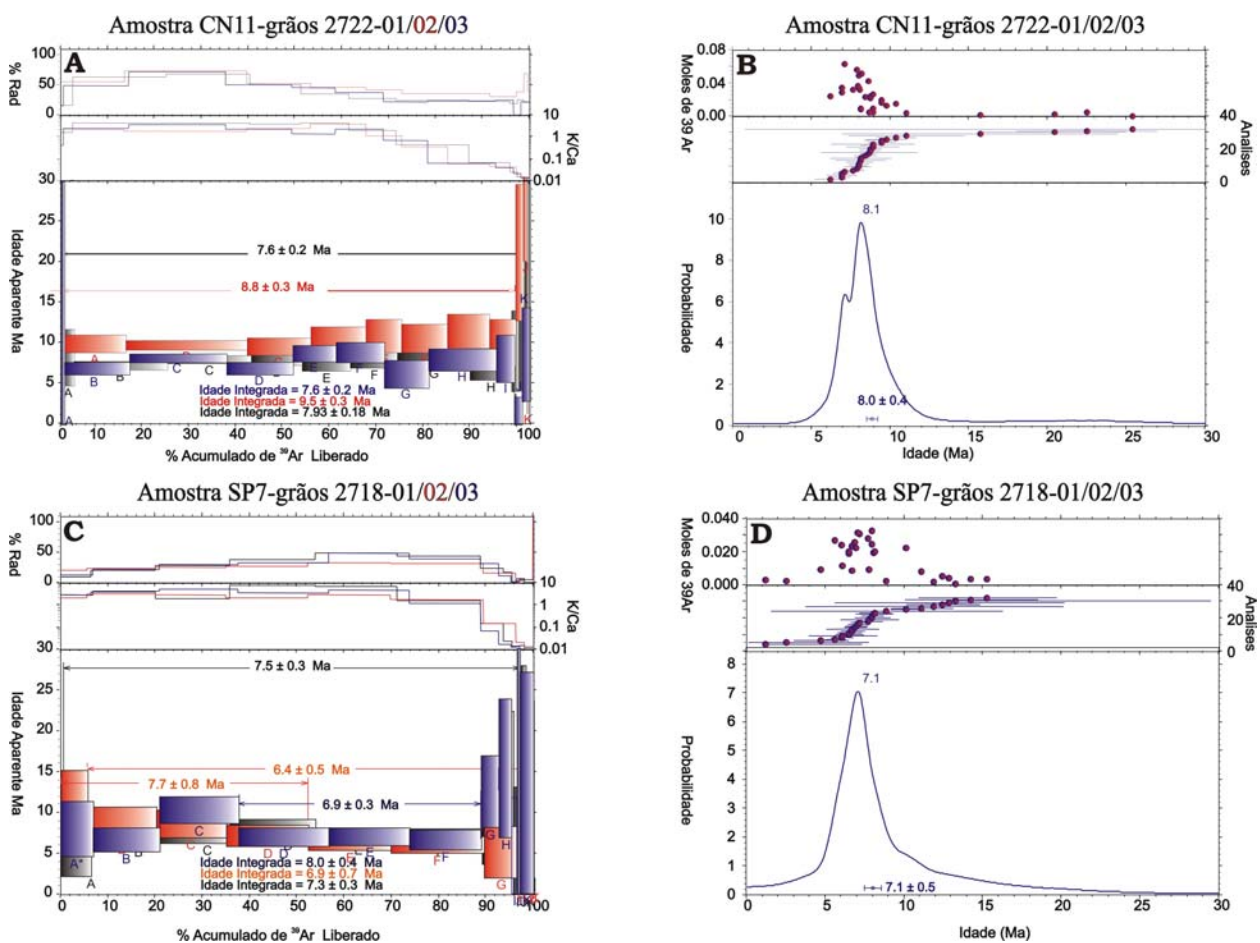


Figura 4.11 - Diagramas platôs (A, C) e ideogramas (B, D) para o *plug* Cabelo do Negro (A, B) e Serra Preta de Bodó (C, D).

Para este *plug*, três grãos (2718-01, 2718-02 e 2718-03) da amostra SP07 foram analisados seguindo 11 passos de aquecimento. Os diagramas mostram idades platôs de  $7,5 \pm 0,3$ ;  $6,4 \pm 0,5/7,7 \pm 0,8$  e  $6,9 \pm 0,3$  Ma, com respectivas idades integradas de  $7,3 \pm 0,3$ ;  $6,9 \pm 0,7$  e  $8,0 \pm 0,4$  Ma (Fig 4.11C).

Um ideograma feito para os três grãos desta amostra aponta uma idade média ponderada de  $7,1 \pm 0,5$  Ma como a idade mais provável deste corpo (Fig 4.11D).

#### 4.4 - LITOESTRATIGRAFIA DO MAGMATISMO

A partir dos dados obtidos com a geocronologia  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  e relações de campo, mostrados nos itens acima, a estratigrafia do magmatismo Cenozóico do RN pode ser dividida em pelo menos 3 eventos magmáticos distintos, cada qual comportando um ou mais pulso de magmas, formados por pequenos volumes de rochas basálticas (Fig. 4.12). Portanto, este magmatismo foi assim subdividido: Magmatismo Eocênico, Magmatismo Oligocênico e Magmatismo Miocênico. O magmatismo ocorrido durante o Cenozóico, tema principal desta Tese, apresenta distribuição espacial aleatória, sem mostrar qualquer evidência de relação temporal que defina uma progressão das idades segundo uma direção definida (Fig. 4.13).

Era	Per.	Época	Estágio	AMOSTRA	IDADE (Ma) (Ideograma)	CORPO	LOCAL	TIPO					
CENOZÓICO	Neogeno	Mioceno	5,33	Messiniano	SP7	$7,1 \pm 0,5$	Serra Preta	N de Bodó	Basalto fino				
			7,2	Tortoniano	CN11	$8,0 \pm 0,4$	Cabeço do Negro	SW do Pico Cabugi	Basalto microporfirítico				
					VD4B	$8,0 \pm 0,8$	Cabugzinho	S de Lajes	Basalto microporfirítico				
					VD5A	$8,5 \pm 0,8$	Cabugzinho	S de Lajes	Basalto microporfirítico				
					VD8	$9,0 \pm 0,7$	Carcarazinho	N do Pico Cabugi	Basalto microporfirítico				
			11,6	Langhiano	VD12A	$14,7 \pm 0,9$	Serra Preta	L de Pedro Avelino	Basalto microporfirítico				
	15,9												
	Paleogeno	Oligoceno	23,03	Chatiano	2a	$24,6 \pm 0,8$	Cabugi	W de Lajes	Basalto microporfirítico				
					2A	$25,5 \pm 0,6$	Cabugi	W de Lajes	Basalto microporfirítico				
					VD59C	$24,8 \pm 0,3$	Cabugi	W de Lajes	Microgabro				
					VD28	$25,5 \pm 0,4$	Cabugi	W de Lajes	Basalto médio				
					CC18	$24,8 \pm 0,4$	Serra Preta	N de Cerro Corá	Basalto microporfirítico				
					CC20	$25,4 \pm 0,5$	Serra Preta	N de Cerro Corá	Microgabro				
					SA01	$26,4 \pm 0,6$	Serra Aguda	L de Pedro Avelino	Basalto microporfirítico				
					CC40	$27,3 \pm 0,4$	Pedreira	S de Cerro Corá	Basalto fino				
					28,4	Rupeliano	ST8A	$29,3 \pm 0,5$	Serrote Preto	NW São Tomé	Basalto fino		
							NC01	$32,8 \pm 0,7$	Cabeço do Neco	N de Pedro Avelino	Basalto fino		
					Eoceno	Ypressiano	33,9	Luteciano	SJ01A	$46 \pm 4$	São João	NE de Pedro Avelino	Microgabro
									48,6	JF01	$51,8 \pm 0,9$	Cabeço de João felix	NW de Jandaíra
55,8													

Figura 4.12 – Coluna litoestratigrafica mostrando os vários corpos datados e posicionados na escala do tempo geológico, conforme nomenclatura da carta estratigráfica da IUGS (IUGS-International Union of Geological Sciences, International Stratigraphic Chart. site <http://www.iugs.org/iugs/pubs/instratchart.html>, PDF, A3).

O primeiro evento na área de estudo é representado pelo magmatismo ocorrido durante o Eoceno, estando restrito aos domínios da Bacia Potiguar. Os centros vulcânicos creditados a este evento magmático são representados por dois pulsos de magmas que formaram o *plug* de basalto Cabeço de João Felix e o *plug* de microgabro da Fazenda São João. Um segundo evento magmático, ocorrido durante o Oligoceno, congrega os mais importantes centros vulcânicos da porção central do RN. Eles ocorrem na forma de *plugs*, *necks* e diques e estão presentes tanto nos domínios da Bacia Potiguar quanto no embasamento cristalino. Os mais importantes e objetos de estudos são: Cabeço do Neco, Serrote Preto, Pedreira, Serra Aguda e Serra Preta de Cerro Corá, alguns dos quais foram brevemente descritos em itens anteriores, conforme a cronologia de seu posicionamento. Por último, o magmatismo ocorrido em toda porção central do RN, durante todo o Mioceno, é formado por derrames e *plugs* de rochas basálticas predominantemente microporfíricas, brechados e heterogêneos, contendo abundantes microxenólitos de peridotito. Este magmatismo é sem dúvida o registro magmático mais jovem até agora datado na porção continental do Brasil.

Outro evento magmático importante ocorrido na área de estudo, porém de idade incerta, é representado pelo magmatismo que compreende as rochas máficas e ultramáficas do corpo denominado Diatrema de Santa Fé (Fig. 4.13), situado na fazenda de mesmo nome, a cerca de 10 km a NW da cidade de Lajes (RN), o qual será objeto de estudo mostrado em um capítulo aparte.

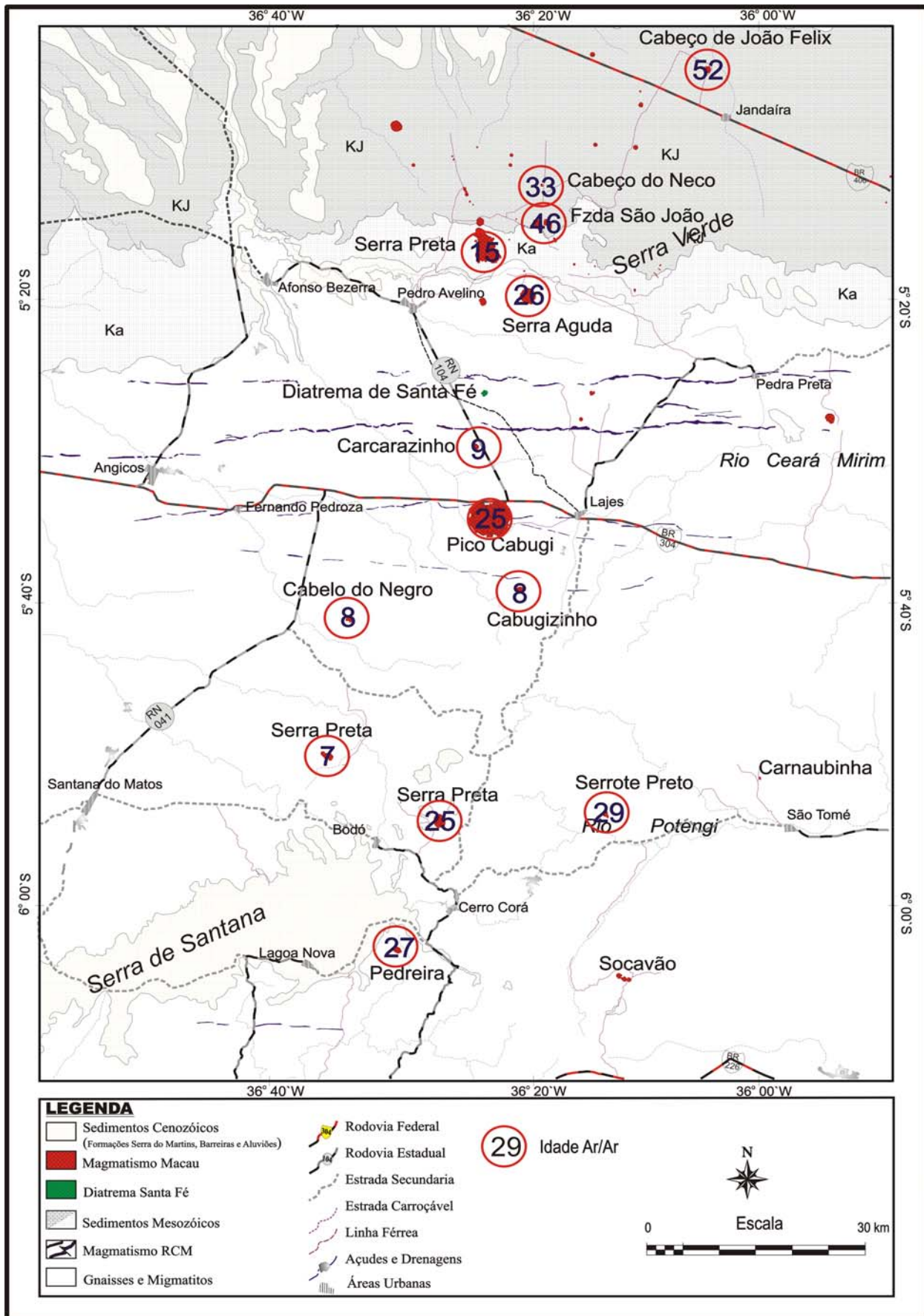


Figura 4.13 – mapa geológico simplificado mostrando a distribuição espacial das Idades.

**Tabela 4.1 - Dados Geocronológicos  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  para o magmatismo Cenozóico da porção central do RN.**

Amostra	SP7	VD4B	VD5A	CN11	VD8	VD12A	2a	VD59C	VD28
Rocha Local	Basalto SPreta(BD)	Basalto Cabugizinho	Basalto Cabugizinho	Basalto CNegro	Basalto Carcarazinho	Basalto SPreta(PA)	Basalto PCabugi	Mgabro PCabugi	Basalto PCabugi
Material	RT	RT	RT	RT	RT	RT	RT	RT	RT
<b>Número do Grão</b>	2718-01 2718-02 2718-03	3111-01 3111-02 3111-03	2723-01 2723-02 2723-03	2722-01 2722-02 2722-03	2724-01 2724-02 2724-03	2725-01 2725-02 2725-03	2443-01 2443-02 2443-03	3110-01 3110-02 3110-03	3107-01 3107-02 3107-03
<b>Idade Platô (Ma)</b> (erro 2s)	7.5 ± 0.3 6.4 0.5/7.7 ± 0.8 6.9 ± 0.3	7.8 ± 0.4 6.8 ± 0.5 9. 1.0/10. 1.1	8.8 ± 0.7 8.0 ± 0.5 7.7 ± 0.6	7.6 ± 0.2 8.8 ± 0.3	7.2 ± 0.7 9. 0.3/9. 0.4	14.9 ± 0.6 13.8 ± 0.8 13.6 ± 0.9	24.8 ± 0.4	24.5±0.5/25.0±0.3 24.86 ± 0.17 24.6 ± 0.2	24.7±0.4/25.1±0.3 26.2 ± 0.3 25.6 ± 0.2
<b>Idade Integrada. (Ma)</b> (erro 2s)	7.3 ± 0.3 6.9 ± 0.7 8.0 ± 0.4	8.4 ± 0.3 7.7 ± 0.3 11.0 ± 0.6	9.2 ± 0.5 9.0 ± 0.3 8.5 ± 0.5	7.93 ± 0.18 9.5 ± 0.3 7.6 ± 0.2	7.5 ± 0.4 9.10 ± 0.18 9.8 ± 0.4	15.2 ± 0.4 15.9 ± 0.5 15.1 ± 0.6	25.0 ± 0.2 24.2 ± 0.3	25.1 ± 0.2 24.9 ± 0.3 24.96 ± 0.15	24.9 ± 0.2 25.6 ± 0.3 25.3 ± 0.9
<b>Idade Ideograma (Ma)</b> (erro 2s)	7.1 ± 0.4	8.0 ± 0.7	8.5 ± 0.7	8.0 ± 0.3	9.0 ± 0.6	14.7 ± 0.8	24.6 ± 0.7	24,8 ± 0,2	25.5 ± 0.4

(continuação)

Amostra	2A	CC18	CC20	SA1	CC40	ST8A	NC1	SJ1A	JF1
Rocha Local	Basalto PCabugi	Basalto SPreta(CC)	Mgabro SPreta(CC)	Basalto SAguda	Basalto Pedreira(CC)	Basalto SPreto(ST)	Basalto CNeco	Mgabro Fzda SJoão	Basalto CJoão Felix
Material	RT	RT	RT	RT	RT	RT	RT	Feldspato	RT
<b>Número do Grão</b>	3109-01 3109-02 3109-03	2719-01 2719-03 2719-03	2721-01 2721-02 2721-03	3093-01 3093-02 3093-03	2716-01 2716-02 2716-03	3092-01 3092-02 3092-03	3088-02 3088-03 3088-03	3091-01 3091-02 3091-03	3095-01 3095-02 3095-03
<b>Idade Platô (Ma)</b> (erro 2s)	25.7 ± 0.6 25.3±0.3/26.5±0.7 25.7 ± 0.4	25.0 ± 0.2	26.0 ± 0.3 24.7 ± 0.2 25.3 ± 0.5	25.5 ± 0.3 26.0 ± 0.5 26.7 ± 0.5	27.6 ± 0.4 27.61 ± 0.19 27.8 ± 0.3	28.3±0.4/28.9±0.3 29.3 ± 0.4 29.1 ± 0.3	31.4 ± 0.4 33.1 ± 0.5 33.5 ± 0.5	44 ± 2 60 ± 2 42.2 ± 1.5	51.5±0.5/52.4±0.6 53.4 ± 0.4
<b>Idade Integrada. (Ma)</b> (erro 2s)	24.9 ± 0.4 25.7 ± 0.3 25.5 ± 0.3	24.53 ± 0.14 24.91 ± 0.18 24.1 ± 0.2	26.8 ± 0.2 24.95 ± 0.2 25.6 ± 0.3	26.8 ± 0.3 27.2 ± 0.3 27.8 ± 0.3	27.80 ± 0.19 27.30 ± 0.14 27.5 ± 0.2	28.6 ± 0.2 30.7 ± 0.2 29.9 ± 0.2	31.7 ± 0.4 33.6 ± 0.3 33.7 ± 0.3	55 ± 3 62 ± 2 53 ± 2	51.4 ± 0.2 51.5 ± 0.3 50.6 ± 0.3
<b>Idade Ideograma (Ma)</b> (erro 2s)	25.5 ± 0.6	24.8 ± 0.4	25.4 ± 0.5	26.4 ± 0.6	27.3 ± 0.4	29.3 ± 0.5	32.8 ± 0.7	46 ± 4	51.8 ± 0.9

SPreta(CC)=Serra Preta de Cerro Corá; SPreta(PA)=Serra Preta de Pedro Avelino; SPreta(BD)=Serra Preta de Bodó; SAguda=Serra Aguda; SPreto=Serrote Preto; de São Tomé; Cnegro= Cabelo de Negro; Cneco= Cabeço do Neco; PCabugi=Pico do Cabugi.

## CAPÍTULO V - O DIATREMA DE SANTA FÉ, NW DE LAJES-RN

### 5.1 - GEOLOGIA LOCAL

O corpo de Santa Fé está localizado na porção central da área, cerca de 10 km a NW da cidade de Lajes (RN) (Fig. 5.1). Ele é composto por uma associação de rochas máficas (basaltos porfiríticos e amigdaloidais) e ultramáficas (granada peridotito, granada piroxenito e eclogito), além de rochas carbonáticas e silexitos. Em superfície, apresenta forma elipsoidal ocupando uma área de aproximadamente 0,5 km<sup>2</sup>, e aliado às informações de resistividade, pode-se inferir uma geometria tridimensional cilíndrica, o conjunto constituindo o Diatrema de Santa Fé.

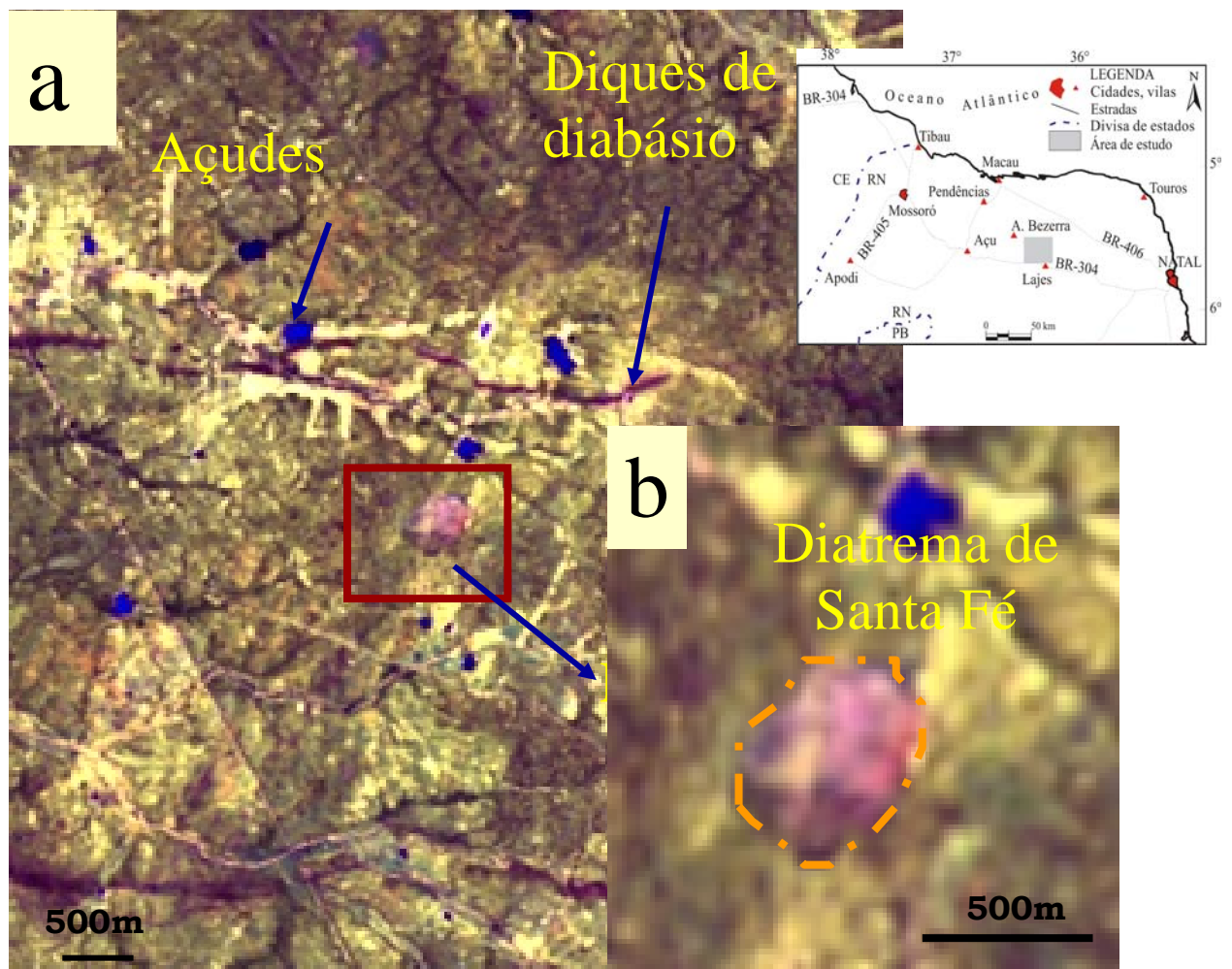


Figura 5.1 – (a) Imagem Landsat 7 ETM+, composição RGB751 da região estudada com destaque para as rochas do embasamento (tons de verde), diques do magmatismo RCM (lilás escuro), o Diatrema de Santa Fé (em róseo) e pequenos açudes em azul, (b) Detalhe do Diatrema de Santa Fé mostrando sua forma semi-circular.

Morfologicamente, o corpo corresponde a uma intrusão de forma semicircular em superfície, relevo bastante arrasado, ligeiramente abaixo do nível topográfico da depressão sertaneja, encaixado em uma seqüência monótona de rochas gnáissicas-migmatíticas polideformadas, correlacionada aos metagranitóides do Complexo Caicó (Dantas et al., 2002), portanto, com relevo contrastante em relação aos centros vulcânicos da região. Estudos preliminares para o embasamento da região, apontam para uma idade  $T_{DM}$  entre 2,8 e 3,3 Ga.

Afloramento de rochas *in situ* não foi encontrado nos domínios do Diatrema Santa Fé, porém, são verificados fragmentos decimétricos variados, espalhados sobre um solo argiloso, de coloração cinza escura a roxa. Sobre o solo alterado, ocorrem ainda, abundantes cristais de granada vermelha (piropo), granada amarela, granada lilás, Mg-ilmenita, Cr-espínélio, Cr-diopsídio e olivina.

## **5.2 – GEOFÍSICA TERRESTRE**

Dois pequenos levantamentos geofísicos foram realizados sobre o Diatrema de Santa Fé: os levantamentos tiveram como objetivo, obter medidas indiretas de gravimetria e magnetometria terrestre, métodos potenciais adequados e largamente aplicados para aquisição de dados em rochas máficas e ultramáficas. Os métodos usados têm o atrativo de captarem as propriedades físicas próprias desses corpos, sendo capazes de obterem informações em profundidade, por exemplo, a forma do corpo e densidade relativa em relação as encaixantes, conforme será descritos nos itens seguintes.

### **5.2.1 - Levantamento Gravimétrico**

No levantamento gravimétrico, foi usado um Gravímetro LACOSTE & ROMBERG modelo G-939. O levantamento foi executado sobre o Diatrema de Santa Fé e constou de duas transectas posicionadas na direção Norte-Sul e Leste-Oeste. Os dados gerados no levantamento, depois de processados e feitas



as devidas correções, mostraram uma anomalia de forma semi-circular, bem marcada, ocorrendo entre as rochas do embasamento cristalino e o referido corpo. Em se tratando de rochas de natureza mantélica e de alta densidade ( $\sim 3 \text{ g/cm}^3$ ), espera-se encontrar uma anomalia formada por um alto gravimétrico, porém, de modo contrário, o levantamento registrou a presença de um baixo gravimétrico (Fig. 5.2), confirmado nos perfis N-S e E-W (Fig. 5.3). Entretanto, sempre é oportuno lembrar, que as assembléias mineralógicas das litologias do manto, quando submetidas às condições da superfície, se tornam instáveis, principalmente os minerais ferromagnesianos, a exemplo das olivinas que facilmente são transformadas em serpentina e talco, produzindo manto de alteração espesso sobre tais rochas, conseqüentemente diminuindo drasticamente sua densidade, o que justifica as anomalias gravimétricas negativas neste tipo de alvo. O mapa Bouguer mostrado na Figura 5.2, confirma a forma semi-circular da anomalia gravimétrica, a qual, ainda pode ser subdividida em duas outras anomalias de menor expressão, também confirmadas pelos perfis mostrados na Figura 5.3, porção central do mapa. Adicionalmente, medidas de resistividade feitas sobre a área do corpo, inferiu a existência de um manto de alteração com uma espessura de aproximadamente 40 m, considerado normal em corpos desta natureza.

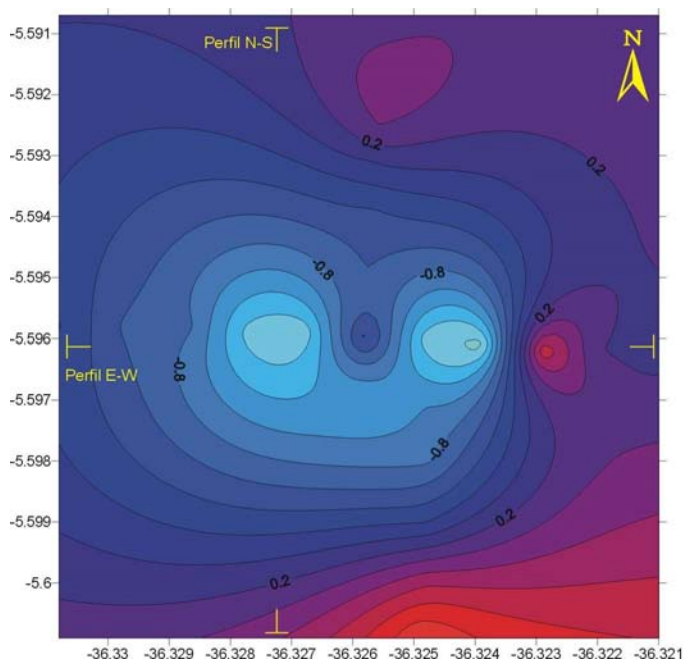


Figura 5.2 – Mapa Bouguer obtido para o levantamento gravimétrico sobre o Diatrema de Santa Fé, mostrando uma forma semi-circular (Fig. 5.1), já observada em imagem de satélite. Notar locais onde foram posicionados os perfis N-S e E-W das Figuras 5.3 e 5.4.

Os perfis N-S e E-W (Fig. 5.3), utilizando os dados de anomalia Bouguer, permitem visualizar que, para o caso do perfil N-S (Fig. 5.3a), o mesmo corta uma região de baixo gravimétrico em sua porção central (ver também mapa de anomalia Bouguer (Fig. 5.2) para localização dos perfis). Enquanto isso, o perfil E-W (Fig. 5.3b) mostra os dois baixos gravimétricos identificados no mapa de anomalia Bouguer (Fig. 5.2) e um pequeno alto na porção central. Os valores da anomalia Bouguer aumentam significativamente à medida que se caminha na direção das bordas do corpo.

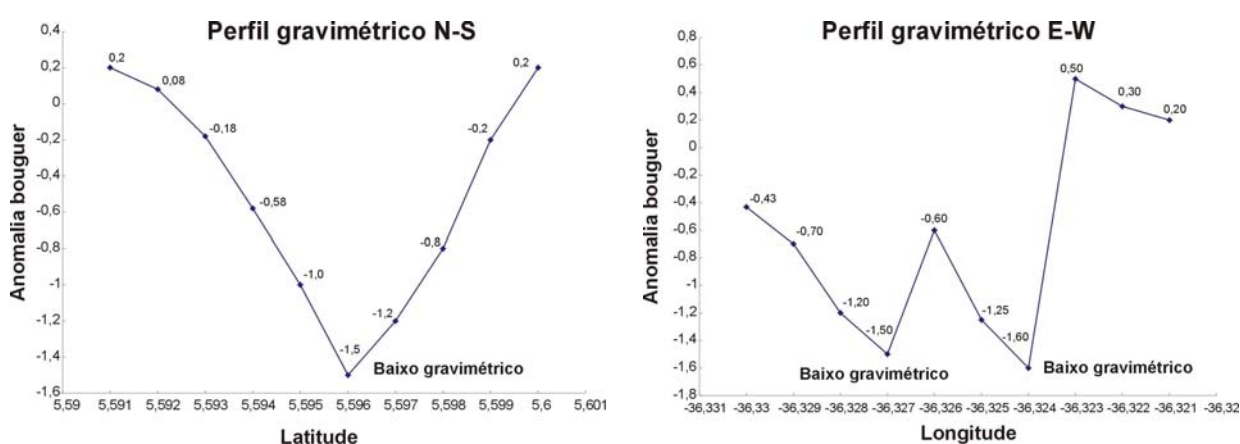


Figura 5.3a – Perfil gravimétrico de direção N-S mostrando um pronunciado baixo gravimétrico na porção central do corpo (mapa Bouguer da Fig. 5.2).

Figura 5.3b – Perfil gravimétrico de direção E-W com os baixos gravimétricos e um alto gravimétrico na porção central do perfil (mapa Bouguer da Fig. 5.2).

Com a finalidade de subtrair os efeitos regionais, foram confeccionados mapas residuais usando diferentes polinômios. No entanto, os resultados somente produziram respostas satisfatórias para polinômio de grau 1 (Fig. 5.4). O procedimento de subtração entre o mapa Bouguer e aquele obtido com o polinômio de grau 1, resultou no mapa residual mostrado na Figura 5.5. Trata-se de um mapa semelhante ao mapa Bouguer, indicando a pequena contribuição dos efeitos regionais sobre a área de estudo.

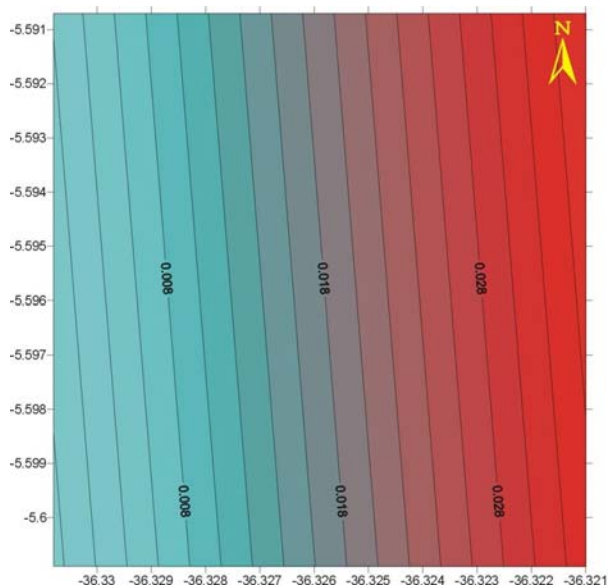


Figura 5.4 – Mapa residual para o alvo Santa Fé obtido usando um polinômio de grau 1.

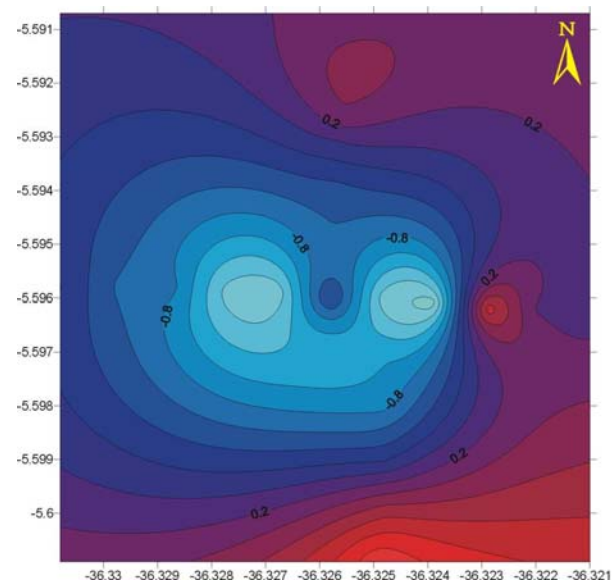


Figura 5.5 – Mapa residual obtido pela subtração do mapa de anomalia bouguer (Fig. 5.2) e o mapa residual (Fig. 5.4a).

### 5.2.2 - Levantamento Magnetométrico

Para o levantamento magnético, foi usado um magnetômetro do tipo GEOMETRICS modelo G858, equipado com dois sensores de Césio, capaz de obter medidas de gradiente vertical, horizontal e campo total. Os mapas de Upward Continuation 10 (dados elevados a 10m da superfície), TMI e Sinal analítico (Fig. 5.6) mostram insuficiência de informações, não permitindo tecer muitas considerações e interpretações.

Aparentemente a área possui um gradiente magnético calmo. Porém, nos limites das linhas surgem alguns contrastes, podendo está correlacionados a efeitos de borda. Conforme pode ser notado, na porção mais a norte, temos uma configuração de dipolo invertido, que pode está reapresentando um corpo intrusivo, ou algo com concentração anômala de minerais magnéticos, suficientes para gerar o campo magnético mostrado.

A inexistência de dados para além dos limites do corpo impossibilitou qualquer tipo de modelagem, prejudicando sensivelmente as interpretações dos dados. Como pode ser observado, seria necessário que as leituras atingissem o background local, conseguido à medida que as linhas penetram os domínios das rochas do embasamento gnáissico migmatítico da área. Contudo, foram

executados processamentos do tipo Upward Continuation 10 (dados elevados a 10m da superfície) (Fig. 5.6a), TMI (Fig. 5.6b), e Sinal analítico (Fig. 5.6c), conforme estão mostrados abaixo.

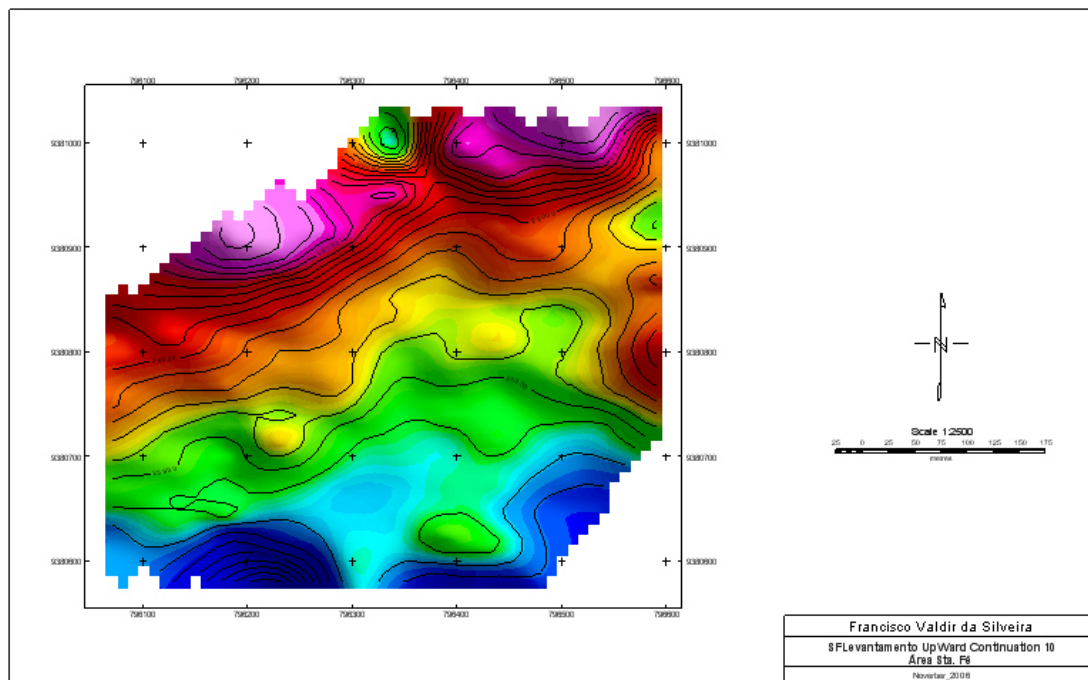


Figura 5.6a – Mapa de Upward Continuation 10 para o corpo máfico-ultramáfico da Fazenda Santa Fé. Os dados mostrados sugerem um corpo de direção NE-SW.

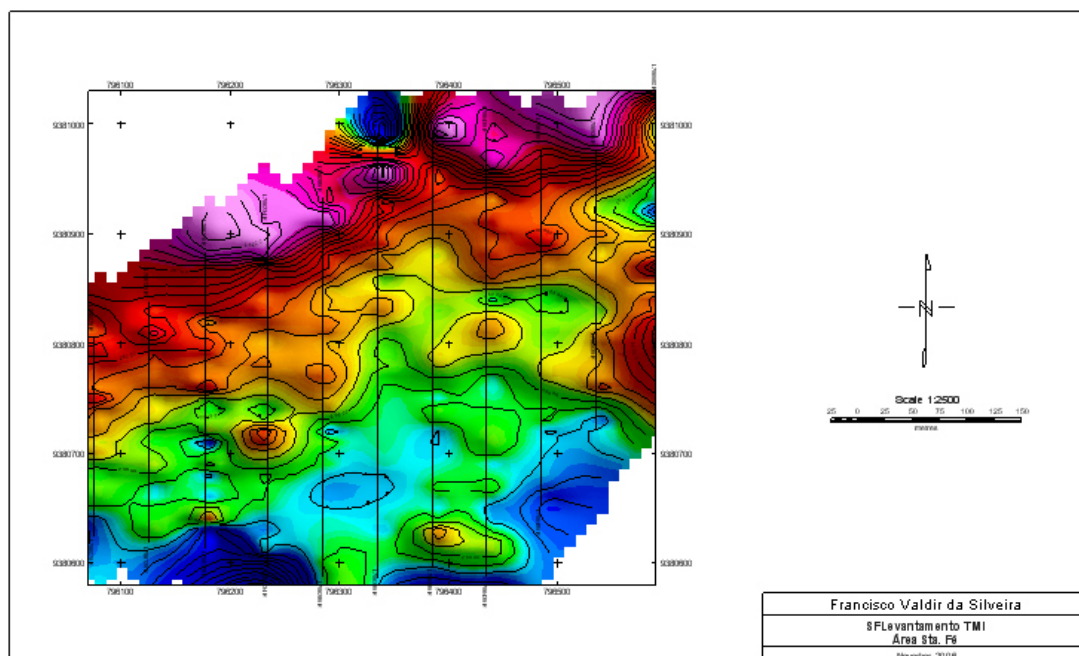


Figura 5.6b – Mapa TMI para o corpo máfico-ultramáfico da Fazenda Santa Fé. Mostra um corpo de direção NE-SW, dominado por baixos em sua porção centro sul do mapa.

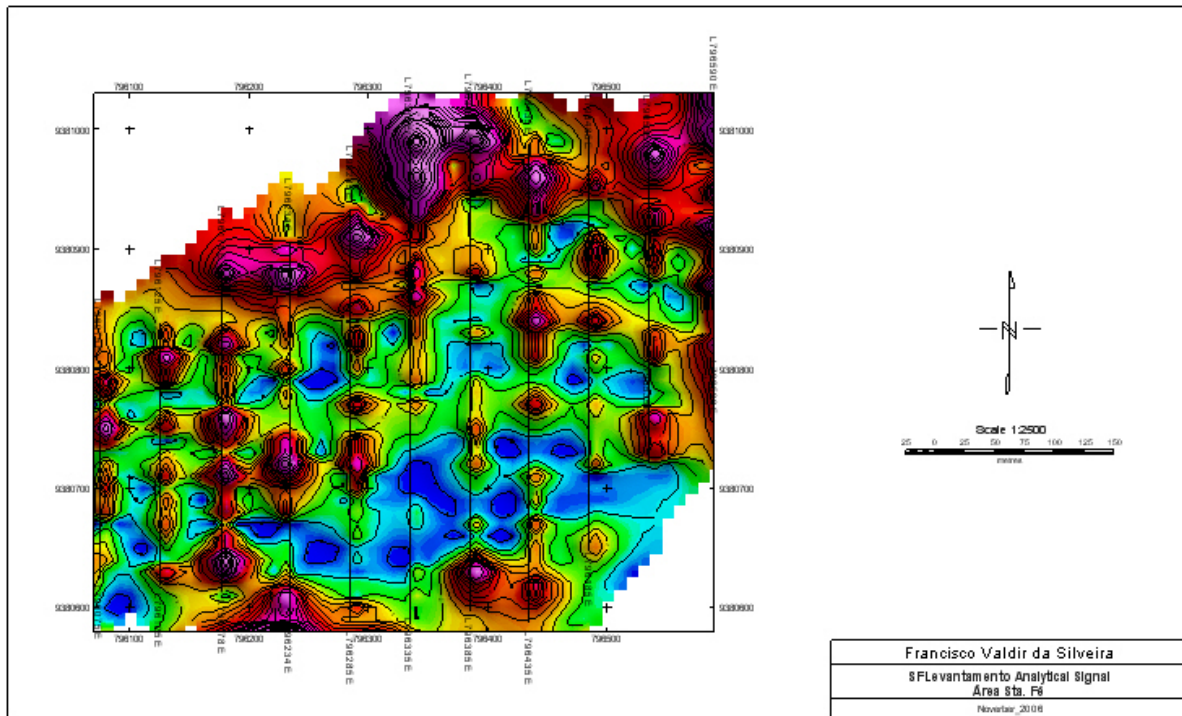


Figura 5.6c – Mapa do Sinal Analítico para o corpo máfico-ultramáfico da Fazenda Santa Fé. Os dados mostram um corpo de direção NE-SW dominando a porção centro sul do mapa.

Complementando as interpretações, foram traçados dois perfis de direção N-S e E-W com a finalidade de se observar os seus diferentes padrões. Neste caso foi possível diferenciar os altos e baixos magnéticos. Na Figura 5.7a são observados pequenos baixos que contrasta com um alto magnético bem pronunciado. Enquanto isso, na Figura 5.7b nota-se apenas a distinção entre um alto e um baixo magnético.

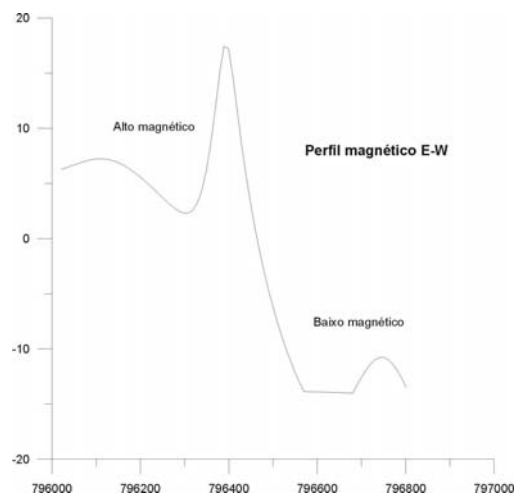
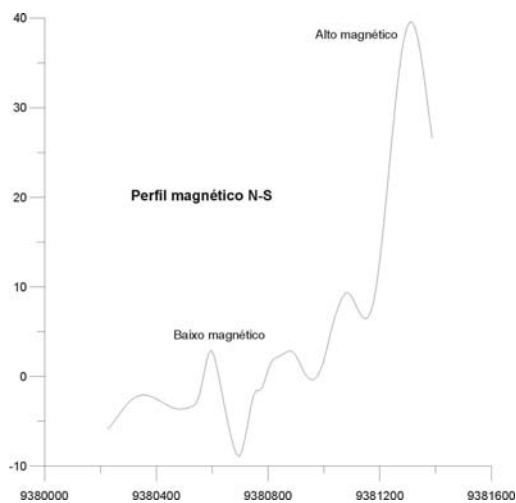


Figura 5.7a – Perfil magnético de direção N-S mostrando pequenos baixos e um pronunciado alto magnético.

Figura 5.7b – Perfil magnético de direção E-W mostrando a distinção entre um baixo e um alto magnético.

Uma comparação feita entre o mapa de Anomalia Bouguer (Fig. 5.2) e os mapas magnéticos (Fig 5.6), mostra que é possível caracterizar um corpo ígneo na porção central da área de trabalho, onde, no primeiro são identificadas anomalias gravimétricas negativas, geradas pela perda de densidade ocorrida em minerais ferromagnesianos, como olivinas, por exemplo, enquanto que os altos magnéticos no mapa de anomalias magnéticas, provavelmente, são referentes à concentração de minerais magnéticos, como por exemplo, magnetita.

### 5.3 – GEOCROLOGIA SM/ND

O corpo Santa Fé, teve um grupo de 7 amostras (4 de minerais e 3 de rocha total) selecionados para estudos de geoquímica isotópica, usando a metodologia Sm/Nd, conforme resultados analíticos mostrados na tabela 5.1. As análises isotópicas Sm-Nd foram realizadas no Instituto de Geociência da UnB. Do conjunto de amostras analisadas, duas amostras de rocha total (SFVZ1A e SFVZ1B) cogenéticas, e uma de granada vermelha recuperada de uma das amostras acima, produziram uma idade de referência de  $69,7 \pm 8,6$  Ma e intercepto (Y) de  $0,512687 \pm 0,000028$  (Fig. 5.8). Os valores de  $\epsilon_{nd}$  positivos observados para as duas amostras de rocha total, apontam uma origem a partir de uma fonte mantélica empobrecida. Uma idade modelo ( $T_{DM}$ ) calculada para a amostra SFVZ1A, sugere extração do manto em 0,55 Ga. O significado desta idade ainda é incerto, porém, como o material analisado provém de possíveis fontes peridotíticas e eclogíticas, o valor obtido poderia indicar o último momento de homogeneização isotópica do manto litosférico na área de estudo. As amostras de rocha total (SFVZ1B e SFVZ1C) mostram  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} > 0,14$ , por esse motivo, as idade modelo ( $T_{DM}$ ) não podem ser calculadas, do mesmo modo, também não se calcula este parâmetro para minerais (DePaolo 1988).

As demais amostras analisadas e mostradas na tabela 5.1, exibem resultados que apresentam comportamentos diferentes, desse modo, não tendo qualquer significado geológico, sendo interpretado como representando apenas resultados isotópicos numéricos.

**Tabela 5.1 - Resultados Sm/Nd para o corpo Santa Fé, NW de Lajes (RN).**

Amostra	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ( $\pm 1\sigma$ )	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$	$T_{\text{DM}}$ (Ga)
SFVZ 1A	11,674	56,35	0,1252	0,512734 $\pm$ 8	+1,87	0,55
SFVZ 1B	2,349	6,12	0,2147	0,512796 $\pm$ 42	+3,09	-
Gr. Amarela	0,662	0,435	0,9206	0,513035 $\pm$ 58	-	-
SFVZ 1C	0,504	1,142	0,2667	0,513102 $\pm$ 13	+9,05	-
SFVZ ilmenita	0,028	0,12	0,1428	0,512297 $\pm$ 8	-	-
SFVZ Cpx	2,133	7,842	0,1644	0,512974 $\pm$ 7	-	-
Gr. vermelha	1,012	0,741	0,8257	0,513062 $\pm$ 16	-	-

Gr=Granada, Cpx=clinopiroxênio

CHUR (0)

$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}=0.1967$ ,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.512638$

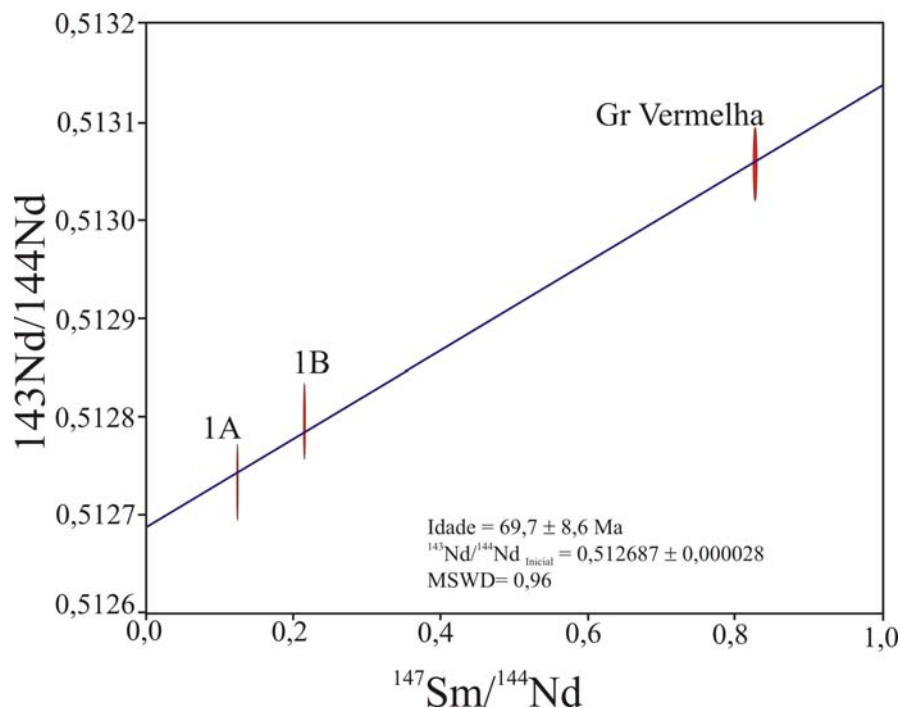


Figura 5.8 – Idade de referência Sm/Nd rocha total (SFVZ1A, SFVZ1B) mais mineral (granada vermelha) do Diatrema de Santa Fé, com base nos dados da tabela 5.1.

#### 5.4 – AMOSTRAGEM PARA MINERAIS PESADOS

Trabalhos de campo envolvendo coleta de amostras aluvionares representativas, foram executados em uma pequena drenagem nos domínios da área, onde fica localizado o corpo Santa Fé. Inicialmente, foi coletado o equivalente a 30-50 kg de cascalho de leito para cada ponto amostrado. Em um passo seguinte, o material foi peneirado e passado por uma concentração manual (gravimétrica), visando obtenção de um pré-concentrado (150-300g) formado pela fração < 1,0 mm, contendo minerais pesados. No laboratório da De Beers Brasil, o pré-concentrado foi tratado em meio denso usando iodeto de metileno diluído com acetona em uma densidade específica (3,2 g/cm<sup>3</sup>), objetivando a separação dos minerais pesados dos leves. A fração composta pelos minerais pesados foi submetida à separação magnética, gerando duas alíquotas formadas por minerais magnéticos e não magnéticos. De posse da fração não magnética, procedimentos de separação visual dos minerais, com auxílio de lupa binocular é feita em duas etapas: primeiro a fração de 1,0 a 0,5 mm e, se houver necessidade, a fração de 0,5 a 0,03 mm.

Alguns minerais pesados encontrados dispersos no ambiente secundário, são importantes minerais indicadores de associações litológicas (ex. kimberlitos e rochas relacionadas). Algumas feições fazem destes minerais indicadores ideais. No caso de rochas mantélicas, eles são muito mais abundantes do que os diamantes em kimberlitos, por exemplo, além de serem química e visualmente distintos. Em programas de exploração para kimberlitos, os minerais indicadores mais comumente usados são: Cr-piropo (cor púrpura, bordas kelifíticas), granada eclogítica (laranja-vermelha), Cr-diopsídio (verde pálido a amarelado), Mg-ilmenita (preta, fratura conchoidal) e cromitas (avermelhada-preta, e cristais com forma irregular e octaedral). A coleta da fração fina (0,5-0,3 mm) é justificada pelo aumento da probabilidade de se encontrar minerais indicadores, caso a fração 1,0-0,5 mm não apresente estes minerais. Os minerais identificados, e separados nesta fase, incluem todos os minerais acima mencionados, além do próprio diamante, quando presente. Uma vez que os grãos minerais tenham sido separados e identificados, ordena-



se em seções epóxi de 25 mm de diâmetro para os procedimentos analíticos geralmente em microsonda eletrônica.

## **5.5 – ANÁLISES POR MICROSSONDA**

Os dados mineraloquímicos, foram obtidos por microsonda eletrônica sob condições operacionais de 20 kV 30 nA, no laboratório De Beers GeoScience Center, África do Sul. Os dados utilizados neste trabalho foram cedidos pela De Beers Brasil, em planilha formato xls, do programa Excel, sendo mostrados a seguir, vários diagramas discriminantes e suas interpretações.

Os resultados analíticos obtidos por microsonda eletrônica, são mostrados nas Tabelas 5.3, 5.4, 5.5 e 5.6 anexas no final deste capítulo.

## **5.6 QUÍMICA MINERAL**

### **5.6.1 - Granadas**

As granadas estudadas possuem cores vermelha, laranja e púrpura. O conjunto de 442 grãos analisados, foi agrupado com base nas suas composições químicas, em: granadas crustais – ricas em moléculas de almandina (65% almandina, 18% piropo, 9% andradita, 5% esperssatita, 2% grossulária), granadas megacrísticas-ricas Cr e piropo (58% piropo, 23% andradita 17% almandina, 1% uvarovita), lherzolíticas – granadas muito ricas em piropo (70% piropo, 16 andradita, 9% almandina, 5% uvarovita) e granadas eclogíticas (48% piropo, 29% andradita, 23% de almandina).

Tomando como base o modelo de classificação proposto por Grütter et al. (2004), as granadas podem ser subdivididas em 8 classes (Fig. 5.9): granadas de peridotitos (harzburgíticas (G10), lherzolíticas (G9), wehrlíticas (G12)), megacrísticas (G1), peridotitos metassomatizados ricos em Ti (G11), piroxeníticas (G4, G5) e eclogíticas (G3). As granadas das classes (G10, G5, G4 e G3) comumente estão associadas com diamantes, sendo importantes para exploração. As granadas que não se enquadram dentro das condições das categorias acima, incluindo as granadas crustais, são denominadas de G0.

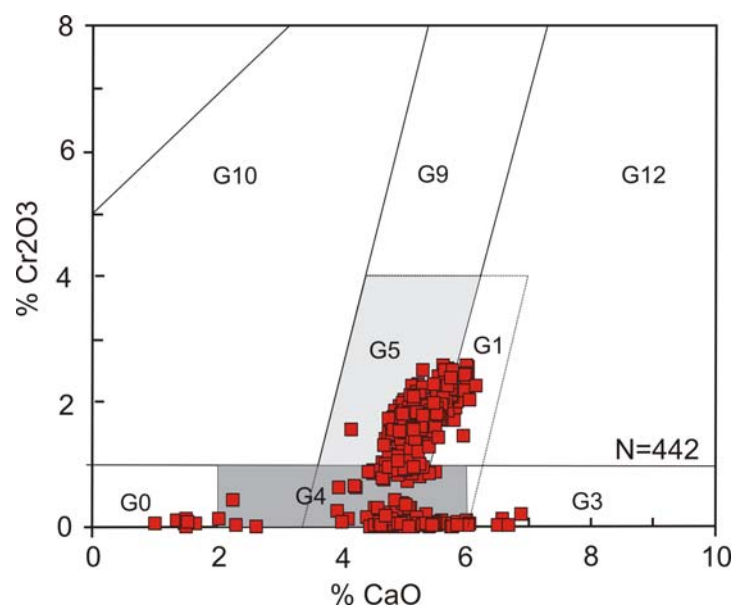


Figura 5.9 – Nomenclatura de classificação de granadas no diagrama CaO vs. Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. O campo das granadas G1 se sobrepõe às granadas G3, G4, G5, G9 ou G12. (compilado de Grütter, 2004).

As granadas representam cerca de 40 % de todo o conjunto de minerais pesados recuperados e analisados. Dos 442 grãos analisados, pelo menos 427 grãos se enquadram como indicadores de kimberlitos e/ou de rochas relacionadas. Os resultados da classificação das granadas de Santa Fé mostrados na Tabela 5.2 e Figura 5.9, mostram granadas G9, G12, G1, G4 e G3. Das granadas derivadas do manto, 270 são lherzolíticas (G9), 8 são wherlíticas (G12), 6 são megacrísticas, 136 são piroxeníticas e eclogíticas de baixo Ca (G4) e 7 são eclogíticas típicas (G3). Apenas 15 grãos de granadas foram classificadas como crustais (G0). O elevado conteúdo de Na<sub>2</sub>O (> 0,07 %) em granadas eclogíticas é considerado um fator positivo para o potencial de diamante de uma área (Gurney, 1984; Grütter, 2004). Embora, 138 grãos de granadas tenham sido classificados como das classes G3 e G4, apenas 39 apresentam o conteúdo de Na<sub>2</sub>O suficientemente alto (>0,07 %), merecendo o sufixo “D”. Como observado, as categorias G3D, G4D e G5D podem perfeitamente se constituir numa substituição do termo eclogito do grupo I, no esquema de classificação proposto por Schulze (2003).

**Tabela 5.2 – Dados comparativos usando os esquemas de classificação propostos por Schulze (2003) e Grütter et al. (2004).**

<b>Classes de granadas</b>	<b>Grãos</b>	<b>Classes de granadas</b>	<b>Grãos</b>
<b>Schulze, 2003</b>		<b>Grütter et al., (2004)</b>	
Harzburgíticas	-	G10	-
Lherzolíticas	276	G9	270
Wherlíticas	-	G12	8
Megacrísticas	12	G1	6
Eclogíticas grupo I	36	G3	7
Eclogíticas grupo II	104	G5	-
Piroxeníticas	-	G4	136
Crustais	14	G0	15
<b>Total</b>	<b>442</b>	<b>Total</b>	<b>442</b>

### 5.6.2 - Cr-Diopsídios

Clinopiroxênios de cor verde, contendo cromo (Cr-diopsídio) são de fácil identificação em concentrados de minerais pesados, também sendo considerados minerais indicadores de peridotitos (kimberlitos) em programas de exploração. São originados de xenólitos do manto (lherzolitos e wehrlitos) bem como megacrístais. Todavia, clinopiroxênios com feições semelhantes àquelas encontradas em rochas kimberlíticas, também são encontradas em outros tipos de rochas, motivo pelo qual, são necessárias análises para definição de sua paragênese. No presente trabalho, 291 grãos de Cr-diopsídios foram analisados (Fig. 5.10). Os Cr-diopsídios representam cerca de 26 % dos minerais pesados, sugerindo significativo componente lherzolítica (ou provavelmente wehrlítica). Grãos de Cr-diopsídio típicos têm conteúdo de CaO entre 14-23 % e Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> de 0,5-4 %. Contudo, subpopulações de Cr-diopsídios podem ser caracterizadas por elevadas concentrações de Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>=2,5-4 % e Na<sub>2</sub>O=3,2-5 %, associado com CaO entre 15 e 18 %.

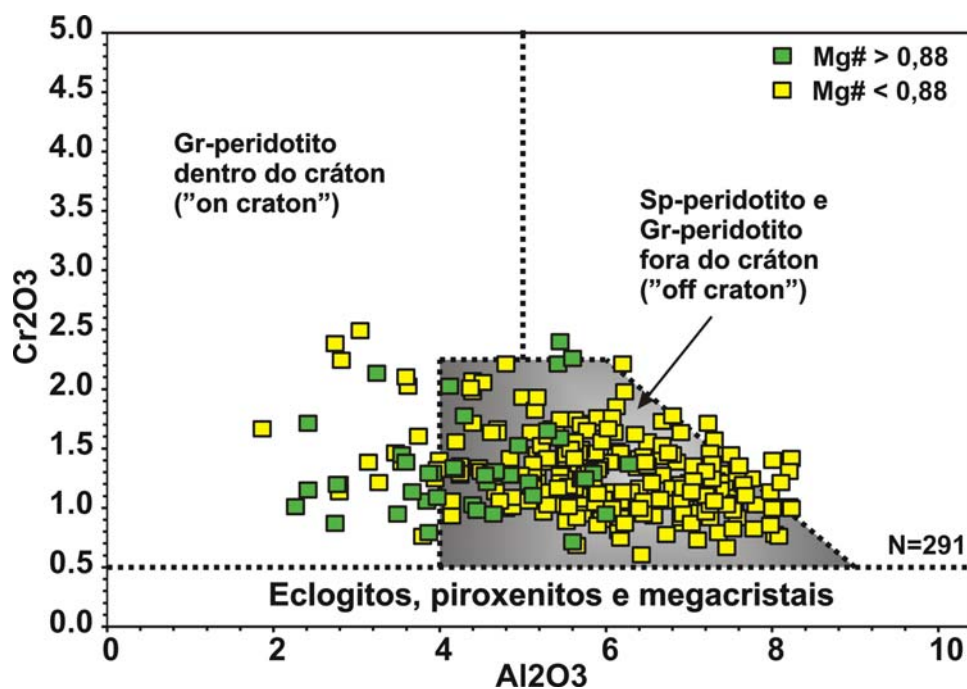


Figura 5.10 – Diagrama  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  vs.  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (compilado de Ramsey and Tompkins, 1994), mostrando o campo granada peridotitos “on-craton” e granada peridotitos e espinélio peridotitos “off-craton” (Gr=granada, Sp=espinélio, Cpx=clinopiroxênio).

Os grãos de Cr-diopsídios, provenientes do Diatrema de Santa Fé, apresentam  $\text{CaO}=17,1\text{-}23,2\%$ ,  $\text{Cr}_2\text{O}_3=0,6\text{-}2,5\%$  e  $\text{Na}_2\text{O}=0,5\text{-}4,5\%$ . O  $\text{Mg\#}$  destes Cr-diopsídios variam de 0,8-0,9 e uma boa parcela apresentam  $\text{Mg\#} > 0,88$ , inferindo uma proveniência de manto peridotítico, particularmente, aqueles com valores de  $\text{Cr}_2\text{O}_3 > 0,5\%$  (Ramsey and Tompkins (1994)). Tomando como base os valores de  $\text{Mg\#}$ , 41 grãos de clinopiroxênios podem ser considerados como indicadores de kimberlitos ou rochas relacionadas.

O diagrama discriminante  $\text{Cr}_2\text{O}_3\text{-Al}_2\text{O}_3$  de Ramsey and Tompkins (1994), é usado aqui para justificar estas interpretações (Fig. 5.10). A maioria dos Cr-diopsídios descritos na literatura como inclusões em diamantes, plotam no campo de granada peridotito, dentro do craton. Dos 291 grãos de Cr-diopsídios analisados, 30 plotam neste campo. Dos 41 grãos identificados como de origem peridotítica ou indicadores de kimberlitos, 14 plotam no campo dentro do craton e 25 no campo fora do craton. Dezesesseis Cr-diopsídios adicionais plotam dentro do campo “on craton”, embora tenham  $\text{Mg\#} < 0,88$ . Dos 291 grãos de Cr-diopsídios identificados durante o estudo, 57 (20 %) deles podem ser considerados como minerais indicadores de rochas tipo kimberlitos.

### 5.6.3 - Ilmenita

A Ilmenita é um dos minerais indicadores mais usados para identificação de kimberlitos e rochas relacionadas. Trata-se de um membro comum da suíte de megacrístais, com seus elementos maiores  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  e  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  sendo usados para distinção das ilmenitas de origem kimberlíticas daquelas não kimberlíticas (Wyatt et al., 2004). As ilmenitas ricas em  $\text{MgO}$  (>5 %), são denominadas de picro-ilmenitas e são características de kimberlitos (Mitchell, 1973; Haggerty, 1986). Ilmenitas de outros tipos de rochas são muito mais comuns e geralmente apresentam  $\text{MgO}$  <3-4 %.

Neste estudo, as ilmenitas correspondem a uma significativa proporção dos concentrados de minerais pesados e são caracterizadas por seu conteúdo de  $\text{MgO}$  e  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ , definindo dois grupos distintos: um com  $\text{MgO}=0,5-7,8$  % e  $\text{Cr}_2\text{O}_3=0,01-0,15$  % e um outro com  $\text{MgO}=9,2-12,4$  % e  $\text{Cr}_2\text{O}_3=0,10-1,02$  %. As ilmenitas com concentração de  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  mais elevadas, invariavelmente se mostram com valores de concentração de  $\text{TiO}_2 > 50$  %. Resultados das análises de ilmenitas são mostrados em um plote que relaciona  $\text{TiO}_2$  e  $\text{MgO}$  (Fig. 5.11). O diagrama mostra 20 grãos de ilmenita plotando no campo kimberlítico.

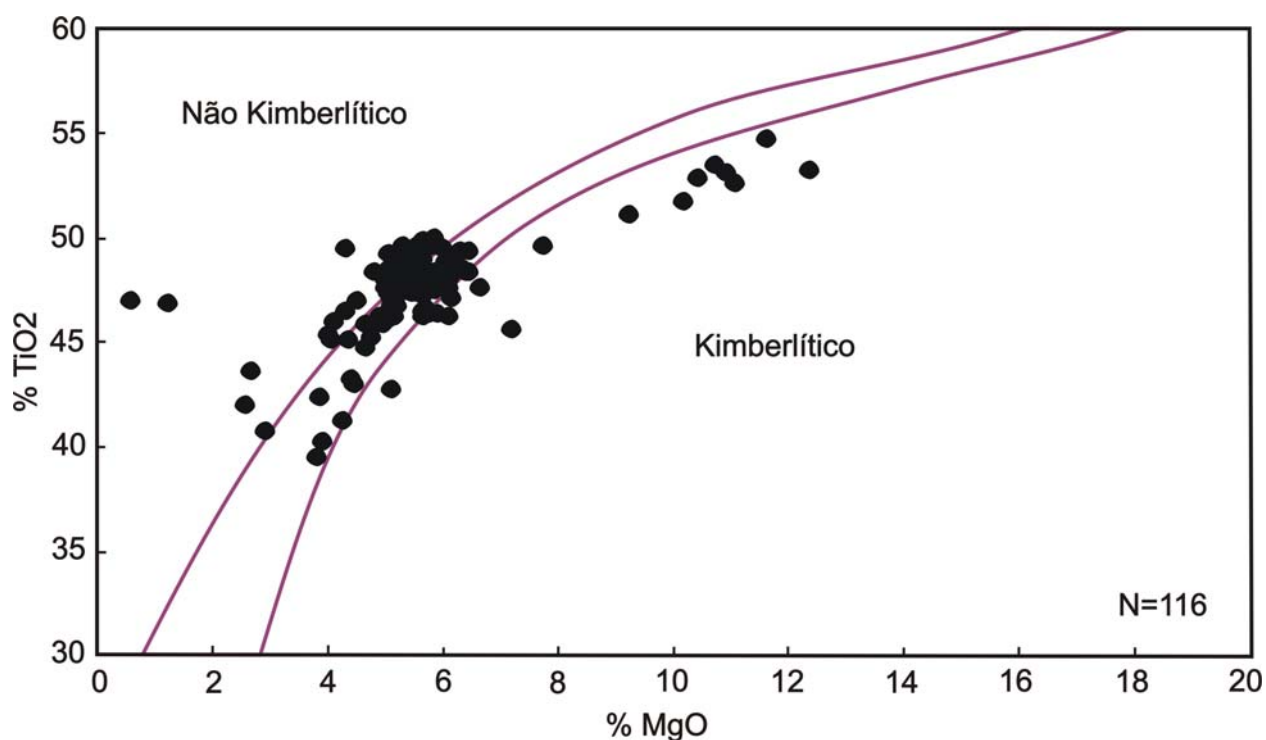


Figura 5.11 – Diagrama discriminante  $\text{TiO}_2$  vs  $\text{MgO}$  para ilmenitas. Curvas separando campo kimberlítico do não kimberlítico (compilado de Wyatt et al., 2004).

### 5.6.4 - Espinélios

Os espinélios ocorrem em uma variedade de rochas básicas e ultrabásicas, incluindo kimberlitos. Eles podem ter uma ampla faixa de composição. Desde Cr-espinélios com < 20 % de  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  a Mg-cromitas com  $\text{Cr}_2\text{O}_3 > 60$  %. De modo semelhante aos Cr-diopsídios, as concentrações de  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  de rochas kimberlíticas e não kimberlíticas se sobrepõem (Griffin et al., 1994). Grãos de cromitas são úteis para avaliação do potencial de diamante de um corpo. Cromitas ricas em  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (>62,5 %) e MgO (>12-17 %) são consideradas como fortes indicadores de diamante, equivalendo as composições encontradas como inclusões em diamantes (Fipke, 1989; Gurney and Moore, 1994). Os grãos de baixo Ti são interpretados como xenocristais, enquanto que os do grupo de alto Ti são interpretados como fenocristais, aumentando o conteúdo de MgO com o aumento de  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ .

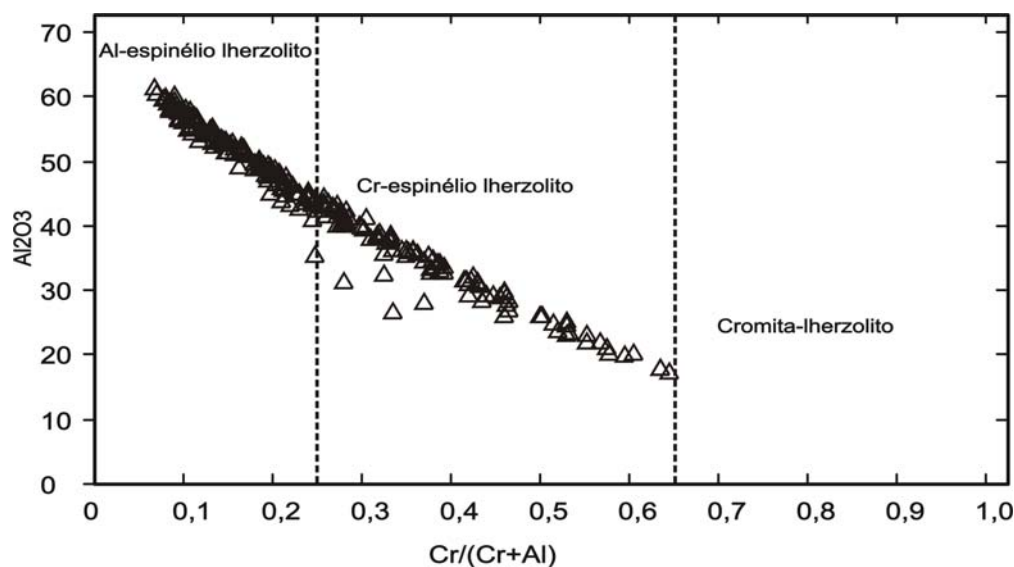


Figura 5.12 – diagrama plotando a razão  $\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})$  vs.  $\text{Al}_2\text{O}_3$  para os espinélios recuperados em concentrados de minerais do Diatrema Santa Fé (modificado de Wilson, 1989).

Os grãos de espinélios analisados consistem predominantemente de Al-espinélios ( $\text{Al}_2\text{O}_3 > 40$  % e  $\text{Cr}\# < 0,25$ ) e Cr-espinélios ( $\text{Al}_2\text{O}_3 < 40$  % e  $0,25 > \text{Cr}\# < 0,65$ ) (Fig.5.12). Os espinélios mostram valores de MgO comparável com aqueles encontrados como inclusões em diamantes, no entanto, o conteúdo de

$\text{Cr}_2\text{O}_3$  é baixo demais em relação ao campo das cromitas associadas a diamante, que comumente mostra concentração de  $\text{Cr}_2\text{O}_3 > 60\%$  (Fig 5.13).

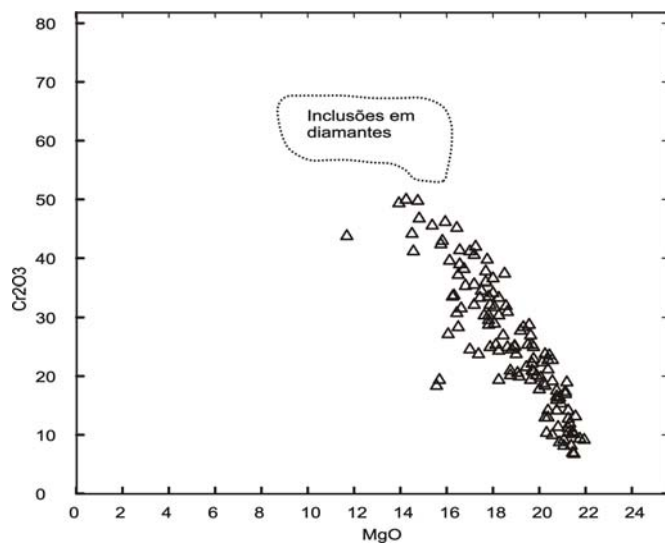


Figura 5.13 – Diagrama  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  vs  $\text{MgO}$  para os espinélio do corpo Santa Fé

### 5.7 – CONSIDERAÇÕES SOBRE O DIATREMA DE SANTA FÉ

- A amostragem aluvionar é uma ferramenta efetiva para recuperação de minerais pesados, indicadores de rochas do manto em programas de exploração, essencial aos estudos de química mineral.
- Os resultados analíticos mostram que os minerais indicadores podem ter origem de três fontes distintas: lherzolitos, piroxenitos e eclogitos.
- O envolvimento de paragêneses minerais de origem mantélicas demonstram a existência de um importante evento magmático na região (possivelmente no limite Cretáceo – Terciário (KT)) com características sugestivas de atuação do manto astenosférico (extração de rocha do campo de estabilidade da granada) e, aparentemente, bem distinto dos eventos magmáticos relacionados ao Fanerozóico conhecidos na mesma região.
- Tomando como base o esquema de classificação proposto por Grütter et al., 2004, dos 442 grãos de granadas analisados, 427 são mantélicas, dos quais 270 são lherzolíticas (G9), 8 são werlíticas (G12), 6 são megacrísticas, 136 são piroxeníticas e eclogíticas de baixo Ca (G4) e 7 são considerados ser eclogíticas típicas (G3). Apenas 15 são classificadas como de proveniência crustal (G0). Embora 138 grãos de granadas tenham sido classificados como das classes G3

e G4, apenas 39 apresentam o conteúdo de  $\text{Na}_2\text{O}$  suficientemente elevado ( $>0,07\%$ ), merecendo o sufixo “D”, por tratar-se de grãos minerais de alto interesse a prospecção, visto que, sua composição química é semelhante as das granadas encontradas como inclusões em diamantes.

- Dos 291 grãos de Cr-diopsídios analisados, 41 grãos foram identificados como de origem peridotítica, 14 plotam no campo cratônico e 25 no campo fora do campo cratônico. 16 grãos adicionais, plotam dentro do campo “*on craton*”, embora tenham  $\text{Mg\#} < 0,88$ . Em síntese, 57 (20 %) deles podem ser considerados como minerais indicadores de rochas kimberlíticas ou rochas relacionadas.

- Dos 116 grãos de ilmenitas analisados no presente estudo, 20 grãos plotam no campo de ilmenitas kimberlíticas, os demais parecem pertencerem a paragêneses crustais.

- Dos 250 grãos de espinélios analisados, 105 deles são Cr-espinélios e os demais são Al-espinélios.

- As composições químicas do concentrados de granadas, indicam a existência de um corpo do tipo granada lherzolito dominante, contendo xenólitos de granada piroxenito e/ou granada eclogito, constituindo o diatrema de Santa Fé.

- O conjunto de observações acima, se traduz em importantes informações sobre a geologia do Diatrema de Santa Fé. Contudo, os dados ainda são insuficientes para se tecer comentários sobre o potencial diamantífero do alvo em questão. Sabe-se, porém, que as condições geodinâmicas são desfavoráveis para a presença de diamante na área estudada. Mesmo assim, sugere-se estudos adicionais, visando a coleta de amostras de rocha representativa do corpo, para estudos de petrografia, química de rocha e mineral.



Tabela 5.3 - Resultados de análises de granadas de Santa Fé

Amostra	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	TOTAL	FeO	Fe2O3	(Schulze)	(Grütter)	PMI
E033101-01	40.15	0.58	23.35	0.08	14.39	0.42	16.41	5.16	0.16	100.70	12.23	2.16	Megacristais	G4 "D"	14
E033101-02	40.94	0.38	22.92	2.15	6.69	0.20	21.31	5.48	0.00	100.07	5.69	1.00	Lherzolito	G9	20
E033101-03	37.92	0.04	19.91	0.00	14.57	15.42	0.33	11.89	0.04	100.12	12.38	2.19	Crustal	G0	12
E033101-04	40.93	0.41	23.01	1.66	6.92	0.21	21.19	5.15	0.00	99.48	5.88	1.04	Lherzolito	G9	19
E033101-05	41.86	0.04	21.46	2.05	6.68	0.21	21.85	5.34	0.00	99.49	5.68	1.00	Lherzolito	G9	20
E033101-06	42.00	0.22	23.11	1.89	6.17	0.15	21.52	5.48	0.00	100.54	5.24	0.93	Lherzolito	G9	19
E033101-07	42.78	0.20	23.12	1.53	6.66	0.20	21.95	5.06	0.00	101.50	5.66	1.00	Lherzolito	G9	19
E033101-08	43.00	0.20	21.94	1.89	6.75	0.17	21.87	5.59	0.00	101.41	5.74	1.01	Lherzolito	G9	19
E033101-09	42.67	0.12	22.41	1.89	6.72	0.10	21.33	5.83	0.12	101.19	5.71	1.01	Lherzolito	G9	19
E033101-10	41.12	0.30	22.92	1.92	6.23	0.30	22.14	5.41	0.00	100.34	5.30	0.93	Lherzolito	G9	19
E033101-11	40.90	0.28	22.69	2.05	6.64	0.28	22.21	5.73	0.00	100.78	5.64	1.00	Lherzolito	G9	20
E033101-12	42.20	0.19	22.66	2.00	6.50	0.17	21.45	5.09	0.00	100.26	5.53	0.98	Lherzolito	G9	20
E033101-13	41.71	0.22	22.69	1.22	7.00	0.12	22.32	4.98	0.03	100.29	5.95	1.05	Lherzolito	G9	18
E033101-14	41.50	0.26	21.46	1.77	6.78	0.21	21.55	5.41	0.00	98.94	5.76	1.02	Lherzolito	G9	19
E033101-15	42.61	0.40	22.08	1.92	6.57	0.15	21.51	5.38	0.00	100.62	5.58	0.99	Lherzolito	G9	19
E033101-16	41.92	0.31	21.21	1.94	6.51	0.13	21.56	5.49	0.09	99.16	5.53	0.98	Lherzolito	G9	19
E033101-17	42.70	0.22	21.00	2.02	6.67	0.28	21.92	5.17	0.00	99.98	5.67	1.00	Lherzolito	G9	20
E033101-18	41.60	0.17	22.08	1.85	6.52	0.20	21.92	5.53	0.03	99.90	5.54	0.98	Lherzolito	G9	19
E033101-19	41.06	0.17	23.00	1.96	6.41	0.24	21.53	5.59	0.00	99.96	5.45	0.96	Lherzolito	G9	19
E033101-20	43.33	0.19	20.61	2.06	6.38	0.24	20.80	5.62	0.15	99.38	5.42	0.96	Lherzolito	G9	20
E033101-21	42.86	0.24	21.58	1.72	6.58	0.27	20.68	4.89	0.06	98.88	5.59	0.99	Lherzolito	G9	19
E033101-22	38.99	0.00	20.60	0.05	34.35	0.63	5.34	1.48	0.00	101.44	29.20	5.15	Crustal	G0	16
E033101-23	42.43	0.18	22.19	1.86	6.13	0.20	21.17	5.27	0.03	99.46	5.21	0.92	Lherzolito	G9	19
E033101-24	37.20	0.05	20.73	0.12	33.37	1.52	4.21	2.02	0.00	99.22	28.36	5.01	Crustal	G0	16
E033101-25	41.21	0.39	22.09	1.54	7.09	0.18	20.96	5.18	0.18	98.82	6.03	1.06	Lherzolito	G9	18
E033101-26	41.01	0.33	22.93	0.12	14.68	0.33	15.60	4.44	0.03	99.47	12.48	2.20	Grupo II Eclogito(A)	G4	15
E033101-27	42.53	0.12	21.49	2.42	6.47	0.18	21.05	5.73	0.03	100.02	5.50	0.97	Lherzolito	G9	21
E033101-28	41.12	0.08	22.10	2.52	6.57	0.26	21.54	5.70	0.06	99.95	5.58	0.99	Lherzolito	G9	21
E033101-29	41.24	0.59	22.72	0.09	14.80	0.28	14.82	5.61	0.23	100.38	12.58	2.22	Grupo I Eclogito(B)	G4 "D"	14
E033101-30	41.99	0.35	23.26	1.52	6.81	0.31	20.61	5.00	0.00	99.85	5.79	1.02	Lherzolito	G9	19
E033101-31	40.46	0.39	21.84	0.00	15.79	0.40	14.83	5.89	0.00	99.60	13.42	2.37	Grupo II Eclogito(B)	G4	14
E033101-32	40.40	0.41	23.00	0.02	12.86	0.22	16.58	5.22	0.16	98.87	10.93	1.93	Grupo I Eclogito(A)	G4 "D"	14
E033101-33	42.66	0.35	22.41	1.41	7.50	0.20	22.17	4.71	0.00	101.41	6.38	1.13	Lherzolito	G9	18
E033101-34	42.10	0.22	22.93	1.80	6.68	0.21	20.71	5.11	0.00	99.76	5.68	1.00	Lherzolito	G9	19
E033101-35	36.77	0.05	20.44	0.02	34.75	1.73	2.79	2.30	0.00	98.85	29.54	5.21	Crustal	G0	15
E033101-36	36.84	0.04	19.65	0.04	36.86	1.57	3.35	1.01	0.00	99.36	31.33	5.53	Crustal	G0	17
E033101-37	43.44	0.14	22.58	0.84	7.60	0.29	20.09	4.97	0.00	99.95	6.46	1.14	Grupo II Eclogito(A)	G4	17
E033101-38	42.70	0.18	22.65	1.82	6.91	0.21	20.51	5.13	0.03	100.14	5.87	1.04	Lherzolito	G9	19
E033101-39	42.03	0.16	22.94	1.54	6.55	0.26	21.48	5.18	0.06	100.20	5.57	0.98	Lherzolito	G9	18
E033101-40	42.87	0.27	23.21	1.95	6.11	0.24	20.74	5.40	0.00	100.79	5.19	0.92	Lherzolito	G9	19
E033101-41	42.10	0.16	22.10	2.41	6.72	0.23	20.66	5.78	0.09	100.25	5.71	1.01	Lherzolito	G9	20
E033101-42	43.15	0.04	22.11	2.44	6.66	0.20	19.91	5.93	0.03	100.47	5.66	1.00	Lherzolito	G9	20
E033101-43	41.89	0.26	22.75	1.49	7.50	0.23	21.49	5.08	0.00	100.69	6.38	1.13	Lherzolito	G9	18
E033101-44	42.47	0.34	23.73	1.40	6.59	0.23	21.63	4.95	0.00	101.34	5.60	0.99	Lherzolito	G9	18
E033101-45	42.86	0.37	22.56	1.56	6.75	0.19	21.28	5.21	0.09	100.87	5.74	1.01	Lherzolito	G9	19
E033101-46	42.03	0.19	22.48	2.14	6.23	0.23	21.63	5.50	0.00	100.43	5.30	0.93	Lherzolito	G9	20
E033101-47	41.12	0.17	22.79	2.02	6.84	0.14	20.28	5.11	0.21	98.68	5.81	1.03	Lherzolito	G9	20
E033101-48	40.79	0.53	23.18	0.13	10.37	0.73	19.48	4.11	0.00	99.32	8.81	1.56	Megacristais	G1	15
E033101-49	41.29	0.49	22.31	0.00	16.98	0.15	15.21	4.55	0.00	100.98	14.43	2.55	Grupo II Eclogito(B)	G4	14
E033101-50	41.65	0.24	23.00	1.47	6.96	0.31	21.51	5.10	0.06	100.30	5.92	1.04	Lherzolito	G9	18
E033101-51	42.24	0.10	22.50	2.49	6.34	0.23	21.27	5.31	0.00	100.48	5.39	0.95	Lherzolito	G9	21
E033101-52	36.38	0.04	21.12	0.06	33.95	1.15	4.42	1.65	0.00	98.77	28.86	5.09	Crustal	G0	16
E033101-53	42.71	0.19	22.49	1.71	7.04	0.17	20.72	5.81	0.12	100.96	5.98	1.06	Lherzolito	G9	18
E033101-54	41.77	0.20	22.69	1.66	6.73	0.25	20.36	5.18	0.00	98.84	5.72	1.01	Lherzolito	G9	19
E033101-55	38.70	0.33	24.40	0.00	16.99	0.15	15.60	4.33	0.00	100.50	14.44	2.55	Grupo II Eclogito(A)	G4	14
E033101-56	41.86	0.17	22.27	2.08	6.64	0.13	21.39	5.42	0.00	99.96	5.64	1.00	Lherzolito	G9	20
E033101-57	42.12	0.37	22.59	2.06	6.94	0.17	21.14	5.29	0.00	100.68	5.90	1.04	Lherzolito	G9	20
E033101-58	41.80	0.27	22.56	2.04	6.29	0.17	21.37	5.34	0.00	99.84	5.35	0.94	Lherzolito	G9	20
E033101-59	42.03	0.15	22.39	2.01	6.61	0.26	21.22	5.86	0.00	100.53	5.62	0.99	Lherzolito	G9	19
E033101-60	41.34	0.40	22.13	0.04	15.05	0.41	15.66	5.83	0.00	100.86	12.79	2.26	Grupo II Eclogito(A)	G4	14
E033101-61	41.82	0.08	22.19	2.54	6.77	0.31	20.82	6.02	0.18	100.73	5.75	1.02	Lherzolito	G9	21
E033101-62	41.02	0.41	23.54	0.29	10.14	0.22	18.70	5.09	0.03	99.44	8.62	1.52	Grupo II Eclogito(A)	G4	15
E033101-63	43.38	0.04	21.08	2.37	6.55	0.16	19.98	5.73	0.00	99.29	5.57	0.98	Lherzolito	G9	20
E033101-64	42.26	0.11	22.24	1.65	6.33	0.15	21.11	5.44	0.06	99.35	5.38	0.95	Lherzolito	G9	19
E033101-65	42.11	0.18	23.11	2.17	6.39	0.16	20.72	5.69	0.00	100.53	5.43	0.96	Lherzolito	G9	20
E033101-66	42.02	0.13	23.09	2.17	7.02	0.17	20.81	5.63	0.00	101.04	5.97	1.05	Lherzolito	G9	20
E033101-67	41.74	0.11	21.92	2.19	6.70	0.26	20.89	6.02	0.00	99.83	5.70	1.01	Lherzolito	G12	20
E033101-68	41.16	0.35	23.10	1.51	6.75	0.14	21.28	4.80	0.00	99.09	5.74	1.01	Lherzolito	G9	19
E033101-69	41.35	0.34	22.42	1.78	6.67	0.15	21.10	4.95	0.06	98.82	5.67	1.00	Lherzolito	G9	19
E033101-70	40.54	0.32	23.72	1.48	6.75	0.18	21.24	5.03	0.12	99.38	5.74	1.01	Lherzolito	G9	18
E033101-71	39.32	0.29	23.59	0.00	13.74	0.44	16.25	5.87	0.00	99.50	11.68	2.06	Grupo II Eclogito(A)	G4	14
E033101-72	38.13	0.06	20.62	0.00	37.05	1.45	2.90	1.11	0.00	101.32	31.49	5.56	Crustal	G0	16
E033101-73	40.22	0.46	23.35	0.03	11.63	0.23	18.53	5.53	0.28	100.26	9.89	1.74	Grupo I Eclogito(A)	G4 "D"	14
E033101-74	41.09	0.25	23.74	1.93	6.70	0.13	21.63	4.93	0.00	100.40	5.70	1.01	Lherzolito	G9	20

Tabela 5.3 - Continuação

Amostra	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	TOTAL	FeO	Fe2O3	(Schulze)	(Grütter)	PMI
E033101-75	41.75	0.12	22.01	1.78	6.57	0.19	21.36	5.08	0.06	98.92	5.58	0.99	Lherzolito	G9	19
E033101-76	42.86	0.24	23.08	1.84	6.21	0.23	20.93	5.28	0.00	100.67	5.28	0.93	Lherzolito	G9	19
E033101-77	41.68	0.20	23.04	1.90	6.71	0.10	21.53	5.59	0.06	100.81	5.70	1.01	Lherzolito	G9	19
E033101-78	42.99	0.29	22.51	1.84	6.80	0.26	21.20	5.34	0.06	101.29	5.78	1.02	Lherzolito	G9	19
E033101-79	41.97	0.15	21.51	2.58	6.29	0.25	21.39	5.63	0.03	99.80	5.35	0.94	Lherzolito	G9	21
E033101-80	41.43	0.39	22.76	0.04	12.18	0.28	18.14	5.00	0.06	100.28	10.35	1.83	Grupo II Eclogito(A)	G4	14
E033101-81	42.27	0.30	22.19	1.62	6.52	0.20	21.31	5.15	0.09	99.65	5.54	0.98	Lherzolito	G9	19
E033101-82	39.40	0.26	23.53	0.07	15.45	0.38	16.65	4.77	0.10	100.61	13.13	2.32	Grupo I Eclogito(A)	G4 "D"	14
E033101-83	42.35	0.29	21.68	1.54	6.94	0.26	22.04	4.94	0.00	100.04	5.90	1.04	Lherzolito	G9	19
E033101-84	41.68	0.16	23.64	1.74	6.76	0.37	21.17	5.53	0.15	101.20	5.75	1.01	Lherzolito	G9	19
E033101-85	42.02	0.38	24.69	0.00	8.65	0.25	20.05	4.99	0.03	101.06	7.35	1.30	Grupo II Eclogito(A)	G4	14
E033101-86	41.68	0.08	22.15	2.06	6.94	0.14	20.62	5.34	0.00	99.01	5.90	1.04	Lherzolito	G9	20
E033101-87	41.61	0.15	22.55	1.65	6.66	0.24	20.98	5.40	0.12	99.36	5.66	1.00	Lherzolito	G9	19
E033101-88	42.14	0.38	22.39	1.34	7.02	0.17	21.02	5.06	0.12	99.64	5.97	1.05	Lherzolito	G9	18
E033101-89	41.80	0.19	22.35	1.77	7.01	0.25	22.05	5.16	0.12	100.70	5.96	1.05	Lherzolito	G9	19
E033101-90	41.42	0.18	21.42	1.51	6.71	0.22	22.12	5.50	0.00	99.08	5.70	1.01	Lherzolito	G9	18
E033101-91	41.48	0.22	22.84	1.51	6.98	0.23	21.85	5.32	0.06	100.49	5.93	1.05	Lherzolito	G9	18
E033101-92	41.55	0.23	21.72	1.74	6.71	0.33	21.95	4.98	0.00	99.21	5.70	1.01	Lherzolito	G9	19
E033101-93	42.14	0.34	22.72	1.94	6.72	0.23	21.58	5.14	0.09	100.90	5.71	1.01	Lherzolito	G9	20
E033101-94	42.37	0.17	23.17	2.07	6.57	0.23	20.91	5.42	0.03	100.94	5.58	0.99	Lherzolito	G9	20
E033101-95	42.65	0.26	21.33	1.70	6.73	0.22	21.65	5.13	0.00	99.67	5.72	1.01	Lherzolito	G9	19
E033101-96	40.50	0.14	23.96	1.85	6.93	0.17	22.24	5.62	0.00	101.41	5.89	1.04	Lherzolito	G9	19
E033101-97	41.53	0.59	23.07	0.06	13.40	0.26	16.20	5.64	0.13	100.88	11.39	2.01	Megacristsais	G4 "D"	14
E033101-98	41.75	0.11	21.53	1.86	6.63	0.15	21.04	5.23	0.30	98.60	5.64	0.99	Lherzolito	G9	19
E033101-99	43.39	0.48	22.82	0.01	10.66	0.22	18.40	4.86	0.09	100.93	9.06	1.60	Grupo I Eclogito(A)	G4 "D"	14
E033101-100	42.28	0.10	22.24	2.39	6.49	0.20	21.41	5.55	0.00	100.66	5.52	0.97	Lherzolito	G9	21
E033101-101	40.99	0.43	23.76	0.29	10.40	0.27	19.55	5.05	0.00	100.74	8.84	1.56	Grupo II Eclogito(A)	G4	15
E033101-102	43.21	0.18	22.42	1.56	6.65	0.22	21.50	5.21	0.00	100.95	5.65	1.00	Lherzolito	G9	19
E033101-103	42.20	0.24	22.64	1.66	6.84	0.26	20.75	4.79	0.00	99.38	5.81	1.03	Lherzolito	G9	19
E033101-104	43.17	0.07	23.06	1.73	6.68	0.23	21.15	5.09	0.00	101.18	5.68	1.00	Lherzolito	G9	19
E033101-105	42.17	0.72	22.68	0.63	7.62	0.33	21.68	3.95	0.06	99.84	6.48	1.14	Megacristsais	G1	17
E033101-106	42.47	0.11	22.56	1.75	6.72	0.21	21.54	5.44	0.12	100.92	5.71	1.01	Lherzolito	G9	19
E033101-107	42.60	0.51	23.44	0.26	9.80	0.19	20.09	3.93	0.28	101.10	8.33	1.47	Megacristsais	G1	15
E033101-108	41.82	0.54	23.63	0.09	11.17	0.29	18.47	4.92	0.00	100.93	9.49	1.68	Megacristsais	G4	14
E033101-109	41.86	0.28	21.63	1.39	6.78	0.22	21.43	5.21	0.00	98.80	5.76	1.02	Lherzolito	G9	18
E033101-110	42.02	0.75	22.47	0.62	7.52	0.19	21.84	4.23	0.00	99.64	6.39	1.13	Megacristsais	G1	16
E033101-111	43.33	0.11	21.88	1.46	6.90	0.26	21.26	5.45	0.18	100.83	5.87	1.04	Lherzolito	G9	18
E033101-112	42.25	0.11	22.56	1.79	6.79	0.22	21.38	5.51	0.00	100.61	5.77	1.02	Lherzolito	G9	19
E033101-113	44.04	0.32	22.69	1.54	6.47	0.16	20.78	5.48	0.00	101.48	5.50	0.97	Lherzolito	G9	18
E033101-114	41.69	0.35	22.64	0.02	12.92	0.40	16.56	5.49	0.06	100.13	10.98	1.94	Grupo II Eclogito(A)	G4	14
E033101-115	42.46	0.42	21.91	2.22	6.14	0.29	20.34	5.38	0.00	99.16	5.22	0.92	Lherzolito	G9	20
E033101-116	43.08	0.45	21.82	2.12	6.43	0.21	21.39	5.48	0.06	101.04	5.47	0.96	Lherzolito	G9	20
E033101-117	42.07	0.15	22.79	2.01	6.42	0.26	21.78	5.47	0.06	101.01	5.46	0.96	Lherzolito	G9	20
E033101-118	41.29	0.37	21.87	0.06	13.10	0.37	16.96	5.77	0.19	99.98	11.14	1.97	Grupo I Eclogito(A)	G4 "D"	14
E033101-119	43.22	0.11	23.14	1.83	6.60	0.17	20.61	5.46	0.00	101.14	5.61	0.99	Lherzolito	G9	19
E033101-120	41.56	0.26	22.55	1.45	6.69	0.27	20.54	5.22	0.03	98.57	5.69	1.00	Lherzolito	G9	18
E033101-121	43.62	0.10	21.51	2.39	6.21	0.31	20.76	6.02	0.00	100.92	5.28	0.93	Lherzolito	G12	20
E033101-122	39.77	0.39	22.25	0.02	12.95	0.30	17.86	5.25	0.10	98.89	11.01	1.94	Grupo I Eclogito(A)	G4 "D"	14
E033101-123	40.82	0.23	23.30	1.42	7.02	0.18	21.11	5.00	0.03	99.11	5.97	1.05	Lherzolito	G9	18
E033101-124	41.84	0.30	23.21	2.03	6.20	0.26	21.62	5.00	0.15	100.61	5.27	0.93	Lherzolito	G9	20
E033101-125	41.27	0.36	24.27	0.64	7.76	0.25	20.94	4.19	0.09	99.77	6.60	1.16	Grupo I Eclogito(A)	G4 "D"	16
E033101-126	42.09	0.22	21.95	1.60	6.53	0.19	21.50	5.11	0.15	99.34	5.55	0.98	Lherzolito	G9	19
E033101-127	41.33	0.41	23.63	1.03	7.55	0.22	20.91	4.66	0.03	99.77	6.42	1.13	Lherzolito	G9	17
E033101-128	42.42	0.30	22.41	1.50	6.81	0.25	21.32	4.82	0.15	99.98	5.79	1.02	Lherzolito	G9	19
E033101-129	41.47	0.12	22.98	2.11	6.45	0.20	20.66	5.49	0.00	99.48	5.48	0.97	Lherzolito	G9	20
E033101-130	42.27	0.36	23.23	0.08	11.03	0.25	18.36	5.28	0.00	100.86	9.38	1.65	Grupo II Eclogito(A)	G4	14
E033101-131	41.40	0.39	23.29	0.09	9.39	0.33	19.76	4.94	0.00	99.59	7.98	1.41	Grupo II Eclogito(A)	G4	14
E033101-132	42.03	0.30	22.15	1.54	6.57	0.20	20.79	5.31	0.06	98.95	5.58	0.99	Lherzolito	G9	18
E033101-133	40.56	0.43	22.87	0.00	10.34	0.21	19.55	5.26	0.00	99.22	8.79	1.55	Grupo II Eclogito(A)	G4	14
E033101-134	41.37	0.29	22.85	1.39	6.82	0.22	21.14	5.10	0.00	99.18	5.80	1.02	Lherzolito	G9	18
E033101-135	38.55	0.09	21.28	0.01	29.32	0.71	6.97	2.62	0.00	99.55	24.92	4.40	Crustal	G0	15
E033101-136	42.03	0.15	22.20	1.88	6.45	0.20	21.80	5.50	0.03	100.24	5.48	0.97	Lherzolito	G9	19
E033101-137	37.44	0.11	21.79	0.11	34.09	0.72	5.67	1.50	0.00	101.43	28.98	5.11	Crustal	G0	16
E033101-138	41.38	0.46	23.68	0.01	12.01	0.29	17.64	4.93	0.00	100.40	10.21	1.80	Grupo II Eclogito(A)	G4	14
E033101-139	42.23	0.63	21.78	1.54	8.05	0.23	20.77	4.15	0.15	99.53	6.84	1.21	Megacristsais	G9	19
E033101-140	42.27	0.17	22.11	1.95	6.54	0.25	20.53	5.31	0.00	99.13	5.56	0.98	Lherzolito	G9	20
E033101-141	41.89	0.37	23.46	1.44	6.74	0.22	21.23	4.86	0.12	100.33	5.73	1.01	Lherzolito	G9	18
E033101-142	42.28	0.18	22.49	1.84	6.51	0.20	21.33	4.85	0.00	99.68	5.53	0.98	Lherzolito	G9	20
E033101-143	41.29	0.32	22.70	1.28	7.43	0.17	20.36	5.12	0.09	98.76	6.32	1.11	Lherzolito	G9	18
E033101-144	41.64	0.10	22.05	1.71	6.59	0.16	21.69	5.22	0.00	99.16	5.60	0.99	Lherzolito	G9	19
E033101-145	42.75	0.31	21.70	1.89	6.27	0.23	20.90	5.20	0.03	99.28	5.33	0.94	Lherzolito	G9	19
E033101-146	38.89	0.06	22.02	0.10	27.60	0.52	9.12	1.34	0.00	99.65	23.46	4.14	Crustal	G0	17
E033101-147	42.77	0.14	23.22	2.08	6.20	0.18	20.60	5.39	0.06	100.64	5.27	0.93	Lherzolito	G9	20
E033101-148	42.46	0.09	21.39	2.57	6.23	0.23	20.01	5.99	0.00	98.97	5.30	0.93	Lherzolito	G9	21
E033101-149	41.91	0.28	23.43	1.85	6.24	0.17	21.75	5.37	0.09	101.09	5.30	0.94	Lherzolito	G9	19

Tabela 5.3 - Continuação

Amostra	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	TOTAL	FeO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	(Schulze)	(Grütter)	PMI
E033101-150	42.49	0.33	22.47	1.47	6.77	0.21	20.79	5.00	0.03	99.56	5.75	1.02	Lherzolito	G9	18
E033101-151	42.23	0.15	23.41	2.16	6.30	0.14	20.16	5.47	0.06	100.08	5.36	0.95	Lherzolito	G9	20
E033101-152	41.87	0.42	21.97	2.08	6.29	0.10	21.36	5.36	0.06	99.51	5.35	0.94	Lherzolito	G9	20
E033101-153	43.08	0.38	22.22	1.75	6.48	0.18	21.64	4.82	0.00	100.55	5.51	0.97	Lherzolito	G9	19
E033101-154	41.64	0.31	22.25	2.11	5.83	0.21	21.71	5.13	0.12	99.31	4.96	0.87	Lherzolito	G9	20
E033101-155	41.60	0.47	23.05	0.08	10.23	0.68	20.65	4.00	0.06	100.82	8.70	1.53	Grupo II Eclogito(A)	G4	15
E033101-156	42.98	0.19	21.90	2.28	6.38	0.22	20.97	5.22	0.09	100.23	5.42	0.96	Lherzolito	G9	21
E033101-157	40.33	0.29	23.23	0.03	12.10	0.30	18.88	4.87	0.00	100.03	10.29	1.82	Grupo II Eclogito(A)	G4	14
E033101-158	41.31	0.32	23.08	0.02	10.32	0.38	19.49	5.00	0.03	99.95	8.77	1.55	Grupo II Eclogito(A)	G4	14
E033101-159	41.20	0.19	22.84	2.13	6.49	0.18	21.73	5.28	0.03	100.07	5.52	0.97	Lherzolito	G9	20
E033101-160	42.12	0.28	22.77	1.04	7.32	0.26	21.60	5.00	0.12	100.51	6.22	1.10	Lherzolito	G9	17
E033101-161	41.71	0.18	22.69	1.05	7.41	0.17	20.99	5.01	0.09	99.30	6.30	1.11	Lherzolito	G9	17
E033101-162	42.38	0.28	23.82	2.01	6.30	0.20	20.45	5.38	0.00	100.82	5.36	0.95	Lherzolito	G9	20
E033101-163	41.86	0.23	22.37	2.03	6.32	0.23	20.72	4.99	0.12	98.87	5.37	0.95	Lherzolito	G9	20
E033101-164	42.03	0.15	22.99	1.78	6.64	0.11	21.88	5.01	0.03	100.62	5.64	1.00	Lherzolito	G9	19
E033101-165	40.97	0.21	22.96	1.97	6.99	0.20	21.96	4.97	0.00	100.23	5.94	1.05	Lherzolito	G9	20
E033101-166	41.24	0.17	23.68	1.48	6.91	0.30	21.99	4.98	0.03	100.78	5.87	1.04	Lherzolito	G9	18
E033101-167	41.15	0.19	22.40	1.15	7.75	0.18	20.96	4.85	0.21	98.84	6.59	1.16	Lherzolito	G9	18
E033101-168	41.27	0.33	22.23	2.24	6.80	0.23	21.77	5.13	0.03	100.03	5.78	1.02	Lherzolito	G9	21
E033101-169	41.58	0.10	22.33	1.78	6.76	0.17	20.56	5.02	0.21	98.51	5.75	1.01	Lherzolito	G9	19
E033101-170	41.56	0.28	22.32	1.47	6.66	0.24	21.86	5.11	0.03	99.53	5.66	1.00	Lherzolito	G9	18
E033101-171	41.99	0.18	22.97	1.48	7.29	0.25	21.29	5.12	0.00	100.57	6.20	1.09	Lherzolito	G9	18
E033101-172	41.49	0.33	22.99	2.14	6.98	0.11	21.59	5.21	0.00	100.84	5.93	1.05	Lherzolito	G9	20
E033101-173	42.76	0.15	22.38	1.58	6.94	0.17	22.25	5.07	0.06	101.36	5.90	1.04	Lherzolito	G9	19
E033101-174	41.91	0.17	23.09	1.89	6.90	0.18	21.20	5.69	0.00	101.03	5.87	1.04	Lherzolito	G9	19
E033101-175	41.09	0.26	21.65	1.77	6.84	0.21	22.81	5.16	0.00	99.79	5.81	1.03	Lherzolito	G9	19
E033101-176	42.75	0.19	22.01	1.71	6.90	0.22	21.71	5.17	0.00	100.66	5.87	1.04	Lherzolito	G9	19
E033101-177	41.62	0.25	21.96	2.41	6.42	0.25	20.94	5.91	0.18	99.94	5.46	0.96	Lherzolito	G9	20
E033101-178	41.31	0.12	23.51	2.08	6.20	0.16	21.98	5.78	0.12	101.26	5.27	0.93	Lherzolito	G9	20
E033101-179	40.98	0.09	22.40	2.50	6.08	0.21	21.56	5.72	0.00	99.54	5.17	0.91	Lherzolito	G9	21
E033101-180	41.21	0.21	22.19	2.02	6.81	0.31	21.27	5.22	0.03	99.27	5.79	1.02	Lherzolito	G9	20
E033101-181	41.57	0.37	21.97	1.72	6.77	0.17	21.86	5.08	0.00	99.51	5.75	1.02	Lherzolito	G9	19
E033101-182	42.10	0.07	21.90	2.10	6.67	0.27	20.30	5.76	0.06	99.23	5.67	1.00	Lherzolito	G9	20
E033101-183	40.90	0.43	21.79	1.44	6.63	0.21	22.85	5.00	0.03	99.28	5.64	0.99	Lherzolito	G9	18
E033101-184	41.27	0.39	23.51	0.14	10.30	0.27	18.97	4.81	0.00	99.66	8.76	1.55	Grupo II Eclogito(A)	G4	14
E033101-185	40.41	0.41	22.90	0.01	13.17	0.12	17.29	5.75	0.19	100.25	11.19	1.98	Grupo I Eclogito(A)	G4 "D"	14
E033101-186	40.91	0.22	22.45	0.84	8.10	0.25	21.44	4.50	0.00	98.71	6.89	1.22	Grupo II Eclogito(A)	G4	17
E033101-187	40.35	0.44	23.11	0.31	11.41	0.23	19.60	4.53	0.03	100.01	9.70	1.71	Grupo II Eclogito(A)	G4	15
E033101-188	40.31	0.49	22.53	0.08	13.48	0.28	16.79	5.85	0.00	99.81	11.46	2.02	Grupo II Eclogito(A)	G4	14
E033101-189	40.82	0.38	23.74	0.14	10.14	0.28	19.17	4.41	0.03	99.11	8.62	1.52	Grupo II Eclogito(A)	G4	15
E033101-190	40.60	0.08	22.35	2.22	6.64	0.17	21.87	5.65	0.00	99.58	5.64	1.00	Lherzolito	G9	20
E033101-191	41.46	0.39	23.23	0.08	11.69	0.42	17.65	5.02	0.00	99.94	9.94	1.75	Grupo II Eclogito(A)	G4	14
E033101-192	42.28	0.29	21.74	1.79	6.64	0.18	21.93	5.39	0.00	100.24	5.64	1.00	Lherzolito	G9	19
E033101-193	42.88	0.17	22.48	1.78	6.72	0.27	21.23	5.50	0.00	101.03	5.71	1.01	Lherzolito	G9	19
E033101-194	41.16	0.17	22.22	1.85	6.71	0.17	21.40	5.00	0.00	98.68	5.70	1.01	Lherzolito	G9	20
E033101-195	41.25	0.21	22.24	2.49	6.24	0.20	21.67	5.64	0.06	100.00	5.30	0.94	Lherzolito	G9	21
E033101-196	42.02	0.35	22.61	1.57	7.39	0.28	21.28	5.07	0.00	100.57	6.28	1.11	Lherzolito	G9	19
E033101-197	42.13	0.25	21.70	1.69	6.61	0.25	22.19	5.06	0.03	99.91	5.62	0.99	Lherzolito	G9	19
E033101-198	42.77	0.04	22.23	1.88	6.76	0.28	21.54	5.40	0.12	101.02	5.75	1.01	Lherzolito	G9	19
E033101-199	42.15	0.31	21.74	1.76	7.34	0.19	21.56	5.40	0.06	100.51	6.24	1.10	Lherzolito	G9	19
E033101-200	42.46	0.12	21.68	2.17	6.61	0.18	21.28	5.86	0.03	100.39	5.62	0.99	Lherzolito	G9	20
E033101-201	40.51	0.08	23.34	0.13	11.68	0.31	16.32	6.58	0.00	98.95	9.93	1.75	Grupo II Eclogito(A)	G3	14
E033101-202	41.16	0.53	23.49	0.02	11.68	0.24	18.68	5.41	0.00	101.21	9.93	1.75	Megacristsais	G4	14
E033101-203	42.48	0.47	23.47	0.09	9.12	0.25	20.43	4.93	0.03	101.27	7.75	1.37	Grupo II Eclogito(A)	G1	14
E033101-204	42.62	0.21	22.27	1.14	7.17	0.18	21.49	4.74	0.00	99.82	6.09	1.08	Lherzolito	G9	18
E033101-205	42.01	0.26	23.42	1.14	7.74	0.29	20.67	5.09	0.00	100.62	6.58	1.16	Lherzolito	G9	17
E033101-206	41.74	0.46	22.47	1.54	6.69	0.18	20.88	5.24	0.00	99.20	5.69	1.00	Lherzolito	G9	18
E033101-207	41.54	0.30	22.11	2.03	6.77	0.31	20.56	5.45	0.00	99.07	5.75	1.02	Lherzolito	G9	20
E033101-208	41.82	0.24	23.20	2.19	6.66	0.25	21.31	5.52	0.09	101.28	5.66	1.00	Lherzolito	G9	20
E033101-209	40.96	0.18	22.27	2.31	6.72	0.27	20.07	6.00	0.00	98.78	5.71	1.01	Lherzolito	G12	20
E033101-210	41.17	0.29	23.67	0.00	11.62	0.47	18.49	5.28	0.06	101.05	9.88	1.74	Grupo II Eclogito(A)	G4	14
E033101-211	41.31	0.11	22.62	0.13	18.56	0.56	13.21	4.82	0.14	101.46	15.78	2.78	Grupo I Eclogito(B)	G4 "D"	14
E033101-212	41.73	0.31	22.82	0.01	10.91	0.31	18.63	4.44	0.03	99.19	9.27	1.64	Grupo II Eclogito(A)	G9	14
E033101-213	40.50	0.07	22.96	1.45	7.59	0.24	21.16	5.96	0.03	99.96	6.45	1.14	Lherzolito	G12	18
E033101-214	41.32	0.21	24.15	1.22	8.11	0.21	20.47	4.95	0.00	100.64	6.89	1.22	Lherzolito	G9	18
E033101-215	41.56	0.16	22.21	1.76	6.65	0.22	20.45	5.44	0.12	98.57	5.65	1.00	Lherzolito	G9	19
E033101-216	42.95	0.12	22.79	2.45	6.60	0.26	20.16	6.00	0.00	101.33	5.61	0.99	Lherzolito	G9	20
E033101-217	41.21	0.44	23.95	0.11	9.57	0.28	19.03	4.77	0.22	99.58	8.13	1.44	Grupo I Eclogito(A)	G4 "D"	14
E033101-218	42.66	0.19	22.19	1.68	6.97	0.18	21.15	4.77	0.00	99.79	5.92	1.05	Lherzolito	G9	19
E033101-219	42.27	0.28	22.68	1.51	6.77	0.20	20.72	4.76	0.03	99.22	5.75	1.02	Lherzolito	G9	19
E033101-220	42.51	0.25	22.99	1.54	6.93	0.17	21.04	5.07	0.03	100.53	5.89	1.04	Lherzolito	G9	19
E033101-221	41.16	0.38	23.01	0.37	9.35	0.27	20.16	4.92	0.00	99.62	7.95	1.40	Grupo II Eclogito(A)	G4	15
E033101-222	42.29	0.25	23.39	1.75	6.82	0.12	20.69	5.38	0.06	100.75	5.80	1.02	Lherzolito	G9	19
E033101-223	42.56	0.30	23.59	0.02	10.17	0.19	19.35	4.89	0.00	101.07	8.64	1.53	Grupo II Eclogito(A)	G4	14
E033101-224	41.57	0.23	24.54	1.44	6.98	0.29	21.06	5.01	0.06	101.18	5.93	1.05	Lherzolito	G9	18

Tabela 5.3 - Continuação

Amostra	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	TOTAL	FeO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	(Schulze)	(Grütter)	PMI
E033101-225	42.13	0.32	22.64	1.50	7.06	0.23	20.88	4.80	0.06	99.62	6.00	1.06	Lherzolito	G9	19
E033101-226	42.21	0.21	24.00	1.03	7.66	0.26	20.89	5.09	0.00	101.35	6.51	1.15	Lherzolito	G9	17
E033101-227	41.18	0.29	22.91	0.02	10.66	0.37	19.73	5.00	0.00	100.16	9.06	1.60	Grupo II Eclogito(A)	G4	14
E033101-228	41.47	0.26	23.62	0.72	8.21	0.23	20.58	5.05	0.00	100.14	6.98	1.23	Grupo II Eclogito(A)	G4	16
E033101-229	42.22	0.10	22.08	2.42	6.52	0.16	21.59	5.79	0.00	100.88	5.54	0.98	Lherzolito	G9	20
E033101-230	42.30	0.31	23.50	0.03	8.95	0.27	19.94	4.93	0.12	100.35	7.61	1.34	Grupo I Eclogito(A)	G4 "D"	14
E033101-231	43.15	0.30	22.86	1.14	7.26	0.17	20.50	4.93	0.03	100.34	6.17	1.09	Lherzolito	G12	17
E033101-232	42.07	0.28	22.74	1.60	6.96	0.15	21.07	5.49	0.00	100.36	5.92	1.04	Lherzolito	G9	18
E033101-233	42.22	0.18	22.53	2.22	6.20	0.17	21.62	5.30	0.00	100.44	5.27	0.93	Lherzolito	G9	20
E033101-234	41.70	0.21	23.14	1.16	7.22	0.19	20.51	5.01	0.00	99.14	6.14	1.08	Lherzolito	G9	17
E033101-235	41.46	0.54	22.47	0.88	10.18	0.19	19.02	5.50	0.03	100.27	8.65	1.53	Megacristsais	G1	16
E033101-236	41.70	0.44	23.79	0.05	11.11	0.30	17.94	4.98	0.03	100.34	9.44	1.67	Grupo II Eclogito(A)	G4	14
E033101-237	41.22	0.22	23.10	1.52	6.94	0.17	21.41	5.15	0.00	99.73	5.90	1.04	Lherzolito	G9	18
E033101-238	41.31	0.39	22.42	1.35	7.56	0.26	21.03	4.91	0.00	99.23	6.43	1.13	Lherzolito	G9	18
E033101-239	42.82	0.44	22.38	1.51	6.93	0.15	21.44	5.09	0.15	100.91	5.89	1.04	Lherzolito	G9	18
E033101-240	41.29	0.29	22.91	0.00	10.00	0.33	19.91	4.95	0.12	99.80	8.50	1.50	Grupo I Eclogito(A)	G4 "D"	14
E033101-241	41.05	0.24	23.40	1.46	6.81	0.30	21.11	4.93	0.03	99.33	5.79	1.02	Lherzolito	G9	18
E033101-242	41.86	0.37	22.91	1.48	7.12	0.23	21.30	4.80	0.00	100.07	6.05	1.07	Lherzolito	G9	19
E033101-243	41.74	0.26	22.01	1.62	6.72	0.18	21.20	4.98	0.00	98.71	5.71	1.01	Lherzolito	G9	19
E033101-244	41.90	0.22	23.70	0.76	8.38	0.31	20.92	4.67	0.00	100.86	7.12	1.26	Grupo II Eclogito(A)	G4	16
E033101-245	40.65	0.18	22.31	0.02	14.30	0.31	16.93	4.73	0.00	99.43	12.16	2.15	Grupo II Eclogito(A)	G4	14
E033101-246	42.37	0.16	22.55	1.84	6.41	0.10	21.72	5.37	0.00	100.52	5.45	0.96	Lherzolito	G9	19
E033101-247	40.89	0.29	22.81	1.65	6.65	0.18	21.43	5.27	0.06	99.23	5.65	1.00	Lherzolito	G9	19
E033101-248	41.53	0.40	22.72	0.13	11.94	0.31	18.67	5.15	0.29	101.14	10.15	1.79	Grupo I Eclogito(A)	G4 "D"	14
E033101-249	42.78	0.33	21.81	1.66	6.81	0.15	22.43	4.79	0.15	100.91	5.79	1.02	Lherzolito	G9	19
E033101-250	41.27	0.45	24.26	0.02	10.16	0.12	19.44	5.05	0.03	100.80	8.64	1.52	Grupo II Eclogito(A)	G4	14
E033101-251	41.84	0.17	22.42	1.91	6.65	0.21	21.00	5.07	0.03	99.30	5.65	1.00	Lherzolito	G9	20
E033101-252	41.71	0.30	21.36	1.85	6.91	0.12	21.08	5.69	0.06	99.08	5.87	1.04	Lherzolito	G9	19
E033101-253	42.81	0.17	23.18	1.55	6.98	0.23	21.40	5.03	0.00	101.35	5.93	1.05	Lherzolito	G9	19
E033101-254	41.60	0.15	22.86	1.98	6.67	0.22	20.82	5.53	0.00	99.83	5.67	1.00	Lherzolito	G9	19
E033101-255	42.27	0.23	23.10	1.72	6.88	0.17	21.39	4.75	0.15	100.66	5.85	1.03	Lherzolito	G9	19
E033101-256	42.24	0.31	23.08	1.63	6.98	0.17	21.04	5.01	0.00	100.46	5.93	1.05	Lherzolito	G9	19
E033101-257	42.96	0.22	21.50	2.42	6.15	0.20	20.87	5.97	0.00	100.29	5.23	0.92	Lherzolito	G9	20
E033101-258	42.10	0.45	22.49	0.01	11.38	0.22	18.22	4.67	0.06	99.60	9.67	1.71	Grupo II Eclogito(A)	G4	14
E033101-259	42.61	0.31	22.49	1.31	7.45	0.19	20.97	4.67	0.00	100.00	6.33	1.12	Lherzolito	G9	18
E033101-260	41.63	0.10	22.61	2.20	6.84	0.23	21.06	5.75	0.00	100.42	5.81	1.03	Lherzolito	G9	20
E033101-261	40.29	0.16	23.99	0.91	8.46	0.34	21.72	4.49	0.00	100.36	7.19	1.27	Grupo II Eclogito(A)	G4	17
E033101-262	41.45	0.23	22.38	2.08	6.71	0.18	20.84	5.14	0.12	99.13	5.70	1.01	Lherzolito	G9	20
E033101-263	41.07	0.42	23.46	0.01	13.30	0.26	16.48	5.78	0.10	100.88	11.31	2.00	Grupo I Eclogito(A)	G4 "D"	14
E033101-264	41.30	0.38	24.11	0.31	8.83	0.31	19.78	4.97	0.00	99.99	7.51	1.32	Grupo II Eclogito(A)	G4	15
E033101-265	41.01	0.39	24.05	0.05	10.16	0.21	19.60	4.76	0.12	100.35	8.64	1.52	Grupo I Eclogito(A)	G4 "D"	14
E033101-266	41.86	0.47	23.15	0.06	9.29	0.27	19.49	4.99	0.03	99.61	7.90	1.39	Grupo II Eclogito(A)	G4	14
E033101-267	41.76	0.14	24.16	1.18	7.07	0.23	20.67	5.05	0.00	100.26	6.01	1.06	Lherzolito	G9	17
E033101-268	42.14	0.19	22.96	1.95	6.73	0.18	21.26	5.37	0.06	100.84	5.72	1.01	Lherzolito	G9	20
E033101-269	40.92	0.32	23.73	0.05	9.58	0.32	19.51	5.08	0.03	99.54	8.14	1.44	Grupo II Eclogito(A)	G4	14
E033101-270	41.49	0.27	24.51	0.07	9.64	0.39	19.62	4.90	0.09	100.98	8.19	1.45	Grupo I Eclogito(A)	G4 "D"	14
E033101-271	42.10	0.17	22.49	1.58	6.67	0.07	21.08	4.96	0.00	99.12	5.67	1.00	Lherzolito	G9	19
E033101-272	40.42	0.10	24.77	0.19	11.66	0.23	16.28	6.88	0.09	100.62	9.91	1.75	Grupo I Eclogito(A)	G3 "D"	14
E033101-273	41.76	0.10	22.21	2.29	6.43	0.28	20.52	5.75	0.03	99.37	5.47	0.96	Lherzolito	G9	20
E033101-274	42.38	0.16	22.17	1.93	7.08	0.18	20.68	5.14	0.00	99.72	6.02	1.06	Lherzolito	G9	20
E033101-275	41.42	0.19	22.48	1.46	7.11	0.25	21.36	5.18	0.00	99.45	6.04	1.07	Lherzolito	G9	18
E033101-276	41.82	0.41	24.03	0.09	10.05	0.41	19.57	4.82	0.00	101.20	8.54	1.51	Grupo II Eclogito(A)	G4	14
E033101-277	41.44	0.26	22.78	1.61	6.99	0.23	21.82	5.43	0.00	100.56	5.94	1.05	Lherzolito	G9	18
E033101-278	41.48	0.11	23.79	1.80	6.70	0.20	21.41	4.94	0.00	100.43	5.70	1.01	Lherzolito	G9	19
E033101-279	40.98	0.36	22.68	2.09	7.41	0.17	21.32	5.09	0.03	100.13	6.30	1.11	Lherzolito	G9	20
E033101-280	42.47	0.30	22.07	1.75	6.50	0.30	21.64	5.00	0.12	100.15	5.53	0.98	Lherzolito	G9	19
E033101-281	42.36	0.33	23.36	0.99	8.04	0.26	20.34	4.71	0.06	100.45	6.83	1.21	Grupo II Eclogito(A)	G4	17
E033101-282	42.26	0.10	23.76	0.79	7.72	0.27	21.29	5.24	0.06	101.49	6.56	1.16	Grupo II Eclogito(A)	G4	16
E033101-283	41.51	0.44	23.77	0.10	10.53	0.36	19.40	5.05	0.16	101.32	8.95	1.58	Grupo I Eclogito(A)	G4 "D"	14
E033101-284	40.83	0.45	22.64	0.31	10.25	0.24	19.07	4.99	0.16	98.94	8.71	1.54	Grupo I Eclogito(A)	G4 "D"	15
E033101-285	40.37	0.10	21.58	0.42	25.96	0.56	10.16	2.25	0.00	101.40	22.07	3.89	Crustal	G0	17
E033101-286	42.04	0.19	22.49	1.81	6.61	0.20	20.85	5.13	0.18	99.50	5.62	0.99	Lherzolito	G9	19
E033101-287	41.28	0.30	22.96	0.28	9.09	0.27	19.98	4.88	0.15	99.19	7.73	1.36	Grupo I Eclogito(A)	G4 "D"	15
E033101-288	41.98	0.33	23.02	1.25	10.12	0.20	19.15	5.02	0.09	101.16	8.60	1.52	Lherzolito	G9	18
E033101-289	41.56	0.36	24.40	0.29	10.32	0.30	18.41	5.07	0.00	100.71	8.77	1.55	Grupo II Eclogito(A)	G4	15
E033101-290	41.46	0.05	21.54	2.49	6.58	0.21	20.49	5.78	0.06	98.66	5.59	0.99	Lherzolito	G9	21
E033101-291	37.51	0.02	21.51	0.01	32.59	1.86	5.47	1.49	0.00	100.46	27.70	4.89	Crustal	G0	16
E033101-292	42.48	0.29	22.57	1.26	7.52	0.25	20.28	4.98	0.00	99.63	6.39	1.13	Lherzolito	G9	18
E033101-293	42.39	0.37	22.47	1.49	6.86	0.21	21.65	5.23	0.15	100.82	5.83	1.03	Lherzolito	G9	18
E033101-294	41.96	0.33	23.49	0.06	9.64	0.28	20.49	4.80	0.00	101.05	8.19	1.45	Grupo II Eclogito(A)	G4	14
E033101-295	41.09	0.47	23.15	0.37	10.09	0.37	18.97	4.98	0.00	99.49	8.58	1.51	Grupo II Eclogito(A)	G4	15
E033101-296	43.45	0.14	21.87	1.83	6.65	0.25	20.59	5.10	0.03	99.91	5.65	1.00	Lherzolito	G9	19
E033101-297	42.65	0.26	22.59	2.01	6.76	0.26	21.00	5.67	0.00	101.20	5.75	1.01	Lherzolito	G9	19
E033101-298	42.06	0.12	22.97	0.11	10.84	0.26	18.42	6.00	0.16	100.94	9.21	1.63	Grupo I Eclogito(A)	G3 "D"	14
E033101-299	42.29	0.25	23.45	1.31	7.38	0.25	20.63	5.20	0.12	100.88	6.27	1.11	Lherzolito	G9	18

Tabela 5.3 - Continuação

Amostra	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	TOTAL	FeO	Fe2O3	(Schulze)	(Grütter)	PMI
E033101-300	41.79	0.31	23.60	0.07	10.04	0.34	19.71	4.77	0.00	100.63	8.53	1.51	Grupo II Eclogito(A)	G4	14
E033101-301	41.92	0.20	22.93	2.09	6.52	0.30	20.81	5.25	0.00	100.02	5.54	0.98	Lherzolito	G9	20
E033101-302	42.80	0.17	22.70	2.08	6.64	0.27	21.11	5.54	0.00	101.31	5.64	1.00	Lherzolito	G9	20
E033101-303	42.72	0.08	22.99	2.17	6.89	0.23	20.53	5.97	0.00	101.58	5.86	1.03	Lherzolito	G12	20
E033101-304	41.95	0.24	22.58	2.07	6.76	0.32	21.13	5.16	0.00	100.21	5.75	1.01	Lherzolito	G9	20
E033101-305	37.51	0.05	21.52	0.13	35.39	0.85	4.46	1.49	0.00	101.40	30.08	5.31	Crustal	G0	17
E033101-306	35.68	0.05	20.80	0.08	35.95	1.38	3.85	1.53	0.00	99.32	30.56	5.39	Crustal	G0	16
E033101-307	41.39	0.23	24.20	0.94	7.77	0.34	19.15	5.18	0.00	99.20	6.60	1.17	Grupo II Eclogito(A)	G4	17
E033101-308	42.38	0.13	23.69	0.94	7.45	0.32	21.17	4.91	0.00	100.99	6.33	1.12	Grupo II Eclogito(A)	G4	17
E033101-309	40.09	0.31	23.90	1.43	6.87	0.26	21.94	5.42	0.00	100.22	5.84	1.03	Lherzolito	G9	18
E033101-310	41.65	0.20	23.66	1.71	7.03	0.24	21.24	5.60	0.00	101.33	5.98	1.05	Lherzolito	G9	19
E033101-311	42.14	0.26	23.86	0.86	8.45	0.31	20.10	5.41	0.00	101.39	7.18	1.27	Grupo II Eclogito(A)	G4	16
E033101-312	42.59	0.21	23.52	1.48	7.15	0.33	20.77	5.26	0.00	101.31	6.08	1.07	Lherzolito	G9	18
E033101-313	42.55	0.15	23.56	1.90	6.50	0.34	20.33	5.61	0.00	100.94	5.53	0.98	Lherzolito	G9	19
E033101-314	42.23	0.35	23.22	0.91	8.95	0.31	20.32	4.89	0.00	101.18	7.61	1.34	Grupo II Eclogito(A)	G4	17
E033101-315	41.90	0.22	23.32	1.41	7.42	0.29	20.45	4.96	0.00	99.97	6.31	1.11	Lherzolito	G9	18
E033101-316	41.66	0.26	23.59	1.59	7.33	0.33	19.65	5.36	0.00	99.77	6.23	1.10	Lherzolito	G9	18
E033101-317	42.32	0.28	22.89	1.66	7.11	0.21	21.04	4.94	0.00	100.45	6.04	1.07	Lherzolito	G9	19
E033101-318	42.76	0.21	23.54	0.87	8.33	0.28	20.40	4.70	0.00	101.09	7.08	1.25	Grupo II Eclogito(A)	G4	17
E033101-319	40.84	4.24	13.67	0.00	13.21	0.08	12.01	9.51	0.00	93.56	11.23	1.98	Grupo II Eclogito(B)	G0	13
E033101-320	41.38	0.18	23.87	1.02	7.58	0.34	20.98	5.20	0.00	100.55	6.44	1.14	Lherzolito	G9	17
E033101-321	41.38	0.42	23.54	0.00	13.25	0.48	16.34	5.48	0.00	100.89	11.26	1.99	Grupo II Eclogito(A)	G4	14
E033101-322	41.98	0.19	22.89	1.77	6.99	0.22	20.88	5.46	0.00	100.38	5.94	1.05	Lherzolito	G9	19
E033101-323	42.15	0.38	24.22	0.03	12.29	0.48	16.24	5.50	0.00	101.29	10.45	1.84	Grupo II Eclogito(A)	G4	14
E033101-324	40.21	0.37	22.44	0.04	17.03	0.43	13.33	6.06	0.00	99.91	14.48	2.55	Grupo II Eclogito(B)	G3	14
E033101-325	42.02	0.42	22.98	0.01	10.70	0.35	17.83	5.00	0.00	99.31	9.10	1.61	Grupo II Eclogito(A)	G4	14
E033101-326	42.45	0.29	23.35	0.03	10.37	0.33	18.40	4.63	0.00	99.85	8.81	1.56	Grupo II Eclogito(A)	G4	14
E033101-327	41.97	0.26	23.44	0.00	13.78	0.42	15.62	5.65	0.00	101.14	11.71	2.07	Grupo II Eclogito(A)	G4	14
E033101-328	41.61	0.41	23.60	0.02	13.68	0.48	16.27	5.45	0.00	101.52	11.63	2.05	Grupo II Eclogito(A)	G4	14
E033101-329	41.34	0.44	24.08	1.44	7.59	0.30	20.93	5.48	0.00	101.60	6.45	1.14	Lherzolito	G9	18
E033101-330	41.97	0.30	23.84	0.06	11.20	0.44	17.72	4.86	0.00	100.39	9.52	1.68	Grupo II Eclogito(A)	G4	14
E033101-331	41.87	0.23	24.39	1.43	6.95	0.31	21.15	5.16	0.00	101.49	5.91	1.04	Lherzolito	G9	18
E033101-332	42.57	0.41	23.60	0.00	11.55	0.35	17.49	4.86	0.00	100.83	9.82	1.73	Grupo II Eclogito(A)	G4	14
E033101-333	42.07	0.17	24.00	0.02	12.77	0.46	17.27	4.59	0.00	101.35	10.85	1.92	Grupo II Eclogito(A)	G4	14
E033101-334	42.95	0.26	24.15	0.42	8.74	0.34	19.82	4.86	0.00	101.54	7.43	1.31	Grupo II Eclogito(A)	G4	15
E033101-335	42.96	0.25	24.31	0.22	9.14	0.32	18.83	4.68	0.00	100.71	7.77	1.37	Grupo II Eclogito(A)	G4	15
E033101-336	38.54	0.25	23.84	0.96	8.23	0.41	20.79	5.31	0.00	98.33	7.00	1.23	Grupo II Eclogito(A)	G4	17
E033101-337	40.73	0.16	24.40	0.83	8.14	0.34	20.92	4.89	0.00	100.41	6.92	1.22	Grupo II Eclogito(A)	G4	17
E033101-338	40.55	0.26	24.10	0.86	8.14	0.34	20.57	5.13	0.00	99.95	6.92	1.22	Grupo II Eclogito(A)	G4	16
E033101-339	42.11	0.28	22.88	1.49	7.22	0.30	20.83	5.00	0.00	100.11	6.14	1.08	Lherzolito	G9	18
E033101-340	40.85	0.35	22.94	0.08	15.25	0.39	15.00	5.51	0.00	100.37	12.96	2.29	Grupo II Eclogito(B)	G4	14
E033101-341	42.06	0.34	24.17	0.03	11.99	0.31	17.15	4.80	0.02	100.87	10.19	1.80	Grupo II Eclogito(A)	G4	14
E033101-342	41.91	0.53	23.43	0.03	11.55	0.34	17.28	4.53	0.01	99.61	9.82	1.73	Megacristsais	G4	14
E033101-343	43.23	0.29	24.49	0.01	9.06	0.33	19.60	4.66	0.00	101.67	7.70	1.36	Grupo II Eclogito(A)	G4	14
E033101-344	42.95	0.24	24.29	0.16	8.63	0.26	19.81	4.69	0.00	101.03	7.34	1.29	Grupo II Eclogito(A)	G4	15
E033101-345	42.33	0.09	24.04	0.77	8.53	0.35	20.27	4.64	0.00	101.02	7.25	1.28	Grupo II Eclogito(A)	G4	17
E033101-346	42.37	0.34	24.06	0.00	9.96	0.26	18.69	4.78	0.00	100.46	8.47	1.49	Grupo II Eclogito(A)	G4	14
E033101-347	42.36	0.46	23.75	0.35	10.38	0.24	18.32	5.03	0.00	100.89	8.82	1.56	Grupo II Eclogito(A)	G4	15
E033101-348	40.87	0.31	23.64	0.13	9.94	0.29	21.05	4.81	0.00	101.04	8.45	1.49	Grupo II Eclogito(A)	G4	14
E033101-349	41.86	0.39	24.31	0.06	10.71	0.30	18.52	4.89	0.00	101.04	9.10	1.61	Grupo II Eclogito(A)	G4	14
E033101-350	41.81	0.30	22.75	1.66	6.94	0.32	20.93	5.32	0.00	100.03	5.90	1.04	Lherzolito	G9	19
E033101-351	40.88	0.43	22.50	0.07	14.82	0.42	15.29	4.60	0.00	99.01	12.60	2.22	Grupo II Eclogito(A)	G4	14
E033101-352	40.67	0.48	23.33	0.06	13.44	0.36	16.09	5.42	0.00	99.85	11.42	2.02	Grupo II Eclogito(A)	G4	14
E033101-353	41.33	0.46	23.39	0.00	14.61	0.42	15.61	5.29	0.00	101.11	12.42	2.19	Grupo II Eclogito(A)	G4	14
E033101-354	41.52	0.34	23.29	0.00	11.63	0.40	17.17	4.91	0.00	99.26	9.89	1.74	Grupo II Eclogito(A)	G4	14
E033101-355	42.89	0.19	24.42	0.30	10.27	0.36	18.96	4.57	0.00	101.96	8.73	1.54	Grupo II Eclogito(A)	G4	15
E033101-356	40.86	0.12	23.55	0.05	17.21	0.53	14.09	5.00	0.00	101.41	14.63	2.58	Grupo II Eclogito(B)	G4	14
E033101-357	39.23	0.14	23.89	0.08	16.80	0.35	14.47	5.08	0.00	100.04	14.28	2.52	Grupo II Eclogito(B)	G4	14
E033101-358	40.99	0.21	23.64	0.03	16.23	0.79	12.77	6.51	0.00	101.17	13.80	2.43	Grupo II Eclogito(B)	G3	14
E033101-359	42.09	0.21	23.16	0.96	8.72	0.37	20.25	4.79	0.00	100.55	7.41	1.31	Grupo II Eclogito(A)	G4	17
E033101-360	42.24	0.27	23.41	1.13	8.95	0.33	19.74	4.90	0.00	100.97	7.61	1.34	Lherzolito	G9	17
E033101-361	40.22	0.14	24.73	0.20	10.09	0.39	19.64	5.35	0.00	100.76	8.58	1.51	Grupo II Eclogito(A)	G4	14
E033101-362	42.54	0.28	23.04	1.54	7.07	0.24	20.95	4.83	0.00	100.49	6.01	1.06	Lherzolito	G9	19
E033101-363	42.41	0.29	23.20	1.61	6.98	0.30	20.95	5.17	0.00	100.91	5.93	1.05	Lherzolito	G9	19
E033101-364	42.07	0.21	23.23	0.94	8.92	0.29	20.08	4.89	0.00	100.63	7.58	1.34	Grupo II Eclogito(A)	G4	17
E033101-365	41.48	0.17	22.76	1.82	6.93	0.27	21.04	5.22	0.00	99.69	5.89	1.04	Lherzolito	G9	19
E033101-366	41.90	0.24	22.53	1.67	7.37	0.23	20.97	4.99	0.00	99.90	6.26	1.11	Lherzolito	G9	19
E033101-367	42.69	0.25	23.05	1.57	7.08	0.25	21.32	5.25	0.00	101.46	6.02	1.06	Lherzolito	G9	19
E033101-368	41.72	0.46	22.70	1.35	8.31	0.23	20.31	5.29	0.00	100.37	7.06	1.25	Lherzolito	G9	18
E033101-369	41.84	0.35	22.55	1.52	8.54	0.25	20.17	5.26	0.00	100.48	7.26	1.28	Lherzolito	G9	18
E033101-370	42.10	0.30	23.25	1.52	7.03	0.22	21.17	5.00	0.00	100.59	5.98	1.05	Lherzolito	G9	19
E033101-371	42.51	0.22	23.53	1.00	7.92	0.31	20.74	4.92	0.00	101.15	6.73	1.19	Lherzolito	G9	17
E033101-372	42.35	0.24	22.90	1.40	7.70	0.26	20.56	5.15	0.00	100.56	6.55	1.16	Lherzolito	G9	18
E033101-373	41.72	0.17	22.28	1.94	7.10	0.29	20.69	5.36	0.00	99.55	6.04	1.07	Lherzolito	G9	19
E033101-374	42.20	0.11	23.02	1.92	6.86	0.35	21.16	5.38	0.00	101.00	5.83	1.03	Lherzolito	G9	19

Tabela 5.3 - Final

Amostra	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	TOTAL	FeO	Fe2O3	(Schulze)	(Grütter)	PMI
E033101-375	41.97	0.23	22.80	1.44	8.64	0.29	19.97	5.19	0.00	100.53	7.34	1.30	Lherzolito	G9	18
E033101-376	42.26	0.31	23.47	0.00	9.89	0.39	19.45	4.80	0.00	100.57	8.41	1.48	Grupo II Eclogito(A)	G4	14
E033101-377	41.28	0.23	23.15	0.96	9.38	0.34	19.47	4.74	0.00	99.55	7.97	1.41	Grupo II Eclogito(A)	G4	17
E033101-378	40.02	0.42	24.22	0.03	13.76	0.49	16.13	6.02	0.09	101.18	11.70	2.06	Grupo I Eclogito(A)	G3 "D"	14
E033101-379	40.40	0.44	23.09	0.04	13.03	0.42	17.31	4.94	0.13	99.80	11.08	1.95	Grupo I Eclogito(A)	G4 "D"	14
E033101-380	38.83	0.27	24.02	0.13	12.13	0.36	18.64	4.69	0.11	99.18	10.31	1.82	Grupo I Eclogito(A)	G4 "D"	15
E033101-381	40.80	0.41	23.61	0.15	13.19	0.43	16.81	5.21	0.09	100.70	11.21	1.98	Grupo I Eclogito(A)	G4 "D"	14
E033101-382	40.19	0.48	24.17	0.03	12.83	0.25	17.60	4.63	0.12	100.30	10.91	1.92	Grupo I Eclogito(A)	G4 "D"	14
E033101-383	40.31	0.43	24.58	0.00	14.43	0.43	15.90	5.62	0.09	101.79	12.27	2.16	Grupo I Eclogito(A)	G4 "D"	14
E033101-384	41.35	0.31	24.48	0.01	10.09	0.41	19.28	5.16	0.15	101.24	8.58	1.51	Grupo I Eclogito(A)	G4 "D"	14
E033101-385	42.00	0.49	24.50	0.05	9.54	0.44	19.40	5.22	0.11	101.75	8.11	1.43	Grupo I Eclogito(A)	G4 "D"	14
E033101-386	41.07	0.46	23.58	0.03	15.04	0.50	15.25	5.85	0.10	101.88	12.78	2.26	Grupo I Eclogito(B)	G4 "D"	14
E033101-387	40.35	0.37	23.21	0.01	13.60	0.47	17.51	5.40	0.09	101.01	11.56	2.04	Grupo I Eclogito(A)	G4 "D"	14
E033101-388	42.14	0.40	24.39	0.17	10.73	0.32	19.00	4.69	0.15	101.99	9.12	1.61	Grupo I Eclogito(A)	G4 "D"	15
E033101-389	38.06	0.25	22.38	0.03	22.80	0.82	10.64	5.31	0.09	100.38	19.38	3.42	Grupo I Eclogito(B)	G4 "D"	14
E033101-390	39.08	0.35	22.69	0.00	16.17	0.42	13.86	5.64	0.09	98.30	13.74	2.43	Grupo I Eclogito(B)	G4 "D"	14
E033101-391	41.54	0.51	23.78	0.06	13.48	0.48	16.53	5.35	0.15	101.88	11.46	2.02	Megacristsais	G4 "D"	14
E033101-392	42.33	0.23	22.94	2.10	6.78	0.29	20.69	5.52	0.00	100.88	5.76	1.02	Lherzolito	G9	20
E033101-393	42.01	0.09	22.46	2.26	6.55	0.29	20.75	5.71	0.00	100.12	5.57	0.98	Lherzolito	G9	20
E033101-394	42.46	0.21	23.15	2.05	6.48	0.28	20.83	5.62	0.00	101.08	5.51	0.97	Lherzolito	G9	20
E033101-395	41.41	0.23	22.30	2.27	6.67	0.28	19.47	5.47	0.00	98.10	5.67	1.00	Lherzolito	G9	20
E033101-396	41.50	0.24	21.92	2.38	6.41	0.27	21.12	5.75	0.00	99.59	5.45	0.96	Lherzolito	G9	20
E033101-397	42.35	0.13	23.36	2.26	5.93	0.25	20.89	6.16	0.00	101.33	5.04	0.89	Lherzolito	G12	20
E033101-398	40.15	0.05	23.06	2.03	6.78	0.29	20.94	6.05	0.00	99.35	5.76	1.02	Lherzolito	G12	19
E033101-399	41.87	0.13	23.21	1.53	6.97	0.31	20.69	5.41	0.00	100.12	5.92	1.05	Lherzolito	G9	18
E033101-400	42.37	0.16	23.94	0.91	7.66	0.32	20.52	5.03	0.00	100.91	6.51	1.15	Grupo II Eclogito(A)	G4	17
E033101-401	41.71	0.18	23.62	0.91	7.53	0.34	20.40	4.89	0.00	99.58	6.40	1.13	Grupo II Eclogito(A)	G4	17
E033101-402	41.72	0.17	23.45	1.07	7.77	0.33	20.39	5.11	0.00	100.01	6.60	1.17	Lherzolito	G9	17
E033101-403	42.83	0.26	23.19	1.51	6.96	0.23	20.68	5.14	0.00	100.80	5.92	1.04	Lherzolito	G9	18
E033101-404	42.28	0.19	23.84	1.26	7.35	0.31	21.11	5.11	0.00	101.45	6.25	1.10	Lherzolito	G9	18
E033101-405	42.28	0.25	23.18	1.53	7.09	0.28	20.78	5.12	0.00	100.51	6.03	1.06	Lherzolito	G9	18
E033101-406	41.60	0.20	23.73	1.67	7.07	0.25	20.85	5.43	0.00	100.80	6.01	1.06	Lherzolito	G9	19
E033101-407	42.19	0.16	23.38	0.92	8.10	0.35	20.17	5.01	0.00	100.28	6.89	1.22	Grupo II Eclogito(A)	G4	17
E033101-408	40.27	0.30	23.86	0.93	8.87	0.36	19.86	5.15	0.00	99.60	7.54	1.33	Grupo II Eclogito(A)	G4	17
E033101-409	41.81	0.17	24.27	0.99	8.32	0.41	20.06	5.25	0.00	101.28	7.07	1.25	Grupo II Eclogito(A)	G4	17
E033101-410	41.84	0.16	23.64	0.94	7.95	0.30	21.36	5.15	0.00	101.34	6.76	1.19	Grupo II Eclogito(A)	G4	17
E033101-411	41.41	0.15	22.56	1.86	6.82	0.32	20.51	5.42	0.00	99.05	5.80	1.02	Lherzolito	G9	19
E033101-412	41.38	0.23	22.81	1.68	7.20	0.20	21.03	5.31	0.00	99.84	6.12	1.08	Lherzolito	G9	19
E033101-413	41.79	0.28	23.13	1.53	7.29	0.29	19.93	4.93	0.00	99.17	6.20	1.09	Lherzolito	G9	19
E033101-414	42.58	0.14	23.48	1.94	6.88	0.27	20.67	5.61	0.00	101.57	5.85	1.03	Lherzolito	G9	19
E033101-415	41.37	0.28	23.01	1.04	8.28	0.35	19.98	4.89	0.00	99.20	7.04	1.24	Lherzolito	G9	17
E033101-416	42.00	0.26	23.46	1.73	6.99	0.33	20.91	5.38	0.00	101.06	5.94	1.05	Lherzolito	G9	19
E033101-417	40.62	0.18	23.52	1.73	6.60	0.32	20.90	5.57	0.00	99.44	5.61	0.99	Lherzolito	G9	19
E033101-418	42.96	0.19	23.21	1.59	6.38	0.27	20.45	5.49	0.00	100.54	5.42	0.96	Lherzolito	G9	18
E033101-419	41.62	0.39	23.92	0.05	13.05	0.50	16.93	5.47	0.02	101.95	11.09	1.96	Grupo II Eclogito(A)	G4	14
E033101-420	40.75	0.40	24.23	0.03	13.08	0.50	16.85	5.46	0.04	101.34	11.12	1.96	Grupo II Eclogito(A)	G4	14
E033101-421	41.00	0.31	24.96	0.00	10.57	0.36	19.11	5.35	0.02	101.68	8.98	1.59	Grupo II Eclogito(A)	G4	14
E033101-422	41.69	0.34	23.78	0.01	12.84	0.41	17.23	5.08	0.04	101.42	10.91	1.93	Grupo II Eclogito(A)	G4	14
E033101-423	40.90	0.38	23.64	0.00	12.98	0.40	15.78	5.65	0.07	99.80	11.03	1.95	Grupo I Eclogito(A)	G4 "D"	14
E033101-424	40.92	0.24	22.94	1.42	7.29	0.27	20.40	5.13	0.00	98.61	6.20	1.09	Lherzolito	G9	18
E033101-425	40.18	0.40	23.60	0.03	18.91	0.44	10.72	6.68	0.00	100.96	16.07	2.84	Grupo II Eclogito(B)	G3	13
E033101-426	41.92	0.16	24.18	0.87	7.80	0.38	19.34	4.43	0.00	99.08	6.63	1.17	Grupo II Eclogito(A)	G4	17
E033101-427	42.30	0.29	24.24	1.41	6.98	0.30	20.79	5.17	0.00	101.48	5.93	1.05	Lherzolito	G9	18
E033101-428	42.00	0.19	23.94	1.20	7.11	0.32	20.66	5.23	0.00	100.65	6.04	1.07	Lherzolito	G9	17
E033101-429	42.12	0.12	22.85	1.78	7.05	0.29	20.27	5.56	0.00	100.04	5.99	1.06	Lherzolito	G9	19
E033101-430	42.32	0.22	23.46	1.54	7.04	0.23	20.78	5.28	0.00	100.87	5.98	1.06	Lherzolito	G9	18
E033101-431	41.69	0.23	23.38	1.80	6.94	0.21	20.76	5.42	0.00	100.43	5.90	1.04	Lherzolito	G9	19
E033101-432	41.84	0.34	23.12	1.28	7.88	0.33	20.61	5.40	0.00	100.80	6.70	1.18	Lherzolito	G9	18
E033101-433	41.84	0.22	23.19	1.61	7.17	0.29	19.80	5.27	0.00	99.39	6.09	1.08	Lherzolito	G9	19
E033101-434	41.93	0.27	23.49	1.58	7.12	0.33	20.72	5.12	0.00	100.56	6.05	1.07	Lherzolito	G9	19
E033101-435	43.15	0.19	23.07	1.82	6.59	0.29	20.86	5.19	0.00	101.16	5.60	0.99	Lherzolito	G9	19
E033101-436	40.74	0.36	21.92	1.89	7.00	0.26	20.38	5.52	0.00	98.07	5.95	1.05	Lherzolito	G9	19
E033101-437	42.48	0.27	23.54	1.79	6.52	0.24	20.78	5.53	0.00	101.15	5.54	0.98	Lherzolito	G9	19
E033101-438	41.33	0.30	22.95	1.79	6.34	0.27	21.88	4.97	0.00	99.83	5.39	0.95	Lherzolito	G9	19
E033101-439	42.48	0.24	22.90	1.77	6.62	0.32	20.94	5.31	0.00	100.58	5.63	0.99	Lherzolito	G9	19
E033101-440	42.22	0.11	22.87	1.97	6.82	0.33	20.57	5.48	0.00	100.37	5.80	1.02	Lherzolito	G9	19
E033101-441	41.71	0.19	23.84	1.43	7.25	0.30	20.19	5.54	0.00	100.45	6.16	1.09	Lherzolito	G9	18
E033101-442	41.93	0.37	23.15	1.56	6.93	0.29	20.50	5.14	0.00	99.87	5.89	1.04	Lherzolito	G9	19

"D"=inclusão em diamante; PMI=pressão mínima; (Schulze)=classificação de Schulze, 2003; (Grütter)=classificação de Grütter, 2004.  
 Razão FeO/FeO\*=0,85; Fe2O3=(FeO\*-FeO)\*1.1113; PMI=pressão mínima

**Tabela 5.4 - Resultados de análises de Cr-diopsídios de Santa Fé**

Amostra	SiO2	TiO2	Al2O3	FeOt	MnO	MgO	Cr2O3	CaO	Na2O	TOTAL	FeO	Fe2O3
E033101-01	52.30	0.06	4.71	2.36	0.05	16.16	1.66	19.69	2.08	99.07	2.01	0.39
E033101-02	53.56	0.16	5.75	2.36	0.00	15.05	1.09	20.31	1.89	100.17	2.01	0.39
E033101-03	52.81	0.07	7.99	2.31	0.00	13.43	1.39	17.70	4.09	99.79	1.96	0.39
E033101-04	53.21	0.18	4.68	2.56	0.03	15.79	1.13	19.94	2.11	99.63	2.18	0.43
E033101-05	53.29	0.46	6.80	2.53	0.03	13.57	1.13	19.17	3.00	99.98	2.15	0.42
E033101-06	52.44	0.31	5.83	2.87	0.03	16.38	1.70	18.13	1.84	99.53	2.44	0.48
E033101-07	53.41	0.48	5.34	3.04	0.06	16.36	1.65	17.95	2.33	100.62	2.58	0.51
E033101-08	54.85	0.09	2.83	3.17	0.00	15.32	2.23	19.24	3.02	100.75	2.69	0.53
E033101-09	52.95	0.20	5.43	2.08	0.06	14.64	2.21	19.52	3.34	100.43	1.77	0.35
E033101-10	52.72	0.34	7.08	2.19	0.01	13.55	1.19	19.47	3.85	100.40	1.86	0.37
E033101-11	53.43	0.12	4.01	2.51	0.00	16.99	1.39	20.82	1.78	101.05	2.13	0.42
E033101-12	52.92	0.20	5.17	2.28	0.05	15.40	1.28	20.45	2.07	99.82	1.94	0.38
E033101-13	53.52	0.18	4.39	2.82	0.10	16.93	1.70	19.57	1.58	100.79	2.40	0.47
E033101-14	52.82	0.20	6.12	2.40	0.03	13.77	1.47	19.09	2.83	98.73	2.04	0.40
E033101-15	53.07	0.17	5.90	2.39	0.12	14.74	1.75	18.55	3.06	99.75	2.03	0.40
E033101-16	52.66	0.60	4.39	2.86	0.01	17.11	1.97	18.68	1.34	99.62	2.43	0.48
E033101-17	52.42	0.15	5.08	2.27	0.00	15.98	1.21	20.50	1.38	98.99	1.93	0.38
E033101-18	51.80	0.54	7.29	2.47	0.01	14.35	1.43	18.29	3.08	99.26	2.10	0.41
E033101-19	53.59	0.08	4.81	2.22	0.02	14.42	2.21	18.60	3.51	99.46	1.89	0.37
E033101-20	54.19	0.09	2.81	3.73	0.08	15.42	1.12	19.32	2.20	98.96	3.17	0.62
E033101-21	52.70	0.04	3.56	2.90	0.03	16.95	1.38	19.49	2.26	99.31	2.47	0.48
E033101-22	53.16	0.03	3.93	2.18	0.04	16.52	1.28	21.09	1.33	99.56	1.85	0.36
E033101-23	53.39	0.62	6.51	2.51	0.03	13.88	1.54	19.24	2.62	100.34	2.13	0.42
E033101-24	53.39	0.22	5.46	2.13	0.00	15.32	1.58	19.81	1.74	99.65	1.81	0.36
E033101-25	54.18	0.12	7.47	2.67	0.00	13.93	1.28	17.96	2.93	100.54	2.27	0.45
E033101-26	51.09	0.33	6.37	2.42	0.00	14.60	1.33	20.08	1.91	98.13	2.06	0.40
E033101-27	53.23	0.15	6.41	2.57	0.00	14.35	1.40	18.15	2.98	99.24	2.18	0.43
E033101-28	51.85	0.10	4.47	2.48	0.00	16.52	1.33	19.46	2.09	98.30	2.11	0.41
E033101-29	52.92	0.41	7.76	2.69	0.00	12.96	1.24	17.88	3.70	99.56	2.29	0.45
E033101-30	52.51	0.34	8.23	2.28	0.00	14.44	1.41	18.64	2.81	100.66	1.94	0.38
E033101-31	51.00	0.61	6.67	2.14	0.02	14.72	1.72	18.85	2.79	98.52	1.82	0.36
E033101-32	55.23	0.09	6.06	2.37	0.00	14.22	1.37	17.55	3.24	100.13	2.01	0.40
E033101-33	52.43	0.42	7.32	3.07	0.03	13.73	1.22	18.44	3.02	99.68	2.61	0.51
E033101-34	52.33	0.04	6.19	2.65	0.04	14.40	2.21	17.75	3.30	98.91	2.25	0.44
E033101-35	51.88	0.32	4.69	2.37	0.02	15.28	1.62	20.16	2.17	98.51	2.01	0.40
E033101-36	50.88	0.17	7.29	2.65	0.01	13.89	1.56	19.52	2.96	98.93	2.25	0.44
E033101-37	52.54	0.29	7.50	3.10	0.00	13.77	1.07	17.82	3.33	99.42	2.64	0.52
E033101-38	52.37	0.21	5.62	3.16	0.06	16.40	1.73	17.19	3.02	99.76	2.69	0.53
E033101-39	51.16	0.32	6.04	2.23	0.00	15.32	1.12	19.12	2.52	97.83	1.90	0.37
E033101-40	52.70	0.12	7.04	2.54	0.09	13.80	1.35	17.96	3.85	99.45	2.16	0.42
E033101-41	54.89	0.01	1.87	2.92	0.03	15.55	1.66	19.92	1.61	98.46	2.48	0.49
E033101-42	52.40	0.04	5.61	2.05	0.03	15.09	2.25	18.71	2.73	98.91	1.74	0.34
E033101-43	51.03	0.57	6.12	2.08	0.02	14.22	1.85	18.80	2.92	97.61	1.77	0.35
E033101-44	53.05	0.16	6.22	2.46	0.04	14.34	1.97	17.55	2.98	98.77	2.09	0.41
E033101-45	52.80	0.13	5.56	2.28	0.02	15.90	1.29	20.81	2.03	100.82	1.94	0.38
E033101-46	53.36	0.08	5.84	2.19	0.03	15.40	1.28	18.37	2.52	99.07	1.86	0.37
E033101-47	53.01	0.13	3.63	2.64	0.01	16.53	2.02	18.73	1.47	98.17	2.24	0.44
E033101-48	52.88	0.12	5.45	2.03	0.00	14.46	2.39	17.91	3.39	98.63	1.73	0.34
E033101-49	52.51	0.13	7.25	2.59	0.00	14.13	1.45	17.09	3.37	98.52	2.20	0.43
E033101-50	52.00	0.16	8.19	2.08	0.07	13.48	1.29	17.62	3.91	98.80	1.77	0.35
E033101-51	52.87	0.14	6.68	2.35	0.00	13.92	1.51	19.17	2.31	98.95	2.00	0.39
E033101-52	50.78	0.00	3.95	2.43	0.03	16.92	1.24	21.78	1.57	98.70	2.07	0.41
E033101-53	53.62	0.18	4.16	2.89	0.02	17.16	0.92	21.02	1.21	101.18	2.46	0.48
E033101-54	53.55	0.44	5.18	2.31	0.00	15.53	1.43	20.08	2.02	100.54	1.96	0.39
E033101-55	52.60	0.18	5.18	2.41	0.05	15.87	1.28	20.90	1.27	99.74	2.05	0.40
E033101-56	54.22	0.00	2.81	2.06	0.03	17.82	1.19	22.17	0.75	101.05	1.75	0.34

Tabela 5.4 - Continuação

Amostra	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO <sub>t</sub>	MnO	MgO	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	Na <sub>2</sub> O	TOTAL	FeO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
E033101-57	54.12	0.13	5.23	2.30	0.01	15.12	1.53	19.43	1.95	99.82	1.96	0.38
E033101-58	53.38	0.31	6.84	2.54	0.00	14.05	1.37	19.24	2.76	100.49	2.16	0.42
E033101-59	51.30	0.32	6.79	3.04	0.11	16.23	1.13	18.88	1.93	99.73	2.58	0.51
E033101-60	52.89	0.24	6.46	2.31	0.00	14.70	1.42	20.56	1.66	100.24	1.96	0.39
E033101-61	53.32	0.47	6.14	2.36	0.00	15.10	0.80	20.44	2.10	100.73	2.01	0.39
E033101-62	53.72	0.08	4.26	2.86	0.01	16.77	1.35	20.59	1.78	101.42	2.43	0.48
E033101-63	52.05	0.33	6.17	2.38	0.02	14.97	1.45	20.60	1.90	99.87	2.02	0.40
E033101-64	53.35	0.32	4.85	2.12	0.07	16.08	1.27	20.88	2.49	101.43	1.80	0.35
E033101-65	54.59	0.14	2.42	2.40	0.00	17.35	1.14	20.59	1.23	99.86	2.04	0.40
E033101-66	54.61	0.15	5.46	2.74	0.01	14.18	1.74	18.36	2.50	99.75	2.33	0.46
E033101-67	53.48	0.07	4.21	2.33	0.00	15.93	1.55	20.49	1.54	99.60	1.98	0.39
E033101-68	51.88	0.03	5.40	2.95	0.00	17.06	1.61	19.31	1.69	99.93	2.51	0.49
E033101-69	53.00	0.28	4.99	2.48	0.00	16.22	1.92	18.49	2.14	99.52	2.11	0.41
E033101-70	54.59	0.15	5.72	2.15	0.04	15.18	1.24	20.04	1.98	101.09	1.83	0.36
E033101-71	53.44	0.27	6.10	2.52	0.00	15.01	1.62	19.38	2.11	100.45	2.14	0.42
E033101-72	52.04	0.33	7.53	2.42	0.02	14.53	1.13	19.25	2.55	99.80	2.06	0.40
E033101-73	51.75	0.21	5.75	2.16	0.02	15.23	1.23	20.70	1.69	98.74	1.84	0.36
E033101-74	53.53	0.16	5.09	2.44	0.00	15.87	1.62	20.45	2.20	101.36	2.07	0.41
E033101-75	51.41	0.22	7.89	2.50	0.01	14.48	1.01	19.15	2.22	98.89	2.13	0.42
E033101-76	53.00	0.16	4.39	2.39	0.05	16.16	2.06	19.46	2.32	99.99	2.03	0.40
E033101-77	53.21	0.14	3.54	1.97	0.00	17.18	1.44	21.76	1.26	100.50	1.67	0.33
E033101-78	53.26	0.43	6.95	2.65	0.00	14.25	0.98	19.55	2.55	100.62	2.25	0.44
E033101-79	51.65	0.50	6.80	2.30	0.01	14.63	1.43	19.52	2.20	99.04	1.96	0.38
E033101-80	54.03	0.06	2.75	2.03	0.00	17.08	0.86	21.85	0.51	99.17	1.73	0.34
E033101-81	53.20	0.15	5.60	2.22	0.00	15.53	1.27	21.40	1.90	101.27	1.89	0.37
E033101-82	54.47	0.04	7.43	2.79	0.11	13.43	1.20	18.17	3.56	101.20	2.37	0.47
E033101-83	51.85	0.34	7.30	2.36	0.00	14.99	1.09	19.52	2.54	99.99	2.01	0.39
E033101-84	53.34	0.26	4.19	2.30	0.00	16.42	1.31	22.15	1.06	101.03	1.96	0.38
E033101-85	51.41	0.12	2.78	2.04	0.01	17.85	1.18	22.45	0.97	98.81	1.73	0.34
E033101-86	52.63	0.04	6.89	2.30	0.02	15.13	1.63	19.13	2.87	100.64	1.96	0.38
E033101-87	53.47	0.09	4.12	2.07	0.00	16.25	2.02	20.85	1.81	100.68	1.76	0.35
E033101-88	52.75	0.20	5.84	2.37	0.00	15.14	1.23	20.38	1.75	99.66	2.01	0.40
E033101-89	54.06	0.03	3.85	2.23	0.00	17.20	1.04	21.69	0.81	100.91	1.90	0.37
E033101-90	53.51	0.01	5.80	2.19	0.01	14.45	1.45	19.59	2.55	99.56	1.86	0.37
E033101-91	51.47	0.12	4.63	2.90	0.04	19.08	1.63	18.77	1.06	99.70	2.47	0.48
E033101-92	52.97	0.26	6.06	2.27	0.00	15.24	1.38	20.35	2.19	100.72	1.93	0.38
E033101-93	52.67	0.12	5.69	2.26	0.00	14.29	1.68	20.05	1.81	98.57	1.92	0.38
E033101-94	52.65	0.16	7.38	2.67	0.00	14.01	1.14	18.38	3.20	99.59	2.27	0.45
E033101-95	54.41	0.07	4.29	2.12	0.00	16.44	1.77	20.67	1.69	101.46	1.80	0.35
E033101-96	51.45	0.03	3.88	2.18	0.05	16.76	1.28	21.86	1.51	99.00	1.85	0.36
E033101-97	53.55	0.04	2.42	2.40	0.00	16.94	1.71	21.21	1.70	99.97	2.04	0.40
E033101-98	53.58	0.30	7.23	2.17	0.00	14.10	1.70	18.91	2.76	100.75	1.84	0.36
E033101-99	51.30	0.33	5.68	2.36	0.00	15.32	1.12	21.36	1.99	99.46	2.01	0.39
E033101-100	52.96	0.24	5.22	2.23	0.06	14.95	1.52	20.09	2.47	99.74	1.90	0.37
E033101-101	52.23	0.30	5.16	2.36	0.04	15.05	1.82	19.84	2.12	98.92	2.01	0.39
E033101-102	53.75	0.44	3.06	2.69	0.01	15.44	2.48	18.79	2.37	99.03	2.29	0.45
E033101-103	51.55	0.13	5.50	2.93	0.00	16.65	1.55	18.73	1.75	98.79	2.49	0.49
E033101-104	54.34	0.12	5.29	2.22	0.00	15.62	1.64	20.58	1.66	101.47	1.89	0.37
E033101-105	52.55	0.28	6.27	2.29	0.00	15.12	1.05	19.67	2.21	99.44	1.95	0.38
E033101-106	51.74	0.13	5.15	2.21	0.01	15.42	1.13	21.49	1.80	99.08	1.88	0.37
E033101-107	52.52	0.58	7.03	2.92	0.00	15.08	0.94	19.40	2.20	100.67	2.48	0.49
E033101-108	52.08	0.21	5.90	2.44	0.01	16.56	1.00	20.26	1.92	100.38	2.07	0.41
E033101-109	51.89	0.25	5.53	2.35	0.05	16.03	1.10	20.84	1.81	99.85	2.00	0.39
E033101-110	52.55	0.18	4.39	2.07	0.05	15.44	1.02	21.91	1.36	98.97	1.76	0.35
E033101-111	53.89	0.19	5.26	2.30	0.05	15.25	0.95	20.89	1.71	100.49	1.96	0.38
E033101-112	52.46	0.25	5.73	2.41	0.04	14.80	1.22	20.33	2.37	99.61	2.05	0.40
E033101-113	52.18	0.24	5.17	2.50	0.01	15.09	1.04	20.51	1.84	98.58	2.13	0.42
E033101-114	52.58	0.07	4.51	2.43	0.00	15.68	1.30	21.01	1.78	99.36	2.07	0.41
E033101-115	51.30	0.50	6.77	2.39	0.03	15.17	1.05	20.03	2.55	99.79	2.03	0.40
E033101-116	52.13	0.24	5.44	2.74	0.06	17.31	1.41	18.96	1.06	99.35	2.33	0.46
E033101-117	51.86	0.31	5.26	2.27	0.03	15.19	1.38	20.52	1.99	98.81	1.93	0.38



Tabela 5.4 - Continuação

Amostra	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO <sub>t</sub>	MnO	MgO	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	Na <sub>2</sub> O	TOTAL	FeO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
E033101-118	52.20	0.49	7.51	2.48	0.00	13.76	1.44	18.40	2.82	99.10	2.11	0.41
E033101-119	52.74	0.10	4.46	2.39	0.01	16.94	0.97	21.03	0.84	99.48	2.03	0.40
E033101-120	52.18	0.39	5.66	2.59	0.03	15.03	1.49	20.05	1.90	99.32	2.20	0.43
E033101-121	53.10	0.06	3.16	2.68	0.00	16.60	1.38	20.70	0.91	98.59	2.28	0.45
E033101-122	53.29	0.42	6.98	2.42	0.00	13.94	1.14	18.47	2.46	99.12	2.06	0.40
E033101-123	52.61	0.64	6.66	3.11	0.00	15.38	1.42	19.02	1.85	100.69	2.64	0.52
E033101-124	51.25	0.32	5.45	2.54	0.10	16.15	1.26	20.40	1.36	98.83	2.16	0.42
E033101-125	53.35	0.03	4.57	2.26	0.00	16.08	1.21	20.97	1.45	99.92	1.92	0.38
E033101-126	52.66	0.36	7.79	2.43	0.01	13.80	1.01	18.56	3.05	99.67	2.07	0.41
E033101-127	52.12	0.33	7.77	2.52	0.00	13.71	0.81	18.50	3.10	98.86	2.14	0.42
E033101-128	52.65	0.32	7.57	2.70	0.05	14.17	1.28	18.66	2.82	100.22	2.30	0.45
E033101-129	51.78	0.30	7.10	2.59	0.01	14.58	0.72	19.62	2.54	99.24	2.20	0.43
E033101-130	51.51	0.42	6.68	2.36	0.00	14.08	1.26	19.34	2.49	98.14	2.01	0.39
E033101-131	51.06	0.04	5.17	2.38	0.00	15.66	1.21	21.10	1.21	97.83	2.02	0.40
E033101-132	52.06	0.04	4.86	2.83	0.00	16.52	1.41	19.18	1.30	98.20	2.41	0.47
E033101-133	51.36	0.27	5.18	2.83	0.07	15.79	1.92	18.10	1.61	97.13	2.41	0.47
E033101-134	51.15	0.42	7.58	2.65	0.03	13.71	0.90	19.27	2.97	98.68	2.25	0.44
E033101-135	50.59	0.25	5.26	2.31	0.00	15.40	1.12	19.85	1.92	96.70	1.96	0.39
E033101-136	51.04	0.47	6.48	2.29	0.00	14.72	1.12	19.91	2.28	98.31	1.95	0.38
E033101-137	53.27	0.76	4.53	3.34	0.01	15.82	2.04	17.76	2.19	99.72	2.84	0.56
E033101-138	52.28	0.14	6.99	2.77	0.06	13.89	1.21	18.55	2.82	98.71	2.35	0.46
E033101-139	50.58	0.48	7.04	2.56	0.00	15.16	0.94	19.17	1.68	97.61	2.18	0.43
E033101-140	52.16	0.17	5.63	2.45	0.03	14.65	1.02	21.00	1.93	99.04	2.08	0.41
E033101-141	50.76	0.19	5.62	2.41	0.05	15.71	1.16	20.73	2.05	98.68	2.05	0.40
E033101-142	50.18	0.42	6.01	2.62	0.00	15.39	0.89	19.26	1.44	96.21	2.23	0.44
E033101-143	51.41	0.37	6.17	2.43	0.01	14.47	0.74	20.10	2.69	98.39	2.07	0.41
E033101-144	51.67	0.10	3.50	2.17	0.00	17.68	0.94	21.22	1.23	98.51	1.84	0.36
E033101-145	52.28	0.61	6.99	2.41	0.00	13.84	1.12	19.87	2.97	100.09	2.05	0.40
E033101-146	53.23	0.17	6.45	2.51	0.02	14.74	0.95	18.80	2.75	99.62	2.13	0.42
E033101-147	51.47	0.33	8.03	2.34	0.00	13.11	0.76	18.30	3.21	97.55	1.99	0.39
E033101-148	50.64	0.33	6.72	2.79	0.00	14.56	0.76	18.70	2.07	96.57	2.37	0.47
E033101-149	52.52	0.47	7.14	2.51	0.04	13.53	1.11	18.24	3.37	98.93	2.13	0.42
E033101-150	52.26	0.35	6.93	2.71	0.00	14.27	0.86	18.68	2.61	98.67	2.30	0.45
E033101-151	51.49	0.49	8.07	2.38	0.03	13.81	0.75	18.42	3.12	98.56	2.02	0.40
E033101-152	51.36	0.13	5.88	2.52	0.06	14.15	1.01	18.42	2.48	96.01	2.14	0.42
E033101-153	51.83	0.54	6.90	2.38	0.00	14.56	1.19	19.34	2.28	99.02	2.02	0.40
E033101-154	51.71	0.47	6.49	2.41	0.00	13.77	0.99	19.89	2.53	98.26	2.05	0.40
E033101-155	52.56	0.20	5.95	2.18	0.04	14.85	0.89	20.32	1.65	98.64	1.85	0.36
E033101-156	50.54	0.49	6.48	2.51	0.02	15.09	0.94	19.31	1.50	96.88	2.13	0.42
E033101-157	51.10	0.47	3.97	2.47	0.07	16.34	1.32	21.02	1.09	97.85	2.10	0.41
E033101-158	52.59	0.10	3.88	2.46	0.00	17.24	0.78	21.32	0.93	99.30	2.09	0.41
E033101-159	50.07	0.52	5.92	2.29	0.01	14.87	1.35	20.17	2.26	97.46	1.95	0.38
E033101-160	52.38	0.41	7.20	2.09	0.06	13.19	1.15	18.40	3.28	98.16	1.78	0.35
E033101-161	50.55	0.41	6.80	2.44	0.03	14.46	1.15	18.94	2.78	97.56	2.07	0.41
E033101-162	51.79	0.28	5.46	2.52	0.03	16.47	1.02	20.01	1.03	98.61	2.14	0.42
E033101-163	52.81	0.29	5.84	2.55	0.00	15.53	1.39	19.87	2.41	100.69	2.17	0.43
E033101-164	50.76	0.68	7.55	2.44	0.00	14.60	1.03	19.14	2.19	98.39	2.07	0.41
E033101-165	52.32	0.21	5.87	2.19	0.06	14.32	1.46	19.51	2.16	98.10	1.86	0.37
E033101-166	51.79	0.11	4.68	2.27	0.03	16.21	1.29	20.23	0.91	97.52	1.93	0.38
E033101-167	52.61	0.26	5.33	2.22	0.00	15.17	1.40	19.74	2.14	98.87	1.89	0.37
E033101-168	52.26	0.11	4.24	2.46	0.01	17.08	1.26	20.85	1.15	99.42	2.09	0.41
E033101-169	51.70	0.17	5.43	2.23	0.07	14.93	1.01	19.26	2.10	96.90	1.90	0.37
E033101-170	51.82	0.36	6.34	2.41	0.00	13.85	1.61	19.53	2.63	98.55	2.05	0.40
E033101-171	51.11	0.28	7.08	2.50	0.00	14.55	0.96	19.28	3.08	98.84	2.13	0.42
E033101-172	51.31	0.32	6.68	2.43	0.02	14.17	1.52	19.02	2.59	98.06	2.07	0.41
E033101-173	51.39	0.30	5.31	2.26	0.07	14.62	1.41	19.86	1.78	97.00	1.92	0.38
E033101-174	52.29	0.26	5.89	2.23	0.00	15.13	1.32	19.43	2.04	98.59	1.90	0.37
E033101-175	50.92	0.44	6.01	2.17	0.01	16.36	0.93	20.81	1.44	99.09	1.84	0.36
E033101-176	51.43	0.27	6.40	2.34	0.04	14.16	1.16	18.66	2.31	96.77	1.99	0.39
E033101-177	51.57	0.41	7.97	2.22	0.05	14.20	0.85	18.72	3.07	99.06	1.89	0.37
E033101-178	51.53	0.33	7.27	2.62	0.03	14.32	1.23	18.87	2.65	98.85	2.23	0.44
E033101-179	52.21	0.29	5.59	2.48	0.00	16.56	0.96	19.80	1.44	99.33	2.11	0.41
E033101-180	53.26	0.27	7.97	2.38	0.01	14.23	1.13	18.58	2.68	100.51	2.02	0.40

Tabela 5.4 - Continuação

Amostra	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO <sub>t</sub>	MnO	MgO	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	Na <sub>2</sub> O	TOTAL	FeO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
E033101-181	52.31	0.19	6.64	3.25	0.03	17.01	1.06	18.09	1.49	100.07	2.76	0.54
E033101-182	52.81	0.55	6.27	2.11	0.01	14.98	1.36	20.05	2.56	100.70	1.79	0.35
E033101-183	52.90	0.12	4.79	2.25	0.03	15.49	0.98	21.10	1.78	99.44	1.91	0.38
E033101-184	52.95	0.20	5.59	2.39	0.00	15.54	0.99	20.38	2.12	100.16	2.03	0.40
E033101-185	52.95	0.09	5.78	2.27	0.01	14.81	1.64	18.66	2.90	99.11	1.93	0.38
E033101-186	52.14	0.32	7.66	2.52	0.00	13.64	1.18	18.44	3.19	99.09	2.14	0.42
E033101-187	52.35	0.21	5.13	2.51	0.00	15.23	1.36	20.61	1.78	99.18	2.13	0.42
E033101-188	52.77	0.24	7.67	2.19	0.04	13.66	1.10	19.17	2.58	99.42	1.86	0.37
E033101-189	51.94	0.25	3.76	3.12	0.03	18.35	1.60	18.95	1.03	99.03	2.65	0.52
E033101-190	51.82	0.55	7.46	2.48	0.00	14.99	0.65	19.20	2.74	99.89	2.11	0.41
E033101-191	53.02	0.16	7.36	2.87	0.03	14.39	0.78	18.34	3.15	100.10	2.44	0.48
E033101-192	53.33	0.23	4.94	2.22	0.04	16.28	1.52	20.16	1.97	100.69	1.89	0.37
E033101-193	52.15	0.65	6.15	2.37	0.00	14.66	0.84	20.51	1.84	99.17	2.01	0.40
E033101-194	52.70	0.27	5.13	2.34	0.00	15.99	1.21	19.66	1.27	98.57	1.99	0.39
E033101-195	52.71	0.48	7.52	2.33	0.02	13.47	0.97	18.65	2.77	98.92	1.98	0.39
E033101-196	51.88	0.16	6.31	2.53	0.02	14.87	1.12	19.38	2.25	98.52	2.15	0.42
E033101-197	52.69	0.35	7.24	2.55	0.03	14.03	0.91	18.94	2.72	99.46	2.17	0.43
E033101-198	52.87	0.36	3.67	2.17	0.00	16.62	1.13	21.22	1.21	99.25	1.84	0.36
E033101-199	51.91	0.17	5.98	3.31	0.03	17.54	1.06	19.27	0.48	99.75	2.81	0.55
E033101-200	53.41	0.36	7.28	2.49	0.00	13.13	1.36	17.52	2.97	98.52	2.12	0.42
N010680-01	53.17	0.21	4.17	2.23	0.04	16.09	1.33	21.79	1.63	100.66	1.90	0.37
N010680-02	53.42	0.46	5.53	2.57	0.06	15.71	1.44	21.25	1.59	102.03	2.18	0.43
N010680-03	52.84	0.50	6.57	2.51	0.09	15.07	0.92	20.52	1.99	101.01	2.13	0.42
N010680-04	52.48	0.49	6.90	2.54	0.07	14.46	0.91	20.09	2.39	100.33	2.16	0.42
N010680-05	53.72	0.15	5.13	2.62	0.09	16.75	1.25	20.70	1.45	101.86	2.23	0.44
N010680-06	54.00	0.20	5.71	2.47	0.05	15.19	1.49	19.91	2.25	101.27	2.10	0.41
N010680-07	52.32	0.51	6.92	2.30	0.09	14.27	0.93	20.42	2.21	99.97	1.96	0.38
N010680-08	52.37	0.47	7.53	2.76	0.08	14.42	0.82	20.71	2.27	101.43	2.35	0.46
N010680-09	53.12	0.51	8.20	2.72	0.07	13.53	1.00	19.42	2.99	101.56	2.31	0.45
N010680-10	52.53	0.46	6.42	2.80	0.04	15.07	0.60	20.84	2.13	100.89	2.38	0.47
N010680-11	52.54	0.42	7.21	2.41	0.09	13.89	1.30	19.62	2.58	100.06	2.05	0.40
N010680-12	53.19	0.31	5.95	3.28	0.04	16.00	1.55	19.63	1.90	101.85	2.79	0.55
N010680-13	52.94	0.12	3.98	2.31	0.07	17.30	1.08	21.70	0.99	100.49	1.96	0.39
N010680-14	51.35	0.11	5.64	3.43	0.10	17.39	1.28	19.36	0.89	99.55	2.92	0.57
N010680-15	53.09	0.48	7.22	2.60	0.07	13.92	1.10	19.86	2.62	100.96	2.21	0.43
N010680-16	52.74	0.21	5.70	2.49	0.05	14.96	1.02	20.47	2.07	99.71	2.12	0.42
N010680-17	52.78	1.00	2.75	3.99	0.14	15.64	2.37	18.31	2.33	99.31	3.39	0.67
N010680-18	52.70	0.23	5.09	2.67	0.08	15.80	1.19	20.56	1.44	99.76	2.27	0.45
N010680-19	53.67	0.31	6.17	2.56	0.02	15.02	0.90	20.29	2.22	101.16	2.18	0.43
N010680-20	54.07	0.05	2.27	2.11	0.04	17.60	1.00	22.62	0.70	100.46	1.79	0.35
N010680-21	51.18	0.42	6.37	2.46	0.06	15.09	1.00	20.52	1.94	99.04	2.09	0.41
N010680-22	5 3.53	0.33	6.44	2.38	0.06	14.53	1.04	20.97	2.16	47.91	2.02	0.40
N010680-23	53.38	0.37	5.29	2.49	0.06	15.45	1.02	21.23	1.62	100.91	2.12	0.42
N010680-24	52.64	0.05	3.27	2.53	0.06	16.58	1.21	21.21	0.79	98.34	2.15	0.42
N010680-25	52.11	0.42	5.73	2.40	0.03	15.15	0.94	20.64	1.88	99.30	2.04	0.40
N010680-26	53.06	0.27	5.08	2.52	0.04	15.33	1.05	21.08	1.88	100.31	2.14	0.42
N010680-27	53.08	0.13	4.37	2.39	0.13	15.10	2.00	20.54	2.02	99.76	2.03	0.40
N010680-28	53.25	0.19	4.62	2.29	0.07	15.88	1.28	21.63	1.61	100.82	1.95	0.38
N010680-29	54.32	0.11	7.44	2.75	0.07	13.31	1.01	18.45	3.29	100.75	2.34	0.46
N010680-30	52.98	0.23	5.13	2.36	0.10	15.50	1.15	21.54	1.63	100.62	2.01	0.39
N010680-31	52.03	0.25	6.50	2.20	0.09	14.19	1.34	19.44	2.70	98.74	1.87	0.37
N010680-32	52.07	0.29	6.81	2.46	0.12	13.65	1.76	18.97	3.00	99.13	2.09	0.41
N010680-33	53.06	0.30	5.68	2.87	0.09	17.20	1.36	20.25	1.00	101.81	2.44	0.48
N010680-34	52.74	0.27	5.74	2.64	0.06	15.78	1.26	20.09	1.44	100.02	2.24	0.44
N010680-35	54.07	0.61	3.59	3.01	0.12	16.73	2.10	19.92	1.68	101.83	2.56	0.50
N010680-36	52.74	0.28	6.05	2.35	0.08	14.82	0.99	21.47	1.76	100.54	2.00	0.39
N010680-37	50.85	0.33	5.88	2.44	0.10	15.49	1.03	21.11	1.80	99.03	2.07	0.41
N010680-38	53.29	0.31	7.02	2.55	0.08	14.88	0.86	20.99	2.01	101.99	2.17	0.43
N010680-39	51.67	0.60	5.53	2.60	0.06	15.47	0.88	23.17	1.17	101.15	2.21	0.43
N010680-40	52.44	0.28	5.30	2.72	0.07	16.68	1.59	20.14	1.52	100.74	2.31	0.45
N010680-41	53.29	0.42	8.01	2.53	0.08	13.25	0.99	18.98	3.05	100.60	2.15	0.42
N010680-42	53.38	0.59	5.81	3.31	0.09	15.76	1.29	20.53	1.54	102.30	2.81	0.55
N010680-43	53.72	0.20	6.74	2.60	0.09	13.54	1.45	18.34	3.26	99.94	2.21	0.43

Tabela 5.4 - Final

Amostra	SiO2	TiO2	Al2O3	FeOt	MnO	MgO	Cr2O3	CaO	Na2O	TOTAL	FeO	Fe2O3
N010680-44	52.31	0.25	5.64	2.78	0.11	15.39	0.91	20.99	1.58	99.96	2.36	0.46
N010680-45	53.57	0.24	6.44	2.57	0.08	14.42	0.94	19.83	2.51	100.60	2.18	0.43
N010680-46	52.76	0.22	5.55	2.97	0.05	15.58	1.00	20.40	1.54	100.07	2.52	0.50
N010680-47	52.02	0.39	5.89	2.37	0.09	14.79	0.85	20.65	1.80	98.85	2.01	0.40
N010680-48	53.42	0.29	6.08	2.54	0.09	14.95	0.99	20.61	2.08	101.05	2.16	0.42
N010680-49	52.91	0.09	4.24	2.85	0.04	18.74	1.28	20.66	0.61	101.42	2.42	0.48
N010680-50	53.73	0.13	4.87	2.31	0.06	15.80	1.00	21.62	1.15	100.67	1.96	0.39
N010680-51	53.17	0.08	5.67	2.35	0.11	14.76	1.45	20.68	3.19	101.46	2.00	0.39
N010680-52	53.45	0.20	5.44	2.51	0.08	15.06	1.20	20.89	2.82	101.65	2.13	0.42
N010680-53	52.77	0.44	6.41	2.57	0.11	14.80	0.99	21.22	2.51	101.82	2.18	0.43
N010680-54	52.52	0.38	7.20	2.41	0.08	13.83	1.09	20.77	2.93	101.21	2.05	0.40
N010680-55	52.41	0.25	6.08	3.45	0.09	15.75	1.75	18.87	3.14	101.79	2.93	0.58
N010680-56	52.89	0.11	4.16	2.64	0.09	16.56	1.04	21.79	1.86	101.14	2.24	0.44
N010680-57	52.39	0.48	5.63	2.40	0.08	14.64	1.54	21.10	2.87	101.13	2.04	0.40
N010680-58	52.39	0.42	8.09	2.42	0.08	13.08	1.20	19.27	4.31	101.26	2.06	0.40
N010680-59	51.09	0.41	7.21	2.46	0.08	14.51	0.95	20.54	3.25	100.50	2.09	0.41
N010680-60	53.18	0.11	3.61	2.15	0.04	16.19	1.37	22.19	1.92	100.76	1.83	0.36
N010680-61	52.74	0.41	7.25	2.53	0.09	14.03	1.02	20.20	3.05	101.32	2.15	0.42
N010680-62	53.37	0.36	6.89	2.56	0.08	13.95	1.06	20.19	3.43	101.89	2.18	0.43
N010680-63	52.46	0.30	8.23	2.59	0.07	13.47	0.99	19.01	4.45	101.57	2.20	0.43
N010680-64	52.11	0.14	4.98	2.44	0.05	15.46	1.27	20.98	2.33	99.76	2.07	0.41
N010680-65	53.58	0.22	5.12	2.19	0.10	15.50	1.09	21.31	1.99	99.11	1.86	0.37
N010680-66	53.86	0.12	4.65	2.38	0.07	16.74	0.93	31.68	1.18	110.43	2.02	0.40
N010680-67	52.65	0.24	5.58	3.28	0.07	17.94	1.48	19.14	1.42	100.38	2.79	0.55
N010680-68	49.60	0.24	5.65	2.54	0.05	16.46	0.67	21.70	1.88	96.91	2.16	0.42
N010680-69	51.49	0.08	5.54	3.23	0.09	17.86	1.17	20.22	0.96	100.64	2.75	0.54
N010680-70	51.90	0.40	6.93	2.75	0.12	14.44	1.15	20.50	3.24	101.43	2.34	0.46
N010680-71	52.71	0.23	7.21	2.13	0.06	13.88	1.10	20.19	3.48	100.99	1.81	0.36
N010680-72	52.76	0.21	6.47	2.35	0.10	14.61	1.38	20.78	2.91	101.57	2.00	0.39
N010680-73	52.48	0.37	6.19	2.30	0.05	15.28	1.13	21.03	2.94	101.40	1.96	0.38
N010680-74	52.33	0.12	3.47	2.47	0.11	17.20	1.46	21.77	1.66	100.59	2.10	0.41
N010680-75	52.71	0.33	7.61	2.56	0.09	14.11	1.35	19.10	3.95	101.81	2.18	0.43
N010680-76	49.53	0.27	5.61	2.22	0.05	15.78	0.71	21.78	2.29	98.24	1.89	0.37
N010680-77	53.01	0.14	4.87	2.60	0.08	16.45	1.08	21.98	1.72	101.93	2.21	0.43
N010680-78	52.01	0.06	3.26	2.06	0.04	15.84	2.12	20.51	2.31	98.21	1.75	0.34
N010680-79	51.02	0.45	6.23	2.21	0.06	14.92	0.86	21.33	2.50	99.58	1.88	0.37
N010680-80	50.09	0.30	3.81	3.59	0.09	15.85	0.75	23.24	1.19	98.91	3.05	0.60
N010680-81	52.39	0.26	6.54	2.53	0.02	14.64	1.20	20.79	3.05	101.42	2.15	0.42
N010680-82	51.57	0.22	5.43	2.45	0.03	14.89	1.16	21.57	2.46	99.78	2.08	0.41
N010680-83	52.29	0.20	5.90	2.30	0.12	15.31	1.11	22.13	2.19	101.55	1.96	0.38
N010680-84	52.11	0.23	6.02	2.22	0.05	14.72	1.66	20.80	3.27	101.08	1.89	0.37
N010680-85	52.38	0.26	5.71	2.47	0.12	15.01	1.24	21.56	2.47	101.22	2.10	0.41
N010680-86	52.66	0.36	7.06	2.39	0.10	14.11	1.22	19.70	3.33	100.93	2.03	0.40
N010680-87	52.33	0.13	4.54	2.39	0.10	16.90	1.27	21.83	1.68	101.17	2.03	0.40
N010680-88	52.47	0.33	7.29	2.60	0.11	14.13	1.04	19.87	3.58	101.42	2.21	0.43
N010680-89	52.72	0.24	7.02	2.40	0.01	14.03	1.12	20.36	3.42	101.32	2.04	0.40
N010680-90	50.96	0.25	5.62	2.33	0.09	15.31	1.40	20.61	3.11	99.68	1.98	0.39
N010680-91	53.03	0.12	4.73	2.31	0.07	15.78	1.04	21.98	2.05	101.11	1.96	0.39

Razão FeO/FeO\*=0,85; Fe2O3=(FeO\*-FeO)\*1.1113

**Tabela 5.5 - Resultados de análises de ilmenitas de Santa Fé**

Amostra	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO8	MnO	MgO	Cr2O3	CaO	Na2O	TOTAL	FeO	Fe2O3
E033101-01	0.00	49.24	0.85	43.07	0.29	6.43	0.00	0.03	0.00	99.91	36.61	7.18
E033101-02	0.00	51.61	0.93	36.67	0.27	10.21	0.00	0.09	0.00	99.78	31.17	6.11
E033101-03	0.00	45.50	0.96	44.20	0.27	7.22	0.00	0.02	0.00	98.17	37.57	7.37
E033101-04	0.00	42.59	0.89	48.24	0.26	5.10	0.00	0.00	0.05	97.13	41.00	8.04
E033101-05	0.00	47.30	0.84	45.60	0.28	5.13	0.04	0.00	0.00	99.19	38.76	7.60
E033101-06	0.01	46.71	0.25	50.88	0.45	1.21	0.00	0.00	0.00	99.51	43.25	8.48
E033101-07	0.01	49.08	0.57	45.17	0.32	5.05	0.05	0.02	0.00	100.27	38.39	7.53
E033101-08	0.00	52.98	1.21	34.68	0.18	10.95	0.10	0.00	0.05	100.15	29.48	5.78
E033101-09	0.00	45.73	1.15	46.96	0.21	4.97	0.00	0.00	0.21	99.23	39.92	7.83
E033101-10	0.01	46.12	0.84	46.58	0.31	5.13	0.00	0.04	0.05	99.08	39.59	7.76
E033101-11	0.00	47.29	0.76	44.44	0.28	5.46	0.00	0.00	0.00	98.23	37.77	7.41
E033101-12	0.00	50.98	1.47	37.53	0.16	9.24	0.44	0.03	0.00	99.85	31.90	6.26
E033101-13	0.04	48.98	1.05	43.96	0.21	6.19	0.00	0.02	0.00	100.45	37.37	7.33
E033101-14	0.00	47.19	0.73	45.33	0.30	5.10	0.00	0.00	0.11	98.76	38.53	7.56
E033101-15	0.00	47.36	0.50	46.18	0.29	5.86	0.00	0.00	0.26	100.45	39.25	7.70
E033101-16	0.01	53.36	0.62	35.72	0.27	10.73	0.00	0.01	0.00	100.72	30.36	5.95
E033101-17	0.00	48.46	0.57	45.27	0.28	5.66	0.00	0.03	0.00	100.27	38.48	7.55
E033101-18	0.00	48.14	0.69	44.55	0.26	6.17	0.00	0.04	0.21	100.06	37.87	7.43
E033101-19	0.07	46.09	0.77	45.75	0.26	5.63	0.00	0.01	0.00	98.58	38.89	7.63
E033101-20	0.00	47.03	0.42	44.92	0.25	6.14	0.00	0.05	0.16	98.97	38.18	7.49
E033101-21	0.01	45.96	0.97	45.51	0.18	5.04	0.00	0.05	0.00	97.72	38.68	7.59
E033101-22	0.03	40.60	0.60	54.25	0.19	2.92	0.00	0.00	0.00	98.59	46.11	9.04
E033101-23	0.00	44.61	0.88	48.20	0.22	4.63	0.00	0.00	0.00	98.54	40.97	8.03
E033101-24	0.00	48.89	0.70	44.23	0.29	5.32	0.00	0.00	0.05	99.48	37.60	7.37
E033101-25	0.03	46.32	0.76	44.93	0.22	5.65	0.01	0.01	0.16	98.09	38.19	7.49
E033101-26	0.00	47.64	0.40	44.15	0.31	5.88	0.00	0.00	0.00	98.38	37.53	7.36
E033101-27	0.00	47.35	0.79	43.87	0.22	5.63	0.00	0.01	0.00	97.87	37.29	7.31
E033101-28	0.03	48.53	0.67	43.78	0.18	5.12	0.00	0.00	0.00	98.31	37.21	7.30
E033101-29	0.00	47.52	0.89	44.76	0.26	6.12	0.00	0.00	0.00	99.55	38.05	7.46
E033101-30	0.00	43.09	1.01	48.61	0.27	4.39	0.00	0.03	0.00	97.40	41.32	8.10
E033101-31	0.01	46.12	0.94	44.93	0.26	4.97	0.00	0.00	0.00	97.23	38.19	7.49
E033101-32	0.01	48.46	0.86	42.80	0.36	5.42	0.00	0.00	0.00	97.91	36.38	7.13
E033101-33	0.01	48.62	0.58	45.23	0.24	5.15	0.00	0.02	0.16	100.01	38.45	7.54
E033101-34	0.04	48.60	0.67	43.45	0.27	6.26	0.00	0.00	0.00	99.29	36.93	7.24
E033101-35	0.00	49.48	0.77	41.06	0.44	7.77	0.00	0.05	0.00	99.57	34.90	6.84
E033101-36	0.00	42.28	0.99	50.22	0.24	3.85	0.00	0.02	0.00	97.60	42.69	8.37
E033101-37	0.01	48.29	0.96	43.86	0.12	5.86	0.00	0.00	0.16	99.26	37.28	7.31
E033101-38	0.00	46.68	0.62	44.80	0.21	5.09	0.00	0.02	0.21	97.63	38.08	7.47
E033101-39	0.03	47.31	0.44	44.15	0.28	5.62	0.00	0.04	0.10	97.97	37.53	7.36
E033101-40	0.00	47.91	1.14	44.63	0.23	5.88	0.00	0.00	0.00	99.79	37.94	7.44
E033101-41	0.01	48.15	1.15	43.80	0.26	5.93	0.00	0.00	0.00	99.30	37.23	7.30
E033101-42	0.00	48.62	0.69	44.53	0.23	5.55	0.00	0.01	0.21	99.84	37.85	7.42
E033101-43	0.01	48.21	0.50	42.84	0.25	6.46	0.00	0.01	0.00	98.28	36.41	7.14
E033101-44	0.01	47.79	0.91	44.30	0.24	5.06	0.00	0.03	0.00	98.34	37.66	7.38
E033101-45	0.00	45.88	0.87	48.08	0.24	4.08	0.00	0.00	0.00	99.15	40.87	8.01
E033101-46	0.00	47.71	0.73	43.30	0.15	5.64	0.00	0.00	0.00	97.53	36.81	7.22
E033101-47	0.00	47.54	0.65	44.70	0.32	5.00	0.00	0.00	0.00	98.21	38.00	7.45
E033101-48	0.01	47.30	0.73	44.78	0.20	5.25	0.00	0.00	0.00	98.27	38.06	7.46
E033101-49	0.09	47.99	1.09	43.39	0.26	5.75	0.00	0.00	0.00	98.57	36.88	7.23
E033101-50	0.00	47.25	0.77	44.17	0.22	5.64	0.00	0.00	0.00	98.05	37.54	7.36
E033101-51	0.00	39.40	0.50	53.82	0.24	3.79	0.06	0.03	0.00	97.84	45.75	8.97
E033101-52	0.00	47.26	0.68	44.38	0.30	5.65	0.00	0.02	0.00	98.29	37.72	7.40
E033101-53	0.00	47.80	0.80	44.83	0.36	5.79	0.00	0.05	0.00	99.63	38.11	7.47
E033101-54	0.00	48.26	0.89	43.38	0.19	6.39	0.00	0.02	0.15	99.28	36.87	7.23
E033101-55	0.06	40.18	1.18	51.00	0.17	3.90	0.00	0.02	0.00	96.51	43.35	8.50
E033101-56	0.00	47.22	0.72	45.39	0.26	5.06	0.00	0.05	0.00	98.70	38.58	7.57
E033101-57	0.00	47.89	0.82	44.37	0.31	6.12	0.00	0.00	0.00	99.51	37.71	7.40

Tabela 5.5 - Final

Amostra	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO8	MnO	MgO	Cr2O3	CaO	Na2O	TOTAL	FeO	Fe2O3
E033101-58	0.00	46.27	0.70	45.15	0.28	5.89	0.02	0.08	0.16	98.55	38.38	7.53
E033101-59	0.06	46.17	0.74	46.41	0.26	6.09	0.00	0.00	0.00	99.73	39.45	7.74
E033101-60	0.00	46.31	0.68	44.34	0.28	5.75	0.00	0.04	0.21	97.61	37.69	7.39
E033101-61	0.03	48.03	0.91	44.68	0.24	5.66	0.00	0.02	0.00	99.57	37.98	7.45
E033101-62	0.03	47.30	1.05	44.41	0.29	5.63	0.00	0.00	0.00	98.71	37.75	7.40
E033101-63	0.00	48.87	0.97	43.86	0.22	5.63	0.00	0.00	0.00	99.55	37.28	7.31
E033101-64	0.04	46.45	1.01	44.94	0.29	5.71	0.00	0.02	0.00	98.46	38.20	7.49
E033101-65	0.01	48.14	0.91	44.32	0.28	6.02	0.00	0.00	0.00	99.68	37.67	7.39
E033101-66	0.00	47.91	0.91	44.16	0.25	5.88	0.00	0.02	0.00	99.13	37.54	7.36
E033101-67	0.00	47.26	0.66	44.71	0.21	5.53	0.00	0.00	0.00	98.37	38.00	7.45
E033101-68	0.00	47.06	0.82	46.37	0.31	5.09	0.00	0.05	0.00	99.70	39.41	7.73
E033101-69	0.00	47.21	1.31	44.87	0.23	5.54	0.00	0.04	0.05	99.25	38.14	7.48
E033101-70	0.06	47.34	0.82	46.13	0.18	5.36	0.00	0.02	0.00	99.91	39.21	7.69
E033101-71	0.00	49.35	0.68	43.82	0.22	6.02	0.00	0.01	0.00	100.10	37.25	7.30
E033101-72	0.00	52.78	1.02	34.81	0.20	10.43	0.00	0.08	0.05	99.37	29.59	5.80
E033101-73	0.03	46.18	0.98	47.57	0.21	4.92	0.00	0.00	0.00	99.89	40.43	7.93
E033101-74	0.00	48.11	0.94	44.96	0.34	5.28	0.00	0.00	0.00	99.63	38.22	7.49
E033101-75	0.00	47.63	0.43	45.73	0.26	5.69	0.00	0.00	0.00	99.74	38.87	7.62
E033101-76	0.00	48.73	0.55	44.21	0.18	6.05	0.00	0.00	0.00	99.72	37.58	7.37
E033101-77	0.01	46.43	0.67	48.18	0.27	4.31	0.00	0.00	0.00	99.87	40.95	8.03
E033101-78	0.03	41.17	0.79	51.97	0.24	4.23	0.00	0.00	0.00	98.43	44.17	8.66
E033101-79	0.00	52.56	1.02	34.17	0.19	11.12	0.00	0.02	0.14	99.22	29.04	5.70
E033101-80	0.00	48.53	0.78	45.55	0.29	5.08	0.00	0.00	0.00	100.23	38.72	7.59
E033101-81	0.03	47.08	0.90	45.63	0.21	5.63	0.00	0.00	0.21	99.69	38.79	7.61
E033101-82	0.08	42.87	1.08	49.90	0.26	4.44	0.00	0.03	0.32	98.98	42.42	8.32
E033101-83	0.03	46.64	0.97	45.76	0.19	5.19	0.00	0.00	0.00	98.78	38.90	7.63
E033101-84	0.00	45.16	1.02	49.00	0.28	4.73	0.00	0.00	0.00	100.19	41.65	8.17
E033101-85	0.00	48.90	0.87	44.27	0.30	5.21	0.00	0.01	0.21	99.77	37.63	7.38
E033101-86	0.01	47.78	1.25	45.43	0.25	5.92	0.00	0.02	0.05	100.71	38.62	7.57
E033101-87	0.03	47.56	0.59	44.50	0.18	6.65	0.08	0.01	0.00	99.60	37.83	7.42
E033101-88	0.00	47.55	0.51	45.04	0.23	5.36	0.00	0.02	0.00	98.71	38.28	7.51
E033101-89	0.00	48.03	0.90	44.88	0.26	5.56	0.00	0.00	0.10	99.73	38.15	7.48
E033101-90	0.00	47.87	0.64	46.18	0.25	4.98	0.00	0.00	0.05	99.97	39.25	7.70
E033101-91	0.00	49.92	0.72	43.23	0.20	5.83	0.00	0.02	0.00	99.92	36.75	7.21
E033101-92	0.06	47.53	0.57	45.76	0.22	6.01	0.00	0.02	0.10	100.27	38.90	7.63
E033101-93	0.00	53.08	1.12	31.66	0.16	12.39	1.02	0.00	0.24	99.67	26.91	5.28
N010807-01	0.04	49.42	0.44	46.70	0.47	4.31	0.03	0.05	0.00	101.46	39.70	7.78
N010807-02	0.02	49.76	0.89	44.86	0.26	5.65	0.04	0.03	0.00	101.51	38.13	7.48
N010807-03	0.00	48.37	0.87	46.14	0.27	5.07	0.08	0.04	0.00	100.84	39.22	7.69
N010807-04	0.02	49.53	0.62	45.70	0.28	5.29	0.01	0.02	0.00	101.47	38.85	7.62
N010807-05	0.00	49.07	0.61	46.21	0.31	5.29	0.03	0.02	0.00	101.54	39.28	7.70
N010807-06	0.04	41.87	0.59	53.98	0.30	2.55	0.06	0.03	0.00	99.42	45.88	9.00
N010807-07	0.00	46.92	0.90	48.51	0.23	4.51	0.04	0.03	0.00	101.14	41.23	8.09
N010807-08	0.00	49.36	0.69	45.41	0.29	5.71	0.04	0.01	0.00	101.51	38.60	7.57
N010807-09	0.02	49.44	0.88	44.58	0.29	5.82	0.05	0.03	0.00	101.11	37.89	7.43
N010807-10	0.01	44.99	0.83	49.69	0.31	4.34	0.05	0.02	0.00	100.24	42.24	8.28
N010807-11	0.03	48.03	0.69	45.55	0.30	5.62	0.15	0.02	0.00	100.39	38.72	7.59
N010807-12	0.00	54.63	1.08	32.08	0.32	11.63	0.95	0.04	0.00	100.73	27.27	5.35
N010807-13	0.00	48.21	0.84	46.04	0.24	4.82	0.02	0.00	0.00	100.17	39.13	7.67
N010807-14	0.04	43.50	0.51	52.34	0.33	2.66	0.06	0.00	0.00	99.44	44.49	8.72
N010807-15	0.03	49.53	0.66	43.77	0.33	5.53	0.07	0.07	0.00	99.99	37.20	7.30
N010807-16	0.06	46.91	0.10	52.50	1.30	0.54	0.05	0.00	0.00	101.46	44.63	8.75
N010807-17	0.02	49.02	0.70	45.89	0.31	5.20	0.00	0.00	0.00	101.14	39.01	7.65
N010807-18	0.03	45.24	0.84	50.00	0.32	4.02	0.06	0.02	0.00	100.53	42.50	8.33
N010807-19	0.01	45.06	0.79	49.11	0.23	4.05	0.00	0.02	0.00	99.27	41.74	8.19
N010807-20	0.05	48.36	0.99	43.85	0.21	6.36	0.02	0.04	0.00	99.88	37.27	7.31
N010807-21	0.00	48.71	0.71	44.86	0.31	5.51	0.02	0.00	0.00	100.12	38.13	7.48
N010807-22	0.02	49.30	1.04	43.97	0.16	6.28	0.02	0.03	0.00	100.82	37.37	7.33
N010807-23	0.04	45.75	0.78	49.45	0.25	4.66	0.00	0.00	0.00	100.93	42.03	8.24

Razão FeO/FeO\*=0,85; Fe2O3=(FeO\*-FeO)\*1.1113

**Tabela 5.6 - Resultados de análises de espinélios de Santa Fé**

Amostra	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO*	MnO	MgO	Cr2O3	CaO	Na2O	TOTAL	FeO	Fe2O3
E033101-01	0.03	0.62	41.76	13.49	0.08	19.75	23.25	0.00	0.00	98.95	11.47	2.25
E033101-02	0.31	0.44	40.23	15.35	0.05	17.87	25.24	0.02	0.15	99.35	13.05	2.56
E033101-03	0.09	0.27	44.26	13.10	0.02	20.59	23.07	0.00	0.18	101.49	11.14	2.18
E033101-04	0.00	0.84	35.77	20.10	0.05	16.04	27.48	0.00	0.12	100.40	17.09	3.35
E033101-05	0.18	0.39	49.10	11.39	0.01	21.12	17.23	0.00	0.03	99.27	9.68	1.90
E033101-06	0.18	0.02	30.04	12.90	0.15	17.18	40.73	0.00	0.00	101.02	10.97	2.15
E033101-07	0.10	0.04	29.66	12.78	0.06	17.76	40.04	0.00	0.08	100.42	10.86	2.13
E033101-08	0.03	0.12	51.69	11.95	0.07	20.78	16.70	0.00	0.00	101.31	10.16	1.99
E033101-09	0.03	0.21	25.47	12.63	0.08	15.39	45.74	0.00	0.04	99.56	10.74	2.11
E033101-10	0.02	0.72	43.01	16.15	0.02	19.89	20.43	0.00	0.04	100.26	13.73	2.69
E033101-11	0.03	0.16	51.72	11.66	0.04	21.23	14.35	0.00	0.00	99.16	9.91	1.94
E033101-12	0.00	0.20	33.35	13.15	0.09	17.41	33.55	0.03	0.00	97.78	11.18	2.19
E033101-13	0.05	0.19	55.02	12.47	0.03	20.57	10.23	0.00	0.03	98.54	10.60	2.08
E033101-14	0.03	0.22	36.51	14.39	0.01	18.64	31.13	0.00	0.04	100.94	12.23	2.40
E033101-15	0.05	0.03	37.98	13.84	0.10	17.82	29.89	0.00	0.00	99.66	11.76	2.31
E033101-16	0.00	0.11	43.86	12.68	0.00	18.99	24.04	0.00	0.00	99.68	10.78	2.11
E033101-17	0.05	0.84	29.36	13.96	0.03	18.47	37.62	0.00	0.00	100.28	11.87	2.33
E033101-18	0.00	0.16	41.07	13.08	0.00	18.93	25.47	0.00	0.07	98.78	11.12	2.18
E033101-19	0.00	0.11	42.88	12.11	0.03	18.91	25.24	0.00	0.15	99.43	10.29	2.02
E033101-20	0.00	0.00	57.29	10.85	0.00	21.46	10.54	0.00	0.00	100.14	9.22	1.81
E033101-21	0.05	0.53	29.57	15.96	0.10	17.98	36.86	0.00	0.00	101.00	13.57	2.66
E033101-22	0.05	0.30	31.70	15.34	0.02	16.80	35.58	0.00	0.00	99.74	13.04	2.56
E033101-23	0.07	0.09	51.50	11.97	0.00	21.23	14.50	0.00	0.13	99.42	10.17	2.00
E033101-24	0.03	0.20	51.37	12.51	0.00	20.77	16.11	0.00	0.00	100.96	10.63	2.09
E033101-25	0.03	0.25	36.27	14.22	0.12	18.04	32.07	0.00	0.00	100.97	12.09	2.37
E033101-26	0.00	0.01	55.77	11.48	0.02	21.44	10.84	0.00	0.00	99.56	9.76	1.91
E033101-27	0.07	0.27	55.56	12.78	0.05	21.23	10.53	0.00	0.00	100.42	10.86	2.13
E033101-28	0.16	0.07	49.34	11.68	0.00	20.72	17.80	0.00	0.00	99.61	9.93	1.95
E033101-29	0.07	0.02	35.58	12.29	0.11	17.82	33.79	0.00	0.00	99.61	10.45	2.05
E033101-30	0.00	0.48	23.48	15.19	0.15	15.77	42.64	0.00	0.00	97.71	12.91	2.53
E033101-31	0.02	0.03	32.23	12.92	0.01	17.67	38.00	0.00	0.04	100.90	10.98	2.15
E033101-32	0.03	3.28	26.33	18.24	0.20	17.17	35.75	0.00	0.00	100.97	15.50	3.04
E033101-33	0.00	0.65	40.28	18.72	0.11	17.39	23.93	0.00	0.00	101.08	15.91	3.12
E033101-34	0.02	0.68	45.84	14.75	0.09	19.62	19.59	0.00	0.15	100.72	12.54	2.46
E033101-35	0.03	0.58	43.26	12.90	0.11	20.22	23.90	0.00	0.00	100.97	10.97	2.15
E033101-36	0.05	0.47	42.54	12.79	0.02	20.11	22.57	0.00	0.04	98.54	10.87	2.13
E033101-37	0.12	0.23	32.93	18.74	0.13	16.64	31.81	0.01	0.00	100.49	15.93	3.12
E033101-38	0.08	0.18	33.94	14.72	0.02	18.27	33.56	0.00	0.00	100.69	12.51	2.45
E033101-39	0.02	0.12	47.88	12.90	0.07	20.23	18.54	0.00	0.00	99.74	10.97	2.15
E033101-40	0.00	0.04	52.22	11.71	0.00	20.92	15.51	0.00	0.00	100.40	9.95	1.95
E033101-41	0.07	0.08	38.10	13.30	0.08	19.18	28.06	0.00	0.00	98.80	11.31	2.22
E033101-42	0.16	0.19	51.90	10.31	0.06	20.90	16.62	0.00	0.00	99.98	8.76	1.72
E033101-43	0.02	0.38	23.20	15.42	0.13	16.43	45.36	0.00	0.00	100.92	13.11	2.57
E033101-44	0.00	0.16	48.10	12.48	0.09	20.59	19.38	0.00	0.04	100.84	10.61	2.08
E033101-45	0.02	0.24	46.59	13.28	0.10	18.73	20.37	0.00	0.07	99.38	11.29	2.21
E033101-46	0.31	0.11	43.77	12.13	0.00	20.45	23.76	0.00	0.00	100.22	10.31	2.02
E033101-47	0.22	0.30	33.75	12.55	0.13	17.97	34.47	0.00	0.00	99.17	10.67	2.09
E033101-48	0.19	2.26	35.65	27.81	0.09	15.57	18.64	0.03	0.00	100.05	23.64	4.64
E033101-49	0.00	0.08	57.98	10.72	0.00	21.92	9.33	0.00	0.00	100.03	9.11	1.79
E033101-50	0.00	0.08	45.35	12.50	0.03	20.37	21.41	0.00	0.04	99.78	10.63	2.08
E033101-51	0.16	0.32	52.47	13.00	0.09	20.36	13.11	0.00	0.00	99.35	11.05	2.17
E033101-52	0.03	0.03	18.14	16.91	0.10	14.27	50.12	0.00	0.00	99.57	14.37	2.82
E033101-53	0.02	1.23	43.50	17.24	0.01	18.24	19.54	0.00	0.00	99.76	14.65	2.87
E033101-54	0.02	0.00	49.96	11.75	0.04	19.97	17.95	0.00	0.00	99.67	9.99	1.96
E033101-55	0.08	0.04	20.42	15.41	0.11	13.96	49.58	0.00	0.04	99.56	13.10	2.57

Tabela 5.6 - Continuação

Amostra	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO*	MnO	MgO	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	Na <sub>2</sub> O	TOTAL	FeO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
E033101-56	0.12	0.15	24.96	13.86	0.11	17.25	42.15	0.00	0.04	98.52	11.78	2.31
E033101-57	0.07	0.07	54.98	12.73	0.01	20.22	13.12	0.00	0.13	101.26	10.82	2.12
E033101-58	0.00	1.37	29.43	18.00	0.08	16.22	33.82	0.00	0.00	98.92	15.30	3.00
E033101-59	0.00	0.08	59.77	10.20	0.00	21.38	8.33	0.00	0.19	99.95	8.67	1.70
E033101-60	0.07	0.98	35.72	14.98	0.07	18.28	30.52	0.00	0.00	100.55	12.73	2.50
E033101-61	0.02	0.10	56.41	12.27	0.02	20.34	10.56	0.00	0.00	99.70	10.43	2.05
E033101-62	0.00	0.00	17.47	15.89	0.14	14.24	50.26	0.00	0.00	98.00	13.51	2.65
E033101-63	0.02	0.08	44.55	11.96	0.16	18.23	24.58	0.00	0.00	99.56	10.17	1.99
E033101-64	0.02	0.36	36.60	13.92	0.05	18.06	29.30	0.00	0.00	98.29	11.83	2.32
E033101-65	0.10	0.49	29.04	13.47	0.11	16.76	38.44	0.00	0.04	98.35	11.45	2.25
E033101-66	0.00	0.00	36.36	14.46	0.13	16.41	31.09	0.00	0.04	98.49	12.29	2.41
E033101-67	0.30	0.68	20.15	16.70	0.13	14.80	47.07	0.00	0.04	99.57	14.20	2.78
E033101-68	0.00	0.00	22.26	14.67	0.13	15.93	46.35	0.00	0.09	99.43	12.47	2.45
E033101-69	0.10	0.16	43.32	11.14	0.03	18.11	25.68	0.00	0.18	98.62	9.47	1.86
E033101-70	0.02	0.00	18.11	16.32	0.10	14.75	49.91	0.00	0.00	99.19	13.87	2.72
E033101-71	0.05	0.56	38.74	13.51	0.10	16.49	28.69	0.00	0.12	98.21	11.48	2.25
E033101-72	0.09	0.08	31.78	13.50	0.10	17.70	36.29	0.00	0.08	99.53	11.48	2.25
E033101-73	0.07	1.67	28.45	15.69	0.09	17.50	34.85	0.00	0.04	98.29	13.34	2.62
E033101-74	0.00	0.16	43.13	12.42	0.02	18.63	25.15	0.00	0.00	99.51	10.56	2.07
E033101-75	0.07	0.77	22.06	16.55	0.05	15.79	43.13	0.00	0.00	98.35	14.07	2.76
E033101-76	0.00	0.10	38.74	12.52	0.00	17.84	30.67	0.00	0.00	99.87	10.64	2.09
E033101-77	0.02	0.04	38.59	12.40	0.00	19.32	28.59	0.00	0.00	98.94	10.54	2.07
E033101-78	0.03	0.28	26.30	14.57	0.05	16.55	41.69	0.00	0.00	99.44	12.38	2.43
E033101-79	0.04	0.17	36.53	12.68	0.05	17.65	30.55	0.03	0.04	97.70	10.78	2.11
E033101-80	0.10	0.46	40.52	17.13	0.00	16.99	24.73	0.00	0.00	99.83	14.56	2.86
E033101-81	0.03	0.92	24.04	17.99	0.12	14.59	41.38	0.00	0.00	99.04	15.29	3.00
E033101-82	0.05	0.02	34.33	13.83	0.05	16.34	33.97	0.00	0.12	98.66	11.76	2.31
E033101-83	0.15	2.47	31.61	28.88	0.13	15.67	19.57	0.01	0.00	98.34	24.55	4.81
E033101-84	0.02	0.47	45.09	13.96	0.00	19.09	20.90	0.00	0.07	99.58	11.87	2.33
E033101-85	0.00	0.24	49.89	11.62	0.09	20.02	18.05	0.00	0.00	99.91	9.88	1.94
E033101-86	0.14	0.09	45.23	11.98	0.03	19.68	21.30	0.00	0.00	98.31	10.18	2.00
E033101-87	0.05	0.63	34.61	14.30	0.04	17.19	32.42	0.00	0.00	99.19	12.16	2.38
E033101-88	0.00	0.19	41.70	13.10	0.04	19.69	25.70	0.00	0.00	100.42	11.14	2.18
E033101-89	0.02	0.25	43.42	13.67	0.00	19.69	22.45	0.00	0.00	99.48	11.62	2.28
E033101-90	0.02	0.69	40.43	13.08	0.20	19.73	25.25	0.00	0.19	99.57	11.12	2.18
E033101-91	0.00	0.17	40.72	13.10	0.09	19.47	25.58	0.00	0.00	99.13	11.14	2.18
E033101-92	0.07	0.74	37.66	13.01	0.12	19.54	29.08	0.00	0.00	100.15	11.06	2.17
E033101-93	0.00	0.41	24.69	14.52	0.07	14.51	44.31	0.00	0.13	98.64	12.34	2.42
E033101-94	0.03	0.59	28.57	15.77	0.08	16.55	39.29	0.00	0.00	100.85	13.40	2.63
E033101-95	0.11	0.06	48.34	12.26	0.04	20.18	18.95	0.00	0.00	99.83	10.42	2.04
E033101-96	0.04	0.17	54.29	10.16	0.00	21.58	13.33	0.00	0.00	99.53	8.64	1.69
E033101-97	0.04	0.20	46.45	12.93	0.04	19.73	20.99	0.00	0.00	100.34	10.99	2.16
E033101-98	0.05	1.16	20.31	23.19	0.18	11.68	44.09	0.00	0.00	100.61	19.71	3.87
E033101-99	0.05	1.79	27.06	16.91	0.08	16.49	37.35	0.00	0.04	99.72	14.37	2.82
E033101-100	0.02	0.02	47.84	11.89	0.04	19.12	20.11	0.00	0.00	99.02	10.11	1.98
E033101-101	0.02	0.06	55.22	11.58	0.10	21.34	12.27	0.01	0.00	100.58	9.84	1.93
E033101-102	0.00	0.03	60.31	10.66	0.01	21.06	9.35	0.00	0.00	101.42	9.06	1.78
E033101-103	0.02	0.00	58.32	10.09	0.00	21.48	10.49	0.00	0.06	100.44	8.58	1.68
E033101-104	0.00	0.26	53.47	11.83	0.00	20.73	14.31	0.00	0.00	100.60	10.06	1.97
E033101-105	0.10	2.21	23.21	17.11	0.13	17.00	41.38	0.00	0.00	101.04	14.54	2.85
E033101-106	0.02	0.10	49.02	12.14	0.08	20.04	19.92	0.00	0.00	101.30	10.32	2.02
E033101-107	0.04	0.03	44.12	12.49	0.09	20.35	23.03	0.00	0.07	100.18	10.62	2.08
E033101-108	0.05	0.22	39.90	13.47	0.02	19.62	27.16	0.00	0.00	100.39	11.45	2.25
E033101-109	0.05	1.19	33.68	14.99	0.11	17.88	32.48	0.00	0.04	100.37	12.74	2.50
E033101-110	0.00	0.00	56.40	11.02	0.05	20.81	11.66	0.00	0.00	99.94	9.37	1.84
E033101-111	0.00	0.00	55.01	11.39	0.03	21.27	12.96	0.00	0.03	100.69	9.68	1.90
E033101-112	0.02	0.35	41.73	14.64	0.09	18.84	24.89	0.00	0.00	100.54	12.44	2.44

Tabela 5.6 - Continuação

Amostra	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO*	MnO	MgO	Cr2O3	CaO	Na2O	TOTAL	FeO	Fe2O3
E033101-113	0.00	0.00	59.11	11.02	0.01	20.89	9.06	0.00	0.00	100.09	9.37	1.84
E033101-114	0.00	0.06	41.45	12.89	0.00	17.79	28.92	0.00	0.19	101.30	10.96	2.15
E033101-115	0.00	0.11	53.72	11.15	0.01	20.37	14.31	0.00	0.00	99.67	9.48	1.86
E033101-116	0.04	0.01	61.42	11.34	0.00	21.53	6.97	0.00	0.00	101.27	9.64	1.89
E033101-117	0.00	0.03	60.16	10.79	0.05	21.05	8.41	0.00	0.00	100.49	9.17	1.80
E033101-118	0.02	0.95	38.08	15.68	0.06	18.41	27.21	0.00	0.04	100.43	13.33	2.61
E033101-119	0.11	0.27	49.00	13.42	0.04	21.12	17.62	0.00	0.00	101.47	11.41	2.24
E033101-120	0.00	0.01	60.80	10.68	0.03	21.46	7.30	0.00	0.00	100.28	9.08	1.78
E033101-121	0.07	1.46	41.27	16.26	0.10	18.78	21.24	0.00	0.00	99.11	13.82	2.71
E033101-122	0.00	0.83	43.81	13.83	0.07	19.41	21.80	0.00	0.00	99.75	11.76	2.31
E033101-123	0.14	0.15	36.38	12.53	0.05	18.57	32.11	0.00	0.00	99.79	10.65	2.09
E033101-124	0.00	0.00	56.35	10.63	0.02	21.24	11.46	0.00	0.19	99.89	9.04	1.77
E033101-125	0.08	0.18	29.12	14.10	0.13	16.11	39.87	0.00	0.08	99.59	11.99	2.35
E033101-126	0.02	0.00	58.91	10.92	0.00	21.74	9.60	0.00	0.00	101.17	9.28	1.82
E033101-127	0.11	0.24	48.21	11.53	0.03	21.20	19.11	0.00	0.00	100.32	9.80	1.92
E033101-128	0.07	0.92	45.05	15.23	0.08	19.98	19.55	0.00	0.00	100.81	12.95	2.54
E033101-129	0.02	0.02	58.74	10.73	0.05	21.64	9.24	0.00	0.10	100.52	9.12	1.79
E033101-130	0.03	0.05	44.54	12.28	0.00	19.65	22.35	0.00	0.00	98.87	10.44	2.05
E033101-131	0.00	0.06	58.13	10.63	0.00	21.00	11.16	0.00	0.00	100.98	9.04	1.77
E033101-132	0.00	0.25	42.70	11.84	0.00	19.19	26.63	0.00	0.07	100.68	10.06	1.97
E033101-133	0.09	0.28	51.03	12.61	0.02	20.63	16.77	0.00	0.00	101.34	10.72	2.10
E033101-134	0.06	0.09	59.31	11.13	0.06	21.44	8.39	0.00	0.16	100.58	9.46	1.86
E033101-135	0.18	0.20	46.12	12.91	0.00	20.38	19.82	0.00	0.00	99.43	10.97	2.15
E033101-136	0.00	0.11	57.94	11.16	0.06	20.88	9.47	0.00	0.03	99.65	9.49	1.86
E033101-137	0.00	0.14	48.55	11.43	0.02	20.08	20.33	0.00	0.00	100.55	9.72	1.91
E033101-138	0.10	0.12	42.49	13.00	0.02	20.33	24.62	0.00	0.00	100.58	11.05	2.17
E033101-139	0.02	0.04	56.98	10.65	0.04	20.71	11.60	0.00	0.03	100.05	9.05	1.78
E033101-140	0.13	0.01	54.56	12.23	0.04	20.47	13.23	0.00	0.00	100.54	10.40	2.04
E033101-141	0.07	0.28	54.98	13.11	0.02	19.84	11.83	0.00	0.03	100.09	11.14	2.19
E033101-142	0.05	0.22	52.65	12.94	0.04	20.19	14.09	0.00	0.00	100.13	11.00	2.16
E033101-143	0.00	0.03	58.07	11.00	0.05	21.37	8.82	0.00	0.00	99.34	9.35	1.83
E033101-144	0.07	0.59	44.39	13.69	0.04	19.40	22.32	0.00	0.00	100.43	11.64	2.28
E033101-145	0.11	0.23	54.22	12.60	0.00	21.19	12.14	0.00	0.00	100.38	10.71	2.10
E033101-146	0.00	0.20	39.07	12.85	0.10	18.59	29.14	0.00	0.00	99.95	10.92	2.14
E033101-147	0.04	0.01	48.01	12.10	0.01	19.80	19.57	0.00	0.00	99.50	10.29	2.02
E033101-148	0.00	0.00	52.74	10.83	0.01	20.76	14.40	0.00	0.00	98.74	9.21	1.81
E033101-149	0.15	0.29	21.38	14.84	0.12	16.47	45.91	0.01	0.00	99.02	12.61	2.47
E033101-150	0.00	0.65	31.16	14.95	0.16	16.77	35.76	0.00	0.00	99.45	12.71	2.49
E033101-151	0.02	0.13	53.74	10.97	0.04	21.27	14.11	0.00	0.00	100.26	9.32	1.83
E033101-152	0.02	0.28	45.61	13.24	0.02	18.92	22.84	0.00	0.00	100.91	11.25	2.21
E033101-153	0.10	0.94	38.39	13.68	0.08	18.39	29.04	0.00	0.00	100.52	11.63	2.28
E033101-154	0.04	0.13	52.45	10.16	0.02	20.72	16.36	0.01	0.10	99.95	8.64	1.69
E033101-155	0.00	0.02	53.22	10.70	0.00	20.73	14.30	0.00	0.00	98.97	9.10	1.78
E033101-156	0.11	1.01	53.50	14.05	0.00	19.42	11.24	0.00	0.00	99.22	11.94	2.34
E033101-157	0.00	0.03	31.93	13.64	0.07	17.24	37.26	0.00	0.00	100.17	11.59	2.27
E033101-158	0.12	0.71	35.75	13.46	0.00	18.39	32.13	0.00	0.00	100.44	11.44	2.24
E033101-159	0.12	0.11	34.86	12.63	0.05	18.00	33.84	0.00	0.00	99.49	10.74	2.11
E033101-160	0.00	0.20	30.96	14.62	0.09	17.37	37.60	0.00	0.00	100.84	12.43	2.44
E033101-161	0.04	0.02	55.38	11.17	0.03	20.84	13.46	0.00	0.03	100.93	9.49	1.86
E033101-162	0.02	0.00	55.20	11.33	0.03	20.22	13.34	0.00	0.07	100.19	9.63	1.89
E033101-163	0.00	0.11	49.53	11.59	0.01	19.62	18.47	0.00	0.07	99.40	9.85	1.93
E033101-164	0.00	0.04	50.46	12.16	0.04	20.61	18.10	0.00	0.00	101.41	10.34	2.03
E033101-165	0.00	0.05	38.25	14.20	0.14	17.32	30.35	0.00	0.00	100.31	12.07	2.37
E033101-166	0.00	0.04	47.83	11.13	0.01	20.17	20.83	0.00	0.00	100.01	9.46	1.86
E033101-167	0.00	0.00	34.47	14.76	0.09	16.97	34.71	0.00	0.00	101.00	12.55	2.46
E033101-168	0.07	0.50	46.59	13.59	0.00	19.65	19.13	0.00	0.00	99.46	11.55	2.27
E033101-169	0.00	0.01	54.20	12.07	0.00	21.65	13.03	0.00	0.00	100.96	10.26	2.01



Tabela 5.6 - Continuação

Amostra	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO*	MnO	MgO	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	Na <sub>2</sub> O	TOTAL	FeO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
E033101-170	0.00	0.06	58.60	11.16	0.00	20.08	9.20	0.00	0.00	99.10	9.49	1.86
E033101-171	0.00	0.01	31.11	15.73	0.15	16.29	37.31	0.00	0.00	100.60	13.37	2.62
E033101-172	0.00	0.00	52.26	11.94	0.05	20.42	16.57	0.00	0.00	101.24	10.15	1.99
E033101-173	0.11	0.10	45.32	12.42	0.08	19.37	21.51	0.00	0.00	98.80	10.56	2.07
E033101-174	0.00	0.06	53.44	10.94	0.00	20.01	14.20	0.00	0.00	98.65	9.30	1.82
E033101-175	0.03	0.33	42.69	12.66	0.03	19.25	24.92	0.01	0.00	99.89	10.76	2.11
E033101-176	0.00	0.00	52.99	11.84	0.06	20.25	14.09	0.00	0.03	99.26	10.06	1.97
E033101-177	0.03	0.15	37.50	14.91	0.03	18.72	29.69	0.00	0.00	101.00	12.67	2.49
E033101-178	0.14	0.52	31.85	14.47	0.02	17.89	35.79	0.01	0.12	100.67	12.30	2.41
E033101-179	0.02	0.00	49.50	12.50	0.00	20.00	19.11	0.00	0.00	101.11	10.63	2.08
E033101-180	0.00	0.50	28.03	15.03	0.09	17.24	38.40	0.00	0.04	99.33	12.78	2.51
E033101-181	0.00	0.00	59.21	10.50	0.02	21.82	8.81	0.00	0.00	100.36	8.93	1.75
E033101-182	0.00	0.26	42.29	13.68	0.04	19.04	25.47	0.00	0.22	101.00	11.63	2.28
E033101-183	0.16	0.59	46.15	13.38	0.14	20.21	19.55	0.00	0.00	100.02	11.37	2.23
E033101-184	0.09	0.12	56.55	10.29	0.00	21.05	10.71	0.00	0.06	98.78	8.75	1.72
E033101-185	0.00	0.22	53.45	11.36	0.00	22.12	13.40	0.02	0.00	100.57	9.66	1.89
E033101-186	0.00	1.08	40.52	15.53	0.09	18.87	25.10	0.00	0.00	101.19	13.20	2.59
E033101-187	0.00	0.09	54.15	11.41	0.00	20.57	13.70	0.00	0.00	99.92	9.70	1.90
E033101-188	0.07	0.09	32.96	14.10	0.10	17.98	33.92	0.00	0.00	99.15	11.99	2.35
E033101-189	0.00	0.11	48.07	12.99	0.00	20.26	18.15	0.01	0.00	99.59	11.04	2.17
E033101-190	0.07	0.42	40.12	12.40	0.05	20.47	26.97	0.00	0.04	100.47	10.54	2.07
E033101-191	0.11	1.15	43.90	15.99	0.01	19.42	18.61	0.00	0.00	99.08	13.59	2.67
E033101-192	0.09	0.02	49.22	12.24	0.00	20.55	19.13	0.00	0.07	101.23	10.40	2.04
E033101-193	0.00	0.02	56.17	9.96	0.04	21.15	11.52	0.00	0.00	98.86	8.47	1.66
E033101-194	0.00	0.12	55.36	10.81	0.00	21.97	11.94	0.00	0.00	100.20	9.19	1.80
E033101-195	0.00	0.18	54.26	10.22	0.00	21.81	13.62	0.00	0.00	100.09	8.69	1.70
E033101-196	0.09	0.06	57.76	10.61	0.00	21.12	10.31	0.00	0.00	99.86	9.02	1.77
E033101-197	0.07	0.05	57.83	9.91	0.03	21.29	9.52	0.00	0.00	98.63	8.42	1.65
E033101-198	0.00	0.07	52.66	11.40	0.04	21.18	15.04	0.01	0.00	100.40	9.69	1.90
E033101-199	0.05	0.00	36.30	14.54	0.05	17.09	31.43	0.00	0.00	99.41	12.36	2.42
E033101-200	0.07	0.58	26.23	14.93	0.06	17.11	41.93	0.00	0.00	100.84	12.69	2.49
E033101-201	0.05	34.38	0.74	60.58	0.15	1.13	0.00	0.02	0.00	97.00	51.49	10.10
N010680-01	0.00	33.54	0.59	60.47	0.17	1.39	0.00	0.00	0.00	96.16	51.40	10.08
N010680-02	0.00	34.33	0.62	60.13	0.17	1.35	0.00	0.00	0.00	96.60	51.11	10.02
N010680-03	0.11	2.75	28.38	27.38	0.27	14.67	26.48	0.00	0.00	99.93	23.27	4.56
N010680-04	0.00	0.00	59.18	11.22	0.01	21.94	8.74	0.00	0.00	101.09	9.54	1.87
N010680-05	0.00	0.00	53.25	12.12	0.04	20.65	14.65	0.00	0.00	100.71	10.30	2.02
N010680-06	0.00	0.00	52.96	12.42	0.10	21.18	13.85	0.00	0.00	100.51	10.56	2.07
N010680-07	0.00	0.00	57.17	11.00	0.04	21.57	11.14	0.00	0.00	100.92	9.35	1.83
N010680-08	0.07	0.00	38.22	13.13	0.14	19.06	28.55	0.00	0.00	99.10	11.16	2.19
N010680-09	0.00	0.00	58.43	11.46	0.07	21.58	9.64	0.00	0.00	101.18	9.74	1.91
N010680-10	0.00	0.00	51.91	12.53	0.04	20.30	16.30	0.00	0.00	101.08	10.65	2.09
N010680-11	0.00	0.00	58.66	11.35	0.02	21.15	9.23	0.00	0.00	100.41	9.65	1.89
N010680-12	0.00	0.07	50.01	12.16	0.12	20.87	17.34	0.00	0.00	100.57	10.34	2.03
N010680-13	0.05	0.00	31.48	14.98	0.18	16.31	37.55	0.00	0.00	100.50	12.73	2.50
N010680-14	0.10	0.18	41.41	13.55	0.12	19.27	26.21	0.00	0.00	100.74	11.52	2.26
N010680-15	0.00	0.00	52.32	10.91	0.10	20.71	16.66	0.00	0.00	100.70	9.27	1.82
N010680-16	0.06	0.41	47.69	13.83	0.07	20.24	18.77	0.00	0.00	101.01	11.76	2.31
N010680-17	0.07	0.04	39.62	14.15	0.08	18.88	27.45	0.00	0.00	100.22	12.03	2.36
N010680-18	0.00	0.00	58.46	11.49	0.02	21.11	8.58	0.00	0.00	99.66	9.77	1.92
N010680-19	0.00	0.00	55.75	11.85	0.06	20.76	11.42	0.00	0.00	99.84	10.07	1.98
N010680-20	0.00	0.00	57.12	10.81	0.07	21.65	11.42	0.00	0.00	101.07	9.19	1.80
N010680-21	0.00	0.00	46.97	12.44	0.13	19.71	20.69	0.00	0.00	99.94	10.57	2.07
N010680-22	0.01	0.04	43.81	12.45	0.08	19.16	24.86	0.00	0.00	100.40	10.58	2.08
N010680-23	0.00	0.00	48.59	12.61	0.09	20.22	18.91	0.00	0.00	100.42	10.72	2.10
N010680-24	0.00	0.00	56.95	10.70	0.06	21.85	11.86	0.00	0.00	101.42	9.10	1.78
N010680-25	0.15	2.20	32.58	24.27	0.22	15.60	25.04	0.00	0.00	99.91	20.63	4.05

Tabela 5.6 - Final

Amostra	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO*	MnO	MgO	Cr2O3	CaO	Na2O	TOTAL	FeO	Fe2O3
N010680-26	0.29	3.48	26.95	32.88	0.36	13.57	21.56	0.00	0.00	98.80	27.95	5.48
N010680-27	0.00	0.00	56.50	11.80	0.05	20.78	9.37	0.00	0.00	98.50	10.03	1.97
N010680-28	0.00	0.00	55.16	11.46	0.07	21.44	12.09	0.00	0.00	100.22	9.74	1.91
N010680-29	0.00	0.00	56.92	10.96	0.04	21.24	9.80	0.00	0.00	98.96	9.32	1.83
N010680-30	0.00	0.00	59.65	10.65	0.00	21.50	7.95	0.00	0.00	99.75	9.05	1.78
N010680-31	0.00	0.00	57.24	11.29	0.03	21.38	11.18	0.00	0.00	101.12	9.60	1.88
N010680-32	0.00	0.00	59.45	11.06	0.05	21.35	9.48	0.00	0.00	101.39	9.40	1.84
N010680-33	0.00	0.00	52.66	12.11	0.11	20.22	14.52	0.00	0.00	99.62	10.29	2.02
N010680-34	0.00	0.00	51.46	11.84	0.01	19.60	15.19	0.00	0.00	98.10	10.06	1.97
N010680-35	0.00	0.00	58.04	10.89	0.03	21.28	10.38	0.00	0.00	100.62	9.26	1.82
N010680-36	0.00	0.00	56.43	10.50	0.02	21.47	10.05	0.00	0.00	98.47	8.93	1.75
N010680-37	0.09	0.25	47.16	13.64	0.08	19.08	18.14	0.00	0.00	98.35	11.59	2.27
N010680-38	0.00	0.00	58.10	11.26	0.00	20.97	8.48	0.00	0.00	98.81	9.57	1.88
N010680-39	0.12	0.72	45.23	17.56	0.06	18.52	17.61	0.00	0.00	99.70	14.93	2.93
N010680-40	0.00	0.00	58.15	10.76	0.03	21.04	10.18	0.00	0.00	100.16	9.15	1.79
N010680-41	0.00	0.00	54.46	12.65	0.00	19.32	12.48	0.00	0.00	98.91	10.75	2.11
N010680-42	0.02	0.04	53.04	10.65	0.07	21.50	15.48	0.00	0.00	100.78	9.05	1.78
N010680-43	0.00	0.00	49.25	12.80	0.11	20.63	15.22	0.00	0.00	98.01	10.88	2.13
N010680-44	0.10	0.00	44.94	11.76	0.09	20.00	22.63	0.00	0.00	99.42	10.00	1.96
N010680-45	0.00	0.00	56.48	11.07	0.00	21.30	10.45	0.00	0.00	99.30	9.41	1.85
N010680-46	0.00	0.00	54.55	11.01	0.02	21.06	10.66	0.00	0.00	97.30	9.36	1.84
N010680-47	0.40	0.00	46.58	12.03	0.09	20.67	19.89	0.00	0.00	99.26	10.23	2.01
N010680-48	0.00	0.00	53.18	11.59	0.05	20.81	12.86	0.00	0.00	98.49	9.85	1.93
N010680-49	0.00	0.00	56.95	11.15	0.01	21.30	9.52	0.00	0.00	98.93	9.48	1.86

## **CAPÍTULO VI – PETROGRAFIA E TEXTURAS**

No presente capítulo estão descritas as características petrográficas das rochas vulcânicas e subvulcânicas, com relação aos seus aspectos macroscópicos, considerando texturas e estruturas, bem como, aspectos microscópicos, mineralógicos e microtexturas. Para a caracterização das propriedades microscópicas, identificação mineralógica e microtexturais, foram utilizados principalmente, os textos básicos de Deer et al. (1996) e Hibbard (1995).

As terminologias empregadas na classificação e nomenclatura seguem àquelas propostas por Streckeisen (1976, 1978) e Le Maître (1989). As composições modais, por sua vez, refletem as proporções relativas dos minerais e foram obtidas a partir da contagem média de 600-1000 pontos por seção delgada, a depender da textura da rocha, utilizando-se um contador de pontos do tipo Swift (modelo F). Para a nomenclatura dos microgabros e rochas ultrabásicas foram usados os diagramas de classificação mostrado na Figura 6.1a e b, conforme proposta de Streckeisen (1976).

Foram estudadas 131 lâminas delgadas, das quais 57 com contagem modal (tabela 6.1, final do capítulo), assim subdivididas: 40 do Pico do Cabugi, 4 do Cabugzinho, 2 do Carcarazinho, 4 do Cabelo do Negro, 2 do Cabecinho, 8 de Serra Preta de Pedro Avelino, 5 de Serra Aguda, 2 da fazenda São Francisco, 1 de Serrinha, 1 de Santa Rita, 4 da fazenda São João, 4 de Serra Verde, 1 de Cabeço de João Felix, 5 do Cabeço do Neco, 1 de Pedra Preta, 17 de Serra Preta de Cerro Corá, 3 de Serra Preta de Bodó, 3 de Serrote Preto de São Tomé, 1 de Carnaubinha, 18 do Diatrema Santa Fé e 5 de xenólitos encontrados em basaltos.

O estudo petrográfico permitiu separar as rochas estudadas em pelo menos três famílias de rochas petrograficamente distintas: basaltos, microgabros e rochas peridotítica e eclogíticas/piroxeníticas que ocorrem como xenólitos. Os basaltos, por sua vez, foram subdivididos em basaltos de textura fina, basaltos de textura média (homogêneos) e basaltos microporfíricos (heterogêneos) às vezes brechado.

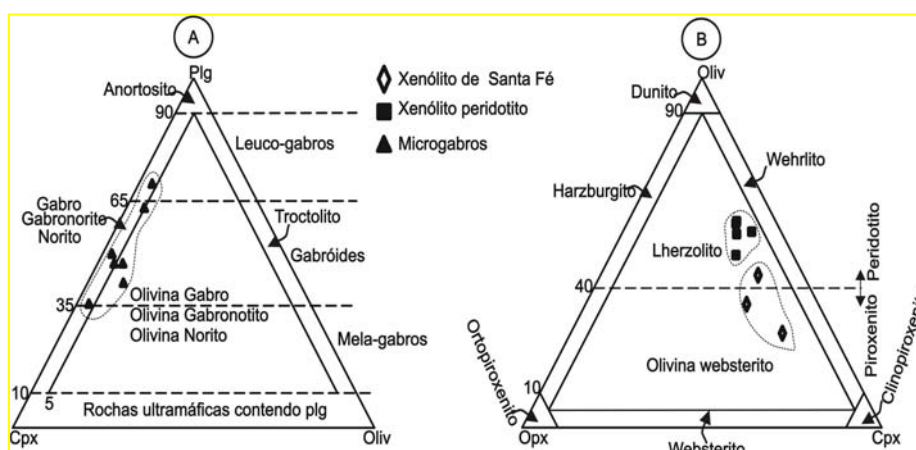


Figura 6.1 – Diagramas de classificação e nomenclatura. (A) Gabros e (B) rochas Ultramáficas (Streckeisen, 1976, 1978).

## 6.1 – BASALTOS

### 6.1.1 - Basaltos Finos

São encontrados nos corpos Cabeço de João Felix, Fazenda Santa Fé, Cabeço do Neco, Serrote Preto de São Tomé e Pedreira. Em amostra de mão, a rocha apresenta granulação fina, aspecto maciço, cor cinza escura a preta, podendo exibir uma textura fluidal ou vesicular. A matriz é formada principalmente por micrólitos de plagioclásio e clinopiroxênio em quantidades variadas, raros cristais de olivina e minerais opacos. Os microfenocristais são de plagioclásio, clinopiroxênio, olivina e minerais opacos. Podem ocorrer xenocristais de olivina, clinopiroxênio e plagioclásio (Prancha 6.1).

O plagioclásio ocorre principalmente na matriz e como raros fenocristais euédricos ou subédricos (Fotos 6.1a e 6.1b). Formam grãos alongados e em freqüente textura subofítica com o clinopiroxênio. São distinguidos pelo seu baixo relevo e a presença de geminação albita e/ou periclina podendo, também, serem vistos exibindo núcleos com textura em peneira (Foto 6.1c). Tipos ripiformes mostram-se alinhados, caracterizando uma textura traquitóide. Medidas dos ângulos de extinção na faixa de 35-40°, seguindo o método de Michael-Lévy, permitiram estimar composições aproximadas de An=62-72 (labradorita-bitownita).

A olivina ocorre como xenocristais, fenocristais e microfenocristais. Os

xenocristais são menos freqüentes e possuem hábito anédrico, fortemente fraturados, exibindo extinção ondulante e bordas de reabsorção ou de recristalização. Os fenocristais são euédricos ou subédricos, por vezes formando aglomerados de cristais (textura glomeroporfírica) ou são intergranulares (textura intergranular). As olivinas apresentam relevo alto, cores de interferência elevada e são biaxiais positivas, equivalendo aos tipos mais magnesianos, ricas no membro forsterita (Foto 6.1d). Quando alterada para serpentina ou indigita exibem cores esverdeadas ou castanho avermelhadas.

Os fenocristais de clinopiroxênio são raros e, quando presentes, são do tipo augita ou diopsídio, além de agregados microcristalinos contornando microxenocristais de quartzo (Foto 6.1b). Os cristais de augita e diopsídio são de difícil separação, todavia as augitas em geral se mostram com tonalidades marrons, em geral dependendo do teor de Ti, enquanto que os diopsídio são com tons esverdeados, geralmente relacionado com o teor de Cr. Ambos são fracamente pleocróicos, com relevo moderado e sinal ótico biaxial positivo. Os opacos definem uma fase intergranular da matriz ou estão associados à desestabilização da olivinas, principalmente.

### **6.1.2 - Basaltos Médios (Homogêneos)**

Os tipos homogêneos ocorrem nos centros vulcânicos Pico do Cabugi, Santa Rita, Pedreira, Serra Aguda e Serra Preta de Cerro Corá. São rochas com cor cinza escura a preta, granulação média, textura intermediária entre basaltos típicos e microgabros. A matriz é formada principalmente por microfenocristais de clinopiroxênio, ripas de plagioclásio, olivina, minerais opacos e raro vidro vulcânico. As fases de fenocristais são compostas por clinopiroxênio, olivina, plagioclásio e opacos. Distinguem-se dos basaltos finos pela ausência de xenólitos do manto, presença de raros xenocristais e menor quantidade de matriz criptocristalina (Prancha 6.2).

O clinopiroxênio ocorre principalmente como fenocristais de Ti-augita formando agregados cristalinos junto com olivina e plagioclásio (Foto 6.2a). São cristais euédricos, zonados, com sinal ótico biaxial positivo. Observa-se, ainda,

que o clinopiroxênio é englobado parcialmente por ripas de plagioclásio, caracterizando a textura subofítica. A olivina ocorre como fenocristais euédricos ou subédricos de tamanhos variados, ou em grânulos e microfenocristais na matriz (Foto 6.2b). Também pode ser vista como aglomerados de cristais, textura glomeroporfirítica e intergranular. Podem ocorrer, ainda, olivinas alteradas para serpentina (tons esverdeados) ou indigzita (tons acastanhados). O plagioclásio ocorre como fenocristais euédricos ou subédricos (0,4 a 3 mm), grãos ripiformes ou intercrescidos com clinopiroxênio (Foto 6.2a). Distinguem-se pelo seu baixo relevo e a geminação da albita. Medida do ângulo de extinção dos planos de geminação para estimar o teor de anortita, seguindo o método de Michel-Levy, produziram medidas na faixa de 30-40°, equivalendo a teores de An 52-72 (labradorita-bitownita). Os opacos são euédricos ou subédricos, ou de hábito irregular, originados da desestabilização de minerais ferromagnesianos (Fotos 6.2a e b).

### 6.1.3 - Basaltos Microporfiríticos

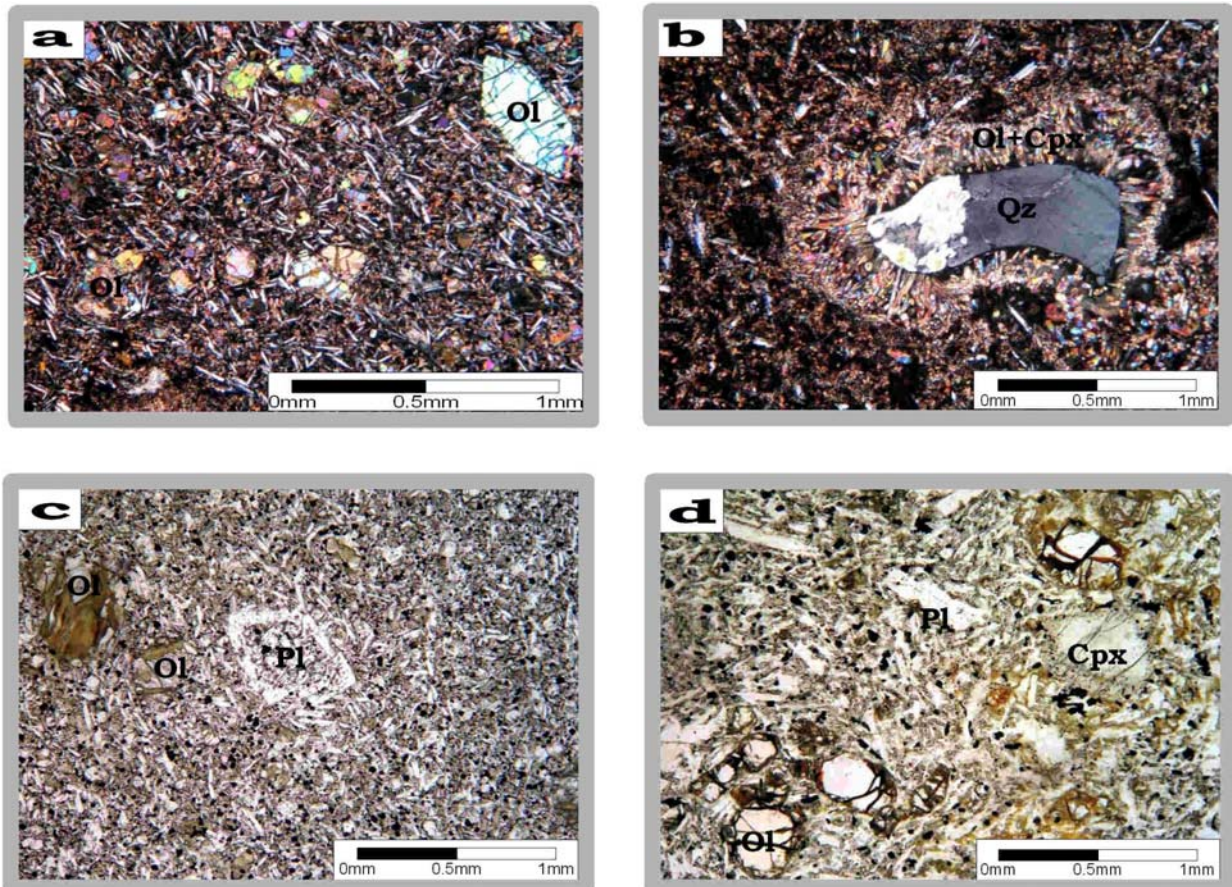
São os tipos mais abundantes e ocorrem preferencialmente nos corpos Cabeço do Neco, Serra Aguda, Pico do Cabugi, Serra Preta de Cerro Corá, Serra Preta de Pedro Avelino, Cabelo do Negro, Carcarazinho, Cabugizinho e Serra Preta de Bodó, além de outros *plugs* menores. Quando observados em amostras de mão, apresentam cor cinza escura e uma textura microporfirítica a porfirítica e xenocristais de olivina, piroxênios e xenólitos diversos. Abundantes xenólitos de peridotito, rochas crustais e fragmentos do basalto médio, são feições freqüentes, constituindo-se numa importante característica deste tipo de basalto. O tamanho dos xenocristais e xenólitos e a sua forma de distribuição na matriz confere a este tipo de rocha um aspecto brechado. Petrograficamente, essas amostras apresentam uma matriz formada por microcristais de clinopiroxênio, olivina e plagioclásio em proporções variadas, minerais opacos, nefelina e raro vidro intersticial. Os xenocristais e fenocristais são principalmente de olivina (0,5-3 mm) e clinopiroxênio (0,5-1 mm), podendo ocorrer ainda espinélio e ortopiroxênio (Pranchas 6.3 e 6.4).

As olivinas são de dois tipos: um grupo é formado por macrocristais (2-6

mm) anedrais ou xenocristais, fraturados, com extinção ondulante, exibindo formas embaiadas e crescimento microcristalino de clinopiroxênio ao seu redor, formando textura em corona. O outro grupo é formado por fenocristais e microfenocristais com formas euédricas ou subédricas (0,1-2 mm) com tamanho menor do que os xenocristais, por vezes apresentando sinais de cristalização incompleta. Os fenocristais de olivina distinguem-se dos xenocristais por suas formas euédricas ou subédricas, pouco fraturadas e ausência de extinção ondulante (Fotos 6.3a, b, c, h). A olivina é reconhecida por ser incolor, ter birrefringência alta e sinal ótico biaxial positivo, equivalendo aos termos ricos em forsterita. O clinopiroxênio, a exemplo da olivina, também ocorre como xenocristais e fenocristais (Foto 6.3b). Os primeiros são anédricos, verde claros, exibindo bordas de Ti-augita e textura esponjosa. Os fenocristais são euédricos ou subédricos, marrom pálido e sinal ótico biaxial positivo. O clinopiroxênio é em geral zonado, mostra geminação simples e textura esponjosa. A augita apresenta tons de incolor a marrom pálida, fracamente pleocróica e com birrefringência média. O diopsídio é verde claro mostrando bordas de recristalização formada por Ti-augita, definindo uma textura em corona (Foto 6.3e). Ortopiroxênio constitui principalmente os xenocristais de enstatita, às vezes se mostrando zonados, textura em corona, formada por agregados microcristalinos de olivina e clinopiroxênio. Ocorrem como xenocristais, com cor de birrefringência baixa (cinza), por vezes contendo finas lamelas de clinopiroxênio (exsolução de diopsídio), possivelmente relacionados aos processos de desagregação dos xenólitos peridotíticos durante o transporte do magma basáltico.

O plagioclásio é constituído por raros fenocristais subédricos e micrólitos (ripas) da matriz (Fotos 6.3a e 6.3d). Os primeiros apresentam granulação em torno de 0,5 a 2 mm, mostrando núcleos em desequilíbrio formando textura em peneira (Foto 6.3g). As feições óticas distintivas dos plagioclásios são o baixo relevo, cristais incolores, cores de birrefringência baixa e geminação albita/periclina. Este mineral ocorre predominantemente sob a forma de micrólitos na matriz, euédricos ou subédricos com tamanho máximo de 0,1 a 0,5 mm, parcialmente englobados por fenocristais de clinopiroxênio, texturas subofítica e traquítica associadas. Medidas entre 36-39° obtidas dos ângulos

de extinção pelo método de Michel-Lévy permitem estimar a composição do teor de An<sub>64-70</sub> (labradorita-bitawnita).

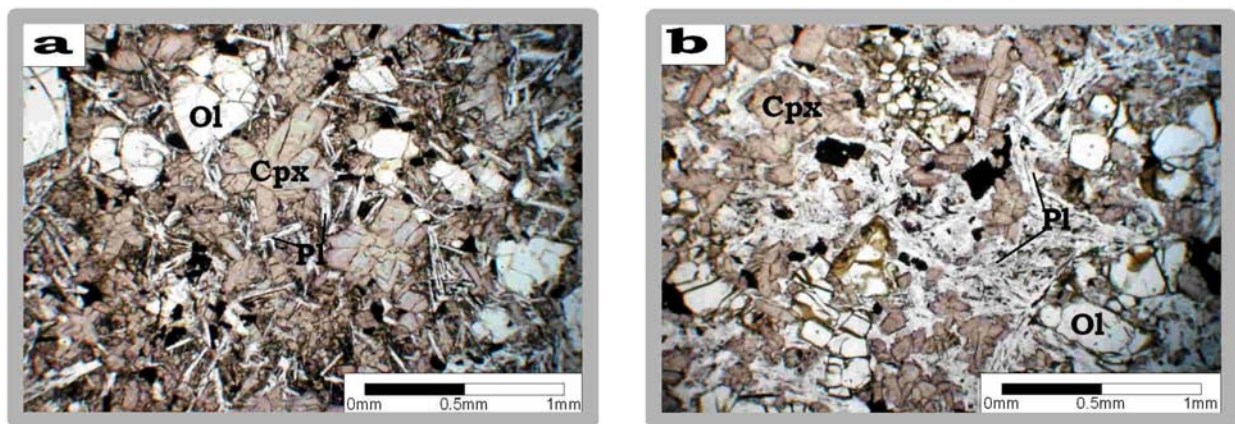


PRANCHA 6.1 - Aspectos microtexturais dos basaltos finos. (a) Microfenocristais de clinopiroxênio e olivina (amostra CC40) em matriz com abundantes micrólitos de plagioclásio. (b) Basalto amígdaloidal mostrando xenocristal de Quartzo (amostra CC40), contendo borda microcristalina de clinopiroxênio+olivina. (c) Olivina serpentinizada e plagioclásio (amostra ST8) com textura em peneira. (d) microfenocristais de olivina (amostra VD1) em matriz com textura traquítica, dada por orientação de micrólitos de plagioclásio. (Fotos em luz transmitida). Simbologia: Ol=Olivina, Cpx=clinopiroxênio, Pl=Plagioclásio, Qz=Quartzo.

Os espinélios pertencem predominantemente à fase de xenocristais, e mostram-se isolados na matriz e como inclusão em xenocristais de olivina e clinopiroxênio (Foto 6.3f). Apresentam uma coloração preta, castanho avermelhada ou amarelo-amarronzada, com formas arredondadas e bordas irregulares. As fraturas em arranjos paralelos podem ser o resultado da descompressão durante sua ascensão até a superfície dentro do magma

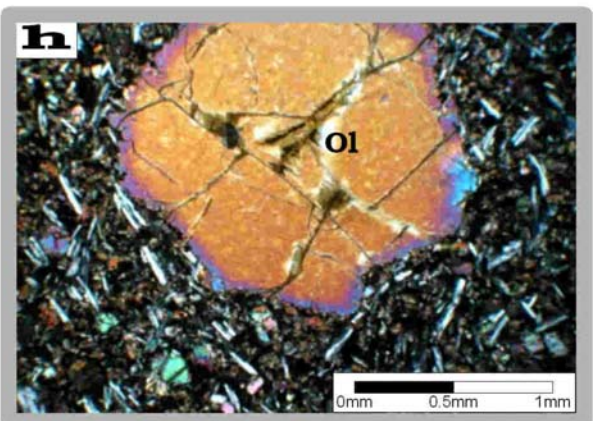
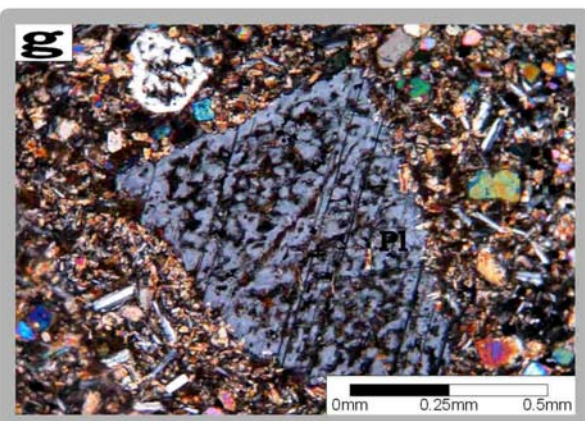
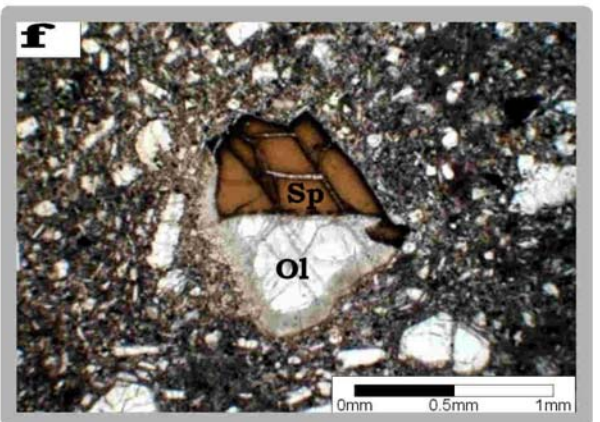
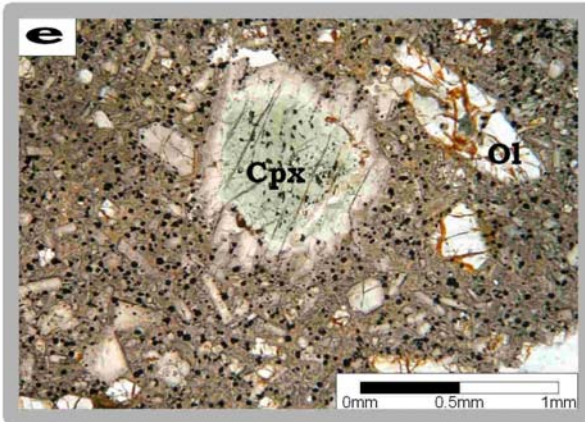
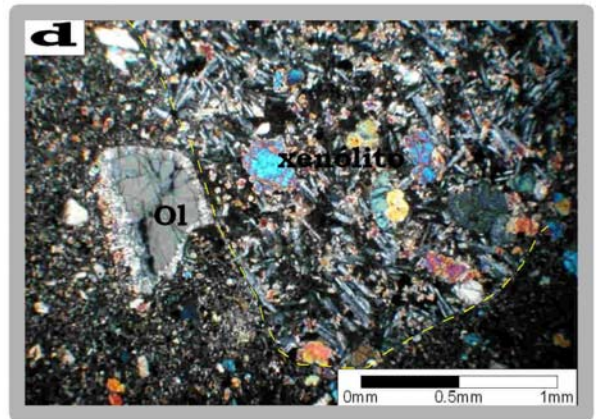
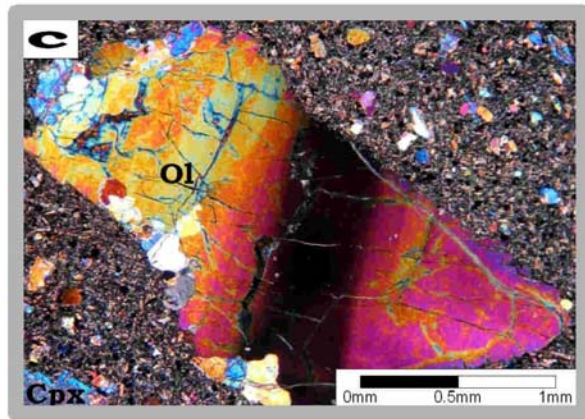
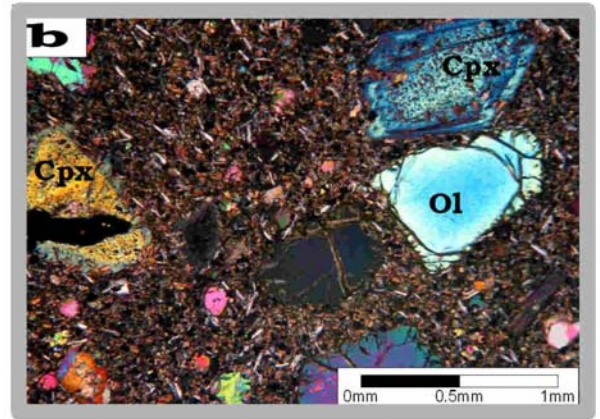
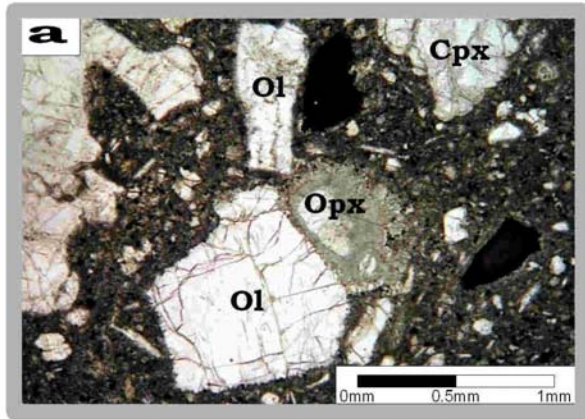


basáltico. Os opacos são euédricas ou subédricas, tamanho uniforme, geralmente relacionado a processos magmáticos e alteração de minerais ferromagnesianos. Estão dispersos de forma intergranular na matriz e ao longo de bordas de recristalização de olivinas e clinopiroxênios. Cristais de calcita intersticial ocorrem juntamente com quartzo, preenchendo amígdalas.



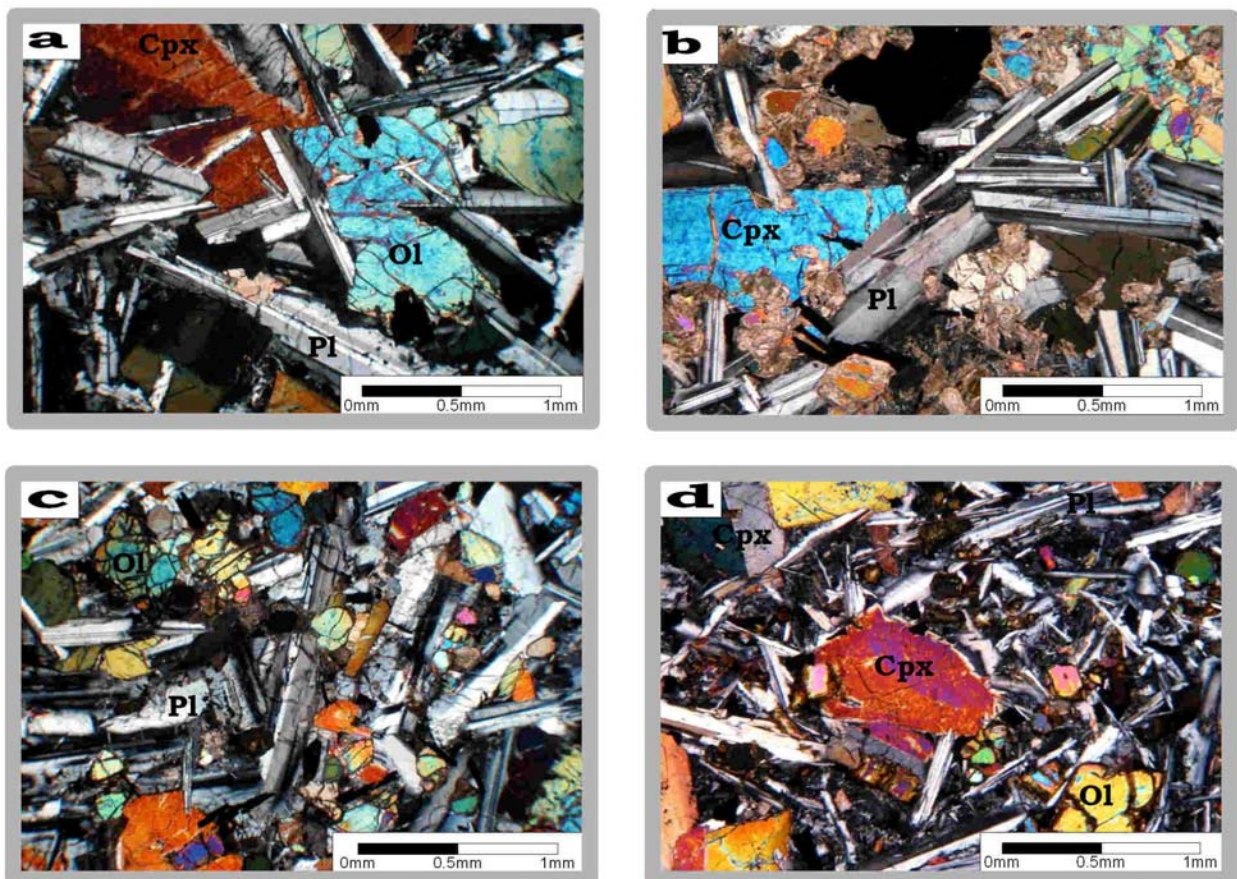
PRANCHA 6.2 - Aspectos microtexturais e petrográficos dos basaltos médios. (a) Basalto do *plug* Pedreira (amostra CC36A) mostrando fenocristais de olivina, clinopiroxênio (Ti-augita) e plagioclásio; (b) Basalto do Pico do Cabugi (amostra VD36B) mostrando textura subofítica e intergranular. (Fotos em luz transmitida). Símbolos: Ol=olivina, Cpx=clinopiroxênio, Pl=plagioclásio, Op=opacos.

PRANCHA 6.3 - Aspectos microtexturais e petrográficos dos basaltos microporfíricos. (a) Fenocristais, xenocristais de olivina e piroxênios, além de espinélios em matriz microcristalina. (b) Fenocristais de clinopiroxênio zonados e olivinas com bordas ricas fayalita; (c) Xenocristal de olivina em matriz fina dominada por clinopiroxênio, plagioclásio e opacos. (d) Basalto de textura médio incluído em basalto microporfírico. (e) Fenocristal de diopsídio com borda de Ti-augita. (f) Microxenólito formado por olivina com borda de reabsorção e espinélio marrom amarelado com fraturas paralelas, possivelmente como resultado da descompressão. (g) Cristal de plagioclásio com bordas e núcleo contendo inclusões de vidro basáltico, formando textura em peneira. (h) Xenocristal de olivina zonada em uma matriz com textura traquítica. (Fotos a, e, f) em nicóis paralelos, e b, c, d, g e h em nicóis cruzados). Simbologia: Ol=olivina, Cpx=clinopiroxênio, Pl=plagioclásio, Sp=espinélio, Op=opacos.



## 5.2 – Microgabros

Os microgabros (Prancha 6.4) ocorrem nos corpos Pico do Cabugi (Foto 6.4a), Fazenda São João (Foto 6.4b), Fazenda São Francisco (Foto 6.4c), Serra Preta de Cerro Corá (Foto 6.4d) e em Serra Preta de Pedro Avelino. São rochas de textura média a grossa, com uma cor cinza escura ou esverdeada, contendo fenocristais milimétricos de clinopiroxênio e plagioclásio ripiformes predominando sobre olivina. Em lâmina delgada, a pouca matriz microcristalina intersticial é formada principalmente por finas ripas de augita, plagioclásio e raro agregado microcristalino de clinopiroxênio e plagioclásio. Os acessórios mais comuns são a apatita e opacos.



PRANCHA 6.4 - Aspectos microtexturais e petrográficos de microgabros. (a) Microgabro do Pico do Cabugi (amostra VD99B) mostrando cristais de olivina e clinopiroxênio em relação intergranular e interstetal com plagioclásios. (b) Microgabro da Fazenda São João (amostra SJ1) mostrando cristais de clinopiroxênio alterando para carbonato. (c) Microgabro da Fazenda São Francisco (amostra SF1) mostrando olivina intergranular (d) Microgabro de Serra Preta de Cerro Corá (amostra CC20) mostrando olivina intergranular com fraturas serpentinizadas e clinopiroxênio em relação subofítica com plagioclásio. (Fotos em nicóis cruzados). Simbologia: Ol=olivina, Cpx=clinopiroxênio, Pl=plagioclásio, Ap=apatita, Op=opacos.

O plagioclásio aparece como cristais prismáticos euédricos ou subédricos (0,4 a 3 mm), formando texturas subofítica e intergranular. Medidas dos ângulos de extinção dos planos de geminações entre 40-50°, usando o método de Michel-Lévy, permitiram se estimar os teores de anortita, em An=71-90 (bitawnita).

O clinopiroxênio é constituído predominantemente por cristais euédricos ou subédricos com tamanho de 0,5 a 3 mm, cor marrom pálida ou púrpura. Por vezes, mostram geminação simples ou zonação oscilatória do tipo “hour glass”, podendo, ainda, apresentar bordas com abundantes grãos de minerais opacos. A olivina ocorre como cristais anédricos, com tamanho variando de 0,5 a 2 mm, fraturados, por vezes com textura em corona, ocorrendo de forma intergranular entre clinopiroxênio e plagioclásio. Podem mostrar alteração para serpentina e minerais opacos, ao longo das suas bordas e em fraturas. A apatita ocorre como cristais prismáticos (< 0.2 mm), em forma de agulhas ou em seções basais hexagonais. Os carbonatos ocorrem de forma intersticial (< 0.5 mm), que parece estar associada a processos tardios de desestabilização dos clinopiroxênios. Os minerais opacos, são subédricos com forma alongada ou esquelética, podendo estar associados a olivina e clinopiroxênio.

### **6.3 – XENÓLITOS DE PERIDOTITOS E ECLOGITOS**

#### **6.3.1 - Xenólitos Peridotíticos**

Em amostras de mão, estes xenólitos apresentam textura granular de média a grossa, cores esverdeadas, com tamanhos dos grãos que variam de 2-10 mm em média. Petrograficamente, são compostos essencialmente por clinopiroxênio, ortopiroxênio e olivina, tendo espinélio e/ou granada como as fases aluminosas acessórias (Prancha 6.5). Em função de sua paragênese mineral dominante, os xenólitos foram classificados de espinélio lherzolito (Fig. 6.1). Em geral mostram-se em desequilíbrio com o magma hospedeiro, gerando formas embaiadas, bordas de recristalização microcristalina e processos de desagregação mineral.

A olivina (forsterita) ocorre como agregados de cristais poligonais, subédricos, de 1 a 5 mm em diâmetro, por vezes fortemente fraturadas e

fragmentadas, exibindo bordas corroídas e embaiadas (Foto 6.5a e b). O clinopiroxênio (diopsídio) é euédrico, verde pálido às vezes zonada. Distingue-se da olivina por sua cor verde pálida e extinção inclinada.

O ortopiroxênio é representado por cristais subedrais ou anedrais de enstatita. Quando estão em contato com a matriz se mostram em desequilíbrio com o magma, evidenciado pelas bordas de reação e crescimento microcristalino de olivina, clinopiroxênio e opacos (Fotos 6.5a e b). A enstatita se distingue das olivinas por sua cor de interferência cinza a amarelada, por vezes exibindo bandas paralelas de baixo relevo, formadas por lamelas coloridas (exolução de clinopiroxênio).

O espinélio ocorre como grãos irregulares, forma intergranular preenchendo os espaços entre as olivinas. Eles apresentam alto relevo e se mostram com cores preta, marrom-amarelada ou avermelhada.

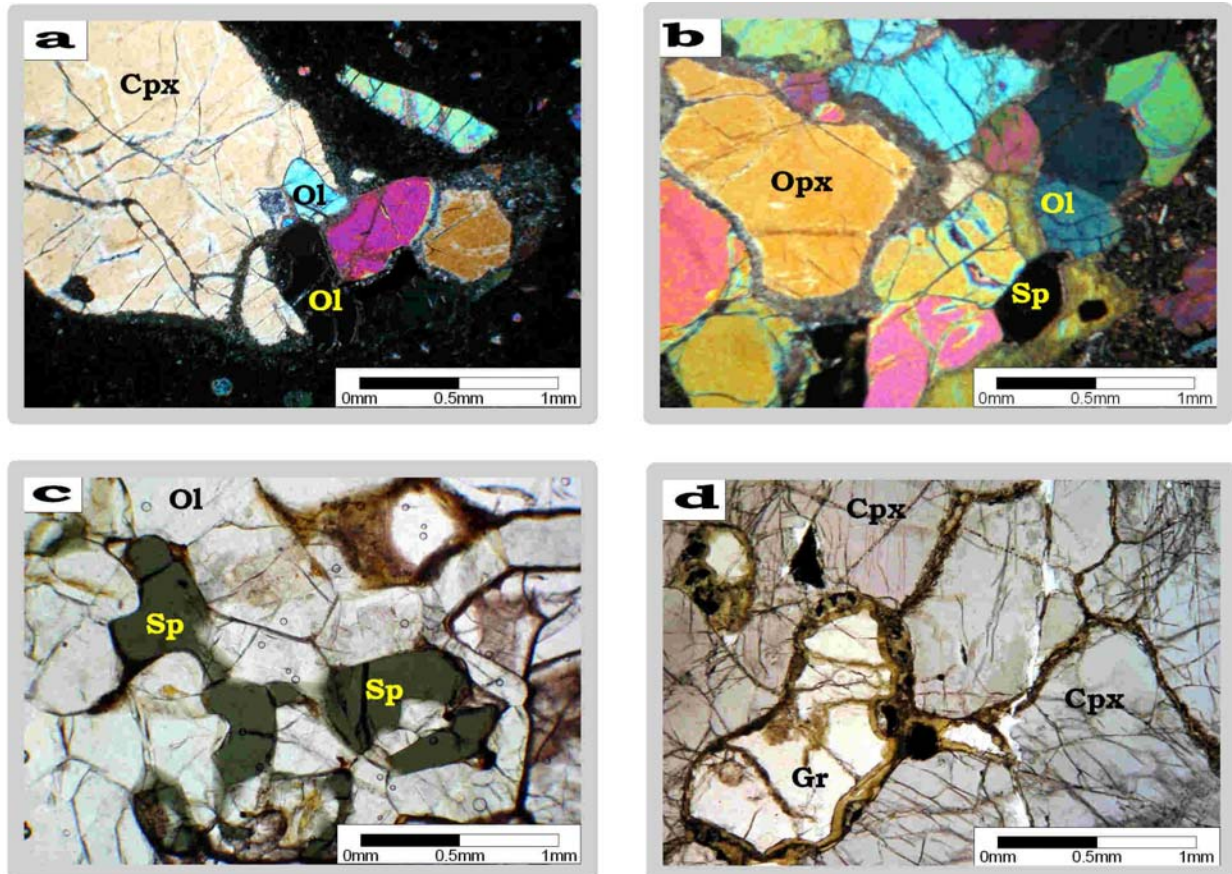
### **6.3.2 – Xenólitos Eclogíticos**

Em amostra de mão, os eclogitos apresentam uma textura granular grossa, cores verde escura a preta e densidade elevada. Petrograficamente, compõem-se essencialmente de clinopiroxênio e granada, podendo ocorrer ainda raros anfibólios. Espinélio e granada ocorrem como fases silicáticas acessórias, além de minerais óxidos de ferro e apatita (Foto 5.5c e d). No geral a rocha apresenta significantes processos de alteração (serpentinização), dificultando o reconhecimento de alguns minerais, como olivinas, por exemplo.

O clinopiroxênio se encontra na forma de cristais poligonais euédricos a subédricos com tamanhos que variam de menos de 1 a 3 mm, as vezes alterados (Foto 6.5c e d). O ortopiroxênio ocorre em quantidades menores, sendo compostos por enstatita com formas poligonais de hábitos euédricos ou subédricos, com tamanhos que variam de menos de 0,5 a 3 mm. Apresentam cores de interferência de baixa ordem, por vezes podem mostrar bordas microcristalinas.

O anfibólio é raro, formado por cristais subédricos, podendo ocorrer principalmente como hornblenda, sendo encontrado em contato com os piroxênios.

A granada rica em piropo (mostrada no capítulo V), se apresenta como cristais isolados, com tamanho de até 5 mm em média, exibindo formas arredondadas e intensamente fraturadas, sendo encontrada no limite dos grãos das olivina e piroxênios. Elas estão bordejadas por uma fina crosta microcristalina de piroxênios e ou olivina serpentinizada, formando textura kelifítica (Foto 6.5d).



PRANCHA 6.5 - Aspectos microtexturais e petrográficos das rochas peridotíticas e eclogíticas. (a) Microxenólito de peridotito do Cabugizinho (amostra VD4B), formado por olivina e clinopiroxênio com bordas em disequilíbrio dentro de matriz basáltica cricptocristalina. (b) Microxenólito de peridotito do Pico do Cabugi (amostra 2A) em arranjos poligonais de olivina, piroxênio e espinélio. (c) Espinélio verde, intergranular, entre cristais de olivina e clinopiroxênio (amostra SFVZ1C) e (d) Cristal de granada (amostra SFVZ1B) com borda microcristalina de serpentina, em textura kelifítica. (Fotos a, b em nicóis cruzados; c, d em nicóis paralelos). Símbolos; Ol=Olivina, Opx=Ortopiroxênio, Cpx=Clinopiroxênio, Pl=Plagioclásio, Sp=Espinélio, Gr=Granada.

**Tabela 6.1 Composição modal (em %) das rochas magmáticas Cenozóicas da porção central do RN****Basaltos finos**

Lâmina	Local	Fenocristais			Opacos	Xenocristais	Matriz	Total	Xenocristais			Total
		Oliv	Cpx	Plg					Oliv	Cpx	Plg	
CC39	Pedreira	15	4	15	2	9	55	100	85	9	6	100
CC40	Pedreira	15	5	34	1	10	35	100	88	7	5	100
ST8A	Serrote Preto	15	10	24	2	4	45	100	94	2	4	100
ST10	Serrote Preto	12	7	30	1	5	45	100	92	3	5	100
ST11	Serrote Preto	11	7	25	1	6	50	100	96	1	3	100
NC01	Cabeço Neco	10	3	30	1	5	51	100	76	19	4	100

**Basaltos Médios (homogêneos)**

Lâmina	Local	Fenocristais			Opacos	Matriz	Total
		Oliv	Cpx	Plg			
CC36A	Pedreira	14	33	26	3	24	100
VD23A	Cabugi	20	38	19	3	20	100
VD28	Cabugi	19	40	18	5	18	100
VD36B	Cabugi	26	36	18	3	17	100
VD41	Cabugi	12	48	23	5	12	100
VD43(2)	Cabugi	17	42	20	5	16	100
VD108	Cabugi	24	38	21	6	11	100

**Tabela 6.1** (Continuação) **Basaltos microporfíricos**

Lâmina	Local	Fenocristais			Opacos	Xenólitos+ Xenocristais	Matriz	Total	Xenocristais					Xenólitos	
		Oliv	Cpx	Plg					Oliv	Cpx	Opx	Plg	Quartzo	Peridotito	Granito
<b>2a</b>	Cabugi	16	9	7	5	18	45	100	51	8	3	2	1	35	1
<b>VD47B</b>	Cabugi	10	10	4	2	23	51	100	59	11	2	1	1	26	1
<b>VD52A</b>	Cabugi	13	8	3	2	23	51	100	46	13	3	2		36	1
<b>VD125A</b>	Cabugi	14	7	8	2	17	52	100	53	9	2	2	1	33	1
<b>CC10B</b>	Serra Preta	10	3	5	1	13	68	100	55	5	2	1		37	1
<b>CC18</b>	Serra Preta	16	8	7	1	17	51	100	59	8	1	2		30	
<b>CC5B</b>	Serra Preta	10	6	1	1	12	70	100	62	8		2		28	
<b>CC6C</b>	Serra Preta	8	7	2	1	10	72	100	59	8	2	2		30	
<b>CC21</b>	Serra Preta	14	4	2		11	69	100	61	37		2			
<b>CC22</b>	Serra Preta	11	4	2	2	13	68	100	63	36		1			
<b>CC24</b>	Serra Preta	11	2	1	1	10	75	100	65	33		2			
<b>CN13</b>	Cabelo Negro	12	7	2		9	70	100	57	37		6			
<b>SA1</b>	Serra Aguda	18	11	16	2	8	45	100	49	28	3	1		20	
<b>SA8C</b>	Serra Aguda	6	3	10	3	10	68	100	62	30	2	2		5	
<b>SA11</b>	Serra Aguda	14	6	8	3	5	64	100	56	30	2	1		11	
<b>SA4A</b>	Serra Aguda	18	1	5	1	6	69	100	95	4		1			
<b>SF1</b>	São Francisco	8	8	10	6	6	62	100	75	24		1			
<b>SF4</b>	São Francisco	15	6	7		7	65	100	68	31		1			
<b>SP5</b>	Serra Preta	7	5	2	2	12	72	100	87	12		1			
<b>SP6(2)</b>	Serra Preta	6	5	3	1	14	71	100	89	11		1			
<b>SP11</b>	Serra Preta	5	6	2	1	15	71	100	90	9		1			
<b>ST2B</b>	Carnaubinha	10	7	6	3	13	61	100	92	5		3			
<b>VD12A</b>	Serra Preta	10	5	7	1	6	71	100	96	3		1			
<b>VD12B</b>	Serra Preta	13	3	5		8	71	100	98	1		1			
<b>VD13A</b>	Serra Preta	8	2	2	1	8	79	100	97	2		1			
<b>VD10B</b>	Serra Preta	9	0	1	2	6	82	100	97	2		1			
<b>VD68</b>	Serra Preta	10	4	7	1	9	69	100	97	2		2			
<b>VD74</b>	Serra Preta	12	3	9	2	7	67	100	95	3		2			
<b>VD99B</b>	Serra Preta	10	4	9	2	5	70	100	96	2		2			



**Tabela 6.1** (Continuação)**Microgabros**

Lâmina	Local	Fenocristais			Opacos	Matriz	Total
		Oliv	Cpx	Plag			
<b>VD54A(1)</b>	Cabugi	3	55	32	5	5	100
<b>VD59B</b>	Cabugi	4	44	42	5	5	100
<b>VD60B(2)</b>	Cabugi	2	40	42	7	9	100
<b>CC02B</b>	Serra Preta	7	35	30	5	23	100
<b>CC20(2)</b>	Serra Preta	5	41	42	2	10	100
<b>SJ1A</b>	São João	3	22	58	5	12	100
<b>SJ8A</b>	São João	4	26	50	6	14	100

**Xenólitos peridotíticos e eclogíticos**

Lâmina	Local	Mineralogia						Total
		Oliv	Cpx	Opx	Plg	Sp	Gr	
<b>CC10</b>	Serra Preta	52	30	12		6		100
<b>NC3</b>	Cabeço Neco	47	33	15		5		100
<b>SA4B</b>	Serra Aguda	55	28	10		7		100
<b>2A</b>	Cabugi	45	40	15				100
<b>VD46C</b>	Cabugi	56	29	11		4		100
<b>VD5A</b>	Cabugzinho	55	35	8		2		100
<b>SF1E</b>	Santa Fé	23	50	12			15	100
<b>SFVZ1C</b>	Santa Fé	35	35	10		5	15	100

Oliv=olivina, Cpx=clinopiroxênio, Opx=ortopiroxênio, Plg=plagioclásio, Sp=espinélio, Gr=granada.

## **CAPÍTULO VII – QUÍMICA MINERAL**

Os dados de química mineral, foram obtidos por microsonda eletrônica na Universidade de Brasília. Para tanto, foi usado um equipamento modelo Cameca (Camebax Elétron Microprobe) SX-50 com sistema EDS acoplado em condições operacionais de 15 kV, corrente de 20 nA e tempo médio de contagem de 10s para cada análise. Dos resultados obtidos, foram consideradas apenas aquelas análises onde a soma total dos elementos analisados ficou próxima de 100 % (97-102). Estes valores estão sumarizados nas tabelas 7.1 a 7.4.

### **7.1 - OLIVINA**

A tabela 7.1 contém análises de olivinas das rochas basálticas. O conteúdo de forsterita das olivinas das rochas subalcalinas a moderadamente alcalinas (olivina toleítos), apresenta valores médios da ordem de Fo<sub>89</sub> em xenocristais, Fo<sub>82</sub> nos fenocristais e Fo<sub>76</sub> para os microfenocristais. Para os magmas fortemente alcalinos, as composições de forsterita nas olivinas dos basaltos variaram de Fo<sub>88-91</sub> em xenocristais, Fo<sub>74-85</sub> em fenocristais e Fo<sub>75</sub> para os microfenocristais. Os fenocristais de olivinas em geral, são quimicamente zonadas, com um núcleo homogêneo e levemente mais rico em MgO. As olivinas dos microgabros são predominantemente da fase de fenocristais e apresentam conteúdo de forsterita na faixa de Fo<sub>73-83</sub>, valores semelhantes aos dos basaltos.

De um modo geral, as olivinas mostram variações da concentração de Fo, aumentando de forma sistemática nas rochas mais subsaturadas em sílica. Os mais altos valores de concentração de forsterita (Fo>89) são observados em olivinas oriundas de xenocristais e xenólitos do manto (Fig. 7.1a e b) das localidades Cabugi, Cabugzinho, Serra Preta de Cerro Corá, Serra Aguda, Cabeço do Neco e Santa Fé. Estas olivinas também apresentam as mais altas concentrações de NiO (>0,3 %), o que comumente é tido como uma característica de olivina cristalizada a partir de um magma mais primitivo (Barry et al., 2003). As demais olivinas (Fig. 7.1a e b) com Fo<87 pertencem a

fase de fenocristais e microfocristais ( $Mg\#=73-87$ ), acompanhado por concentrações de  $CaO > 0,18\%$ , significativamente maiores do que aqueles encontrados em olivinas da paragênese xenocrísticas (Barry et al., 2003).

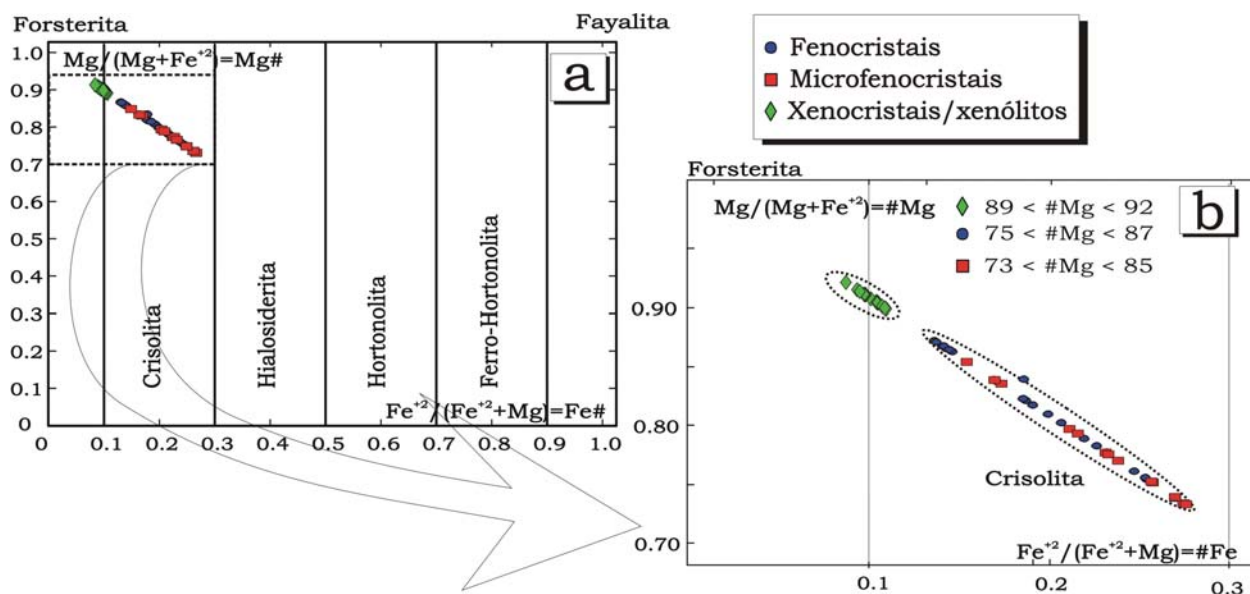


Figura 7.1 – Diagramas  $Mg\#$  vs  $Fe\#$  para olivinas. (a) composições de olivinas na faixa de forsterita-fayalita e (b) Detalhe do diagrama anterior, mostrando olivinas da fase de xenocristais e xenólitos ( $Fo > 89$ ) e fenocristais e microfocristais ( $Fo < 87$ ). (modificado de Mossman e Pawson, 1976).

## 7.2 - PIROXÊNIOS

A Tabela 7.2 contém resultados analíticos dos piroxênios. A classificação dos piroxênios aqui adotada baseia-se na proposta de Morimoto (1988), onde os mesmos podem ser individualizados em piroxênios de Ca-Mg-Fe (Quad), Ca-Na, Na e outros. Em um primeiro momento, faz-se necessário a utilização dos parâmetros  $Q$  ( $Ca+Mg+Fe^{+2}$ ) vs.  $J$  ( $2Na$ ), tomando como base o número total de cátions nas posições octaédricas  $M_1$  e  $M_2$  (Fig. 7.2a). Como todas as análises plotaram no campo dos piroxênios tipo Quad (Quadrilátero-formado pelo sistema enstatita-ferrossilita-diopsídio-hedenbergita), empregou-se o diagrama Wo-En-Fs, com a finalidade de classificar os termos ricos em Ca (Fig. 7.2b). Observa-se, que os piroxênios quando plotados no diagrama triangular Wo-En-Fs (Fig. 7.2b), as composições plotam predominantemente dentro do campo do diopsídio. As mostras que plotam no campo das augitas e da clinoenstatita, se referem às augitas subcálcica e enstatitas dos xenocristais. Outra feição geral

destes piroxênios, diz respeito aos fenocristais possuírem bordas com composições semelhantes àsquelas encontradas nos microfenocristais, indicada pelo ligeiro aumento de Ca dos núcleos em direção às bordas.

A exemplo das olivinas, os clinopiroxênios também estão representados por três fases distintas, os xenocristais com  $Mg\#=0,87-0,91$ , os fenocristais com  $Mg\#=0,69-0,78$  e os microcristais da matriz com  $Mg\#=0,75-0,80$ . Raros cristais com núcleos mostrando alto  $Mg\#$ , por exemplo, cristal de clinopiroxênio da amostra SP6, mostra núcleo com  $Mg\#=0,87$  e borda com  $Mg\#=0,76$ , sugerindo tratar-se de um cristal zonado, formado por um núcleo de diopsídio com borda de augita, ambos da fase fenocrística, formando a textura em corona. Já os fenocristais de clinopiroxênio dos microgabros, mostram  $Mg\#=0,69-0,74$ . Variações na composição química dos piroxênios ocorre dentro do mesmo grão, de um grão para outro, na mesma seção e entre seções delgadas distintas e poderiam ser interpretadas como o reflexo das heterogeneidades da fonte dos magmas.

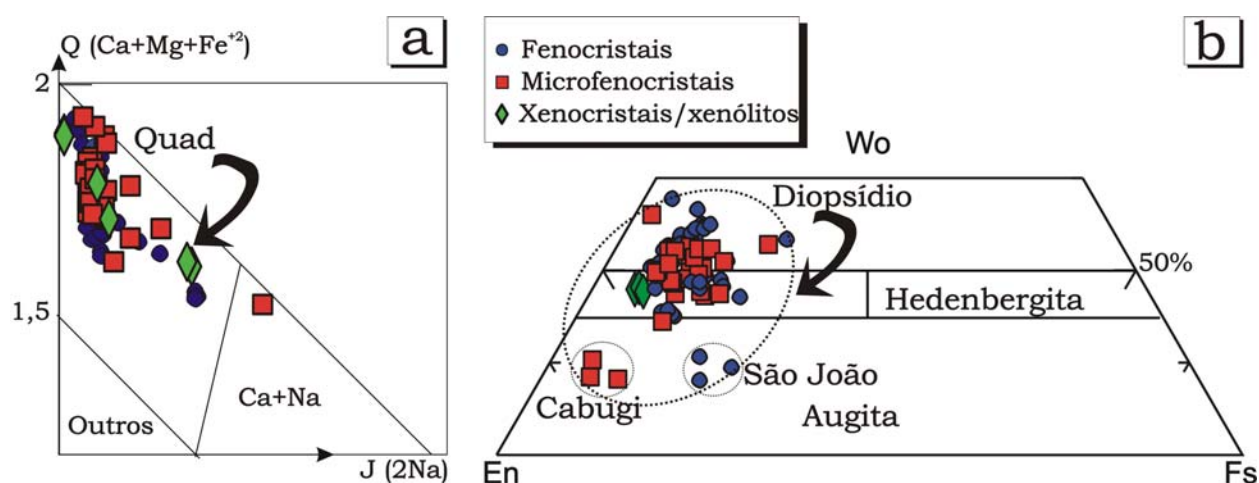


Figura 7.2 - Diagramas discriminantes aplicados aos piroxênios segundo Morimoto (1988). (a) Diagrama  $Q=(Ca+Mg+Fe^{+2})$  vs  $J=(2Na)$ , mostrando plote das análises dentro do campo QUAD. (b) Diagrama triangular wolastonita (Ca)-Enstatita (En)-Ferrosilita (Fs).

### 7.3 - FELDSPATOS

Os dados mostrados na tabela 7.3 e os diagramas da Figura 7.3 mostram que o plagioclásio é o feldspato dominante e ocorre como microfenocristais na matriz e como fenocristais, em quantidades variadas, porém, são encontrados também alguns cristais de feldspato alcalino. Nos basaltos subalcalinos a

moderadamente alcalinos (basaltos toleítos e alcalinos), o plagioclásio apresenta núcleos e bordas composicionalmente semelhantes, plotando preferencialmente no campo da labradorita ( $An_{50-70}$ ) e em quantidade menor tipos que plotam no campo da andesina ( $An_{30-50}$ ). Nas rochas fortemente alcalinas (basanitos a nefelinitos) o plagioclásio mostra composições desde labradorita até andesina, embora também sejam observados feldspato alcalino, anortoclásio e sanidina (Fig. 7.3). Os fenocristais encontrados nos basaltos e microgabros ocupam predominantemente a faixa de labradorita ( $An_{50-70}$ ) e andesina ( $An_{30-50}$ ), porém, também são observados grãos de nefelina nos basaltos. Trata-se de cristais compostos por núcleos enriquecidos em anortita e bordas enriquecidas em albita.

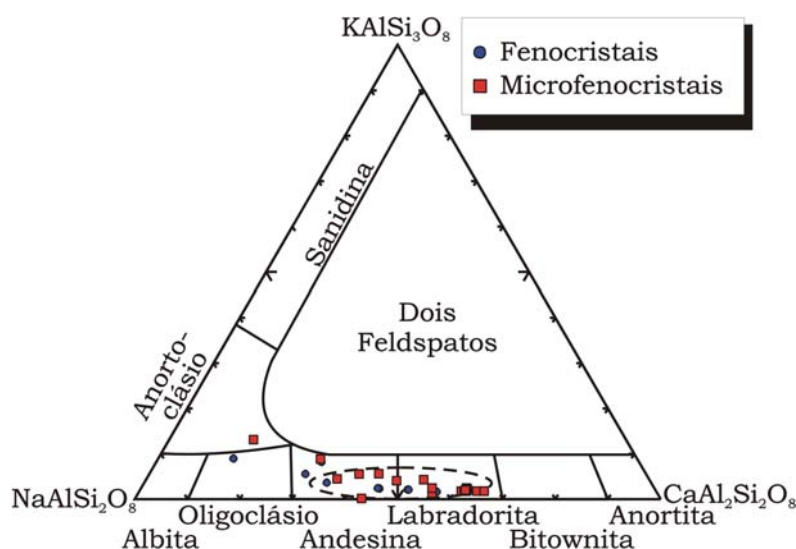


Figura 7.3 – Diagrama triangular (Or-Ab-Na). Nos basaltos e microgabros os plagioclásios são predominantemente labradorita e andesina, embora ocorram tipos com outras composições.

#### 7.4 - ESPINÉLIOS E ILMENITAS

A tabela 7.4 contém os resultados analíticos das composições de espinélios e ilmenitas das rochas magmáticas Cenozóicas do RN.

Os espinélios são minerais que apresentam fórmula geral  $AB_2O_4$  e podem ser divididos em Al-espinélios, Cr-espinélios e Fe-espinélios. Enquanto isso, as ilmenitas têm fórmula geral  $FeTiO_3$ , também podem ser separadas em três grupos; ilmenitas ( $MgO < 4\%$  e  $Cr_2O_3 < 0,25\%$ ), Mg-ilmenitas ( $MgO > 4\%$  e  $MnO < 0,8\%$ ) e Mn-ilmenitas ( $MgO < 4\%$  e  $Cr_2O_3 > 0,4\%$ ).

O diagrama triangular FeO-TiO<sub>2</sub>-Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> da Figura 7.4a, mostra que os minerais opacos se agrupam em três campos de composições distintas: o campo das ilmenitas, no vértice FeTiO<sub>3</sub> do diagrama, dos espinélios da série magnetita-ulvoespinélio que plotam segundo uma linha paralela a Fe<sub>3</sub>O<sub>4</sub>-Fe<sub>2</sub>TiO<sub>4</sub>, composta essencialmente por titanomagnetitas (Fig. 7.4a). Neste mesmo diagrama, minerais de espinélio (espinélio rico em Al e Mg) plotam sobre a linha definida pelas componentes FeO-Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, no campo da wustita. A linha grossa em continuidade à solução sólida Ulvoespinélio-Magnetita se refere às composições das magnetitas encontradas naturalmente.

As concentrações dos espinélios das séries ricas em Fe<sup>2+</sup> e Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> podem ser expressas em termos de seu Mg#=[Mg/(Mg+Fe<sup>2+</sup>)] e #Cr=[Cr/(Cr+Al+Fe<sup>3+</sup>)]. Composicionalmente, a primeira série apresenta baixo Mg# (0,02-0,16) acompanhado por elevados valores de FeO (41,08-54,37), TiO<sub>2</sub> (17,68-26,52) e Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (15,35-29,63), já a série espinélio, apresenta altos valores de Mg# (0,76-0,79) e #Cr (0,11-0,17) e altas concentrações de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (51,15-56,35), MgO (19,35-19,73) e Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (10,1-15,94). As ilmenitas, por sua vez apresentam altos valores de concentração de TiO<sub>2</sub> (45,87-50,24) e FeO (43,54-45,90).

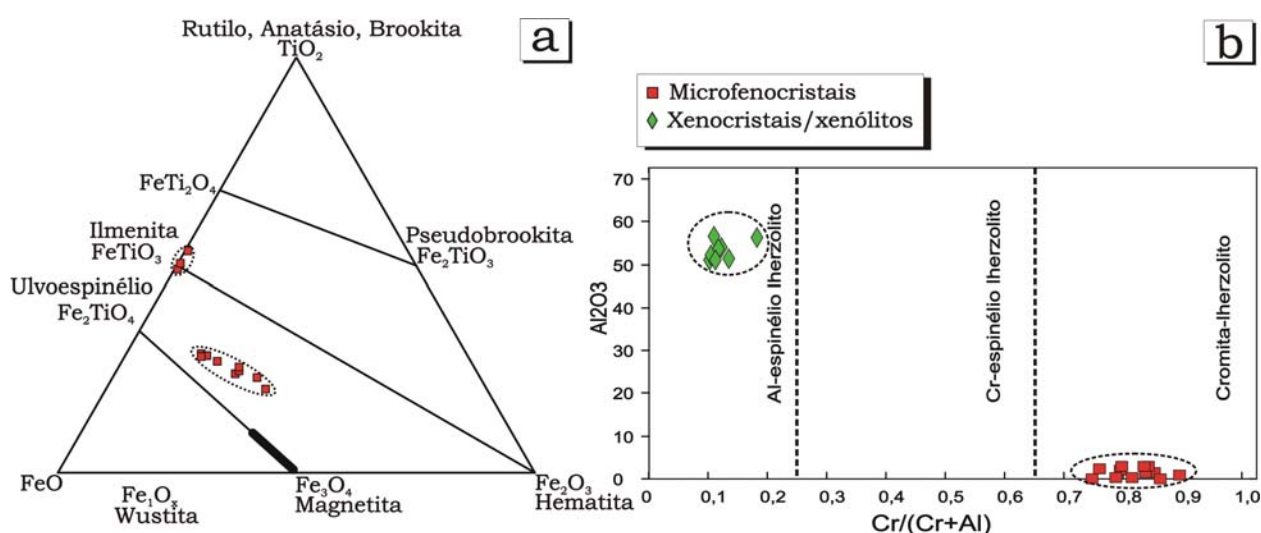


Figura 7.4 - Diagrama de classificação. (a) óxidos de Fe-Ti (compilado de Garda & Garda, 2001) e (b) para espinélios (compilado de Wilson, 1989).

Como observado nos diagramas, os espinélios encontrados nas rochas vulcânicas e subvulcânicas estudadas pertencem a duas séries composicionalmente distintas: uma é formada por espinélios da série Fe-Ti

(série magnetita) que são encontrados como microfenocristais grânulos em basaltos e microgabros e a outra é caracterizada como Cr-Al-Mg, que ocorre como xenocristais e em xenólitos peridotíticos. Já as ilmenitas foram encontradas principalmente em microgabros e basaltos.

Tabela 7.1 - Composição de olivinas de rochas basálticas e xenólitos peridotíticos da porção central do RN

Local	Cabugizinho				Carcarazinho				Cabeço do Neco						São João	
Amostra	VD4A				VD8				NC1						SJ8A	
Tipo	fenocristal		xenocristal		fenocristal		xenocristal		xenólito		microfenocristal		xenocristal		fenocristal	
Óxido	(n=5)	$\sigma$	(n=4)	$\sigma$	(n=2)	$\sigma$	(n=1)	(n=6)	$\sigma$	(n=2)	$\sigma$	(n=2)	$\sigma$	(n=3)	$\sigma$	
SiO <sub>2</sub>	40.55	0.20	40.65	0.18	38.35	0.39	38.97	40.27	0.59	38.16	0.10	40.24	0.67	54.60	1.01	
MgO	46.13	0.94	49.22	0.30	38.90	0.40	43.63	49.16	0.55	39.37	1.77	47.09	3.04	29.74	2.22	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.04	0.02	0.02	0.01	0.05	0.00	0.06	0.01	0.01	0.04	0.02	0.02	0.00	1.81	0.50	
FeO	13.85	1.04	9.57	0.54	22.71	0.15	17.28	9.46	0.57	22.57	2.22	13.98	5.13	10.44	2.50	
NiO	0.26	0.06	0.38	0.11	0.13	0.01	0.23	0.36	0.09	0.18	0.00	0.31	0.02	0.10	0.05	
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.04	0.04	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.03	0.03	0.01	0.02	0.00	0.00	0.33	0.00	
CaO	0.21	0.03	0.09	0.05	0.20	0.01	0.12	0.06	0.07	0.25	0.10	0.05	0.05	2.08	0.36	
MnO	0.16	0.02	0.15	0.01	0.43	0.04	0.21	0.14	0.02	0.32	0.04	0.14	0.00	0.16	0.04	
Total	<b>101.23</b>		<b>100.09</b>		<b>100.79</b>		<b>100.51</b>		<b>99.48</b>	<b>100.91</b>		<b>101.83</b>		99.27		
Mg#	<b>0.86</b>		<b>0.90</b>		<b>0.75</b>		<b>0.82</b>		<b>0.90</b>	<b>0.76</b>		<b>0.87</b>		0.84		
Fo	85.7		90.1		75.2		81.8		90.2	75.6		86.4		87.0		
Fa	14.4		9.8		24.6		18.2		9.7	24.3		13.5		17.2		

Mg# = Mg/(Mg+Fe+2); SPreta(BD) = Serra Preta de Bodó; SPreta(CC) = Serra Preta de Cerro Corá; SPreta(PA) = Serra Preta de Pedro Avelino; CNeco = Cabeço do Neco; n = número de análises; base cálculo 4 oxigênio. Amostras com soma total dos óxidos < 97 % foi descartada.



Tabela 7.1  
(Continuação)

Cabugi				SPreta(BD)		SPreta(CC)		SPreta(PA)					
VD28		VD52B		SP6		CC20		VD11					
fenocristal		xenocristal		microcristal		fenocristal		matriz		microfenocristal		xenocristal	
(n=4)	$\sigma$	(n=2)	$\sigma$	(n=3)	$\sigma$	(n=3)	$\sigma$	(n=1)	(n=9)	$\sigma$	(n=2)	$\sigma$	
38.87	0.35	39.10	1.27	37.80	0.30	37.55	0.17	36.63	39.03	0.77	40.85	0.64	
40.54	1.35	45.38	5.13	38.42	0.25	40.58	2.73	37.08	41.39	2.86	48.32	1.63	
0.03	0.01	0.04	0.05	0.04	0.02	0.04	0.00	0.06	0.04	0.02	0.03	0.01	
19.51	1.91	14.29	6.18	22.77	0.17	19.59	3.20	24.04	19.19	3.29	11.41	2.14	
0.16	0.06	0.29	0.09	0.24	0.03	0.09	0.02	0.11	0.19	0.04	0.37	0.08	
0.03	0.04	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	
0.38	0.08	0.16	0.16	0.23	0.07	0.34	0.05	0.45	0.30	0.10	0.07	0.00	
0.28	0.04	0.20	0.13	0.41	0.04	0.37	0.07	0.31	0.36	0.12	0.10	0.02	
<b>99.79</b>		<b>99.47</b>		<b>99.93</b>		<b>98.58</b>		<b>98.70</b>	<b>100.52</b>		<b>101.17</b>		
<b>0.79</b>		<b>0.85</b>		<b>0.75</b>		<b>0.79</b>		<b>0.73</b>	<b>0.79</b>		<b>0.88</b>		
									<b>0.00</b>				
78.9		84.9		74.9		78.7		73.5	79.3		88.3		
21.3		15.1		24.9		21.3		26.7	20.7		11.7		

**Tabela 7.2 - Composição de piroxênios de rochas basálticas e xenólitos peridotíticos e eclogíticos da porção central do RN**

Local	Cabugizinho		Carcarazinho		CJFelix		CNeco				CNegro	
Amostra	VD4A		VD8		JF1		NC1				CN10	
Tipo	xenólito		amigdala		microfenocristal		xenocristal		microfenocristal		fenocristal	
Oxido	n=3	$\sigma$	n=3	$\sigma$	n=5	$\sigma$	n=2	$\sigma$	n=2	$\sigma$	n=28	$\sigma$
SiO <sub>2</sub>	56.28	0.21	51.86	1.45	48.15	0.76	52.50	0.36	49.94	1.15	47.36	1.41
TiO <sub>2</sub>	0.04	0.00	0.82	0.71	2.20	0.42	0.41	0.05	1.40	0.34	2.18	0.65
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.99	0.05	0.99	1.24	4.51	0.66	6.93	0.12	3.79	0.04	5.99	1.23
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.43	0.01	0.00	0.00	0.12	0.05	0.98	0.01	0.10	0.09	0.12	0.13
FeO	6.05	0.03	5.66	0.58	5.07	0.50	2.24	0.19	4.70	0.22	3.59	1.13
MnO	0.14	0.02	0.18	0.05	0.12	0.04	0.09	0.02	0.15	0.00	0.13	0.05
MgO	33.48	0.18	14.28	0.13	13.30	0.22	14.48	0.02	15.23	0.89	13.10	1.19
CaO	0.70	0.01	22.69	0.22	21.95	0.14	20.16	0.24	21.16	0.70	22.37	0.81
Na <sub>2</sub> O	0.08	0.02	0.51	0.02	0.54	0.02	1.96	0.02	0.39	0.03	0.61	0.22
K <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
NiO	0.08	0.04	0.00	0.00	0.02	0.02	0.02	0.03	0.06	0.02	0.02	0.03
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.08	0.14	1.74	0.02	2.97	0.34	0.25	0.35	2.53	1.14	3.90	0.72
Total	101.35		98.75		98.94		100.03		99.45		99.37	
Mg#	0.91		0.82		0.82		0.92		0.85		0.87	
					0.000						0.000	
Wo	1.3		47.2		48.3		44.1		45.2		50.2	
En	89.1		41.4		40.7		44.1		45.2		40.8	
Fs	9.3		9.5		8.9		4.0		8.1		6.5	
Ac	0.3		1.9		2.2		7.8		1.5		2.5	

Mg# =  $Mg / (Mg + Fe^{+2})$ ; SPreta(BD) = Serra Preta de Bodó; SPreta(CC) = Serra Preta de Cerro Corá; SPreta(PA) = Serra Preta de Pedro Avelino; CJFelix = Cabeço de JoãoFelix; CNeco = Cabeço do Neco; CNegro = Cabelo de Negro; n = número de análises; base cálculo 6 oxigênio. Amostras com soma total dos óxidos < 97 % foi descartada.

**Tabela 7.2**  
(continuação)

São João		SPreta(BD)				SPreta(CC)				VD28		
SJ8A		SP6				CC20						
microfenocristal		fenocristal		amigdala		fenocristal		microfenocristais		microlito		xenocristal
n=3	$\sigma$	n=2	$\sigma$	n=2	$\sigma$	n=4	$\sigma$	n=2	$\sigma$	n=3	$\sigma$	n=2
51.71	0.94	46.00	1.91	53.50	0.47	46.98	0.28	45.37	0.54	48.49	1.59	48.56
1.31	0.31	2.75	0.14	0.24	0.09	1.91	0.28	3.06	0.59	1.93	0.63	2.27
2.26	0.75	5.09	0.08	0.21	0.02	5.97	1.21	6.42	0.46	5.47	0.59	5.58
0.10	0.09	0.02	0.02	0.08	0.04	0.18	0.13	0.10	0.12	0.67	0.40	0.03
9.38	1.07	1.98	1.77	3.09	0.01	3.74	1.64	4.56	0.42	3.98	1.03	3.45
0.20	0.03	0.11	0.02	0.11	0.03	0.13	0.03	0.13	0.01	0.08	0.00	0.12
15.61	0.83	13.19	0.42	15.74	0.36	13.52	0.57	12.08	0.33	14.02	0.53	14.20
18.85	0.33	23.34	0.43	24.14	0.27	21.60	0.61	22.33	0.08	22.48	0.32	21.97
0.28	0.04	0.41	0.03	0.43	0.11	0.47	0.10	0.47	0.03	0.40	0.00	0.64
0.01	0.00	0.02	0.02	0.00	0.01	0.02	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02
0.04	0.05	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.02	0.03	0.05
0.37	0.55	5.26	2.37	1.20	0.08	3.35	1.45	3.82	0.31	2.12	1.66	3.08
100.11		98.18		98.73		97.89		98.34		99.66		99.96
0.75		0.93		0.90		0.86		0.83		0.86		0.88
						0.000						0.00
38.8		53.0		49.0		48.8		51.2		49.0		48.2
44.7		41.6		44.4		42.4		38.5		42.5		43.2
15.4		3.7		5.1		6.9		8.4		6.9		6.1
1.1		1.7		1.6		1.9		1.9		1.6		2.5

**Tabela 7.2**  
(continuação)

Cabugi										Santa Fé	
VD46B2				VD52B1				VD59B		SFVZ1B	
microfenocrystal		microlito		microfenocrystal		amígdala		fenocrystal		fenocrystal	
n=2	$\sigma$	n=2	$\sigma$	n=2	$\sigma$	n=6	$\sigma$	n=2	$\sigma$	n=5	$\sigma$
50.22	0.07	47.54	1.22	54.29	0.43	51.14	2.62	47.00	4.20	49.17	0.15
0.54	0.08	2.62	0.12	0.23	0.09	1.01	1.12	3.23	1.55	1.77	0.03
6.52	1.84	5.66	1.51	1.55	0.34	1.88	2.79	5.60	2.97	8.49	0.12
0.27	0.35	0.27	0.38	0.70	0.00	0.13	0.20	0.01	0.02	0.04	0.01
4.68	0.98	4.41	0.92	2.28	0.38	5.16	1.24	5.75	1.07	4.37	0.29
0.15	0.00	0.11	0.06	0.16	0.01	0.16	0.05	0.15	0.00	0.09	0.02
19.06	2.91	12.89	0.42	18.28	0.88	13.88	0.75	12.34	1.28	13.16	0.07
12.00	6.40	22.28	0.03	17.66	0.03	22.52	0.33	22.20	0.18	17.93	0.10
0.93	0.20	0.67	0.00	1.30	0.34	0.66	0.09	0.59	0.02	2.04	0.02
0.66	0.92	0.01	0.02	0.46	0.26	0.02	0.02	0.00	0.01	0.01	0.01
0.05	0.01	0.02	0.54	0.03	0.04	0.03	0.04	0.01	0.01	0.01	0.02
3.53	1.40	3.15	0.32	2.75	0.31	2.80	1.18	2.26	1.51	2.90	0.38
98.61		99.63		99.69		99.40		99.14		99.98	
0.88		0.84		0.93		0.83		0.80		0.84	
								0.000			
27.0		49.6		37.3		47.8		49.4		41.3	
60.6		39.9		53.7		40.9		38.1		42.2	
8.6		7.8		4.0		8.8		10.1		8.0	
3.8		2.7		5.0		2.5		2.4		8.5	

Tabela 7.3 - Composições de feldspatos de rochas basálticas da porção central do RN

Local	Carcarazinho	CJoão Felix	CNeco	São João	Cabugi				SPreta(BD)		SPreta(CC)	SPreta(PA)			
Amostra	VD8	JF1	NC1	SJ8A		VD28		VD52B1		SP6	SP6	CC20		VD11	
Tipo	microlito	microcristal	microcristal	fenocristal		microcristal		microcristal		microcristal	microcristal	microcristal		microcristal	
Óxido	n=1	n=1	n=1	n=8	$\sigma$	n=2	$\sigma$	n=3	$\sigma$	n=1	n=1	n=2	$\sigma$	n=2	$\sigma$
Na <sub>2</sub> O	6.91	4.86	3.85	6.62	0.44	3.88	0.19	4.12	0.06	4.78	11.86	3.84	0.24	16.71	0.09
SiO <sub>2</sub>	59.19	53.73	50.76	58.28	1.45	51.75	0.62	51.18	0.57	53.47	43.17	50.69	0.42	42.85	0.09
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	24.20	29.03	28.46	25.33	0.58	30.03	0.14	29.46	0.18	27.82	33.94	29.32	0.51	34.20	0.04
K <sub>2</sub> O	1.61	0.19	0.39	0.73	0.16	0.31	0.05	0.28	0.02	0.38	7.96	0.30	0.04	3.88	0.01
CaO	5.33	11.50	12.09	8.03	1.09	12.79	0.10	12.69	0.09	11.34	0.02	12.93	0.60	1.40	0.02
SrO	0.18	0.20	0.00	0.00	0.00	0.16	0.07	0.05	0.04	0.08	0.00	0.00	0.00	0.08	0.03
FeO	0.37	0.84	1.57	0.45	0.05	0.51	0.00	0.62	0.07	1.01	1.17	0.57	0.07	0.79	0.02
BaO	1.07	0.04	0.01	0.12	0.00	0.00	0.00	0.04	0.04	0.00	0.01	0.06	0.09	0.04	0.04
<b>Total</b>	<b>98.84</b>	<b>100.39</b>	<b>97.14</b>	<b>99.56</b>		<b>99.42</b>		<b>98.44</b>		<b>98.87</b>	<b>98.14</b>	<b>97.72</b>		<b>99.95</b>	
Ab	63.3	42.9	35.7	57.3		34.8		36.4		42.3	69.3	34.4		83.4	
Or	9.7	1.1	2.4	4.1		1.8		1.6		2.2	30.6	1.7		12.7	
An	27.0	56.0	61.9	38.6		63.4		62.0		55.5	0.1	63.9		3.9	

CNeco=Cabeço do Neco; CJoão Felix=Cabeço de João Felix; SPreta(BD)=Serra Preta de Bodó; SPreta(CC)=Serra Preta de Cerro Corá; SPreta(PA)=Serra Preta de Pedro Avelino; CJFelix=Cabeço de João Felix; CNeco=Cabeço do Neco; n=número de análises; base de cálculo, 6 oxigênio. Amostras com soma total dos óxidos < 97 % foi descartada.

Tabela 7.4 - Composição de espinélios e opacos em rochas basálticas e peridotíticas da porção central do RN

Local	Cabugizinho		CJFelix		CNeco			São João	Cabugi			SPreta(BD)	SPreta(CC)	SPreta(PA)	
Amostra	VD4A		JF1		NC1			SJ8A	VD28		VD52B1	SP6	CC20	VD11	
Tipo	xenocristal		microcristal		microcristal	xenólito		microcristal	microcristal			microcristal	microcristal	microcristal	
Oxido	n=4	$\sigma$	n=2	$\sigma$	n=1	n=5	$\sigma$	n=1	n=2	$\sigma$	n=1	n=1	n=1	n=2	$\sigma$
SiO <sub>2</sub>	0.05	0.00	0.02	0.01	0.71	0.03	0.03	0.03	0.07	0.03	0.05	0.12	0.17	2.06	2.86
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	53.76	0.22	1.54	0.04	1.94	52.11	0.84	0.00	1.99	1.72	2.38	0.15	0.91	1.47	2.00
MgO	19.52	0.94	2.16	0.41	3.49	19.67	0.15	1.57	2.14	0.52	4.58	3.60	0.69	3.91	1.25
TiO <sub>2</sub>	0.13	0.02	24.02	2.02	22.05	0.02	0.02	48.59	33.65	1.94	22.89	21.28	26.40	33.10	2.65
FeO	10.38	1.64	49.54	1.37	44.83	9.41	0.48	47.52	49.83	2.01	44.39	43.85	52.75	41.13	2.03
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.02	0.23	0.04	0.04	0.34	14.81	0.36	0.00	0.01	0.01	0.39	0.18	0.00	0.30	0.06
NiO	0.37	0.02	0.07	0.02	0.17	0.32	0.10	0.00	0.04	0.04	0.14	0.14	0.00	0.06	0.09
ZnO	0.05	0.03	0.14	0.07	0.17	0.25	0.03	0.12	0.09	0.04	0.21	0.13	0.12	0.10	0.07
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.13	0.01	0.00	0.00	0.00	0.06	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	0.00	0.00	0.02	0.03	0.20	0.01	0.02	0.04	0.07	0.03	0.03	0.25	0.04	0.06	0.04
MnO	0.19	0.05	0.63	0.04	0.50	0.14	0.02	0.30	0.55	0.22	0.65	0.89	0.94	0.70	0.03
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.42	0.03	21.57	1.58	23.04	1.88	0.41	0.00	10.10	8.77	22.65	28.25	15.14	14.32	2.25
Total	100.02		99.75		97.44	98.72		98.16	98.53		98.35	98.84	97.16	97.20	
Mg#	0.77		0.07		0.12	0.79		0.06	0.07		0.16	0.13	0.02	0.14	
Fe#	0.83		0.72		0.68	0.85		1.00	0.84		0.69	0.63	0.79	0.76	
Cr#	0.14		0.00		0.01	0.16		0.00	0.00		0.02	0.01	0.00	0.02	

Mg# = Mg/(Mg+Fe+2); Cr# = Cr/(Cr+Al+Fe+3); Fe# = Fe/(Fe+2 + Fe+3); SPreta(BD) = Serra Preta de Bodó; SPreta(CC) = Serra Preta de Cerro Corá; SPreta(PA) = Serra Preta de Pedro Avelino; CJFelix = Cabeço de João Felix; CNeco = Cabeço do Neco; n = número de análises; base calculo Sp=32 oxigênio e il=6 oxigênio. Amostras com soma total dos óxidos < 97 % foi descartada.

## **CAPÍTULO VIII – LITOGEOQUÍMICA**

### **8.1 - PROCEDIMENTOS ANALÍTICOS**

Do conjunto de amostras coletadas, 57 delas foram previamente selecionadas para procedimentos analíticos, sendo 41 de basaltos, 11 de microgabros e 5 de xenólitos peridotíticos e eclogíticos.

Estas amostras foram inicialmente trituradas em britador de mandíbulas e posteriormente moídas em moinho, usando gral de ágata e enviadas Lakefield/Geosol de Belo Horizonte, Brasil. Todas as amostras passaram por calcinação a 1000°C, até peso constante, para o cálculo da perda ao fogo. As amostras foram analisadas para elementos maiores e elementos traços (Ga, Hf, Nb, Rb, Ta, Th e U) por Fluorescência de Raios-X (FRX), usando pó prensado. Os elementos traços Ba, Cr, Cu, Ni, Sc, Sr, Zn, Zr, Y, Co, Pb e V e terras raras, foram analisados por ICP-MS (Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry).

### **8.2 – CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA**

Tomando como base os resultados geoquímicos, as rochas estudadas foram classificadas em basaltos toleíticos, olivina basaltos alcalinos, basanitos, melanefelinitos e nefelinitos (Fig 8.1 e 8.2). Para tanto, foram usadas as classificações propostas por Le Maitre (1989) e Le Bas (1989). Rochas basaníticas e nefeliníticas são difíceis de serem distinguidas no campo, sendo normalmente confundidas com os basaltos. Nos casos onde a distinção mineralógica não pode ser usada, por causa dos minerais chaves não aparecerem na mineralogia modal e não estando aparente na matriz, a distinção química entre nefelinitos e basanitos, torna-se conveniente, e a melhor solução é obtida usando a norma CIPW. Para o cálculo da norma CIPW foi usado o programa NORM3, escrito por Hollocher (2005). Os dados CIPW obtidos a partir dos dados químicos mostram que a maioria das amostras apresenta nefelina (ne) normativa, embora composições com hiperstênio (hy), leucita (lc) e larnita (la) também ocorram.

### 8.2.1 - Elementos Maiores e Menores

Os resultados analíticos se encontram nas tabelas 8.1 (elementos maiores) e 87.2 (elementos traços, incluindo os elementos terras raras) ao final deste capítulo.

As rochas basálticas apresentam concentrações de MgO na faixa de 9,4-16,5 % ( $Mg\# = 0,58-0,7$ ), Ni = 108-474 ppm e Cr = 133-508 ppm, acompanhadas por uma ampla variação em SiO<sub>2</sub> 38,9-48,3 % e álcalis (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O = 3,2-5,4 %). Por outro lado, os microgabros apresentam MgO na faixa de 3,5-10,1 % ( $Mg\# = 0,36-0,62$ ), SiO<sub>2</sub> 42,5-49,3 % e total de álcalis = 2,8-7,5 %. Os xenólitos peridotíticos têm valores de concentração de MgO=37,7-40,5 % ( $Mg\# = 0,88-0,89$ ) e SiO<sub>2</sub> ~45 %, além de elevadas concentrações de Ni (1462-1697 ppm) e Cr (905-1048 ppm). Por último, xenólitos de eclogíticos mostram concentrações de MgO=15,9 % ( $Mg\# = 0,79$ ) e SiO<sub>2</sub>=43,7 %, com Ni=199 ppm e Cr=599 ppm.

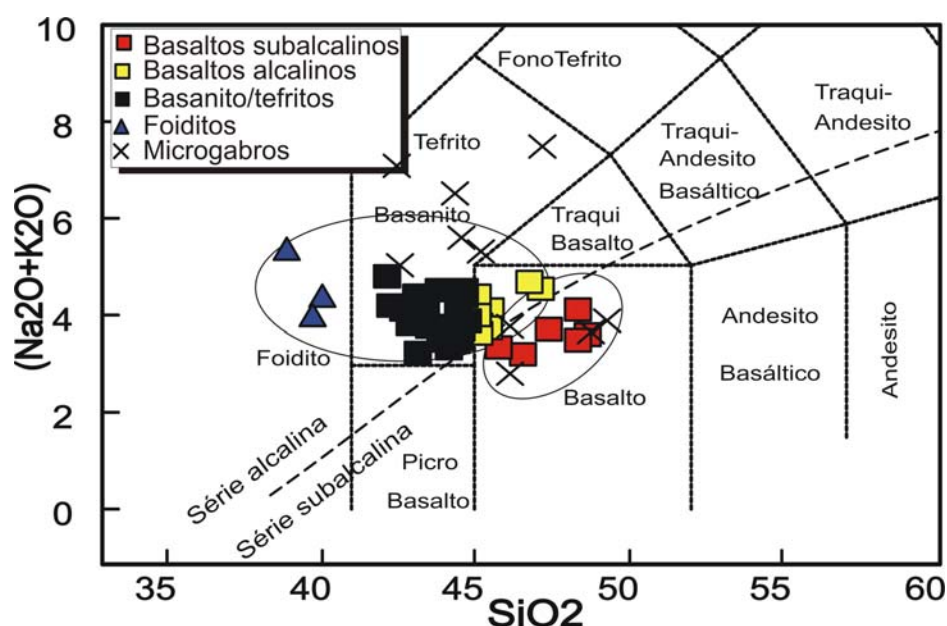


Figura 8.1 – Classificação de rochas vulcânicas Cenozóicas com base no diagrama total de álcalis (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O) vs. SiO<sub>2</sub> (Le Maitre, 1989). A linha divisória que separa a série alcalina da série subalcalina foi proposta por Irvine & Baragar (1971).

A classificação usando o diagrama (Fig. 8.1), mostra que boa parte das análises plota dentro do campo das séries alcalinas e no limite das séries subalcalinas, de acordo com a linha divisória proposta por Irvine & Baragar (1971). Considerando os resultados mostrados neste diagrama (Fig. 8.1), a



primeira série engloba basaltos alcalinos, basanitos/tefritos e foiditos (basaltos de textura média e/ou microporfíricos) e outra de natureza moderada a subalcalina, compreendendo basaltos transicionais (basaltos de textura média) e basaltos toleíticos (basaltos de textura fina).

A distinção entre basanita e álcali olivina basalto, foi feita utilizando um diagrama binário que relaciona o índice de diferenciação ( $ID=Q+Ab+Or+Ne+Lc+Kc$ ) de Tornton & Tuttle, (1960) *vs.* nefelina+leucita normativas (Fig. 8.2a) ou olivina normativa *vs* nefelina+leucita normativas, (Fig. 8.2b). O limite de 5 % de nefelina normativa, foi usado para separar álcali olivina basalto de basanita, em acordo Kempton et al. (1987). Para separação de basanitos e tefrito usou-se a proposta de Le Bas (1986), onde basanita apresenta >10% de olivina normativa e tefrito < 10%. A distinção dos olivina toleíticos, foi feita pela simples presença de hiperspetênio normativo. Os basanitos, melanefelinitos e nefelinitos foram separados com base no conteúdo dos minerais normativos, nefelina e albita (Fig. 8.2c). Os basanitos apresentam >5% de albita e <20% de feldspatóide (nefelina+leucita normativas), os melanefelinitos <5% de albita e <20% de feldspatóide (nefelina+leucita normativas), enquanto os nefelinitos têm mais do que 20% de feldspatóide (nefelina+leucita normativas). Le Bas (1989) ainda sugere que rochas nefeliníticas com <10% de larnita normativa e ausência de albita normativa, podem ser denominadas de melilita nefelinito ou melilita leucitito, conforme o tipo dominante de feldspatóide. Com base nisto, é importante observar que três amostras classificadas como nefeliníticas (VD13A proveniente de Serra Preta de Pedro Avelino e SP6 e SP11 de Serra Preta de Bodó), enquadram-se nesta classificação.

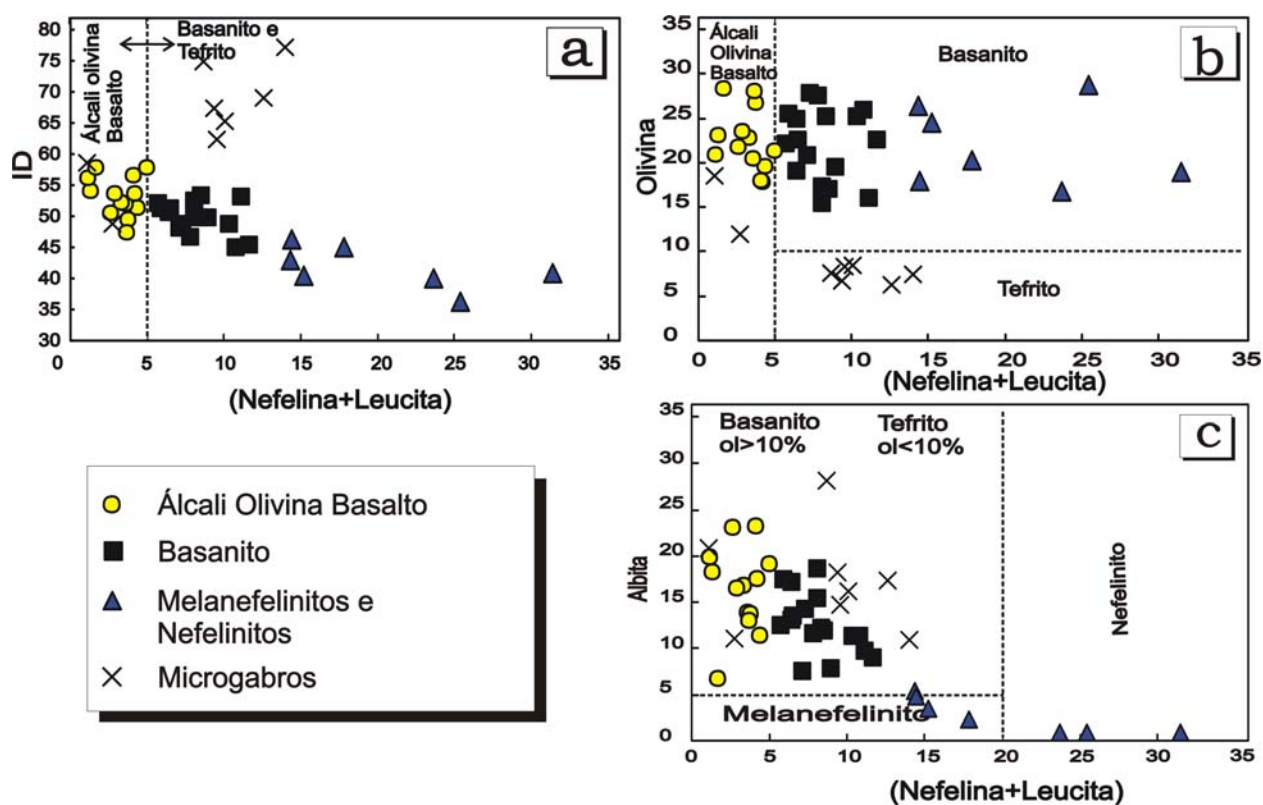


Figura 8.2 – Classificação de rochas vulcânicas Cenozóicas. (a) Índice de diferenciação (ID) de Thornton e Tuttle (1960) *vs.* nefelina+leucita normativa. A linha tracejada divide os campos entre álcali olivina basalto e basanita (Kempton et al., 1987). (b) Olivina normativa *vs.* nefelina+leucita normativa. As linhas tracejadas mostram os limites dos campos de álcali olivina basalto, basanita e tefrito. (c) Albita normativa *vs.* nefelina+leucita normativa para discriminação de nefelinitos/melanefelinitos e basanitos (Le Bas, 1989).

As informações geoquímicas, somadas aos dados geocronológicos e petrológicos, apontam para pulsos de lavas basálticas iniciados predominantemente com olivina toleítos (basaltos finos), passando para álcali olivina basaltos (basaltos médios a microporfíricos), tornando-se progressivamente subsaturados em  $\text{SiO}_2$  e mais enriquecidos em álcalis ( $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$ ) para o final do magmatismo (basaltos porfíricos e brechados), resultando na formação de vários pequenos *plugs*, principalmente de rochas basaníticas a melanefeliniticas e nefeliniticas, contendo abundantes xenocristais e xenólitos.

### 8.3 - DIAGRAMAS DE VARIAÇÃO

Os diagramas de variação dos elementos maiores e traços mostrados na Figuras 8.3, plotados em relação a  $\text{MgO}$  como índice de diferenciação, exibem

assinaturas e tendências geoquímicas da evolução dos magmas, permitindo a separação das três principais famílias de rochas encontradas na área de estudo: basaltos, microgabros e xenólitos peridotíticos e eclogíticos.

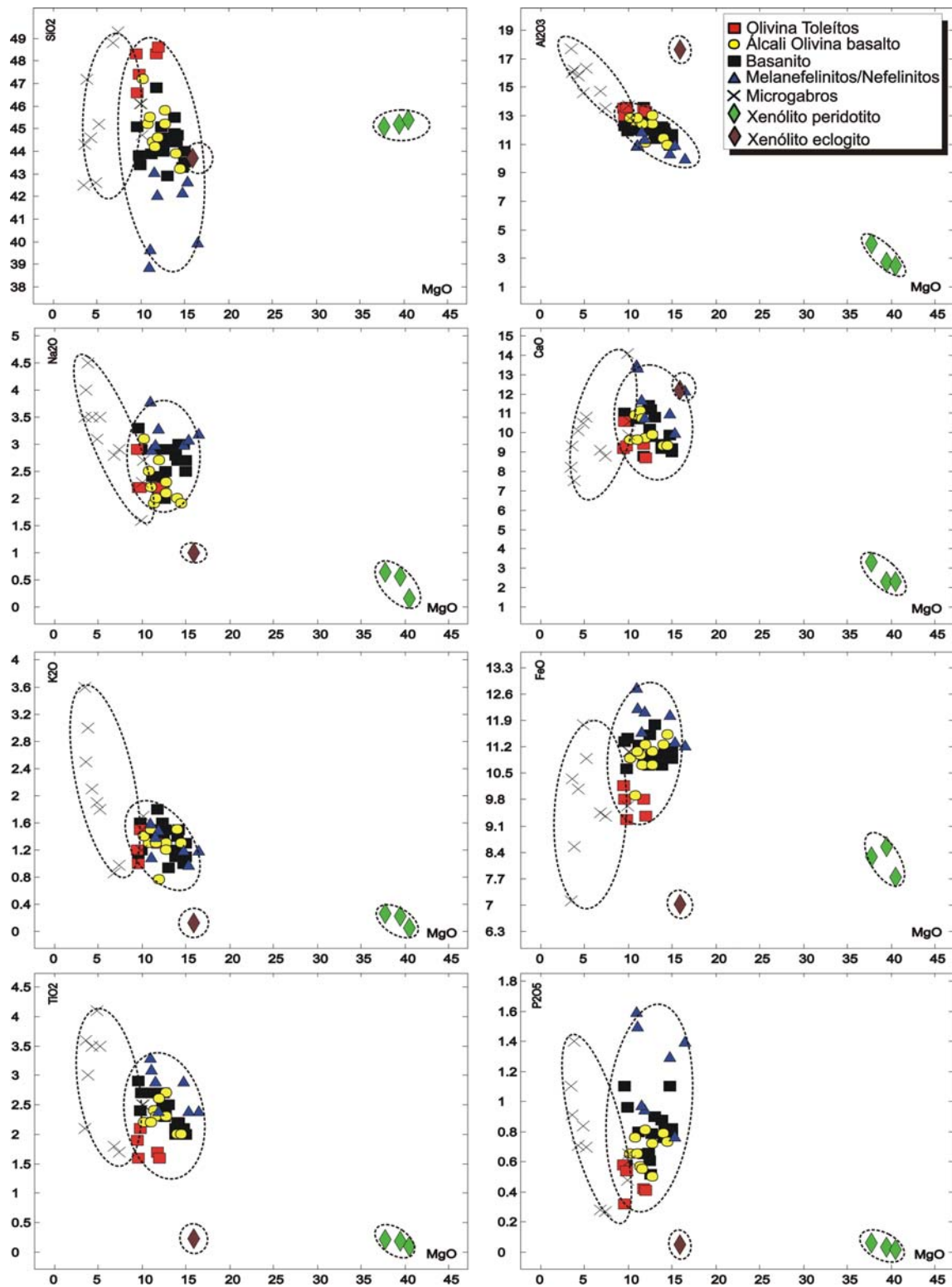


Figura 8.3 - Diagrama de variação da % dos óxidos *vs.* MgO (%) mostrando as três famílias de rochas, basaltos, microgabros e xenólitos peridotíticos e eclogíticos/piroxeníticos.

### 8.3.1 - Elementos Maiores

Nos diagramas da Figura 8.4, estão plotados os resultados químicos dos elementos maiores contra o MgO apenas para a família dos basaltos e microgabros. Os diagramas mostram que os elementos maiores Na<sub>2</sub>O, CaO, Fe<sub>2</sub>O<sub>3tot</sub>, TiO<sub>2</sub> e P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> estão em correlação positiva com MgO e aumentam seus valores de concentração dos basaltos toleíticos para os nefelinitos. As concentrações de MgO estão distribuídas numa ampla faixa, produzindo sobreposição entre as rochas basálticas (10-16%) e nefeliníticas (11-17%), tornando-se comparativamente mais baixos nos microgabros (4-10%) e mais elevados nos xenólitos peridotíticos e eclogíticos (16-41%). Um fato importante é que, invariavelmente, aquelas amostras (álcali olivina basaltos, basanitos e nefelinitos) com os mais altos valores de MgO (14-16%) apresentam xenocristais de olivina e/ou xenólitos peridotítico. O SiO<sub>2</sub> e o Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> mostram-se correlacionados negativamente com o MgO, de modo contrário dos demais elementos, aumentando seus valores de concentração das rochas nefeliníticas (SiO<sub>2</sub>=39-41%; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>=10-14%) em direção aos basaltos toleíticos (SiO<sub>2</sub>=49-50%; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>=13-14%) e microgabros (SiO<sub>2</sub>=45-52%), que seriam mais fracionados.

A distribuição das amostras nos diagramas binários, permite a observação do comportamento das variações dos elementos nas diferentes litologias. As rochas nefeliníticas e melanefeliníticas (série fortemente alcalina), se agrupam em sentido oposto aos basaltos toleíticos (série subalcalina) formando dois grupos distintos para todos os elementos, exceto para o K<sub>2</sub>O. Enquanto isso, os olivina basaltos alcalinos e basanitos plotam numa posição intermediária entre os dois extremos, produzindo uma sobreposição dos dados. Os microgabros, por sua vez, mostram pequena sobreposição com os basaltos menos enriquecidos em MgO, talvez sugerindo afinidade com o magma parental a partir do qual ele evoluiu durante seu fracionamento.

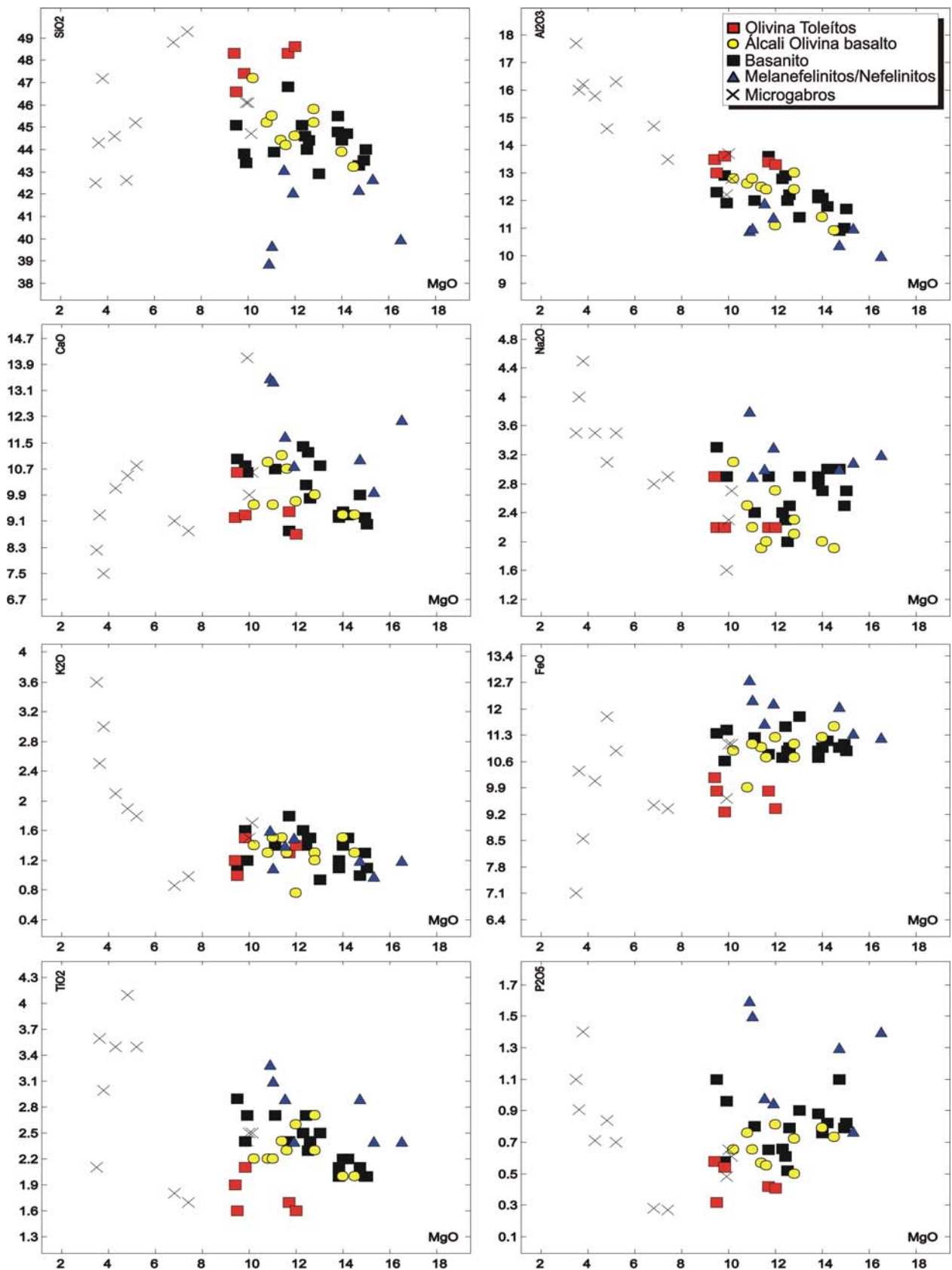


Figura 8.4 - Diagramas de variação binário usando a % dos óxidos *vs.* MgO como índice de diferenciação, apenas para basaltos e microgabros.

### 8.3.2 - Elementos Traços

Na Figura 8.5, estão plotados os dados químicos dos elementos traços apenas para os basaltos e microgabros. Os elementos Cr, Ni, Ba, Sr, Nb, Rb, Zr e Yb mostrados foram úteis para separação dos microgabros, rochas fortemente alcalinas (nefelinitos e melanefelinitos) e dos tipos subalcalinos (olivina toleítos). Como já foi dito, os basanitos e álcali olivina basaltos apresentam certa sobreposição dos dados, ocupando uma posição intermediária entre os dois tipos anteriores, como ocorria para os elementos maiores.

Do mesmo modo que os elementos maiores, as concentrações dos elementos traços aumentam dos basaltos toleíticos aos nefelinitos, a exemplo de Rb (5–25 ppm), Th (5–19 ppm), Nb (18–113 ppm), Sr (343–1334 ppm), Zr (101–339 ppm). As concentrações observadas para o Y são mais constantes, ocupando uma faixa de 12–22 ppm para os basaltos toleíticos e 16–33 ppm para os nefelinitos. Os elementos traços Ni (130–461 ppm) e Cr (133–508 ppm) comportam-se como elementos compatíveis, mostrando correlação positiva com o MgO, refletindo cristalização de olivina e piroxênios. Estes elementos traços se distribuem numa ampla faixa para todas as rochas basálticas e microgabros, definindo alinhamentos em arranjos subparalelos, com os tipos considerados menos diferenciados, posicionando-se sempre à direita do gráfico. Em se tratando dos xenólitos, estes mostram-se empobrecidos nos elementos Rb, Th, Nb, Sr, Zr e Y com forte enriquecimento em Ni e Cr. As elevadas concentrações de Ni e Cr encontradas para a maioria das rochas basálticas, enquadrando-se dentro dos parâmetros observados em composições primitivas ou próximas a primitiva.

Para os basaltos, a exemplo dos elementos maiores, também não existem *trends* dos elementos traços bem definidos, confirmando que sua evolução é mais complexa do que a simples cristalização fracionada. A grande variação, na abundância dos elementos traços para um determinado valor de MgO (entre o mesmo grupo e diferentes grupos de idades), pode, no entanto, ser explicada por variação no grau de fusão parcial ou heterogeneidades que ocorrem nas fontes mantélicas.

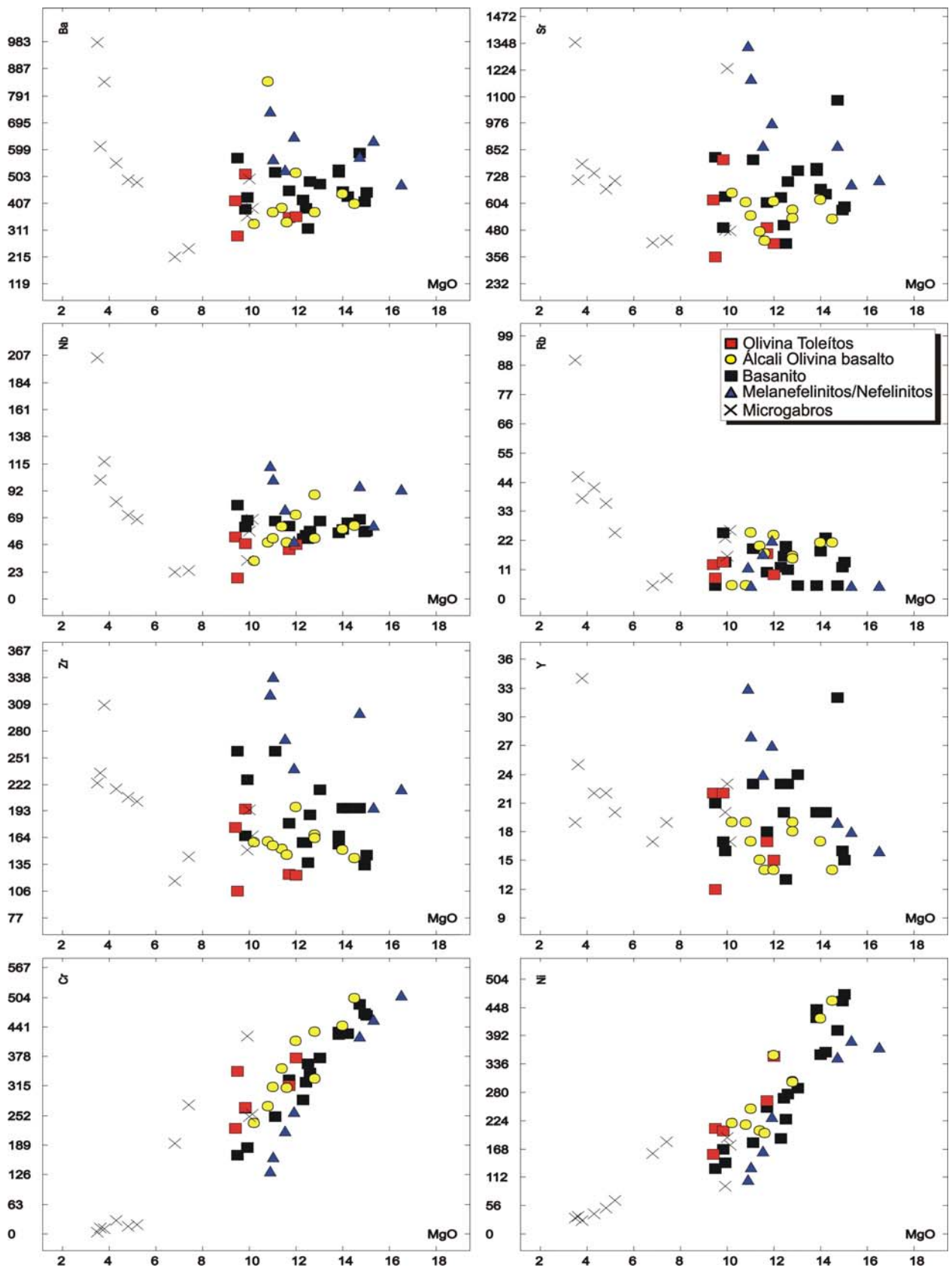


Figura 8.5 – Diagramas de variação para os elementos traços em função de MgO (%).

### 7.3.3 - Elementos Terra Raras (ETR)

Os padrões de elementos ETR mostrados na Figura 8.6, baseiam-se nos dados da tabela 8.2, sendo normalizados de acordo com valores condriticos de Sun & McDonough (1989). Para os basaltos, os modelos estão definidos por *trends* subparalelos que vão se tornando suavemente encurvados (forma de anzol) em direção aos ETR pesados (ETRP), causado por um enriquecimento em Yb e Lu de algumas amostras. Anomalias positivas de Eu aparecem de forma sutil em algumas amostras de rochas Cenozóicas do RN; nefelinitos (SP11), melanefelinitos (ST2B) (Fig. 8.6a), álcali olivina basaltos (SR1, JF1, SF5A) (Fig. 8.6c) e basaltos toleitos (ST9, ST11, CC36), (Fig. 8.6d) tornando-se ausentes nos basanitos (Fig. 8.6b). As amostras JF1, SF5A e NC1 mostradas junto aos álcalis olivina basaltos e olivina toleitos, apresenta seus espectros diferenciados, portanto, enquadrando-se dentro dos tipos transicionais.

Os padrões observados para os microgabros, definem dois grupos distintos: um que mostra *trends* mais ou menos paralelos, enriquecidos em ETR leves (ETRL) e ausência de anomalias de Eu (Fig. 8.6e) e outra formado por *trends* subparalelos, sendo menos enriquecidas em ETRL, com uma única amostra (SJ1A), exibindo significativa anomalia positiva de Eu.

Os modelos ETR definidos para as rochas peridotíticas e eclogíticas (Fig. 8.6f) mostram comportamento totalmente diferenciado dos basaltos e microgabros, exibindo fraco enriquecimento em elementos ETRL e empobrecimento em ETRP, duas amostras peridotíticas exibem anomalia negativa de Eu (NC3 e SA4B) e outra anomalia positiva (CC10), aquela proveniente do Diatrema da Fazenda Santa Fé (SFVZ1C) mostra padrão suavemente inclinado, fracamente enriquecida em ETRL, definindo um *trend* quase paralelo à linha de referência de normalização do condrito.

Observando o comportamento dos elementos terras raras para os vários tipos de rochas, nota-se uma gradual suavização na inclinação dos padrões, diminuindo a partir das rochas subsaturadas em sílica em direção aos tipos saturados em sílica, microgabros e rochas peridotíticas e eclogíticas (Fig. 8.6). As razões mais elevadas dos ETRL em relação aos ETRP (ETRL/ETRP) são



observadas para os nefelinitos ( $[La/Lu]_N = 61,96-267,47$ ) e particularmente, três amostras (VD13A, SP6 e SP11) são enriquecidas em ETRL.

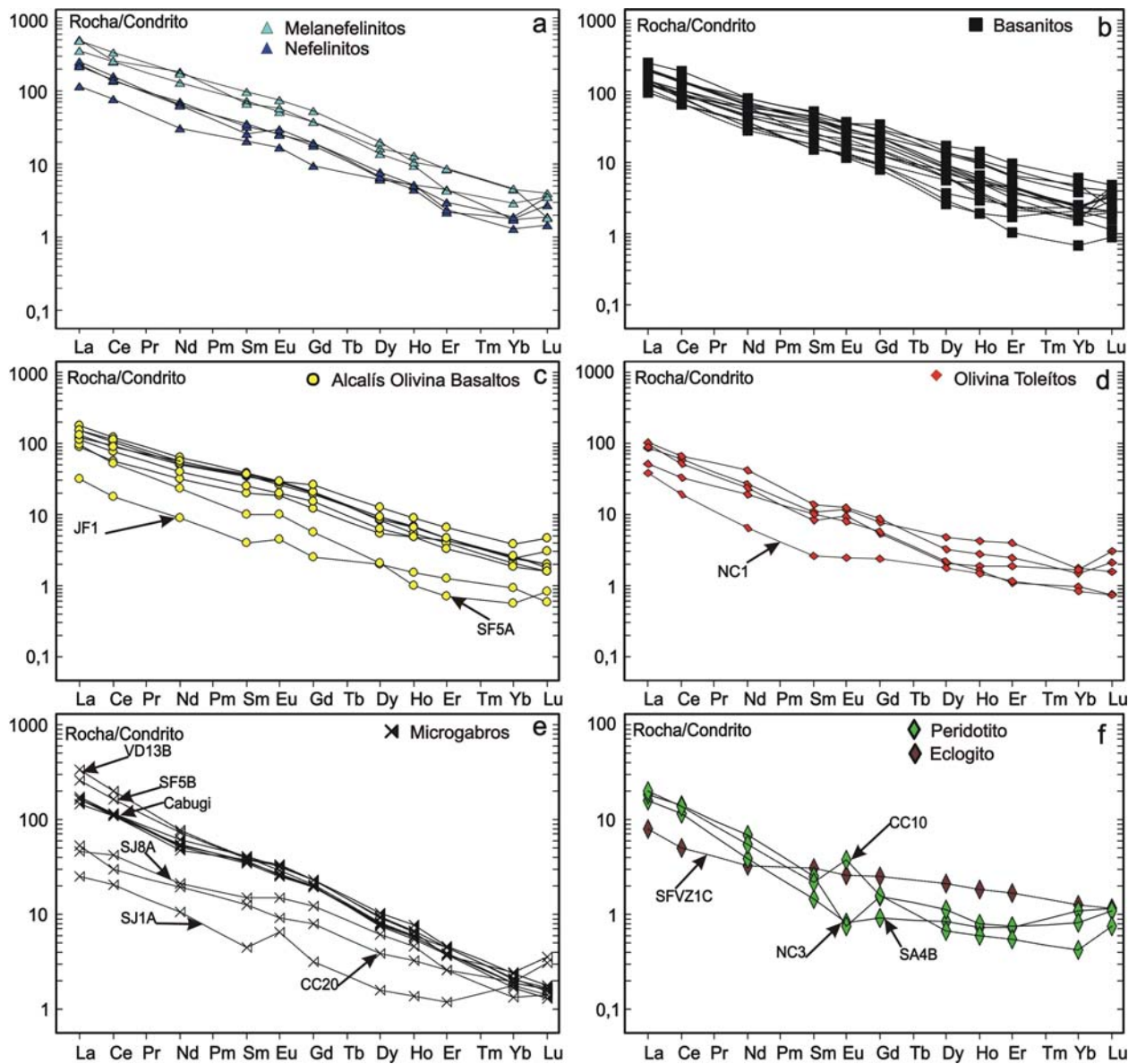


Figura 8.6 – Padrões de elementos terras raras normalizados em relação ao condrito de Sun & McDonough (1989).

Diferenças no grau de fusão parcial de uma fonte comum, pode ser a explicação para a inclinação dos espectros de ETR para os melanefelinitos/nefelinitos ( $La/Yb_N=67-171$ ), basanitos ( $La/Yb_N=23-160$ ), álcali olivina basaltos ( $La/Yb_N=33-170$  e olivina toleítos ( $La/Yb_N=38-57$ ). Os valores de concentrações ETR pesados são quase uniformes nestes grupos ( $Yb_N=0,5-6,0$ ), enquanto os valores ETR leves variam numa ampla faixa ( $La_N=8-487$ ),

sugerindo que o fracionamento foi controlado por enriquecimento em ETR leves.

As assinaturas geoquímicas impressas pelos elementos ETR nas rochas basálticas Cenozóicas da porção central do RN, exibidas na Figura 8.6, mostram que a existência de uma ampla variação no enriquecimento de ETRL pode sugerir variados graus de fusão parcial, e neste caso, uma fonte peridotítica ou até mesmo piroxenítica, contendo granada, pode ser inferida, levando em consideração o empobrecimento de ETRP em relação aos ETRL, principalmente do Yb, o que poderia explicar os padrões aqui mostrados. Uma outra explicação para a forma de anzol produzida pelos ETRP poderia ser atribuída ao envolvimento de anfibólio (pargasita ou kersurtita) durante a faz de equilíbrio sólido-liquído.

#### **8.3.4 - Diagramas Multielementares**

Os padrões apresentados nos diagramas multielementares da Figura 8.7, baseiam-se nos dados apresentados na tabela 8.2. Os referidos dados foram normalizados em relação aos valores do condrito sugerido por Thompson (1982).

A ampla variação das concentrações dos elementos traços e ETR, produzem algumas diferenças marcantes entre as rochas da série fortemente alcalina daquela moderada a subalcalina, gerando diferenças entre os grupos e dentro dos grupos litológicas. As rochas nefeliníticas, exibem padrões visualmente parecidos com os melanfelinitos e basanitos, embora sejam ligeiramente mais enriquecidos nos elementos Nb, La, Ce, Sr, Nd, P e Sm e empobrecidos em Rb. Também existem diferenças marcantes produzidas por anomalias negativas de Rb, K, Nd e Sm e positivas de Th, Nb e P (Fig. 8.76a e Fig. 8.7b) com diferentes intensidades.

Os basanitos se mostram enriquecidos em relação aos álcalis olivina basaltos e olivina toleítos, os quais também mostram padrões parecidos aos magmas fortemente alcalinas, contudo, as diferenças marcantes estão principalmente, na intensidade das anomalias negativas de Rb, Nd e Sm e positivas de P (Fig. 8.7b). A exemplo dos padrões observados para nefelinitos,

melanefelinitos e basanitos, os álcalis olivina basaltos diferem dos olivina toleitos pelo seu maior enriquecimentos na maioria dos elementos mostrados (Fig. 8.7c), contudo, duas amostras (JF1 e SF5A) mostram-se empobrecidas em relação aos olivina toleitos (Fig. 8.7c). Os olivina toleitos apresentam padrões exibindo perfis côncavos mais suaves e fortes anomalias de Nd e Sm (Fig. 8.7d).

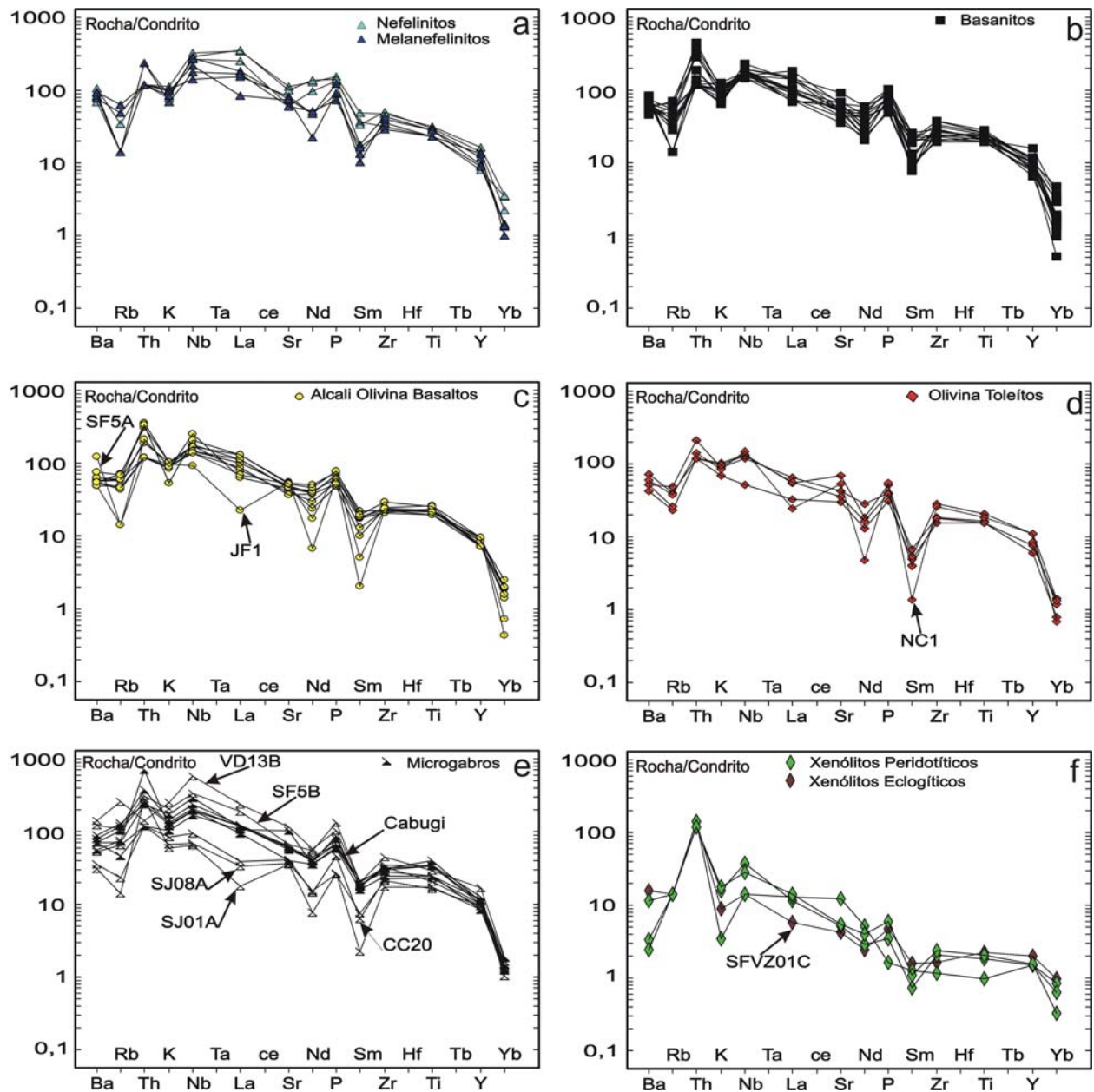


Figura 8.7 – Diagramas de multielementos normalizados em relação ao condrito de Thompson (1982). (OT=olivina toleito). Valores (ppm) do condrito sugerido por Thompson (1982); Ba (6,90), Rb (0,35), Th (0,042), K (120), Nb (0,35), Ta (0,02), La (0,329), ce (0,865), Sr (11,8), Nd (0,63), P (46), Sm (0,203), Zr (6,84), Hf (0,2), Ti (620), Tb (0,052), Y (2) e Yb (0,22).

Os microgabros exibem padrões que sobrepõem todo espectro ocupado pelos basaltos, basanitos e nefelinitos, definido por um padrão de anomalias negativas de Rb, K, Nd e Sm e positivas de Th e P (Fig. 8.7e) de intensidades variadas. Os padrões das amostras dos microgabros provenientes do Pico do Cabugi, apresentam comportamento semelhante aos basanitos, aquelas da Fazenda São João e de Serra Preta (Cerro corá), (amostras SJ8A, SJ1A, CC20) mostram comportamento semelhante aos álcalis olivina basaltos e toleítos, enquanto que as amostras provenientes de Serra Preta (Pedro Avelino) e Fazenda São Francisco (VD13B e SF5B) mostram padrões comparados com aos dos nefelinitos e melanefelinitos. Os padrões mostrados pelos xenólitos do manto são bastante suavizados quando comparados aos demais tipos de rochas, exibindo discretas anomalias negativas de K e Sm e anomalia positiva de Th, proeminente e discreta de Nb e P (Fig. 8.7f).

As informações extraídas dos padrões dos diagramas de multielementos (Figs. 8.7a, b, c, d, e), apontam perfis suavemente côncavos, com variáveis inclinações a partir do Th até o Yb. Os padrões são caracterizados por possuírem anomalias negativas de Rb, K, Nd e Sm e positivas de Th, Nb e P. Os elementos mais compatíveis (Zr ao Y) permanecem relativamente constantes, em torno de <20 vezes o condrito para as rochas basálticas. Já para os xenólitos do manto e eclogitos/piroxenitos, mostram-se empobrecidos nestes elementos em relação ao condrito. O forte empobrecimento de Yb para todas as amostras mostradas aqui é uma forte indicação de participação de granada residual na fonte dos magmas.

**Tabela 8.1 - Resultados geoquímicos dos elementos maiores para as rochas Cenozóicas da porção central do RN**

LOCAL	SFê			JFelix	SJoão			CNeco			SRita		SPreto(ST)		Carn(ST)	Pedreira(CC)		
IDADE	70			52	46			33					29			27		
LITOLOGIA	ECLOGITO?	OT	OT	AOB	GA	GA	AGA	OT	PER	AOB	BAS	AOB	AOB	OT	OT	BAS	OT	BAS
Amostra	SFVZ1C	VD1	VD1*	JF1	SJ1A	SJ8A	SJ3	NC1	NC3	VD125A	VD151	SR1	SR1*	ST9	ST11	ST2B	CC36	SA1
SiO2	43.70	46.60	46.60	47.20	48.80	49.30	46.10	48.30	45.40	45.20	44.60	45.80	45.70	48.60	48.30	42.10	47.40	44.40
TiO2	0.23	1.60	1.60	2.20	1.80	1.70	2.50	1.90	0.10	2.70	2.70	2.30	2.30	1.60	1.70	2.40	2.10	2.40
Al2O3	17.60	13.00	13.00	12.80	14.70	13.50	13.70	13.50	2.50	12.40	12.90	13.00	13.20	13.30	13.40	11.40	13.60	12.20
Fe2O3	7.80	10.90	10.90	12.10	10.50	10.40	12.30	11.30	8.60	12.30	12.80	11.90	12.00	10.40	10.90	13.50	10.30	12.20
MnO	0.20	0.15	0.15	0.16	0.13	0.13	0.16	0.15	0.13	0.19	0.17	0.17	0.17	0.15	0.16	0.18	0.16	0.18
MgO	15.90	9.50	9.50	10.20	6.80	7.40	10.00	9.40	40.50	12.80	12.40	12.80	13.10	12.00	11.70	11.90	9.80	12.60
CaO	12.20	10.60	10.70	9.60	9.10	8.80	9.90	9.20	2.30	9.90	10.20	9.90	10.00	8.70	9.40	10.80	9.30	9.80
Na2O	1.00	2.20	2.20	3.10	2.80	2.90	2.30	2.90	0.16	2.30	2.30	2.10	2.20	2.20	2.20	3.30	2.20	2.50
K2O	0.13	1.00	1.00	1.40	0.86	0.98	1.50	1.20	0.05	1.30	1.40	1.20	1.20	1.40	1.30	1.50	1.50	1.50
P2O5	0.05	0.32	0.31	0.65	0.28	0.27	0.65	0.58	0.02	0.72	0.61	0.50	0.53	0.41	0.42	0.95	0.54	0.79
P.F.	0.72	1.94	2.04	0.82	5.59	3.65	1.46	0.73	0.78	0.98	0.56	0.64	0.73	1.13	0.71	1.09	2.49	0.76
<b>Total</b>	<b>99.53</b>	<b>97.81</b>	<b>98.00</b>	<b>100.23</b>	<b>101.36</b>	<b>99.03</b>	<b>100.57</b>	<b>99.16</b>	<b>100.54</b>	<b>100.79</b>	<b>100.64</b>	<b>100.31</b>	<b>101.13</b>	<b>99.89</b>	<b>100.19</b>	<b>99.12</b>	<b>99.39</b>	<b>99.33</b>
<b>Mg#</b>	<b>0.79</b>	<b>0.61</b>	<b>0.61</b>	<b>0.60</b>	<b>0.54</b>	<b>0.56</b>	<b>0.59</b>	<b>0.60</b>	<b>0.89</b>	<b>0.65</b>	<b>0.64</b>	<b>0.66</b>	<b>0.66</b>	<b>0.68</b>	<b>0.66</b>	<b>0.61</b>	<b>0.63</b>	<b>0.65</b>
ID	57.69	56.43	56.41	56.53	63.42	61.02	58.46	60.29	9.19	52.08	52.09	53.96	53.49	56.90	56.57	44.91	59.14	51.35
CIPW																		
Albita	8.25	18.62	18.62	23.42	23.69	24.54	19.46	24.54	1.35	17.97	14.49	17.77	17.75	18.62	18.62	5.65	18.62	14.94
Anortita	43.15	22.64	22.64	16.88	25	20.92	22.63	20.27	5.96	19.67	20.74	22.5	22.6	22.28	22.85	11.86	22.8	17.64
Ortoclásio	0.91	7.37	7.37	9.96	6.29	7.2	10.75	8.56	0.38	9.38	10.11	8.63	8.57	9.98	9.24	11.14	10.86	10.93
Nefelina	1.62	-	-	4.07	-	-	1.03	-	-	3.34	5.69	1.35	2.89	-	-	17.84	-	6.47
Leucita	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Diopsídio	12.82	21.92	22.36	20.21	14.29	16.45	17.28	16.5	4.26	19.03	19.85	17.89	17.96	13.85	15.92	28.26	15.47	20.08
Hiperstênio	-	3.74	3.03	-	15.58	15.29	-	3.36	24.05	-	-	-	-	10.17	7.02	-	8.63	-
Olivina	28.35	14.08	14.41	17.99	2.82	3.48	18.58	15.18	61.4	22.75	22.14	23.06	23.41	15.22	16.42	20.26	11.92	22.59
Larnita	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
T1 °C	1503	1308	1308	1324	1214	1230	1326	1295	1912	1410	1404	1406	1415	1365	1359	1410	1313	1411
P (kbar)	<b>36</b>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Mg#=[Mg/(Mg+Fe)]; OT=Olivina toleito; AOB=Alcali olivina basalto; BAS=Basanita; Mnef=Melanefelinito/nefelinito; GA=Gabro; AGA=Alcali gabro; PER=Peridotito; qz=Quartzo  
 ab=Albita; or=Ortoclásio; ne=Nefelina; lc=Leucita; ID= índice de diferenciação de Thornton-Tuttle 1960; \* Amostra duplicata; Fe3+/(Fe3+ + Fe2+)= 0,1; PA=Pedro Avelino;  
 SFê=Santa Fé; JFelix=João Felix; CNeco=Cabeço de Neco; SRita=Santa Rita; SPreto=Serrote Preto; Carn=Carnaubinha; SAguda=Serra Aguda; SPreta=Serra Preta;  
 CNegro= Cabelo de Negro; SAguda=Serra Aguda; CC=Cerro Corá; ST=São Tomé; BD=Bodó; Cabz=Cabugizinho; Carc=Carcarazinho; SFco=São Francisco; PPreta=Pedra Preta;

Tabela 8.1

(Continuação)

Saguda		SPreta(CC)					Cabugi												
26		25					25												
BAS	PER	BAS	BAS	AGA	PER	PER	AOB	AOB	AOB	AOB	AOB	BAS	BAS	BAS	BAS	BAS	BAS	BAS	BAS
SA4A	SA4B	CC21	CC22	CC20	CC10	CC10*	VD38	VD46A	VD46B	VD46C	VD54C	VD23	VD27	VD28	VD49D	VD52	VD60A	VD108	VD112
42.90	45.20	44.70	44.40	46.10	45.10	45.40	44.20	45.50	43.20	43.90	44.40	44.80	44.00	44.00	43.50	45.50	43.80	45.10	43.30
2.50	0.19	2.20	2.20	2.40	0.21	0.22	2.30	2.20	2.00	2.00	2.40	2.00	2.00	2.30	2.00	2.10	2.40	2.50	2.10
11.40	2.70	11.80	12.10	12.20	4.00	4.10	12.40	12.80	10.90	11.40	12.50	12.10	11.70	12.00	11.00	12.20	12.90	12.80	10.90
13.10	9.50	12.40	12.20	10.70	9.20	9.20	11.90	12.30	12.80	12.50	12.20	11.90	12.10	12.10	12.30	12.10	11.80	11.90	12.20
0.20	0.12	0.19	0.18	0.16	0.14	0.13	0.16	0.17	0.20	0.19	0.17	0.19	0.18	0.17	0.19	0.19	0.16	0.18	0.20
13.00	39.40	14.20	14.00	9.90	37.70	37.30	11.60	11.00	14.50	14.00	11.40	13.80	15.00	12.50	14.90	13.80	9.80	12.30	14.70
10.80	2.30	9.30	9.40	14.10	3.30	3.10	10.70	9.60	9.30	9.30	11.10	9.20	9.00	11.20	9.20	9.30	10.80	11.40	9.90
2.90	0.56	3.00	2.70	1.60	0.64	0.54	2.00	2.20	1.90	2.00	1.90	2.80	2.70	2.00	2.50	2.90	2.90	2.40	3.00
0.94	0.23	1.50	1.40	1.20	0.26	0.28	1.30	1.50	1.30	1.50	1.50	1.10	1.10	1.50	1.30	1.20	1.60	1.60	1.00
0.90	0.04	0.82	0.76	0.48	0.06	0.07	0.55	0.65	0.73	0.79	0.57	0.88	0.82	0.52	0.79	0.88	0.58	0.66	1.10
0.59	0.28	0.77	0.84	1.47	0.50	0.60	0.85	0.90	0.57	0.74	1.03	0.84	0.80	0.74	0.60	0.64	0.90	0.80	0.94
99.23	100.52	100.88	100.18	100.31	101.11	100.94	97.96	98.82	97.40	98.32	99.17	99.61	99.40	99.03	98.28	100.81	97.64	101.64	99.34
<b>0.64</b>	<b>0.88</b>	<b>0.67</b>	<b>0.67</b>	<b>0.62</b>	<b>0.88</b>	<b>0.88</b>	<b>0.64</b>	<b>0.62</b>	<b>0.67</b>	<b>0.67</b>	<b>0.63</b>	<b>0.68</b>	<b>0.69</b>	<b>0.65</b>	<b>0.69</b>	<b>0.67</b>	<b>0.60</b>	<b>0.65</b>	<b>0.68</b>
45.36	12.56	48.78	49.86	48.69	17.10	17.02	51.83	56.00	47.19	49.34	51.32	51.27	48.83	48.22	46.69	51.24	53.05	49.88	44.98
11.23	4.74	13.32	13.97	12.42	5.42	4.57	15.02	18.62	14.44	14.99	13.12	18.32	15.6	9.86	13.3	18.35	11.48	10.16	12.91
15.31	4.17	14.3	16.76	22.56	7.27	7.94	21.02	20.62	17.37	17.7	21.15	17.2	16.56	19.34	14.95	16.73	17.46	19.43	13.32
6.91	1.72	10.81	10.16	8.76	1.93	2.08	9.6	10.93	9.76	11.13	11.03	8	8.05	11.01	9.66	8.57	11.8	11.37	7.38
11.6	-	10.31	8.28	2.75	-	-	3.6	1.15	3.71	3.75	4.4	5.89	7.22	7.13	7.79	6.37	11.11	8.9	10.79
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
25.57	5.51	20.32	19.3	34.3	6.86	5.53	22.45	17.74	19.25	18.4	23.62	17.64	17.76	25.69	20.2	18.16	25.44	24.97	22.6
-	15.65	-	-	-	11.31	16.07	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
22.55	64.94	25.16	25.21	11.89	63.35	59.95	20.37	20.86	28	26.67	19.54	25.46	27.85	20.84	27.53	24.91	16	19.5	26.03
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
1434	1900	1451	1448	1323	1880	1871	1385	1358	1472	1453	1378	1440	1477	1411	1479	1434	1335	1398	1476
-	-	<b>28</b>	<b>29</b>	-	-	-	-	-	<b>35</b>	<b>31</b>	-	-	<b>32</b>	-	<b>34</b>	-	-	-	<b>35</b>

Tabela 8.1  
(Conclusão)

Cabugi					SPreta(PA)		CNegro		Cabz		Carc		SPreta(BD)		SFco		PPreta	SVerde
					15		8		8		9		7					
AGA	AGA	AGA	AGA	AGA	NEF	AGA	BAS	BAS	AOB	BAS	BAS	BAS	NEF	NEF	AOB	AGA	BAS	BAS
<b>VD54A</b>	<b>VD59A</b>	<b>VD59B</b>	<b>VD60B</b>	<b>VD60C</b>	<b>VD13A</b>	<b>VD13B</b>	<b>CN5B</b>	<b>CN11</b>	<b>VD5</b>	<b>VD4</b>	<b>VD7</b>	<b>VD8</b>	<b>SP6</b>	<b>SP11</b>	<b>SF5A</b>	<b>SF5B</b>	<b>PP3</b>	<b>VD90</b>
45.20	44.70	44.30	42.60	44.60	40.00	42.50	43.90	43.10	44.60	42.20	45.10	43.40	38.90	39.70	45.20	47.20	42.70	46.80
3.50	2.50	3.60	4.10	3.50	2.40	2.10	2.70	2.90	2.60	2.90	2.90	2.70	3.30	3.10	2.20	3.00	2.40	2.40
16.30	12.80	16.00	14.60	15.80	10.00	17.70	12.00	11.90	11.10	10.40	12.30	11.90	10.90	11.00	12.60	16.20	11.00	13.60
12.10	12.30	11.50	13.10	11.20	12.50	7.90	12.50	12.90	12.50	13.40	12.60	12.70	14.20	13.60	11.00	9.50	12.60	12.00
0.16	0.17	0.15	0.16	0.14	0.21	0.12	0.18	0.18	0.15	0.22	0.17	0.17	0.22	0.20	0.16	0.14	0.18	0.16
5.20	10.10	3.60	4.80	4.30	16.50	3.50	11.10	11.50	12.00	14.70	9.50	9.90	10.90	11.00	10.80	3.80	15.30	11.70
10.80	10.60	9.30	10.50	10.10	12.20	8.20	10.70	11.70	9.70	11.00	11.00	10.60	13.50	13.40	10.90	7.50	10.00	8.80
3.50	2.70	4.00	3.10	3.50	3.20	3.50	2.40	3.00	2.70	3.00	3.30	2.90	3.80	2.90	2.50	4.50	3.10	2.90
1.80	1.70	2.50	1.90	2.10	1.20	3.60	1.40	1.40	0.76	1.20	1.10	1.20	1.60	1.10	1.30	3.00	0.99	1.80
0.70	0.61	0.91	0.84	0.71	1.40	1.10	0.80	0.98	0.81	1.30	1.10	0.96	1.60	1.50	0.76	1.40	0.77	0.65
1.23	0.77	1.77	1.54	2.72	0.65	8.28	2.02	1.05	1.71	1.97	1.69	2.86	1.20	1.71	1.96	3.89	1.41	0.66
100.49	98.95	97.63	97.24	98.67	100.26	98.50	99.70	100.61	98.63	102.29	100.76	99.29	100.12	99.21	99.38	100.13	100.45	101.47
<b>0.44</b>	<b>0.60</b>	<b>0.36</b>	<b>0.40</b>	<b>0.41</b>	<b>0.70</b>	<b>0.44</b>	<b>0.62</b>	<b>0.62</b>	<b>0.63</b>	<b>0.66</b>	<b>0.58</b>	<b>0.58</b>	<b>0.58</b>	<b>0.59</b>	<b>0.64</b>	<b>0.42</b>	<b>0.69</b>	<b>0.64</b>
65.19	53.38	69.01	62.31	67.24	36.31	77.08	50.65	46.24	50.33	40.32	52.54	51.48	40.75	40.04	53.62	74.85	42.92	57.73
17.66	13.6	18.09	16.02	18.71	0	11.21	14.48	7.55	22.62	6.55	19.41	16.43	0	0.35	17.28	27.4	8.63	20.17
23.45	17.79	18.32	20.31	21.2	9.38	21.95	17.84	14.87	15.92	11.37	15.5	15.91	7.96	13.75	19.32	15.14	13.18	18.78
12.68	12.37	18.06	14.1	15.2	-	26.62	10.33	10.19	5.64	8.78	7.94	8.97	-	-	9.44	21.05	7.28	12.59
10.02	8.51	12.64	9.52	9.4	18.32	13.98	6.41	14.41	2.62	15.26	8.07	8.04	21.89	17	4.22	8.64	14.34	5.01
-	-	-	-	-	7.15	-	-	-	-	-	-	-	9.59	6.69	-	-	-	-
19.44	23.92	17.1	20.99	18.97	23.83	9.52	23.73	28.64	21.42	27.18	24.75	24.26	26.05	33.85	23.11	9.92	24.63	15.5
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
8.48	16.99	6.28	8.26	6.77	28.78	7.41	19.12	18	21.8	24.55	15.43	17.32	19.01	16.83	17.74	7.65	26.39	21.34
-	-	-	-	-	3.56	-	-	-	-	-	-	-	4.88	0.34	-	-	-	-
1175	1338	1119	1172	1145	1553	1121	1373	1390	1392	1486	1317	1340	1407	1403	1355	1118	1497	1386
-	-	-	-	-	<b>63</b>	-	-	-	-	<b>41</b>	-	-	-	<b>45</b>	-	-	<b>39</b>	-

**Tabela 8.2 - Resultados geoquímicos dos elementos traços e ETR para as rochas Cenozóicas da porção central do RN.**

LOCAL	SFé			JFelix		SJoão		CNeco		RNeco		SRita		SPreto(ST)		Carn(ST)
IDADE	70			52		46		33				29				
LITOLOGIA	ECLOGITO	OT	OT	AOB	GA	GA	AGA	OT	PER	AOB	BAS	AOB	AOB	OT	OT	BAS
AMOSTRA	SFVZ1C	VD1	VD1*	JF1	SJ1A	SJ8A	SJ3	NC1	NC3	VD125A	VD151	SR1	SR1*	ST9	ST11	ST2B
Traços																
Ba	108	291	281	332	215	245	494	415	17	372	389	374	356	359	356	647
Sr	50	356	343	653	421	433	1231	619	144	575	505	534	506	420	491	977
Ga	16	21	21	22	16	22	24	19	5	16	17	18	16	17	16	16
Nb	5	18	19	32	23	24	58	53	5	51	54	88	92	46	42	49
Rb	5	8	8	5	5	8	16	13	5	16	16	15	17	9	17	22
Th	6	5	5	5	12	5	5	6	6	5	14	5	7	5	9	5
Y	4	12	12	19	17	19	23	22	3	19	20	18	19	15	17	27
Zr	11	106	101	159	117	143	194	175	8	167	159	163	160	123	124	240
Ni	199	208	198	219	159	182	191	157	1550	302	269	299	299	351	263	232
Co	36	56	53	60	49	50	61	57	78	68	70	68	66	59	58	65
V	108	161	154	161	114	123	162	143	37	191	219	201	193	156	157	156
Cr	599	347	343	235	192	275	249	225	928	330	323	430	407	375	316	260
Cu	50	64	62	99	69	70	71	69	16	91	91	85	82	77	66	79
Zn	15	94	90	119	106	117	121	109	47	120	114	108	108	93	94	131
Pb	19	36	34	42	43	37	51	43	8	33	38	41	39	34	38	52
ETR																
La	1.891	-	-	-	5.909	10.890	34.780	-	-	33.150	33.570	-	-	-	-	51.258
Ce	3.065	-	-	-	12.510	25.890	67.310	-	-	64.530	62.800	-	-	-	-	85.760
Nd	1.534	-	-	-	4.878	9.826	22.200	-	-	24.100	27.670	-	-	-	-	29.810
Sm	0.476	-	-	-	0.683	2.300	5.722	-	-	5.440	6.874	-	-	-	-	3.990
Eu	0.151	-	-	-	0.375	0.867	1.904	-	-	1.405	2.058	-	-	-	-	1.752
Gd	0.519	-	-	-	0.641	2.506	4.733	-	-	4.003	6.065	-	-	-	-	3.982
Dy	0.539	-	-	-	0.402	1.546	2.607	-	-	2.058	4.317	-	-	-	-	1.951
Ho	0.103	-	-	-	0.077	0.257	0.439	-	-	0.290	0.788	-	-	-	-	0.296
Er	0.275	-	-	-	0.195	0.434	0.771	-	-	0.611	1.611	-	-	-	-	0.388
Yb	0.213	-	-	-	0.306	0.332	0.404	-	-	0.418	1.037	-	-	-	-	0.222
Lu	0.029	-	-	-	0.036	0.078	0.045	-	-	0.088	0.123	-	-	-	-	0.037

OT=olivina toleito; AOB=alcali olivina basalto; BAS=basanita; Mnef=melanefelinito/nefelinito;  
mGabro=microgabro; Gr-Per=granada peridotito; Sp-Per=espinélio peridotito; \*Amostra duplicata.



Tabela 8.2  
(continuação)

<b>Pedreira(CC)</b>	<b>SAguda</b>			<b>SPreta(CC)</b>									
27	26			25									
OT	BAS	BAS	PER	BAS	BAS	AGA	PER	PER	AOB	AOB	AOB	AOB	AOB
<b>CC36</b>	<b>SA1</b>	<b>SA4A</b>	<b>SA4B</b>	<b>CC21</b>	<b>CC22</b>	<b>CC20</b>	<b>CC10</b>	<b>CC10*</b>	<b>VD38</b>	<b>VD46A</b>	<b>VD46B</b>	<b>VD46C</b>	<b>VD54C</b>
510	485	476	389	430	447	362	79	79	337	372	402	438	389
807	704	757	505	648	670	479	65	64	429	548	533	621	471
18	17	16	17	15	18	21	6	5	19	20	18	17	25
47	58	66	54	65	59	33	10	9	48	51	62	59	61
14	11	5	16	23	18	23	5	5	17	25	21	21	20
5	5	5	14	12	5	5	5	5	9	13	5	8	15
22	23	24	20	20	20	20	3	4	14	17	14	17	15
195	189	216	159	196	196	151	16	19	145	155	142	151	152
203	276	289	269	360	355	95	1462	1415	198	247	460	426	204
56	63	67	70	67	65	49	79	75	57	60	67	64	61
143	180	200	219	176	178	234	57	56	180	174	160	160	187
269	343	374	323	426	426	422	1048	1120	311	313	502	443	352
72	77	83	91	72	76	70	56	59	69	74	73	73	72
99	113	124	114	129	133	102	120	123	97	121	106	108	99
54	37	41	38	38	42	37	11	11	35	40	37	35	40
-	22.980	34.010	33.570	29.340	34.690	12.733	4.689	-	28.730	36.650	36.650	42.890	26.300
-	39.660	56.910	62.800	50.600	51.350	18.170	8.513	-	56.280	67.670	62.750	76.420	47.010
-	17.023	20.750	27.670	14.670	28.125	9.054	2.521	-	23.570	26.050	24.460	31.500	18.830
-	2.356	3.708	6.874	3.458	3.504	1.930	0.329	-	5.209	5.620	5.384	6.686	3.917
-	0.770	1.237	2.058	0.975	0.921	0.528	0.219	-	1.645	1.642	1.494	1.862	1.165
-	1.912	3.012	6.065	2.576	2.561	1.620	0.327	-	4.060	4.265	4.020	5.147	3.092
-	0.933	1.534	4.317	1.918	1.613	0.970	0.171	-	2.397	2.326	2.143	2.773	1.576
-	0.167	0.211	0.788	0.274	0.183	0.182	0.034	-	0.384	0.370	0.365	0.462	0.273
-	0.410	0.362	1.611	0.759	0.392	0.430	0.091	-	0.759	0.773	0.766	1.022	0.546
-	0.287	0.301	1.037	0.411	0.391	0.225	0.071	-	0.411	0.440	0.432	0.556	0.315
-	0.051	0.073	0.123	0.087	0.084	0.036	0.019	-	0.051	0.046	0.050	0.068	0.040

Tabela 8.2  
(continuação)

Cabugi												SPreta(PA)		
25												15		
BAS	BAS	BAS	BAS	BAS	BAS	BAS	BAS	AGA	AGA	AGA	AGA	AGA	NEF	AGA
VD23	VD27	VD28	VD49D	VD52	VD60A	VD108	VD112	VD54A	VD59A	VD59B	VD60B	VD60C	VD13A	VD13B
518	446	316	411	526	384	417	587	482	482	611	490	549	475	981
757	591	420	573	767	493	634	1084	711	711	714	671	745	715	1351
21	22	19	21	19	22	23	14	29	29	26	27	29	17	22
56	58	51	57	56	61	51	68	68	68	101	71	83	93	205
5	14	20	12	5	25	12	5	25	25	46	36	42	5	90
5	5	19	5	8	16	6	5	10	10	10	11	16	10	6
20	15	13	16	20	17	23	32	20	20	25	22	22	16	19
157	145	137	134	166	166	159	196	203	203	234	208	217	217	223
444	474	227	461	427	167	188	403	66	66	34	52	40	370	31
65	65	61	63	66	58	57	61	57	57	51	58	52	66	34
163	158	177	155	174	192	170	158	305	305	217	330	256	183	133
430	466	362	469	424	267	285	489	19	19	13	16	28	508	3
88	83	67	89	101	75	74	82	93	93	106	101	104	68	102
110	106	96	121	116	98	100	120	110	110	114	120	112	101	93
36	36	34	36	38	44	44	43	58	58	65	57	60	38	79
59.960	31.890	23.930	46.790	33.830	25.560	30.230	47.350	38.840	38.840	38.280	39.080	40.640	83.640	78.590
119.000	48.780	37.010	82.770	57.670	41.060	56.230	80.960	71.380	71.380	69.220	67.400	70.920	151.600	122.400
37.594	14.700	14.530	31.010	20.380	13.120	24.980	37.210	28.440	28.440	24.360	25.680	24.820	60.440	36.100
7.594	2.716	2.750	6.498	4.034	2.674	5.912	7.857	6.325	6.325	5.284	5.411	5.593	11.130	6.059
2.128	0.682	0.820	1.789	1.055	0.712	1.712	2.069	1.827	1.827	1.464	1.555	1.506	3.033	1.688
5.856	1.660	2.044	4.686	3.188	1.933	4.703	7.085	4.678	4.678	4.005	4.072	3.989	7.820	4.228
3.273	0.662	1.194	2.317	1.588	0.749	3.499	3.576	2.425	2.425	1.958	1.900	2.020	4.139	2.089
0.545	0.109	0.163	0.370	0.214	0.107	0.609	0.576	0.375	0.375	0.324	0.313	0.323	0.731	0.338
1.037	0.287	0.344	0.732	0.404	0.171	1.298	1.090	0.741	0.741	0.638	0.614	0.639	1.410	0.731
0.643	0.357	0.212	0.396	0.262	0.114	0.760	0.808	0.357	0.357	0.324	0.282	0.316	0.758	0.354
0.085	0.113	0.022	0.053	0.110	0.023	0.102	0.060	0.039	0.039	0.042	0.033	0.042	0.101	0.043

Tabela 8.2  
(conclusão)

CNegro		Cabz		Carc		SPreta(BD)		SFco		PPreta	SVerde
8		8		9		7					
BAS	BAS	AOB	BAS	BAS	BAS	NEF	NEF	AOB	AGA	BAS	BAS
<b>CN5B</b>	<b>CN11</b>	<b>VD5</b>	<b>VD4</b>	<b>VD7</b>	<b>VD8</b>	<b>SP6</b>	<b>SP11</b>	<b>SF5A</b>	<b>SF5B</b>	<b>PP3</b>	<b>VD90</b>
516	527	514	573	567	426	735	564	839	839	631	451
806	872	613	874	819	636	1334	1182	608	788	695	607
16	15	19	17	19	17	16	18	13	22	16	20
66	76	71	96	80	67	113	102	48	117	63	62
19	17	24	5	5	14	12	5	5	38	5	10
5	5	14	5	8	13	5	5	9	13	10	5
23	24	14	19	21	16	33	28	19	34	18	18
258	272	197	300	258	227	320	339	160	308	197	180
181	164	353	349	130	140	108	132	215	26	382	250
67	64	65	73	62	59	56	65	57	42	72	58
202	194	179	192	185	180	179	196	152	160	171	151
249	219	411	421	168	184	133	165	271	11	456	329
94	86	72	84	85	77	83	74	72	134	78	63
121	115	108	140	116	106	128	131	100	114	122	117
48	46	38	52	45	40	54	46	42	71	40	45
22.870	27.750	42.160	59.590	45.260	49.970	114.800	117.900	22.760	61.610	54.880	31.540
40.600	47.510	75.400	95.720	83.120	86.410	205.600	156.300	32.400	98.790	83.960	54.120
17.400	14.281	29.290	29.900	29.190	32.760	80.663	86.688	10.890	34.200	32.885	26.240
2.321	3.123	5.931	5.458	6.187	6.115	14.840	10.230	1.517	5.993	4.923	5.643
0.781	0.973	1.716	1.478	1.563	1.776	4.382	3.328	0.585	1.939	1.517	1.729
1.967	1.960	4.266	3.998	4.669	4.588	10.970	7.699	1.135	4.796	3.614	5.403
1.410	1.538	2.093	1.701	2.371	2.147	5.036	3.513	0.535	2.307	1.669	3.157
0.280	0.295	0.311	0.283	0.332	0.314	0.608	0.534	0.056	0.365	0.251	0.505
0.750	0.735	0.660	0.500	0.707	0.659	1.426	0.709	0.118	0.611	0.365	1.096
0.338	0.297	0.348	0.322	0.429	0.352	0.775	0.493	0.096	0.410	0.301	0.652
0.052	0.048	0.041	0.091	0.051	0.041	0.046	0.091	0.021	0.091	0.069	0.120

## **CAPÍTULO IX – INTEGRAÇÃO DE DADOS E DISCUSSÕES**

### **9.1 – MAGMATISMO CENOZÓICO DO NE DO BRASIL**

#### **9.1.1 - Ambiente Tectônico**

Nas últimas décadas, dados geoquímicos e isotópicos têm sido usados como uma importante ferramenta na discriminação de ambientes tectônicos (Pearce & Cann, 1973; Floyd & Winchester, 1975; Pearce e Norry 1979; Wood et al., 1979; Pearce, 1982; Meschede 1986; Rollinson, 1993). Os diagramas discriminantes têm como base, observações empíricas que mostram as diferenças geoquímicas existentes entre os magmas dos diversos ambientes tectônicos estudados e já bem definidos. Dentre os elementos das análises geoquímicas que são avaliados (Tabela 8.2), estão o Ti, Nb, Zr, e Y, os quais são utilizados em diversos diagramas de discriminação tectônica, geralmente por serem considerados elementos imóveis.

Para discriminação tectônica das rochas basálticas Cenozóicas do RN, foi usado o diagrama Ti-Zr-Y de Pearce & Cann (1973). Todas as amostras caem dentro do campo D (Fig. 9.1a), compatíveis com as composições propostas para basaltos intraplaca. Utilizou-se também, o diagrama discriminante Zr-Nb-Y (Meschede, 1986), onde as rochas basálticas estudadas também plotam no campo dos basaltos alcalinos intraplaca (Fig. 9.1b). Os diagramas também mostram que tanto a concentração de Zr quanto de Nb, parece variar sistematicamente, enquanto o Y permanece quase constante, assim, a maioria dos basaltos plotam numa pequena faixa do diagrama, próximo ao limite do campo AI, subparalelo ao lado formado pelos vértices Zr-Nb.

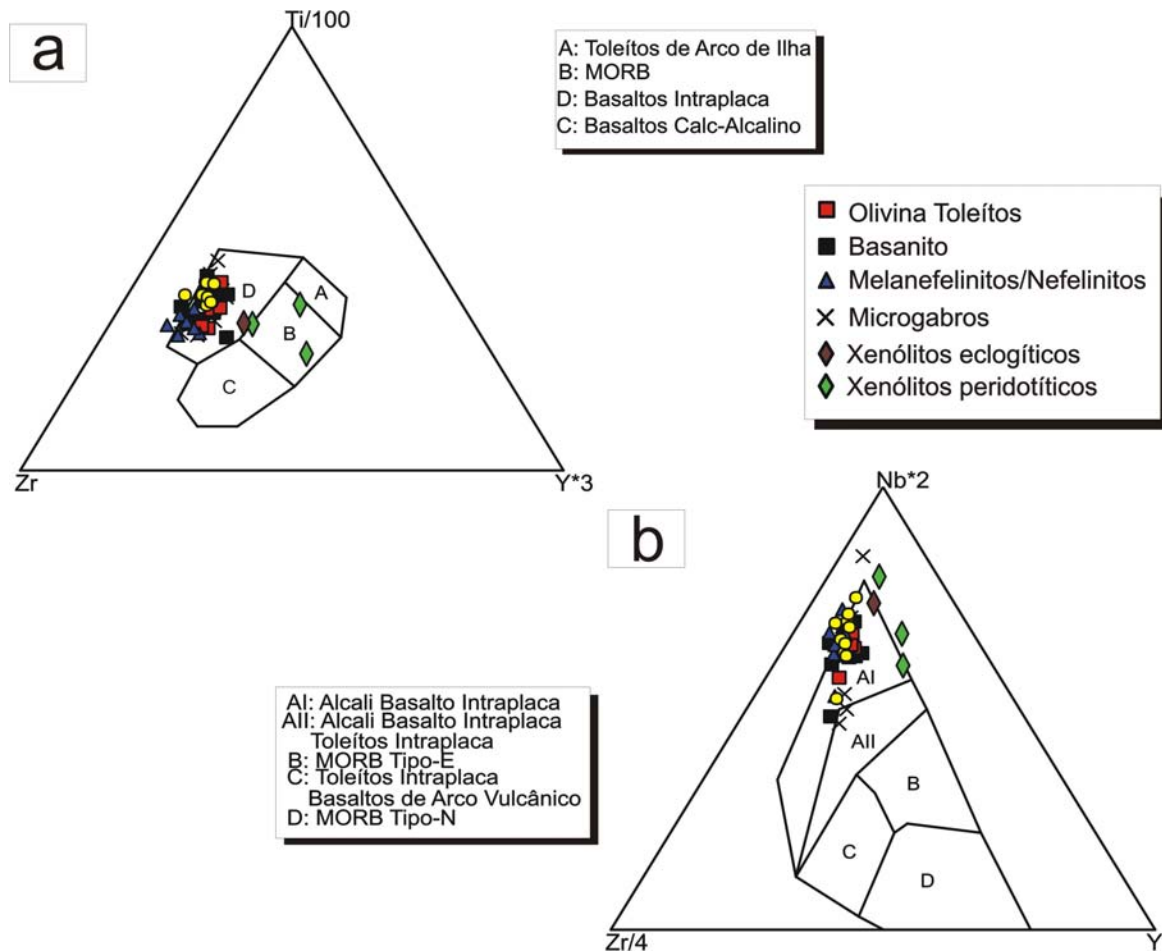


Figura 9.1 - Diagramas discriminantes para as rochas basálticas Cenozóicas do RN. (a) Ti-Zr-Y (Pearce e Cann, 1973). (b) Zr-Nb-Y (Meschede, 1986).

Complementando a compreensão dos processos intraplaca envolvidos, um diagrama de variação da razão  $Zr/Y$  vs.  $Zr/Nb$  (Fig. 9.2) foi plotado e comparado com os tipos plumas (P), transicional (T), MORB normal (N) (LeRoex, 1987). Este mesmo diagrama, também pode ser usado como uma medida relativa da quantidade de fusão parcial, envolvida na gênese dessas rochas. Baixo grau de fusão apresenta altas razões  $Zr/Y$  e baixas razões  $Zr/Nb$ , por outro lado, alto grau de fusão tem baixas razões  $Zr/Y$  e altas razões  $Zr/Nb$ . Os campos de MORBs tipos N, T e P provenientes do Atlântico Sul são uma demonstração clássica de mistura de fonte mantélica entre uma pluma (por ex. Ilha Bouvet) e uma fonte tipo MORB (LeRoex, 1987).

Os basaltos Cenozóicos do RN, quando comparados aos da literatura mundial, conforme mostrado no diagrama da Figura 9.2, definem um alinhamento vertical que se estende desde elevadas até moderadas razões

Zr/Y, consistente com uma pequena componente de mistura e graus de fusão parcial, variados (Menzies, 1990).

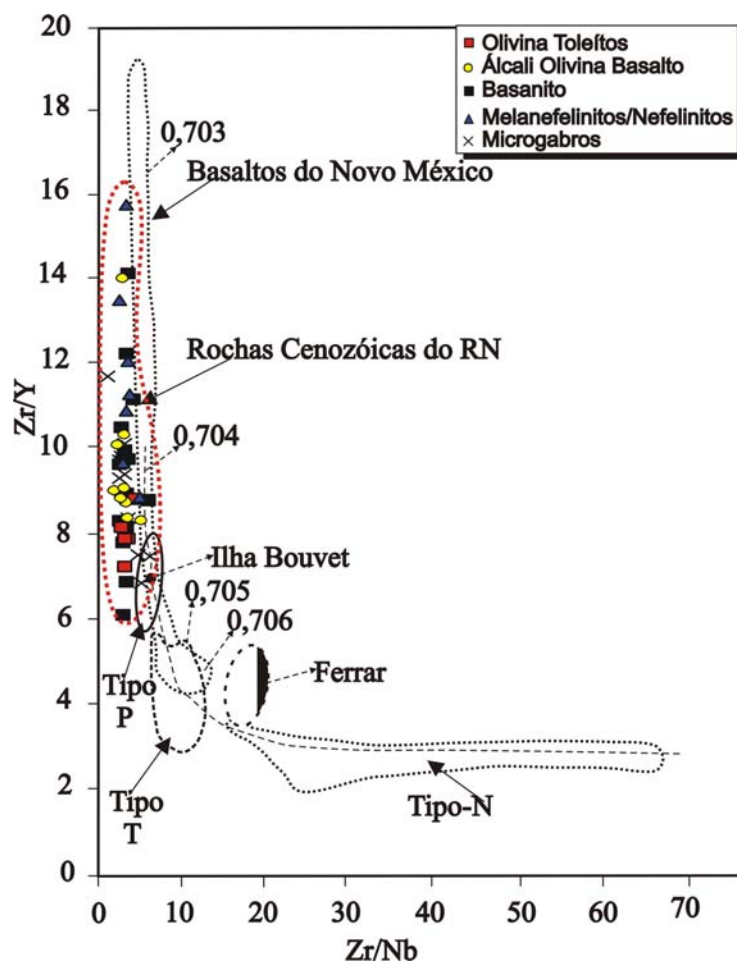


Figura 9.2 - Diagrama Zr/Y vs. Zr/Nb para as rochas Cenozóicas do RN, mostra um alinhamento vertical que se estende desde elevadas razões Zr/Y até moderadas razões Zr/Y e baixas razões Zr/Nb.

### 9.1.2 - Processos Crustais

Antes de dar início a qualquer tipo de discussão sobre os processos petrogenéticos, que deram origem aos basaltos Cenozóicos do RN, é preciso entender as características da fonte desses magmas. Para tanto, é importante, primeiramente, estabelecer até que ponto a composição do magma foi afetada pelos processos crustais, em seu trajeto até a superfície, tal como, cristalização fracionada e assimilação crustal.

Assimilação de rochas encaixantes, comumente é invocada como um processo atuante em câmaras magmáticas. Se rochas crustais são assimiladas

pelo magma durante o fracionamento, existem correlações entre índices de fracionamento ( $\text{MgO}$ ,  $\text{SiO}_2$ ) e razões isotópicas indicativas de contaminação (ex.  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ). Tanto a crosta inferior quanto a superior, apresentam razões iniciais  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} > 0,7045$  e baixas razões  $\text{Ce}/\text{Pb}$  ( $<5$ ) e  $\text{La}/\text{Nb}$  ( $\sim 1,5$  a  $4,5$ ) relativamente altas (Taylor & McLennan, 1985), enquanto que as razões  $\text{Ce}/\text{Pb}$  para a maioria das composições do manto são  $\sim 25$  e do manto primitivo  $\sim 9$  (Hofmann et al., 1986).

Avaliar o papel desempenhado pela contaminação crustal na petrogênese dos basaltos Cenozóicos do RN, se torna difícil pela falta de dados geoquímicos e isotópicos provenientes dos xenólitos da crosta continental, trazidos pelos magmas basálticos. Porém, estudos prévios em rochas crustais do NE do Brasil (Galindo, 1993; Hollanda, 2002) reportam dados isotópicos Sr e Nd de rochas do Domínio Seridó (DSe), no qual, a área de estudo encontra-se inserida e sumarizado em seguida: para o embasamento gnaissico migmatítico as razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  e  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  variam entre  $0,70997$ - $0,76838$  e  $0,510825$ - $0,511991$  respectivamente; nas supracrustais do Grupo Seridó as razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  e  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  variam entre  $0,70607$ - $0,71105$  e  $0,511536$ - $0,512308$  respectivamente; para os granitos porfiríticos Neoproterozóicos, as razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  e  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  estão entre  $0,70678$ - $0,710151$  e  $0,511124$ - $0,511426$  respectivamente. Portanto, os dados acima estão dentro das faixas inferidas para rochas crustais, desse modo, podem ser usados como parâmetros para inferir processos de contaminação.

As variações ocorridas nas composições dos elementos maiores e traços das rochas Cenozóicas do RN, provavelmente não foram apenas consequência da cristalização fracionada. Os valores de  $\text{MgO}$  ( $>10\%$ ) e  $\text{Mg\#}$  ( $>0,65$ ) para a grande maioria das amostras, são elevados o suficiente para estar em equilíbrio com olivina do manto, indicando a natureza próxima a primitiva dos magmas estudados. Com base nas assembléias de fenocristais observadas na petrografia, olivina e clinopiroxênios são as fases principais dos basaltos, os quais parecem ter cristalizado sob as mais variadas condições de temperatura e pressão. O  $\text{MgO}$ , por exemplo, correlaciona-se de forma positiva com os elementos compatíveis Cr e Ni em quase todas as amostras, sugerindo fracionamento daquelas duas fases minerais e cromita.

Mecanismos de cristalização fracionada podem ser inferidas usando dados da composição normativa CIPW. Para tanto, faz-se um plote dos dados normativos em um diagrama de projeção triangular Ne–Ol–Di–Hy–Qz (Fig. 9.3) e compara-o com as linhas cotéticas para líquidos basálticos em equilíbrio com olivina, plagioclásio e clinopiroxênio em diferentes profundidades durante sua subida até a superfície (Thompson, 1988; Thompson et al., 2001).

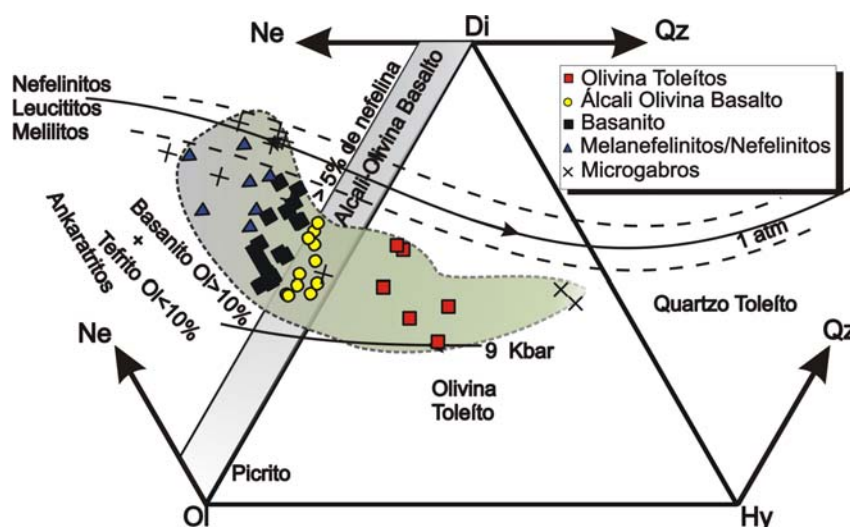


Figura 9.3 – Diagrama triangular Ne–Ol–Di–Hy–Qz. Condições de cristalização inferidas a partir dos dados normativos, CIPW. Os dados foram calculados assumindo  $Fe_2O_3/FeO = 0,1$ . As linhas cotéticas de 1 atmosfera e 9 ( $\pm 1,5$ ) kbar são de Thompson et al., (2001).

Claramente, a maior parte das amostras plota entre as linhas cotéticas de 1 atm e 9 kbar, sugerindo que os magmas estudados fracionaram numa ampla faixa de pressão no interior da litosfera continental (Fig. 9.3). Os magmas fortemente alcalinos parecem ter sofrido cristalização fracionada em pressões mais baixas, enquanto que os tipos de rocha moderada a subalcalinas fracionaram em pressões relativamente mais elevadas.

A avaliação das composições dos basaltos, sugere que os magmas do grupo de rochas moderadas a subalcalinas e fortemente alcalinas não foram significativamente contaminados por crosta continental ou modificadas por assimilação crustal. Deste modo, não existem evidências isotópicas nem geoquímicas de que eles tenham sido modificados de forma significativa. Suporte para tais afirmativas são às razões  $^{87}Sr/^{86}Sr$  relativamente baixas, valores predominantemente positivos para  $\epsilon_{Nd}$  (Fodor et al., 1998, Hollanda, 2002)



e ausência de forte correlação  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}\text{-K}$  e  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}\text{-Rb}$ , o que seria esperado se tivesse ocorrido assimilação de material crustal. Adicionalmente, muitas destas rochas carregam xenólitos do manto, sugerindo um trânsito muito rápido através da litosfera. Portanto, de um modo geral as informações produzidas pelos elementos traços e isotópicos indicam que as composições das rochas Cenozóicas do RN são mais parecidas com o manto do que com a crosta continental, assim, suas composições podem ser usadas para avaliar a natureza do manto subjacente.

### **9.1.3 – Estimativas de Profundidade de Geração de Magmas**

Grande parte do vulcanismo intraplaca, provavelmente, tem sua origem nas porções abaixo do manto litosférico, na astenosfera (McKenzie e Bickle 1988, Wilson, 1989, O'Reilly S. Y. & Zhang M., 1995). A astenosfera é definida como sendo a camada convectiva, onde o gradiente geotérmico é adiabático (McKenzie e Bickle 1988). Logo acima, encontra-se o limite térmico (LT), transição da astenosfera convectiva e adiabática para a litosfera. Subindo em direção a superfície, tem-se o limite mecânico (LM), onde a perda de calor ocorre por condução. O limite litosfera-astenosfera (LLA) em terrenos Arqueanos, provavelmente, coincide com a base do LT, enquanto que o LLA em áreas Fanerozóicas se encontra em níveis mais rasos e próximo do LM (Menzies, 1990). O LM é caracterizado por reter mais facilmente as heterogeneidades geoquímicas do que o LT ou a astenosfera. Existem dois limites definidos para a Moho; um limite geofísico e outro petrológico, ambos são usados para inferir o limite crosta-manto (LCM). Normalmente, o moho petrológico é definido pelo aparecimento de rochas ultramáficas, contrastante com as rochas granulíticas que constituem a crosta inferior. Existindo uma população representativa de amostras de espinélios lherzolitos, o limite inferior das temperaturas de equilíbrio dos mesmos infere a profundidade máxima do limite crosta-manto petrológico, assim possibilitando estimar a espessura crustal. A base da descontinuidade de Lehman é um outro limite definido pela geofísica para o limite litosfera-astenosfera (LLA), marcando o topo da região de

baixa velocidade-LVZ. Em áreas cratônicas, este limite se posiciona entre 160-220 km e em faixas móveis fica entre 90-120 km.

Estudos geoquímicos envolvendo basaltos e xenólitos derivados de porções sub-litosféricas de uma mesma região, podem delinear melhor os domínios tectônicos e composicionais do manto (O'Reilly e Zhang, 1995). Portanto, os xenólitos do manto transportados por rochas basálticas continentais amostram principalmente a litosfera subcontinental, no campo de estabilidade do espinélio lherzolito ou a parte superior do campo de estabilidade do granada lherzolito e mais raramente do campo de estabilidade do plagioclásio lherzolito (McKenzie e Bickle 1988, O'Reilly S. Y. & Zhang M., 1995, Barry et al. 2003). Os basaltos hospedeiros destes xenólitos, em geral são gerados no campo do granada lherzolito, ou seja, os basaltos têm fontes em níveis significativamente mais profundos do que os fragmentos do manto que eles acidentalmente capturam (O'Reilly S. Y. & Zhang M., 1995).

As inferências para as condições de temperatura e pressão de segregação dos magmas Cenozóicos do RN, foram obtidas a partir dos resultados das análises químicas de rocha total, tomando como base os valores de concentração do SiO<sub>2</sub> e do MgO como geotermômetros e geobarômetros, conforme relações empíricas propostas por Albarede, 1992. Para efeito de cálculo da pressão, apenas as amostras com valores de MgO ≥ 14 % e Mg# ≥ 0,65 foram utilizadas, conforme as relações dada pelas equações abaixo:

$$T(^{\circ}\text{C})=2000\text{MgO}/(\text{SiO}_2+\text{MgO})+969 \quad (1)$$

$$\ln P(\text{kbar})= 5,04\text{MgO}/(\text{SiO}_2+\text{MgO})-0,12\text{SiO}_2+7,47 \quad (2)$$

Os cálculos executados por Albarede (1992), apontam incertezas da ordem de ± 40 °C e ± 2,7 kbar. Estes cálculos foram inicialmente desenvolvidos e aplicados em basaltos de cadeias Meso-Oceânicas (MORBs) e basaltos de ilhas oceânicas (OIBs), derrames de basaltos continentais e para zonas de subducção. Relações semelhantes já tinham sido aplicadas com sucesso para basaltos de riftes continentais por White et al. (1987), White e McKenzie (1989), Latin e Waters (1992) e Cook et al. (2005).

Os cálculos termobarométricos, utilizando dados químicos das rochas Cenozóicas do RN com as características mencionadas, usando as equações empíricas (1) e (2) acima, apresentam dados de temperaturas superestimadas, indicando intervalos de temperaturas para os basaltos, da ordem de 1403-1553 °C (média de 1472 °C), bem acima dos valores encontrados na literatura para fusão de basaltos. Enquanto isso, as pressões mostram intervalo da ordem de 28 a 45 kbar, equivalente a uma profundidade de segregação dos magmas entre 92-148 km (Fig. 9.4), levando em consideração que a pressão aumenta a razão de cerca de 3,3 km/kbar.

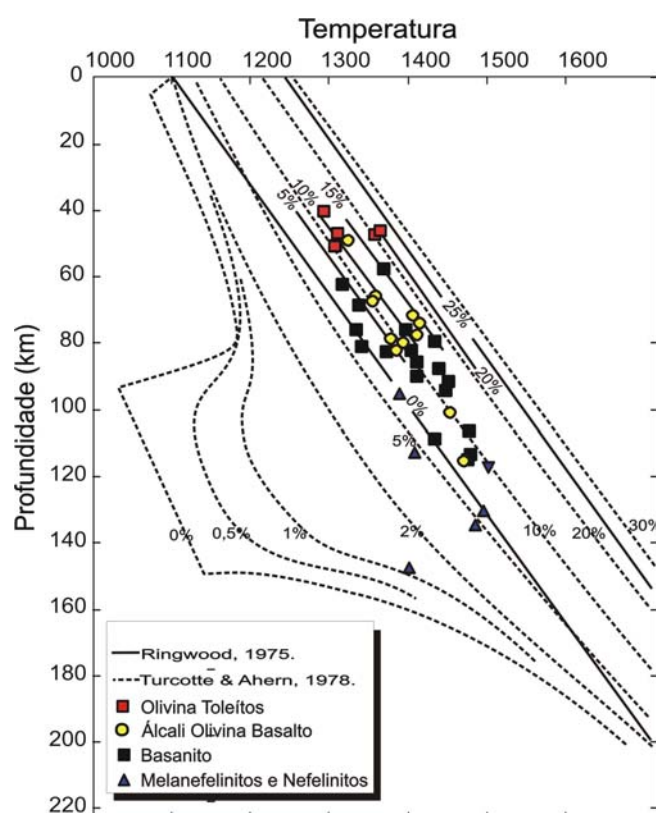


Figura 9.4 – Diagrama relacionando a temperatura e profundidade com o grau de fusão parcial (compilado de Ahern & Turcotte, 1979). No diagrama estão plotados os dados calculados com base nas equações de Albarède (1992). Fusão hidratada, linhas tracejadas e fusão anidra, linhas contínuas.

Portanto, as condições P-T inferidas para segregação dos basaltos (álcali olivina basaltos), mostram temperaturas estimadas de 1453-1472 °C (média de 1462 °C) e pressão que variou de 31-35 kbar, equivalendo a uma profundidade de 102-115 km, e que indica condições máximas para geração dos basaltos toleíticos. Os cálculos inferem que os basanitos foram gerados em condições de

temperatura de 1448-1497 °C (média de 1473 °C) e pressão de 28-41 kbar, a uma profundidade de 92-135 km. Já os nefelinitos e melanefelinitos mostram intervalos de temperaturas da ordem de 1403-1486 °C (média de 1444 °C) e pressão de 39-45 kbar, equivalente a uma profundidade de 130-148 km. Enquanto isso, os cálculos feitos para uma amostra de eclogito do Diatrema da Fazenda Santa Fé, mostrou temperatura de 1503 °C e pressão de 36 kbar, equivalente a uma profundidade de segregação do magma em torno de 119 km. Portanto, as rochas basálticas coletadas sobre esse mesmo corpo, também têm condições P-T semelhantes, sugerindo que rocha basáltica pode ter sido incorporada ao corpo de Santa Fé durante sua subida à superfície.

Considerando que a espessura da crosta continental na região está em torno de 28 km (Matos 1992, Castro & Medeiros 1997), e inferida as condições de segregação dos magmas basálticos, os dados sugerem que foram gerados predominantemente dentro do campo de estabilidade da granada, em pressões acima de 28 kbar e temperaturas médias acima da isoterma de 1280 °C, sugerida para o topo da astenosfera (Mckenzie e Bickle, 1988).

Conforme mostram os padrões ETR e multielementares (capítulo VIII), o envolvimento de granada na gênese dos magmas estudados torna fundamental a participação do manto sublitosférico, para explicar o empobrecimento em elementos compatíveis. As condições de pressão, temperatura e inferências de fusão parcial, obtidas através das relações empíricas anteriormente discutidas, podem ser consistentes com afinamento crustal causado por extensão ou delaminação litosférica, conseqüente subida da astenosfera sob a região (Lustrino, 2005; Barry et al., 2003; Johnson et al., 2005), em resposta às tensões tectônicas ocorridas durante o Cenozóico. Portanto, o soerguimento do manto gera deslocamento natural da curva do solidus, levando a fusão por decompressão adiabática produzindo os magmas basálticos. Os dados P-T calculados neste estudo, também foram plotados no diagrama de Ahern e Turcotte (1979), o qual mostra linhas padrões usadas para inferência do grau de fusão parcial (Fig. 9.4). De um modo geral, as taxas de fusão inferidas para as rochas basálticas Cenozóicas do RN apontam valores entre 1 e 20%. Os magmas moderadamente alcalinos e subalcalinos, mostram taxas de fusão de 10 a 20%, enquanto que os fortemente alcalinos têm fusão abaixo de ~5% o

que está totalmente em acordo com as inferências experimentais feitas para geração de magmas nestas mesmas condições (Takahashi & Kushiro, 1983).

Estudos das condições *P-T* feitas em xenólitos de espinélio lherzolitos, provenientes do Pico do Cabugi (Sial, 1975; Princivalle et al., 1994; Rivallenti et al., 2000), produziram resultados variados. Por exemplo, o primeiro autor calculou  $T=900-960$  °C e  $P=15-19$  kbar. Os outros autores mostram dados obtidos em dois tipos distintos de xenólitos de peridotito. O primeiro tipo compreende porfiroclastos de peridotito, mostrando  $T=1238-1273$  °C e  $P=23-32$  kbar, usando o geotermobarômetro de Brey e Köhler (1990). Para um outro tipo, peridotito protogranular, os cálculos com o geotermômetro de Wells (1977) e geobarômetro de Brey e Köhler (1990) mostraram  $T=745-996$  °C e  $P=19-27$  kbar, de certa forma comparável àquelas obtida por Sial (1975).

No presente trabalho, estudos das condições *P-T* obtidas em xenólitos de espinélio lherzolito usando-se o geotermobarômetro de Taylor (1998), indicam equilíbrio em temperatura entre  $747-855$ °C e pressão entre  $28,2-32,2$  kbar. Como observado, as pressões são bastante parecidas àquelas obtidas em porfiroclastos de peridotito, enquanto que, as temperaturas são semelhantes àquelas obtidas em peridotitos protogranulares, por Princivalle et al. (1994).

Graus relativos de fusão podem ser inferidos para as rochas do RN, para tanto, assume-se que, numa fusão os tipos de magmas mais subsaturados em sílica corresponde ao menor grau de fusão parcial, conseqüentemente os magmas saturados em sílica representam o maior grau de fusão (Frey et al. 1978). Assim, quando organizadas em uma ordem cronológica, as rochas basálticas do RN consideradas mais antigas, exibem os mais altos índices de saturação em sílica, consistente com grau de fusão mais elevado, enquanto que os magmas mais jovens são os mais subsaturados em sílica, consistente com grau de fusão parcial mais baixo. Estas inferências sugerem que durante o Cenozóico, o magmatismo na região esteve associado a pulsos magmáticos de pequeno volume, decrescendo o grau de fusão com o passar do tempo. É importante notar, que mesmo durante o período de apogeu do magmatismo (~25 Ma atrás) os volumes de magmas erupcionados não foram excepcionalmente grandes, como poderia ser esperado, se associado com uma pluma do manto.

Em síntese, não existe qualquer indicação de que houve mudanças significativas em profundidade, passando de manto em fácies espinélio para fácies granada, esperado para um sistema ativo de subida de pluma (Pik et al., 1999). Também não ocorre nenhuma mudança dramática no grau de fusão parcial, como seria esperado para uma pluma dinâmica do manto, potencialmente aumentando para vários graus de fusão parcial. Neste contexto, as evidências geoquímicas apontam que as rochas Cenozóicas do RN foram geradas por baixos a moderados graus de fusão parcial, com a maior parte dentro do campo de estabilidade da granada. Porém, isto contrasta com a população de xenólitos encontrados nos basaltos, formados predominantemente de espinélios peridotitos. Portanto, a ausência de xenólitos de granada peridotito é sugestiva de que os processos de fusão, provavelmente, tenham ocorrido próximos à base da litosfera.

#### **9.1.4 - Heterogeneidades da Fonte de Magmas**

Considerando que os magmas não tenham sido afetados de modo significativo por contaminação crustal, a ampla variação observada na composição dos elementos maiores, traços e isotópicos pode ter sido adquirida antes mesmo de atingir níveis crustais, neste caso, herdados pela fusão parcial de uma fonte heterogênea do manto litosférico ou astenosférico, ou talvez da interação de magmas derivados de ambos.

Dados geoquímicos fornecem importantes informações acerca da distribuição global dos reservatórios do manto (Fig. 9.5). Muitos basaltos alcalinos continentais, são quimicamente indistinguíveis de basaltos de ilhas oceânicas (Allègre et al., 1981, 1982). Este fato requer que parte do manto superior tenha sido um reservatório comum, tanto sob os continentes quanto em ambiente oceânico.

As componentes definidas para as regiões do manto fonte dos basaltos oceânicos (Zindler e Hart, 1986), são usadas como base para as interpretações dos dados de basaltos e xenólitos do manto. Esses autores descrevem reservatórios ou domínios do manto isotopicamente discretos (Fig. 9.5): um manto empobrecido (DMM), um manto prevalente (PREMA) para ilhas

oceânicas (ex, Hawaii), manto com altas razões U/Pb (HIMU), um manto enriquecido 2 (EM2), caracterizado por altas razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  e razões  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  intermediária e um manto enriquecido 1 (EM1), caracterizado por baixas razões  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  e  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ .

Os dados isotópicos das rochas Cenozóicas do RN, envolveram o estudo de 4 amostras de rocha basáltica. Os resultados das razões isotópicas Sr e Nd estão listados na Tabela 9.1 e mostrados na Figura 9.5. Estes novos dados isotópicos Sr-Nd, juntamente com aqueles disponíveis na literatura (Sial et al., 1991; Fodor et al., 1998; Rivalente et al., 2000; Hollanda, 2002), mostram que as rochas Cenozóicas do RN ocupam uma estreita faixa de razão isotópica inicial Sr-Nd ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i=0,70370-0,70600$ ); se mostrando bem diferentes no que diz respeito ao  $\epsilon_{\text{Nd}}=+4,45$  a  $-8,6$  e idades modelos Nd( $T_{\text{DM}}$ ) de 0,27-1,44 Ga) e, neste caso, existindo apenas considerável sobreposição para os valores de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  e  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$ .

**Tabela 8.1 – Novos Dados isotópicos Sr e Nd para rochas basálticas Cenozóicas do RN.**

Amostra	Litol.	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Sm(ppm)	Nd(ppm)	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	$T_{\text{DM}}(\text{Ga})$	Ar/Ar
VD5A	AOB	0,70414	9,59	50,96	0,512706	0,1138	1,33	-	8,5
JF1	AOB	0,70370	7,23	32,12	0,512716	0,1360	1,53	-	51,8
VD28	BAS	-	8,18	38,27	0,512694	0,1292	1,09	-	25,5
VD12A	MNEF	0,70388	16,27	83,81	0,512790	0,1174	2,96	-	14,7

\*Dados obtidos na UNB, seguindo técnicas analíticas e metodologias descritas em Gioia & Pimentel (2000).

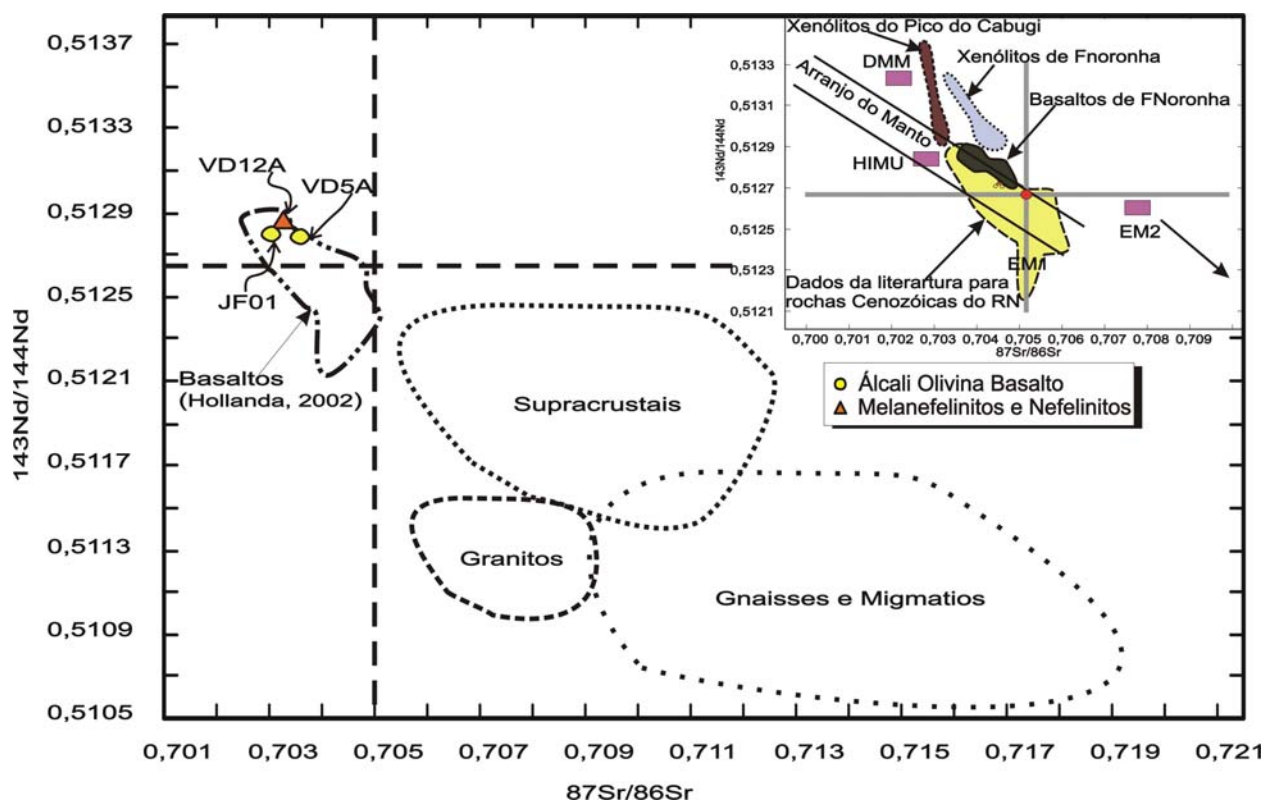


Figura 9.5 – Diagrama  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  vs.  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  para rochas Cenozóicas, mostrando também os campos para rochas crustais do Domínio Seridó (Hollanda, 2002), além de xenólitos peridotíticos do Pico do Cabugi e de Fernando de Noronha para comparação (Sial et al., 1991; Fodor et al., 1998; Rivalenti et al., 2000). As componentes do manto (DMM, HIMU, EM1 e EM2) foram compiladas de Zidler e Hart (1986).

A análise dos dois conjuntos de dados isotópicos permite a inferência de duas fontes distintas para as rochas Cenozóicas. (1) Para os magmas fortemente alcalinos, é possível o reconhecimento de uma fonte do tipo manto empobrecido ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,70382-0,70472$ ;  $\epsilon_{\text{Nd}}=+0,60$  a  $+4,45$ ) com os magmas sendo extraídos de um manto com um  $T_{\text{DM}}$  variando entre de 0,27-0,80 Ga, (2) enquanto que, para os basaltos subalcalinos mostram razões isotópicas  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,70461-0,70600$  e  $\epsilon_{\text{Nd}}$  variando de  $+0,25$  a  $-8,6$ , com fonte mantélica mais antigas, com  $T_{\text{DM}}$  variando de 0,76 a 1,44 Ga. Estes dados quando plotados no diagrama  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  vs.  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ , mostram que as rochas fortemente alcalinas plotam dentro da faixa de evolução do manto empobrecido (Fig. 9.5), enquanto que as rochas subalcalinas caem no campo do manto enriquecido, o que pode refletir uma componente de contaminação crustal ou armazenamento por longos períodos, resultando em composições isotópicas de Nd produzindo valores negativos de  $\epsilon_{\text{Nd}}$  com assinatura EM.



Estudos recentes em basaltos intraplaca continental com características tipo OIBs, similares aos basaltos estudados, atribuem as suas feições geoquímicas enriquecidas à combinação de componentes do manto DMM ou HIMU e EM1 ou EM2 (Cebriá et al., 2000; Zou et al., 2000; Zhang et al., 2001). Os magmas fortemente alcalinos têm valores de  $\epsilon_{Nd}$  que são mais parecidos a HIMU do que DMM (ex., MORB tipo Pacífico) e composição isotópica Sr–Nd que são mais altas do que HIMU e mais baixas do que EM1 e EM2. Portanto, as rochas Cenozóicas do RN apresentam elementos traços e isotópicos com características indicando que suas respectivas regiões no manto têm assinaturas predominantemente HIMU e EM2 (Fig. 9.5). Adicionalmente, as rochas fortemente alcalinas têm razões Ce/Pb (0,85-4,0) relativamente mais altas e razões K/Nb (98-268) relativamente mais baixas, consistentes com basaltos intraplaca derivados de fontes com assinaturas HIMU (Hofmann et al., 1986; Huang et al., 1997; Zhang et al., 2001). Em contraste, os magmas moderados a subalcalinos têm razões Ce/Pb (0,25-0,93) relativamente baixas e razões K/Nb (128-459) mais altas, comparáveis a basaltos gerados de fontes dominada por componente tipo EM1 (Zhang et al., 2001).

As variações que ocorrem nas concentrações dos elementos maiores, traços, ETR e razões isotópicas Sr e Nd nas rochas Cenozóicas do RN, indicam que as regiões fontes do manto são heterogêneas em composição. As evidências para as heterogeneidades do manto litosférico vêm de uma ampla variedade de xenólitos. Xenocristais de espinélio também são encontrados dentro dessas rochas, especialmente aquelas com aspecto microporfirítico. Embora pouco se saiba sobre sua assembléia petrológica original, eles são observados em associação com a suíte de xenólitos do manto, sugerindo que o magma que o carrega pode ter interagido com um manto litosférico metassomatizado. Em consequência disto, investigou-se a função da litosfera metassomatizada com relação a gêneses dos magmas da área de estudo, avaliando a possível contribuição de fases hidratadas durante os processos de fusão parcial.

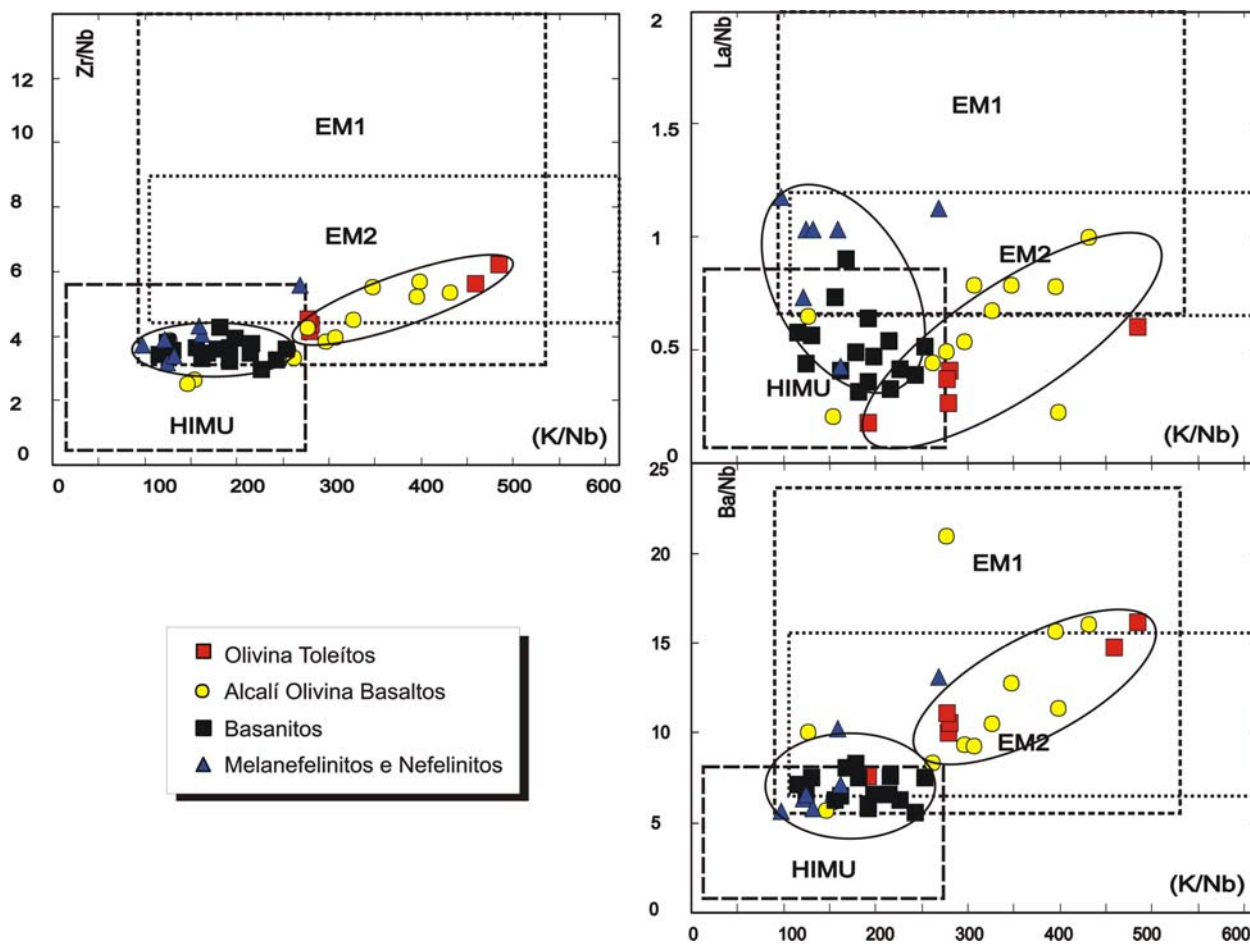


Figura 9.6 - Diagramas  $Zr/Nb$ ,  $La/Nb$  e  $Ba/Nb$  vs.  $K/Nb$  ilustrando as características geoquímicas das fontes do manto para as rochas Cenozóicas do RN comparadas com os reservatórios do manto HIMU, EM1 e EM2 de Zindler & Hart (1986). Os campos para HIMU, EM1 e EM2 são compilados de Saunders et al., (1988), Weaver (1991a, 1991b) e Lanyon et al., (1993).

Os padrões de distribuição dos elementos traços normalizados em relação ao condrito de Thompson (1982) mostram anomalias positivas em Th, Nb e P e negativas de Rb, K, Nd e Sm sugerindo que minerais hidratados e apatita podem ter contribuído para a petrogênese dos magmas aqui discutidos (Fig. 8.7). No caso onde a fusão de anfibólio ou flogopita for suficientemente elevada, a ponto desses minerais serem completamente consumidos durante a fusão, o magma tornar-se-ia enriquecido em K e elementos LILE (ex., Sr do anfibólio e Rb e Ba da flogopita). O Nb, sendo mais compatível em anfibólio do que em qualquer outro mineral do manto peridotítico, é um bom indicador para a presença de anfibólio na fonte (McKenzie & O'Nions, 1995).

Em resumo, as composições dos basaltos estudados parecem refletir derivação a partir de uma fonte contendo anfibólio e granada, talvez flogopita

em quantidades menores. Uma fonte hidratada, metassomaticamente enriquecida, similar a sugerida aqui, foi inferida para basaltos do Leste Australiano, enriquecidos em Nb e com baixas concentrações de K e Rb (O'Reilly & Zhang, 1995; Zhang et al. 1999). Como nos basaltos Australianos, as anomalias negativas de Rb, K, Nd e Sm e forte empobrecimento em Yb podem ser atribuídas à presença de anfibólio e granada residual na fonte do manto (O'Reilly & Zhang, 1995; Zhang et al., 1999). Já as anomalias positivas de Th, Nb e P (Fig. 8.7) podem ser explicadas pela fusão de uma fonte contendo fases hidratadas, embora, insuficientes para serem residual após baixo grau de fusão parcial.

### **9.1.5 - Implicações Para o Magmatismo Cenozóico**

Esta seção considera as possíveis causas do magmatismo dentro do contexto do ambiente tectônico e história magmática Cenozóica do NE do Brasil. Existem várias semelhanças entre o magmatismo Cenozóico em foco e aqueles encontrados em outros continentes, a exemplo da Mongólia, China, Sibéria, Austrália, África, Europa Central (Barry & Kent, 1998; Wilson & Patterson, 2001). Além disso, os dados geocronológicos do magmatismo alcalino que ocorre no NE do Brasil, apontam para pulsos de magmas ocorridos desde o Eoceno ao final do Mioceno, período marcado por vários eventos de magmatismo intraplaca em outros continentes, em geral associados às tensões tectônicas causadas por acomodação de placas.

A discussão do vulcanismo regional tem implicações para o entendimento de outros exemplos globais de vulcanismo alcalino em pequena escala, aleatório, intracontinental, onde não existe nenhuma causa óbvia para o mesmo. Na ausência de evidências de alto fluxo de calor, provocado por uma pluma do manto ou extensão litosférica regional significativa, busca-se um mecanismo alternativo para os processos de fusão do manto.

Pelo menos em parte, a fusão do manto fonte dos basaltos, Cenozóicos em lide ocorreu dentro do campo de estabilidade da granada, possivelmente a profundidades >92 km (Fig 9.7), o que requer uma temperatura potencial do ambiente em excesso, acima da temperatura potencial do manto astenosférico

(1280°C; McKenzie & Bickle, 1988). Sabe-se, porém, que na presença de voláteis, a temperatura do solidus do manto diminui. Os voláteis podem estar acomodados em pargasita e kaersutita, que fundem a ~1140°C e >25 kbar (Mengel & Green, 1989).

Assumindo um modelo petrogenético para os basaltos a partir de uma fonte granada peridotito contendo anfibólio, permanecem as questões: como se deu o enriquecimento metassomático? E quais as implicações da fusão parcial da litosfera metassomatizada em relação as temperaturas potenciais do manto? Neste caso, o tempo do enriquecimento metassomático é desconhecido e poderia ser atribuído a: (1) fusão de domínios do manto causado por uma anomalia térmica instalada durante o Cenozóico, ou (2) remanescente de atividade magmática Mesozóica que poderia ter enriquecido o manto litosférico.

### **Hipótese A**

O metassomatismo pode ter ocorrido como um processo de infiltração de fusão astenosférica de qualquer natureza. A causa de uma anomalia térmica permanece enigmática se a região apresenta camadas mais quentes do que as temperaturas normais do manto, embora uma raiz profunda subjacente não seja detectada (pluma do manto com alto fluxo de calor). Para tanto, é preciso inferir uma fonte para o excesso de calor durante o Cenozóico. Tomando como base outros exemplos de vulcanismo intraplaca continental (Thompson & Gibson, 1991; Wilson & Patterson, 2001; Barry et al., 2003; Johnson et al., 2005; Cook et al., 2005), três possibilidades são colocadas para explicar a anomalia termal sob a região.

1. A placa Sul Americana poderia ter agido como uma manta térmica, causando aumento de calor no manto superior, devido à convecção do manto. Se o sistema convectivo, associado com este tipo de processo tem ou não o aspecto de plumas, ainda é mera especulação (Anderson et al., 1992). Este processo também pode explicar aquecimento progressivo da litosfera conduzindo a fusão parcial em domínios onde a curva do solidus for mais baixa.

2. Uma pluma de pequena escala, ativa sob a região durante os estágios iniciais do magmatismo, após isto, apenas a cabeça resfriada permaneceu sob a região. Isto poderia explicar a presença de material anômalo do manto raso sob a região. Porém, ausência de uma variação temporal significativa no volume da atividade magmática sugere que este não seja o modelo mais adequado e, neste caso, era natural atividade magmática volumosa na história inicial da pluma.
3. Uma pluma do manto de grande escala, ativa sob o NE do Brasil, permitiu que material astenosférico atingisse profundidades mais rasas alimentando 'thinspots' na base da litosfera. Porém, para o modelo ser aplicável, a pluma deveria ter sido ativa pelo menos por 45 Ma para explicar a longevidade do magmatismo. Se correto, este modelo poderia explicar aquecimento regional do manto astenosférico e posicionamento de uma anomalia térmica sob o NE do Brasil, conduzindo o magmatismo para zonas focalizadas.

### **Hipótese B**

A segunda causa possível de enriquecimento metassomático poderia ser atribuída aos eventos Mesozóicos. Metassomatismo durante o Mesozóico pode ter afetado estruturalmente a litosfera, causando erosão em pequena escala (delaminação?) da litosfera e subsequente reposição por manto astenosférico, quando as tensões tectônicas Cenozóicas começaram a afetar a base da litosfera, causando extensão.

A falta de evidências positivas, para afinamento litosférico generalizado, soma-se aos dados vindos de rochas do manto, sugerindo que material astenosférico penetrou a base da litosfera sob a região. Um modelo de delaminação poderia explicar a ocorrência de domeamento na região da Borborema com material astenosférico quente localizado, envolvendo litosfera delaminada. Este modelo tem a atração adicional de explicar por que não há nenhum vulcanismo nas partes mais fundas dos riftes terrestres, embora, sempre exista província vulcânica em suas adjacência. Modelos de delaminação da litosfera têm sido propostos para explicar províncias de

basaltos alcalinos intraplaca, de idades Cenozóicas, como resposta a tensões tectônicas (Lustrino, 2005), propiciando extensão litosférica, por exemplo, no NE da China (Menzies et al., 1993) e Vietnã (Nguyen et al., 1996; Hoang & Flor, 1998).

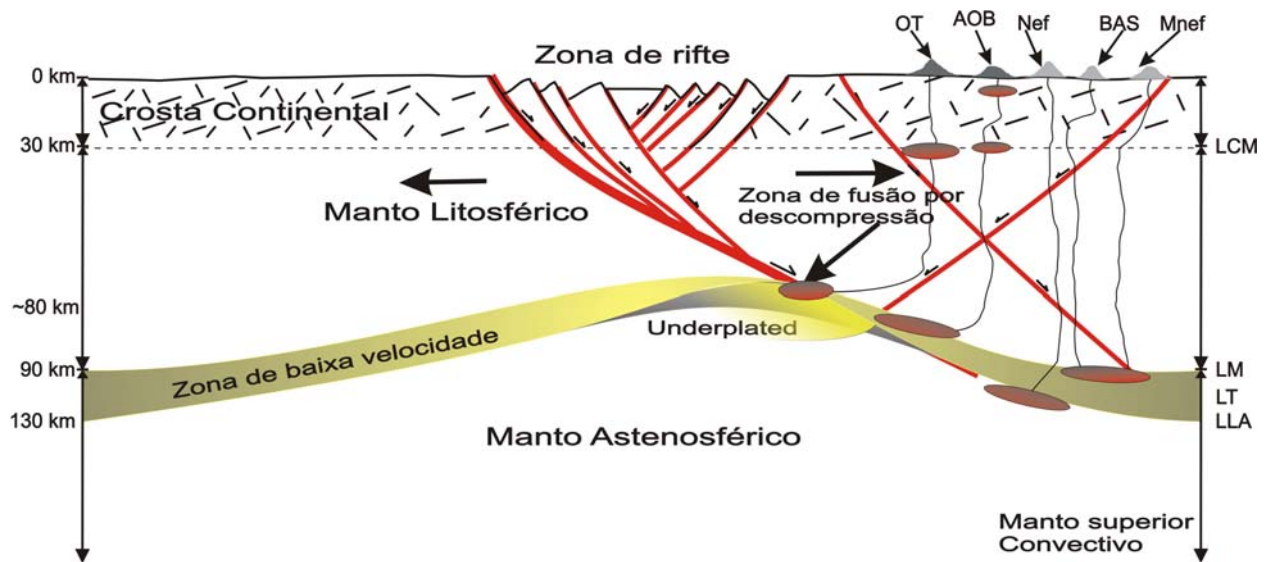


Figura 9.7 - Diagrama esquemático resumindo a petrogênese das rochas Cenozóicas do RN. As elipses no manto sub-litosférico são possíveis locais de geração de magmas sub-saturados em sílica. Reativações de zonas de fraqueza antigas atingiram níveis profundos e produziram decompressão localizada do manto (metassomatizado). A recorrência das reativações poderia ser a causa dos pulsos de magmas ocorridos entre o Eoceno e o Mioceno. Essas zonas de fraqueza serviriam como canais para levar os magmas até a superfície (modificado de Johnson et al., 2005).

## **CAPÍTULO X - CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES**

1 - As rochas Cenozóicas estudadas incluem tipos vulcânicos e subvulcânicos, na forma de *plugs*, *necks*, diques e derrames, além de xenólitos peridotíticos e eclogíticos.

2 - A expressão topográfica dos *plugs* vulcânicos varia de acordo com tipo de rocha e a natureza da encaixante. Aqueles do embasamento cristalino são geralmente elevados, atingindo a cota de 700 metros. Os *plugs* que estão dentro de área sedimentar formam pequenos morros circulares cônicos e isolados, com pouca ou nenhuma expressão topográfica.

3 - O estudo petrográfico permitiu a identificação de feições particulares para cada litologia descrita. A presença de amígdalas em alguns basaltos sugere a presenças de fases volateis que escaparam ao chegar à superfície. Enquanto isso, a presença de textura traquítica, principalmente no grupo de rochas moderadas a subalcalinas é creditada à natureza fluida destes magmas. Já os magmas fortemente alcalinos exibem textura predominantemente porfirítica formada por fenocristais, xenocristais e xenólitos do manto, muitas vezes, conferindo a rocha aspecto de brecha magmática.

4 - Tomando como base a petrografia contrastante, mineralogia e a composição química dos elementos maiores e traços, os basaltos Cenozóicos do RN foram agrupados em duas séries de magmas distintas; um grupo de rochas moderadas a subalcalinas (olivina toleítos e basaltos transicionais) e outro grupo de rochas alcalinas a fortemente alcalinas (álcali olivina basaltos, basanitos, melanefelinitos e nefelinitos). Os litotipos moderados a subalcalinos compreendem tipos saturados em sílica, *hiperstênio*-normativo e basaltos transicionais, enquanto que, as litologias alcalinas a fortemente alcalinas compreendem tipos fortemente subsaturados em sílica, ricos *nefelina*-normativa e *leucita*-normativa, além da presença *larnita*-normativa em algumas amostras, mineral normativo que implica que a rocha que o contém pode ser

descrita como nefelina melilito, porém, como o número de análises é insuficiente, são necessários estudos adicionais para confirmação.

5 - Os dados geocronológicos e geoquímicos sugerem que os pulsos de magmas foram iniciados predominantemente por basaltos moderados a subalcalinos, tornando-se progressivamente mais rico em álcalis para o final do magmatismo, indicando que a fonte de calor e a quantidade de fusão parcial diminuíram com o tempo, resultando na formação de *plugs* predominantemente basaníticos e nefeliníticos de pouca expressão topográfica.

6 - Os novos dados geocronológicos  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  avaliados, mostram distintos pulsos magmáticos ocorrido a partir do Eoceno até o final do Mioceno. Uma importante observação, diz respeito às diferenças de idade existentes entre os diferentes centros vulcânicos, mesmo entre aqueles de uma mesma localidade, ou espalhados dentro da área de estudo.

7 - Os basaltos Cenozóicos do RN evoluíram de forma distinta dentro dos centros vulcânicos, não existindo evidências geoquímicas, petrológicas e isotópicas, sugerindo que qualquer um dos basaltos foi extensivamente contaminado por crosta continental, ou modificado de qualquer maneira por processos relacionados ao Cenozóico. A forte correlação positiva existente entre Ni e Cr com MgO, sugere que o fracionamento de olivina e clinopiroxênio, juntamente com cromita, foi um processo qualitativamente importante, porém, não exclusivo na evolução desses magmas. Contudo, a cristalização destas fases não foi grande como sugerido pela natureza relativamente não fracionada das rochas como um todo (ausência de traquito, fonolito ou rocha com quartzo normativo). Em todo caso, algumas evidências mostram que magmas armazenados em câmaras magmáticas em nível crustal intermediário, fracionou Ti-augita, posteriormente erupcionado como fluxo rico em cristais dando uma textura dolerítica (basaltos médios).

8 - Dados isotópicos Sm-Nd apresentados e integrados com aqueles da literatura, apontam a existência de pelo menos duas fontes distintas de



magmas. Para o grupo de rochas fortemente alcalinas, a fonte seria o manto empobrecido ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,70382-0,70472$ ;  $\epsilon_{\text{Nd}}=+0,60$  a  $+4,45$ ) com os magmas extraídos de um manto mais jovem ( $T_{\text{DM}}$  de  $0,27-0,80$ ). Já as rochas moderadas a subalcalinas são os tipos mais fracionados, mostrando razões isotópicas  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,70461-0,70600$  e  $\epsilon_{\text{Nd}}$  ( $+0,25$  a  $-8,6$ ) é indicativo de fonte mantélica enriquecida mais antiga ( $T_{\text{DM}}$  de  $0,76-1,44$  Ga).

9 - Para o Diatrema de Santa Fé, os dados apontam para uma fonte empobrecida, com razões  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0,512297-0,513102$ ,  $\epsilon_{\text{Nd}}= +3,09$  a  $+9,05$  e idade  $T_{\text{DM}}$  calculada de  $0,55$  Ga. As razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ( $0,703-0,706$ ),  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  ( $0,5127-0,5129$ ) ocupando uma estreita faixa, sugerem que o magma parental teve sua derivação no manto e/ou na base do manto litosférico enriquecido.

10 - As rochas basálticas subalcalinos, têm as concentrações dos elementos LILE, HFSE e LREE relativamente mais baixas em comparação àqueles do grupo fortemente alcalino. Elas também exibem padrões ETR relativamente achatados, interceptando os padrões mais inclinados dos basaltos fortemente alcalinos. Embora os dois grupos estudados tenham composições isotópicas Sr-Nd diferenciadas, cobrindo uma faixa entre reservatórios do manto DMM, HIMU, EM2, as rochas do primeiro grupo exibem elementos incompatíveis com características relativamente fracas do tipo OIB, enquanto que os magmas fortemente alcalinos apresentam forte assinatura OIB. Portanto, não existe nenhuma evidência para uma fonte de pluma astenosférica com assinatura HIMU para os basaltos estudados, não havendo evidências isotópicas sugerindo que tenha ocorrido mistura entre dois ou mais domínios do manto DMM, HIMU ou EM.

11 - Inferência de fusão parcial, junto com condições P-T calculadas para as rochas subalcalinas, indicam que os magmas foram derivados de 10–20% de fusão parcial de uma fonte granada peridotito em profundidades  $< 92$  km. Em contraste, os magmas do grupo fortemente alcalino foram gerados por grau de fusão comparativamente menor (Ex., 1–10 %) de uma fonte granada peridotito

em profundidade >92 km. Isto é suportado pelos valores relativamente altos de  $(La/Yb)_N$  (33–171) nos basaltos do grupo fortemente alcalino, indicativo de que os magmas foram gerados na presença de granada residual, os quais contrastam com os mais baixos valores de  $(La/Yb)_N$  (38–57) do grupo de lavas moderadas a subalcalinas, esperado para lavas geradas a partir de uma fonte livre de granada.

12 - O local de geração dos magmas Cenozóicos, pode ter sido influenciado pela litosfera sobrejacente relativamente afinada, causada por reativação das estruturas riftes Mesozóicas. Para tanto, falhas profundas ou sistemas de falhas podem ter permitido a subida dos magmas.

13 - Estudos geofísicos envolvendo sísmica de reflexão profunda Matos (1992) e gravimétricos (Castro, 1997a e b) sugerem que a base da Moho sob a porção central do RN fica a ~28 km. Portanto, cristalização de fases minerais em rochas basálticas a partir de 9 kbar durante os pulsos de magmas Cenozóicos, pode ter causado acreção (underplating) na crosta, o que justificaria o excesso de massa sob a região do rifte Potiguar.

14 - Os xenólitos do manto são em sua maioria membros da suíte contendo espinélio e Cr-diopsídio, incluindo predominantemente lherzolito. Estas assembléias de xenólitos e assinaturas REE indicam que o limite manto superior crosta inferior sob área de estudo é heterogênea, sendo similar àquela sob muitas outras províncias vulcânicas intraplaca no Leste da Austrália, Mongólia, Rússia e outras partes do Globo. O limite manto-crosta provavelmente é uma ampla zona de mudança gradual entre rochas do manto e da crosta, intrudido por lentes anfibolíticas e piroxeníticas e veios com fases hidratadas e anidras. A presença de xenólitos do manto e da crosta continental transportado dentro das rochas basálticas são fortes indicadores de que o magma teve uma subida rápida até atingir a superfície.

15 - Alto fluxo de calor produzido por fusão de uma pluma do manto astenosférico anidro, necessariamente, não é exigido para explicar o

magmatismo Cenozóico no RN. Ao invés disto, o magmatismo pode ser explicado por um processo de enriquecimento metassomático da litosfera inferior, seguido por fusão de domínios do manto enriquecido que poderiam ter sido ativados por eventos tectônicos de caráter extensional afetando a região da Borborema, criando condições para subida do manto causando fusão por decompressão destes domínios litosféricos amplamente dispersos. Com o arqueamento do manto, uma anomalia térmica de baixo fluxo de calor poderia gerar variados graus de fusão de regiões do manto sub-litosférico, ou alternativamente por substituição ou delaminação da litosfera mais inferior em resposta às tensões tectônicas.

16 - A falta de vulcanismo sob o eixo do rifte Potiguar, pode ser devido a crosta mais espessa do que a área onde ocorre o vulcanismo; magma pode ter sido acrescido a zona axial do rifte em profundidade da Moho, (baseado em evidências geofísicas), o que explicaria o excesso de massa observado nos dados gravimétricos da Bacia Potiguar. Por outro lado, a espessura dos sedimentos no eixo do rifte também pode ter inibido subida de magma até a superfície.

**REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS****A**

- Ahern J.L., & Turcotte D.L., 1979. Magma migration beneath an ocean ridge. *Earth and Planetary Science Letters*, 45: 115-122.
- Albarède F., 1992. How deep do common basaltic magmas form and differentiate? *Journal of Geophysical Research*, 97: 10997-11009.
- Alheiros M.M., Lima Filho M.F., Monteiro F.A.J., 1988. Sistemas deposicionais na Formação Barreiras no Nordeste oriental. In: SBG/Norte, XXXV Congresso Brasileiro de Geologia, Belém, Anais, 2: p. 753-760.
- Allegre C. J., Dupre B., Lambert B. & Richard P., 1981. The subcontinental versus oceanic debate, I. lead-neodymium isotopes in primary alkali basalts from a shield area, The ahaggar volcanic suite. *Earth and Planetary Science Letters*, 52: 85-92.
- Allegre C. J., Dupre B., Lambert B. & Richard P., Rousseau D., and Brooks C., 1982. The subcontinental versus oceanic debate, II. Nd-Sr-Pb isotopic comparison of continental tholeiites with mid-ocean ridge tholeiites and the structure of continental lithosphere. *Earth Planetary Science Letters*, 57: 25-34.
- Almeida F.F.M., Leonardos Jr. O.H., Valença J., 1967. Review on granitic rocks of northeast South America. IUGS/UNESCO. Simpósio, Recife, p. 41.
- Almeida F.F.M., 1986. Distribuição regional e relações tectônicas do magmatismo pós-Paleozóico no Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 16: 325-349.
- Almeida F.F.M., Carneiro, C.D.R., Machado Jr., D.L., Dehira L.K., 1988. Magmatismo pós-Paleozóico no nordeste oriental do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 18: 451-462.
- Almeida F.F.M., Carneiro C.D.R. e Mizusaki A.M.P., 1996. Correlação do magmatismo das bacias da margem continental brasileira com o das áreas emersas adjacentes. *Revista Brasileira de Geociências*, 26: 125-138.
- Almeida, F.F.M., Brito Neves, B.B., Carneiro, C.D.R., 2000. The origin and evolution of the South American plataforma. *Earth Science Review*, 50: 77-111.
- Amaral A.J.R., Menor E. A., 1979. A seqüência vulcano-sedimentar Cretácea na região de Suape (PE): interpretação faciológica e considerações metalogenéticas. Simpósio de Geologia do Nordeste, 9, Natal, Atas, p. 251-269.
- Amaro V.E., 1998. Análise conjunta de dados geológicos, geofísicos e de sensoriamento remoto do setor extremo nordeste da Província Borborema, nordeste do Brasil, com ênfase nas zonas de cisalhamento dúcteis Neoproterozóicas. Tese de Doutorado, IGE/USP, São Paulo, 397 p.
- Amaro V.E., Amaral G., Lardeaux J.M., 1999. Reativação tectônica Meso-Cenozóica das estruturas brasilianas na faixa litorânea oriental do nordeste do Brasil, Com base nos dados gravimétricos, imagens Landsat 5-TM e GEMS/banda X. SNET-Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Lençóis: Bahia, Sessão 4. p. 46-50.
- Anderson D. L., Zhang Y.S. & Tanimoto T., 1992. Plume heads, continental lithosphere, flood basalts and tomography. In: Storey, B. C., Alabaster, T. & Pankhurst, R. J., (eds.) *Magmatism and the Causes of Continental Break-up*. Geological Society, London, Special Publications 68: p. 99-124.
- Anderson Don L., 1979a. Chemical stratification of the mantle. *Journal of Geophysics Research*, 84: p. 6297-6298.
- Araripe P.T. & Feijó F., 1994. Bacia Potiguar. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 8 127-141.
- Araújo M.G.S., Brito Neves B.B., Archanjo C.J., 2001. Idades  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  do magmatismo básico Meso-Cenozóico da Província Borborema Oriental, nordeste do Brasil. Simpósio de Geologia do Nordeste, 19, Natal, Bol. de Resumos, p. 260-261.
- Assumpção M. 1992. The regional intraplate stress field in South America. *Journal of Geophysical Research*, 97, 138: 11889-11903.

---

**B**

---

- Bardintzeff J.M., 1992. *Volcanologie*. Masson, Paris, 235 p.
- Barreto A.M.F., Bezerra F.H.R., Suguio K., Tatumi S.H., Yee M., Paiva R.P. and Munita C.S., 2002. Late Pleistocene marine terrace deposits in northeastern Brazil: Sea-level change and tectonic implications. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleocology*, 179: p 57-69.
- Barros S.D.S., 1998. Aspectos morfo-tectônicos nos platôs de Portalegre, Martins e Santana/RN. Dissertação de Mestrado N°5-PPGG, Natal, UFRN, 133p.
- Barry, T.L. & Kent, R.W. 1998. Cenozoic magmatism in Mongolia and the origin of central and east Asian basalts. In: Flower, M., Chung, S.-L., Lo, C.-H. & Lee, T.-Y. (eds.) *Mantle Dynamics and Plate Interactions in East Asia*. American Geophysical Union Monograph, Geodynamics Series 27, 347-364.
- Barry, T.L., Saunders, A.D., Kempton, P.D., Windley, B.F., Pringle, M.S., DorjnamJaa, D. & Saandar, S., 2003. Petrogenesis of Cenozoic basalts from Mongolia: Evidence for the role of asthenospheric versus metasomatized lithospheric mantle sources. *Journal of Petrology*, 44:55-91.
- Bertani R.T. Neto, A.F.A., Matos R.M.D., 1987. O habitat do petróleo da Bacia Potiguar emersa. *Boletim de Geociências da Petrobrás*. 1: 41-49.
- Bezerra F.H., Saadi A., Moreira J.A.M., Lins F.A.P.L., Nogueira A.M.B., Macedo J.W.P., Lucena L.F. & Nazaré Jr. D. 1993. Estruturação neotectônica do litoral de Natal-RN, com base na correlação entre os dados geológicos, geomorfológicos e gravimétricos. In: *Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos*, 5, Belo Horizonte, Anais vol.14: p. 317-321.
- Bezerra F.H., Amaro V.E., Vita-Finzi C. and Saadi A., 2001. Pliocene-Quaternary fault control of sedimentation and coastal plain morphology in NE Brazil. *Journal of South American Earth Science*, 14: 61-75.
- Bigarella J.J. & Andrade G.O., 1964. Considerações sobre a estratigrafia dos sedimentos cenozóicos em Pernambuco (Grupo Barreiras). Universidade do Recife, Arquivos Instituto de Ciência da Terra, 2: p. 2-14.
- Bigarella J.J., 1975. The Barreiras Group in Northeastern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 47: 365-393.
- Brereton N.R., 1970. Corrections for interfering isotopes in the  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating method. *Earth and Planetary Science Letters*, 8: 427-433.
- Brey G.P., Köhler T., 1990. Geothermometry in four-phase lherzolites II. New Thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers. *Journal of Petrology*, 31: 1353-1378.
- Brito Neves B.B., 1975. Regionalização Geotectônica do Pré-Cambriano Nordeste. Tese de Doutorado. IG-USP, São Paulo, 198 p.
- Brito Neves B.B., 1983. O mapa geológico do nordeste oriental do Brasil, escala 1/100.000. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Livre Docência, 177 p.
- Buchan K.L., eds. Mantle plumes: Their identification through time. *Geological Society of America Special Paper 352*: p. 5-21.
- Burke K., Dewey J.F., 1973. Plume-generated triple junctions: Key indicators in applying plate tectonics to old rocks. *The Journal of geology* 81: 406-433.

---

**C**

---

- Caby R. 1989. Pré-cambrian terrane of Benin-Nigeria and northeast Brazil and late Proterozoic atlantic fit. *Geol. Soc. Am. SP. Paper 230*, 145-158.

- Caby R., Arthaud M. and Archanjo C.J. 1995. Lithostratigraphy and Petrostructural characterization of Supracrustal Units in the Brasiliano Belt of Northeast Brazil: geodynamic Implications. *Journal South American Earth Science*, 8: 235-246.
- Caby R., Sial A.N., Arthaud M.H. & Vauchez A. 1991. Crustal evolution and the brasiliano orogeny in NE Brazil. In: Dallmeyer, R.D. & Lecorché, J.P. (Eds.) *The west african orogens and Circum-Atlantic correlatives*. Springer, p. 373-397.
- Campbell I. H. & Griffiths R. W., 1990. Implications of mantle plume structure for the evolution of flood basalts. *Earth and Planetary Science Letters* 99: 79-93.
- Castro D.L, Medeiros W.E., 1997. Afinamento crustal associado à implantação das bacias intracratônicas do trend Cariri-Potiguar. In: SBG, Simpósio de Geologia do Nordeste, 17, Fortaleza, Boletim 15: p. 334-338.
- Cebriá J. M. López-Ruiz J., Doblas M., Oyarzun R., Hertogen J. & Benito R., 2000. Geochemistry of the Quaternary alkali basalts of Garrotxa (NE Volcanic Province, Spain): a case of double enrichment of the mantle lithosphere. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 102: 217-235.
- Chang H.K., Kowsmann R.O. & Figueiredo A.M.F., 1988. New concepts on the development of East Brazilian Marginal Basins. *Episodes*, 11: 194-202.
- Chang H.K., Kowsmann R.O., Figueiredo A.M.F., Bender A.A., 1992. Tectonics and stratigraphy of the east Brazil rift system: an overview. *Tectonophysics*, 213: 97-138.
- Chomin-Chiaramonti P., Demarchi G., Girardi V.A.V., Princivalle F., Sinigoi S., 1986. Evidence of mantle metasomatism and heterogeneity from peridotite inclusions of northeastern Brazil and Paraguay. *Earth and Planetary Science Letters*, 77: 203-217.
- Condie K.C., 2004. Supercontinents and superplume events: distinguishing signals in geologic record. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 146: 319-332.
- Cook C., Briggs R., Smith I.E.M. and Maas R., 2005. Petrology and geochemistry of intraplate basalts in the south Auckland volcanic field, New Zealand: Evidence for two coeval magma suites from distinct sources. *Journal of Petrology*, 46: 473-503.
- Cordani U.G., 1970. Idade do vulcanismo do Oceano Atlântico Sul. *Boletim IAG / USP* 1: 9-75.
- Coriolano A.C.F, Lucena L.F., Jardim de Sá E.F. e Saadi A., 1999. A deformação quaternária no litoral oriental do Rio Grande do Norte. In: VII SNET-Simpósio. Nacional de Estudos Tectônicos, Lençóis: BA, Bol. Res. Exp., Sessão 4: p.67-70.
- Coriolano, A.C.F. 2002. Reavaliação e critérios estruturais na hidrogeologia de terrenos cristalinos, com ênfase na neotectônica e sensoriamento remoto. Tese de Doutorado, PPGG-UFRN, Natal, 197p.
- Corsini M., Vauchez A., Archanjo C.J., and Sá E.F.J., 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.
- Cremonini O. A., Goulart J.P.M., Soares U.M., 1996. O rifte Potiguar: novos dados e implicações tectônicas. In: UNESP, Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil, 4, São Paulo, p. 89-93.

---

## D

---

- Dalrymple G.B., Alexander E.C., Lanphere M.A., Kraker G.P., 1981. Irradiation of samples for  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating using the Geological Survey TRIGA Reactor, U.S. Geological Survey Prof. Paper 1176, 55 p.
- Dalrymple G.B., Lanphere M.A. and Pringle M.S., 1988. Correlation diagrams in  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating - Is there a correct choice, *Geophysics Research Letters*, 15: p. 589-591.
- Dantas E.L., 1997. Geocronologia U-Pb e Sm-Nd de terrenos Arqueanos e Paleoproterozóicos do Maciço Caldas Brandão, NE do Brasil. Instituto de

- Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, Tese de Doutorado, 206 p.
- Dantas E.L., Hackspacher P.C., Van Schmus W.R., Brito Neves B.B., 1998. Archean accretion in the São José do Campestre Massif, Borborema Province, northeast Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*. 28: 221-228.
- Dantas E.L., Hackspacher P.C., 2002. Geologia e isótopos de Nd da região do Cabugi, parte central do Rio Grande do Norte. In; Congresso Brasileiro de Geologia, João Pessoa. S08-p304.
- Dantas E.P., 1998. Gravimetria e sensoriamento remoto: uma aplicação ao estudo da tectônica recente entre Macau e São Bento do Norte (RN). Dissertação de Mestrado, PPGG/UFRN, Natal-RN, 103 p.
- Deer W.A., Howie R.A., Zussman J., 1996. An introduction to the rock-forming minerals. Longman, 2ª. edição, London, 696 pp.
- Deino A., and Potts R., 1992. Age-probability spectra from examination of single-crystal  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating results: Examples from Olorgesailie, Southern Kenya Rift, *Quat. International*, 13/14, p. 47-53.
- DePaolo D. J., 1981. Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth and Planetary Science Letters*, 53: 189-202.
- DePaolo D. J., 1988. Neodymium isotope geochemistry, an introduction, Springer Verlag, Berlin, 187 p.

---

## F

---

- Ferreira V.P. & Sial A.N., 1999. O Pico do Cabugi, Rio Grande do Norte. In: Schobbenhaus, C., Campos, D.A., Queiroz, E.T., Winge, M., Berbert-Born, M. (Eds.) *Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil*, vol. 1p.
- Ferreira V.P., Sial A. N., Jardim de Sá E.F., 1998. Geochemical and isotopic signature of Proterozoic granitoids in terranes of the Borborema structural province, northeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 11: 439-455.
- Fipke C.E, Gurney J.J., Moore K.O. and Nassichuk, W.W., 1989. The development of advanced technology to distinguish between diamondiferous and barren diatremes; Geological Survey of Canada, open file 2124, p. 1175.
- Floyd P.A., & Winchester J.A., 1975. Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. *Earth and Planetary science Letters*, 27: 211-218.
- Fodor R.V., McKee E.H., 1986. Tertiary basaltic rocks from offshore northeastern Brazil: geochemistry k-Ar ages. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro 58: 233-241.
- Fodor R.V., Mukasa S.B., Sial A.N., 1998. Isotopic and trace-element indications of lithospheric and asthenospheric components in Tertiary alkalic basalts, northeastern Brazil. *Lithos*, 43: 197-217.
- Fonseca V.P., 1996. Estudos morfotectônicos na área do baixo curso do rio Açu (Açu-Macau), Rio Grande do Norte. Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, Dissertação de Mestrado, 103 p.
- Foucault A., Raoult J.F., 1995. *Dictionnaire de géologie*. Masson, Paris, 324 p.
- Frey F. A., Green D. H. & Roy S. D., 1978. Integrated models of basalt petrogenesis: a study of quartz tholeiites to olivine melilitites from southeastern Australia utilizing geochemical and experimental petrologic data. *Journal of Petrology*, 19: 463-513.

---

## G

---

- Galindo A.C., Dall'Agnol R., McReath I, Lafon J.M., 1993. Geocronologia de granitóides brasileiros da região de Caraúbas-Umarizal, oeste do Rio Grande do Norte. In:

- SBG/Núcleo Nordeste, Simpósio de Geologia Nordeste, 15, Natal, Boletim 13: p. 324-327.
- Garda G.M. & Garda B.M., 2001. Quimismo dos minerais máficos e óxidos em diques alcalinos e de composições básicas a intermediárias da região costeira entre São Sebastião e Ubatuba, estado de São Paulo. *Geo. USP Ser. Vol. 1*, p. 17-44.
- Gioia S.M.C.L & Pimentel M.M., 2000. The Sm-Nd isotopic method in the geochronology laboratory of the university of Brasilia. *Anais da Academia Brasileira*, 72: 219-245.
- Griffin W.L., Ryan C.G., Gurney J.J., Sobolev N.V. and Win T.T, 1994. Chromite macrocrysts in kimberlites and lamproites: geochemistry and origin: in kimberlites, related rocks and mantle xenoliths, proceedings 5<sup>th</sup> International Kimberlite Conference, Araxá, Brazil, Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM), Volume 2, p. 366-377.
- Grutter H., Latti D. and Menzies A., 2006. Cr-Saturation arrays in concentrate garnet compositions from kimberlite and their use in mantle barometry. *Journal of Petrology*, 47: 801-820.
- Grütter H.S., Gurney J.J., Menzies A.H. and Winter F., 2004. An updated classification scheme for mantle-derived garnet, for use by diamond explorers, *lithos*, 77: 841-857.
- Gurney J.J., 1984. A correlation between garnets and diamonds, in "kimberlites Occurrence and Origin: a Basis for Conceptual Models in Exploration", Glover J.E & Harris P.G., eds., Geol. Dept. and Univ. Extension, Univ. of Western Australia Publ., 8; p143-166.
- Gurney J.J., and Moore K.O., 1994. Geochemical correlation between kimberlitic indicator minerals and diamonds as applied to exploration; in Kimberlites, related rocks and mantle xenoliths, 5<sup>th</sup> International Kimberlite Conference, Araxá, Brazil, Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM), Volume 1, p. 125.

---

## H

---

- Hackspacher P.C., Corsino A.R., Srivastava N.K., Tiriba V.F., 1985. A Falha de Afonso Bezerra como evidência de significativo tectonismo frágil NW-SE, na Bacia Potiguar Emersa - RN. *Bol. do Departamento de Geologia (CCE-UFRN)* 10: 33-44.
- Haggerty S.E., 1986. Diamond genesis in a multiply-constrained model. *Nature*, 320; p. 34-38.
- Hibbard M.J., 1995. *Petrography to petrogenesis*. Prentice hall, New Jersey, 587 p.
- Hoang N. & Flower M., 1998. Petrogenesis of Cenozoic basalts from Vietnam: implication for origins of a 'Diffuse igneous province'. *Journal of Petrology*, 39: 369-395.
- Hofmann A. W., Jochum K.P., Seufert M. & White W. M., 1986. Nb and Pb in oceanic basalts: new constraints on mantle evolution. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 50: 297-314.
- Hollanda M.H.B.M., Galindo A.C., Jardim de Sá., 1995. O fácies petrográfico do Plúton de Japi (RN). In: SBG/Núcleo Nordeste, Simp. Geol. NE, 16, Recife, Boletim 14: 319-323.
- Hollanda M.H.B.M., 2002. Evolução geodinâmica do manto litosférico continental no Domínio Seridó, Província Borborema (NE do Brasil), Tese de Doutorado nº 54, IG-UnB, Brasília, 85 p.
- Hollocher K., 2005. Norm3. xls. Geology Department, Union College, Schenectady, NY, 12308.
- Huang Y., Hawkesworth C., van Calsteren P., Smith I.E.M. & Black P., 1997. Melting generation models for the Auckland volcanic field, New Zealand: constraints from U-Th isotopes. *Earth and Planetary Science Letters*, 149: 477-489.



---

## I

---

Irvine T.N. & Baragar W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. Journal Earth Science*, 8: 523-548.

---

## J

---

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. *Revista Brasileira de 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. In: SBG/BA-SE, Symp. Granites Assoc. Min., 1, Salvador, Ext. Abstr., 1: p. 102-110.

Jardim de Sá E.F., 1994. A Faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) e seu significado geodinâmico na Cadeia Brasileira/Pan-Africana. Universidade de Brasília, Tese de Doutorado nº 3: 803 p.

Jardim de Sá E.F., Fuck R.A., Macedo M.H.F., Peucat J.P., Kawashita K., Souza Z.S., Bertrand J.M., 1995. Pré-Brasiliano orogenic evolution in the Seridó Belt, NE Brazil: conflicting geochronological and structural data. *Revista Brasileira de Geociências*, 25: 307-314.

Jardim de Sá E.F., Matos R.M.D., Moraes Neto J.M., Saadi A., Pessoa Neto O.C., 1999. Epirogenia Cenozóica na Província Borborema: síntese e discussão sobre os modelos de deformação associados. VII SNET-Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Lençóis, sessão 4, p. 58-61.

Jardim de Sá E.F., 2001. Tectônica Cenozóica na margem equatorial da Província Borborema, Nordeste do Brasil (A contribuição da geologia estrutural no continente). VIII SNET-Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Recife, sessão 4, p. 25-28.

Johannsen A., 1931, A Descriptive Petrography of the Igneous Rocks, Volume 1, p. 88-92). University of Chicago Press, Chicago, 267 p.

Johnson J.S., Gibson S.A., Thompson R.N. and Nowell G.M., 2005. Volcanism in the Vitim Volcanic Field, Siberia: Geochemical Evidence for a Mantle Plume Beneath the Baikal Rift Zone. *Journal of Petrology*, 46: 1309-1344.

Johnson R. W. & Duggan M. B., 1989. Rock classification and analytical databases. In: Johnson R. W., Knutson J. & Taylor S. R. (eds.) *Intraplate Volcanism in Eastern Australia and New Zealand*. Cambridge: Cambridge University Press, p. 12-13.

---

## K

---

Kegel W., 1957. Contribuição ao estudo da Bacia Costeira do Rio Grande do Norte. DNPM, Boletim Divisão Geologia Mineral, Rio de Janeiro, 170: 52 p.

Kempton P. D., Dungan M. A. & Blanchard D. P., 1987. Petrology and geochemistry of xenolith-bearing alkalic basalts from the Geronimo Volcanic Field, S.E. Arizona: evidence for polybaric fractionation and implications for mantle heterogeneity. In: Morris E. M. & Pasteris J. D. (eds.) *Mantle Metasomatism and Alkaline Magmatism*. Geological Society of America, Special Papers, 215: 347-370.

---

## L

---

Lagmair G.W. & Marti K., 1978. Lunar initial  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ : Differential evolution of the lunar crust and mantle. *Earth Planetary Science Letters*, 39: 349-357.

- Lanyon R., Varne R. & Crawford A. J., 1993. Tasmanian Tertiary basalts, the Balleny plume, and opening of the Tasman Sea (southwest Pacific Ocean). *Geology*, 21: 555-558.
- Latin D.M., & Waters F., 1992. Basaltic magmatismo in the north sea and its relationship to lithospheric extention. *Tectonophysics*, 208: 77-90.
- Le Bas M., Le Maitre R., Streckeisen A. & Zanettin B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, 27: 745-750.
- Le Bas M.J., 1989. Nephelinitic and basanitic rocks. *Journal of Petrology*, 30: 1299-1312.
- Le Maitre R. W., (eds.) 1989. A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. Oxford: Blackwell, 193 p.
- Le Maitre, R.W., 2002. Igneou Rocks: A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. Cambridge; Cambridge University Press, 236 p.
- Legrand J.M., Deustch S., Souza L.C., 1991. Datação U/Pb e granitogênese do Maciço de Acari (RN). In: XIV Simpósio de Geologia Nordeste, Recife, p. 172-174.
- Leonardos O.H.J. & Araújo G.G., 1968. Preliminary study of peridotite nodules in basaltic rocks of Cabugi Peak, Rio Grande do Norte, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 40: 137-140.
- LeRox A. P., 1987. Source regions of mid-oceanic ridge basalt: evidence for enrichment processes. In *Mantle Metassomatism* (ed. M. A. Menzies and C. J. Hawkesworth), Academic press. London, p. 389-422.
- Lima Filho M.L., Sztatmari P., 2002. Ar-Ar geochronology of volcanic rocks of the Cabo Magmatic Province (CMP) – Pernambuco Basin. *Simpósio sobre Vulcanismo e Ambientes Associados*, 2, Belém, Bol. de Resumos e Roteiro de Excursões, p. 59.
- Lima Neto F.F., 1998. Um exemplo da inferência de uma interface fraca na distribuição regional de esforços tectônicos; o campo atual de tensões da Bacia Potiguar. *Dissertação de Mestrado, Pós-Graduação em Geologia, UFOP, Ouro Preto*, 320 p.
- Lustrino M., 2005. How to delamination and detachment of lower crust can influence basaltic magmatism. *Earth Science Reviews*, 72: 21-38.

---

## M

---

- Mabesoone J.M., 1986. Uma nova aproximação na análise faciológica de depósitos fluviais. In: SBG/Nordeste, Simpósio de Geologia Nordeste, 10, João Pessoa, Boletim, p. 15-19.
- Mabesoone J.M., 1994. Sedimentary basis of Northeast Brazil – Chaper 8: Cenozóic desenvolviment. *Publicação especial nº 2, UFPE/Centro de Tecnologia, Departamento de Geologia, Recife*, p.135-141.
- Mapa Geológico do Rio Grande do Norte, 1998. DNPM, CPRM, UFRN, PETROBRAS e SINTEC-RN.
- Marzoli A., Piccirillo E.M., Renne P.R., Bellieni G., Iacumin M., Nyobe J.B. e Tongwa T., 2000. The Cameroon volcanic line revisited: Petrogenesis of continental basaltic magmas from lithospheric and asthenospheric mantle sources. *Journal of Petrology*, 41: 87-109.
- Matos R.M.D., 1987. Sistema de riftes cretáceos do NE Brasileiro: In *Seminário de Tectônica da Petrobrás*, 1. Rio de Janeiro. Atas, p. 125-159.
- Matos R.M.D., 1992. The Northeast Brazilian rift system. *Tectonics*, 11: 766-791.
- Matos R.M.D., 1999. Abertura do atlântico sul: riftes na margem equatorial. In: *Simpósio nacional de estudos tectônicos. VII, Lençóis, Ba, Bol. Res. Exp.*, p. 64-66.

- Matos R.M.D., 2000. Tectonic evolution of the equatorial south Atlantic. In: Mohriak, W. & Talwani, M. (eds.). Atlantic Rift on Continental Margins. Geophysical Monograph 115, American Geophysical Union, p. 331-354.
- McDougall I., and Harrison T.M., 1999. Geochronology and thermochronology the  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  method, 2nd ed. Oxford University Press, Oxford, 269 p.
- McKenzie D. & Bickle M.J., 1988. The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere. *Journal of Petrology*, 29: 625-679.
- McKenzie D. & O'Nions R.K., 1995. The source regions of ocean island basalts. *Journal of Petrology*, 36: 133-159.
- Menezes M.R.F., 1997. Estudo sedimentológico e caracterização estrutural da Formação Serra do Martins/RN. Dissertação de Mestrado. PPGG/UFRN, Natal/RN, 160 p.
- Menezes M.R.F., Dantas E.P. & Caldas L.H.O., 1998. Estudos sedimentológicos na Formação Tibau, porção emersa da Bacia Potiguar. In: SBG, XL Congresso Brasileiro de Geologia, Belo Horizonte. Anais, p 77.
- Mengel K. & Green D.H., 1989. Stability of amphibole and phlogopite in metasomatised peridotite under water-saturated and water-undersaturated conditions. In: Ross, J. (ed.) Fourth International Kimberlite Conference. Geological Society of Australia Special Publication, 14: 571-581.
- Menzies M.A., Leeman W.R., Hawkesworth C.J., 1983. Isotope geochemistry of Cenozoic volcanic rocks reveals mantle heterogeneity below western USA. *Nature*, 303: 205-9.
- Menzies M.A., Kyle P.R., 1990. Continental volcanism: a crustal-mantle probe. *Continental Mantle*, Oxford Science Publications, cap. 8, p. 156-184.
- Menzies M.A., Fan W. & Zhang M., 1993. Palaeozoic and Cenozoic lithoprobes and the loss of >120 km of Archaean lithosphere, Sino-Korean craton, China. In: Pritchard H. M., Alabaster T., Harris N. B. W. & Neary C. R. (eds) *Magmatic Processes and Plate Tectonics*. Geological Society, London, Special Publications, 76: p. 71-81.
- Meschede M., 1986. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with Nb-Zr-Y diagram. *Chemical Geology*, 56: 207-218.
- Miller J.A., Mitchell J.G., and Evans A.L. 1970. The  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating method applied to basic rocks. In *Paleogeophysics* (ed. S.K. Runcorn). Academic Press, London, p. 481-489
- Mitchell J.G., 1968. The  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  method for potassium/argon age determination. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 32: 781-790.
- Mitchell R.H., 1973. Magnesium ilmenite and its role in kimberlite petrogenesis; *Journal of Geology*, 81: p. 301-311.
- Mizusaki A.M.P., 1989. A Formação Macau na porção submersa da Bacia Potiguar. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 3: 191-200.
- Mizusaki A.M.P., Thomaz-Filho A., Milani E.J., Césero P., 2002. Mesozoic and Cenozoic igneous activity and its tectonic control in northeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 15: 183-198.
- Moraes L.J., 1924. Serras e montanhas do Nordeste. In: Coleção Mossoroense – ESAM, 35, Volumes I (120 p.) e II (122 p.), Ministério da Viação de Obras Públicas, Inspetoria Federal de Obras Contra a Seca, Rio de Janeiro (Ed.), republicado por ESAM/Fundação Guimarães Duque, Mossoró, 1977.
- Moraes Neto J.M., 1999. As coberturas sedimentares Terciárias do interior da Paraíba e Rio Grande do Norte e sua relação com o soerguimento da Anticlise da Borborema. Dissertação de Mestrado. UFOP, Ouro Preto, 215 pp.
- Moraes Neto J.M., Menezes M.R.F., Sztamari P., York D., 2002. Datação Ar/Ar do plug basáltico “Serrote Preto” e seu significado para a cronologia da Formação Serra do Martins. XLI Congresso Brasileiro de Geologia, João Pessoa, Anais, p. 499-500.
- Morgan W.J., 1971. Convection plumes in the lower mantle. *Nature*, 323: 42-43.

- Morgan W.J., 1972a. Plate motions and deep mantle convection. *Geol Soc. Am.* p. 7-22
- Morgan W.J., 1983. Hotspot tracks and the early rifting of the Atlantic. *Tectonophysics*, 94; 123-139.
- Morimoto N., Fabriés J., Ferguson AK., Ginzburg IV, Ross M., Seifert F.A, Zussman J., Aoki K., Gottardi G., 1988. Nomenclature of pyroxenes. *Mineral Petrology*, 76: 55-76.
- Mossman D.J., and Pawson D.J., 1976. X-ray and optical characterization of the forsterite-fayalite-tephroite series with comments on knebelite from Bluebell Mine, British Columbia, *Canadian Mineralogist*, 14; 479-486.

---

## N

---

- 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/Núcleo Nordeste, Simpósio de Geologia NE, 17, Fortaleza, Boletim 15: p. 293-296.
- Nascimento M.A.L., Antunes A F., Galindo A.C., Jardim de Sá E.F., Souza Z.S., 2000. Geochemical signature of the Brasiliano-age plutonism in the Seridó Belt, northeastern Borborema Province (NE Brazil). *Revista Brasileira de Geociências* 30(1), 161-164.
- Nascimento M.A.L., 2003. Geologia, Geocronologia, Geoquímica e Petrogênese das Rochas Ígneas Cretácicas da Provincia Magmática do Cabo e Suas relações com as Unidades Sedimentares da Bacia de Pernambuco (NE do Brasil). Tese de Doutorado nº 4. PPGG/UFRN, 233 p.
- Nelson, S.A., 2002. Petrology, Earth & Environmental Sciences, Courses. Structure of the earth and the Origin of Magmas. *Geology* 212. In [www.tulane.edu/~sanelson/eens212](http://www.tulane.edu/~sanelson/eens212).
- Nguyen H., Flower M.F.J. & Carlson R.W., 1996. Major, trace element, and isotopic compositions of Vietnamese basalts: interaction of hydrous EM1-rich asthenosphere with thinned Eurasian lithosphere. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60: 4329-4351.

---

## O

---

- Oliveira D.C., Matos R.M.D. & Soares U.M., 1993. Contribuição ao estudo das estruturas rasas na Bacia Potiguar: Análise estrutural do afloramento de Afonso Bezerra (RN) e adjacências. In: SBG, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 4, Belo Horizonte, Boletim 12, p. 306-311.
- Oliveira D.C., Cruz Jr F.W. da & Menezes M.R.F., 1996. Significado geodinâmico da estruturação rasa no extremo sudoeste da Bacia Potiguar (Nordeste do Brasil). In: Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil, 4, Águas de São Pedro, Boletim 4: p. 95-106.
- O'Reilly S. Y. & Zhang M., 1995. Geochemical characteristics of lava-field basalts from eastern Australia and inferred sources: connections with the subcontinental lithospheric mantle. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 121: 148-170.

---

## P

---

- Paiva H.S., 2004. Caracterização geológica e petrografia de corpos vulcânicos Cenozóicos na região de Lajes e Pedro Avelino. Relatório de Graduação nº. 204, CCET-Dpto de Geologia, UFRN, 77 p.
- Patchett P.J., 1992. Isotopes studies of proterozóic crustal growth and evolution. In (Condie., K.C. ed.) *Proterozoic Gechemistry*, Elsevier.

- Pearce J. A., 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe, R. S. (eds.) *Andesites*. Chichester, Wiley, p. 525–548.
- Pearce J.A. & Cann J.R., 1973. Tectonic setting of basic volcanics rocks determined using trace element analysis. *Earth and Planetary Science Letters*, 19: 290-300.
- Pearce J.A. & Norry M.J., 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 69: 33-47.
- Petrelli M., 2003. "PetroGraph": A new software for the analysis and presentation of geochemical data. *European Geophysical Society, Geophysical Research*, 5: p. 6183-6190.
- Priem H.N.A., Boelrijk N.A.I.M., Verschure R.H., Hebeda E.H., Verdurmen E.A.T.H and Bon E.H. 1978. K-Ar dating of a basaltic layer in the sedimentary Lavras Basin, northeastern Brazil. *Revista Brasileira de Geociencias*, 8: p. 263-269.
- Pik R., Deniel C., Coulon C., Yirgu G. & Marty B., 1999. Isotopic and trace element signatures of Ethiopian flood basalts: evidence for plume–lithosphere interactions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63: 2263–2279.
- Princivalle F., Secco L., Demarchi G., 1989. Crystal chemistry of a clinopyroxene series in ultramafic xenoliths from North-Eastern Brazil. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 101: 131-135.
- Princivalle F., Salviulo G., Fabro C., Demarchi G., 1994. Inter- and intra-cristalline temperature and pressure estimates on pyroxenes from NE Brazil mantle xenoliths. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 116: 1-6.
- Projeto Cronoboro, 2006. Distribuição dos sedimentos Cenozóicos nas Bacias PE-PB, Potiguar e Ceará, como função da epirogenia Cenozóica da Província Borborema, relatório técnico final, inédito. FINEP/PETROBRAS.PPGG-UFRN.

---

## R

---

- Ramsay R.R. & Tompkins L.A., 1994. The geology, heavy mineral concentrate mineralogy, and diamond prospectivity of the Boa Esperança and Cana Verde pipes, Corrego D'anta, Minas Gerais, Brazil. In Meyer, H.O.A. e Leonardos, O.H., eds. "Diamonds: Characterization, genesis and exploration", Proc. 5<sup>th</sup> International Kimberlite Conference, Araxá, Brazil, Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM), Volume 2, p. 329-345.
- Richard P., Shimizu N. and Allegre C.J., 1976.  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  a natural tracer: An application to oceanic basalt. *Earth and Planetary Science Letters*, 31: 269-278.
- Richards M.A., Duncan R.A. and Courtillot V.E., 1989. Flood basalt and hotspot tracks: Plume heads and tails; *Science*, 246: p. 103-107.
- Richardson S.M., e Jr. McSween H.Y. 1998. Geochemistry, pathways and processes, Cap.11, p. 329-373.
- Ringwood A.E., 1975. *Composition and Petrology of the earth's mantle* (McGraw-hill, New York, n.Y., 1975). In Ahern J.L., & Turcotte D.L., 1979. Magma migration beneath an ocean ridge. *Earth and Planetary Science Letters*, 45: 115-122.
- Rivalenti G., Mazzucchelli M., Girardi V.A.V., Vannucci R., Barbieri M.A., Zanetti A., Goldstein S.L., 2000. Composition and processes of the mantle lithosphere in northeastern Brazil and Fernando de Noronha: evidence from mantle xenoliths. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 138: 308-325.
- Rolff P.A.M.A., 1947. Notas sobre os basaltos da Borborema. *Revista da Escola de Minas, Ouro Preto*, Ano XII, p. 5.
- Rollinson H.R., 1993. *Using Geochemical Data, Evaluation, Presentation, Interpretation*. Harlow, Longman, 352 p.

## S

- Santos E.J., 1996. Ensaio preliminar sobre terrenos e tectônica acrescionária na Província Borborema. In: XXXIX Congresso Brasileiro de Geologia (Salvador-BA) Atas 6, p. 47-50.
- Saunders A.D., Norry M.J. & Tarney J., 1988. Origin of MORB and chemically depleted mantle reservoirs: trace element constraints. *Journal of Petrology*, Special Lithosphere Issue, p. 415-445.
- Shirey S.B., 1991. The Rb-Sr, Sm-Nd and Re-Os isotopes systems: a summary and comparison of their applications to the cosmochronology and geochronology of igneous rocks. Mineral association of Canada, applications of radiogenic isotopes system to problems in geology. Chapter 4, p. 103-166.
- Sial, A.N. 1974. Petrology and tectonic significance of the post-Paleozoic basaltic rocks of Northeast Brazil. Ph. D. Thesis, Davis, University of California, 403 p.
- Sial A.N., 1975. Significado tectônico do posicionamento de rochas básicas post-Paleozóicas do NE do Brasil. Simpósio de Geologia do Nordeste, 6, Recife, Boletim 3, p. 37-51.
- Sial A.N., 1976a. The post-Paleozoic volcanism of north-east Brazil and its tectonic significance. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 48: 299-311.
- Sial A.N., 1976b. The Rio Grande do Norte alkali-olivine basalt association, Northeast Brazil. *Revista Brasileira de Geociências* 6: 1-14.
- Sial A.N., 1977. Petrology and mineral chemistry of peridotite nodules included in Tertiary basaltic rocks of northeast Brazil. *Geological Society of American Bulletin*, 88: 1173-1176.
- Sial A.N., 1978. Major and trace chemistry of the Tertiary basaltic suite of Rio Grande do Norte and Paraíba, Northeast Brazil. *Jornal de Mineralogia* 7: 119-128.
- Sial A.N., 1979a. Química mineral dos basaltos Terciários do Rio Grande do Norte e Paraíba. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 51: 457-471.
- Sial A.N., 1979b. Geotermometria de basaltos Terciários e Mesozóicos do nordeste do Brasil. *Ciência e Natureza*, 1: 79-87.
- Sial A.N., Long L.E., Pessoa D.A.R., Kawashita K., 1981. Potassium-argon ages and strontium isotope geochemistry of Mesozoic and Tertiary basaltic rocks, Northeastern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 53: 115-122.
- Sial A.N., McReath I. 1984. *Petrologia Ignea Volume 1*. Salvador: Sociedade Brasileira Geologia/CNPQ/Ed. Bureau, 1984. 181 pp.
- Sial A.N., Fodor R.V., Long L.E., 1991. Peridotite xenoliths and Tertiary alkaline-basalts in northeastern Brazil. 5<sup>th</sup> Intern. Kimberlite Conference, Araxá, Brazil, Field Guide Book, CPRM - Sp. Public., 3/91, 1, p. 3-13.
- Silveira F.V., Souza Z.S., Dantas E.L., 2004. Quimismo de granadas e idade Sm-Nd de granada eclogito associado ao corpo máfico-ultramáfico Santa Fé, NW de Lajes (RN). In: XLII Congresso Brasileiro de Geologia, Araxá-MG, CD-ROM, S24, T1031.
- Silveira F.V., Souza Z.S., Paiva H.S., 2002. Ocorrência de corpos peridotíticos e rochas vulcânicas associadas na região de Lajes – Pedro Avelino/RN, Extremo Nordeste da Província Borborema. In: XLI Congresso Brasileiro de Geologia, João Pessoa, p. 425.
- Smith P.E., Evensen N.M., York D., Szatmari P., de Oliveira D.C., 2001. Single-crystal <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar dating of pyrite: no fool's clock. *Geology*, 29: 403-406.
- Sousa D.C., 2002. Litoestratigrafia e deformação Cenozóica na região de Icapuí, Ceará, e implicações para a estruturação de campos de petróleo na borda ocidental da Bacia Potiguar (NE do Brasil). Tese de Doutorado, Nº 03/PPGG-Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica. 189 p.

- Souza S.M., 1982. Atualização da litoestratigrafia da Bacia Potiguar. In: SBG, Congresso Brasileiro Geologia, 32, Salvador, Anais, 5, p. 2392-2406.
- Souza Z.S., Nascimento M.A.L., Barbosa R.V.N., 2002a. Geoquímica do vulcanismo Terciário na Bacia de Boa Vista – PB. Simpósio sobre Vulcanismo e Ambientes Associados, 2, Belém, Boletim de Resumos e Roteiro da Excursão, p. 70-70.
- Souza Z.S., Paiva H.S., Silveira F.V., 2002b. O edificio vulcânico Cabugi, Terciário do Rio Grande do Norte. Simpósio sobre Vulcanismo e Ambientes Associados, 2, Belém, Boletim de Resumos e Roteiro da Excursão, p. 105-105.
- Souza Z.S., Vasconcelos P.M., Nascimento M.A.L., Silveira F.V., Paiva H.S., Dias L.G.S., Thiede D., Carmo I.O., 2003.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  Geochronology of Mesozoic and Cenozoic Magmatism in NE Brazil. IV Simpósio Sul-Americano de Geologia Isotópica, Salvador, vol. 1, p 23
- Souza Z.S., Vasconcelos P.M., Nascimento M.A.L., Silveira F.V., Paiva H.S., Dias L.G.S., Viegas M.C.D., Galindo A.C., Oliveira M.J.R., 2004. Geocronologia e geoquímica do magmatismo Cretácico a Terciário no NE do Brasil. In: XLII Congresso Brasileiro de Geologia, Araxá-MG, S32, T 607.
- Steiger R.H. and Jäger E., 1977. Subcommission on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmo-chronology. *Earth Planet Science Letters*, 36: 359-362.
- Streckeisen A.L., 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Reviews*, 12: 1-33.
- Streckeisen A.L., 1978. IUGS Subcommission on Systematic of Igneous Rocks. Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites and melilitic rocks. Recommendations and suggestion. *N. Jb. Miner. Ab.*, 143, 1-14.
- Suguio K., Nogueira A.C.R., 1999. Revisão crítica dos conhecimentos geológicos sobre a Formação (ou grupo) Barreiras do Neógeno e o seu possível significado como testemunho de alguns eventos geológicos mundiais. *Geociências*, 18: 461-479.
- Sun S. & McDonough W. F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders A. D. & Norry M. J. (eds.) *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society of London, Special Publication, 42: 313-345.
- Szatimari P., Françolin J.B.L., Zannoto O., Wolff S., 1985. Rifteamento na margem equatorial do Brasil. In: SPB, Congresso Brasileiro Paleontologia, 9, Fortaleza/CE, Boletim de Resumos, p. 91-91.
- Szatimari P., Françolin J.B.L., Zannoto O., Wolff S., 1987. Evolução tectônica da margem equatorial brasileira. *Revista Brasileira de Geociências*, 17: 180-188.

---

## T

---

- Takahashi e. & Kushiro I., 1983. Melting at high pressure and basalt genesis. *American Mineralogist*, 68: 859-879.
- Taylor S. R. & McClennan S. M., 1985. *The Continental Crust: its composition and evolution*. Oxford: Blackwell, 312 p.
- Taylor W.R., 1998. An experimental test of some geothermometer and geobarometer formulation for upper mantle peridotites with applications to the thermobarometry of fertile lherzolite and garnet websterite. *Neues Jahrbuch für Mineralogy*, 127: 381-408.
- Thompson R.N., 1982. British Tertiary volcanic province. *Scottish Journal of geology*, 18: 49-107.
- Thompson R.N., Morrison M.A., 1988. Asthenospheric and Lower-lithospheric contributions to continental extensional magmatism: an Example from the British Tertiary Province. *Chemical Geology*, 68: 1-15.
- Thompson R.N. & Gibson S.A., 1991. Subcontinental mantle plumes, hotspots and pre-existing thinspots. *Journal of the Geological Society, London*, 148: 973-977.

- Thompson R.N., Gibson S.A., Dickin A.P. & Smith P.M., 2001. Early Cretaceous basalt and picrite dykes of the Southern Etendeka Region, NW Namibia: windows into the role the Tristan mantle plume in Paraná-Etendeka magmatismo. *Journal of Petrology*, 42: 2049-2081.
- Thornton C.P. and Tuttle O.F., 1960. Chemistry of Igneous rocks: 1. Differentiation Index. *Amer. J. Science*, 258: 664-684.

---

## U

---

- Ussami N. 1999. VII Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Lençóis: Bahia, 3, p. 20-23.

---

## V

---

- Van Schmus W.R.V., Brito Neves B.B., Hackspacher P.C., Babinsky M., 1995. U/Pb and Sm/Nd geochronologic studies of the eastern Borborema Province, northeastern Brazil, initial conclusions. *Journal of South American Earth Sciences*, 4: 267-288.
- Van Schmus W.R., Dantas E.L., Fetter A., Brito Neves B.B., Hackspacher P.C., Babinski M., 1996. Neoproterozoic age for Seridó Group, NE Borborema Province, Brazil. In: SBG/Núcleo BA-SE, In: XXXIX Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador, Anais, 6: p. 152-155.
- Van Schmus W.R., Brito Neves B.B., Williams I.S., Hackspacher P.C., Fetter A.H., Dantas E.L., Babinski M., 2003. The Seridó Group of NE Brazil, a late Neoproterozoic pre- to syn-collisional basin in West Gondwana: insights from SHRIMP U-Pb detrital zircon ages and Sm-Nd crustal residence ( $T_{DM}$ ) ages. *Precambrian Research*, 127: 287-327.
- Vasconcelos P.M., Brimhall G.H., Becker T.A. and Renner P.R., 1994a.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  analysis of supergene jarosite and alunite: Implications to the paleoweathering history of the western USA and West Africa. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58: 401-420.
- Vasconcelos P.M., 1999.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  Geochronology of supergene processes in ore deposits. *Reviews in Economic Geology*, 12: 73-113.
- Vasconcelos P.M., Onoe A.T., Kawashita K., Soares A.J., Teixeira W., 2002.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology at the Instituto de Geociências, USP: Instrumentation, analytical procedures and calibration. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 74: 297-342.

---

## W

---

- Weaver B.L., 1991a. The origin of ocean island basalt end-member compositions: trace element and isotopic constraints. *Earth and Planetary Science Letters*, 104: 381-397.
- Weaver B.L., 1991b. Trace element evidence for the origin of ocean-island basalts. *Geology*, 19: 123-126.
- Wells P., 1977. Pyroxene thermometry in simple and complex systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 42: 109-124.
- White R., McKenzie D., 1989. Magmatism at rift zones: the generation of volcanic continental margins and flood basalts. *Journal of Geophysical Research*, 94: 7685-7729.
- White W. M., Hofmann A. W. & Puchelt H., 1987. Isotope geochemistry of Pacific mid-ocean ridge basalt. *Journal of Geophysical Research*, 92: 4881-4893.
- Whitten D.G.A., Brokks J.R., 1972. A dictionary of geology. Penguin Books, Harmondsworth, 516 p.



- Wilson J.T., 1963. A possible origin of the Hawaiian islands. *Can. F. Phys.*, 41: p. 863-870.
- Wilson M., 1989. *Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach*. Published by the Academic Division of Unwin Hyman Ltd, London, Cap. 3. p 36-72.
- Wilson M. & Patterson R., 2001. Intraplate magmatism related to short-wavelength convective instabilities in the upper mantle: evidence from the Tertiary-Quaternary volcanic province of western and central Europe. *Geological Society of America, Special Papers*, 352: 37-58.
- Wilson M., 1992. Magmatism and continental rifting during the opening of South Atlantic Ocean: A consequence of Lower Cretaceous super-plume activity. In, Storey B.C. Alabaster T., Pankhurst R.J. (eds.), *Magmatism and the causes of continental break-up*. Geological Society (London) Special Publications 68, p. 241-255.
- Wood D.A., Joron J.L., Treuil M., Norry M., Tarney J., 1979. Elemental and Sr isotope variations in basic lavas from Iceland and the surrounding ocean floor. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 70: 319-339.
- Wyatt B.A., Baumgartner M., Ancar E. and Grütter H., 2004. Compositional classification of "kimberlitic" and "non-kimberlitic" ilmenite; *Lithos*, 77; p. 819-840.

---

## Y

---

- York D., 1969. Least squares fitting of a straight line with correlated errors, *Earth Planetary Science Letters*, 5: 320-324.

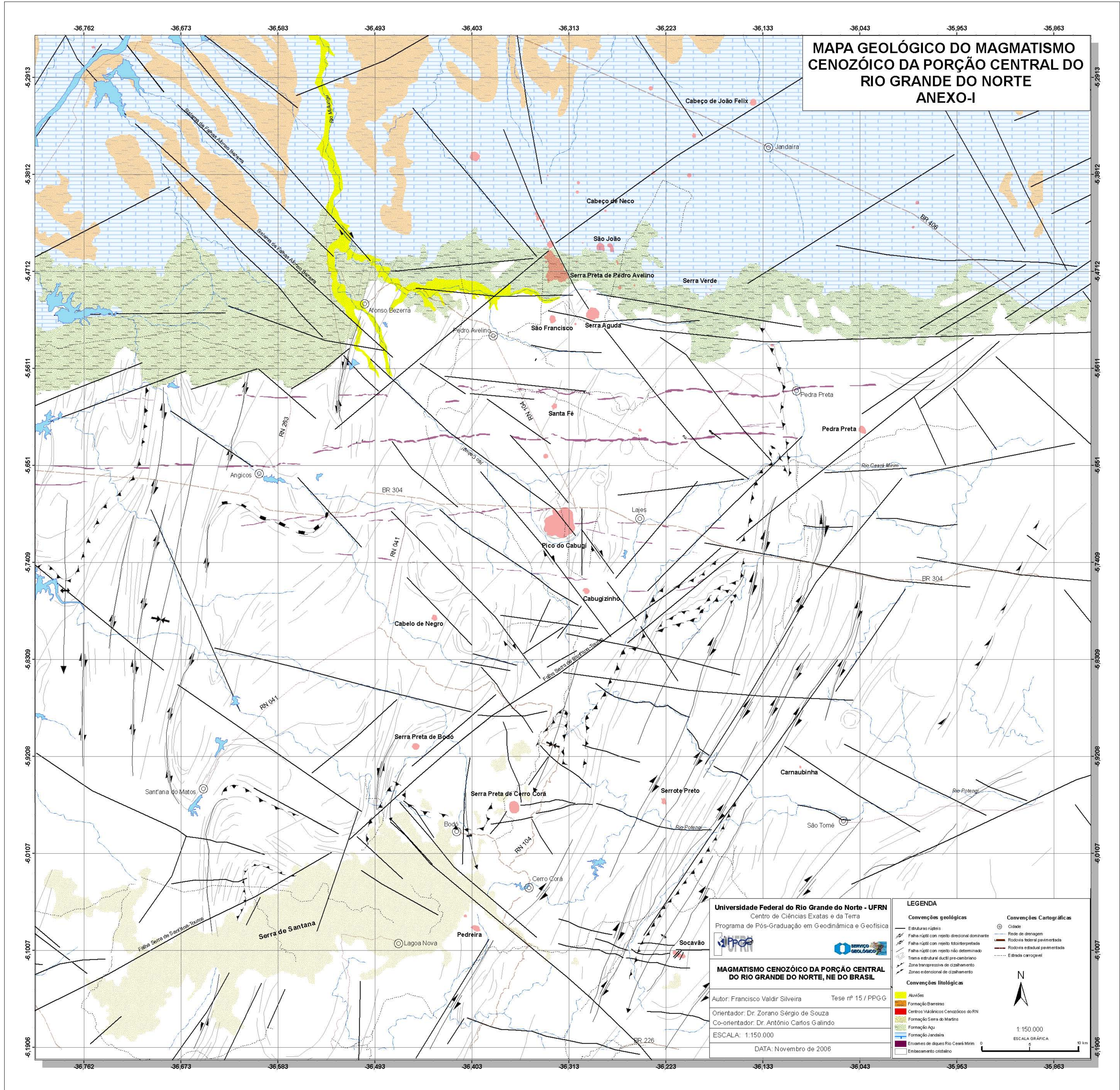
---

## Z

---

- Zhang M. Stephenson P.J., O'Reilly S.Y., Mcculloch M.T. & Norman M., 2001. Petrogenesis and geodynamic implications of late cenozoic basalts in North Queensland, Australia: Trace element and Sr-Nd-Pb isotope evidence. *Journal of Petrology*, 42: 685-719.
- Zhang M., O'Reilly S.Y. and Chen D., 1999. Location of Pacific and Indian mid-ocean ridge-type mantle in two time slices: Evidence from Pb, Sr, and Nd isotopes for Cenozoic Australian basalts, *Geology*, 27: 39-42.
- Zindler A. & Hart S., 1986. Chemical geodynamics. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 14: 493-571.
- Zou H., Zindler A., Xu X. & Qi Q., 2000. Major, trace element, and Nd, Sr, and Pb isotope studies of Cenozoic basalts in SE China: mantle sources, regional variations, and tectonic significance. *Chemical Geology*, 171: 33-47.

**MAPA GEOLÓGICO DO MAGMATISMO CENOZÓICO DA PORÇÃO CENTRAL DO RIO GRANDE DO NORTE ANEXO-I**



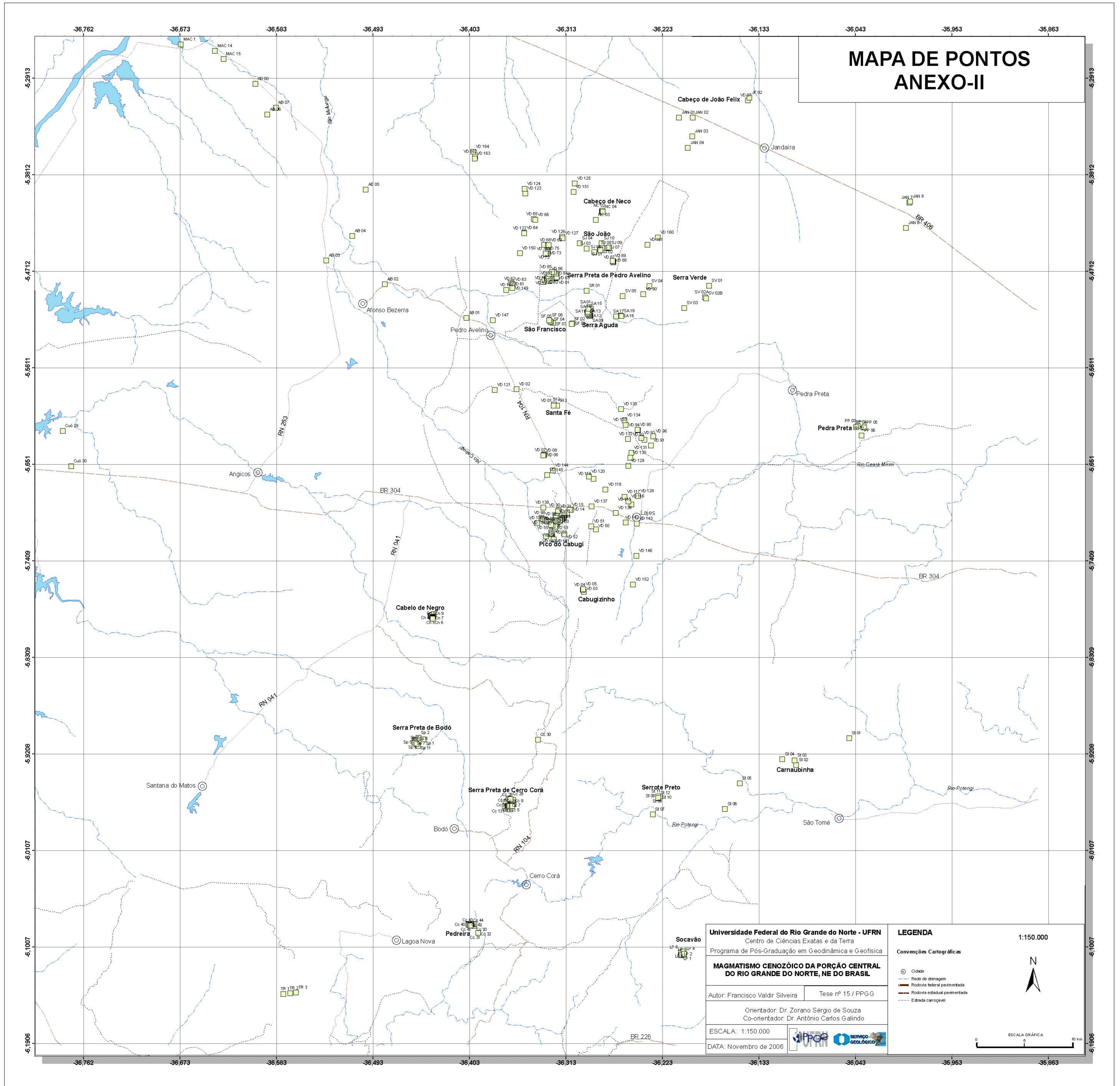
Universidade Federal do Rio Grande do Norte - UFRN  
 Centro de Ciências Exatas e da Terra  
 Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica  
**MAGMATISMO CENOZÓICO DA PORÇÃO CENTRAL DO RIO GRANDE DO NORTE, NE DO BRASIL**  
 Autor: Francisco Valdir Silveira Tese nº 15 / PPGG  
 Orientador: Dr. Zorano Sérgio de Souza  
 Co-orientador: Dr. Antônio Carlos Galindo  
 ESCALA: 1:150.000  
 DATA: Novembro de 2006

**LEGENDA**

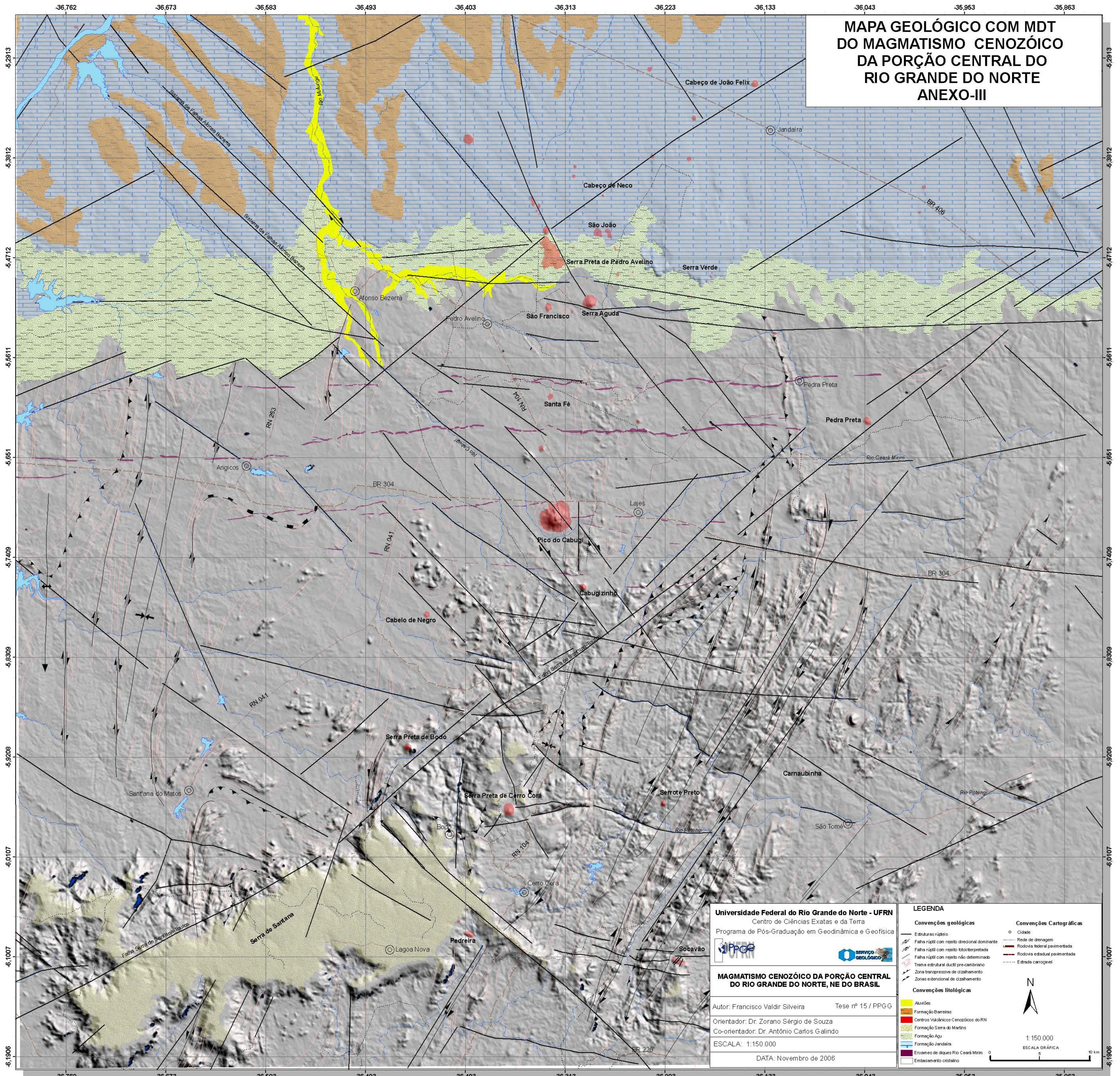
<p><b>Convenções geológicas</b></p> <ul style="list-style-type: none"> <li>Estufuras rijitas</li> <li>Falha rígida com repto direcional dominante</li> <li>Falha rígida com repto isotrópico</li> <li>Falha rígida com repto não determinado</li> <li>Falha estirada dúctil precambriana</li> <li>Zona transpressiva de deslocamento</li> <li>Zonas extensionais de deslocamento</li> </ul> <p><b>Convenções litológicas</b></p> <ul style="list-style-type: none"> <li>Azólicas</li> <li>Formação Barreiras</li> <li>Centros Volcânicos Cenozóicos do RN</li> <li>Formação Serra do Matias</li> <li>Formação Agu</li> <li>Formação Jandaira</li> <li>Croscões de quartz Rio Coque Mineiro</li> <li>Embassamento cristalino</li> </ul>	<p><b>Convenções Cartográficas</b></p> <ul style="list-style-type: none"> <li>Cidade</li> <li>Rede de drenagem</li> <li>Rodovia federal pavimentada</li> <li>Rodovia estadual pavimentada</li> <li>Estrada carroçável</li> </ul>
--	--

1:150.000  
 ESCALA GRÁFICA  
 10 km

# MAPA DE PONTOS ANEXO-II



**MAPA GEOLÓGICO COM MDT  
DO MAGMATISMO CENOZÓICO  
DA PORÇÃO CENTRAL DO  
RIO GRANDE DO NORTE  
ANEXO-III**



Universidade Federal do Rio Grande do Norte - UFRN  
Centro de Ciências Exatas e da Terra  
Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica

**MAGMATISMO CENOZÓICO DA PORÇÃO CENTRAL DO RIO GRANDE DO NORTE, NE DO BRASIL**

Autor: Francisco Valdir Silveira Tese nº 15 / PPGG  
Orientador: Dr. Zorano Sérgio de Souza  
Co-orientador: Dr. Antônio Carlos Galindo

ESCALA: 1:150.000  
DATA: Novembro de 2006

**LEGENDA**

<p><b>Convenções geológicas</b></p> <ul style="list-style-type: none"> <li>Estufuras rijitas</li> <li>Falha rijita com repto direcional dominante</li> <li>Falha rijita com repto isoclinado</li> <li>Falha rijita com repto não determinado</li> <li>Franca estirada sulit-procedimento</li> <li>Zona transpressiva de deslocamento</li> <li>Zona extensional de deslocamento</li> </ul> <p><b>Convenções litológicas</b></p> <ul style="list-style-type: none"> <li>Aluviões</li> <li>Formação Barreiras</li> <li>Complexo Volcânico Cenozóico do RN</li> <li>Formação Serra do Mariz</li> <li>Formação Agu</li> <li>Formação Jandaira</li> <li>Complexo de granito Rio Ceará Mirim</li> <li>Embassamento cristallino</li> </ul>	<p><b>Convenções Cartográficas</b></p> <ul style="list-style-type: none"> <li>Cidade</li> <li>Rede de drenagem</li> <li>Rodovia federal pavimentada</li> <li>Rodovia estadual pavimentada</li> <li>Estrada carroçavel</li> </ul>
--	--

N

1:150.000  
ESCALA GRAFICA  
10 km