

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA

Instituto de Geociências e Ciências Exatas

Campus de Rio Claro

**PETROLOGIA E CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA DAS
FONTES MANTÉLICAS DA REGIÃO NOROESTE DA
PROVÍNCIA MAGMÁTICA DO PARANÁ**

Fábio Braz Machado

Orientador: Prof. Dr. Antonio José Ranalli Nardy

Tese de Doutorado elaborada junto ao
Programa de Pós-Graduação em
Geociências – Área de Concentração em
Geologia Regional, para obtenção do
Título de Doutor em Geociências.

Rio Claro – SP
2009

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA

Instituto de Geociências e Ciências Exatas

Campus de Rio Claro

**PETROLOGIA E CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA DAS
FONTES MANTÉLICAS DA REGIÃO NOROESTE DA
PROVÍNCIA MAGMÁTICA DO PARANÁ**

Fábio Braz Machado

Orientador: Prof. Dr. Antonio José Ranalli Nardy

Tese de Doutorado elaborada junto ao
Programa de Pós-Graduação em
Geociências – Área de Concentração em
Geologia Regional, para obtenção do
Título de Doutor em Geociências.

Rio Claro – SP
2009

551.21 Machado, Fábio Braz
M149p Petrologia e caracterização geoquímica das fontes
mantélicas da região noroeste da província magmática do
Paraná / Fábio Braz Machado. - Rio Claro : [s.n.], 2009
250 f. : il., gráfs., tabs., mapas

Tese (doutorado) - Universidade Estadual Paulista,
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Orientador: Antonio José Ranalli Nardy

1. Vulcanismo. 2. Bacia do Paraná. 3. Formação Serra
Geral. 4. Manto litosférico subcontinental. 5. Vulcanismo
mesozóico. I. Título.

Ficha catalográfica elaborada pela STATI - Biblioteca da UNESP
Campus de Rio Claro/SP

COMISSÃO EXAMINADORA

Prof. Dr. Antonio José Ranalli Nardy - Orientador
(IGCE/UNESP)

Profa. Dra. Leila Soares Marques
(IAG/USP)

Prof. Dr. Marcos Aurélio Farias de Oliveira
(IGCE/UNESP)

Prof. Dr. Evandro Fernandes de Lima
(IG/UFRS)

Prof. Dr. Antonio Carlos Artur
(IGCE/UNESP)

SUPLENTE

Profa. Dra. Marly Babinski
(IG/USP)

Prof. Dr. Valdecir de Assis Janasi
(IG/USP)

Fábio Braz Machado

Rio Claro (SP), 03 de setembro de 2009

Resultado: APROVADO

“...maior área de rochas ígneas continuamente expostas do País...” (Almeida, 1986, p. 337)



Diques de arenito (Fm. Botucatu), com evidências de tectonismo pós-vulcânico, preenchendo planos de fratura em basalto (Fm. Serra Geral). Afloramento próximo a cidade de Campo Grande (MS).

Para Andréa...

(...te ver é uma necessidade..E hoje em dia...)

AGRADECIMENTOS

Primeiramente gostaria de agradecer a Fundação de Amparo a Pesquisa do Estado de São Paulo (**FAPESP**), que por meio dos projetos 2004/10081-9 e 2005/51818-7 tornaram possível a realização deste trabalho, bem como o(s) parecerista(s) anônimo(s) pelas sugestões e críticas todas pertinentes e construtivas.

A pessoa que mais participou da minha vida acadêmica, meu orientador (o que me honra) durante a graduação e pós-graduação (mestrado e doutorado), e acima de tudo um amigo de confiança Prof. Dr. Antonio José Ranalli Nardy (DPM/IGCE/UNESP). Por sempre ter me apoiado, encorajado e criticado quando necessário, e ainda por ter me apresentado à “Província Magmática do Paraná - PMP”, tema no qual desenvolvi um grande interesse científico.

À Profa. Dra. Leila Soares Marques (IAG/USP), amiga, coordenadora do projeto FAPESP 2004/10081-9, e companheira nas atividades de campo, por ser uma pesquisadora brilhante, um exemplo, e totalmente acessível para compartilhar seus conhecimentos, sempre com muita paciência e disposição. Também pela confiança mútua adquirida durante estes anos de trabalho conjunto desde 2001, e por ter me criticado construtivamente em todas as ocasiões plenamente necessárias.

Ao Geofísico Eduardo Reis Viana Rocha Jr. (IAG/USP), excelente pesquisador, por ter sido “parceiro” nas diversas etapas de campo, e pela ajuda mútua na obtenção de dados para o projeto. Pelas várias conversas científicas, e acima de tudo pela confiança e amizade construída.

À Prof^a. Dra. Márcia Ernesto (IAG/USP) pelas etapas de campo envolvendo paleomagnetismo, pelas discussões sobre a origem da PMP e encorajamento ao tema deste trabalho.

Ao Prof. Dr. Sérgio de Castro Valente (UFRRJ) pelas valiosas dicas e ensinamentos passados na fase final da elaboração da tese.

Aos Prof. Dr. Marcos Aurélio Farias de Oliveira e Prof^a. Dr^a. Tamar M. B. Galembeck, pessoas exemplares, excelentes pesquisadores, pelos diversos auxílios, conselhos, encorajamento e críticas durante as duas etapas da pós-graduação.

Aos professores do Instituto de Geociências e Ciências Exatas-UNESP, que direta ou indiretamente colaboraram para a execução desta tese, particularmente os Profs. Antenor Zanardo, Nelson Angeli, Antonio Roberto Saad, Antonio Misson Godoy, Antonio Carlos Artur, José Alexandre J. Perinotto e Mário Assine pelas sugestões e incentivo.

Aos colegas do projeto Rift, pela oportunidade e espírito de equipe: Adilson Viana Soares Jr, Rodrigo Cesar Antonialli, Norberto Morales, Yociteru Hasui e Mariana Aparecida Fernandes, e ainda, agradeço muito ao geólogo Iata Anderson de Souza pela amizade construída ao longo destes dez anos e confiança mútua.

Aos colegas da Sociedade Brasileira de Geologia e todos os eleitores associados, na qual tenho a grande honra de ser diretor-presidente do núcleo São Paulo 2007|2008 e 2009|2010, pela confiança. E da mesma forma, agradecendo ao IGCE/UNESP, pelo prestígio do cargo de Editor Adjunto da revista “Geociências” desde 2005.

Aos amigos da pós-graduação durante o mestrado e doutorado, 2004-2009, geólogos Ana Olívia B. Franco, César Augusto Moreira, Daniel F. de Godoy, Frederico G. G. de Andrade, Iata Anderson de Souza e Ricardo Blaquez (*in memorian*), pela amizade e constante encorajamento.

Finalmente, quero expressar a minha enorme gratidão aos membros da minha família, por aceitarem pacientemente todos os meus períodos de ausência e pelo amor incondicional que me dedicam, especialmente minha mãe (Regina). A Andréa, minha companheira, que além de me ajudar na correção da tese e referências bibliográficas, suporta com uma paciência infinita minhas manias.

RESUMO

Os basaltos da Formação Serra Geral nos estados de Mato Grosso do Sul e Mato Grosso ocupam uma área aproximada de 180.000 km² e estão sobrepostos aos arenitos desérticos da Formação Botucatu e sotopostos pelos sedimentos neocretácicos dos Grupos Bauru e Caiuá. Apresentam mineralogia primária constituída de plagioclásio (40% - 55%; An₄₂₋₆₇), clinopiroxênios (19% - 40%; augita Wo₃₀₋₄₀En₃₄₋₄₆Fs₃₅₋₃₉), minerais opacos (2% - 10%) e olivina (até 1,5%; Fo₃₁₋₅₀). Dados geotermométricos revelam temperaturas de cristalização dos clinopiroxênios em ~1100°C. A geoquímica dessas rochas mostram tratar-se de basaltos dos tipos Pitanga (ATi; 2,6%<TiO₂<4,2%, 396ppm<Sr<438ppm) e Ribeira (BTi; 1,7%<TiO₂<2,4%, 246ppm<Sr<286ppm), onde observam-se diferenças marcantes na distribuição de elementos traços, as quais parecem consistentes com um processo de cristalização fracionada. Processos de contaminação crustal que poderiam interferir na interpretação dos resultados analíticos foram descartados pelos baixos valores de Sr_i sempre menores de 0,706 e também Rb/Ba < 1,0. O empobrecimento dos basaltos Pitanga e Ribeira em Pb_i, (²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb_i<17,747; ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb_i<15,522 e ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb_i<38,174), Nd_m (0,51235 – 0,51239) e Sr_i (0,70549 – 0,70586) são semelhantes com as rochas básicas do sítio 525A da Cadeia Walvis e com o componente mantélico EMI, e ainda, os valores de εNd (-5,21 a -6,00) sugerem tratar-se de rochas submetidas à fusão parcial pré-cambrianas. Os LILEs possuem padrões de abundância inconsistentes com aqueles de Tristão da Cunha (OIB) e N-MORB, e ficam fora da linha de mistura destes. Assim, as razões (La/Yb)_n: (4,17-7,70); e (La/Sm)_n: (2,15-2,54) e isótopos das amostras representativas dos magmas, em conjunto com aquelas publicadas na literatura, indicam a contribuição do manto litosférico subcontinental na geração da Província Magmática do Paraná. A ausência de componentes astenosféricos pode sugerir a ausência da participação da Pluma de Tristão da Cunha na gênese dos basaltos, mas não descarta a presença desta como fornecedora de calor nos estágios incipientes à quebra do Gondwana.

Palavras - chave: Vulcanismo Mesozóico; Bacia do Paraná; Formação Serra Geral; Manto Litoférico Subcontinental

ABSTRACT

PETROLOGY AND GEOCHEMICAL CHARACTERIZATION OF THE MANTLE SOURCES IN THE NORTHWEST REGION THE PARANÁ MAGMATIC PROVINCE - The Paraná Magmatic Province (PMP) represents one of the greatest volcanic event of our planet, covering more than 70% of the Paraná Basin as flows, sills and dykes. In the Mato Grosso do Sul and Mato Grosso states, the study of basalts has geologic importance because of the absence of published works. In those regions, basaltic rocks occupy 180,000 km², and are re-covered by the sediments of Bauru Basin, and are associated to sandstones of Botucatu Formation. The mineralogy of basalt is represented by plagioclase (An₄₂₋₆₇; 40% - 55%), pyroxene (augite: Wo₃₀₋₄₀En₃₄₋₄₆Fs₃₅₋₃₉; 19-40%), magnetite (2-10%) and olivine (Fo₃₁₋₅₀; <1,5%). Based on rheologic calculations the temperature of crystallization of the pyroxenes is estimated 1100°C. Also geochemical analyses show that the investigated basalts are of Pitanga (ATi) and Ribeira (BTi) types: ATi: 2,6%<TiO₂<4,2%; 396ppm<Sr<438ppm and BTi: 1,7%TiO₂<2,4%, 246ppm<Sr<286ppm. LILE abundance for the studied flows evidence differences that are consistent with process of fractional crystallization. Processes of crustal contamination can be discarded considering the values of Sr_i < 0,70586 e Rb/Ba < 1,0. Moreover, the values of LILE show values that are not consistent with those of OIB - Tristão da Cunha and N-MORB and are outside of the line of mixture of these. In relation to isotopic ratio, the magmas are depleted in Pb_i, (₂₀₆Pb/₂₀₄Pb_i<17,747; ₂₀₇Pb/₂₀₄Pb_i<15,522 e ₂₀₈Pb/₂₀₄Pb_i<38,174); Nd_m (0,51235 – 0,51239) e Sr_i (0,70549 – 0,70586) if compared with BTi basalts occurring in southern PMP. These ratios are also similar with that of the basic rocks of the small site 525A of the Walvis Chain and of the mantle component EMI. The values of εNd (-5,21 a -6,00) and of ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr_i indicate that the magma types Pitanga and Ribeira were submitted to partial melting in Precambrian times. The ratios (La/Yb)_n: (4,17-7,70); and (La/Sm)_n: (2,15-2,54) and the isotopic data of the representative samples of the flows, together with those published in literature, corroborate the contribution of the sub continental lithospheric mantle for the generation of the PMP. The absence of asthenospheric components can suggest that Tristão da Cunha plume do not participate in the generation of the study basalts, but it does not discard its presence as the source of heat in the incipient periods of Gondwana fragmentation.

Keywords: Mesozoic Volcanism; Paraná Basin; Serra Geral Formation; Subcontinental Lithospheric Mantle.

SUMÁRIO

ÍNDICE	9
I - INTRODUÇÃO	23
II - MATERIAIS E MÉTODOS DE ESTUDO	27
III - GEOLOGIA REGIONAL	40
IV - SITUAÇÃO GEOLÓGICA DA ÁREA INVESTIGADA	51
V - SÍNTESE SOBRE A PROVÍNCIA MAGMÁTICA DO PARANÁ	69
VI - PETROGRAFIA DAS ROCHAS INVESTIGADAS	90
VII- ASPECTOS GEOQUÍMICOS DAS ROCHAS INVESTIGADAS	102
VIII – QUÍMICA MINERAL	126
IX - INVESTIGAÇÃO DAS FONTES E EVOLUÇÃO DOS MAGMAS	154
X –CONCLUSÕES	177
XI - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	181

ÍNDICE

INTRODUÇÃO

1.1– Localização da Área de Estudo	24
1.2– Objetivos	24

MATERIAIS E MÉTODOS DE ESTUDO

2.1 – Referências Bibliográficas	27
2.2 – Trabalhos de Campo e Amostragem	28
2.3 – Estudos Petrográficos	28
2.4 – Análises Químicas	29
2.4.1 – Elementos Maiores, Menores e Traços	29
2.4.2 – Elementos Terras Raras por ICP-MS	34
2.4.3 – Análise de Química Mineral	35
2.4.4 – Estudos Isotópicos (Sm, Nd, Sr, Pb)	37
2.5 – Métodos Utilizados no Tratamento dos dados Químicos	39

GEOLOGIA REGIONAL

3.1 – Bacia do Paraná	40
3.1.2 – Localização Geográfica	40
3.1.3 – Considerações Geológicas e Geotectônicas	43
3.1.4 – Evolução e Estratigrafia	49

SITUAÇÃO GEOLÓGICA DA ÁREA INVESTIGADA	51
---	-----------

SINTESE SOBRE A PROVÍNCIA MAGMÁTICA DO PARANÁ

5.1 - Generalidades	69
5.2– Litoestratigrafia da Formação Serra Geral	75
5.2.1– Rochas básicas – intermediárias	77
5.2.2– Rochas ácidas do Tipo Chapecó	78

5.2.3 – Rochas ácidas do Tipo Palmas	80
5.2.4– O Magmatismo Intrusivo	80
5.3 – Características Geoquímicas	84
5.4 – Características Reológicas	89
 PETROGRAFIA DAS ROCHAS INVESTIGADAS	
6.1 – Critérios Petrográficos e Generalidades	90
6.2 – Feições Estruturais	93
6.2.1 – Amígdalas e Vesículas	93
6.2.2 – Disjunções Colunares	93
6.2.3 – Efeitos Termiais	96
6.2.4 – Variações Texturais	97
 ASPECTOS GEOQUÍMICOS DAS ROCHAS INVESTIGADAS	
7.1 – Aspectos Gerais	102
7.2 - Elementos Maiores e Menores	109
7.3 - Elementos Traços	112
7.4 - Elementos Terras Raras (ETRs)	115
7.6 – Razões de Elementos Incompatíveis	119
7.7 – Caracterização e comparações com os magmas-tipo da Província	122
Magmática do Paraná	
 QUÍMICA MINERAL	
8.1 – Plagioclásio	128
8.1.1 – Composição Química	131
8.2 – Piroxênio	135
8.2.1 – Composição Química	137
8.3 – Minerais Opacos	145
8.3.1 – Composição Química	145
8.4 – Olivina	147
8.4.1 – Composição Química	147
8.5 – Mesóstase	151
8.6 – Apatita	151

8.7 – Minerais secundários	152
INVESTIGAÇÃO DAS FONTES E EVOLUÇÃO DOS MAGMAS	
9.1 – Caracterização dos Magmas Pitanga (ATi) e Ribeira (BTi)	154
9.1.1 – Comparação geoquímica com a Cadeia Walvis e Rio Grande	158
9.1.2 – Isótopos Sr-Nd-Pb e identificação de possíveis fontes mantélicas	162
9.2 – Comparação com outros Ambientes Geotectônicos	172
CONCLUSÕES	177
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	181

ÍNDICE DAS FIGURAS

Figura I.1 – Mapa esquemático mostrando, em destaque, a localização da área investigada. Legenda: 1 – Áreas adjacentes aos derrames; 2 – Sequência Rio Ivaí e Paraná; 3 – Supergrupotubarão; 4 – Grupo Passa Dois; 5 – Formação Botucatu; 6 - Derrames da PMP (representada Formação Serra Geral); 7 – Rochas ácidas, Membros Nova Prata e Chapecó, associados a Formação Serra Geral; 8 – Sill de diabásio associados a Formação Serra Geral; 9 – Bacia Bauru; 10 – Sedimentos cenozóicos.	26
Figura II.1 – Painel de carbeto de tungstênio do moinho, onde a amostra é reduzida a granulometria inferior a 200 mesh. Equipamento localizado no Laboratório de Preparação de Amostras Geológicas e Pedológicas do Departamento de Petrologia e Metalogenia, IGCE / UNESP, campus Rio Claro (SP).	32
Figura II.2 – Microsonda eletrônica JEOL com 5 espectrômetros, localizado Laboratório de Microsonda Eletrônica, do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, onde um total de 13 lâminas foram analisadas.	36
Figura II.3 – Etapas iniciais da preparação das amostras para análise de Pb/Pb, onde as amostras são lavadas sistematicamente com HNO ₃ (0,1N) e água Milli-Q, conforme metodologia descrita por Babinsk (1988).	38
Figura III.1 – Localização da Bacia do Paraná dentro da placa Sul-Americana. Na Argentina, com evolução estratigráfica diferenciada, a bacia recebe o nome de Chaco-Paraná.	42
Figura III.2 – Arcabouço tectônico da Bacia do Paraná, segundo Marques et al. (1993), enfatizando os elementos estruturais de origem SW-NE, com destaque para os conjuntos de altos e baixo estruturais do rift central.	44
Figura III.3 - Mapa de isópacas dos sedimentos que antecederam a Formação Serra Geral. Segundo Zalán et al. (1986).	46
Figura III.4 – Mapa Geológico simplificado da Bacia do Paraná, mostrando os principais elementos geotectônicos presentes. Segundo Bellieni et al. (1986b), Milani & Thomaz Filho (2000), Nardy et al. (2002), e Milani (2004). Legenda: 1 – Terrenos adjacentes a bacia; 2 – Unidades sedimentares pré-vulcânicas; 3 - Derrames da Formação Serra Geral; 4 - Rochas ácidas da Formação Serra Geral; 5 - Unidades sedimentares da Bacia Bauru; 6 – Estrutura anticlinal; 7 – Estrutura sinclinal; 8 – Lineamentos Oceânicos; 9 – Lineamento tectônico e/ou magnético.	48

Figura III. 5 – Diagrama crono-estratigráficos da Bacia do Paraná, em corte NNW-SSE, segundo Milani (2004), modificado com a ocorrência das rochas ácidas no Gondawana III (Mbs. Palmas e Chapecó) segundo informações de Nardy et al. (2002, 2008) e ausência da seqüência do Grupo Bauru segundo Fernandes & Coimbra (2000), Batezelli et al. (2005), Bertini et al. (2005), Campos et al. (2005) e Batezelli & Basilici (2006). As idades dos eventos distensivos são de Quintas et al. (1997).	50
Figura IV.1 – Aforamento do arenito da Formação Furnas, apresentando estratificação plano-paralela e níveis de seixos imbricados em granodecrescência ascendente. Sul de Rondonópolis na BR 163.	52
Figura IV.2 – Escarpas associadas a Fm. Furnas, com ampla ocorrência ao sul de Rondonópolis (MT) até a região de Sonora (MS).	53
Figura IV.3 – Diamictito (Formação Aquidauana), esculpido por ação erosiva, na região de Alcantilado (MT).	54
Figura IV.4 – Estratificações cruzadas tabulares de médio porte em arenito avermelhado da Formação Botucatu. Afloramento localizado na cidade de Camapuã (MS).	55
Figura IV.5 – Fotomicrografia do arenito Botucatu, lâmina em pó, coletado próximo a cidade de Camapuã (MS), bem selecionada com cristais anhedrais de quartzo com baixa birrefringência. Detalhe para cristal geminado de feldspato no centro-esquerdo da imagem. Nicóis cruzados.	56
Figura IV.6 – Concreções de piroluzita em arenito Botucatu. Afloramento localizado na cidade de Camapuã (MS).	57
Figura IV.7 – Arenito botucatu, na região de Costa Rica (MS), pseudo-metamorfizado muito provavelmente pelo paleocontato com o basalto da Formação Serra Geral.	58
Figura IV.8 - Peperito próximo à cidade de Campo Grande (MS), com clastos de basalto vesicular cimentado por arenito avermelhado.	60
Figura IV.9 - Diques clásticos falhados (tectonismo pós-vulcânico) em afloramento de derrame basáltico, próximo a cidade de Campo Grande (MS).	61
Figura IV.10 – Cava de mineração inativa no oeste de Campo Grande (MS), amostra KS 742, mostrando basalto fraturado, com pseudo-disjunções colunares, exibindo colorações acinzentada.	63
Figura IV.11 – Cava de mineração ativa na região do Alto Araguaí (MT), amostra KS 831, sill de diabásio bastante fraturado.	64

Figura IV.12 – Amostra de basalto, com granulação grossa, hipocristalina, de cor cinza e maciça. Amostra KS 840, coletada próximo de Campo Grande (MS).	65
Figura IV.13 – Aforamento do arenito associado à Bacia Caiuá, exibindo estratificação plano-paralela, de coloração avermelhada, com películas de alteração de óxido de manganês.	66
Figura IV.14 – Morro testemunho, com aspecto ruiniforme, sustentado pelos arenitos da Bacia Caiuá.	67
Figura V.1 – Mapa de localização esquemático da Província Magmática do Paraná, abrangendo todo o sul e parte do sudeste do Brasil, além da porção ocidental do Uruguai, nordeste da Argentina e leste do Paraguai. Modificada de Piccirillo & Melfi (1988) e Nardy et al. (2002). Legenda: 1 – Derrames de lava; 2 – Rochas ácidas da Formação Serra Geral.	70
Figura V.2 – Mapa de isópacas dos derrames de lava da Formação Serra Geral, onde é possível identificar que a zona de maior acúmulo de lavas segue uma direção aproximada norte - sul, que se estende de Presidente Epitácio, no centro do estado de São Paulo com espessura próxima a 2000 m, até o centro do Estado de Santa Catarina (latitude 28°). Segundo Zalán et al. (1986).	72
Figura V.3 – Mapa de isópacas dos sills associados à Formação Serra Geral, segundo Zalán et al. (1986) e Quintas et al. (1997), onde identificam-se centros de acúmulo de magma nas regiões noroeste dos estados do Paraná e São Paulo.	74
Figura V.4 – Coluna litoestratigráfica da Formação Serra Geral, segundo Nardy et al. (2008).	76
Figura V.5 - Mapa esquemático mostrando localização dos platôs de rochas ácidas da Província Magmática do Paraná - Etendeka, segundo informações de Bellieni et al. (1983, 1986ab), Milner (1988); Duncan et al. (1989), Alberti et al. (1992), Stewart et al. (1996), Marzoli et al. (1999) e Nardy et al. (2002, 2008). Legenda: 1 – derrames de lava; 2 – Ácidas do Tipo Chapecó (ATC); 3 - Ácidas do Tipo Palmas (ATP); a – Ácidas da região de Tafelberg (equivalente ATP), b – Ácidas da região de Sarusas (equivalente ATC); c - Ácidas da Bacia da Namibe (equivalente ATC); d - Ácidas da Bacia de Kwanza (equivalente ATC).	79
Figura V.6 – Figura esquemática mostrando diversos tipos de estruturas relacionadas a intrusões de diabásio e suas geometrias na Bacia do Paraná. Simplificado de Zalán et al. (1986). Legenda: Verde escuro - derrames de lava; Verde claro – rochas intrusivas; Vermelho – embasamento cristalino; Demais cores – rochas sedimentares da Bacia do Paraná; 1 – Estrutura do tipo Lacólito; 2 – Sea-gull Structure; 3 – Bismálito formando horst, com estruturas do tipo apófise nas laterais; 4 – Intrusão provocando flexuras na rocha encaixante; 5 – Dique; 6 - Sill Jump; 7 – Domo associado à lacólito.	81

Figura V.7 – Mapas da concentração de diques nas regiões do Arco de Ponta Grossa (A) e Serra do Mar (B), segundo Oliveira & Montes (1984) e Almeida (1986) respectivamente. Legenda: 1 – Embasamento cristalino; 2 – Rochas sedimentares da Bacia do Paraná; 3 - Diques; 4 – Rochas alcalinas. 83

Figura V.8 – Concentrações relativas médias de elementos menores e traços das rochas básicas ATi e BTi, na região central da Bacia do Paraná segundo Nardy (1995), utilizando amostras com MgO variando de 1,8% a 3,0%. 85

Figura V.9 – Mapa esquemático mostrando os locais de ocorrência do diferentes tipos geoquímicos de magmas básicos (I a IV) da Província Magmática do Paraná - Etendeka, segundo informações contidas em Milner (1988), Pinese (1989), Peate et al. (1992), Peate (1997), Ernesto (1999), Marzoli et al. (1999), Marques (2001), Marsh et al. (2001) e Machado et al. (2007). Os tipos I e II são rochas do tipo ATi, enquanto III, IV e V são rochas BTi. Legenda: 1 – Derrames de lava; 2 –Diques; I – Paranapanema e Pitanga; II – Urubici (denominado Khumib no Etendeka); III – Esmeralda; IV – Gramado (denominado Tafelberg no Etendeka); V – Ribeira.

Figura V.9 – Mapa esquemático mostrando os locais de ocorrência do diferentes tipos geoquímicos de magmas básicos (I a IV) da Província Magmática do Paraná - Etendeka, segundo informações contidas em Milner (1988), Pinese (1989), Peate et al. (1992), Peate (1997), Ernesto (1999), Marzoli et al. (1999), Marques (2001), Marsh et al. (2001) e Machado et al. (2007). Os tipos I e II são rochas do tipo ATi, enquanto III, IV e V são rochas BTi. Legenda: 1 – Derrames de lava; 2 –Diques; I – Paranapanema e Pitanga; II – Urubici (denominado Khumib no Etendeka); III – Esmeralda; IV – Gramado (denominado Tafelberg no Etendeka); V – Ribeira. 87

Figura VI.1 – Prancha mostrando afloramento de basalto, em mineradora ativa (amostra KS 735), com rocha de coloração acinzentada, avermelhada (alteração) nos planos de fratura. Composta essencialmente por minerais hipidiomórficos como plagioclásio (Pl) e augita (Aug), além de opacos (op), olivina (Ol), pigeonita (pig) e celadonita (Cel) como principal mineral de alteração. 92

Figura VI.2 – Fotomicrografia da amostra KS 733, mostrando uma vesícula de aproximadamente 1mm de diâmetro, capeada na borda em até 0,3 mm por serpentina, envolta por cristais ripiformes de plagioclásio, prismáticos acastanhados de piroxênio, cristalitos e prismáticos de minerais opacos e mesostase microgranular. Nicós paralelos. 64

Figura VI.3 – Mineração ativa em sill localizado em Mato Grosso, ocorrendo disjunções colunares, onde foi coletada a amostra KS 831, conforme mostra o mapa de pontos do Anexo 02. 95

Figura VI.4 – Fotomicrografia da amostra KS 781 mostrando textura intergranular, com cristais prismáticos de plagioclásio, acastanhados de piroxênio, avermelhados de óxido de ferro (pseudo-hematita) e minerais opacos. Nicóis paralelos. 98

Figura VI.5 – Textura subofítica em fotomicrografia da amostra KS 732, com cristais prismáticos de plagioclásio parcialmente envolvidos por piroxênios acastanhados. Nicóis paralelos.	99
Figura VI.6 – Fotomicrografia da amostra KS 736, com destaque para alguns cristais de olivina (seta bege), chegando a 10% do volume da rocha, em basalto formado basicamente por plagioclásio (cristais brancos prismáticos), piroxênios (cristais acastanhados) e minerais opacos. Nicóis paralelos.	100
Figura VI.7 – Cristais de quartzo microgranular, centro da imagem, em fotomicrografia da amostra KS 744, configurando a textura granofírica em basalto, envolto por cristais geminados de plagioclásio. Nicós cruzados.	100
Figura VII.1 – Nomenclatura das rochas estudadas, segundo o diagrama TAS (SiO_2 vs. álcalis) de Zanettin, 1984 e Le Bas et al., 1986. A linha tracejada separa os campos dos alcalinos de subalcalinos (Irvine & Baragar, 1971).	103
Figura VII.2 – Diagrama de nomenclatura de rochas R1 – R2 (R1 = $4\text{Si} - 11(\text{Na} + \text{K}) - 2(\text{Fe} + \text{Ti})$; R2 = $(6\text{Ca} + 2\text{Mg} + \text{Al})$), definido por De La Roche et al. (1980), modificado para o campo dos basaltos por Bellieni et al. (1981), com as amostras investigadas.	105
Figura VII.3 – Diagrama AFM ($\text{A} (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{F} (\text{Fe}_2\text{O}_{3(\text{t})}) - \text{M} (\text{MgO})$), mostrando caráter fracamente toleítico dos basaltos estudados Irvine & Baragar (1971).	106
Figura VII.4 - Diagramas de variação de elementos maiores e menores (%) em função do MgO (%peso) dos basaltos investigados. Com identificação de grupos de amostras relacionadas no texto.	111
Figura VII.5 - Diagramas de variação de elementos traços (ppm) em função do MgO (%peso) dos basaltos investigados. Com identificação de grupos de amostras relacionadas no texto.	114
Figura VII.6 – Diagrama de distribuição dos elementos terras raras mostrando o intervalo de variação das concentrações dos grupos ATi e BTi. Valores normalizados em relação ao manto primordial de Sun & McDonough (1989).	117
Figura VII.7 – Diagrama de elementos incompatíveis normalizados em relação ao manto primordial (Sun & McDonough, 1989). As razões plotadas no diagrama representam a média calculada para diferentes amostras de basalto ATi e BTi estudadas.	120
Figura VII.8 – Média das Razões ATi/BTi, para os elementos incompatíveis, normalizados em relação ao manto primordial (Sun & McDonough, 1989), dos basaltos investigados.	121

Figura VII.9 – Comportamento das amostras investigadas nos diagramas discriminatórios dos tipos de magmas dos derrames basálticos da Província Magmática do Paraná segundo Peate et al. (1992). Legenda: Pit – Pitanga; Par – Paranapanema; Rib – Ribeira; Uru – Urubici; amostras em losango – Indefinidas. Elementos traços em ppm e TiO_2 e $\text{Fe}_2\text{O}_{3(\text{t})}$ em %.	124
Figura VIII.1 – Fotomicrografia de basalto com granulação chegando a fina, amostra KS732, mostrando cristais ripiformes e outros prismáticos de plagioclásio, em contato com piroxênios prismáticos acastanhados, minerais opacos e mesóstase microgranular. Nicóis paralelos.	129
Figura VIII.2 – Fotomicrografia de basalto de granulação média, com cristais geminados de plagioclásio (albita e Carlsbad), em contato com piroxênio de birrefringência moderada e minerais opacos.	130
Figura VIII.3 – Diagrama Ab-An-Or com a classificação dos feldspatos nos basaltos investigados. Os cristais analisados possuem composição variando de labradorita a andesina, chegando a sanidina nos cristais de feldspato de cristalização mais tardia.	132
Figura VIII.4 – Diagrama Or-Ab-An com a classificação dos feldspatos dos basaltos investigados, mostrando as diferentes composições nos núcleos, bordas e pontos intermediários nos cristais analisados.	133
Figura VIII.5 – Cristais de piroxênio acastanhados em “goetização”, gerando concentrados de óxido de ferro (pseudo-goetita), de coloração avermelhada, em contato com cristais esbranquiçados de plagioclásio e opacos. Nicóis paralelos, amostra KS 781.	136
Figura VIII.6 – Diagrama $\text{Q}(\text{Ca}+\text{Mg}+\text{Fe})$ vs. $\text{J}(2\text{Na})$ de Morimoto et al. (1988), onde todos os piroxênios analisados situam-se no campo Quad.	138
Figura VIII.7 – Diagrama Wo-En-Fs, de Morimoto et al. (1980), com a classificação dos clinopiroxênios de diferentes amostras analisadas. A maior parte dos cristais encontra-se no campo da augita.	139
Figura VIII.8 – Diagrama Ca-Mg-Fe* ($\text{Fe}^* = \text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} + \text{Mn}$), com os cristais de piroxênio analisados no centro e borda, formando trends (para augita e pigeonita) paralelos a linha de Skargaard de McBirney & Noyes (1975).	141
Figura VIII.9 – Diagrama Wo-En-Fs com todas as análises de piroxênio plotadas e isotermas, adaptas de Linsley (1983), mostrando uma temperatura de cristalização de augita e pigeonita entre 900°C a 1100°C.	142
Figura VIII.10 – Concentração média de TiO_2 (% peso), em rocha total vs. concentração média em Ca (% catiônica) dos cristais de augita dos basaltos na área investigada, discriminando aqueles ATi (Pitanga) de BTi (Ribeira).	143

- Figura VIII.11** – Concentração média e variação em TiO₂ (% peso) em rocha total vs. concentração média e variação em TiO₂ (% peso) dos cristais de augita nos basaltos na área investigada, discriminando ATi (Pitanga) e BTi (Ribeira). 144
- Figura VIII.12** – Fotomicrografia da amostra KS 736, à nicóis paralelos (esquerda) e cruzados (direita), mostrando grandes cristais de olivina subhedrais, com birrefringência e relevo elevado, em contato com cristais de plagioclásio (geminado), piroxênios (birrefringência moderada) e minerais opacos. 148
- Figura VIII.13** – Amostra KS 781, com cristais de olivina menores que 0,05 mm, substituídos por celadonita e/ou boulingita, pseudomorfos, englobados por piroxênios acastanhados em contato subofítico com cristais de plagioclásio. 149
- Figura VIII.14** – Diagrama Forsterita-Faialita com os resultados das análises químicas dos cristais de olivina. A maior parte das amostras situam-se no campo da hortonolita. Intervalos de classificação publicados em Wernick (2003). 150
- Figura VIII.15** – Fotomicrografia da amostra KS 734, com cristal euhedral, hexagonal, em corte basal, de apatita (em destaque), envolto por cristais de plagioclásio, piroxênios acastanhados e cristalitos. Nicóis paralelos. 153
- Figura IX.1** – Média dos padrões de abundância de elementos incompatíveis normalizados em relação ao manto primitivo (Sun & McDonough, 1989) dos derrames básicos ATi (Pitanga, 2,67%<TiO₂<4,18%; 3,44%<MgO<5,85) e BTi (Ribeira, 1,68%<TiO₂<2,63%; 4,22%<MgO<6,51%) na área investigada. Comparação com basaltos N-MORB (Sun & McDonough, 1989) e rochas alcalinas primitivas (OIB) de Tristão da Cunha (MgO>5%) segundo Weaver et al. (1987) e Le Roex et al. (1990). 156
- Figura IX.2** – Diagrama de razões entre elementos incompatíveis, analisados por ICP-MS, dos derrames ATi (Pitanga, 2,67%<TiO₂<4,18%; 3,44%<MgO<5,85%) e BTi (Ribeira, 1,68%<TiO₂<2,63%; 4,22%<MgO<6,51%). Comparação com os basaltos N-MORB (Sun & McDonough, 1989) e rochas alcalinas primitivas de Tristão da Cunha (MgO>5%) segundo Weaver et al. (1987) e Le Roex et al. (1990). Legenda: TC-Tristão da Cunha; Quadrados vermelhos – basalto BTi; Losangos verdes – basalto ATi. 157
- Figura IX.3** – Imagem de satélite TerraMetrics (2009), mostrando a posição das cadeias Rio Grande e Walvis bem como algumas datações. Na imagem encontram-se também representadas a localização dos sítios onde foram realizados furos de sondagem para a coleta de amostras para análises geoquímicas e isotópicas (Richardson et al., 1982, 1984; Weaver et al., 1983 e Gamboa & Rabinowitz, 1984). As datações K-Ar são de Müller et al., 1993. 159

- Figura IX.4** – Diagrama das razões Nb/Zr vs. Y/Zr com os basaltos investigados (análise por FRX) em comparação com aqueles do tipo N-MORB do Atlântico Sul, rochas toleíticas e alcalinas das cadeias Walvis, Rio Grande e rochas alcalinas de Tristão da Cunha (MgO>5%) – Referências no texto. Legenda: Losangos vermelho – basalto BTi (Ribeira); Quadrados verdes – basalto ATi (Pitanga). **161**
- Figura IX.5** – Diagrama $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_i$ vs. $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_i$ (a) e $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_i$ (b) com as amostras Ribeira (BTi) e Pitanga (ATi) em comparação com os campos dos basaltos MORB (Hamelin et al, 1984), Tristão da Cunha (Le Roex et al. 1990) e Cadeia Walvis (Richardson et al., 1982); componentes EMI, EMII e DMM (Sun & McDonough (1989), Província Ígnea do Alto Paranaíba (APIP - Bizzi et al, 1995); e carbonatos eo (EOK) e neocretácicos (NEOK) que bordejam a Bacia do Paraná (Toyoda et al., 1994). **168**
- Figura IX.6** – Diagrama $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_i$ vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ (a) e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_m$ (b) com as amostras Ribeira (BTi) e Pitanga (ATi) em comparação com os campos dos basaltos de Tristão da Cunha (Le Roex et al. 1990) e Cadeia Walvis (Richardson et al., 1982); componentes EMI, EMII e DMM (Sun & McDonough, 1989) Província Ígnea do Alto Paranaíba (APIP - Bizzi et al., 1995); e carbonatos eo (EOK) e neocretácicos (NEOK) que bordejam a Bacia do Paraná (Toyoda et al., 1994). **169**
- Figura IX.7** – Diagrama $1/\text{Pb}$ vs. $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_i$ com as amostras Ribeira (BTi) e Pitanga (ATi) em comparação com os campos dos basaltos de Tristão da Cunha (Le Roex et al. 1990) e Cadeia Walvis (Richardson et al., 1982); componentes EMI, EMII e DMM (Sun & McDonough -1989); Província Ígnea do Alto Paranaíba (APIP - Bizzi et al., 1995); e carbonatos eo (EOK) e neocretácicos (NEOK) que bordejam a Bacia do Paraná (Toyoda et al., 1994). **171**
- Figura IX.8** – Diagramas (a) $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_i$ vs. $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_i$; (b) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_i$; (c) $^{208}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ vs. εNd e (d) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ vs. εNd . Destacando a área dos reservatórios mantélicos HIMU, EMI, EMII e DMM (referências citadas e Hofmann, 2003) com amostras de basaltos das províncias vulcânicas do Hawai, Samoa, Society, Marquesas, Pitacairn-Gambier, Tristão da Cunha, Cook-Austral e Santa Helena. Os dados geoquímicos estão disponíveis em GEOROC (2009). **173**

ÍNDICE DAS TABELAS E QUADROS

Tabela II.1 – Cálculo do erro analítico do espectrômetro de Fluorescência de raios X - IGCE/UNESP, utilizando a amostra KS 745.	33
Tabela V.1 – Características principais da composição química dos diferentes magmas-tipo básicos da Formação Serra Geral, segundo Peate et al. (1992) e Peate (1997).	86
Tabela VII.1 – Norma CIPW das amostras de basalto estudadas. Considerando a razão $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3) = 0,85$.	107
Tabela VII.2 – Resultados das análises de Elementos Terras Raras nos basaltos investigados, não normalizados, obtidos no Laboratório de Geoquímica Analítica do Departamento de Geologia e Recursos Naturais IG - UNICAMP.	116
Tabela VII.3 – Razões entre elementos terras raras, normalizados em relação ao manto primordial de Sun & McDonough (1989).	118
Tabela VII.4 – Assinaturas geoquímicas dos magmas basálticos Ribeira e Pitanga da PMP nos estados de MT e MS.	123
Tabela VIII.1 – Amostras selecionadas para análise de química mineral, considerando o magma-tipo, situação geológica e estimativa da frequência mineralógica. Todas as amostras apresentam estrutura maciça.	127
Quadro VIII.1 – Pontos de análise WDS da Microsonda Eletrônica em cristal de labradorita na amostra KS 742, nicóis paralelos. Do lado direito da imagem: resultados das análises nos pontos.	134

Tabela VIII.2 – Análises químicas dos minerais magnetita e ilmenita dos basaltos estudados. O geotermômetro utilizado foi o de Stormer (1983), e os cálculos de fO_2 seguindo método de Andersen & Lindsley (1985). **146**

Tabela IX.1 – Razões isotópicas de Pb calculados para 133 Ma, e concentrações de U, Th e Pb nos basaltos investigados obtidos no ICP-MS. O erro analítico das concentrações é menor que 15% e das razões são indicados entre parênteses. **165**

Tabela IX.2 – Razões isotópicas de Sr e Nd calculados para 133 Ma, e concentrações de Rb e Sr nos basaltos investigados obtidos no ICP-MS e TiO_2 e MgO por FRX. O erro analítico das concentrações é menor que 15% e das razões são indicados entre parênteses. **165**

ÍNDICE DOS ANEXOS

ANEXO 01 – MAPA RODOVIÁRIO DE PARTE DO ESTADO DO MATO GROSSO DO SUL E MATO GROSSO COM O PERCURSO EFETUADO EM CAMPO E LOCALIZAÇÃO DAS AMOSTRAS COLETADAS.	205
ANEXO 02 - MAPA GEOLÓGICO SIMPLIFICADO DA BACIA DO PARANÁ EM MATO GRASSO E MATO GROSSO DO SUL COM OS LOCAIS DE COLETA DE AMOSTRAS– CPRM (2004,2006).	206
ANEXO 03 – DESCRIÇÕES PETROGRÁFICAS DOS BASALTOS COLETADOS.	207
ANEXO 04 – ANÁLISE GEOQUÍMICAS PARA ELEMENTOS MAIORES, MENORES E TRAÇOS (FRX) E ETRS (ICP-MS)	208
ANEXO 05 – RESULTADOS ANALÍTICOS DA QUÍMICA MINERAL.	209

Capítulo I

INTRODUÇÃO

Encerrando os ciclos deposicionais da Bacia do Paraná no final do Gondwana, a Província Magmática do Paraná (PMP) constitui um dos maiores registros vulcânicos em área continental do planeta, cuja existência alterou substancialmente o modelado do relevo cenozóico da porção sudeste da Plataforma Sul Americana.

O grande volume de magma é evidenciado não só pelas rochas continuamente expostas, que basicamente contemplam todo o sul e parte do sudeste brasileiro, mas também pela forte heterogeneidade geoquímica e petrográfica das rochas básicas, intermediárias e ácidas, que integram as placas litosféricas Sul-Americana, Africana e até mesmo no assoalho da crosta oceânica do Atlântico Sul, sendo esta última apenas basaltos.

Mais complexo que o entendimento dos mecanismos de extravasamento deste sistema vulcânico, é a compreensão dos processos mantélicos envolvidos, hipóteses nas quais somam atualmente três, como magma proveniente do manto astenosférico empobrecido do tipo N-MORB; enriquecido do tipo OIB; e litosférico subcontinental enriquecido em elementos-traço incompatíveis.

Já é de conhecimento também que a variação composicional das rochas da PMP está atrelada ao estabelecimento dos vínculos entre magmatismo, etapas de rifteamento crustal e evolução tectônica das bacias envolvidas, tanto em ambiente *onshore* (Paraná e Etendeka), como *offshore* (Espírito Santo, Campos, Santos e Pelotas)

Neste sentido, esta tese de doutoramento busca contribuir com algumas lacunas ainda existentes no conhecimento da PMP, sendo selecionados para investigação os basaltos aflorantes da porção norte da bacia, especialmente aqueles localizados no Estado do Mato Grosso do Sul e Mato Grosso, locais nos quais não existem na literatura trabalhos relacionados publicados.

1.1 – LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A região investigada compreende toda a área central e centro leste do Estado do Mato Grosso do Sul (Naviraí, Dourados, Bonito, Campo Grande e Camapuã) e Mato Grosso (Alto Graças, Alto Taquari e Alto Araguari), com ocorrência de diferentes unidades sedimentares da Bacia do Paraná (Figura I.1), como mostra o mapa rodoviário esquemático do Anexo 01.

A área pode ser facilmente atingida, vindo de São Paulo, pela Rodovia Marechal Rondon (SP-300), entrando em Mato Grosso do Sul pela BR 262 até a capital Campo Grande onde os diversos locais de coleta de amostras (afloramentos e minerações) puderam ser percorridos por meio de estradas secundárias.

Já em Mato Grosso, vindo pelo sul, foram percorridas além das estradas secundárias as federais BR 163 e 364 na região da cidade de Rondonópolis (Anexo 01).

1.2 – OBJETIVOS

A tese objetivou a obtenção de dados geoquímicos, isotópicos e petrológicos das rochas vulcânicas básicas da região noroeste da PMP, em especial aquelas ocorrentes em Mato Grosso do Sul e Mato Grosso, entre as coordenadas 55°10'06,72''O e 50°56'18,61''O; e 16°01'20,72''S e 23°58'19,17''S, região desprovida de trabalhos publicados, que permitiram investigar os processos de origem e evolução dos magmas dessas rochas.

Os dados geoquímicos para elementos maiores, traços e isótopos dos basaltos coletados foram comparados aos magmas de afinidades N-MORB, E-MORB e OIB além dos reservatórios como HIMU, EMI e EMII publicados na literatura internacional, buscando ampliar o conhecimento acerca da gênese da PMP e, por consequência, sua relação com os processos geodinâmicos associados à abertura do Atlântico Sul.

As análises de química mineral permitiram a classificação exata dos minerais de plagioclásio, clinopiroxênio e opacos, por consequência possibilitou inferências sobre o comportamento reológico dos magmas.

Cabe ressaltar também que, por consequência, os estudos permitiram contribuir para o conhecimento geológico acerca da Formação Serra Geral e unidades sobrepostas e sotopostas em Mato Grosso do Sul e Mato Grosso.

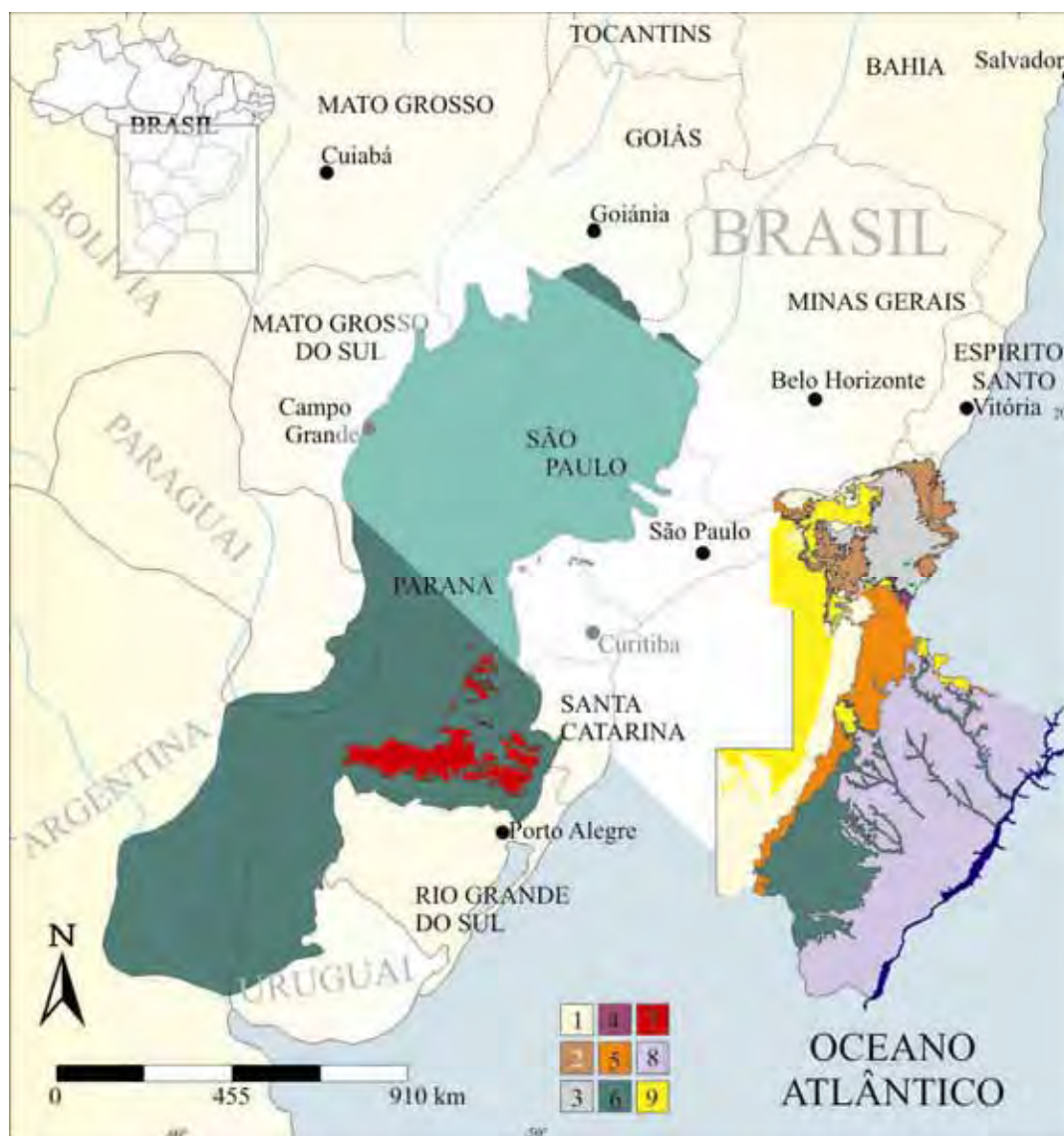


Figura I.1 – Mapa esquemático mostrando, em destaque, a localização da área investigada. Legenda: 1 – Áreas adjacentes aos derrames; 2 – Sequência Rio Ivaí e Paraná; 3 – Supergrupo tubarão; 4 – Grupo Passa Dois; 5 – Formação Botucatu; 6 - Derrames da PMP (representada Formação Serra Geral); 7 – Rochas ácidas, Membros Palmas e Chapecó, associados a Formação Serra Geral; 8 – Bacia Bauru; 9 – Sedimentos cenozóicos.

Capítulo II

MATERIAIS E MÉTODOS DE ESTUDO

2.1 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

O processo de levantamento bibliográfico consiste uma etapa fundamental no desenvolvimento de qualquer trabalho científico, perdurando durante todo o projeto, buscando informações acerca da geologia, petrografia, petrogênese e geoquímica das rochas que caracterizam a Província Magmática do Paraná (PMP), onde foram reunidos trabalhos desde 1980 até os mais atuais, publicados em periódicos internacionais, além de teses e dissertações de mestrado.

Também foram pesquisadas bibliografias referentes aos estudos geoquímicos e isotópicos de grandes Províncias Vulcânicas do Planeta (LIPs), tais como Columbia River, Deccan, Karoo-Ferrar e Siberian Traps, cujos modelos adotados na geração dos magmas vinculados pudessem contribuir quando comparados aos basaltos da PMP.

Para as campanhas de campo e a caracterização da distribuição espacial dos derrames eocretácicos, foram utilizados mapas geológicos publicados pela Companhia de Recursos Minerais (CPRM), bem como mapas rodoviários publicados por empresas rodoviárias especializadas.

Como a amostragem se refere a rochas que compõem o final da sequência Gondwana III da Bacia do Paraná, foi dada atenção especial aos trabalhos publicados acerca da sua estratigrafia, ao mínimo daquelas unidades aflorantes em Mato Grosso e Mato Grosso do Sul, conforme dados previamente consultados nos mapas da CPRM.

Cabe ressaltar que, diferente da borda leste da Bacia do Paraná, onde a forma espacial em subsuperfície das intrusões e derrames são em grande parte conhecidas, nas áreas investigadas os poucos trabalhos executados tratam-se de relatórios técnicos internos da PETROBRAS.

2.2 – TRABALHOS DE CAMPO E AMOSTRAGEM

Foram executadas duas etapas de campo, com duração de 15 e 10 dias respectivamente, que cobriram de maneira satisfatória toda a área investigada em Mato Grosso e Mato Grosso do Sul, totalizando 30 amostras de basalto e diabásio, conforme mostra o mapa geológico do Anexo 02.

Neste estado, procurou-se elaborar antecipadamente, através de computação dos dados dos mapas geológicos e rodoviários (Anexo 01), uma malha de amostragem que representa-se a área de maneira satisfatória. Cabe ressaltar que nesta etapa, também foram utilizadas informações verbais provenientes de outros pesquisadores, principalmente aqueles da Universidade Federal de Mato Grosso do Sul (UFMS), relatando ocorrências de afloramentos e mineradoras ativas e inativas.

2.3 – ESTUDOS PETROGRÁFICOS

Em um trabalho de detalhamento geoquímico, as análises petrográficas são indispensáveis, sendo os dados gerados fundamentais para os estudos químicos das rochas. Também permitiram a seleção das amostras utilizadas nas análises geoquímicas, que se baseou na ausência de minerais secundários e amígdalas, cuja presença comprometeria as análises dos resultados.

Desta forma, para todas as amostras coletadas foram confeccionadas lâminas petrográficas no Laboratório de Laminação do Departamento de Petrologia e Metalogenia IGCE / UNESP, campus Rio Claro (SP), que foram analisadas através de microscopia de luz polarizada convencional. Estas análises compreenderam a identificação e quantificação da mineralogia, e caracterização das diferentes texturas e estruturas das rochas coletadas (Anexo 03).

2.4 – ANÁLISES QUÍMICAS

As análises petrográficas possibilitaram a seleção das amostras de basaltos e diabásios para estudos geoquímicos de elementos maiores e menores, terras raras, química mineral e análise isotópica.

As amostras foram preparadas seguindo diferentes metodologias que serão aqui discriminadas. Os resultados são apresentados no Anexo 04.

2.4.1 – Elementos Maiores, Menores e Traços

Seguindo os mesmos métodos descritos e empregados em Nardy et al. (1997), para o estudo litogeoquímico as amostras coletadas foram submetidas à análise de elementos maiores (SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , CaO , Na_2O e K_2O) menores (TiO_2 e P_2O_5) e traços (Cr, Ni, Ba, Rb, Sr, La, Ce, Zr, Y e Nb) através de fluorescência de raios X, empregando-se pastilhas de pó fundidas em meio borato (elementos maiores e menores) e prensadas (elementos traços).

Essas análises foram importantes para caracterizar os diferentes grupos geoquímicos nos corpos ígneos presentes e conseqüentemente permitirem individualizações e possíveis interpretações petrogenéticas.

Após seleção dos pedaços mais frescos de cada bloco/amostra, a preparação se inicia com a fragmentação com uso de martelo (geológico), atingindo a granulometria média de 3 a 4 cm, sendo cada pedaço lavado em um tanque, com o auxílio de uma escova resistente, única e destinada apenas para estas amostras, de maneira sistemática e minuciosa. Cada conjunto de amostras, somando cerca de 200 g, foi condicionado em *erlenmeyers*, com água, e levadas a um ultrassom localizado no Laboratório de Preparação de Amostras Geológicas e Pedológicas (setor lavagem/secagem) do Departamento de Petrologia e Metalogenia IGCE/UNESP, por um período de 30 minutos, e posteriormente lavadas com água corrente.

Após esta etapa os pedaços de cada amostra foram condicionadas em peneiras pedológicas, e secadas em pequenas capelas de luz, localizadas no mesmo laboratório,

sendo posteriormente realizada uma nova seleção dos pedaços, com auxílio de uma lupa, buscando eliminar possíveis pontos (vesículas) com concentração de minerais secundários.

Com isso, as amostras passaram por um moinho de Carbetto de Tungstênio, localizado no Laboratório de Preparação de Amostras Geológicas e Pedológicas (setor moagem), do mesmo departamento, com granulometria inferior a 200 mesh, como mostra a Figura II.1. Cada conjunto de pó gerado foi quarteado e separado para a confecção de pastilhas para análises dos elementos maiores, menores e traços através de fluorescência de raios X.

Assim, seguindo sempre Nardy et al. (1997), no Laboratório de Preparação de Amostras, do mesmo departamento, foram pesados 2,0000 g de amostra em cadinho de cerâmica. Levados a uma mufla, com temperatura pré-ajustada a 1000°C, por aproximadamente quatro horas, para eliminar a água (de adsorção e estrutural) e os elementos voláteis presentes na rocha. A amostra foi novamente pesada, e comparando com seu peso inicial foi determinada a perda ao fogo ou LOI (*loss on ignition*). No processo de aquecimento houve agregação de material, constituindo uma massa compacta. Com isso, houve necessidade da amostra ser novamente desagregada, agora através de um moinho de bola, por um período de cinco minutos.

Aproximadamente 2,0000 g de cada amostra foram prensadas, para análise de elementos traços, sendo levadas na forma de pastilha para espectrômetro de fluorescência de raios X, marca “Philips”, modelo “PW2400”, para as quantificações químicas.

Para a análise dos elementos maiores e menores foram misturados 1,2000 g da amostra, com 1,2030 g de tetraborato de lítio e 4,8397 g de metaborato de lítio (proporção 1:5), em cadinho de platina-ouro e levadas a uma temperatura da ordem de 1200°C, em uma máquina de preparação de discos fundidos marca “Claisse”. Após a fusão, o conteúdo do cadinho é vertido para um molde de 1,5 cm de raio, onde se obtém, pelo menos, uma superfície bastante lisa. O tempo de preparo de cada amostra foi da ordem de 30 minutos. Após esta etapa, as amostras foram levadas ao espectrômetro de fluorescência de raios X.

Os parâmetros de calibração, leituras no equipamento e os erros analíticos (menos que 1% para elementos maiores e menores, e menos que 5% para os traços), estão

disponíveis em Nardy et al. (1997). O tempo médio para a obtenção dos resultados foi de 14 minutos/amostra.

Embora a referência citada no texto traga o erro analítico do processo em questão, preferiu-se calcular novamente tanto para elementos maiores como para traços, por meio da repetição sistemática da análise da amostra KS 745. Esta amostra foi analisada dez vezes, fazendo uso do mesmo bloco de basalto, porém pulverizada em dez diferentes etapas.

Cada lote pulverizado foi condicionado em dez saquinhos diferentes, catalogados adicionando o sufixo d1, d2, d3, d4, d5, d6, d7, d8, d9 e d10 a sigla KS 745 (Tabela II.1) e encaminhadas para o mesmo laboratório.

Assim, com base na média da concentração para cada elemento e sua variação percentual para com os valores máximos e mínimos obtidos, foi possível determinar a precisão dos elementos, conforme demonstra a Tabela II.1.

Os resultados mostraram que para os elementos maiores o erro analítico pode chegar até 1,01% (Na_2O), enquanto que para os menores até 1,14% (TiO_2). Já nos traços os resultados possuem uma precisão de até 5% no Ni, enquanto que na grande maioria fica abaixo de 3%. Exceção deve ser feita ao La, cuja imprecisão fica em cerca de 14%.



Figura II.1 – Panela de carbeto de tungstênio do moinho, onde a amostra é reduzida a granulometria inferior a 200 mesh. Equipamento localizado no Laboratório de Preparação de Amostras Geológicas e Pedológicas do Departamento de Petrologia e Metalogenia, IGCE / UNESP, campus Rio Claro (SP).

Tabela II.1 – Cálculo do erro analítico do espectrômetro de fluorescência de raios X - IGCE/UNESP, utilizando a amostra KS 745.

Laboratório	amostra	SiO2 (%)	TiO2 (%)	Al2O3 (%)	Fe2O3 (%)	MnO (%)	MgO (%)	CaO (%)	Na2O (%)	K2O (%)	P2O5 (%)
K-10705	KS-745d1	51,31	2,21	13,23	15,50	0,21	5,24	9,42	2,29	0,95	0,25
K-10706	KS-745d2	51,04	2,31	13,15	15,65	0,22	5,35	9,39	2,29	0,96	0,26
K-10707	KS-745d3	51,24	2,22	13,34	15,47	0,22	5,21	9,39	2,34	0,95	0,26
K-10708	KS-745d4	51,37	2,22	13,23	15,47	0,21	5,25	9,43	2,28	0,95	0,26
K-10709	KS-745d5	51,33	2,25	13,21	15,53	0,21	5,22	9,41	2,27	0,96	0,26
K-10710	KS-745d6	51,42	2,23	13,28	15,44	0,21	5,26	9,38	2,23	0,93	0,26
K-10711	KS-745d7	51,29	2,24	13,18	15,55	0,21	5,24	9,37	2,28	0,95	0,26
K-10712	KS-745d8	51,40	2,23	13,20	15,49	0,22	5,22	9,39	2,25	0,96	0,26
K-10713	KS-745d9	51,31	2,21	13,22	15,48	0,21	5,27	9,42	2,30	0,94	0,26
K-10714	KS-745d10	51,28	2,25	13,29	15,52	0,22	5,25	9,37	2,28	0,94	0,26
	Valor Máx	51,42	2,31	13,34	15,65	0,22	5,35	9,43	2,34	0,96	0,26
	Valor Min	51,04	2,21	13,15	15,44	0,21	5,21	9,37	2,23	0,93	0,25
	Média	51,30	2,24	13,23	15,51	0,21	5,25	9,40	2,28	0,95	0,26
	% precisão	0,14	1,14	0,38	0,32	0,55	0,63	0,21	1,01	0,76	0,79

Laboratório	amostra	Cr (ppm)	Ni (ppm)	Ba (ppm)	Rb (ppm)	Sr (ppm)	La (ppm)	Ce (ppm)	Zr (ppm)	Y (ppm)	Nb (ppm)	Cu (ppm)	Zn (ppm)	Co (ppm)
K-10705	KS-745d1	102	56	321	21	276	21	46	155	34	10	165	99	43
K-10706	KS-745d2	108	53	312	21	278	21	46	155	33	10	166	99	43
K-10707	KS-745d3	115	53	318	21	274	18	48	156	33	11	162	98	44
K-10708	KS-745d4	98	47	321	19	282	22	46	154	34	11	158	95	41
K-10709	KS-745d5	105	51	312	21	277	27	48	152	33	11	176	96	43
K-10710	KS-745d6	101	52	315	20	280	25	48	155	34	11	158	96	42
K-10711	KS-745d7	98	47	337	21	278	29	47	153	33	12	156	95	42
K-10712	KS-745d8	106	47	311	19	277	20	45	152	33	11	153	94	42
K-10713	KS-745d9	100	47	305	21	278	28	47	152	34	10	164	94	41
K-10714	KS-745d10	101	49	311	19	280	27	48	152	33	11	160	95	43
	Valor Máx	115	56	337	21	282	29	48	156	34	12	176	99	44
	Valor Min	98	47	305	19	274	18	45	152	33	10	153	94	41
	Média	103	50	316	20	278	24	47	154	33	11	162	96	42
	% precisão	4	5	2	3	1	14	2	1	1	4	3	2	2

2.4.2 – Elementos Terras Raras por ICP-MS

Algumas amostras foram selecionadas para análises de elementos terras raras por meio de Espectrometria de Plasma Indutivamente Acoplado (ICP-MS), empregando separação cromatográfica e nebulização ultrassônica, onde o erro analítico é menor que 15%. Estas análises se tornam fundamentais por permitirem uma maior possibilidade de correlação genética das rochas dos diferentes corpos. A leitura dos elementos foi feita no ICP do Laboratório de Geoquímica Analítica do Departamento de Geologia e Recursos Naturais IG/UNICAMP, sob responsabilidade da Prof^ª. Dr^ª. Jacinta Enzweiler.

Para a obtenção dos elementos terras raras (La, Ce, Nb, Sm, Eu, Gd, Dy, Ho, Er, Yb e Lu), foi empregada a técnica de separação dos elementos terras raras, através de cromatografia iônica, seguida das determinações no ICP-MS acoplado a um nebulizador ultrassônico. Toda a metodologia de preparo de amostras e os parâmetros instrumentais estão descritos em Malagutti et al. (1998).

As amostras foram preparadas no Laboratório de Geoquímica, no Departamento de Petrologia e Metalogenia IGCE/UNESP, onde cerca de 0,5 g de amostra de rocha pulverizada foi solubilizada através de uma mistura ácida HF/HNO₃ (3+1) em béquer de teflon aberto e aquecido em chapa elétrica até secar total. A eliminação de HF foi garantida por evaporação de duas adições sucessivas de 5 mL de HNO₃, deixando secar completamente. A seguir a amostra foi dissolvida com 20 mL de HCl 1,75 M quente, filtrada em papel Whatman 40 ou similar e lavada com o mesmo ácido e água. O resíduo remanescente foi fundido, em cadinho de platina, com 100 mg de metaborato de lítio. Após esfriar, o produto da fusão foi solubilizado por aquecimento em HCl 1,75 M e juntado à solução principal, obtendo-se um analito com volume final de aproximadamente 50 mL.

Após a amostra ser carregada na coluna contendo a resina, previamente condicionada com 100 mL de HCl 1 M, foram adicionados 200 mL de HCl 1,75 M. As porções eluídas foram descartadas. Em seguida, os ETRs, juntamente com o Y e Ba, foram eluídos com 200 mL de HCl 8 M, sendo coletados em um béquer de 250 mL. Esta fração foi aquecida em chapa elétrica e evaporada até secar. Para a solubilização dos sais remanescentes, foram utilizados 20 mL de HCl 1,75 M. Esta solução foi filtrada

a seco em papel Whatman 40 ou similar, para eliminar partículas de resina, e utilizada para a determinação dos ETRs e Y por ICP-MS, utilizando-se nebulização ultrassônica.

Os resultados obtidos são apresentados na forma de planilhas no Anexo 04.

2.4.3 – Análise de Química Mineral

Os dados de química mineral foram processados no Laboratório de Microsonda Eletrônica, do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, sob responsabilidade do Prof. Dr. Silvio Roberto Farias Vlach, onde foi utilizado o equipamento de marca JEOL, com 5 espectrômetros (Figura II.2). Os cristais analisadores disponíveis (TAP, LIF, PET e PC2) permitem que sejam dosados todos os elementos químicos com número atômico superior a 4, ou seja, a partir do elemento Boro.

Neste trabalho, foram analisados cerca de 600 pontos em 13 lâminas delgadas, polidas e metalizadas, sendo consideradas como representativas.

As fases cristalinas analisadas foram:

- Plagioclásio (centro e borda): SiO_2 , Al_2O_3 , TiO_2 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , SrO , BaO , Na_2O , K_2O ;
- Piroxênios (centro e borda): SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Cr_2O_3 , FeO , MnO , NiO , MgO , CaO ;
- Olivina: SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Cr_2O_3 , FeO , MnO , NiO , MgO , CaO , Na_2O ;
- Minerais Opacos (magnetita, illmenita, titanomagnetita): SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Cr_2O_3 , FeO , MnO , MgO , CaO , Nb_2O_5 .



Figura II.2 – Microsonda eletrônica JEOL com 5 espectrômetros, localizado Laboratório de Microsonda Eletrônica, do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, onde um total de 13 lâminas foram analisadas.

2.4.4 – Estudos Isotópicos (Sm, Nd, Sr, Pb)

Quatro amostras consideradas como representativas dos diferentes magmas identificados nos estudos geoquímicos foram selecionadas para estudo isotópico. As amostras foram preparadas em laboratórios do Instituto de Geociências e Ciências Exatas/UNESP, Rio Claro. Para a obtenção dos isótopos de Nd e Sr, a diluição isotópica foi feita no Laboratório de Geocronologia do Departamento de Petrologia e Metalogenia (IGCE/UNESP, sendo que na Universidade de Brasília, no Laboratório de Geocronologia, sob coordenação do Prof. Dr. Elton Luiz Dantas, fez-se a leitura por espectrômetro e cálculos das razões isotópicas Sm/Nd e Sr/Sr. Toda a metodologia de preparo de amostras estão descritos em Birck & Allègre (1978) e Dantas (1997) e os resultados apresentados no Capítulo IX.

Já as amostras selecionadas para análises dos isótopos de Pb, em um total de seis, foram analisadas no Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo), Figura II.3, na Universidade de São Paulo, sob responsabilidade da Prof^a. Dr^a. Marly Babinski. As razões isotópicas foram determinadas por espectrometria de massa, onde toda metodologia do preparo e instrumentação utilizada foi adaptada de Göpel et al. (1985) e Marques et al. (2003) e os resultados apresentados no Capítulo IX.



Figura II.3 – Etapas iniciais da preparação das amostras para análise de Pb/Pb, onde as amostras são lavadas sistematicamente com HNO_3 (0,1N) e água Milli-Q, conforme metodologia descrita por Babinsk (1988) e Marques et al. (2003).

2.5 – MÉTODOS UTILIZADOS NO TRATAMENTO DOS DADOS QUÍMICOS

Os dados químicos de elementos maiores, menores, traços, terras raras e isótopos das rochas estudadas foram avaliados por meio de diagramas binários e ternários de diversos tipos, com o uso do software “NewPet”, elaborado pela Memorial University of Newfoundland (1987), “Igpert”, programado pela Terra Softa Inc. (1985) e “Menpet”, da Austrian Mineralogical Society & Geological Survey of South Tyrol (2007).

Também foram empregados diagramas do tipo *spider* para elementos traços (Nb, Zr, Y, Sr, Rb, Zn, Cu, Ni, Cr, Ce, Ba e La) e elementos terras raras (La, Ce, Nd, Sm, Eu, Tb, Yb, Lu, Ba, Rb, Ta, Th, U, Hf, Cs, Sc, Co), onde as concentrações foram normalizadas em relação ao manto primordial de Sun & McDonough (1989), de forma a poder caracterizar os diferentes magmas-tipo segundo referências citadas no Capítulo V.

Capítulo III

GEOLOGIA REGIONAL

3.1 – BACIA DO PARANÁ

O conhecimento sobre a evolução da bacia policíclica do Paraná é importante para a compreensão da Província Magmática do Paraná, já que a maior parte dela está inserida na estratigrafia da bacia (Formação Serra Geral), marcando a Sequência Gondwana III (Milan, 2004).

Sendo assim, para galgar as nomenclaturas utilizadas nos capítulos adiante, no que concerne a geologia da área investigada, é feita aqui uma síntese da caracterização e evolução da Bacia do Paraná.

3.1.2 – Localização Geográfica

A Bacia do Paraná constitui uma das maiores regiões tafrogênicas da América do Sul, abrigando uma sucessão sedimentar-magmática com idades que variam entre o Neo-Ordoviciano ao Neo-Eocretáceo, segundo Milani et al. (2007). Está localizada no sudeste da placa Sul-Americana e cobre uma área em torno 1,5 milhão de quilômetros quadrados (Figura III.1), abrangendo o Brasil, Argentina, Paraguai e Uruguai. No Brasil, a bacia ocupa a maior parte dos estados de São Paulo, Paraná e Santa Catarina (região central e ocidental) e Rio Grande do Sul (regiões norte, central e ocidental), além de partes das regiões sudoeste de Minas Gerais, sul de Goiás, sudeste do Mato Grosso do Sul e extremo sul do Mato Grosso.

No limite sul, a bacia sofre uma inflexão para oeste, ocupando toda porção centro-boreal da Argentina (Bacia do Chaco-Paraná). Entretanto, segundo Shiraiwa (1994) e Ussami et al. (1999), esta área trata-se de uma bacia do tipo antepaís (*foreland*), resultado do orógeno andino, e desta forma possuindo características evolutivas diferentes daquelas observadas nas seqüências da Bacia do Paraná.

De fato, a forma da Bacia do Paraná assemelha-se a qualquer bacia do tipo intracratônica, ovalada, com eixo N-S, sendo seu contorno atual relacionado a eventos erosivos modelados pela evolução geotectônica meso-oceânica do continente.

Segundo Zanotto (1993), o limite leste da bacia, compreendendo o sudeste e sul brasileiro até o Uruguai foi profundamente afetado pela erosão em função do soerguimento crustal associado ao rifte do Atlântico Sul, tendo a remoção de seção sedimentar estimada em 2.500 m. Já no limite ocidental, compreendendo os estados de Mato Grosso e Mato Grosso do Sul, para Shiraiwa (1994) é limitada e condicionada por uma feição estrutural positiva orientada N-S, um amplo *bulge* (ombreira) flexural, relacionado à sobrecarga litosférica imposta ao continente pelo cinturão orogênico andino. Para a referência citada e Assine (2003), sobre este *bulge*, uma estrutura negativa, inseriu-se o Pantanal Mato-Grossense e o Arco de Assunción.

Importante ressaltar que, para Milani et al. (2007), o limite no norte-nordeste, estados de Goiás e Minas Gerais, não deve ter sofrido significativos processos erosivos, tendo em vista a abundante persistência de sedimentos arenosos associados a porção superior do Supergrupo Tubarão.

Ainda, a magnitude do processo estratigráfico da Bacia do Paraná pode ser verificada no pacote sedimentar-magmático, onde a espessura alcança 7 mil metros, cujo depocentro coincide com a região da calha do rio homônimo.



Figura III.1 – Localização da Bacia do Paraná dentro da placa Sul-Americana. Na Argentina, com evolução estratigráfica diferenciada, a bacia recebe o nome de Chaco-Paraná.

3.1.3 – Considerações Geológicas e Geotectônicas

Não existe um consenso na literatura sobre a Bacia do Paraná no que concerne os mecanismos da evolução das sinéclises quando assumidas como unidades geotectônicas individualizadas. Para Zalán et al. (1990) e Milani & Thomaz Filho (2000), está ligada à subsidência causada pelo esfriamento da crosta recém agrupada no fim no ciclo Brasileiro no Neoproterozóico. Já Marques et al. (1993), através de dados sísmicos, aeromagnéticos e gravimétricos reconheceram falhas com direções NE – SW (Figura III.2) que condicionariam a sedimentação de depósitos de idade Siluriana – Devoniana na Bacia do Paraná, implicando, portanto, numa tectônica de rift central ou aulacógenos em sua instalação e início de sedimentação.

Segundo Petri & Fúlfaro (1983) não houveram esforços de compressão que fossem capazes de produzir dobramentos intensos. As deformações estruturais são associadas à falhamentos de diferentes idades (inclusive neotectonismo) ou a intrusões de diabásio eocretácicos.

Do ponto de vista estrutural a Bacia do Paraná é caracterizada como uma bacia intraplataformal desenvolvida sobre uma crosta continental rígida (Plataforma Sul Americana), correspondendo a uma bacia cratônica afetada pelos eventos magmáticos e metamórficos do Ciclo Brasileiro (700 - 450 Ma) segundo Bally & Smelson (1980) e Cordani et al. (1984).

Já Almeida (1988) e Asmus (1984) classificam a Bacia do Paraná como uma bacia intracratônica estável do tipo I de Klemme (1971), enquanto Fúlfaro et al. (1982) e Milani (2004) sugerem que é uma bacia intracratônica relativamente instável tipo 2A de Klemme (1971), devido ao importante controle tectônico tipo rift durante a sedimentação Paleozóica.

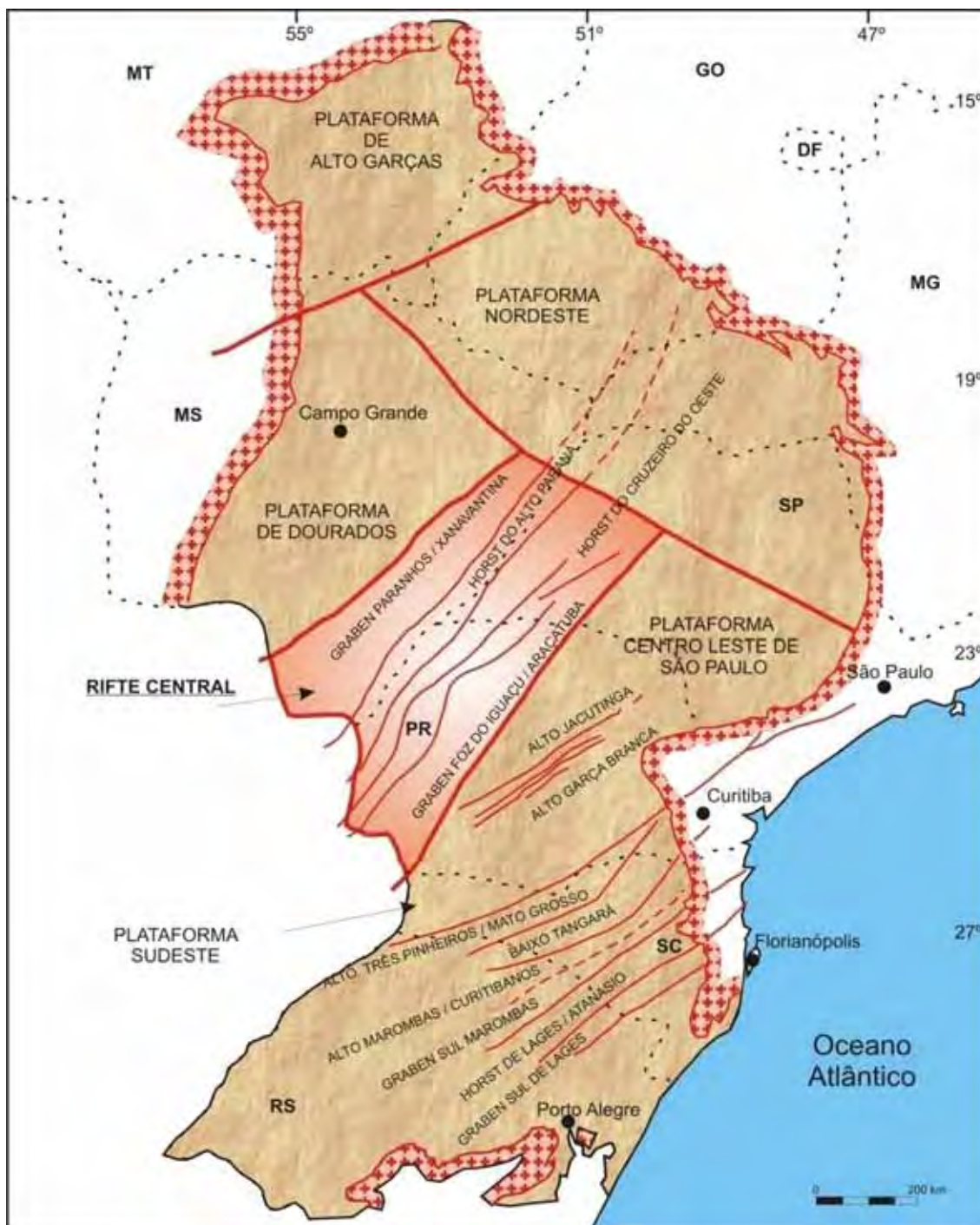


Figura III.2 – Arcabouço tectônico da Bacia do Paraná, segundo Marques et al. (1993), enfatizando os elementos estruturais de origem SW-NE, com destaque para os conjuntos de altos e baixos estruturais do rift central.

Segundo Almeida (1988) e Zalán et al. (1990) a configuração da bacia está diretamente relacionada a estruturas antigas do seu embasamento, sendo representada por arcos, flexuras, alinhamentos (tectônico/magnéticos) e áreas de maior subsidência com orientações gerais N, NE e NW, como mostra o mapa de isópacas de sedimentos depositados até Eocretáceo (antes do início dos derrames da Formação Serra Geral) na Figura III.3. Assim, é plausível afirmar que, de certa forma, o trabalho de Marques et al (1993) corrobora as informações dos autores citados, tendo em vista que a área de maior espessura de sedimentação coincide com a região do rift central.

As rochas sedimentares da Bacia do Paraná foram depositadas sobre uma vasta área de escudo do continente Gondwânico, que era composto pelo Cráton Rio De La Plata, com terrenos granulíticos e de greenstones, sendo cercados por diversos cinturões móveis orogênicos formados durante o ciclo Brasiliano, segundo Cordani et al. (1984), Zalán et al. (1990) e Milani (1992).

A porção nordeste da bacia é limitada pelo Arco do Alto Parnaíba (ou Canastra), que segundo Petri & Fúlfaro (1983) é de uma estrutura pré-cambriana que sofreu reativação em diversos intervalos durante o Fanerozóico.

Já a região sul-ocidental é constituída por um lineamento dirigido para o sul, a partir do Arco de Assunção, passando pelo Arco Pampeano (porções leste e oeste) até a região do baixo Paraná onde encontra o Arco de Martim Garcia que se dirige para leste, como mostra a Figura III.4.

A noroeste a bacia é limitada pelo arco de São Vicente enquanto que o Arco de Assunção limita a bacia à oeste. Segundo Petri & Fúlfaro (1983) estes terrenos, incluindo a área deprimida do Pantanal Mato-Grossense, deveriam ser altos durante grande parte do Paleozóico, para desta forma fornecerem grandes quantidades de sedimentos tanto para a parte oeste como para leste da Bacia do Paraná.

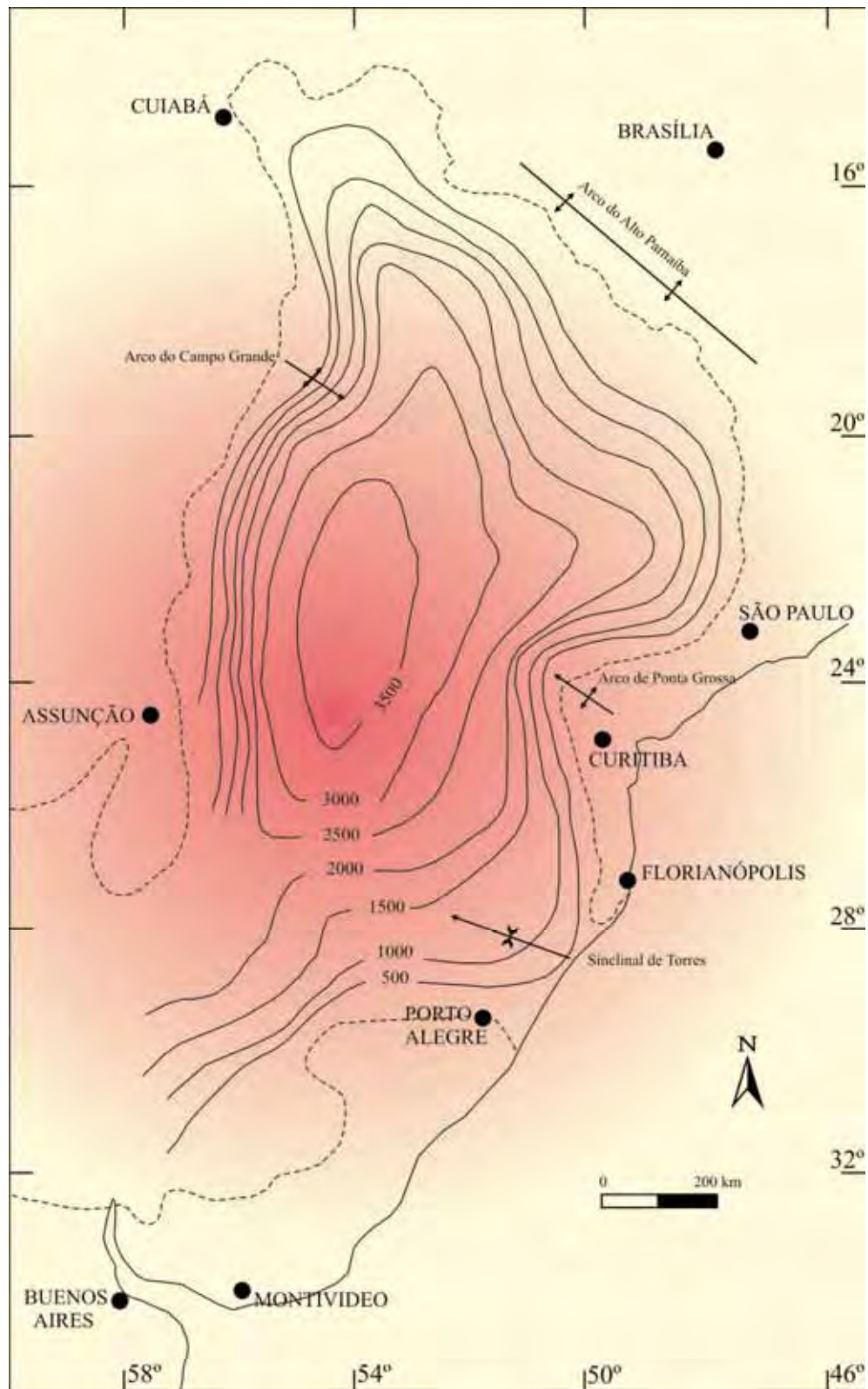


Figura III.3 - Mapa de isópacas dos sedimentos que antecederam a Formação Serra Geral. Segundo Zalán et al. (1986).

O Arco de Ponta Grossa é uma das estruturas que mais se destaca, não só pelos 600 km de extensão, mas também pela curvatura acentuada do embasamento cristalino em direção ao centro da bacia, e pela acomodação de um enxame de diques associados, resultando importantes lineamentos com anomalias magnéticas de direção noroeste, como por exemplo, Guapiara, São Jerônimo - Curiúva e Rio Alonso.

O Arco de Rio Grande está situado no Estado do Rio Grande do Sul, e da mesma forma que o Arco de Ponta Grossa, pode ser reconhecido por uma inflexão no embasamento cristalino. Entre estes dois arcos ocorre a estrutura de Torres, que segundo Petri & Fúlfaro (1983) possui falhas escalonadas que rebaixaram os sedimentos da bacia, com alguns blocos situados abaixo do nível do mar na plataforma continental.

Além dos arcos, as estruturas de direção noroeste são também representadas por alinhamentos tectônicos e/ou magnéticos (desde o Alinhamento do Rio Camaquã, ao sul de Porto Alegre, até o de Araxá – Rio Grande, no nordeste da bacia). Segundo Asmus (1984) alguns destes alinhamentos, como os do Rio Camaquã, Rio Uruguai, Paranapanema e Araxá – Rio Grande, apresentam direções coincidentes com muitas fraturas ou alinhamentos oceânicos, sugerindo desta forma uma continuidade oceano – continente (Figura III.4).

3.1.4 – Evolução e Estratigrafia

Para Milani & Thomaz Filho (2000), Milani (1997) e Milani et al. (2007) a estratigrafia da Bacia do Paraná pode ser dividida em seis seqüências formais de sedimentação, que se estendem do Ordoviciano-Siluriano ao Neocretáceo, separadas entre si por três descontinuidades, como mostra os diagramas crono-estratigráficos publicados em Milani et al. (2007). Estas descontinuidades representam a superposição de no mínimo três bacias diferentes, cujas geometrias e limites variam de uma para outra em decorrência do movimento das placas, que conduziu a evolução do Gondwana no tempo geológico. Assim, as bacias estariam segundo Quintas et al. (1997), condicionadas a três eventos distensivos, datados em 440 Ma, 296 Ma e 144 – 132 Ma, como mostra a Figura III. 5.

Segundo Milani et al. (2007), a primeira seqüência deposicional se inicia no Neordoviciano e prossegue até o Eosiluriano (Superseqüência Rio Ivaí), a segunda é restrita ao Devoniano (Superseqüência Paraná), a terceira se inicia no Neocarbonífero até o Neopermiano (Superseqüência Gondwana I), a quarta abrange apenas o Meso e o Neotriássico (Superseqüência Gondwana II), a quinta tem início no Neojurássico e termina com a Formação Serra Geral no Eocretáceo (Superseqüência Gondwana III), e a sexta refere-se ao Grupo Bauru de idade cretácica (Superseqüência Bauru).

Contudo, em trabalhos mais recentes, como Fernandes & Coimbra (2000), Batezelli et al. (2005), Bertini et al. (2005), Campos et al. (2005) e Batezelli & Basilici (2006) mostram que é mais plausível que Grupo Bauru seja separado como uma bacia individual. Pois o processo de origem desta unidade não está ligado à subsidência da Bacia do Paraná, mas sim com a reativação de alinhamentos tectônicos no meso e final do cretáceo, ficando desta forma totalmente destoante com a história geológica dos ciclos deposicionais da Bacia do Paraná.

Sendo assim, o diagrama- crono-estratigráficos da Bacia do Paraná aqui apresentado (Figura III.5), foi elaborado a partir de informações obtidas nos trabalhos citados, detalhado no Eocretáceo com os dados de Nardy et al. (2002, 2008) para os membros ácidos da Formação Serra Geral.

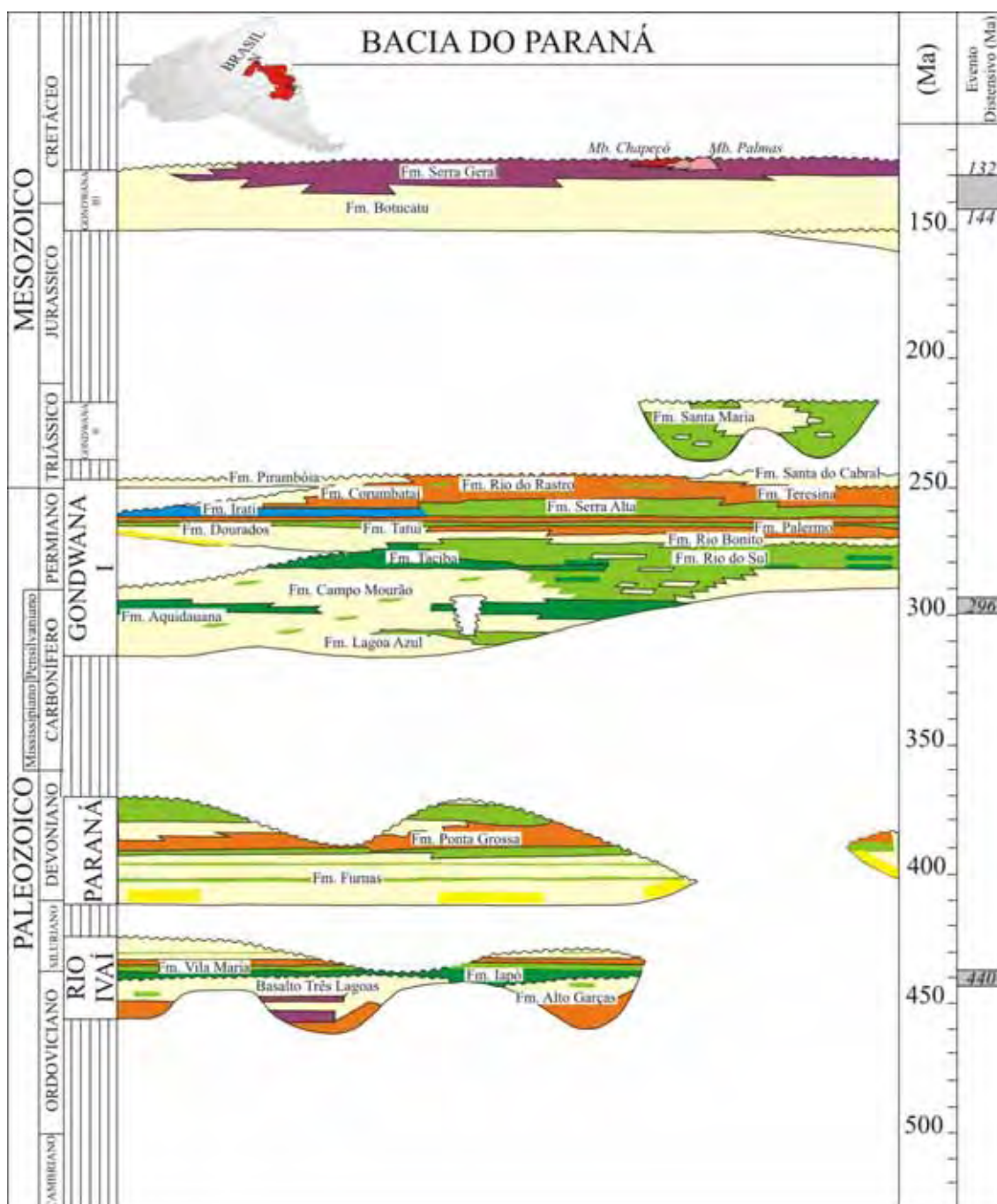


Figura III. 5 – Diagrama crono-estratigráficos da Bacia do Paraná, em corte NNW-SSE, segundo Milani (2004), modificado com a ocorrência das rochas ácidas no Gondawana III (Mbs. Palmas e Chapecó) segundo informações de Nardy et al. (2002, 2008) e ausência da sequência do Grupo Bauru segundo Fernandes & Coimbra (2000), Batezelli et al. (2005), Bertini et al. (2005), Campos et al. (2005) e Batezelli & Basilici (2006). As idades dos eventos distensivos são de Quintas et al. (1997).

Capítulo IV

SITUAÇÃO GEOLÓGICA DA ÁREA INVESTIGADA

Este capítulo tem como objetivo fazer uma síntese sobre a geologia da Bacia do Paraná nos estados de Mato Grosso (MT) e Mato Grosso do Sul (MS) por meio das observações de campo, e substanciado pelo conhecimento adquirido pela revisão bibliográfica. De fato, as observações tornam-se importantes não só no que concerne à posição estratigráfica nos locais percorridos, mas também à diferenciação de rochas intrusivas e extrusivas da Formação Serra Geral.

Nos dois estados, por ser zona limítrofe norte da Bacia do Paraná, foram observados afloramentos de diversas unidades da bacia, desde a sequência do Paraná até Gondwana III, como mostra o mapa geológico do Anexo 02.

Na área investigada a base da Bacia do Paraná é representada pelos afloramentos das formações Furnas e Ponta Grossa que ocorrem a oeste de Rondonópolis (MT), em uma faixa estreita alongada norte-sul chegando até próximo à cidade de Rio Negro (MS), sem ocorrências de intrusões de diabásio ou algum efeito termal proveniente de qualquer paleocontato deste.

Estratificações cruzadas de pequeno porte e plano-paralelas, em arenito cinza esbranquiçado, com níveis de até 20 cm de seixos imbricados em granodecrescência ascendente marcam a porção superior da Fm. Furnas na área investigada (Figura IV.1). Os afloramentos se concentram ao longo do corte da BR 163 onde também foram observadas escarpas claramente subordinadas por diáclases e falhas, como mostra a Figura IV.2.

Sobreposta a Fm. Furnas foi observada a Fm. Ponta Grossa, com sedimentos em maioria pelíticos, composta por folhelhos argilosos, micáceos, com níveis de siltitos amarelados subordinados, provavelmente Membro São Domingos descrito por Petri & Fulfaro (1983).



Figura IV.1 – Aforamento do arenito da Formação Furnas, apresentando estratificação plano-paralela e níveis de seixos imbricados em granodecrescência ascendente. Sul de Rondonópolis (MT) na BR 163.



Figura IV.2 – Escarpas associadas à Fm. Furnas, com ampla ocorrência ao sul de Rondonópolis (MT) até a região de Sonora (MS).

Foi observado também forte ocorrência de diamictitos avermelhados associados a Formação Aquidauna (Grupo Itararé), muitas vezes esculpido por ação erosiva (Figura IV.3), com afloramentos localizados principalmente na região de Alcantilado (MT), já em Mato Grosso é mais comum a ocorrência de siltitos e argilitos na região de Aquidauana (MS).

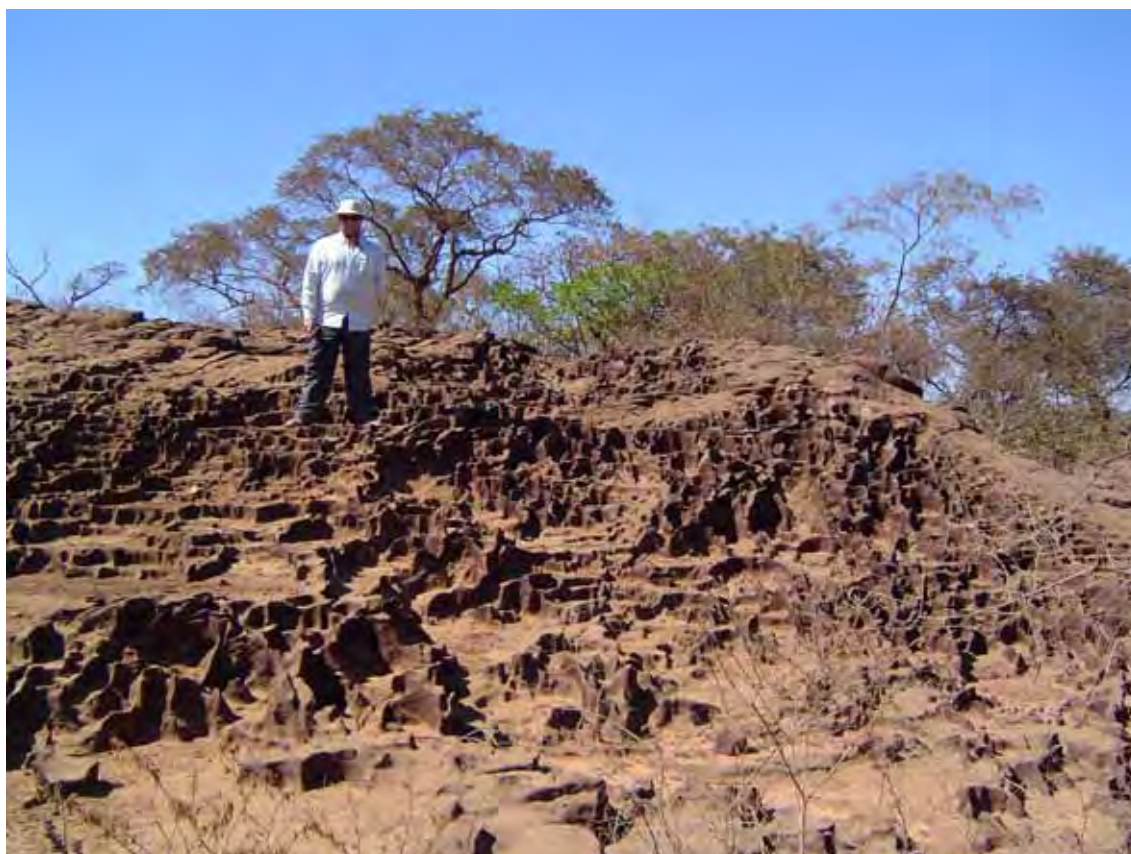


Figura IV.3 – Diamictito (Formação Aquidauana), esculpido por ação erosiva, na região de Alcantilado (MT).

Diferente das demais unidades, o Grupo Passa-Dois é representado somente em Mato Grosso pelas formações Irati e Corumbataí, aflorando na forma de solo, com diferentes graus de evolução, na região do Alto Araguaia (MT).

Já a Formação Botucatu ocorre amplamente em toda área investigada, sotoposta a Formação Serra Geral, na parte central e centro-norte de MS e no extremo sul de MT, com belos afloramentos principalmente na cidade de Camapuã, na porção norte de MS.

Foram observadas estratificações cruzadas tabulares de médio e grande porte, como mostra a Figura IV.4, em arenito fino-médio, avermelhado e com bimodalidade textural e bem selecionado (Figura IV.5). A média das direções do fluxo do sedimento medidas em três afloramentos indicam sentido norte-nordeste.



Figura IV.4 – Estratificações cruzadas tabulares de médio porte em arenito avermelhado da Formação Botucatu. Afloramento localizado na cidade de Camapuã (MS).

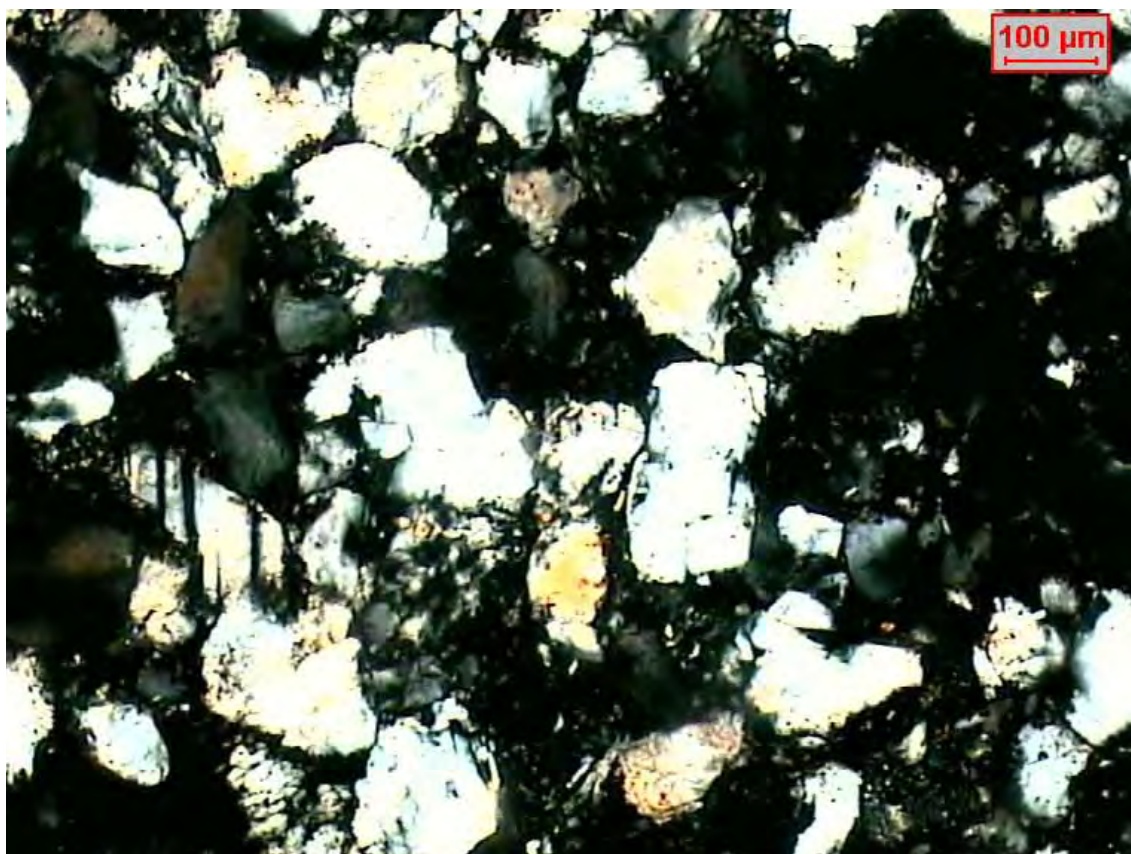


Figura IV.5 – Fotomicrografia do arenito Botucatu, lâmina em pó, coletado próximo a cidade de Camapuã (MS), bem selecionada com cristais anhedrais de quartzo com baixa birrefringência. Detalhe para cristal geminado de feldspato no centro-esquerdo da imagem. Nicóis cruzados.

Tratando-se de alterações hidrotermais, foram observadas concreções secundárias nos arenitos, provavelmente piroluzita, na forma arredondada, centimétrica, como mostra a Figura IV.6, em Camapuã (MS). Já na região de Costa Rica (MS), o arenito Botucatu encontra-se “cozido” e dobrado, pseudo-metamorfizado muito provavelmente pelo paleocontato com o basalto da Formação Serra Geral (Figura IV.7).

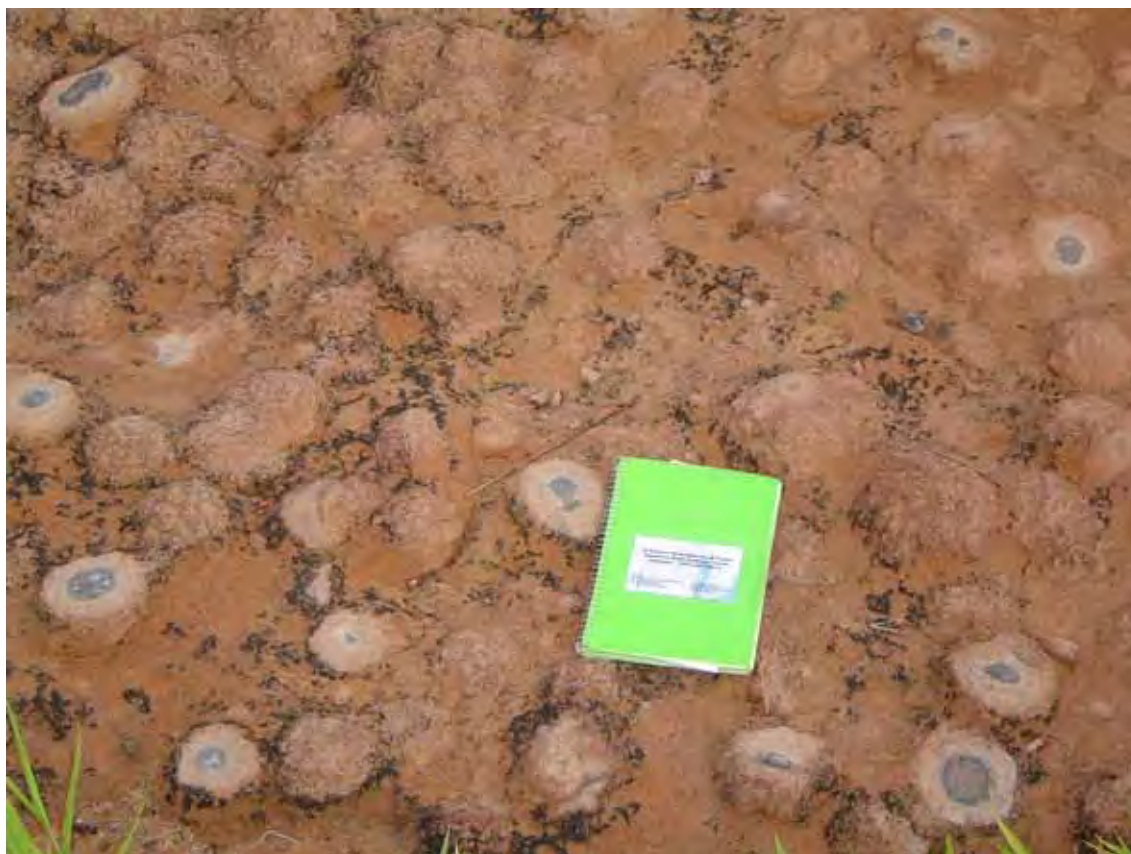


Figura IV.6 – Concreções de piroluzita em arenito Botucatu. Afloramento localizado na cidade de Camapuã (MS).



Figura IV.7 – Arenito botucatu, na região de Costa Rica (MS), pseudo-metamorfizado muito provavelmente pelo paleocontato com o basalto da Formação Serra Geral.

Foi identificado no local de coleta da amostra KS 743 (Anexo 02) um contato concordante e abrupto, dos arenitos botucatu, com as lavas da Formação Serra Geral, com ocorrência de formação de peperitos, cuja matriz é composta por um arenito silicificado que engloba clastos angulosos de rocha vulcânica.

Na literatura, estruturas semelhantes a estas são denominadas de peperitos desde os trabalhos de Bates & Jackson (1987), White et al. (2000) e Skilling et al. (2002). No entanto, este termo é aplicado às rochas formadas pela interação de lava com sedimentos úmidos e inconsolidados, sendo que as principais evidências são a presença de vesículas na fração sedimentar, sedimentos preenchendo vesículas e fraturas nos clastos de rocha vulcânica e a deformação das estruturas sedimentares.

A possibilidade de ocorrência de peperitos no Eocretáceo da Bacia do Paraná tem sido descartada em vista do ambiente desértico seco por ocasião do magmatismo. Entretanto, em trabalho recente, Waichel et al. (2006, 2007) e Petry (2007) descreveram pela primeira vez a existência de peperitos verdadeiros, no Estado do Paraná. Isto implica que no paleodeserto Botucatu poderia haver raros locais, de dimensões relativamente restritas, nos quais havia a deposição de sedimentos úmidos (depósitos de interdunas).

Conforme salientado por Assine et al. (2004), podem ter ocorrido condições de umidade momentânea durante o processo de sedimentação do Botucatu, que causaram a coesão dos grãos de areia e processos de escorregamento nas dunas. O fato de serem encontrados icnofósseis de vertebrados (mamíferos, dinossauros e répteis) nos arenitos da Formação Botucatu pode ser também um indicador de que deveria haver concentrações localizadas de água nesse paleodeserto.

No mesmo afloramento são observados diques de areia (Figura IV.9), associados à fluidização dos sedimentos inconsolidados e fraturas no basalto. Estes diques possuem largura que variam de 1 cm até 50 cm, com direção horizontal, subhorizontal e até mesmo inclinados com mergulhos próximo de 45°.

Cabe ressaltar que diques de areia, sob as mesmas condições, também foram descritos por Jerram & Stollhofen (2002) nos derrames do Etendeka na Namíbia.



Figura IV.8 - Peperito próximo à cidade de Campo Grande (MS), com clastos de basalto vesicular cimentado por arenito avermelhado.



Figura IV.9 - Diques clásticos falhados (tectonismo pós-vulcânico) em afloramento de derrame basáltico, próximo a cidade de Campo Grande (MS).

A Formação Serra Geral, objeto principal de estudo deste trabalho, ocorre em Mato Grosso do Sul e Mato Grosso na forma de rochas intrusivas e derrames. Em MS, ocupa cerca de 40% do estado, na forma de rocha ou solo aflorante, ou, fora deste percentual, encobertos pelos sedimentos siliciclásticos dos grupos Caiuá e Bauru, além da Formação Ponta Porã no extremo sul do estado, e Cachoeirinha em MT, ou o próprio solo de alteração (Anexo 02). A maioria dos afloramentos mostram rochas basálticas bastante alteradas, com coloração avermelhada (oxidação) ou esverdeada (argilização), com fraturas horizontais, subhorizontais e verticais.

Sendo assim, foi dada preferência para coleta de amostras em cavas de minerações ativas ou inativas (Figura IV.10), onde o basalto poderia apresentar um menor grau de alteração, a ainda, por meio de uma coleta sistemática em diversos níveis do afloramento, detectar evidências geoquímicas, ou até mesmo petrográficas, de processos de diferenciação magmática. Nestes afloramentos, a rocha apresenta cores mais cinzas a enegrecido, sendo também maciço ou vesiculado, hipocristalino ou hipovítreo, com granulação variando de densa a grossa.

Em MS, foram descritos dois afloramentos de rochas intrusivas, na região de Nioaque (KS 734 e KS 735). Em nenhuma das ocorrências foi visualizado o contado lateral com a rocha encaixante. No entanto, estas amostras no mapa geológico, ocorrem na porção inferior da Formação Botucatu, a oeste da área de derrame. Além disso, no local de coleta da amostra KS 734, ocorrem morrotes alinhados, aproximadamente N-S, direção coincidente com aquela do Arco de Assunção a oeste (Figura III.4), o que leva a interpretação de um possível dique.

Outro corpo intrusivo, com aproximadamente 25 km de extensão no mapa geológico da CPRM (2004) foi localizado na região do Alto Araguaia (MT), Figura IV.11. Este sill apresenta-se intrudido na porção inferior do Grupo Passa Dois sendo todos os afloramentos deste amostrados (Anexo 02).

Embora a referência citada localize mais um sill ao norte, este não foi identificado nos diferentes trajetos percorridos (Anexo 01 e 02).



Figura IV.10 – Cava de mineração inativa no oeste de Campo Grande (MS), amostra KS 742, mostrando basalto fraturado, com pseudo-disjunções colunares, exibindo coloração acinzentada.



Figura IV.11 – Cava de mineração ativa na região do Alto Araguaia (MT), amostra KS 831, sill de diabásio bastante fraturado.

Já os derrames ocorrem somente em MS, onde foram amostrados nas regiões de Paraíso, Cassilândia, Bandeirantes, Campo Grande, Nioaque e Dourados, como mostra o Anexo 02. Foram localizados alguns afloramentos com rocha bastante fresca, hipocristalina, com granulação variando de fina a grossa (Figura IV.12).

Cabe ressaltar que, na região de Campo Grande e toda parte sul de MS, os derrames apresentam-se quase que em totalidade com aspecto maciço, com poucas ou nenhuma vesícula (Anexo 02).



Figura IV.12 – Amostra de basalto, com granulação grossa, hipocristalina, de cor cinza e maciça. Amostra KS 840, coletada próximo de Campo Grande (MS).

Sotoposto aos basaltos em contato não visualizado, na porção leste e centro leste do Mato Grosso do Sul, observou-se a forte ocorrência de sedimentos relacionados ao Grupo Caiuá (formações Sto. Anastácio e Rio Paraná), com arenitos fino-médio vermelhados exibindo estratificação plano-paralela (Figura IV.13), normalmente com clastos de basalto de dimensões de até 1 cm e leve imbricação. Também ocorrem finas lentes centimétricas de siltito, de coloração mais esbranquiçada.

Os afloramentos dos arenitos Caiuá se concentram principalmente nas estradas, próximos as cidades de Artemis e Naviraí (MS), conforme mostra o mapa geológico apresentado no Anexo 02, normalmente recobertos com películas finas de alteração compostas por óxido de manganês.



Figura IV.13 – Aforamento do arenito associado à Bacia Caiuá, exibindo estratificação plano-paralela, de coloração avermelhada, com películas de alteração de óxido de manganês.

Cabe ressaltar que nas regiões limítrofes do Grupo Caiuá, no centro-oeste de MS, já próximo das ocorrências dos basaltos, onde a espessura dos sedimentos são menores, ocorrem a formação de belos morros testemunhos, com aspectos ruiniforme ou de mesa (Figura IV.14), com dezenas de metros de altura, sustentados exclusivamente pelos arenitos. Na base, ocorrem grandes depósitos de talus, sempre recobertos por arbustos.

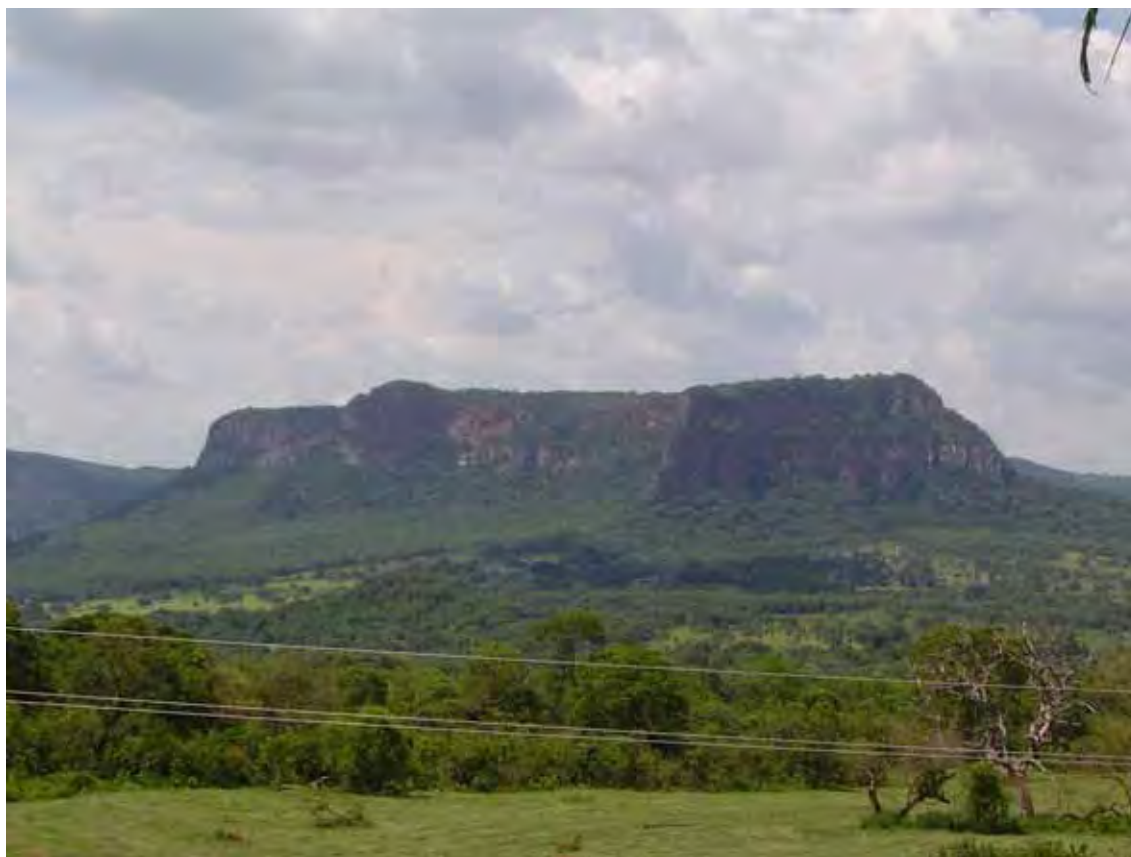


Figura IV.14 – Morro testemunho, com aspecto ruiniforme, sustentado pelos arenitos da Bacia Caiuá.

Já os sedimentos silicicláticos do Grupo Bauru ocorrem de forma bem menos abundante que aqueles sotopostos do Grupo Caiuá, representados pelas formações Marília e Vale do Rio do Peixe, sendo que em MT ocorre somente a primeira. Os sedimentos ocupam sempre as maiores elevações entre os divisores de drenagem em MS (Anexo 02).

Cabe ressaltar os sedimentos neogeneos (Anexo 02) que recobrem diretamente os basaltos da Formação Serra Geral ou os sedimentos da Bacia Bauru, sendo representados pela Formação Ponta Porã no sul de MS e Cachoeirinha em MT. Além dessas faz-se premente destacar os fortes níveis lateríticos espalhados sobre o centro-norte de MT.

Por fim, o solo é composto principalmente por latossolo vermelho escuro e podzólico vermelho escuro. Tratam-se de solos minerais, não hidromórficos, altamente intemperizados, apresentam horizonte B latossólico e podem ser profundos ou muito profundos, bem drenados ou acentuadamente drenados, friáveis e muito porosos. Os outros tipos de solo que podem ser encontrados são latossolo roxo distrófico, podzólico vermelho-amarelo, planossolo álico, glei pouco húmico distrófico, areias quartzosas álicas e solos litólicos distróficos.

Capítulo V

SÍNTESE SOBRE A PROVÍNCIA MAGMÁTICA DO PARANÁ

5.1 - GENERALIDADES

Como a temática aqui tratada é exatamente a evolução setentrional do magmatismo fissural da Província Magmática do Paraná, torna-se bastante conveniente uma síntese sobre a mesma, relacionando conceitos e por consequência as nomenclaturas utilizadas.

A Província Magmática do Paraná (PMP), também denominada de Vulcanismo Serra Geral, já que a mesma é representada pela Formação Serra Geral na estratigrafia da Bacia do Paraná ocupando não menos que 917.000 km² de sua superfície (Frank et al., 2008), é umas das maiores manifestações ígneas continentais ocorridas durante o Fanerozóico e uma importante contribuição a geração da crosta continental do planeta segundo Milani et al. (1994, 2007).

Nas condições nas quais se desenvolveu o processo vulcânico fissural fica claro que provavelmente houve uma série de episódios magmáticos, fortemente vinculados aos campos tensoriais, e fenômenos endógenos que culminaram na desagregação do Gondwana.

De fato, a magnitude do evento se reflete no volume de lava que recobre grande parte do sul e sudeste do Brasil, envolvendo os estados do Rio Grande do Sul, Paraná, Santa Catarina, São Paulo, sudoeste de Minas Gerais, sudeste do Mato Grosso do Sul, sul de Goiás, e sudeste do Mato Grosso, além da parte ocidental do Uruguai, nordeste da Argentina e extremo leste do Paraguai, como mostra o mapa da Figura V.1.



Figura V.1 – Mapa de localização esquemático da Província Magmática do Paraná, abrangendo todo o sul e parte do sudeste do Brasil, além da porção ocidental do Uruguai, nordeste da Argentina e leste do Paraguai. Modificada de Piccirillo & Melfi (1988) e Nardy et al. (2002). Legenda: 1 – Rochas vulcânicas básicas; 2 – Rochas vulcânicas ácidas.

Segundo Almeida (1986) a espessura média dos derrames da Formação Serra Geral é próximo a 650 m. O mapa de isópacas, representado na Figura V.2, mostra um grande depocentro localizado na região de Presidente Epitácio, na porção sudoeste do Estado de São Paulo, onde segundo Zalán et al. (1986) e Milani et al. (2007) as espessuras dos pacotes vulcânicos chegam próximas de 2000 m. Também é possível identificar na mesma figura que a zona de maior acúmulo de lavas segue uma direção aproximada norte - sul, que se estende de Presidente Epitácio até a altura da latitude 28° em Santa Catarina.

Fica claro também que a região de depocentro do magmatismo coincide com aquela do rift central da Bacia do Paraná (Figura III.2), sugerindo um possível evento de subsidência do nível de base da bacia no início do cretáceo.

Cabe ressaltar que, segundo Erlank et al. (1984), Duncan et al. (1989), Milner et al. (1995), Peate (1997), Marzoli et al. (1999), Marsh et al. (2001), Ernesto et al. (2002), Ewart et al. (2004) e Bryan & Ernst (2008) existem características petrológicas, geoquímicas e geodinâmicas evidentes na gênese comum que envolve a origem da Província Magmática do Paraná e do Etendeka na costa oeste africana, composta por derrames de lava e rochas intrusivas localizadas na Bacia do Etendeka na Namíbia, e mais ao norte, já em Angola, nas bacias de Kwanza e Namíbia.

No continente africano, o vulcanismo abrange uma área de 78 000 km² (Ewart et al., 2004). Além disso, Müller et al. (1993) mostraram que a idade da Província Magmática do Etendeka é a mesma obtida para a parte norte da Província Magmática do Paraná, com valores próximos a 132 Ma. Sendo assim, muitos trabalhos tratam este grande complexo vulcânico como denominado de “Província Magmática Paraná – Etendeka”.

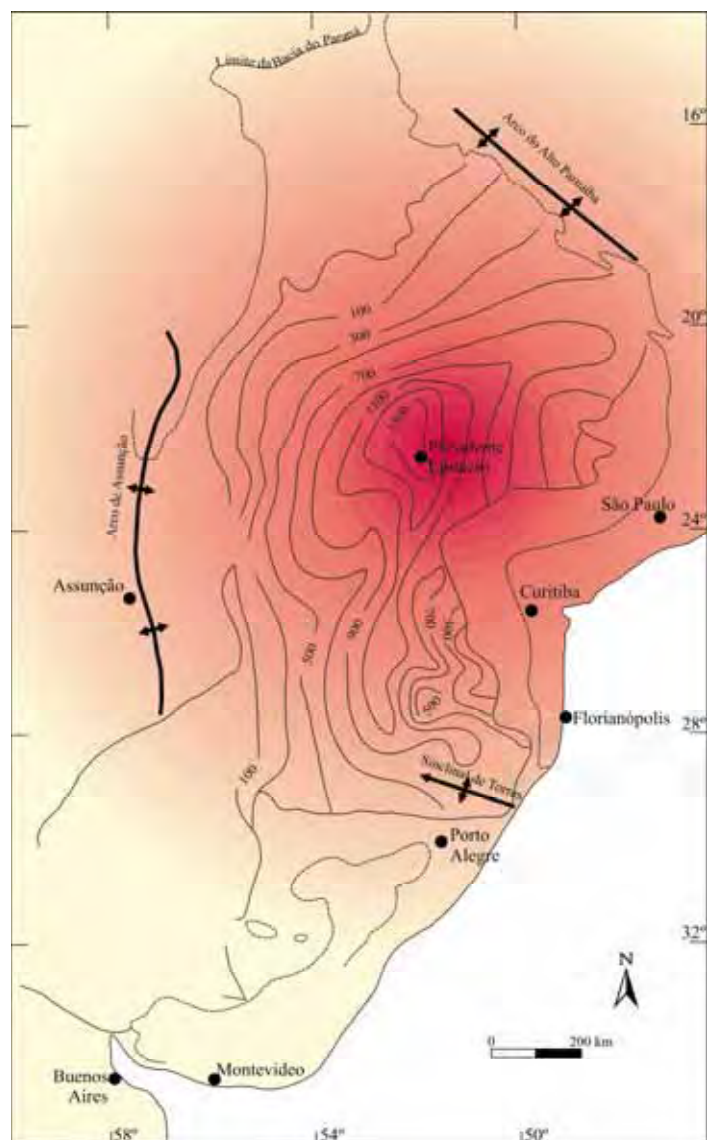


Figura V.2 – Mapa de isópacas dos derrames de lava da Formação Serra Geral, onde é possível identificar que a zona de maior acúmulo de lavas segue uma direção aproximada norte - sul, que se estende de Presidente Epitácio, no centro do estado de São Paulo com espessura próxima a 2000 m, até o centro do Estado de Santa Catarina (latitude 28°). Segundo Zalán et al. (1986).

Além da extensa área de derrames na PMP, devem ser também destacadas as várias ocorrências de rochas intrusivas ligadas ao mesmo vulcanismo, cuja área de afloramento se estende praticamente por todos os limites da província, já os sills aflorantes estão mais concentrados no limite nordeste. Para Frank et al. (2008) o volume das intrusões deve ser ao mínimo 122.000 km³.

Segundo Zálan (1986) e Quintas et al. (1997), as maiores concentrações de rochas intrusivas na forma de sills, chegando até 800 m de espessura, estão no noroeste do Paraná e extremo noroeste de São Paulo, como mostra o mapa da Figura V.3. A mesma figura, mostra também que a ocorrência de rochas intrusivas não aflorantes se faz presente em grande parte nos estados de São Paulo e Paraná, estando desta forma mais concentrada na parte norte da província.

As datações do tipo $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, de alta precisão, e dados paleomagnéticos, indicam que atividade vulcânica que deu origem aos derrames de lava da Formação Serra Geral ocorreram principalmente entre 133 e 132 Ma, sendo que as rochas mais jovens se encontram na porção norte da província, enquanto as mais antigas na porção sul segundo Müller et al. (1993), Renne et al. (1992, 1996), Ernesto et al. (1999) e Thiede & Vasconcelos (2008), mostrando, portanto que a evolução da atividade vulcânica se deu de sul para norte. Estes mesmos autores destacam que provavelmente a atividade ígnea ocorreu em um intervalo próximo a 3 milhões de anos.

Já na África, Marzoli et al. (1999) dataram os derrames básicos ao norte do Etendeka na Bacia de Kwanza no oeste da Angola, obtendo idades em torno de $131,9 \pm 1,6$ e $131,6 \pm 1,4$ Ma.

No continente Sul-Americano, para os diques as datações no enxame da Serra do Mar (Rio de Janeiro - Santos) sugerem idades variando de 133 a 129 Ma, segundo Deckart et al. (1998), enquanto que na região do Arco de Ponta Grossa, ao norte de Curitiba, as datações indicam $131,4 \pm 0,5$ a $129,2 \pm 0,5$ Ma segundo Renne et al. (1996). Por fim, os diques de Florianópolis possuem idades entre $128,3 \pm 0,5$ e $119,0 \pm 0,9$ Ma, segundo Deckart et al. (1998) e Raposo et al. (1998), com maioria concentrada no intervalo de 122 – 119 Ma.

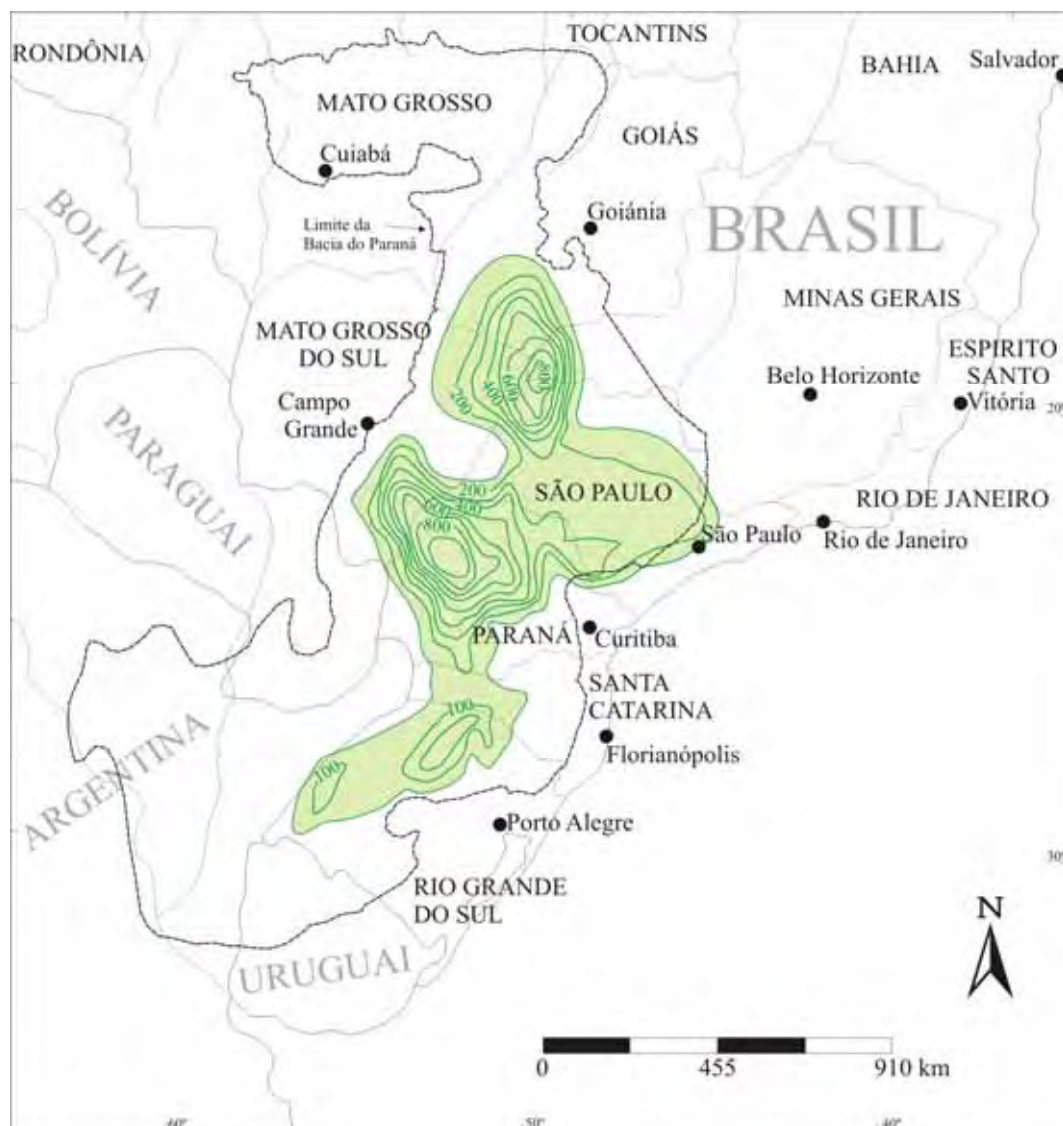


Figura V.3 – Mapa de isópacas dos sills associados à Formação Serra Geral, segundo Zalán et al. (1986) e Quintas et al. (1997), onde identificam-se centros de acúmulo de magma nas regiões noroeste dos estados do Paraná e São Paulo.

Quanto aos sills, as datações precisas pelo método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, são poucas, destacando o trabalho de Ernesto et al. (1999) nos sills aflorantes em São Paulo, onde as idades obtidas são $130,3 \pm 0,1$ e $131,9 \pm 0,4$ Ma.

Sendo assim, os trabalhos geocronológicos, tanto nos corpos magmáticos intrusivos como extrusivos da PMP, indicam aparente contemporaneidade, no entanto, de maneira geral, segundo as referências citadas, as rochas intrusivas parecem ser mais jovens que as vulcânicas.

5.2– LITOESTRATIGRAFIA DA FORMAÇÃO SERRA GERAL

A Província Magmática do Paraná, representada na bacia pela Formação Serra Geral é caracterizada por três litotipos facilmente diferenciados pelos aspectos petrográficos e geoquímicos, sendo:

Rochas básicas – intermediárias;

Rochas ácidas do Tipo Chapecó (ATC);

Rochas ácidas do Tipo Palmas (ATP).

Estes três litotipos distintos ocorrem de modo associado na parte sul da província magmática, precisamente no centro do Estado de Santa Catarina e norte do Rio Grande do Sul. As rochas básicas-intermediárias representam 97% de todo volume magmático, enquanto que as ácidas dos tipos Palmas e Chapecó representam respectivamente 2,5 e 0,5% do volume, e em área 57.000 km² e 6.617 km², respectivamente segundo Bellieni et al. (1986b) e Nardy et al. (2002).

Segundo trabalho de Nardy et al. (2008), baseado em observações de campo realizado na porção central da Bacia do Paraná (centro do Estado de Santa Catarina), e nos estudos paleomagnéticos de Ernesto (1985), Ernesto & Pacca (1988) e Ernesto et al. (1989), a coluna estratigráfica da Formação Serra Geral teria em sua base uma unidade básica inferior, sucedidos pelos Membros Palmas e Chapecó, estes últimos praticamente contemporâneos, e finalizando com uma unidade básica superior, composta por um basalto fino e hipohialino, como mostra a Figura V.4.

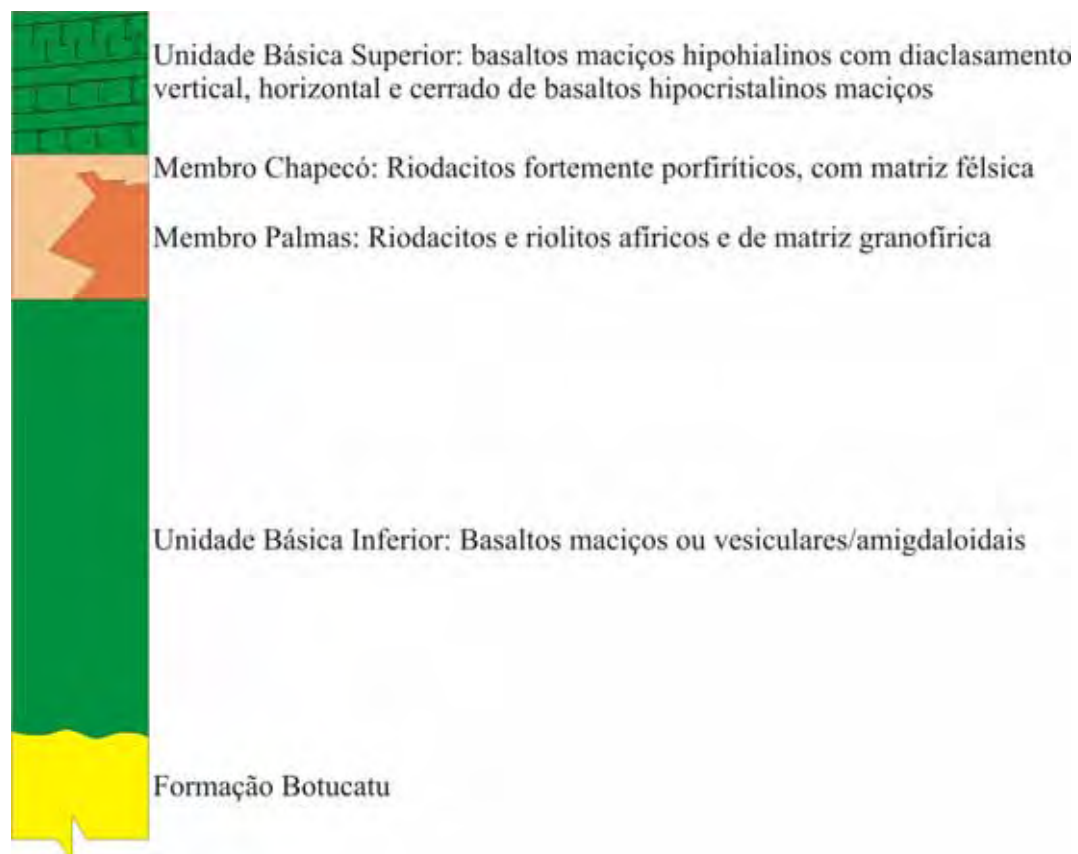


Figura V.4 – Coluna litoestratigráfica da Formação Serra Geral, segundo Nardy et al. (2008).

5.2.1– Rochas básicas – intermediárias

Os derrames são na maioria constituídos por basaltos, andesi-basaltos e andesitos de afinidade toleítica, tendo como mineralogia principal plagioclásio (43% em média), augita (24% em média), pigeonita (11% em média), olivina (1% em média), quartzo (0,5% em média), opacos (7% em média) e apatita (0,5% em média), além da própria mesóstase com aspecto vítreo ou microgranular. A coloração é cinza-escura a negra, maciço ou vesicular, subfanerítico, com granulação variando de média a vítrea, segundo Nardy et al. (2002).

A textura das rochas é predominantemente intergranular, onde os cristais ripiformes de plagioclásio constituem uma malha fechada, cujos interstícios são ocupados por cristais de piroxênio e minerais opacos.

A mesóstase é muito comum, principalmente na forma vítrea, totalizando em muitos casos quase 100% do volume da rocha. Neste caso, a amostra torna-se de coloração preta ou levemente esverdeada. Além de vítrea, a mesóstase pode ser microgranular, com microcristais de plagioclásio e piroxênios (micrólitos) e minerais opacos, normalmente com hábito aciculado (cristalitos), em outros casos pode ser constituída por quartzo, plagioclásio e feldspato alcalino, formando neste caso a textura micropegmatítica ou também denominada de micrográfica.

Em cada limite de um pulso magmático, é possível identificar zonas vesiculares de dimensões variadas. Na grande maioria dos casos estas vesículas são preenchidas por material secundário, formando amígdalas de quartzo (em suas diversas variedades), calcita, zeólita, fluorita e muito comumente argilas de coloração esverdeada, provavelmente do grupo da celadonita.

Os diaclasamentos são mais comuns nas porções centrais dos derrames, com direções verticais e formas hexagonais. Nesta região, a perda de calor é mais lenta do que nas bordas, possibilitando o melhor desenvolvimento destas estruturas, de maior porte, pouco fraturadas, e de rochas com granulação mais grossa.

5.2.2– Rochas ácidas do Tipo Chapecó

As rochas ácidas do tipo Chapecó (ATC), são representadas por dacitos, riodacitos, quartzo latitos e riolitos hipohialinos com até 90% de material vítreo, porfirítico a fortemente profirítico, segundo Nardy et al. (2002). A mineralogia principal é constituída por plagioclásio (14,4% em média), augita (4,5% em média), pigeonita (2,1% em média), opacos (3,7% em média) e apatita (1,7% em média), completando o volume da rocha com a presença da mesóstase vítrea.

As rochas do tipo ATC formam platôs de dimensões variadas, cuja área de ocorrência está mais concentrada no Estado do Paraná, na borda leste dos derrames básicos, como mostra o mapa esquemático da Figura V.6.

Estratigraficamente, na região central de Santa Catarina, as ATC estão acima das rochas ácidas do tipo Palmas (ATP), segundo Nardy et al. (2002, 2008), sendo limitada no topo pelos basaltos finos e hipohialinos da unidade básica superior e na base pelos basaltos da unidade inferior, ressaltando que no nordeste do Paraná as ATC estão diretamente assentadas sobre os arenitos da Formação Botucatu.

Cabe ressaltar que ocorrem rochas com características petrográficas e geoquímicas semelhantes àquelas do tipo ATC na Província Magmática do Etendeka, distribuídas pela costa oeste da Namíbia (região de Sarusas), além de extensos afloramentos nas bacias da Namibe e Kwanza, no oeste da Angola, como mostra o mapa esquemático da Figura V.5.



Figura V.5 - Mapa esquemático mostrando localização dos platôs de rochas ácidas da Província Magmática do Paraná - Etendeka, segundo informações de Bellieni et al. (1983, 1986ab), Milner (1988); Duncan et al. (1989), Alberti et al. (1992), Stewart et al. (1996), Marzoli et al. (1999) e Nardy et al. (2002, 2008). Legenda: 1 – Lavas básicas; 2 – Lavas ácidas do Tipo Chapecó (ATC); 3 - Lavas ácidas do Tipo Palmas (ATP); a – Ácidas da região de Tafelberg (equivalente ATP), b – Ácidas da região de Sarusas (equivalente ATC); c - Ácidas da Bacia da Namibe (equivalente ATC); d - Ácidas da Bacia de Kwanza (equivalente ATC).

5.2.3 – Rochas ácidas do Tipo Palmas

As rochas ácidas do tipo Palmas (ATP) são representadas por riolitos e riolacitos que, diferentes de ATC, são tipicamente afíricas e com estrutura sal-e-pimenta. São limitadas na base pelo basalto da unidade inferior, no topo pelo basalto da unidade superior, sendo que nos platôs do centro do Estado de Santa Catarina o contato superior se faz diretamente com os riolitos porfíricos das ATC.

A mineralogia destas rochas, segundo Nardy et al. (2002) é essencialmente plagioclásio (16,21% em média), augita (11% em média), pigeonita (3% em média), opacos (5% em média) e apatita (1% em média), completando o volume da rocha com a presença de mesóstase, sendo esta freqüentemente de aspecto microgranular com microcristais de plagioclásio apresentando terminações em “cauda de andorinha”.

A localização dos platôs das ATP se concentra principalmente no centro-norte do Estado do Rio Grande do Sul, conforme mostra a Figura V.6. Segundo Duncan et al. (1989) as rochas com características petrográficas e geoquímicas semelhantes às ATP, na Província Magmática do Etendeka, ocorrem na costa oeste da Namíbia, e na parte sul da Bacia do Etendeka (região de Tafelberg).

5.2.4– O Magmatismo Intrusivo

As intrusões de rochas básicas toleíticas associadas aos derrames de lava da PMP, são um fenômeno extremamente comum na Bacia do Paraná (Figura V.6). Assim, é possível descrever as principais estruturas na bacia relacionadas ao magmatismo da seguinte forma:

Sill – Ou soleira, trata-se de uma intrusão tabular concordante, ou seja, está posicionada paralelamente ou subparalelamente ao acamamento das rochas encaixantes;

Sill Jump – Dependendo da rocha encaixante e do volume do magma durante a intrusão do sill, o corpo pode mudar de nível estratigráfico através de porções inclinadas, que geralmente situam-se entre 10° até 40°, segundo Zalán et al. (1986);

Lacólito – São corpos intrusivos concordantes de grande espessura, possuindo geralmente a base plana e topo arqueado;

Bismálito – Tipo especial de lacólito, sendo que neste caso as rochas encaixantes acima do magmatitos são soerguidas por meio de falhamentos, formando desta forma os horsts;

Sea-gull Structure – Dobra de arrasto, desenvolve-se nos contatos de certos diques de diabásio com as rochas sedimentares encaixantes, provocando arqueamento dos estratos da rocha em direção ao dique;

Dique – Intrusões verticais ou subverticais concordantes, muitas vezes encaixados em planos de falha das rochas encaixantes;

Apófise – São dobras e flexuras nas rochas encaixantes relacionadas a diques ou a topo de sills.

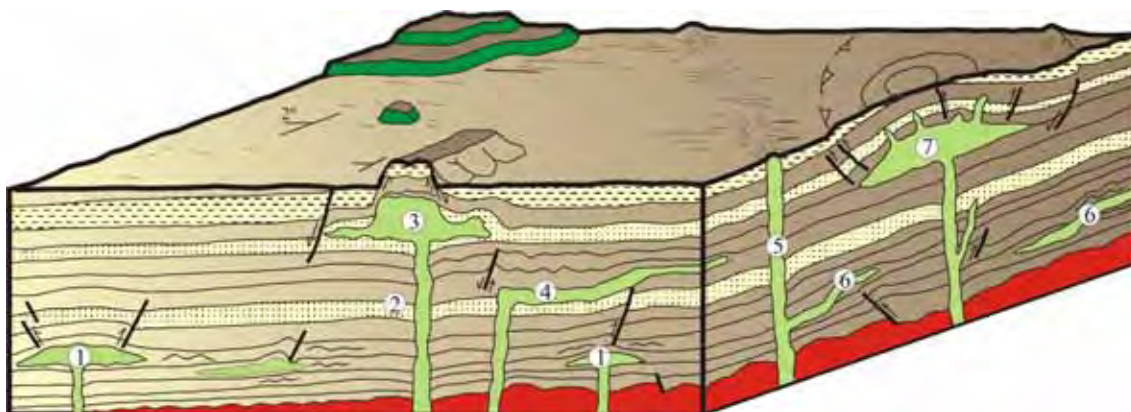


Figura V.6 – Figura esquemática mostrando diversos tipos de estruturas relacionadas a intrusões de diabásio e suas geometrias na Bacia do Paraná. Simplificado de Zalán et al. (1986). Legenda: Verde escuro - derrames de lava; Verde claro – rochas intrusivas; Vermelho – embasamento cristalino; Demais cores – rochas sedimentares da Bacia do Paraná; 1 – Estrutura do tipo Lacólito; 2 – *Sea-gull Structure*; 3 – Bismálito formando horst, com estruturas do tipo apófise nas laterais; 4 – Intrusão provocando flexuras na rocha encaixante; 5 – Dique; 6 - Sill Jump; 7 – Domo associado à lacólito.

Cabe ressaltar que a escassez de afloramentos dificulta a definição da forma e extensão dos corpos intrusivos. Como parâmetro, tem-se o sill denominado “Borda da Mata-Cajuru”, localizado a nordeste do Estado de São Paulo, como o de maior expressão, com seus 150 km de extensão e 250 m de espessura média, segundo Soares (1985).

A composição química destes sills, segundo Bellieni et al. (1984b), é basáltica, predominantemente toleítica e comparável aos derrames de lava da Formação Serra Geral. Segundo os mesmos autores, alguns corpos mostram evidências de processos de cristalização fracionada *in situ* à baixas pressões no interior das unidades distintas, pela presença de porções diferenciadas, ricas em feldspato alcalino e quartzo.

Os diques estão concentrados preferencialmente na região do Arco de Ponta Grossa, apresentando direções NW – SE e subordinadamente na região costeira entre os municípios de Santos (SP) e Rio de Janeiro (RJ), com direções NE – SW, como mostra a Figura V.7A.

No Arco de Ponta Grossa, os diques distribuem-se entre os Alinhamentos do Rio Alonzo e São Jerônimo – Curiúva, ocupando uma área de 80 km de largura por mais de 300 km de extensão, onde são observados de 1 a 4 diques por quilômetro quadrado, segundo Oliveira & Montes (1984). O comprimento dos corpos varia de 1 até 50 km, com largura de 20 a 50 m, cortando tanto o embasamento pré-Cambriano como as rochas da Bacia do Paraná. A exemplo dos sills, os diques também possuem, segundo Oliveira & Montes (1984) e Pinese (1989), composição básica, de natureza toleítica. Deve-se assinalar que também são verificados diques de natureza ácida, semelhantes aos derrames de lava do tipo ATC nas porções mais centrais do arco.

Embora na literatura, seja freqüente a citação de enxame de diques concentrados principalmente na costa leste do Paraguai, segundo Marques & Ernesto (2004) e Comin-Chiaramonti (comunicação verbal) a ocorrência está limitada a raríssimos afloramentos.

Por outro lado, os diques máficos de Santos – Rio de Janeiro, na Serra do Mar (Figura V.7B), segundo Marques (2001), possuem composição toleítica – transicional, sendo que alguns deles chegam a mais de 15 km de comprimento, com espessuras variando de poucos até várias dezenas de metros.

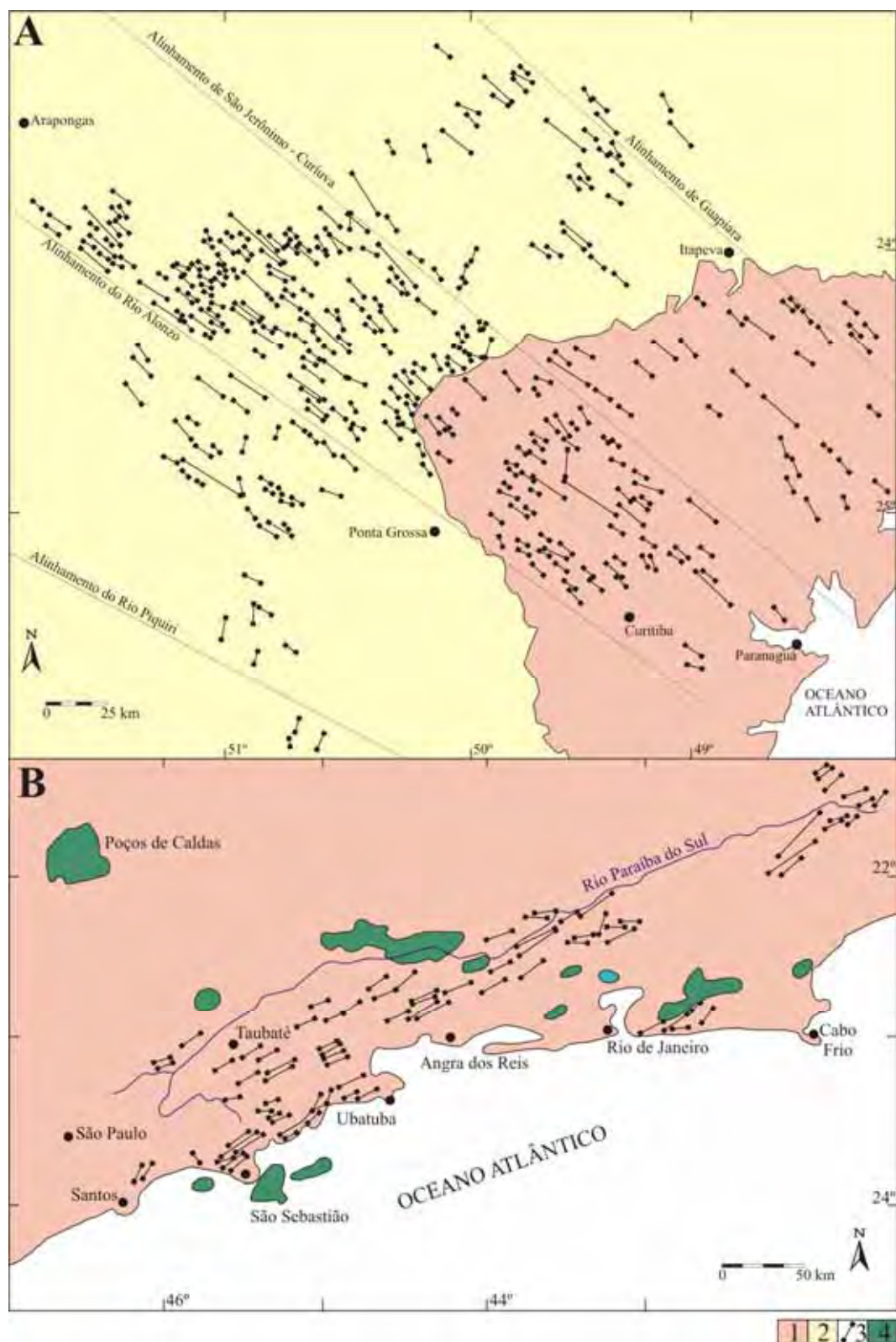


Figura V.7 – Mapas da concentração de diques nas regiões do Arco de Ponta Grossa (A) e Serra do Mar (B), segundo Oliveira & Montes (1984) e Almeida (1986) respectivamente. Legenda: 1 – Embasamento cristalino; 2 – Rochas sedimentares da Bacia do Paraná; 3 - Diques; 4 – Rochas alcalinas.

5.3 – CARACTERÍSTICAS GEOQUÍMICAS

Os estudos geoquímicos sistemáticos da Província Magmática do Paraná (PMP), por Bellieni et al. (1983, 1984ab, 1986ab), Mantovani et al. (1985), Piccirillo & Melfi (1988), Piccirillo et al. (1987, 1988, 1989), Marques et al. (1989) e Nardy (1995), revelaram a existência de dois grupos (subprovíncias) quimicamente distintos baseadas na concentração de TiO_2 , denominadas alto titânio (ATi, $\text{TiO}_2 \geq 2\%$) e baixo titânio (BTi, $\text{TiO}_2 < 2\%$). As rochas do primeiro grupo em relação às do segundo (ATi / BTi) mostram-se enriquecidas em Ba (1,88), K_2O (1,38), U (1,20), Sr (2,41) La (2,05), Ce (1,92), Ta (2,43), P_2O_5 (2,54), Hf (1,70), Zr (2,25), TiO_2 (2,46) e empobrecidas em Cs (0,65) e Rb (0,8), Figura V.8. De maneira geral, aquelas do grupo ATi estão localizadas na parte norte da província, acima do Alinhamento do Rio Piquiri, enquanto a BTi na parte sul, está abaixo do Alinhamento do Rio Uruguai, como mostra a Figura V.9.

De fato, os dados geoquímicos, principalmente os referentes aos isótopos e razões de elementos traços incompatíveis publicados pelos autores citados, conjugados aos cálculos de balanço de massa de Petrini et al. (1987) e Piccirillo et al. (1989), indicam que as subprovíncias não possuem a mesma fonte mantélica, ou seja, as fontes magmáticas são quimicamente distintas, não havendo possibilidade de uma ter sido gerada a partir da outra em diferentes graus de fusão magmática.

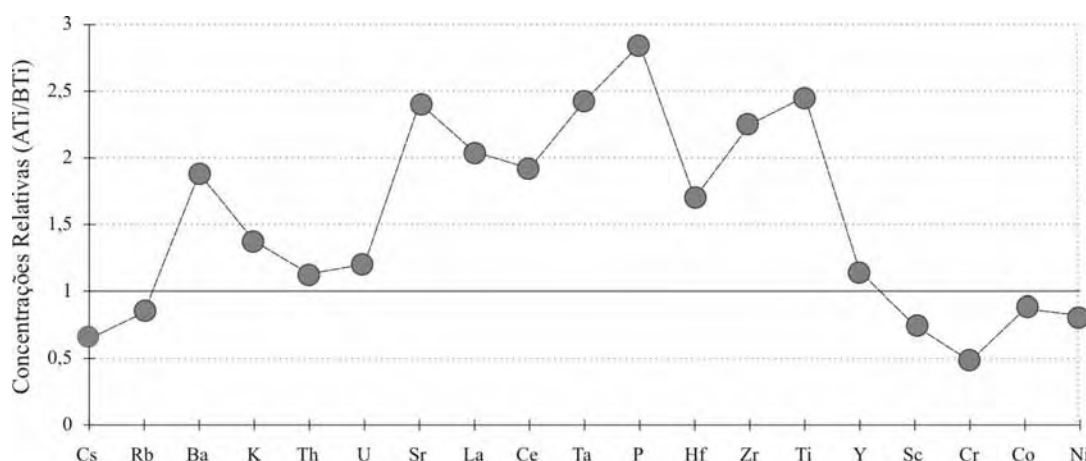


Figura V.8 – Concentrações relativas médias de elementos menores e traços das rochas básicas ATi e BTi, na região central da Bacia do Paraná segundo Nardy (1995), utilizando amostras com MgO variando de 1,8% a 3,0%.

Além disso, segundo Piccirillo et al. (1988), Marques et al. (1989) e Peate et al. (1992), na parte sul da província, onde estão as rochas BTi, foi identificado na região sudeste a ocorrência de rochas ATi (ATi-S), com mais de 3% de TiO_2 , correspondendo a apenas 7% de toda atividade ígnea básica. Também na subprovíncia ATi, foram encontrados na região noroeste rochas do tipo BTi (BTi-N), representando 6% do volume magmático. Contudo, segundo os mesmos autores, existem diferenças geoquímicas significativas entre os basaltos BTi que ocorrem na subprovíncia norte e sul, bem como entre as rochas ATi nessas duas regiões.

Quanto às rochas ácidas, segundo Bellieni et al. (1986b), Piccirillo et al. (1987) e Nardy (1995), as ATC podem ser classificadas como do tipo ATi, visto que possuem conteúdos relativamente elevados de TiO_2 , Na_2O , K_2O , P_2O_5 e elementos traços incompatíveis (Sr, Ba, Zr, Hf, Ta e terras raras) em relação as ácidas ATP que podem ser associadas as rochas BTi. Molina et al. (1988), descrevem a possibilidade das rochas ácidas terem sido geradas por um processo de *underplating* de material de composição básica, corroborando a interpretação de que as rochas ATC e ATP foram geradas a

partir da refusão de rochas ATi e BTi respectivamente, cujos magmas ficaram aprisionados na base da crosta durante as primeiras fases da atividade ígnea ocorrida na PMP, contudo ressalta-se que, por ser uma observação local, esta definição não deve ser tratada como generalista para todos os platôs ácidos.

O detalhamento geoquímico das subprovíncias ATi e BTi, permitiu que Peate et al. (1992) dividissem os derrames basálticos da Província Magmática do Paraná em seis tipos de magmas distintos, baseado principalmente nas concentrações de Ti e elementos incompatíveis (Sr, Y e Zr). Na subprovíncia ATi, foram definidos os magmas-tipo Urubici ($\text{TiO}_2 > 3,3\%$; $\text{Sr} > 550$ ppm; $\text{Ti/Y} > 500$; $\text{Zr/Y} > 6,5$), Pitanga ($\text{TiO}_2 > 2,9\%$; $\text{Sr} > 350$; $\text{Ti/Y} > 350$, $\text{Zr/Y} > 5,5$) e Paranapanema ($1,7\% < \text{TiO}_2 < 3,2\%$; $200 \text{ ppm} < \text{Sr} < 450$ ppm; $\text{Ti/Y} > 330$; $4 < \text{Zr/Y} < 7$). Já em BTi, os magmas definidos são Gramado ($0,75\% < \text{TiO}_2 < 1,9\%$; $140 \text{ ppm} < \text{Sr} < 400$ ppm; $\text{Ti/Y} < 300$; $3,5 < \text{Zr/Y} < 6,5$), Esmeralda ($1,1\% < \text{TiO}_2 < 2,3\%$; $\text{Sr} < 250$ ppm; $\text{Ti/Y} < 330$; $2 < \text{Zr/Y} < 5$) e Ribeira ($1,5\% < \text{TiO}_2 < 2,3\%$; $200 \text{ ppm} < \text{Sr} < 375$ ppm; $\text{Ti/Y} > 300$; $3,5 < \text{Zr/Y} < 7$), como mostra a Tabela V.1.

Tabela V.1 – Características principais da composição química dos diferentes magmas-tipo básicos da Formação Serra Geral, segundo Peate et al. (1992) e Peate (1997).

Grupo	Magma tipo	TiO ₂ (%)	Sr (ppm)	Ti/Y	Zr/Y
ATi	Urubici	>3,3	>550	>500	>6,5
	Pitanga	>2,9	>350	>350	>5,5
	Paranapanema	1,7 – 3,2	200 - 450	>330	4 – 7
BTi	Gramado	0,75 – 1,9	140 - 400	<300	3,5 – 6,5
	Esmeralda	1,1 – 2,3	< 250	<330	2 – 5
	Ribeira	1,5 – 2,3	200 - 375	<300	3,5 - 7



Figura V.9 – Mapa esquemático mostrando os locais de ocorrência dos diferentes tipos geoquímicos de magmas básicos (I a IV) da Província Magmática do Paraná - Etendeka, segundo informações contidas em Milner (1988), Pinese (1989), Peate et al. (1992), Peate (1997), Ernesto (1999), Marzoli et al. (1999), Marques (2001), Marsh et al. (2001) e Machado et al. (2007). Os tipos I e II são rochas do tipo ATi, enquanto III, IV e V são rochas BTi. Legenda: 1 – Derrames de lava; 2 – Diques; I – Paranapanema e Pitanga; II – Urubici (denominado Khumib no Etendeka); III – Esmeralda; IV – Gramado (denominado Tafelberg no Etendeka); V – Ribeira.

A distribuição destes magmas-tipo não se faz de forma aleatória pela província, mas sim compartimentada conforme mostra o mapa da Figura V.9. Houve uma tentativa, de forma generalizada, de definir uma estratigrafia para estes tipos de magmas, por Peate et al. (1992) e Stewart et al. (1996), onde foi verificado, através de furos de sondagem, associados a dados geoquímicos e datações $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, que na parte norte da província o magma-tipo Paranapanema sobrepõe aqueles do tipo Pitanga, enquanto que na parte sul, os do tipo Esmeralda sobrepõem o Urubici e Gramado. Também fica evidente a predominância volumétrica dos tipos Paranapanema e Pitanga no norte, e Gramado no sul.

Além disso, também foi verificado por Peate et al. (1992) que as rochas do tipo BTi-N podem ser classificadas como pertencentes ao magma tipo Ribeira, enquanto aquelas ATi-S como Urubici. E ainda, em trabalhos recentes, Machado et al. (2007), descreveram a ocorrência de pulsos magmáticos do tipo Urubici na porção nordeste da subprovíncia ATi.

Por outro lado, cabe ressaltar, que na Província Magmática do Etendeka, no oeste do continente africano, as rochas basálticas são equivalentes ao tipo Gramado (Namíbia) e Urubici (Angola), respectivamente denominados de Tafelberg e Khumib, já os diques no sul da Angola do tipo BTi, são equivalentes ao magma-tipo Gramado na PMP (Milner, 1988; Harris et al., 1990 e Marzoli et al., 1999).

5.4 – CARACTERÍSTICAS REOLÓGICAS

A determinação dos parâmetros físicos como temperatura, viscosidade e pressão atuantes no sistema magmático são fundamentais para a caracterização da forma de extrusão e do jazimento das lavas da PMP. Estes parâmetros podem ser estimados através das composições químicas das rochas e das fases cristalinas nelas presentes.

Dados geotermométricos de Bellieni et al. (1988), obtidos para os cristais de plagioclásio (método de Mathez, 1973), augita (método de Kretz, 1982) e pigeonita (método de Ishii, 1975), forneceram para as rochas do tipo BTi temperaturas de 1059 ± 55 °C a 1226 ± 56 °C, enquanto para as rochas ATi um intervalo de temperatura de cristalização variando de 1031 ± 32 °C a 1175 ± 32 °C. Já para as rochas ácidas, foram obtidos 1008 ± 20 °C a 1141 ± 10 °C para as ATC e 1025 ± 46 °C a 1144 ± 22 °C para as rochas ATP.

Quanto à densidade, os dados de Nardy (1995), aplicados ao algoritmo de Murase & McBirney (1973), apurados pelo mesmo autor, é de 2,4 a 2,7 g/cm³ para os magmas básicos e intermediários, e 2,15 a 2,25 g/cm³ para os ácidos, os altos valores do primeiro caso podem ser justificados pela forte presença dos óxidos de Ferro.

Por fim, a viscosidade, segundo dados de Murase & McBirney (1973) apurado por Nardy (1995), os valores para as rochas básicas e intermediárias variam de 10^2 a 10^8 poise, enquanto as rochas ácidas, menos fluidas, variam de 10^6 a 10^{15} poise.

Capítulo VI

PETROGRAFIA DAS ROCHAS INVESTIGADAS

6.1 – CRITÉRIOS PETROGRÁFICOS E GENERALIDADES

Este capítulo tem como objetivo descrever os aspectos gerais dos afloramentos visitados no que concerne à estruturação e texturas macro e micropetrográficas dos basaltos investigados. As informações adquiridas foram fundamentais para, junto da geoquímica, selecionar as amostras para análise da química mineral.

A mineralogia dos basaltos eocretácicos nos estado do Mato Grosso do Sul e Mato Grosso é relativamente simples. No entanto, foi executada uma leitura sistemática de outros trabalhos que abordam questões petrográficas nas rochas basálticas da Formação Serra Geral. De fato, isso contribuiu de maneira substancial para homogeneidade das nomenclaturas.

Sendo assim, foram consultados trabalhos como Wernick & Ebert (1967), que estudaram as rochas intrusivas na região de Rio Claro (SP); Monteiro (1986) e Monteiro & Gomes (1988a,b) que apresentam dados petrográficos e química mineral de um sill na região de Tanquinho (SP) próximo à cidade de Iracemápolis; Carvalho et al. (1988) e Faria (2008), que estudaram as características petrográficas e geoquímicas dos sills das regiões de Limeira – Cosmópolis e Cajuru – Serra Azul em São Paulo; Comin – Chiaramonti et al. (1988), que descrevem de maneira generalizada os aspectos petrográficos das rochas intrusivas dos estados de São Paulo, Paraná e Santa Catarina; e Maniesi (1991) e Maniesi & Oliveira (1997), com sills nas regiões de Reserva e Salto do Itararé, no Estado do Paraná, onde foram abordadas as características petrológicas e geoquímicas da rocha.

Já fora de São Paulo, destacam-se os trabalhos de Nardy (1995), com a petrografia e geoquímica dos basaltos e riólitos em todo sul do país; Waichel (2006) e Waichel et al. (2006, 2007) que descrevem a estruturação dos derrames e formação de peperitos no

oeste do Paraná. Neste mesmo estado, na porção sudoeste, Wildner et al. (2006) descrevem os aspectos petrográficos e geoquímicos das intrusivas.

Na área investigada foram coletadas 36 amostras, sendo 32 em MS e quatro em MT, sendo estas últimas todas intrusivas como mostra o mapa de pontos do Anexo 02. A mineralogia primária das rochas é constituída por plagioclásio (labradorita-bytownita), piroxênio (augita e pigeonita), minerais opacos (magnetita e illmenita), apatita, olivina e mesostase (microgranular, micrográfica ou de alteração), sendo todas as fases descritas no Capítulo VIII.

A coloração das rochas é predominantemente cinza, com tons esverdeados e avermelhados, sempre mesocráticas, como demonstra a Figura VI.1. A variação da coloração está relacionada com os diferentes graus de alteração da rocha, tons mais esverdeados são denotativos da presença de argilo-minerais, provenientes da alteração sobretudo de piroxênios e plagioclásios. Já a coloração mais vermelhada se deve a óxido de ferro, na forma cristalina próxima a do mineral goetita, como resultado da alteração sobre os minerais opacos e piroxênios.

Observou-se também que a ocorrência destes minerais faz-se preferencialmente presente nos planos de fraturas horizontais e verticais do corpo rochoso, onde a penetração da água meteórica desencadeia processos intempéricos. Torna-se pertinente ressaltar aqui que a atuação da água na rocha vulcânica deve ser facilitada pela presença abundante das rochas sedimentares sobrepostas da Bacia Bauru, atuando como aquíferos perenes, em toda porção centro-leste de MS.

Já em termos petrográficos, as rochas basálticas são em maioria hipo ou holoclistalina. A granulação é sobretudo fina (0,1 a 1 mm), sempre subfanerítica e hipidiomórfica, em grande maioria com estrutura compacta (Figura VI.1).

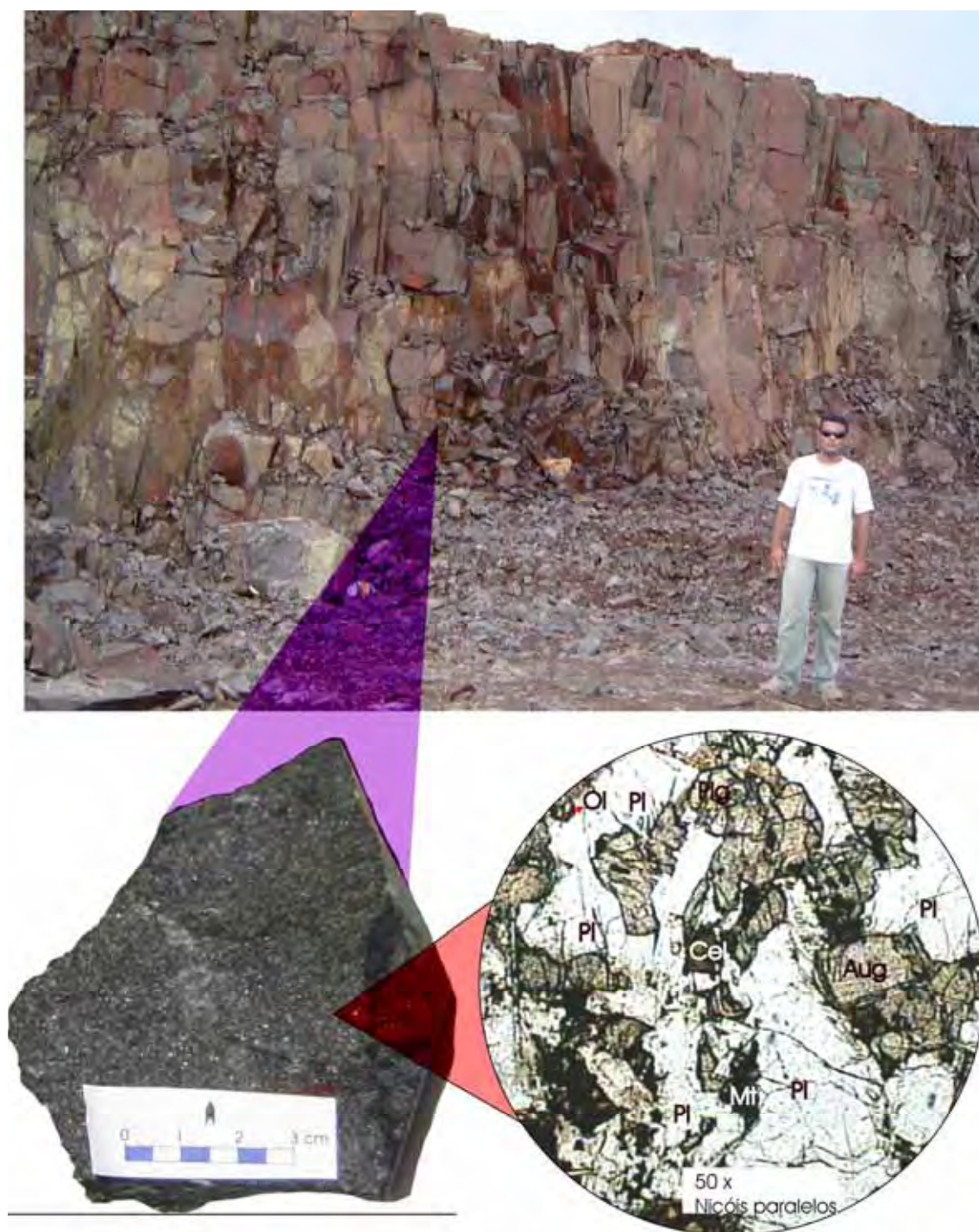


Figura VI.1 – Prancha mostrando afloramento de basalto, em mineradora ativa (amostra KS 735), com rocha de coloração acinzentada, avermelhada (alteração) nos planos de fratura. Composta essencialmente por minerais hipidiomórficos como plagioclásio (Pl) e augita (Aug), além de opacos (op), olivina (Ol), pigeonita (pig) e celadonita (Cel) como principal mineral de alteração.

6.2 – FEIÇÕES ESTRUTURAIS

6.2.1 – Amígdalas e Vesículas

A presença de amígdalas e vesículas é bastante escassa nos basaltos da área investigada, sendo identificadas em alguns afloramentos próximos de Campo Grande (MS). O material de preenchimento corresponde a uma mineralogia secundária aos estágios de cristalização magmática, representando uma única fase ou mais. Consiste de celadonita, serpentina (Figura VI.2), calcita, quartzo, calcedônia, ágata e, tal como identificado na amostra do corpo intrusivo, um submilimétrico cristal de barita.

Ainda assim, sua presença é de fundamental importância por designar os estágios finais de um processo de cristalização magmática por meio do escape de gases para regiões de menor pressão.

6.2.2 – Disjunções Colunares

Foram identificadas disjunções colunares nos afloramentos correspondentes as amostras KS 728, KS 730, KS 734, KS 735, KS 741, KS 743, KS 744 e KS 831 (localização no Anexo 02) sempre prejudicadas pelo fraturamento horizontal/subhorizontal e vertical da rocha, de espaçamento variável, como mostra a Figura VI.3.

A formação das disjunções colunares tem sido atribuída a juntas tensionais formadas pelo esforço de contração aliviados pela diminuição do volume frente ao decréscimo da temperatura, com intervalos aproximadamente regulares ao longo da superfície de resfriamento mais destacada, estendendo-se para o interior do corpo.

Ainda, a taxa de resfriamento seria responsável pela variedade das formas. Aqueles corpos submetidos a um resfriamento lento acumulariam gradualmente a tensão até limite da ruptura, sendo os planos de máxima tensão, na grande maioria das vezes, paralelos às isothermas, e o eixo maior das colunas perpendicular à superfície de

resfriamento, com as colunas assumindo as formas de prismas pentagonais ou hexagonais.



Figura VI.2 – Fotomicrografia da amostra KS 733, mostrando uma vesícula de aproximadamente 1mm de diâmetro, capeada na borda em até 0,3 mm por serpentina, envolta por cristais ripiformes de plagioclásio, prismáticos acastanhados de piroxênio, cristalitos e prismáticos de minerais opacos e mesostase microgranular. Nicóis paralelos.



Figura VI.3 – Mineração ativa em sill localizado no extremo sul de Mato Grosso, ocorrendo disjunções colunares, onde foi coletada a amostra KS 831, conforme mostra o mapa de pontos do Anexo 02.

6.2.3 – Efeitos Termiais

Diferentemente das ocorrências registradas nas rochas básicas intrusivas do Paraná por Petersohn (2006), ou nos derrames e intrusivas em São Paulo por Machado et al. (2007), em MT e MS a identificação de contatos basais dos derrames, e mesmo os laterais nos corpos intrusivos, é bem mais rara.

Nestes contatos, normalmente têm-se o efeito termal sobre as rochas sedimentares encaixantes, tratado atualmente como de grande importância na janela de geração de hidrocarbonetos, maturando o óleo e fazendo-o concentrar quando em contato com rocha potencialmente geradora.

Assim, foi verificado em atividade de campo na região de Goiás, um sill intrudido nas rochas permianas do Membro Assistência da Formação Irati. Nos folhelhos foi verificado em até 100 metros de distância da intrusão, a formação de minerais como serpentina e talco concentrados entre as placas. De fato, a ocorrência destes leva a interpretação da existência de um metamorfismo de contato, chegando próximo de 400°C.

Estudos realizados por Santos et al. (2003) no horizonte potencialmente gerador de hidrocarbonetos da Formação Irati nos estados do Paraná, Goiás e Rio Grande do Sul sugerem temperaturas superiores a 900°C. De acordo com Hyndman (1972), as temperaturas decorrentes do metamorfismo de contato alcançam 100 - 300°C abaixo da temperatura do magma.

Um contato bem visualizado em campo, foi dos basaltos com os arenitos eólicos da Formação Botucatu, na cidade de Campo Grande (MS), onde foi identificada ocorrência de peperitos, como já descrito anteriormente no Capítulo IV.

Neste afloramento, local de coleta da amostra KS 743, os clastos de arenito muito fino misturados ao basalto, sofreram intenso efeito da temperatura, gerando (em ambiente hidratado) minerais como calcita, illita, titanita e lamprobolita que agem como cimento, e ainda minerais intersticiais como diopsídio e albita, este último englobando cristais de quartzo. Embora estes ocorram apenas na forma de traços, e menores que 0,04 mm, são suficientes para supor que a temperatura nos corpos areníticos próximo ao contato deva ter chegado próximo de 600 °C.

6.2.4 – Variações Texturais

O estudo da variação dos tipos de texturas correntes em uma rocha são de fundamental importância em qualquer material rochoso, pois as variações granulométricas entre diversas ou uma mesma fase, a frequência dos minerais em conjunto com suas formas, e ainda as relações texturais entre fases justapostas, lançam em muitas ocasiões luz sobre as condições de formação da rocha, além de seus diversos estágios de diferenciação. Entretanto, nem sempre a história evolutiva de um líquido silicatado, baseado nas relações texturais, se constitui em fator de decifração simples.

Entre os diversos estudos sobre tipos variados de texturas em rochas básicas-intermediárias, destaca-se o trabalho de Rüegg (1969), que afirma que a do tipo ofítica, é caracterizada por piroxênios opticamente contínuos englobando completamente ripas de plagioclásio, em média com tamanho inferior ao piroxênio, enquanto que na textura subofítica o piroxênio englobaria o plagioclásio apenas parcialmente, e as ripas de plagioclásio seriam maiores que o piroxênio.

Ainda, segundo o mesmo autor, apurando Bowen (1928), não apenas a disposição global dos cristais de piroxênio e plagioclásio podem esclarecer sobre a seqüência de cristalização, mas também as relações interfaciais dessas fases, optando pela simultaneidade da sua cristalização ao estudar rochas básicas de feição pegmatítica (gabróide).

Já Nockolds et al. (1978) interpretam nas texturas subofíticas o plagioclásio como de cristalização inicial, sendo englobado por piroxênios tardios, informações também compartilhada por Augustithis (1978).

Já a textura intergranular, bastante comum nos basaltos e diabásios da Formação Serra Geral, segundo Monteiro (1986), reflete a cristalização conjunta entre plagioclásio e piroxênio, formando desta maneira uma rede de cristais ripiformes.

Com base no exposto, as descrições petrográficas a seguir têm a pretensão de abordar a questão textural sob a óptica descritiva, com possíveis correlações com as questões genéticas da rocha. As nomenclaturas das classificações utilizadas seguem também aquelas publicadas em Wernick (1975, 2003), Dorado (1989), Bard (1996) e Best & Christiansen (2001).

Na área investigada existe uma grande variedade de texturas, claramente relacionadas à forma de cristalização do corpo magmático, que depende de fatores como velocidade de resfriamento do magma, temperatura, viscosidade, teor de voláteis, dentre outros. Sendo assim, texturas como intergranular (Figura VI.4), e suas variações subofítica (Figura VI.5) e ofítica são associadas a rochas com resfriamento mais lento, devido à formação proeminente de fases minerais, sendo esta também a mais comum nas rochas investigadas.

Logo, torna-se plausível, a correlação destes tipos de texturas, como originadas nas porções interioranas dos derrames, além de sills e diques espessos.



Figura VI.4 – Fotomicrografia da amostra KS 781 mostrando textura intergranular, com cristais prismáticos de plagioclásio, acastanhados de piroxênio, avermelhados de óxido de ferro (pseudo-hematita) e minerais opacos. Nicóis paralelos.

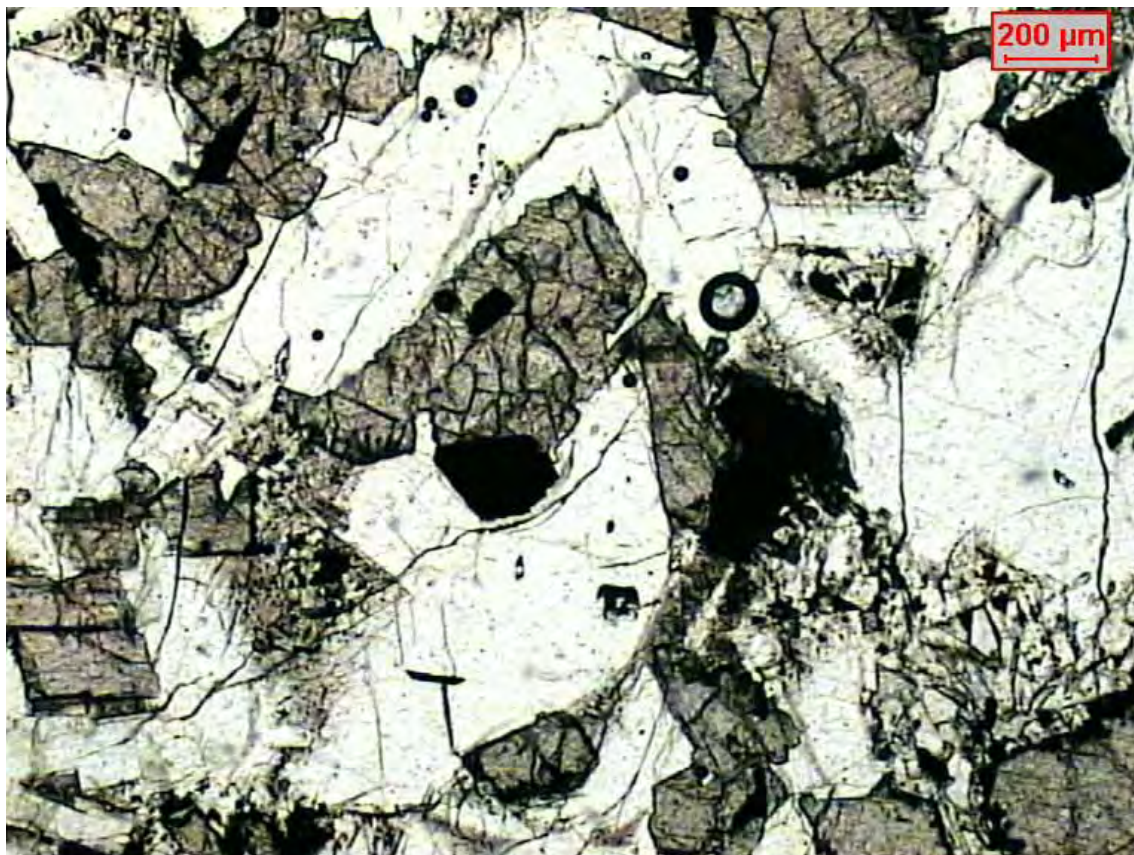


Figura VI.5 – Textura subofítica em fotomicrografia da amostra KS 732, com cristais prismáticos de plagioclásio parcialmente envolvidos por piroxênios acastanhados. Nicóis paralelos.

Ainda, ocorrem também as texturas do tipo intersertal, com cristais de plagioclásio corroídos pela mesostase, associados a rochas com resfriamento mais rápido que aquelas citadas, e de modo anômalo, cabe ressaltar a tendência cumulática de olivina na amostra KS 736 (Figura VI.6), em aproximadamente 10%, entre cristais de plagioclásio e piroxênio.

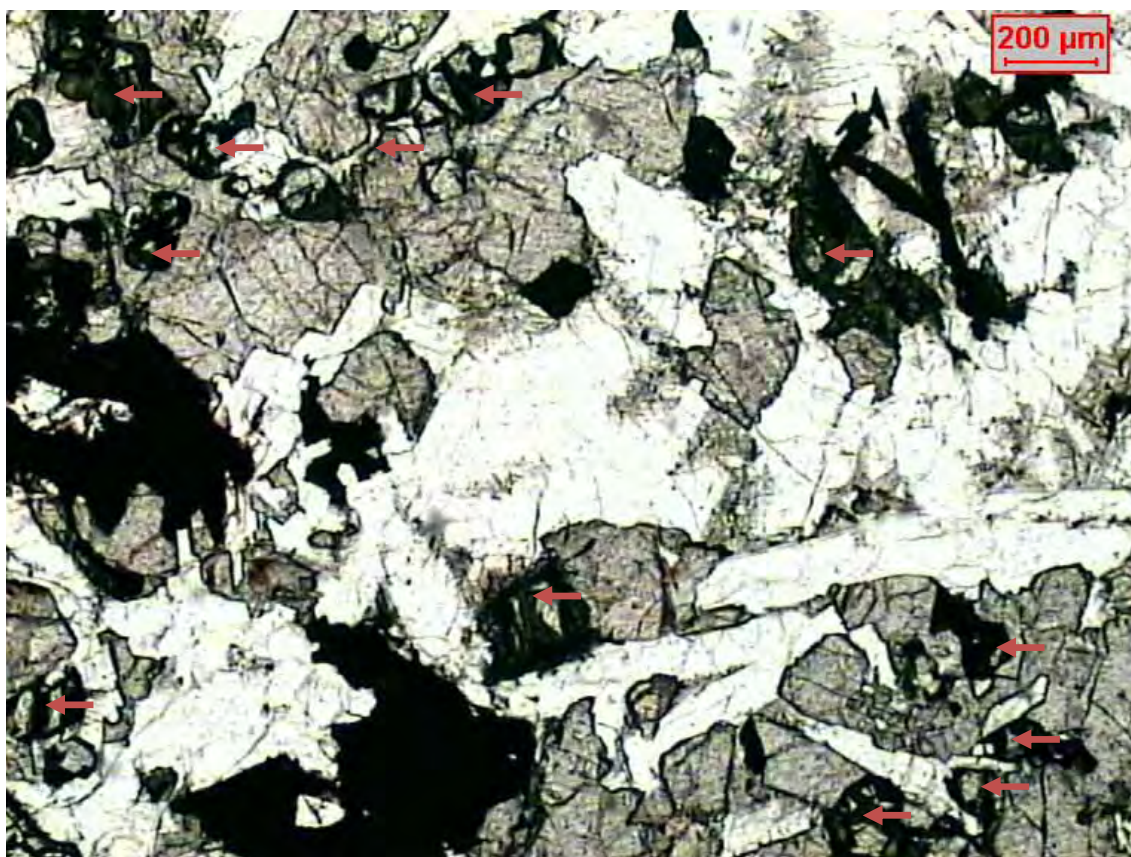


Figura VI.6 – Fotomicrografia da amostra KS 736, com destaque para alguns cristais de olivina (seta vermelha), chegando a 10% do volume da rocha, em basalto formado basicamente por plagioclásio (cristais brancos prismáticos), piroxênios (cristais acastanhados) e minerais opacos. Nicóis paralelos.

De modo isolado, também ocorre a textura granofírica (Figura VI.7), caracterizada por um intercrescimento de feldspato alcalino e quartzo microgranular com formas vermiculares ou dendríticas. De fato, sua ocorrência, por si só, já é indicativa de processos de diferenciação magmática, com separação de líquido residual rico em voláteis formando fases minerais anômalas em um magma básico.

Cabe ressaltar, que a descrição circunstanciada de cada amostra se encontra apresentada no Anexo 03.

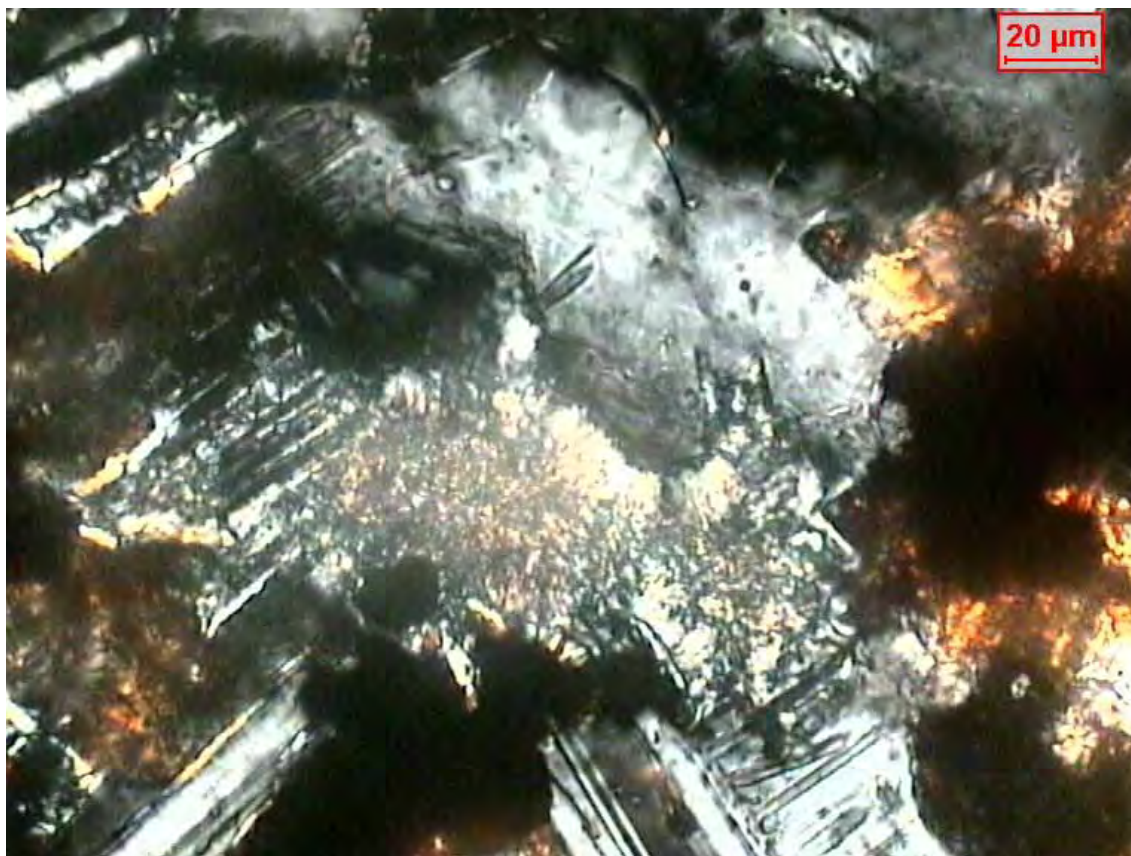


Figura VI.7 – Cristais de quartzo microgranular, centro da imagem, em fotomicrografia da amostra KS 744, configurando a textura granofírica em basalto, envolto por cristais geminados de plagioclásio. Nicós cruzados.

Capítulo VII

ASPECTOS GEOQUÍMICOS DAS ROCHAS INVESTIGADAS

7.1 – ASPECTOS GERAIS

Todas as 36 amostras coletadas nos estados de MS e MT foram analisadas para elementos maiores (SiO_2 , Al_2O_3 , $\text{Fe}_2\text{O}_{3(\text{t})}$, MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5), menores (TiO_2 , P_2O_5), traços (Cr, Ni, Ba, Rb, Sr, La, Ce, Zr, Y e Nb) por fluorescência de raios X. Destas, 15 foram selecionadas para análise por ICP – MS para obtenção dos ETRs (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb e Lu), traços compatíveis (Sc, V, Cr, Co, Ni e Cu), traços incompatíveis (Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Ba,) e ultra-traços incompatíveis (Cs, Hf, Ta, Th e U). Os resultados obtidos são apresentados no Anexo 04.

No tratamento dos dados, as análises químicas foram recalculadas em base anidra, embora o valor do LOI observado sempre inferior a 1,5%.

Sendo assim, as rochas foram classificadas segundo os critérios propostos pela Subcomissão de Sistemática de Rochas Ígneas (Zanettin, 1984 e Le Bas et al., 1986) no diagrama TAS (SiO_2 vs. Álcalis), como mostra a Figura VII.1, sendo que todas as amostras estão localizadas no campo do basalto, com concentrações de sílica variando de 50,04% a 53,34%. As amostras KS 838 ($\text{SiO}_2 = 52,18\%$) e KS 840 ($\text{SiO}_2 = 53,34\%$) são exceções e se encontram deslocadas em direção ao campo do andesito basáltico.

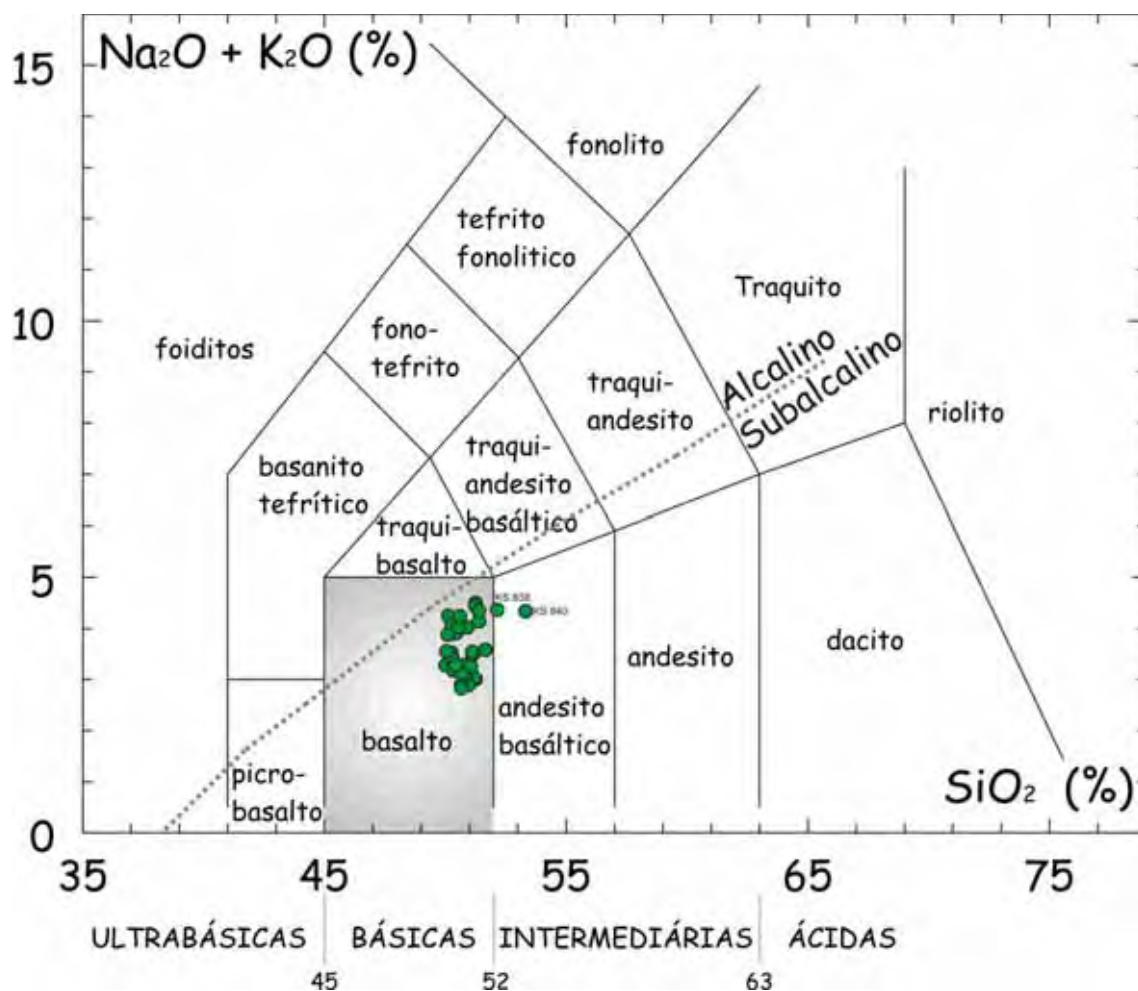


Figura VII.1 – Nomenclatura das rochas estudadas, segundo o diagrama TAS (SiO_2 vs. álcalis) de Zanettin, 1984 e Le Bas et al., 1986. A linha tracejada separa os campos dos alcalinos de subalcalinos (Irvine & Baragar, 1971).

A concentração de álcalis mostra a existência de dois grupos, o primeiro mais enriquecido com 3,90% a 4,54%, representado pelas amostras KS 744, KS 737, KS 738, KS 733, KS 731, KS 833, KS 742, KS 728b, KS 840, KS 837, KS 838, KS 732 e KS 730, e o segundo mais empobrecido com 2,85% a 3,62%, representado pelas amostras KS 831, KS 829, KS 830, KS 739, KS 741, KS 779, KS 841, KS 836, KS 735, KS 740, KS 835, KS 834, KS 734, KS 745, KS 839, KS 781, KS 827, KS 729, KS 736, KS 832 e KS 828. Todas as amostras estão situadas abaixo da linha de Irvine & Baragar (1971), sendo classificadas como subalcalinas.

Por outro lado, o diagrama **R1** vs. **R2** (**R1**= $4Si-11(Na+K)-2(Fe+Ti)$; **R2**= $(6Ca+2Mg+Al)$) de De La Roche et al. (1980), permite discriminar os dois grupos de basalto verificados no diagrama TAS, sendo que o primeiro possui valores de R1(1750 – 2100) maiores do que o segundo (1600 – 1800). Entretanto, em conjunto as amostras indicam um *trend*, o que pode indicar cogenecidade dos basaltos.

Ainda, a natureza subalcalina e toleítica dos basaltos pode ser observada através do diagrama **A** ($Na_2O + K_2O$) - **F** ($Fe_2O_{3(t)}$) - **M** (MgO), onde todas elas estão localizadas acima da linha de Irvine & Baragar (1971) no campo toleítico (Figura VII.3). Tal tendência também é confirmada pela mineralogia modal, com presença de dois piroxênios (augita e pigeonita) e pela presença de quartzo e hiperstênio, conforme mostram os resultados da norma CIPW de todas as amostras apresentados na Tabela VII.1.

Neste mesmo diagrama, observa-se um grupo de amostras mais deslocado para o vértice do MgO que as demais, correspondendo as amostras KS 734, KS 735, KS 739, KS 740, KS 741, KS 779, KS 781, KS 829, KS 830, KS 831, KS 836 e KS 839, cujos locais de coleta estão mostrados no Anexo 02.

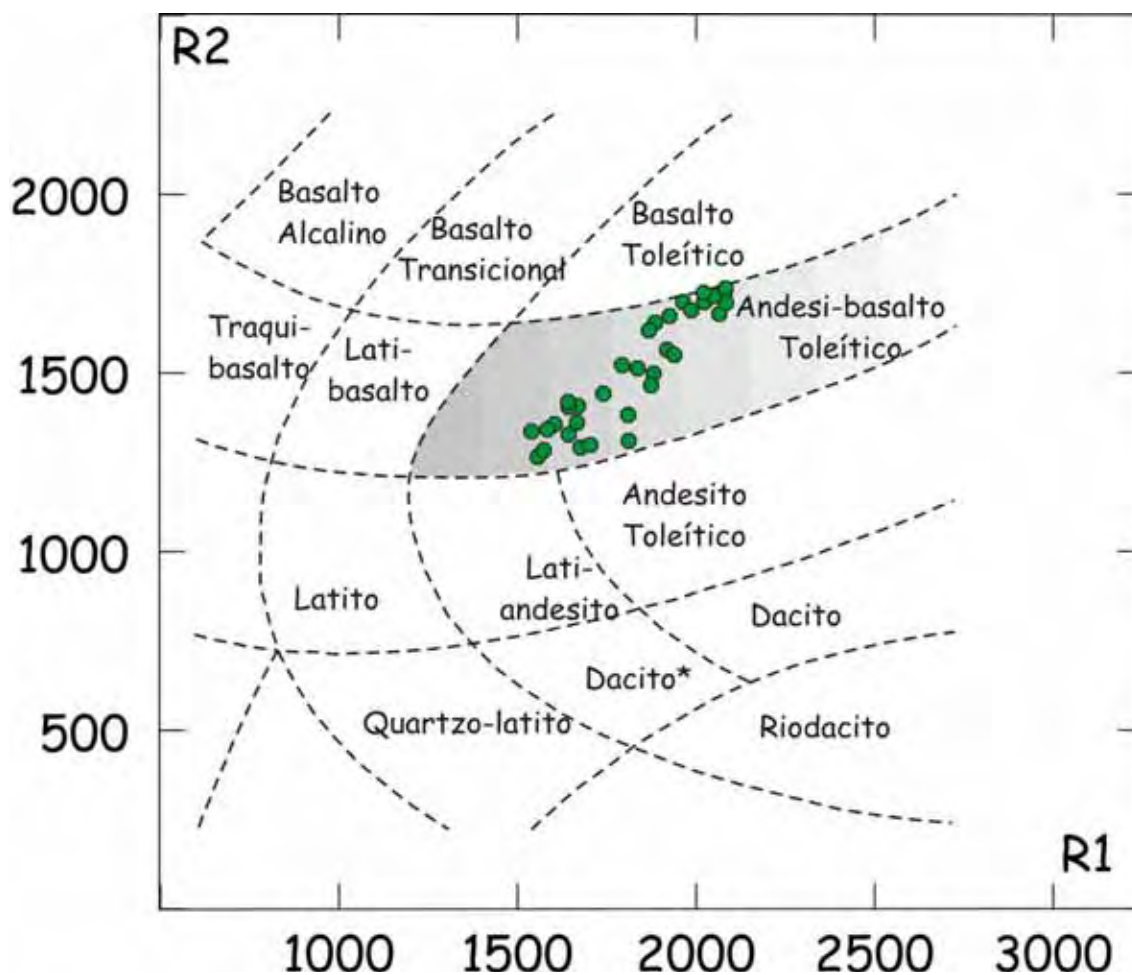


Figura VII.2 – Diagrama de nomenclatura de rochas **R1** - **R2** (**R1**= $4\text{Si} - 11(\text{Na} + \text{K}) - 2(\text{Fe} + \text{Ti})$; **R2**= $(6\text{Ca} + 2\text{Mg} + \text{Al})$), definido por De La Roche et al. (1980), modificado para o campo dos basaltos por Bellieni et al. (1981), com as amostras investigadas. Legenda: R1- $4\text{Si} - 11(\text{Na} + \text{K}) - 2(\text{Fe} + \text{Ti})$; R2- $(6\text{Ca} + 2\text{Mg} + \text{Al})$.

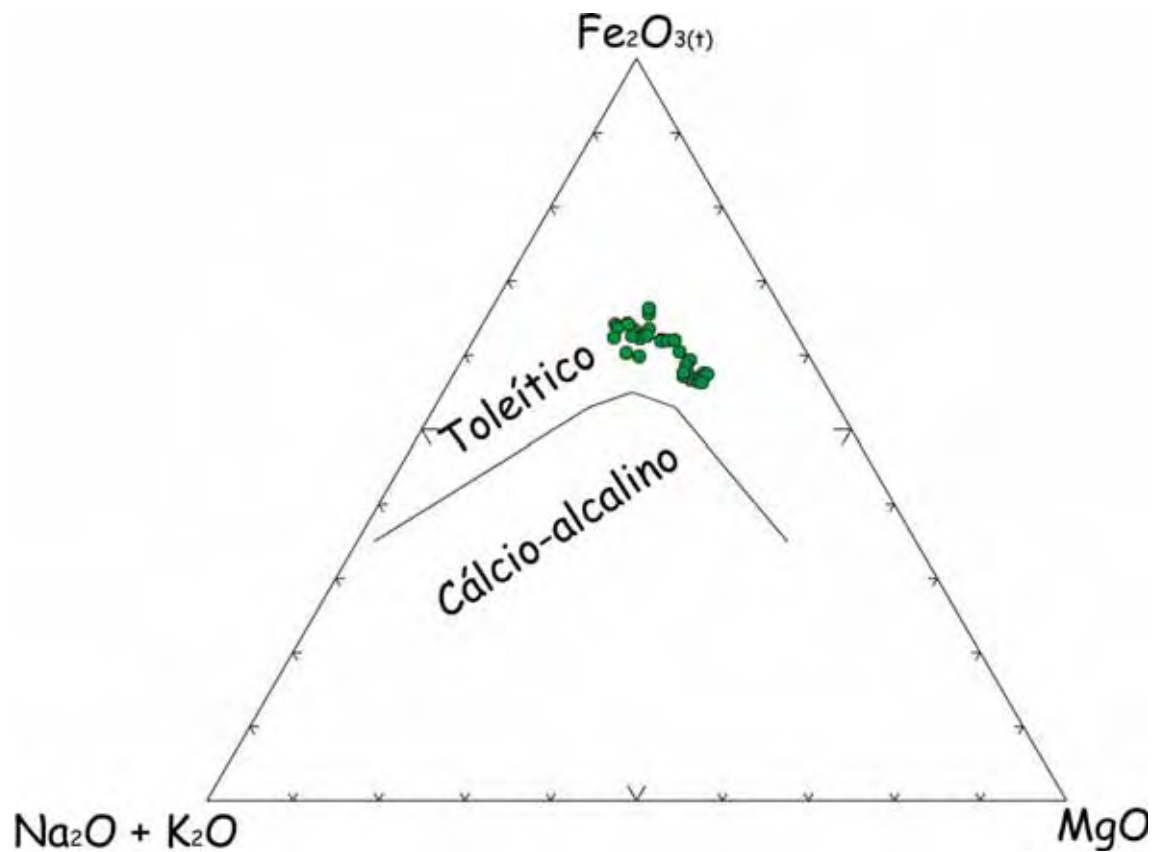


Figura VII.3 – Diagrama **AFM** (**A** ($Na_2O + K_2O$) - **F** ($Fe_2O_{3(t)}$) - **M** (MgO)), mostrando caráter fracamente toleítico dos basaltos estudados (Irvine & Baragar, 1971).

Tabela VII.1 – Norma CIPW das amostras de basalto estudadas. Considerando a razão $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3) = 0,85$.

	KS 729	KS 730	KS 731	KS 732	KS 733	KS 734	KS 735	KS 736	KS 737	KS 738	KS 739	KS 740
quartzo	11,85	12,45	11,35	12,39	12,00	8,72	8,84	10,57	10,87	10,68	10,95	9,75
zircão	0,04	0,05	0,05	0,05	0,05	0,04	0,03	0,04	0,05	0,05	0,02	0,03
ortoclásio	7,04	10,70	9,23	10,46	8,62	5,99	5,59	6,97	8,03	8,36	5,05	5,29
albita	19,62	23,08	21,40	22,94	21,92	19,34	19,02	20,01	21,69	22,22	18,42	19,64
anortita	22,29	16,90	19,31	16,97	20,65	24,61	25,63	22,14	20,67	19,84	24,38	23,78
diopsídio	9,82	4,32	3,63	4,49	4,56	10,04	11,79	8,89	5,51	5,93	15,12	15,69
hiperstenio	7,35	6,56	8,23	6,70	6,87	9,93	9,01	7,81	8,07	7,79	7,21	6,95
olivina	0,15	0,22	0,13	0,15	0,23	0,15	0,11	0,30	0,23	0,15	0,12	0,10
cromita	0,03	0,00	0,02	0,02	0,01	0,04	0,04	0,03	0,01	0,01	0,03	0,02
magnetita	15,07	15,84	15,58	15,61	15,29	13,81	13,07	15,04	15,27	15,14	14,17	14,08
ilmenita	0,42	0,42	0,44	0,44	0,36	0,38	0,40	0,42	0,45	0,43	0,49	0,43
titanita	5,84	8,25	9,71	8,51	8,84	6,53	6,04	7,40	8,64	8,76	3,78	3,96
apatita	0,78	1,62	1,26	1,62	1,00	0,74	0,72	0,85	0,91	0,98	0,50	0,50
	KS 741	KS 742	KS 743	KS 744	KS 745	KS 779	KS 781	KS 827	KS 828	KS 829	KS 830	KS 831
quartzo	9,69	11,22	12,67	10,46	10,59	9,35	8,84	10,83	11,96	10,05	9,42	9,53
zircão	0,03	0,05	0,04	0,05	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,02	0,02
ortoclásio	4,83	9,75	6,18	7,90	5,86	4,98	6,17	6,58	7,38	4,42	4,40	4,29
albita	18,86	22,11	21,76	21,73	19,54	18,98	20,11	19,58	19,66	18,35	18,55	17,97
anortita	25,44	18,23	21,06	17,79	23,20	23,92	23,95	23,40	21,18	25,43	24,80	25,37
diopsídio	15,28	4,22	11,56	6,30	11,58	15,48	9,62	8,35	7,69	14,26	15,36	15,60
hiperstenio	7,99	8,11	5,20	8,18	8,43	8,60	9,86	8,66	6,94	9,04	8,81	8,79
olivina	0,12	0,05	0,30	0,16	0,17	0,15	0,19	0,16	0,21	0,17	0,12	0,20
cromita	0,02	0,01	0,02	0,01	0,03	0,02	0,04	0,02	0,02	0,03	0,04	0,03
magnetita	13,10	15,42	15,21	15,57	15,02	13,91	13,57	15,31	16,45	13,84	14,06	13,91
ilmenita	0,45	0,47	0,49	0,51	0,46	0,47	0,40	0,46	0,45	0,45	0,45	0,73
titanita	3,92	9,22	5,26	8,74	4,80	3,87	6,80	6,04	7,32	3,75	3,74	3,70
apatita	0,50	1,39	0,67	0,95	0,59	0,50	0,79	0,88	1,04	0,48	0,47	0,46

Tabela VII.1 – Norma CIPW das amostras de basalto estudadas. Considerando a razão $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3) = 0,85$.

	KS 832	KS 833	KS 834	KS 835	KS 836	KS 837	KS 838	KS 839	KS 840	KS 841	KS 728b
quartzo	13,55	13,40	11,72	11,50	8,74	11,67	13,56	9,34	14,03	9,88	10,62
zircão	0,04	0,05	0,03	0,03	0,02	0,06	0,06	0,03	0,05	0,03	0,05
ortoclásio	6,98	9,83	5,94	5,50	6,03	10,58	11,08	6,28	10,39	5,66	9,98
albita	20,15	21,20	19,12	19,75	17,93	21,91	21,29	18,96	22,02	18,32	21,82
anortita	19,82	17,89	18,62	22,52	24,15	17,09	19,40	24,24	18,35	24,01	17,53
diopsídio	9,34	4,14	3,76	12,74	16,29	4,21	2,37	11,42	5,97	15,04	4,32
hiperstenio	6,18	7,38	7,52	7,18	8,67	9,30	7,15	8,67	6,86	8,14	8,75
olivina	0,20	0,12	0,10	0,29	0,21	0,11	0,12	0,13	0,10	0,09	0,19
cromita	0,03	0,01	0,02	0,03	0,03	0,01	0,01	0,04	0,02	0,02	0,01
magnetita	17,00	15,70	22,28	15,43	13,81	14,72	14,19	13,47	13,88	14,16	15,98
ilmenita	0,50	0,44	0,55	0,45	0,42	0,46	0,32	0,37	0,45	0,49	0,49
titanita	5,81	8,94	9,89	4,44	3,59	8,64	9,25	6,61	6,87	3,87	9,36
apatita	0,74	1,22	0,67	0,57	0,43	1,55	1,54	0,76	1,31	0,49	1,29

7.2 - ELEMENTOS MAIORES E MENORES

Os dados químicos de elementos maiores e menores das amostras em base anidra foram plotadas em diagramas de variação, tendo o MgO como índice de evolução magmática (Figura VII.4).

De maneira geral, nota-se claramente que com a diminuição de MgO, há um aumento nas concentrações de SiO₂, TiO₂, Fe₂O_{3(t)}, Na₂O, K₂O e P₂O₅, e uma diminuição nas concentrações de Al₂O₃ e CaO. Todos os diagramas formaram *trends* bem definidos.

Os basaltos coletados possuem MgO variando de 3,31% a 6,51%, conforme mostram os dados no Anexo 04, e SiO₂ de 50,04% a 53,34%, sendo que a amostra KS 840 se destaca das demais como a mais diferenciada. Os trends de evolução magmática também são bem definidos para o Al₂O₃ (12,45% a 14,10%), CaO (7,71% a 10,45%) e K₂O (0,72% a 1,87%).

O TiO₂ parece separar dois grupos distintos, um menos enriquecido, 1,68% a 2,05%, com MgO entre 3,31% a 3,72%, compreendendo as amostras KS 739, KS 740, KS 741, KS 779, KS 829, KS 830, KS 831, KS 835, KS 836 e KS 841, e o outro, com concentrações que variam de 3,58% a 4,18% e MgO entre 5,25% a 6,51%, representado pelas amostras KS 728b, KS 730, KS 731, KS 732, KS 733, KS 737, KS 738, KS 742, KS 744, KS 833, KS 837 e KS 838. Algumas amostras apresentam concentrações intermediárias em TiO₂ (2,20% a 3,23%) entre os dois grupos identificados (KS 729, KS 734, KS 735, KS 736, KS 743, KS 745, KS 781, KS 827, KS 828, KS 832 e KS 839).

Já o Fe₂O_{3(t)} apresenta valores que variam de 13,07% a 17,00%, onde foi verificada a concentração de um pequeno grupo de amostras mais empobrecidas neste elemento, sendo: KS 734, KS 735, KS 739, KS 740, KS 741, KS 779, KS 781, KS 829, KS 830, KS 831, KS 836 e KS 841 com valores de 13,07% a 14,17%, e MgO mais enriquecido em relação as demais amostras, equivalendo também ao grupo identificado com TiO₂ intermediário.

Para o Na₂O foram identificados dois grupos de amostras, sendo um mais enriquecido, com 2,51% e 2,73%, e MgO entre 3,31% a 4,58%, representado pelas amostras KS 728b, KS 730, KS 731, KS 732, KS 733, KS 737, KS 738, KS 742, KS

743, KS 744, KS 833, KS 837, KS 838 e KS 840 (enriquecidas em TiO_2). O segundo grupo apresenta concentrações de Na_2O inferiores, variando de 2,12% a 2,38% e MgO superior, de 4,78% a 6,51% equivalendo as amostras KS 729, KS 734, KS 735, KS 736, KS 739, KS 740, KS 741, KS 745, KS 779, KS 781, KS 827, KS 828, KS 829, KS 830, KS 831, KS 832, KS 835, KS 836, KS 839, KS 841, sendo aquelas amostras identificadas com baixas e intermediárias concentrações de TiO_2 .

Por fim o P_2O_5 , nos basaltos investigados varia de 0,18% a 0,68%, onde um pequeno número de amostras se concentra com valores menores que as demais, 0,18% a 0,25%, representado pelas KS 739, KS 740, KS 741, KS 745, KS 779, KS 829, KS 830, KS 831, KS 835, KS 836 e KS 841 (empobrecidas em TiO_2).

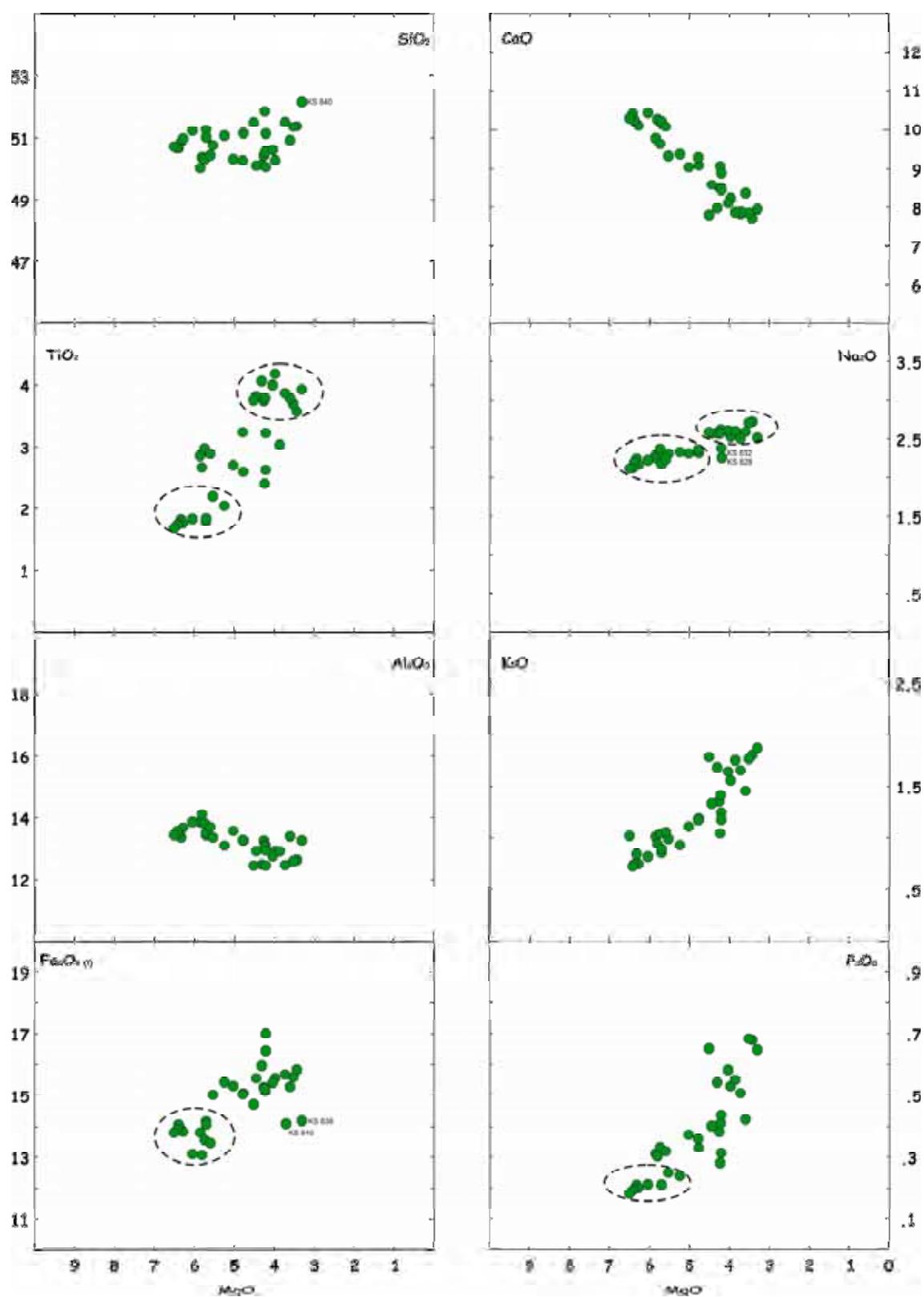


Figura VII.4 - Diagramas de variação de elementos maiores e menores (%) em função do MgO (%peso) dos basaltos investigados. Com identificação de grupos de amostras relacionadas no texto.

7.3 - ELEMENTOS TRAÇOS

Os diagramas de variação de elementos traços (Figura VII.5), empregando o MgO como índice de evolução magmática, mostra que com o aumento na concentração de MgO, há uma diminuição nas concentrações de La, Ba, Ce, Rb, Zr, Y, Nb e Sr. Fica clara também a formação de *trends* de evolução magmática e a separação de pequenos grupos de amostras para o Zr e Sr.

Os basaltos investigados possuem La variando de 8 ppm a 51 ppm, Ba de 234 ppm a 645 ppm, Ce de 25 ppm a 134 ppm, Rb de 13 ppm a 37 ppm, Y de 25 ppm a 48 ppm e Nb de 8 ppm a 30 ppm. A amostra KS 837 foi assinalada no diagrama do Rb por apresentar uma concentração de 42 ppm, anormalmente alta em relação às demais. Essa característica será comentada mais adiante.

O Sr tem maiores intervalos de concentrações nas amostras KS 729, KS 734, KS 735, KS 739, KS 740, KS 741, KS 743, KS 745, KS 779, KS 828, KS 829, KS 830, KS 831, KS 832, KS 835, KS 836 e KS 841, em concentrações inferiores às demais que variam de 246 ppm a 286 ppm e MgO de 4,22% a 6,51%. Outro grupo, mais enriquecido, 396 ppm a 524 ppm, também é observado, ocorre representado pelas amostras KS 728b, KS 730, KS 731, KS 732, KS 733, KS 736, KS 737, KS 738, KS 742, KS 744, KS 781, KS 833, KS 837, KS 838, KS 839 e KS 840, onde o MgO varia de 3,31% a 5,85%. Neste diagrama foi assinalada a amostra KS 827, com 361 ppm de Sr, intermediária entre os dois grupos.

Já no diagrama MgO vs. Zr, algumas amostras apresentam-se menos enriquecidas neste elemento traço, com concentrações variando de 111 ppm a 138 ppm (MgO - 5,71% a 6,51%), correspondendo as amostras KS 739, KS 740, KS 741, KS 779, KS 829, KS 830, KS 831, KS 836 e KS 841. Outro grupo mais enriquecido, 228 ppm a 275 ppm (MgO - 3,44% a 4,52%), também foi identificado, cujas amostras são KS 728b, KS 730, KS 731, KS 732, KS 733, KS 737, KS 738, KS 742, KS 744, KS 833, KS 837 e KS 840. E por fim, um grupo intermediário entre os dois, com Zr variando de 149 ppm a 183 ppm (MgO - 4,22% a 5,85%), representado pelas amostras KS 734, KS 735, KS 743, KS 745, KS 781, KS 827, KS 828, KS 832, KS 835 e KS 839.

Ainda para o Zr, cabe ressaltar as amostras KS 729 e KS 736, com concentração de 210 ppm, intermediárias entre os grupos, e a KS 838 com 316 ppm, anormalmente mais

enriquecida. Cabe ressaltar que as amostras com concentração de TiO_2 menor que 2 %, são também aquelas empobrecidas em Zr e Sr.

Por fim, os estudos realizados para elementos maiores, menores e traços mostraram a existência de dois, ou três tipos de magma. De maneira geral, o TiO_2 e o Sr melhor caracterizam dois grupos: um com TiO_2 menor, entre 1,7% a 2,4% (BTi) e Sr entre 396 ppm a 542 ppm; e o outro com TiO_2 maior, entre 2,6% a 4,2% (ATi) e Sr entre 246 ppm a 286 ppm.

Ainda, o tipo BTi é aquele mais primitivo em MgO, com concentração variando de 4,2% a 6,3%, enquanto o ATi possui uma variação entre 3,4% a 5,8%.

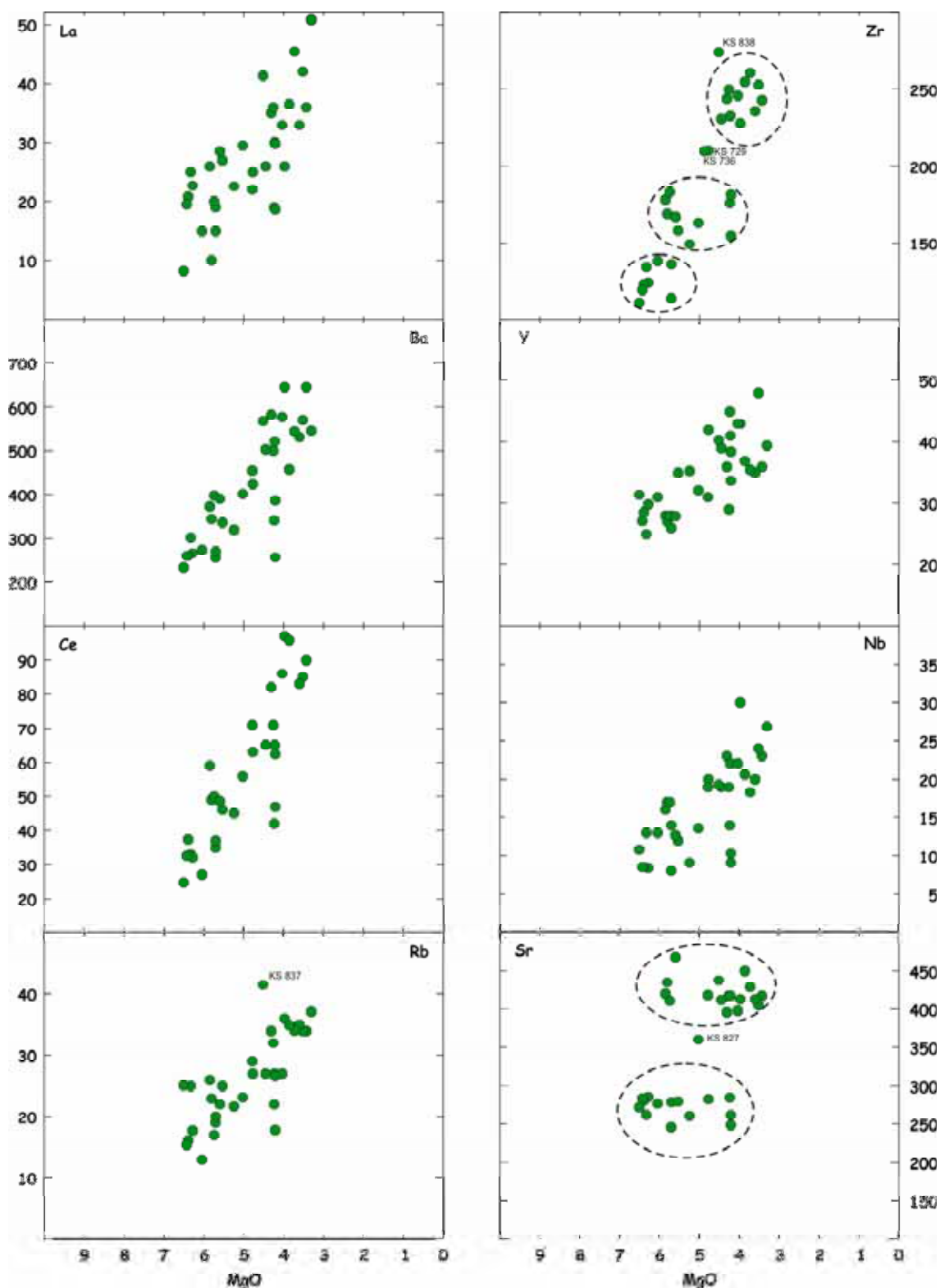


Figura VII.5 - Diagramas de variação de elementos traços (ppm) em função do MgO (%peso) dos basaltos investigados. Com identificação de grupos de amostras relacionadas no texto.

7.4 - ELEMENTOS TERRAS RARAS (ETRS)

Com base nos grupos BTi e ATi definidos, um total de quinze amostras foram selecionadas e encaminhadas para análise de Elementos Terras Raras (ETRs), nas dependências do Laboratório de Geoquímica Analítica do Departamento de Geologia e Recursos Naturais IG - UNICAMP, sendo toda a parte metodológica e padrões geoquímicos apresentados no Capítulo II, e resultados na Tabela VII.2 e Anexo 04.

Essa seleção se baseou também na localização geográfica de cada amostra, baixo LOI (< 1%) e variação em MgO, de forma a poder comparar rochas com o mesmo e diferentes graus de evolução magmática.

As amostras foram então lançadas em diagrama multi elementar, normalizadas em relação do manto primordial de Sun & McDonough (1989) como mostra a Figura VII.6. De maneira geral, os basaltos são caracterizados por apresentarem fracionamento moderado de terras raras leves, com razões de $(La/Yb)_n$ variando de 4,2 a 7,7; $(La/Sm)_n$ de 2,2 a 2,5; e $(Sm/Yb)_n$ de 1,8 a 3,1, além de leves anomalias de Eu (0,94 a 1,08), como mostra a Tabela VII.3.

Tabela VII.2 – Resultados das análises de Elementos Terras Raras (ppm) nos basaltos investigados, normalizados pelo manto primitivo, obtidos no Laboratório de Geoquímica Analítica do Departamento de Geologia e Recursos Naturais IG - UNICAMP.

	KS 730	KS 731	KS 732	KS 733	KS 734	KS 735	KS 738	KS 739	KS 741	KS 742	KS 743	KS 745	KS 779	KS 830	KS 841
La	66,52	34,50	29,40	25,62	54,00	33,04	32,90	58,66	52,84	49,34	46,43	24,60	24,89	24,02	25,04
Ce	56,79	30,37	26,08	21,86	46,70	28,11	28,34	50,31	45,01	40,79	39,77	21,01	21,13	20,23	21,13
Pr	45,40	24,67	21,23	17,07	36,99	22,14	22,07	41,67	37,32	34,78	33,33	17,39	17,39	16,67	17,39
Nd	39,59	22,38	19,05	14,92	32,42	19,42	19,35	36,63	32,35	30,28	28,58	15,07	15,21	14,77	15,21
Sm	26,82	15,74	13,65	10,65	21,82	13,92	14,08	23,83	20,81	20,23	18,92	10,61	10,83	10,50	10,81
Eu	21,90	14,05	12,38	9,46	18,39	11,61	11,67	19,29	17,44	17,50	16,37	9,11	9,11	9,11	9,29
Gd	18,54	11,11	9,63	8,47	15,00	10,86	10,89	17,18	15,29	14,90	13,99	8,64	8,78	8,61	8,81
Tb	15,37	9,17	7,96	7,59	12,41	9,72	9,81	14,26	12,59	12,59	11,76	7,87	7,96	7,87	7,96
Dy	13,61	8,15	7,11	7,35	11,07	9,31	9,42	11,95	10,62	10,57	9,86	7,27	7,26	7,11	7,25
Ho	11,40	6,89	6,04	6,65	9,39	8,48	8,54	10,18	9,02	9,09	8,48	6,59	6,71	6,46	6,59
Er	10,63	6,35	5,48	6,69	8,79	8,31	8,29	9,46	8,60	8,54	8,04	6,67	6,56	6,38	6,58
Tm	9,46	5,68	4,86	6,08	7,70	7,70	7,84	8,24	7,43	7,57	6,89	5,95	6,08	5,95	6,08
Yb	8,64	5,09	4,44	5,80	7,16	7,51	7,40	7,87	6,96	7,00	6,55	5,92	5,82	5,76	5,88
Lu	8,51	5,00	4,19	5,81	7,03	7,43	7,70	7,57	6,76	6,76	6,22	5,81	5,81	5,54	5,81

No geral, fica claro também que o diagrama da Figura VII.6 que as amostras BTi possuem um menor enriquecimento em ETRs leves (média da razão $(La/Yb)_n = 5,6 \pm 1,7$) que aquelas ATi (média da razão $(La/Yb)_n = 6,1 \pm 1,5$). Além disso, as amostras ATi mostram-se mais enriquecidas em terras raras intermediárias em relação as pesadas ($(Sm/Yb)_n = 2,6 \pm 0,6$) que aquelas BTi ($(Sm/Yb)_n = 2,3 \pm 0,6$). Todas as amostras BTi tem anomalia positiva de Eu, enquanto nas ATi é levemente positiva ou negativa.

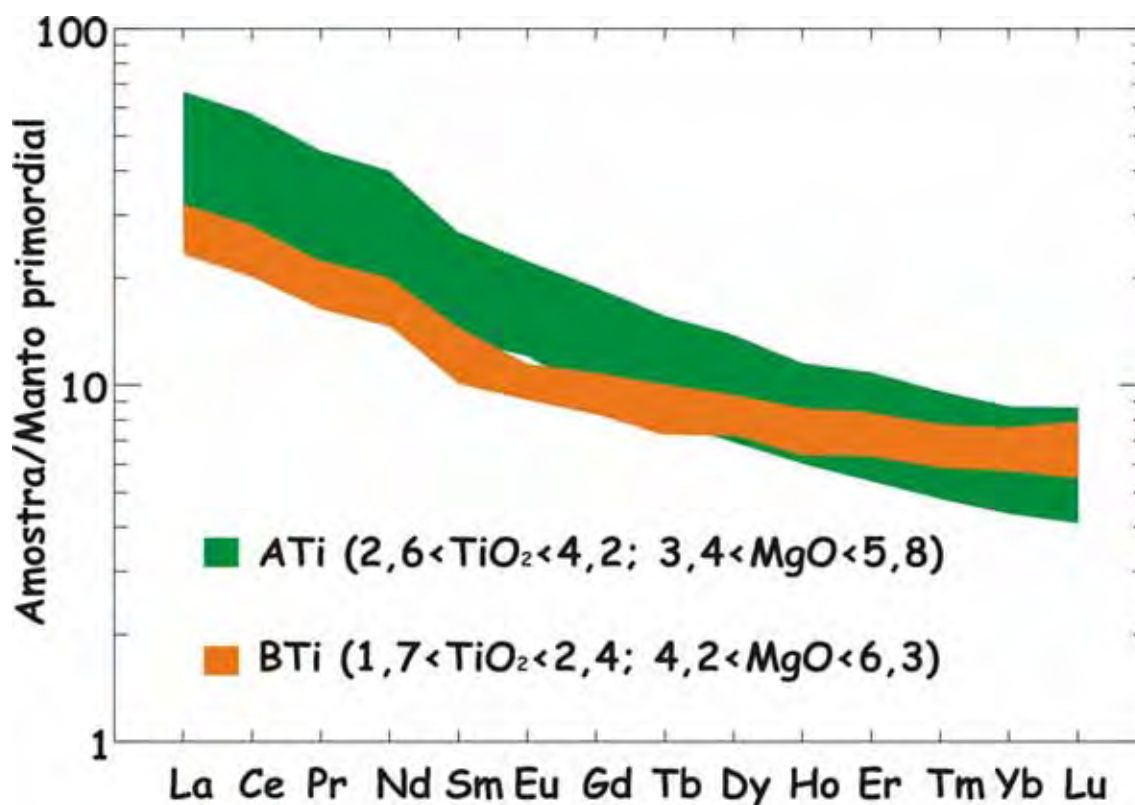


Figura VII.6 – Diagrama de distribuição dos elementos terras raras mostrando o intervalo de variação das concentrações dos grupos ATi e BTi. Valores normalizados em relação ao manto primordial de Sun & McDonough (1989).

Tabela VII.3 – Razões entre elementos terras raras, normalizados em relação ao manto primordial de Sun & McDonough (1989).

Amostra	Tipo	SiO ₂ (%)	MgO(%)	Sr(ppm)	(La/Yb) _n	(La/Sm) _n	(Sm/Yb) _n	(Eu/Eu)*
KS 730	ATi	51,44	3,44	417	7,70	2,48	3,10	1,04
KS 731	ATi	50,30	3,98	413	6,78	2,19	3,09	0,96
KS 732	ATi	51,15	3,51	405	6,62	2,15	3,07	0,94
KS 733	ATi	50,70	3,59	413	4,42	2,40	1,84	1,01
KS 734	ATi	49,91	5,84	420	7,54	2,47	3,05	1,00
KS 735	ATi	50,19	5,79	435	4,40	2,37	1,85	1,07
KS 738	ATi	50,45	4,22	417	4,44	2,34	1,90	1,07
KS 739	BTi	51,10	5,69	246	7,45	2,46	3,03	1,06
KS 741	BTi	50,80	6,00	277	7,59	2,54	2,99	1,03
KS 742	ATi	50,37	4,02	398	7,05	2,44	2,89	1,00
KS 743	BTi	51,62	4,22	285	7,09	2,45	2,89	1,01
KS 745	BTi	50,79	5,54	280	4,15	2,32	1,79	1,06
KS 779	BTi	50,79	6,32	262	4,28	2,30	1,86	1,08
KS 830	BTi	49,98	6,31	281	4,17	2,29	1,82	1,05
KS 841	BTi	49,91	5,95	276	4,26	2,32	1,84	1,06

Legenda: ATi – 2,6<TiO₂<4,2%; BTi – 1,7%<TiO₂<2,4%

7.5 – RAZÕES DE ELEMENTOS INCOMPATÍVEIS

Considerando-se os padrões de abundância dos elementos incompatíveis dos basaltos estudados normalizados em relação ao manto primordial (Sun & McDonough, 1989), fica clara a semelhança entre aqueles ATi e BTi, conforme demonstrado na Figura VII.7.

Na mesma figura, o basalto ATi apresenta maior enriquecimento em todos os elementos quando comparadas aquelas BTi, com as seguintes razões médias: Rb/Rb*(49), Ba/Ba*(67), Th/Th*(41), U/U*(37), K/K*(48), Ta/Ta*(42), Nb/Nb*(29), La/La*(49), Ce/Ce*(42), Sr/Sr*(22), Nd/Nd*(29), P/P*(23), Hf/Hf*(27), Zr/Zr*(28), Sm/Sm*(20), Eu/Eu*(17), Ti/Ti*(26), Tb/Tb* (12), Y/Y* (8) e Yb/Yb*(7).

Os BTi apresentam as razões médias: Rb/Rb*(29), Ba/Ba*(36), Th/Th* (24), U/U*(21), K/K*(26), Ta/Ta*(23), Nb/Nb*(13), La/La*(24), Ce/Ce*(20), Sr/Sr*(11), Nd/Nd*(14), P/P*(9), Hf/Hf*(15), Zr/Zr*(16), Sm/Sm*(10), Eu/Eu*(9), Ti/Ti*(13), Tb/Tb* (7), Y/Y* (6) e Yb/Yb*(6).

As amostras investigadas não apresentam evidências de contaminação crustal na razão Rb/Ba, onde todas elas possuem valor abaixo de 1,0, variando de 0,66 - 0,76 para ATi e 0,73 - 0,82 para BTi. A exceção fica por conta da amostras KS 841, BTi, com Rb/Ba = 1,0, o que pode indicar uma maior proximidade com algum processo de contaminação crustal. Já a amostra KS 837, mais enriquecida em Rb (42 ppm) que as demais, apresentou uma razão Rb/Ba (0,07) baixa.

Por fim, a Figura VII.8 apresenta graficamente o enriquecimento das rochas ATi em relação às BTi para os elementos incompatíveis dos basaltos investigados (Sun & McDonough, 1989). Os valores estão acima de 1,0 para Rb (1,7), Ba (1,9), Th (1,7), U (1,8), K (1,9), Ta (1,8), Nb (2,3), La (2,1), Ce (2,1), Sr (2,0), Nd (2,1), P (2,5), Hf (1,7), Zr (2,0), Sm (2,0), Eu (2,0), Ti (2,1), Tb (1,6), Y (1,4) e Yb (1,2).

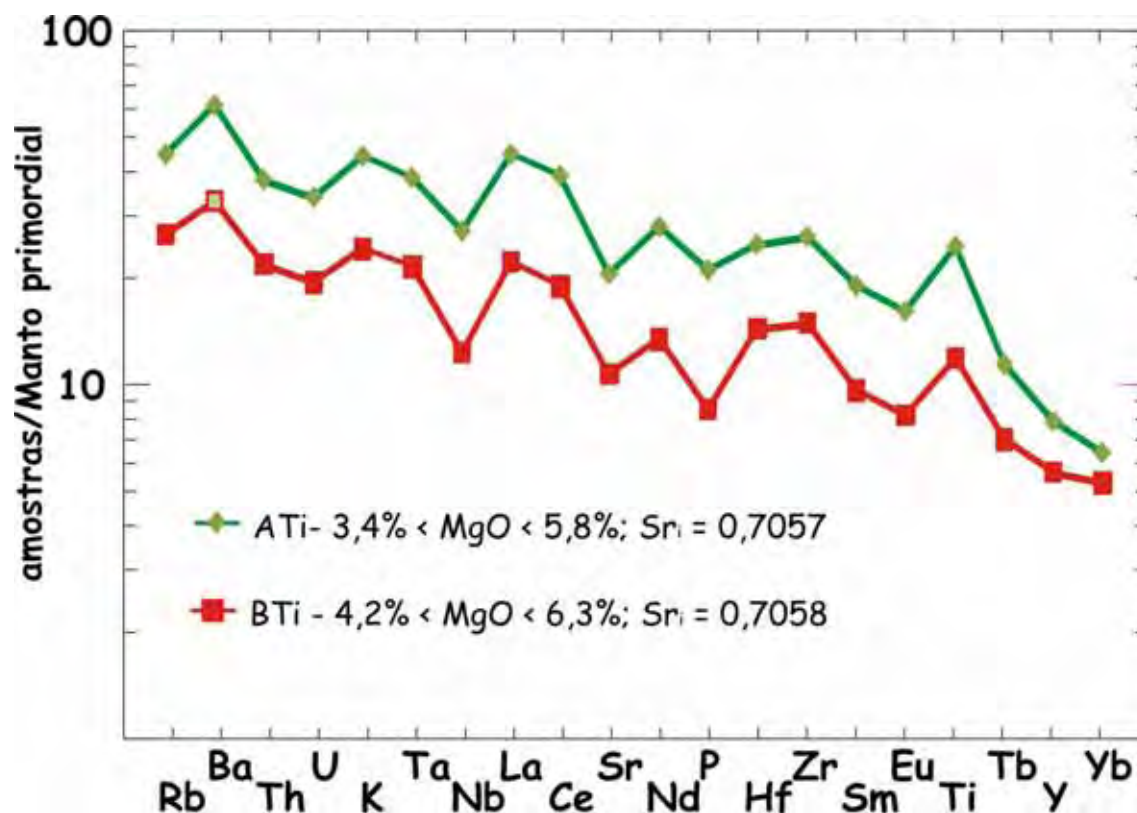


Figura VII.7 – Diagrama de elementos incompatíveis normalizados em relação ao manto primordial (Sun & McDonough, 1989). As razões plotadas no diagrama representam a média calculada para diferentes amostras de basalto ATi e BTi estudadas.

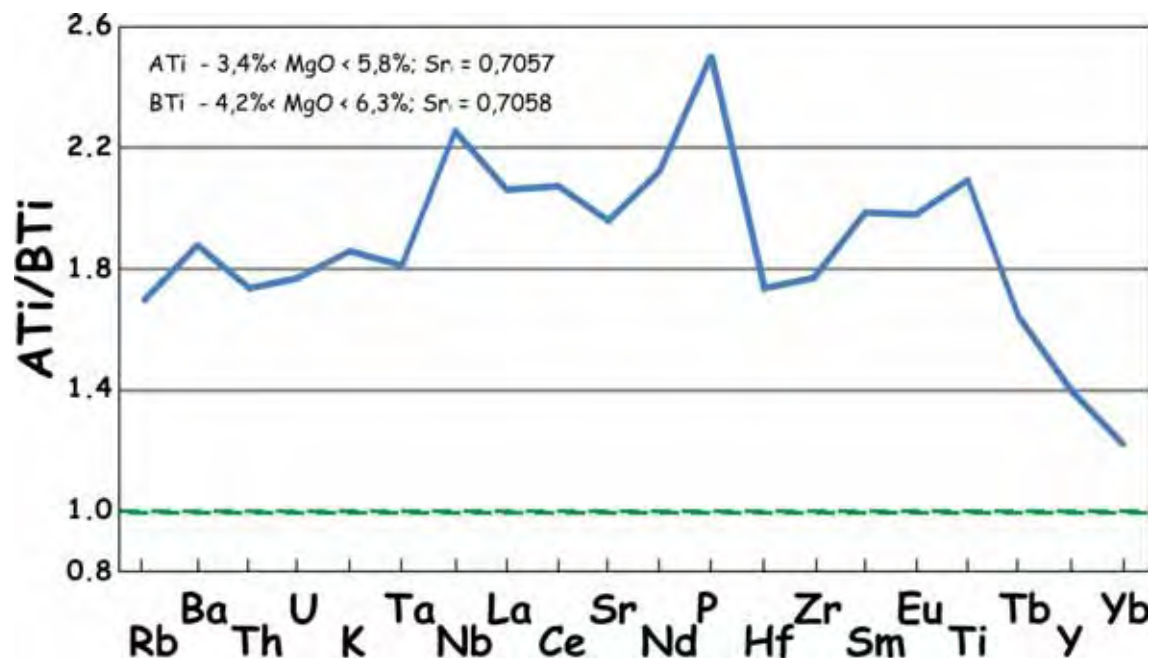


Figura VII.8 – Média das razões ATi/BTi, para os elementos incompatíveis, dos basaltos investigados.

7.6 – CARACTERIZAÇÃO E COMPARAÇÕES COM OS MAGMAS-TIPO DA PROVÍNCIA MAGMÁTICA DO PARANÁ

Para a classificação dos diferentes tipos de magmas, seguindo Peate et al. (1992), conforme descritos no Capítulo V, as amostras foram investigadas em diagramas discriminatórios para os tipos de magmas dos derrames basálticos da Província Magmática do Paraná (PMP).

Algumas amostras que apresentaram comportamento anômalo nas diferentes concentrações geoquímicas para os elementos maiores, menores e traços, e justificadas pela mineralogia, foram retiradas, sendo elas: KS 827 e KS 737 (ambas com 4% de minerais de alteração na forma de celadonita e óxido de ferro secundário); KS 839 (4% de celadonita); KS 840 (presença de mesóstase micrográfica em 1%, o que a caracteriza como diferenciada petrograficamente); KS 838 e KS 732 (ambas com presença de 1% de calcita em amígdalas).

A subtração destas amostras permitiu a determinação dos magmas-tipos ocorrentes na área de estudo levando em consideração somente aquelas que apresentam a mineralogia original no momento de consolidação da lava, e por consequência um resultado muito mais fidedigno.

Na área investigada ocorrem os grupos ATi e BTi, sendo o primeiro representado pelo magma Pitanga e o segundo pelo Ribeira (Tabela VII.4 e Figura VII.9). O magma Pitanga apresenta-se mais enriquecido em TiO_2 (2,67% - 4,18%), P_2O_5 (0,30% - 0,68%), Sr (396ppm - 437 ppm), Ba (344 ppm - 645 ppm), Zr (169 ppm - 175 ppm), e empobrecido em SiO_2 (50,04% - 51,52%) e Fe_2O_{3t} (13,07% - 15,98%) em relação as mostras Ribeira. Da mesma forma, as razões entre os elementos traços também são maiores Ti/Y (544 - 677), Zr/Y (5 - 7), Ti/Zr (554 - 677), Sr/Y (9 - 16) e Ba/Y (13 - 18).

Já o Ribeira por sua vez, apresenta as seguintes variações nas concentrações: SiO_2 (50,67% - 51,87%); TiO_2 (1,68% - 2,63%); Fe_2O_{3t} (13,10% - 17,00%); P_2O_5 (0,18% - 0,33%); Sr (246 ppm - 286 ppm); Ba (344 ppm - 645 ppm); Zr (169 ppm - 175 ppm), e razões entre traços: Ti/Y (320 - 414), Zr/Y (4 - 5), Ti/Zr (320 - 414), Sr/Y (6 - 10) e Ba/Y (7 - 10).

Cabe ressaltar que, conforme já descrito anteriormente, as amostras BTi, agora Ribeira, são também mais primitivas em MgO, com concentrações que variam de 4,22% a 6,51%, em comparação aquelas do tipo Pitanga, com 3,44% a 5,85%.

Tabela VII.4 – Assinaturas geoquímicas dos magmas basálticos Ribeira e Pitanga da PMP nos estados de MT e MS.

	Pitanga - ATi		Ribeira - BTi	
	Mínimo	Máximo	Mínimo	Máximo
SiO ₂ (%)	50,04	51,52	50,67	51,87
TiO ₂ (%)	2,67	4,18	1,68	2,63
Fe ₂ O _{3t} (%)	13,07	15,98	13,10	17,00
MgO (%)	3,44	5,85	4,22	6,51
P ₂ O ₅ (%)	0,30	0,68	0,18	0,33
Zr (ppm)	169	275	111	210
Sr (ppm)	396	438	246	286
Ba (ppm)	344	645	234	424
Ti/Y	554	677	320	414
Zr/Y	5	7	4	5
Ti/Zr	554	677	320	414
Sr/Y	9	16	6	10
Ba/Y	13	18	7	10

Embora não tenha sido constatada a presença maior que 1% de minerais de alteração, as amostras KS 828 e KS 779 comportam-se como indefinidas entre os dois tipos de magma, por isso foram assinaladas nos diferentes digramas da Figura VII.9. De fato, estas características podem estar atreladas a diferenças nas fases minerais primárias presentes em termos de volume e composição.

Além disso, a diferença entre esses magmas é notada pelos padrões de abundância dos elementos incompatíveis (Figura VII.7), normalizados em relação ao manto primordial (Sun & McDonough, 1989), onde o magma-tipo Pitanga (ATi) é mais enriquecido nestes elementos que o Ribeira (BTi) como mostram as Figuras VII.7 e VII.8.

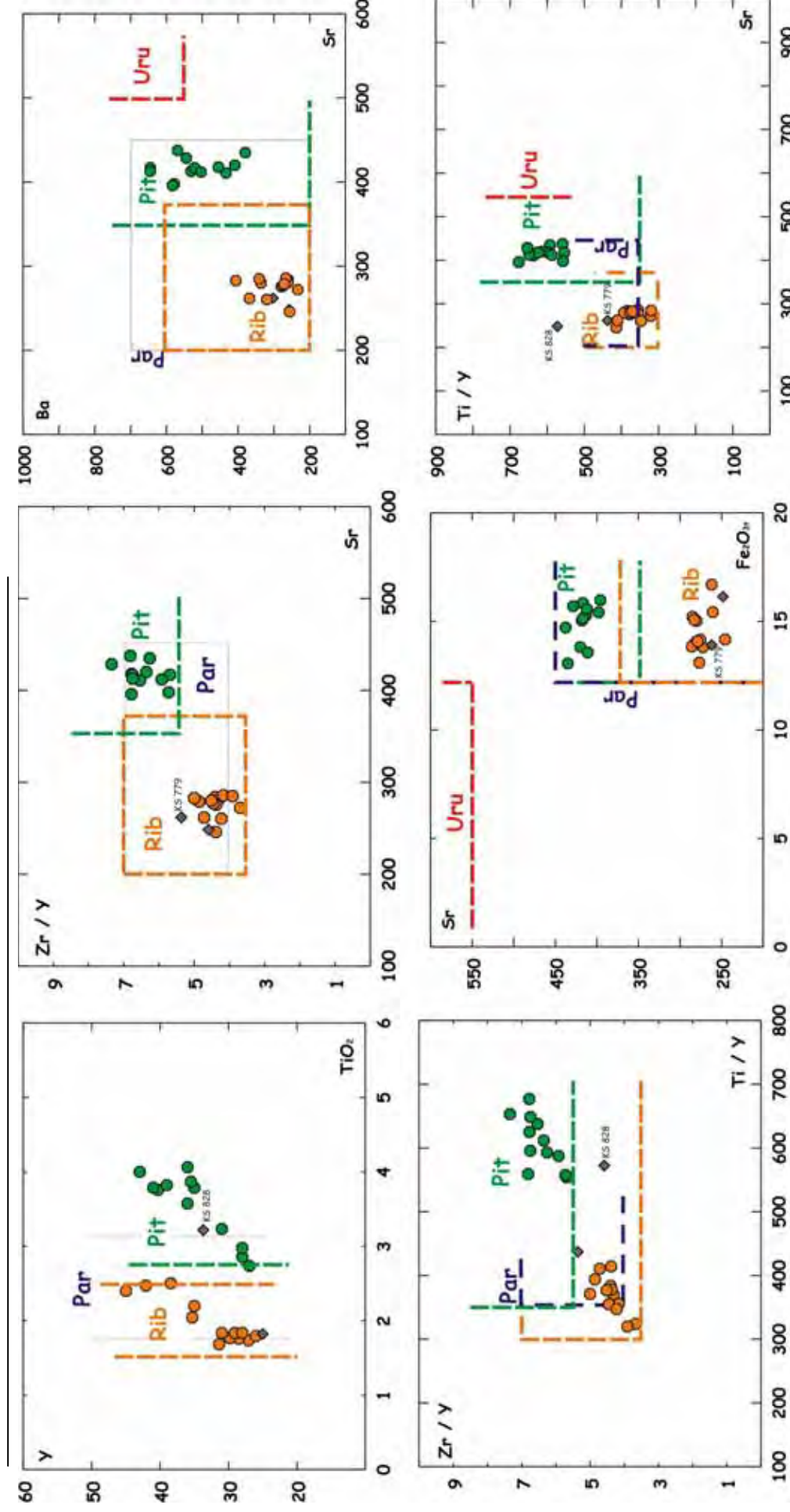


Figura VII.9 – Comportamento das amostras investigadas nos diagramas discriminatórios dos tipos de magmas dos derrames basálticos da Província Magmática do Paraná segundo Peate et al. (1992). Legenda: Pit – Pitanga; Par – Paranapanema; Rib – Ribeira; Uru – Urubici; amostras em losango – Indefinidas. Elementos traços em ppm e TiO₂ e Fe₂O_{3(t)} em %.

Cabe ressaltar que as amostras do tipo Pitanga (ATi) também apresentam maiores razões de $(La/Yb)_n$ e $(Sm/Yb)_n$, variando de 4,4 a 7,7 e 1,8 a 3,1 respectivamente, quando comparado aquelas Ribeira (BTi), com 4,2 a 7,6 de $(La/Yb)_n$ e 1,8 a 3,0 de $(Sm/Yb)_n$, conforme mostra o diagrama da Figura VII.6.

Com isso, tornou-se possível classificar as amostras KS 729, KS 739, KS 740, KS 741, 7 KS 743, KS 745, KS 829, KS 830, KS 831, KS 832, KS 835, KS 836 e KS 841 com pertencentes ao magma-tipo Ribeira (BTi), enquanto as KS 730, KS 731, KS 733, KS 734, KS 735, KS 736, KS 738, KS 742, KS 744, KS 781, KS 833, KS 837 e KS 728b como Pitanga (ATi), cujos locais de coleta estão discriminados no Anexo 02.

O magma Ribeira ocorre no extremo leste da PMP em Mato Grosso do Sul próximo a capital Campo Grande, além de um sill, único aflorante, no extremo sul de Mato Grosso (Anexo 02). Já as rochas Pitanga ocorrem amplamente na área investigada, tanto como intrusivas nos sedimentos paleozóicos da Bacia do Paraná, já próximo ao contato com as rochas metamórficas pré-cambrianas da Faixa Brasília em Bonito (MS), como derrames ao sul, sudeste, oeste e noroeste da capital Campo Grande nas regiões de Naviraí, Ponta Porã, Paraíso e Cassilândia. De maneira geral as rochas Pitanga ocorrem a leste e sul daquelas Ribeira.

Capítulo VIII

QUÍMICA MINERAL

São apresentados neste capítulo os dados referentes aos estudos de química mineral dos basaltos investigados, principalmente no que concerne a química mineral de sete amostras selecionadas pela petrografia (Capítulo VI), pelas assinaturas químicas quanto aos diferentes tipos de magmas (Capítulo VII), situação geológica (intrusiva ou derrame – Capítulo V) e fase cristalina presente.

A quantificação da composição química das principais fases minerais foi feita por meio de Microsonda Eletrônica, conforme descrito no Capítulo II. Os dados obtidos estão no Anexo 05.

As amostras analisadas foram: KS 732, KS 734, KS 735, KS 736 e KS 742 para o magma-tipo Pitanga, e KS 743 e KS 745 para o magma-tipo Ribeira, conforme mostra a Tabela VIII.1. As amostras KS 734 e KS 735 são intrusivas, enquanto todas as demais, efusivas. Estas características (situação geológica e magmas com assinaturas geoquímicas distintas) sugerem minerais formados possivelmente em diferentes graus de evolução magmática.

A paragenese mineral dos basaltos e diabásios investigados é constituída por plagioclásio, piroxênios (augita e pigeonita) e minerais opacos (magnetita, ilmenita e sulfetos). A mesóstase ocorre na forma microgranular, sendo mais raramente micrográfica (textura granofírica). Em quantidades subordinadas é comum a presença de olivina (freqüentemente como pseudomorfos) e apatita.

Também foram identificados minerais secundários, tais como celadonita (bastante freqüente), além de quartzo, óxido de ferro (goetita), carbonato, clorita, epidoto, titanita, anfibólio e biotita.

Cabe ressaltar que a mineralogia modal observada nos basaltos da área investigada não é constante, especialmente quanto à variação na concentração de olivina e minerais opacos em amostras localizadas.

Tabela VIII.1 – Amostras selecionadas para análise química dos minerais, considerando o magma-tipo, situação geológica e estimativa da frequência mineralógica. Todas as amostras apresentam estrutura maciça.

Amostra selecionada	Magma-tipo	Situação geológica	Freq. mineral (estimativa).	Minerais analisados
KS 732	Pitanga	Derrame	40% plag; 40% aug; 7% op; 2% cel; 11% mes.	aug;mag;plag
KS 734	Pitanga	Intrusiva	50% plag; 28% aug; 2% pig; 15% op; 4% cel; 1% ol.	plag;aug
KS 735	Pitanga	Intrusiva	50% plag; 39% aug; 1% pig; 5% op; 1% ol.	plag
KS 736	Pitanga	Derrame	50% plag; 34% aug; 1% pig; 3% op; 2% cel; 10% ol.	aug;pig;ilm;ol
KS 742	Pitanga	Derrame	50% plag; 34% aug; 1% pig; 11% op; 4% ol.	ilm;aug;plag
KS 743	Ribeira	Derrame	50% plag; 44% aug; 1% pig; 4% op; 1% ol.	mag;aug;plag
KS 745	Ribeira	Derrame	50% plag; 25% aug; 5% pig; 2% op; 5% cel; 13% mes.	mag;aug;pig;plag

Legenda: plag – plagioclásio; aug – augita; pig – pigeonita; mag – magnetita; ilm – ilmenita; op – minerais opacos (mag e/ou ilm); ol – olivina; mes – mesóstase; cel – celadonita;

8.1 – PLAGIOCLÁSIO

Os cristais de plagioclásio possuem hábitos ripiformes e prismáticos (Figura VIII.1), por vezes alongados, com dimensões que variam de microcristais até 1 mm de comprimento, conforme mostram as descrições do Anexo 03.

As estimativas da frequência mineralógica dos cristais de plagioclásio nos basaltos investigados indicaram um volume variando de 40% a 55%, com média de 44%, e desvio padrão próximo de 6% indicando pequena diferença significativa deste mineral entre as diferentes áreas de coletas de amostras.

A relação de contato com cristais de piroxênio e opacos se faz de modo reto ou irregular, configurando, dependendo do grau do contato, as texturas do tipo intergranular, subofítica e ofítica. Também são comuns as geminações do tipo albita, e menos freqüente Carlsbad, como mostra a Figura VIII.2.

Em muitos casos, os cristais mostram-se com o aspecto alterado, tornando difícil o reconhecimento de suas maclas, possivelmente devido aos efeitos da circulação de fluídos residuais (estágios submagmáticos ou alteração hidrotermal pós-cristalização). A alteração dos cristais de plagioclásio ocorre nas bordas do mineral e planos de fratura gerando anéis de argila (celadonita e/ou caulinita), ou ainda alterações superficiais nas formas de pequenas manchas sobre o cristal.



Figura VIII.1 – Fotomicrografia de basalto com granulação chegando a fina, amostra KS732, mostrando cristais ripiformes e outros prismáticos de plagioclásio, em contato com piroxênios prismáticos acastanhados, minerais opacos e mesóstase microgranular. Nicóis paralelos.

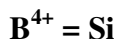
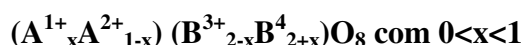


Figura VIII.2 – Fotomicrografia de basalto de granulação média, amostra KS732, com cristais geminados de plagioclásio (albita e Carlsbad), em contato com piroxênio de birrefringência moderada e minerais opacos. Nicóis cruzados.

8.1.1 – Composição Química

O estudo das variações composicionais e evolução dos plagioclásios é feito com base na relação entre albita (Ab) – anortita (An) – ortoclásio (Or).

No cálculo da fórmula estrutural foi utilizada a proposta de Deer et al. (1997), que emprega 8 átomos de oxigênio, descrita da seguinte forma:



Os resultados obtidos mostram que o plagioclásio apresenta composição no intervalo labradorita a andesina (An42-67 - Figura VIII.3), chegando a An1 na amostra KS 736, tratando-se neste caso de um cristal de feldspato em mesóstase granofírica de cristalização mais tardia (submagmático).

Os núcleos apresentam composição mais cálcica, dispondo-se no campo da labradorita com An variando entre 53% a 67%. Os minerais de cristalização tardia, ou bordas e zonas intermediárias de fenocristais são mais sódicas com An variando de 42% a 53% no campo da andesina, conforme mostra diagrama da Figura VIII.4.

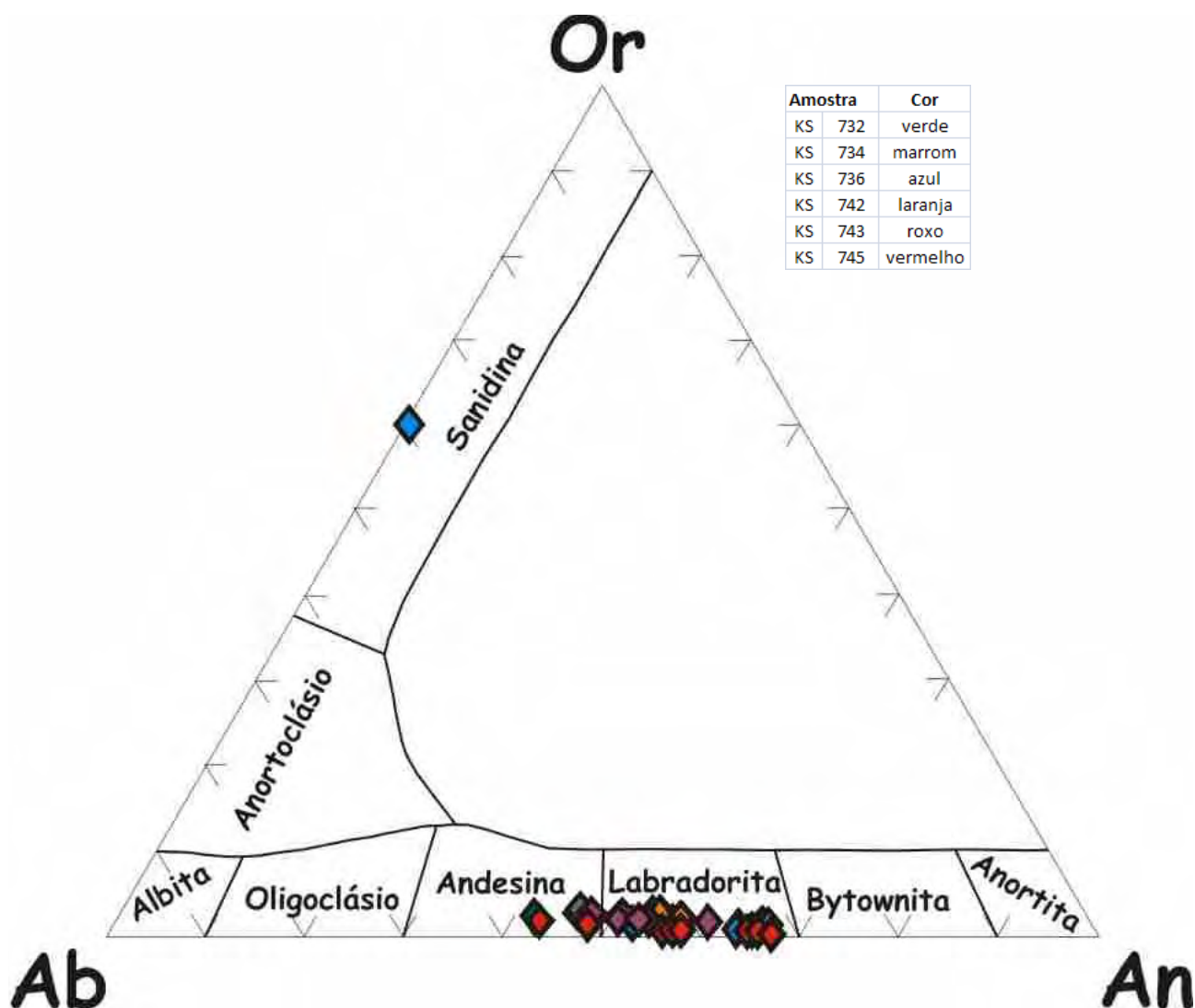


Figura VIII.3 – Diagrama Ab-An-Or com a classificação dos feldspatos nos basaltos investigados. Os cristais analisados, núcleo e borda, possuem composição variando de labradorita a andesina, chegando a sanidina nos cristais de feldspato de cristalização mais tardia.

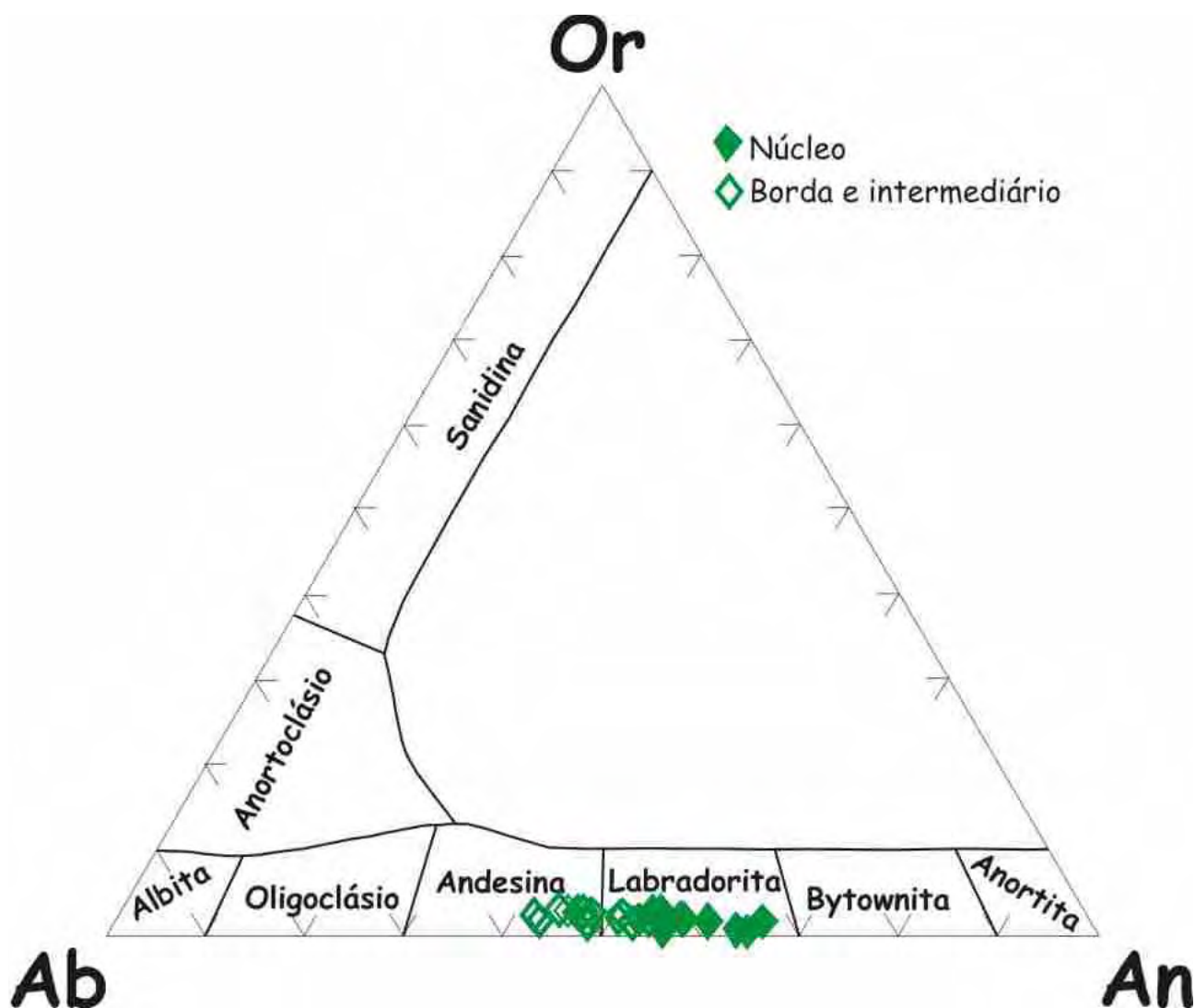
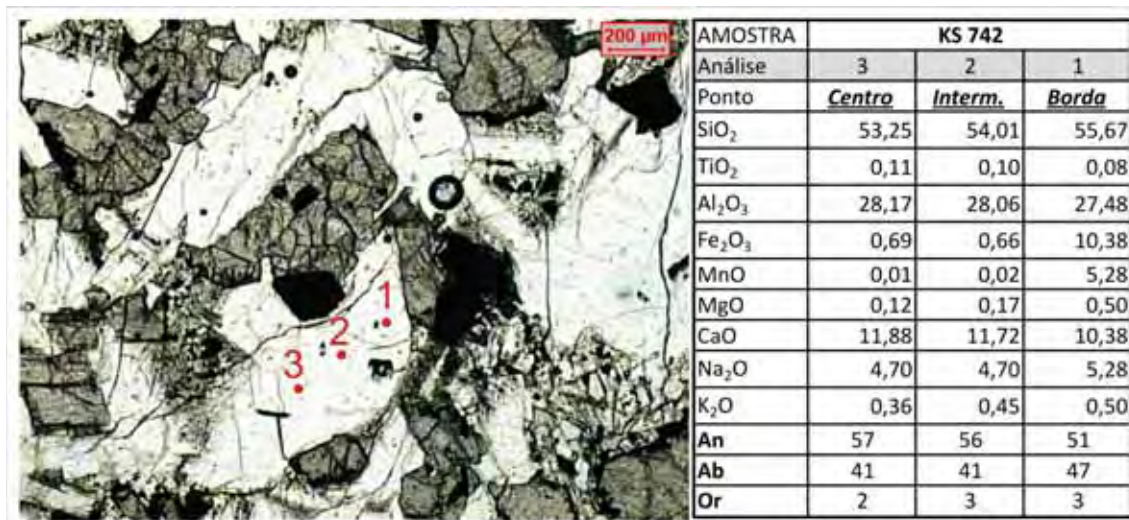


Figura VIII.4 – Diagrama Or-Ab-An com a classificação dos feldspatos dos basaltos investigados, mostrando as diferentes composições nos núcleos, bordas e pontos intermediários nos cristais analisados.

A amostra KS 742 permite uma boa observação da variação composicional do núcleo de um cristal de plagioclásio mais rico em cálcio para uma borda mais sódica e levemente potássica. A variação composicional entre o núcleo e os pontos intermediários do cristal é contínua, como pode ser observado no Quadro VIII.1, variando de An57 no núcleo para An51 na borda.

As Figuras VIII.3 e 4, além do Anexo 05, mostram que não há diferenças na composição química dos plagioclásios dos basaltos dos tipos Ribeira e Pitanga.

Quadro VIII.1 – Pontos de análise WDS da Microsonda Eletrônica em cristal de labradorita na amostra KS 742, nicóis paralelos. Do lado direito da imagem: resultados das análises nos pontos.



8.2 – PIROXÊNIO

Os cristais de piroxênio são representados principalmente por augita, nas formas subhedrais e outras vezes anhedrais, com hábito prismático ou granular e, com frequência, associados a minerais característicos de produtos de alteração identificados como celadonita e menos freqüente, a clorita, goetita e biotita.

A análise modal indicou uma concentração de augita variando de 19% a 40% do volume da rocha, com média de 32% e desvio padrão próximo de 6%, como mostra a descrição das lâminas petrográficas apresentada no Anexo 03.

O tamanho dos cristais varia de micrólitos até aproximadamente 0,5 mm na amostra KS 735 (Anexo 02), correspondente ao corpo intrusivo.

A pigeonita é o outro piroxênio presente, com hábito granular, amebóide e até prismático. Mostra-se sempre euhedral e com maior relevo que a augita, além de um baixo ângulo 2V. Em volume, não ultrapassa 2%, podendo estar ausente.

Muitos cristais apresentam manchas amareladas a avermelhadas nas bordas e em planos de fratura, chegando a gerar até 10% de cristais de óxido de ferro semelhantes à goetita (Figura VIII.5). De acordo com Deer et al. (1966), a alteração meteórica se faz possível, tendo em vista a composição de até 6% de FeO na augita e até 18% na pigeonita. Além disso, a goetita ainda contém em sua estrutura, até 10% de H₂O e certa quantidade de SiO₂.

Muitos trabalhos que tratam de petrografia de rochas basálticas fazem referência a estes cristais vermelhados como idingsita, no entanto, de acordo com Deer et al. (1966), este mineral é comumente produto de alteração da olivina, mineral que ocorre em média de apenas 1,5% nas rochas investigadas, impossibilitando desta maneira sua formação.

Entende-se então que o processo de idingsitização é uma transformação contínua no estado sólido, levado a cabo pela difusão dos átomos de hidrogênio na estrutura da olivina, que ficando ligados aos oxigênios liberam desta maneira, o Mg, Fe³⁺, permitindo a sua troca pelos íons Fe³⁺, Al e Ca.

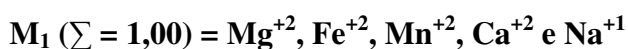
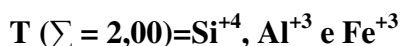
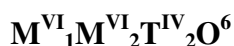


Figura VIII.5 – Cristais de piroxênio acastanhados em “goetização”, gerando concentrados de óxido de ferro (pseudo-goetita), de coloração avermelhada, em contato com cristais esbranquiçados de plagioclásio e opacos. Nicóis paralelos, amostra KS 781.

8.2.1 – Composição Química

A classificação dos clinopiroxênios (augita e pigeonita) segue as normas do IMA, proposta por Morimoto et al. (1988), onde são divididos em 4 grupos: Ca-Mg-Fe (Quad), Ca-Na, Na e outros. Para a classificação inicial, utilizaram-se os parâmetros $Q(\text{Ca}+\text{Mg}+\text{Fe}^{+2})$ vs. $J(2\text{Na})$ com base no número total de cátions nas posições octaédricas M1 e M2. Conforme mostra o diagrama da Figura VIII.6 todas as amostras situam-se no campo *Quad*, o que de fato possibilita a classificação no diagrama ternário Wo-En-Fs (Figura VIII.7)

A fórmula estrutural adotada, sendo todos os resultados apresentados no Anexo 05, é aquela publicada em Morimoto et al. (1988), tomando com base 6 átomos de oxigênio e 4 cátions, para serem assim estabelecidos:



Quando os clinopiroxênios do campo *Quad* são plotados no diagrama Wo-En-Fs (Figura VIII.7), observa-se que os mesmos apresentam, em sua maioria, composições de piroxênios cálcicos do tipo augita, e de forma menos abundante do tipo pigeonita.

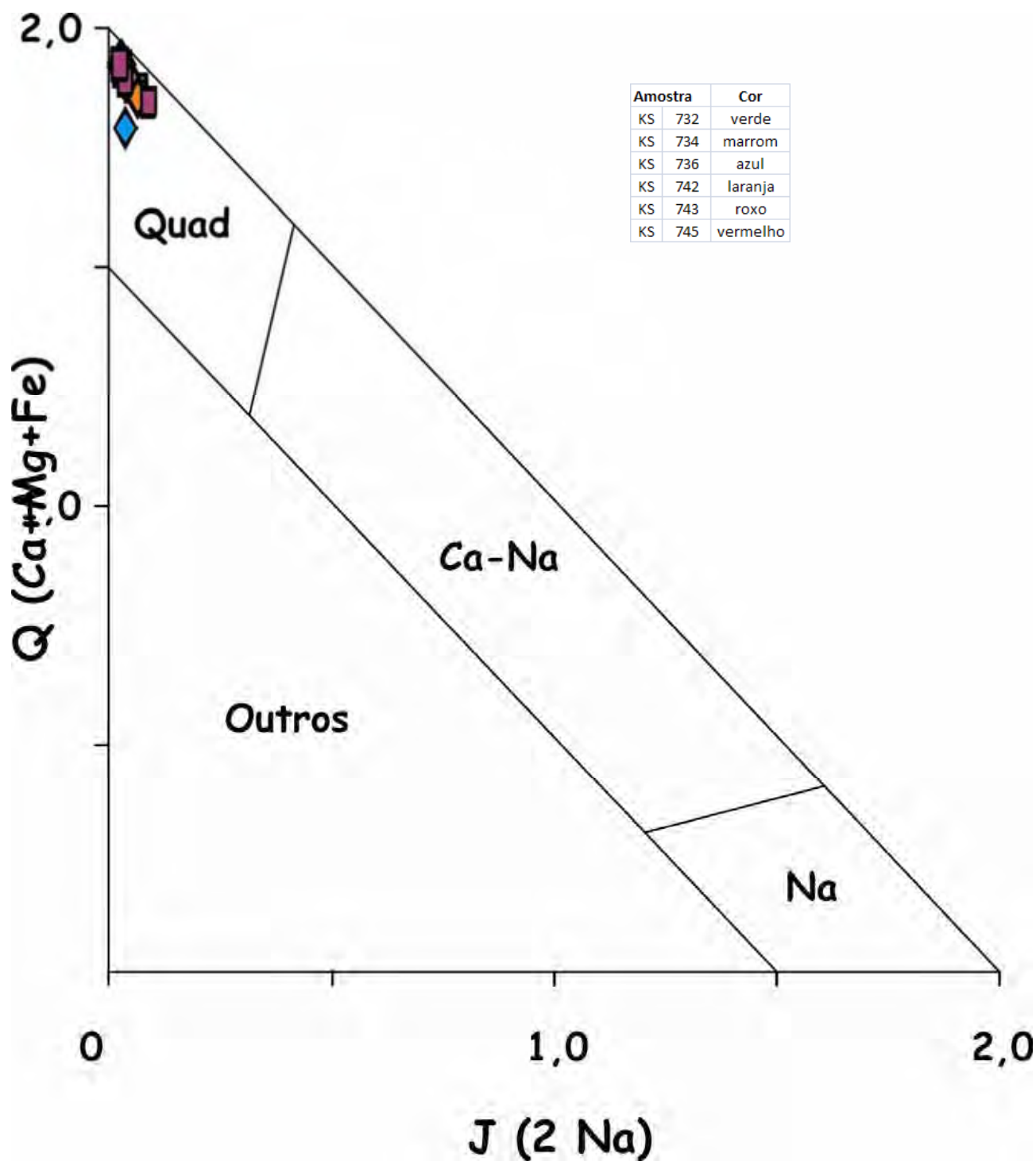


Figura VIII.6 – Diagrama **Q- J** de Morimoto et al. (1988), onde todos os piroxênios analisados situam-se no campo *Quad*.

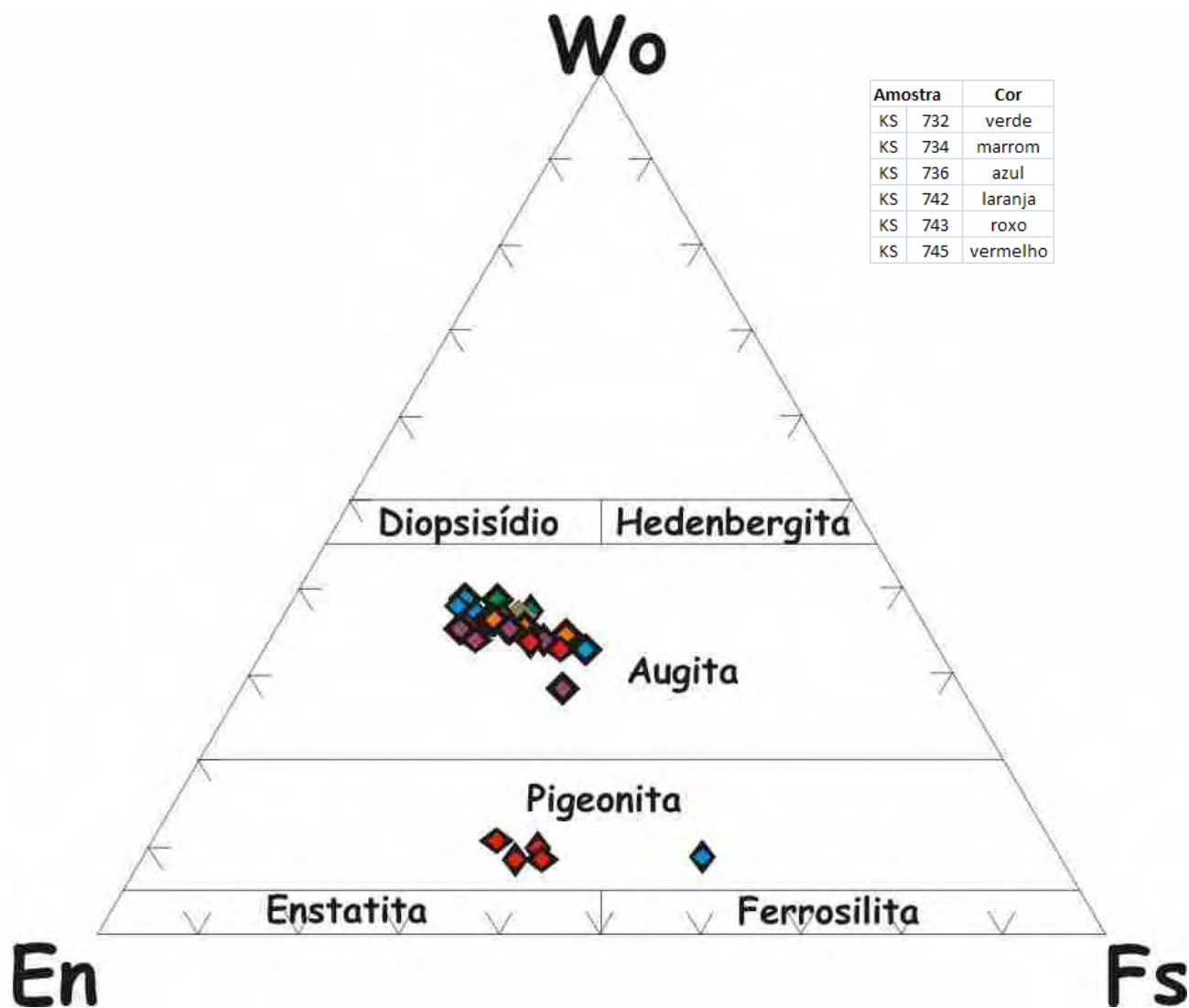


Figura VIII.7 – Diagrama Wo-En-Fs, de Morimoto et al. (1980), com a classificação dos clinopiroxênios de diferentes amostras analisadas. A maior parte dos cristais encontra-se no campo da augita.

Os cristais de pigeonita investigados possuem composição $Wo_{(10-12)}En_{(51-55)}Fs_{(35-39)}$, determinada em cristais isolados e por vezes envolvidos parcialmente ou totalmente por augita, exibindo contato serrilhado.

A amostra KS 745, representada na Figura VIII.6 em vermelho, correspondente ao magma-tipo Ribeira, possui 2% de pigeonita e mostra um enriquecimento em Mg (En_{52}) desta fase mineral. Diferente ocorre com a pigeonita da amostra KS 736, Pitanga, menos enriquecida em Mg (En_{35}) e representada em azul no diagrama da Figura VIII.7.

Já os cristais de augita ($Wo_{(30-40)}En_{(34-46)}Fs_{(17-32)}$) estão presentes não só nas bordas da pigeonita, mas principalmente como cristais inteiros, sem grande diferença composicional entre o centro e borda. Os cristais da amostra KS 743 e KS 745, Ribeira, tendem a ser menos cálcicas (Wo_{30-40}) que aquelas do tipo Pitanga (Wo_{37-40}).

Fica claro também no diagrama da Figura VIII.6 que os clinopiroxênios associados ao basalto Ribeira possuem tendência a ter uma composição mais próxima da enstatita, portanto mais magnesiânica que aquelas do tipo Pitanga.

No diagrama Ca-Mg-Fe* os cristais de augita e pigeonita, analisados no centro e borda, definem *trends* bem definidos paralelo a linha de *Skaergaard* (Figura VIII.8). As bordas e pontos intermediários dos cristais de augita e pigeonita apresentam enriquecimento em Fe* e empobrecimento em Ca quando comparados aos centros destes minerais.

De fato, o paralelismo do *trend* das augitas das amostras estudadas com aquela de *Skarergaar* (McBirney & Noyes, 1975) sugerem, por si só, a possível atuação de um processo de cristalização fracionada para obtenção dos resultados obtidos.

Ainda, de acordo com Lindsley (1983), a coexistência da pigeonita e augita nas rochas pode ser utilizada para a estimativa da temperatura de cristalização desses minerais Figura VIII.9. A coprecipitação de augita e pigeonita ocorreu entre 900°C a 1000°C aproximadamente.

Além disso, o mesmo diagrama também sugere que as amostras do tipo Ribeira, KS 743 e KS 745, possuam uma temperatura de cristalização dos clinopiroxênios atingindo até 1150°C, maior que aquelas do tipo Pitanga que não chegam a < 1000°C.

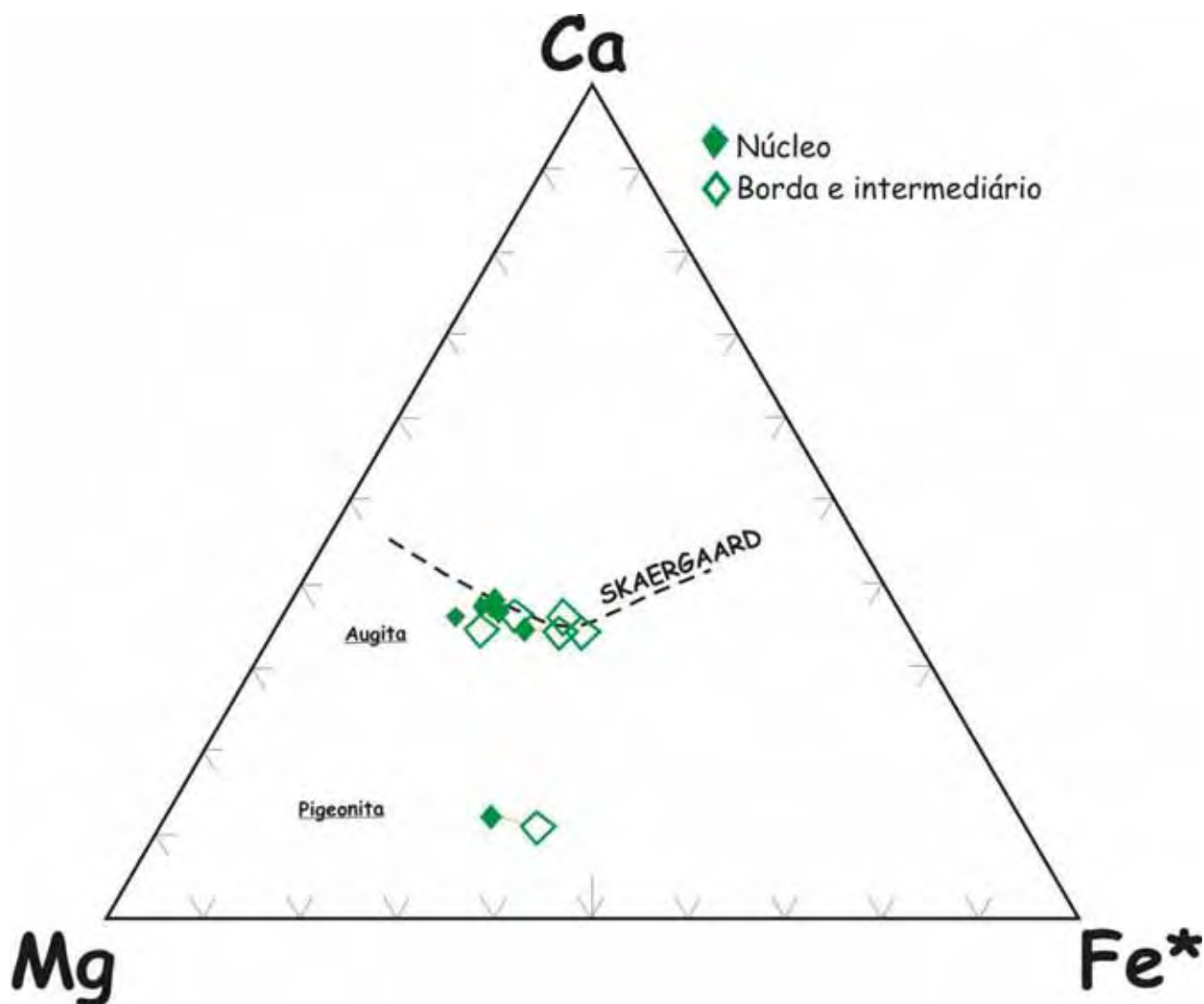


Figura VIII.8 – Diagrama Ca-Mg-Fe* ($Fe^* = Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn$), com os cristais de piroxênio analisados no centro e borda, formando *trends* (para augita e pigeonita) paralelos a linha de *Skarergaar* de McBirney & Noyes (1975).

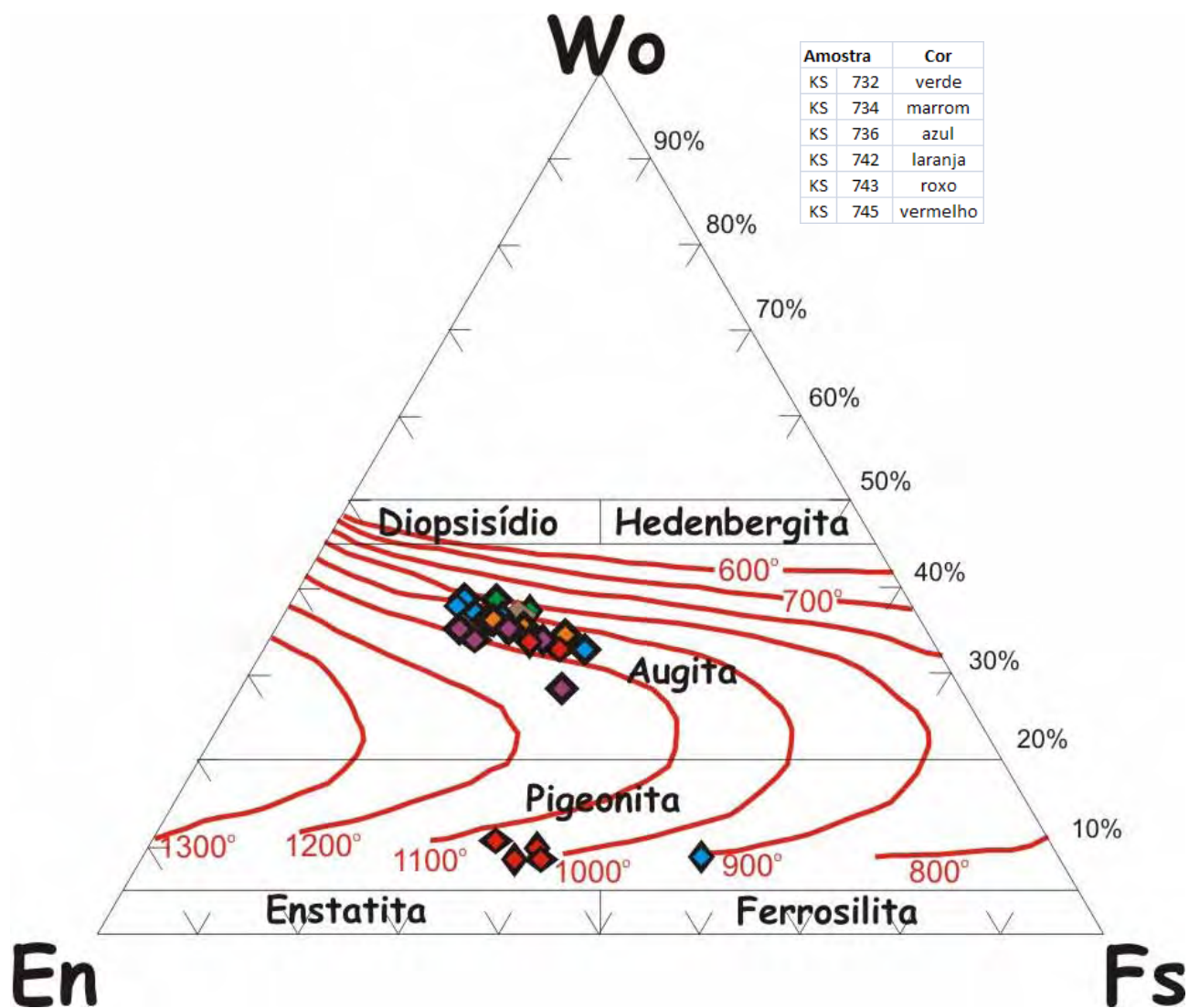


Figura VIII.9 – Diagrama Wo-En-Fs com todas as análises de piroxênio plotadas e isotermas, adaptas de Linsley (1983), mostrando uma temperatura de cristalização de augita e pigeonita entre 900°C a 1100°C.

A influência do CaO, seja como óxido ou íon Ca^{2+} no processo de evolução magmática também pode ser verificada no diagrama TiO_2 (%) em rocha total vs. Ca em piroxênios cálcicos, como pode ser observado na Figura VIII.10.

De fato, no magma BTi (Ribeira) os piroxênios cálcicos tendem a ser mais empobrecidos em Ca que aqueles pertencentes ao magma ATi (Pitanga). O Ribeira possui concentração catiônica média em Ca^{2+} de 0,5063%, variando de 0,1939% a 0,6985%, menor que o Pitanga, com média de 0,6961%, máxima de 0,7808% e mínima de 0,2870%.

Sendo assim, os piroxênios dos basaltos tipo Ribeira possuem uma tendência mais subcálcicos que aqueles do tipo Pitanga. Logo é possível sugerir que as rochas BTi são mais fracionadas neste mineral que aquelas ATi.

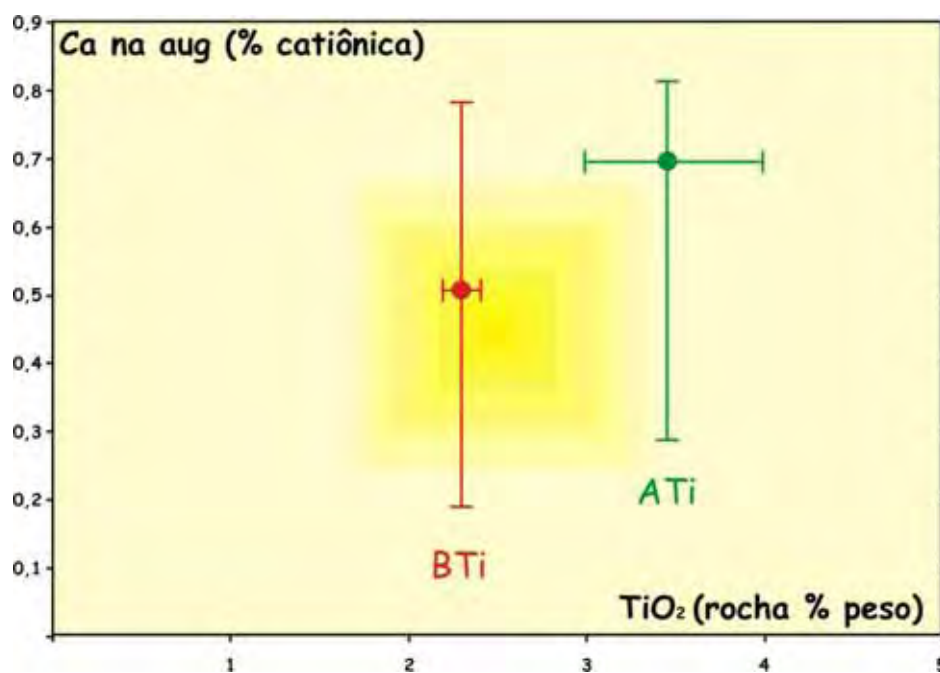


Figura VIII.10 – Concentração média de TiO_2 (% peso) em rocha total vs. concentração média em Ca (% catiônica) dos cristais de augita dos basaltos na área investigada, discriminando aqueles ATi (Pitanga) de BTi (Ribeira).

A relação entre composição química da augita e seus respectivos magmas-tipos da área também podem ser visualizadas no diagrama de concentração TiO_2 (%peso) em rocha total vs. concentração TiO_2 dos cristais de augita (Figura VIII.11).

O magma-tipo Pitanga (ATi) possui cristais de augita com concentração média em TiO_2 de 0,9918%, variando de 0,1700% a 1,2920%. Já o magma-tipo Ribeira (BTi), menos enriquecido neste elemento, possui concentração média em TiO_2 de 0,8277%, e pequena variação deste elemento quando comparado ao ATi (0,5000% a 0,8277%).

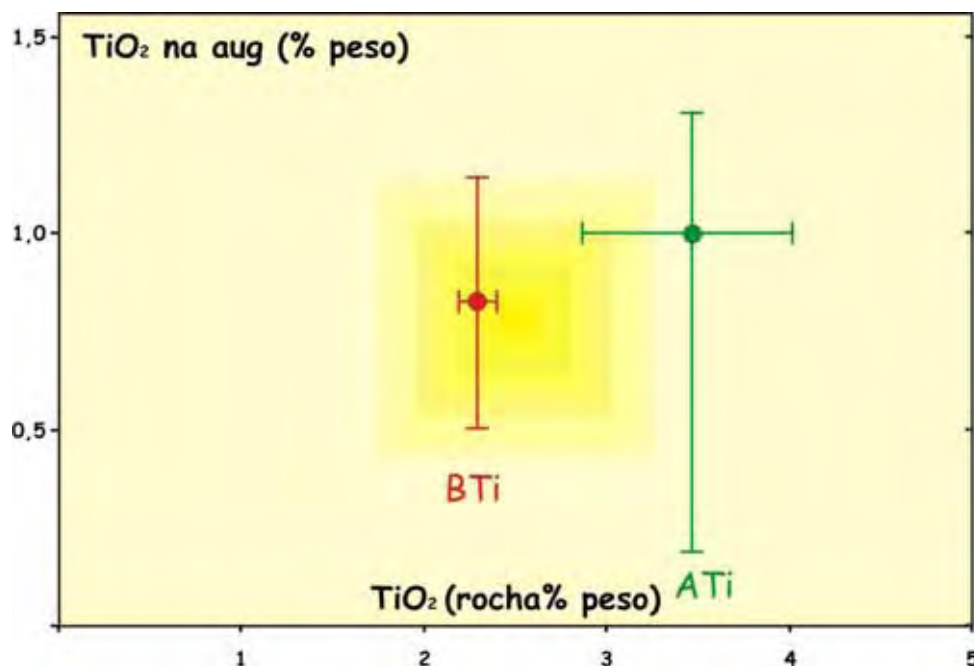


Figura VIII.11 – Concentração média e variação em TiO_2 (% peso) em rocha total vs. concentração média e variação em TiO_2 (% peso) dos cristais de augita nos basaltos na área investigada, discriminando ATi (Pitanga) e BTi (Ribeira).

8.3 – MINERAIS OPACOS

Os minerais opacos representam de 2% a 10% do volume das rochas investigadas (Anexo 03), sendo em média 6,5% e desvio padrão próximo de 4%. Em casos extremos, chega a atingir 20%, como registrado na amostra KS 730. O hábito desses minerais varia de cúbico, octaédrico, prismático, tabular, acicular, amebóide e até esqueletiforme, além de microcristais aciculados (cristalitos).

Os dados obtidos revelam que os minerais opacos pertencem as fases minerais magnetita e ilmenita associadas não só a mineralogia primária da rocha, mas também a minerais de alteração do piroxênio e olivina, processo denominado de bastitização.

8.3.1 – Composição Química

As análises WDS da Microsonda Eletrônica nos cristais de opacos mostraram a coexistência de magnetita e ilmenita. Como mostra a Tabela VIII.2, seguindo as classificações químicas de Deer et al. (1963), a magnetita possui sílica na estrutura e, principalmente, razão $\text{FeO}/\text{TiO}_2 > 1$.

Segundo Monteiro (1986), existe uma tendência dos cristais de ilmenita terem o hábito mais aciculado que aqueles de magnetita, no entanto isto não foi verificado nas amostras analisadas, ocorrendo magnetita e ilmenita tanto de forma cúbica como aciculada.

Tabela VIII.2 – Análises químicas dos minerais magnetita e ilmenita dos basaltos estudados. O geotermômetro utilizado foi o de Stormer (1983), e os cálculos de fO_2 seguindo método de Andersen & Lindsley (1985).

Ponto	7	2	3	5	1	5	9
Amostra	KS736	KS736	KS742	KS742	KS732	KS743	KS745
Mineral	<u>ilmenita</u>	<u>ilmenita</u>	<u>ilmenita</u>	<u>ilmenita</u>	<u>magnetita</u>	<u>magnetita</u>	<u>magnetita</u>
Magma-tipo	Pitanga	Pitanga	Pitanga	Pitanga	Pitanga	Ribeira	Ribeira
SiO ₂	0,02	0,00	0,00	0,08	0,18	0,08	0,19
TiO ₂	48,76	47,93	47,91	47,87	10,45	18,29	16,71
Al ₂ O ₃	0,12	0,08	0,12	0,06	1,08	1,56	0,95
FeO	49,85	49,57	50,17	48,50	83,95	73,70	78,51
MnO	0,52	0,49	0,45	0,54	0,19	2,71	1,08
MgO	1,43	1,40	1,24	1,43	0,25	0,06	0,17
CaO	0,01	0,02	0,00	0,02	0,02	0,03	0,02
Cr ₂ O ₃	0,02	0,00	0,01	0,04	0,07	0,05	0,04
SOMA	101,76	100,52	100,96	99,55	104,22	96,47	102,36
FeO/TiO ₂	<u>1,02</u>	<u>1,03</u>	<u>1,05</u>	<u>1,01</u>	<u>8,03</u>	<u>4,03</u>	<u>4,70</u>
Temp (°C)	840	850	853	832	823	970	922
fO ₂	-13,35	-13,08	-12,98	-13,57	-13,15	-11	-11,72

Já é de conhecimento que em um processo de cristalização a temperatura, pressão e fugacidade são efeitos físicos determinantes na reologia do magma envolvido. Assim, fazendo uso do geotermômetro de Stormer (1983) para os minerais opacos primários, foi possível determinar que a temperatura de cristalização da magnetita ocorreu no intervalo estimado de 823°C a 970°C, enquanto a ilmenita entre 832°C a 853°C, como mostra a Tabela VIII.2.

Ainda, tomando por base os magmas-tipo, da mesma forma que os piroxênios, aqueles cristais referentes ao magma Ribeira possuem uma temperatura de cristalização variando de 922°C a 970 °C, muito maior que aquelas do tipo Pitanga (823°C a 853°C).

Observa-se também que, utilizando o método de Andersen & Lindsley (1985), o magma Ribeira possui uma fugacidade relativamente maior ($-11,00 > fO_2 > -11,72$) do que as amostras Pitanga ($-12,98 > fO_2 > -13,57$).

8.4 – OLIVINA

Os cristais de olivina ocorrem nas formas subhedrais a anhedrais, em média de 1,5% do volume dos basaltos investigados (Anexo 03), no entanto cabe ressaltar que a amostra KS 736 próxima a cidade de Nioaque (Anexo 02) com aproximadamente 10% deste mineral e até 0,9 mm de comprimento segundo o eixo maior (Figura VIII.12), ou ainda a amostra KS 735 com 5%, de volume também em localidade próxima.

A olivina, em sua grande maioria ocorre na forma de pseudomorfos sendo substituída parcialmente ou totalmente por filossilicatos de coloração esverdeada (possivelmente celadonita e/ou boulingita – Figura VIII.13), sempre menores que os cristais de plagioclásio e piroxênio.

As análises petrográficas mostraram que os cristais de olivina não apresentam evidências de bordas de reação com outras fases minerais, contudo o fato dos cristais terem o aspecto arredondado pode evidenciar uma reação do mineral com o líquido magmático, o que de fato evidencia a cristalização precoce em relação as demais fases minerais.

8.4.1 – Composição Química

As análises WDS de Microsonda Eletrônica dos cristais de olivina mostraram que a maior parte situa-se no campo intermediário entre os membros finais forsterita-faialita, mais precisamente no campo hortonolita (Figura VIII.14), com Fo~31-50, com exceção da amostra KS 756 com Fo~60.

Fica claro também o enriquecimento gradual em SiO₂ com a diminuição de Fo, conforme mostra a Tabela VIII.3, evidenciando um maior grau de evolução magmática na amostra KS 736.

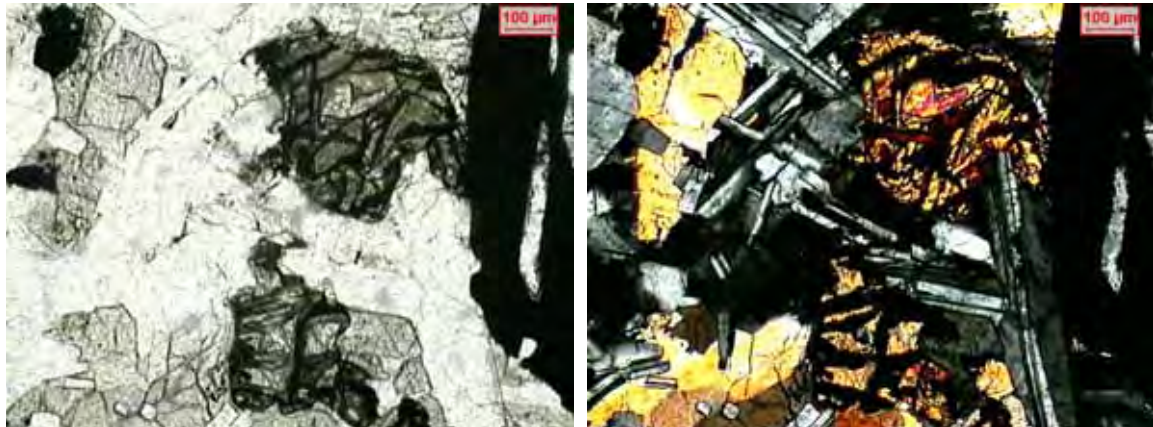


Figura VIII.12 – Fotomicrografia da amostra KS 736, à nicóis paralelos (esquerda) e cruzados (direita), mostrando grandes cristais de olivina subhedrais, com birrefringência e revelado elevado, em contato com cristais de plagioclásio (geminado), piroxênios (birrefringência moderada) e minerais opacos.

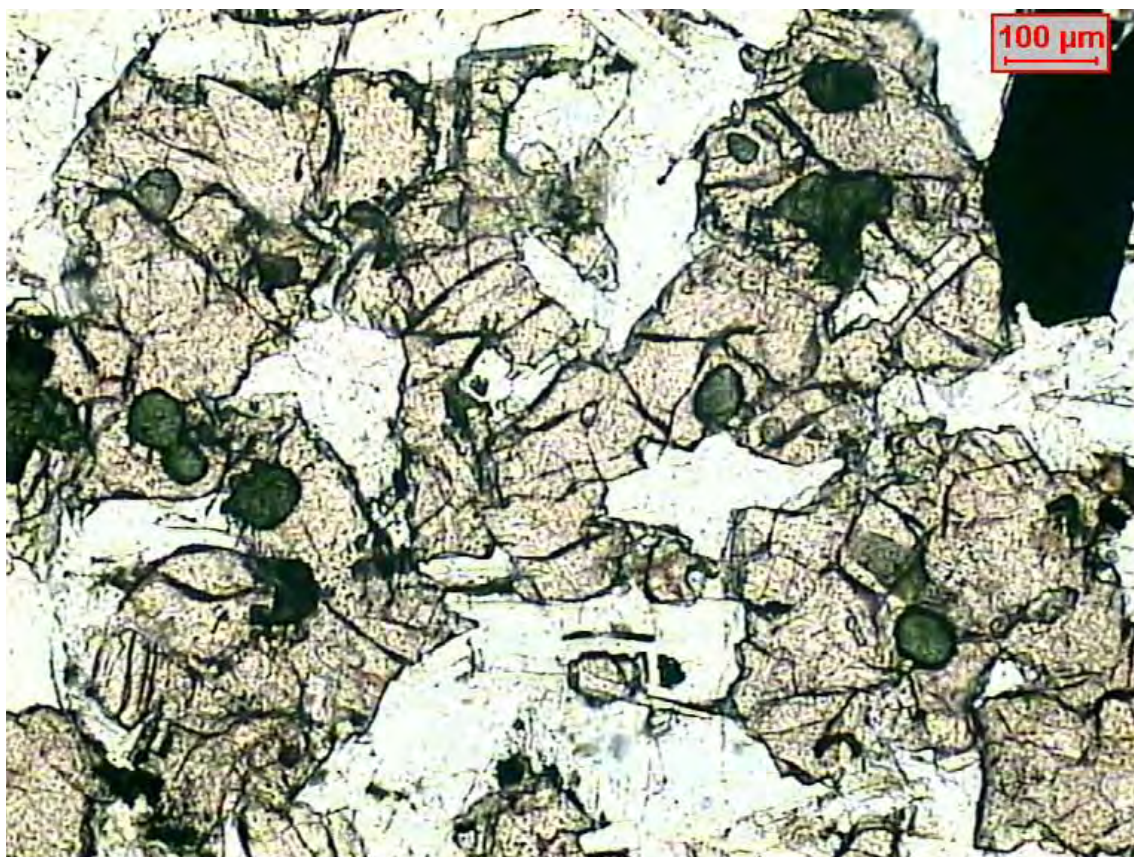


Figura VIII.13 – Amostra KS 781, com cristais de olivina menores que 0,05 mm, substituídos por celadonita e/ou boulingita, pseudomorfos, englobados por piroxênios acastanhados em contato subofítico com cristais de plagioclásio.

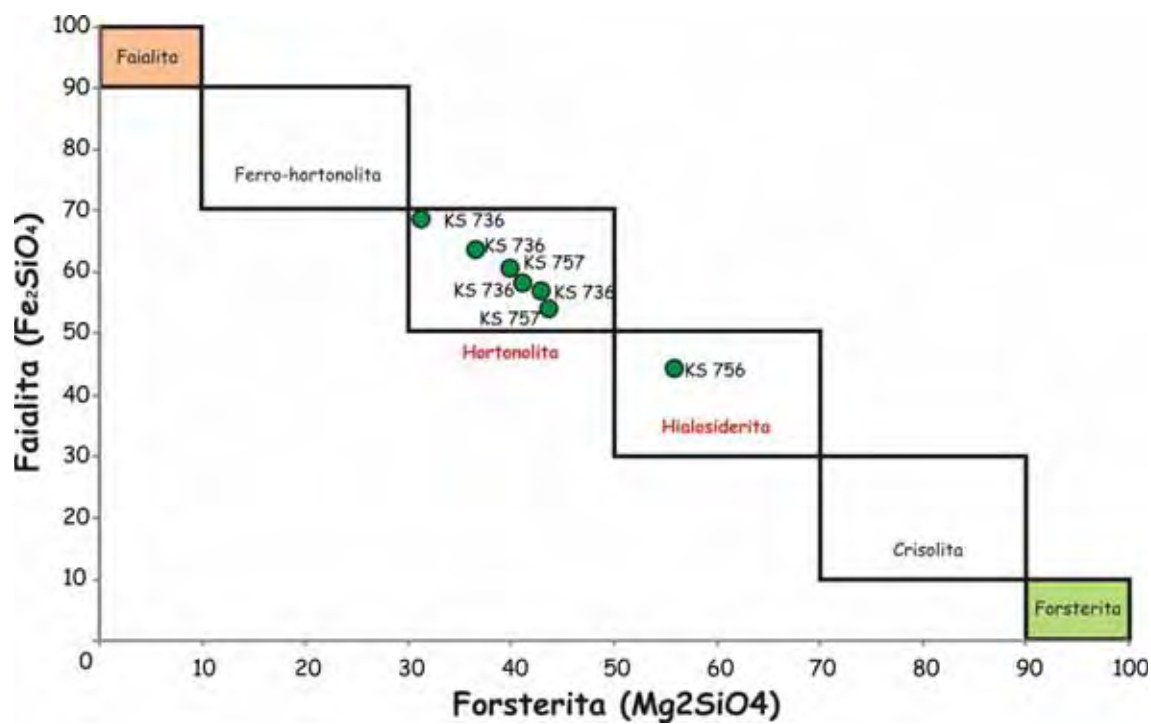


Figura VIII.14 – Diagrama Forsterita-Faialita com os resultados das análises químicas dos cristais de olivina. A maior parte das amostras situam-se no campo da hortonolita. Intervalos de classificação publicados em Wernick (2003).

8.5 – MESÓSTASE

A mesóstase ou matriz, ocorre nas formas microgranular, micrográfica, ou até de alteração. No primeiro caso é constituída de maneira geral por cristalitos e microcristais (micrólitos) de clinopiroxênio, apatita e plagioclásio, chegando a representar até 31% do volume das rochas na área investigada.

Quanto à micrográfica, ocorre apenas na amostra KS 730, sendo formada principalmente por microcristais de quartzo anhedrais e feldspato alcalino, disposta entre cristais de plagioclásio e piroxênio, com formas vermiculares ou dendríticas, configurando assim a textura gráfica, ou granofírica, como mostra a Figura VI.7 (Capítulo VI).

Já a de alteração é composta por minerais na forma de microcristais, resultantes principalmente da saussuritização do plagioclásio, gerando argilo-minerais de coloração esverdeada (celadonita) ou mais acastanhado (caulinita). Este tipo de mesóstase ocorre de forma variada nos corpos, sempre em função da ação hidrotermal sobre a mineralogia inicial da rocha. A observação da ocorrência da mesma foi de extrema importância para a seleção das amostras para os estudos geoquímicos, tendo em vista que a presença da mesma aumentava o valor do LOI, prejudicando desta forma os resultados interpretativos.

8.6 – APATITA

A apatita está presente em todas as amostras analisadas, podendo chegar até 2% do volume da rocha, com formas prismáticas euhedrais (Figura VIII.15) ou subhedrais e até aciculares, presentes principalmente na matriz microgranular.

8.7 – MINERAIS SECUNDÁRIOS

Nas descrições petrográficas macro e microscópicas foi constatada a presença de vários minerais secundários que fazem parte da mineralogia primária da rocha ou de alteração, disperso na mesóstase, preenchendo fraturas ou amígdalas.

O quartzo, primário ou de alteração, é um mineral relativamente comum, tanto nas amígdalas (incluindo suas variedades) ou individualizado, com forma anedral na própria mineralogia da rocha (mesóstase micrográfica). Já a calcita ocorre preenchendo fraturas e, mais raramente, na mesóstase como mineral de alteração.

Não foi verificada ocorrência de cristais de zircão, mas sim de outros minerais com concentrações menores que 1%, tidos como de alteração, que substituem parcialmente ou totalmente a mineralogia primária da rocha sendo: celadonita, clorita, biotita, hornblenda, epidoto, titanita, óxidos e hidróxidos de ferro de coloração avermelhada ou amarelada (goetita) e boulingita.



Figura VIII.15 – Fotomicrografia da amostra KS 734, com cristal euhedral, hexagonal, em corte basal, de apatita (em destaque), envolto por cristais de plagioclásio, piroxênios acastanhados e cristalitos. Nicóis paralelos.

Capítulo IX

INVESTIGAÇÃO DAS FONTES E EVOLUÇÃO DOS MAGMAS

O magma-tipo Ribeira só foi descrito na porção da PMP investigada, não só neste trabalho, mas também por Piccirilo e Melfi (1988) e Marques et al. (1989) com um número mais reduzido de amostras. Assim, considera-se essencial a contribuição quanto ao detalhamento de possíveis fontes MORB e OIB, e ainda os componentes HIMU, PREMA, EMI, EMII e DMM de Zindler & Hart (1986) para a Província Magmática do Paraná (PMP).

Para isso, serão utilizados as concentrações e razões dos elementos traços incompatíveis e fortemente incompatíveis (LILEs - Large Ion Lithophile Elements), e dados isotópicos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Sr_i), $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_m$, $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}_i$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_i$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_i$ e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_i$. De fato, os LILEs são muito pouco modificados por diferenças no grau de fusão parcial e/ou na fração líquida residual dos processos de cristalização fracionada.

9.1 – CARACTERIZAÇÃO DOS MAGMAS PITANGA (ATi) E RIBEIRA (BTi)

Nos padrões de abundância de elementos incompatíveis (Figura IX.1) nas amostras com $\text{MgO} > 3,44\%$ do basalto Pitanga ($3,44\% < \text{MgO} < 5,85$) e Ribeira ($4,22\% < \text{MgO} < 6,51\%$) nota-se o que parece consistente com um processo de evolução por cristalização fracionada, com um enriquecimento mais acentuado em elementos de grande raio iônico (Rb, Ba, K, Ta e ETRs leves).

Notam-se também importantes semelhanças, tanto nos padrões de distribuição dos LiLes (Figura IX.1), como nas médias razões de elementos incompatíveis (normalizados pelo manto primordial de Sun & McDonough, 1989) entre os derrames ATi ($\text{La}/\text{Th} = 1,2$ DV 1,1; $\text{Ti}/\text{Zr} = 0,9$ DV 1,0; $\text{La}/\text{Sm} = 2,4$ DV 2,9; $\text{La}/\text{Tb} = 4,1$ DV

5,0) e BTi ($\text{La/Th} = 1,0$ DV 0,8; $\text{Ti/Zr} = 0,8$ DV 0,8; $\text{La/Sm} = 2,3$ DV 2,5; $\text{La/Tb} = 3,2$ DV 4,2).

Por outro lado, os cálculos de balanço de massa para amostras Pitanga e Ribeira, no que concerne a variação geoquímica observada entre o magma BTi (inicial) e ATi (final), não deram bons ajustes na somatória dos quadrados dos resíduos (Σres^2). O que de fato dificulta o entendimento da atuação de processos de cristalização fracionada e evidencia maiores complicações no processo de diferenciação atualmente nestes dois magmas.

Entretanto, o padrão de distribuição dos elementos incompatíveis deixa claro que os magmas investigados representam não só possivelmente uma mesma fonte mantélica, mas também a ausência de evidências marcantes do envolvimento de componentes astenosféricos conforme pode ser observado na Figura IX.1, onde os padrões de abundância dos derrames são muito diferentes daqueles do tipo N-MORB e OIB (Tristão da Cunha) que exibem anomalias positivas de Ta e Nb. As diferenças nas razões entre elementos incompatíveis (La/Ta , Zr/Y , Zr/Ta , La/Y , La/Tb) que refletem as características das fontes, onde esses magmas basálticos foram gerados, indicam que não houve participação significativa de nenhum desses componentes.

De fato, estas razões descartam até mesmo um envolvimento pequeno de fontes astenosféricas na gênese dessas rochas, conforme pode ser observado nos diagramas da Figura IX.2, onde os derrames investigados não se situam na linha de mistura dos componentes astenosféricos como N-MORB e Tristão da Cunha.

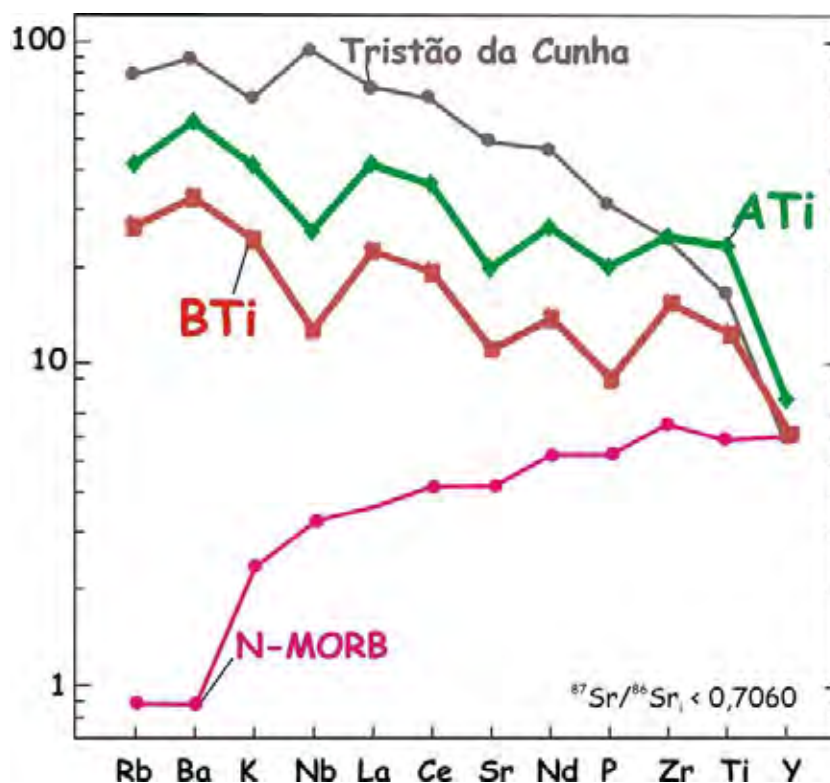


Figura IX.1 – Média dos padrões de abundância de elementos incompatíveis normalizados em relação ao manto primitivo (Sun & McDonough, 1989) dos derrames básicos ATi (Pitanga, 2,67%<TiO₂<4,18%; 3,44%<MgO<5,85) e BTi (Ribeira, 1,68%<TiO₂<2,63%; 4,22%<MgO<6,51%) na área investigada. Comparação com basaltos N-MORB (Sun & McDonough, 1989) e rochas alcalinas primitivas (OIB) de Tristão da Cunha (MgO>5%) segundo Weaver et al. (1987) e Le Roex et al. (1990).

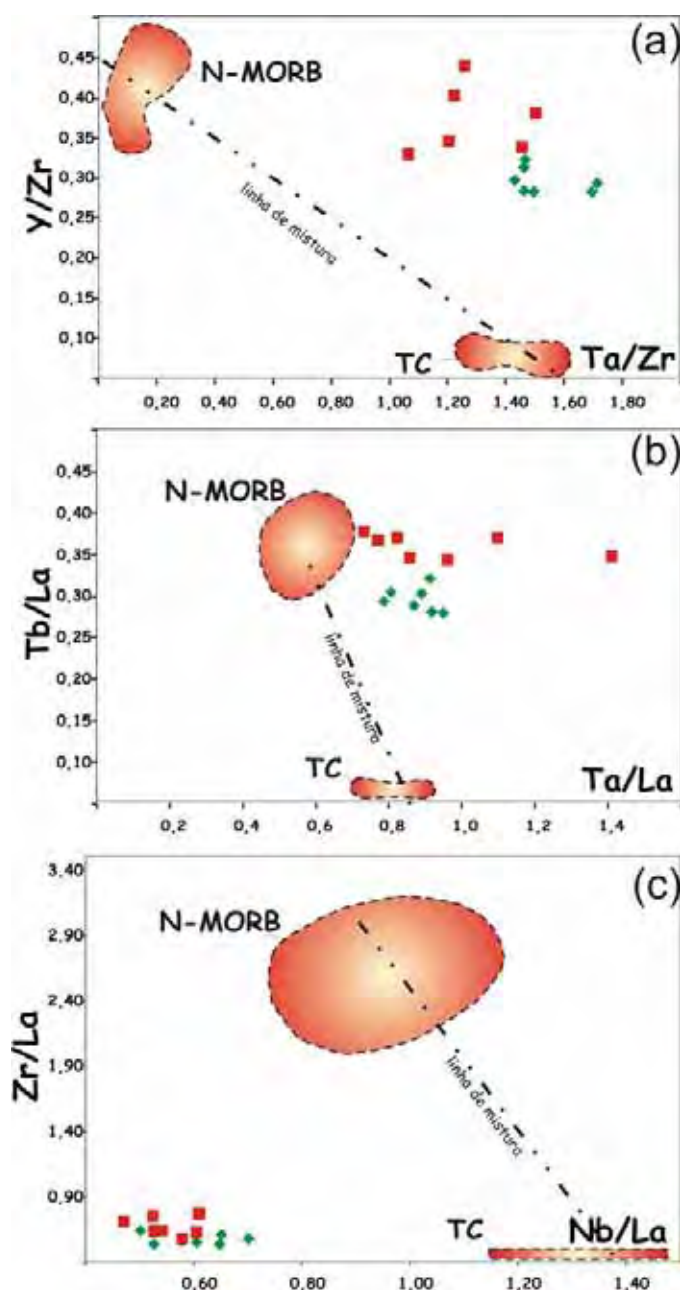


Figura IX.2 – Diagrama de razões entre elementos incompatíveis, analisados por ICP-MS, dos derrames ATi (Pitanga, $2,67\% < TiO_2 < 4,18\%$; $3,44\% < MgO < 5,85\%$) e BTi (Ribeira, $1,68\% < TiO_2 < 2,63\%$; $4,22\% < MgO < 6,51\%$). Comparação com os basaltos N-MORB (Sun & McDonough, 1989) e rochas alcalinas primitivas de Tristão da Cunha ($MgO > 5\%$) segundo Weaver et al. (1987) e Le Roex et al. (1990). Legenda: TC-Tristão da Cunha; Quadrados vermelhos – basalto BTi; Losangos verdes – basalto ATi.

9.1.1 – Comparação geoquímica com a Cadeia Walvis e Rio Grande

De acordo com O'Connor & Duncan (1990), Gibson et al. (1995, 1999), Milner & Le Roex (1996) e Ewart et al. (1998) a origem da PMP está atrelada à origem das cadeias Walvis e Rio Grande, que por sua vez estão atreladas à pluma de Tristão da Cunha. De fato, a configuração geomorfológica do assoalho atlântico, evidenciando o traço produzido pelo *hotspot* (Figura IX.3) associado à migração das placas durante a quebra do Gondwana, é um argumento freqüentemente utilizado.

Segundo Gamboa & Rabinowitz (1984), a Cadeia Rio Grande possui uma morfologia bastante complexa, sendo dividida em duas porções distintas. A parte oeste possui a forma elíptica, enquanto a parte leste possui um formato alongado N-S. Neste trabalho os autores relatam que a parte leste formou-se juntamente com uma parte de Walvis, podendo representar um centro de espalhamento de lava abandonado. Trabalhos mais antigos como Le Pichon & Hayes (1971), apurado em Ernesto et al. (2002), relatam que a parte oeste da Cadeia Rio Grande deve estar associada com uma modificação nos esforços distensivos durante os estágios iniciais do rifteamento do Gondwana.

Segundo Weaver et al. (1983), os testemunhos de sondagem do sítio 516F (Figura IX.3) na Cadeia de Rio Grande mostraram que o embasamento é constituído por basalto toleítico datado em aproximadamente 85 Ma. Em profundidades mais rasas, por meio do sítio RC-16, foram descritos basaltos alcalinos neogenicos (~46-47 Ma, K-Ar, - Bryan & Duncan, 1983).

Já na Cadeia Walvis, com direção principal NE em até 2 mil km (Figura IX.3), foram feitas diversas sondagens que compreenderam os sítios 524, 525A, 527, 528, 530A e Província Guyots. Os basaltos, com idades que variam de 30 a 113 Ma (K-Ar), foram analisados por estudos geoquímicos e isotópicos principalmente por Richardson et al. (1982, 1984) e Müller et al. (1993).

Além disso, em trabalho recente, Baksi (2005) e Fairhead & Wilson (2005), utilizando métodos geocronológicos e gravimétricos, relacionam a origem da Cadeia Walvis com o resultado de acomodações de esforços durante o processo de rifteamento.

Assim como a PMP, os toleitos de Walvis também podem ser separados pelas concentrações de TiO_2 no intervalo de 2%, sendo os sítios 527, 528, 530A e 524 como do tipo BTi ($\text{TiO}_2 < 2\%$) e as amostras do sítio 527 e 528 do tipo ATi ($\text{TiO}_2 > 2\%$).

Da mesma forma que na Cadeia Walvis, na de Rio Grande também foram descritos basaltos de afinidade alcalina nas porções mais superficiais do furo no sítio 524. De fato, a existência de vulcanismo alcalino, com 14-47 Ma na Cadeia Rio Grande, e 65 Ma em Walvis (referências citadas), mostra a ocorrência de um processo magmático quando a região já se encontrava bastante afastada do *hotspot* de Tristão da Cunha.

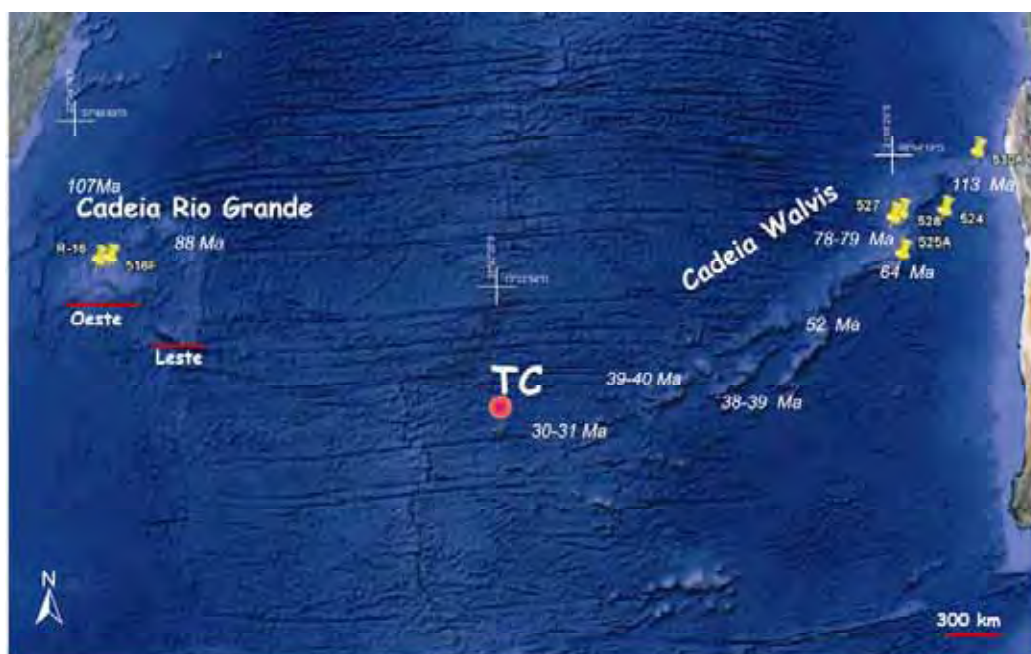


Figura IX.3 – Imagem de satélite TerraMetrics (2009), mostrando a posição das cadeias Rio Grande e Walvis bem como algumas datações. Na imagem encontram-se também representada a localização dos sítios onde foram realizados furos de sondagem para a coleta de amostras para análises geoquímicas e isotópicas (Richardson et al., 1982, 1984; Weaver et al., 1983 e Gamboa & Rabinowitz, 1984). As datações K-Ar são de Müller et al., 1993. Coordenadas dos sítios disponíveis em GEOROC database (2009). Legenda: TC = Tristão da Cunha.

Os estudos geoquímicos e isotópicos realizados nos basaltos de Walvis indicam que parte da cadeia apresenta características que poderiam ser explicadas pela mistura de fontes astenosféricas empobrecidas (N-MORB) e enriquecidas (Tristão da Cunha). No entanto, Richardson et al. (1982), analisando as amostras do sítio 525A, notaram padrões anômalos de isótopos de Sr, Nd e Pb, indicando a presença de um componente mantélico distinto. Ainda, Hart (1984) identificou uma única amostra na Cadeia Rio Grande com as mesmas assinaturas isotópicas daquelas referentes ao sítio 525A de Richardson et al. (1982).

Esse componente mantélico distinto identificado pelos autores citados foi denominado por Zindler & Hard (1986) de EMI e, segundo estes autores e Milner & Le Roex (1996), Lustrino (2000, 2005), Lustrino & Dallai (2003) e Gibson et al. (2005) é interpretado como um magma originado de: 1 – manto reciclado a partir da fusão parcial crustal em regime de subducção; 2 – processos de *underplating* litosférico; 3 – erosão litosférica causada por anomalia termal. Com isso, resultariam basaltos com as seguintes razões isotópicas: Pb ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_i < 17$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_i > 0,85$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_i > 2,08$); Sr ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i \sim 0,706$); Nd ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_m \sim 0,2826$); Hf ($^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_i \sim 0,2826$); e Os ($^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}_i \sim 0,135 - 0,145$).

A comparação das razões isotópicas de Sr, Nd e Pb dos derrames ATi da PMP e Etendeka com os basaltos do sítio 525A, realizados por Milner & Le Roex (1996), Marques et al. (1999) e Peate et al. (1999) revelaram uma forte semelhança, indicando a participação das mesmas fontes mantélicas na gênese destas rochas. Além disso, segundo Bizzi et al. (1995) as rochas da Província Alcalina do Alto Paranaíba (AP), e ainda segundo Toyoda et al. (1994) os complexos carbonatíticos do Eo e Neocretáceo que bordejam a Bacia do Paraná, também são característicos de componente mantélico EMI.

Sendo assim, o comportamento das razões dos elementos incompatíveis Zr/Nb vs. Zr/Y nas rochas basálticas Pitanga e Ribeira investigadas, e de Walvis e Rio Grande é mostrado no diagrama da Figura IX.4, juntamente com aquela dos basaltos N-MORB do Atlântico Sul e das rochas alcalinas primitivas de Tristão da Cunha. Todas as amostras utilizadas podem ser consideradas como não afetadas significativamente por contaminação crustal ($\text{Rb/Ba} < 1,0$).

Observa-se no mesmo diagrama grande similaridade da maioria das rochas Pitanga com os basaltos do sítio 525A da Cadeia Walvis, onde o Nb/Zr varia de 0,070 a

0,101 e Y/Zr de 0,116 a 0,232. Já aquelas do tipo Ribeira, comportam-se como dois grupos, o primeiro com forte similaridade ao sítio 516F da Cadeia de Rio Grande, apresenta Nb/Zr variando de 0,061 a 0,080 e Y/Zr de 0,222 a 0,256 equivalendo as amostras KS 835, KS 839, KS 830, KS 739, KS 831, KS 841, KS 745 e KS 743 (Anexo 02). O segundo grupo, que coincide com o campo 525A da Cadeia Walvis, representado pelas amostras KS 741, KS 729, KS 779, KS 836 e KS 740, possui Nb/Zr variando de 0,094 a 0,103 e Y/Zr de 0,187 a 0,283.

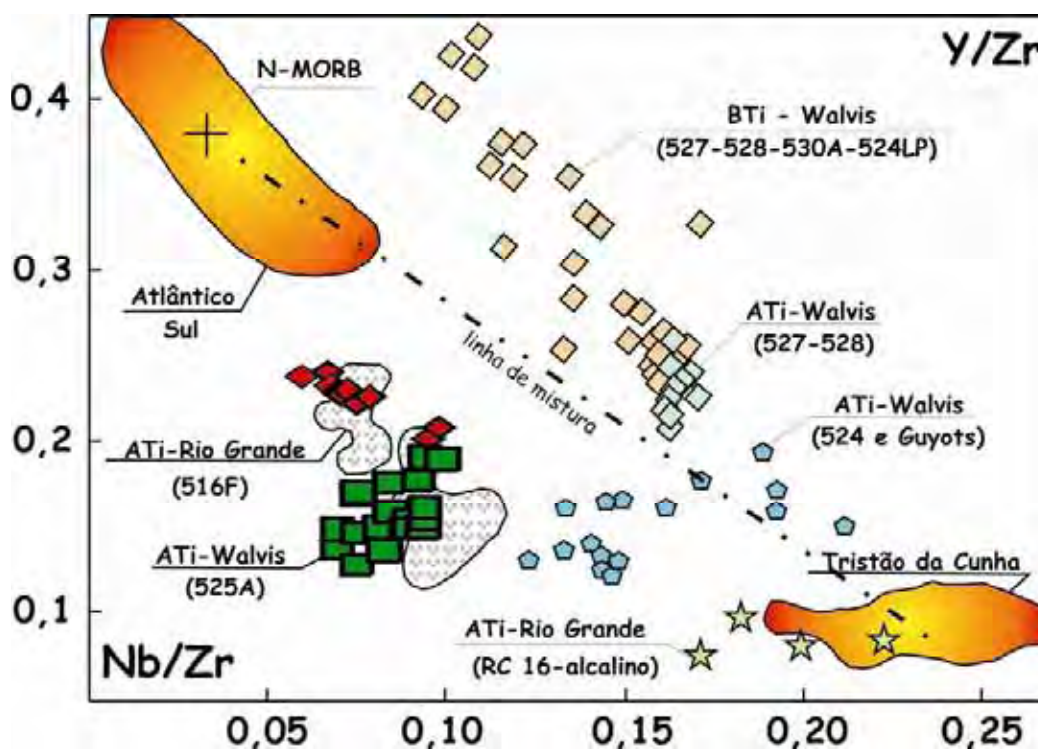


Figura IX.4 – Diagrama das razões Nb/Zr vs. Y/Zr com os basaltos investigados (análise por FRX) em comparação com aqueles do tipo N-MORB do Atlântico Sul, rochas toleíticas e alcalinas das cadeias Walvis, Rio Grande e rochas alcalinas de Tristão da Cunha ($MgO > 5\%$) – Referências no texto. Legenda: Losangos vermelho – basalto BTi (Ribeira); Quadrados verdes – basalto ATi (Pitanga).

Da mesma forma que os diagramas da Figura IX.2abc, as amostras investigadas ficam fora da linha de mistura entre os tipos N-MORB e Tristão da Cunha, assim como os campos dos sítios 525A e 516F. Para Marques & Ernesto (2004) a gênese dos basaltos da Cadeia Walvis parece ser bem mais complexa do que uma mistura de duas fontes astenosféricas, representadas por um tipo enriquecido e outro empobrecido. Embora este processo possa explicar a gênese dos basaltos ATi dos sítios 527 e 528, que estão bem próximo a linha de mistura entre os dois componentes mantélicos, a tendência observada nos basaltos BTi dos sítios 527, 528, 530A e 524 (porção basal-LP) requer uma outra interpretação, já que estas rochas apresentam razões Y/Zr e Nb/Zr que apontam para a participação de um componente com razão Nb/Zr 0,05 – 010 (Figura IX.4), elevada, e bastante distinta, das referentes aos N-MORB (Nb/Zr=0,031; Sun & MacDonough, 1989).

Para Kamber & Collerson (2000), estudando o magmatismo basáltico oceânico, estas diferenças podem ser causadas por leves mudanças no grau de fusão parcial e/ou cristalização fracionada, envolvendo clinopiroxênios que apresentam coeficientes de partição D muito diferentes para Nb e Zr ($D_{Nb} \ll D_{Zr}$).

9.1.2 – Isótopos Sr-Nd-Pb e identificação de possíveis fontes mantélicas

A utilização destes isótopos nos diversos trabalhos aqui citados e outros envolvendo outros isótopos e dados de tomografia sísmica, permitem a definição do vulcanismo “MODELO DE PLACA” de Anderson (2005), no qual a grande maioria dos complexos vulcânicos associados a *hotspots* correspondem apenas a manifestações associadas à margens ativas de placas tectônicas. Neste caso, o processo de fusão ocorre em baixas profundidades, sendo causado por heterogeneidades (litosfera reciclada), variação na fertilidade (presença de água e outros voláteis) do manto, convecção de pequena escala e zonas de fraqueza na litosfera oceânica e continental (sutura, falhas transformantes, segmentos de dorsal abandonados e bordas de placas ainda incipientes), ou seja originada exclusivamente por esses processos rasos, estabelecendo também um conjunto de critérios para auxiliar nessa identificação, incluindo dados de tomografia de alta resolução, altura geoidal, fluxo térmico e existência de feições tectônicas

indicadoras de possíveis zonas de fraqueza. De acordo com o modelo de placa, a parte superior do manto (até cerca de 100 km de profundidade - manto litosférico subcontinental) é fortemente heterogênea, contendo fragmentos de litosfera subductada ou delaminada. A fusão total ou parcial dessas heterogeneidades é a principal causa da variação das características químicas e isotópicas observadas em basaltos oceânicos (componentes mantélicos DMM, EMI, EM2 e HIMU; Zindler & Hart, 1986).

Para as características isotópicas dos basaltos da PMP, Murner et al. (1994), Turner & Hawkesworth (1995), Peate & Hawkesworth (1996), Comin-Chiaromonte et al. (1997) e Marques et al. (1999), admitindo a presença de uma pluma astenosférica, esta poderia apenas ter cedido calor para a instalação do processo vulcânico por meio da fusão do manto litosférico.

Ainda, segundo Ernesto et al. (2002), por meio de dados paleomagnéticos e anomalias de geóide, por cerca de 50 Ma (entre 180 e 130 Ma) a região do Gondwana Ocidental, onde se desenvolveu a PMP, permaneceu quase estacionária, corroborando o “modelo de placa”. Uma vez que a transferência de calor na litosfera é baixa, este tende a se acumular em sua base, principalmente quando grandes superfícies continentais estão envolvidas. Esse processo pode elevar a temperatura na base da litosfera em cerca de 100°C e, sob essa condição, mesmo um alívio de pressão relativamente baixo, causado pelos estágios incipientes de ruptura continental, permite que a temperatura do *solidus* seja atingida, causando fusão parcial do manto litosférico e desencadeando o processo vulcânico.

Para a PMP, os dados isotópicos de Sr e Nd obtidos inicialmente por Cordani et al. (1988) e Piccirillo et al. (1989) foram fundamentais para caracterizar a participação da crosta no processo magmático. Assim, os basaltos BTi da parte sul da província, Gramado e Esmeralda, apresentam razões isotópicas compatíveis com processos de contaminação crustal em baixa pressão, com $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ variando de 0,7046 - 0,7114 e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_m$ de 0,5128 - 0,5123. Já o ATi na parte norte do magmatismo, os magmas Pitanga e Paranapanema, podem ser considerados como não contaminados ou pouco contaminados ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$: 0,7055 - 0,7059 e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_m$ de 0,5125 - 0,5124).

Para Peate & Hawkesworth (1996) é possível que ocorra participação do manto astenosférico similar ao tipo MORB na gênese nos basaltos Esmeralda, por meio da interpretação dos isótopos de Sr_i: 0,7059-0,7076 e Nd_m: 0,5126-0,5124.

Marques et al. (1999), analisando seis amostras do tipo Ribeira, mostraram que as razões Sr_i e Nd_m são similares aquelas do tipo Urubici de Peate et al. (1999), com $^{87}Sr/^{86}Sr_i$: 0,7050 - 0,7060 e $^{143}Nd/^{144}Nd_m$ de 0,5124 - 0,5122, que por sua vez são similares aos tipos Pitanga e Paranapanema.

Tratando das razões isotópicas de Pb, cabe ressaltar que segundo Manovani (1985) e Hawkesworth et al. (1986) estes isótopos têm revelado importantes aspectos da gênese mantélica do vulcanismo. De acordo com esses autores, a idade de aproximadamente 1,8 Ga ($^{207}Pb/^{204}Pb_i$ - $^{206}Pb/^{204}Pb_i$) nos basaltos toleíticos indicam remobilização do manto litosférico subcontinental ou anomalias no sistema de correntes de convecção no manto.

Neste trabalho, as razões isotópicas de Pb foram recalculadas para 133 Ma utilizando os elementos U e Th obtidos por ICP-MS, como demonstra a Tabela IX.1. Da mesma forma, os isótopos de Sr_i e Nd_m também foram calculados para 133 Ma (Tabela IX.2), visando a interpretação dos resultados em diagramas que contemplem os diferentes campos dos componentes mantélicos. Os métodos para obtenção dos dados isotópicos encontram-se apresentados no Capítulo II.

As amostras KS 743, KS 742, KS 743 e KS 745 (Anexo 02) foram selecionadas com base em diferentes magmas-tipo e principalmente nas concentrações de MgO (Tabela IX.2). Para análises isotópicas iniciais de $^{87}Sr/^{86}Sr$ (Sr_i) atingiram valores de 0,70549 até 0,70586, o que mostra a ausência de processos de contaminação crustal ($>0,7060$), sendo maiores para as amostras do tipo Ribeira (0,70583-0,70586) e menores para as tipo Pitanga (0,70549-0,70573).

Já as relações isotópicas iniciais de $^{143}Nd/^{144}Nd$ (Nd_m) para 133 Ma, não mostraram diferenças entre os tipos de magma. Aquelas do tipo Ribeira possuem valores de 0,51237 e 0,51239, enquanto aquelas do tipo Pitanga 0,51235 e 0,51236 (Tabela IX.2).

Tabela IX.1 – Razões isotópicas de Pb calculados para 133 Ma, e concentrações de U, Th e Pb nos basaltos investigados obtidos no ICP-MS. O erro analítico das concentrações é menor que 15% e das razões são indicados entre parênteses.

Grupo	Amostra	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	U	Th	Pb	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_i$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_i$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_i$
ATi	KS 734	17,913(7)	15,531(8)	38,377(8)	0,57	2,4	4,0	17,726	15,522	38,119
(Pitanga)	KS 742	18,846(6)	15,519(6)	38,376(7)	0,92	4,1	8,7	17,608	15,512	38,174
BTi	KS 743	17,920(5)	15,500(4)	38,336(8)	0,62	2,9	4,7	17,747	15,492	38,071
(Ribeira)	KS 745	17,922(5)	15,503(6)	38,333(7)	0,61	2,9	5,3	17,771	15,496	38,098

Tabela IX.2 – Razões isotópicas de Sr e Nd calculados para 133 Ma, e concentrações de Rb e Sr nos basaltos investigados obtidos no ICP-MS e TiO_2 e MgO por FRX. O erro analítico das concentrações é menor que 15% e das razões são indicados entre parênteses.

Grupo	Amostra	TiO_2	MgO	Rb/Ba	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Rb	Sr	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_m$
ATi	KS 734	2,86	5,84	0,66	0,70595(5)	20	492	0,70573	0,11763	0,51235
(Pitanga)	KS 742	4,00	4,02	0,75	0,70594(18)	36	441	0,70549	0,23621	0,51236
BTi	KS 743	2,40	4,22	0,77	0,70637(3)	25	267	0,70586	0,27094	0,51237
(Ribeira)	KS 745	2,20	5,54	0,72	0,70632(3)	22	303	0,70583	0,21010	0,51239

A relação $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$, mostrou um enriquecimento mais significativo nas amostras Ribeira: 0,21010 – 0,27094, do que aquelas Pitanga: 0,11763 – 0,23621. As variações de $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}_i$ são acompanhadas pelas variações isotópicas de Pb medidas, sendo que as amostras do tipo Pitanga, KS 734 e KS 742 apresentaram respectivamente $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_i = 17,726$ e $17,608$; ^{207}Pb , $^{204}\text{Pb}_i = 15,522$ e $15,512$; e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_i = 38,119$ e $38,174$, enquanto aquelas do tipo Ribeira, KS 743 e KS 745, apresentaram razões mais enriquecidas em $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_i = 17,747$ e $17,771$; e mais empobrecidas em $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_i = 15,492$ e $15,496$; e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_i = 38,071$ e $38,098$ (Tabela IX.1).

A relação das razões isotópicas de Pb calculadas, quando plotadas nos diagramas $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_i$ vs. $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_i$ e $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_i$ na Figura IX.5ab, mostram proximidade dos basaltos ATi e BTi com o componente EMI (Richardson et al., 1982) e carbonatitos neocretácicos do sudeste brasileiro (Toyoda et al., 1994). Além disso, definem nos dois diagramas, juntamente com as amostras Urubici e BTi (sul da PMP) de Mantovani et al. (1985) e Marques et al. (1989, 1999), um *trend* subparalelo a isócrona Northern Hemisphere Reference Line -NHRL de Hart (1984), sugerindo um manto Arqueo-Proterozoico (~ 2,5Ga) na gênese dos basaltos da PMP.

Os *trends* formados pelas razões de Pb (Figura IX.5) podem ser explicados pelos diferentes graus de contaminação crustal, nos quais os basaltos da PMP foram condicionados. Assim, o BTi no sul da província com $\text{Sr}_i > 0,7056$ (referências citadas) são aqueles também com altas razões de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_i$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_i$ e $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_i$. Já os basaltos aqui investigados, Pitanga e Ribeira, juntamente com o Urubici (Piccirillo & Melfi, 1988), possuem razões $\text{Sr}_i < 0,7060$ e, por consequência baixas razões de isótopos de Pb. Na mesma figura também é possível observar que não existem evidências de participação significativa de fonte N-MORB nas amostras analisadas, e da mesma forma com os basaltos OIB de Tristão da Cunha. Entretanto, existe uma aproximação com o campo do sítio 525A da Cadeia Walvis (Figura IX.3).

A relação entre os isótopos de Pb_i , Sr_i e Nd_m também pode ser verificada nos diagramas da Figura IX.6 ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_i$ vs. $^{142}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_m$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$), onde as amostras Ribeira e Pitanga, com $\text{Sr}_i < 0,7060$, são também aquelas mais empobrecidas em Nd_m que os basaltos contaminados do BTi sul da PMP. O diagrama também mostra que os basaltos ATi e BTi apresentam similaridades com os toleítos do sítio 525A da Cadeia Walvis, componente EMI e carbonatos neocretácicos do sudeste brasileiro.

Ainda, o diagrama da Figura IX.6a mostra um *gap* entre os magmas Ribeira do presente trabalho com aqueles BTi (sul da PMP), representados na forma de campo no diagrama, analisados por Mantovani et. al. (1985) e Marques et al. (1989, 1999), que não pode ser explicado por um processo de contaminação crustal em baixa pressão, visto que os basaltos toleíticos analisados, com $Sr_i < 0,7060$, e aqueles do tipo Urubici (referências citadas) sugerem uma relação de proporcionalidade (*trend*) nas razões de Nd_m e $^{206}Pb/^{204}Pb_i$, que por consequência não condiz com este tipo de processo.

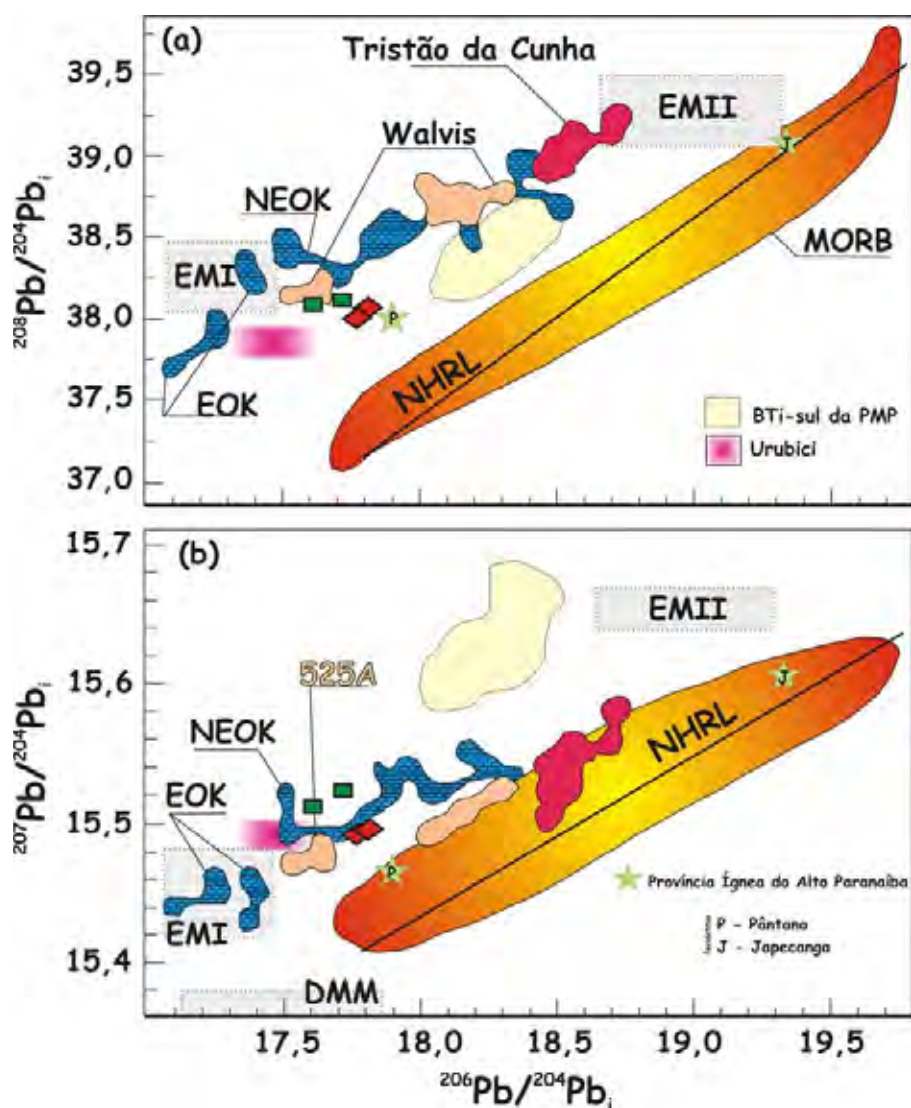


Figura IX.5 – Diagrama $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_i$ vs. $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_i$ (a) e $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_i$ (b) com as amostras Ribeira (BTi) e Pitanga (ATi) em comparação com os campos dos basaltos MORB (Hamelin et al, 1984), Tristão da Cunha (Le Roex et al. 1990) e Cadeia Walvis (Richardson et al., 1982); componentes EMI, EMII e DMM (Sun & McDonough (1989), Província Ígnea do Alto Paranaíba (APIP - Bizzi et al, 1995); e carbonatos eo (EOK) e neocretácicos (NEOK) que bordejam a Bacia do Paraná (Toyoda et al., 1994).

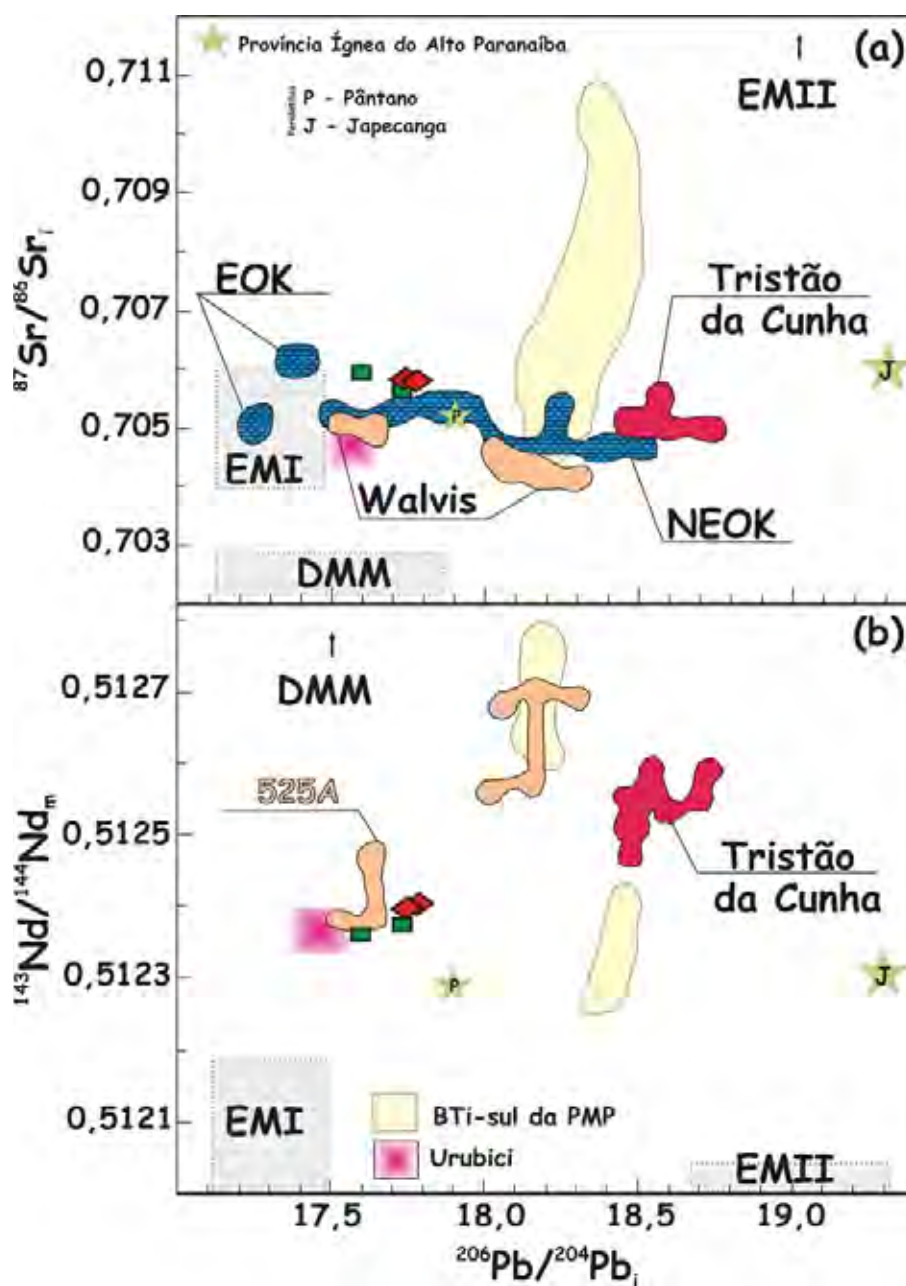


Figura IX.6 – Diagrama $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_i$ vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ (a) e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_m$ (b) com as amostras Ribeira (BTi) e Pitanga (ATi) em comparação com os campos dos basaltos de Tristão da Cunha (Le Roex et al. 1990) e Cadeia Walvis (Richardson et al., 1982); componentes EMI, EMII e DMM (Sun & McDonough, 1989) Província Ígnea do Alto Paranaíba (APIP - Bizzi et al., 1995); e carbonatos eo (EOK) e neocretácicos (NEOK) que bordejam a Bacia do Paraná (Toyoda et al., 1994).

A grande variação isotópica na PMP, no que concerne os magmas BTi e ATi, ou como aqui verificado, principalmente entre o BTi no norte (Ribeira) e BTi do sul (referências citadas), para Gibson et al. (1995) e Ewart et al. (1998) se deve a interação da pluma mantélica de Tristão da Cunha com o manto empobrecido (N-MORB). De fato, esta interpretação faz-se necessária quando se admite a presença de uma pluma.

No entanto, a sistemática variação nos isótopos de Sr-Nd-Pb nos magmas observados e aqueles publicados nas referências citadas não condiz com um processo de fusão parcial de um manto astenosférico homogêneo, mas sim requer a participação de diferentes componentes mantélicos ou mistura de fontes, esta última já descartada nos diagramas das figuras IX. 2 e 4, para MORB e Tristão da Cunha.

Logo, admite-se então a proposta de Peate & Hawkesworth (1996) e Comin-Chiaramonti (1997), corroborando com o “modelo de placas” de Anderson (2005), que retrata a fusão de um manto litosférico heterogêneo promovida por uma anomalia térmica, como responsável pela variação composicional das rochas da PMP, a ainda a possível ausência de fontes MORB e OIB em um processo de mistura.

Os diagramas das razões de Pb e Sr apresentados na Figura IX.5ab e 6a indicam valores similares dos magmas investigados com os carbonatos neocretácicos que bordejam a parte norte da Bacia do Paraná. O forte *trend* formado pelos campos destas rochas carbonáticas (Toyoda et al., 1994) sugerem um sistema de mistura envolvendo tanto os carbonatitos do Eo e Neocretáceo com os membros EMII e EMI sendo este último o dominante.

A mesma relação deve ser aplicada aos representantes da Província Ígnea do Alto Paranaíba (APIP – Bizzi et al., 1995), onde os peridotitos de Pântano possuem razões de Pb e Sr similares aos carbonatitos neocretácicos e também aos magmas investigados. Já os de Japencanga parecem ser similares ao campo EMII, mais enriquecidas em Pb e similares aos basaltos BTi do norte da PMP (referências citadas).

Assim, fica claro que as amostras investigadas neste trabalho, magmas Ribeira e Pitanga, na parte norte da PMP, são significativamente dominados pelo componente EMI, o que pode ser reforçado pelo diagrama da Figura IX.7.

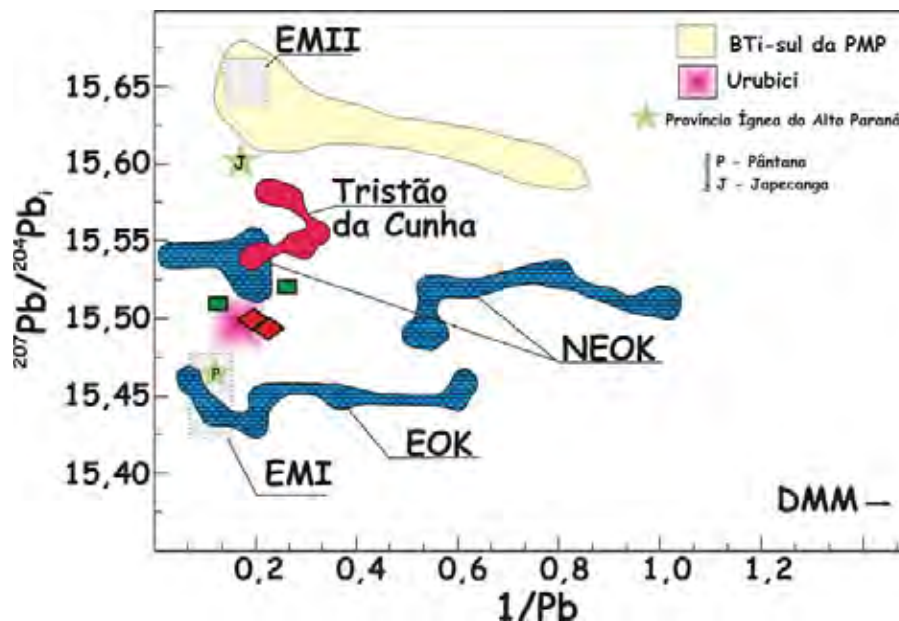


Figura IX.7 – Diagrama $1/Pb$ vs. $^{207}Pb/^{204}Pb_i$ com as amostras Ribeira (BTi) e Pitanga (ATi) em comparação com os campos dos basaltos de Tristão da Cunha (Le Roex et al. 1990) e Cadeia Walvis (Richardson et al., 1982); componentes EMI, EMII e DMM (Sun & McDonough -1989); Província Ígnea do Alto Paranaíba (APIP - Bizzi et al., 1995); e carbonatos eo (EOK) e neocretácicos (NEOK) que bordejam a Bacia do Paraná (Toyoda et al., 1994).

9.2 – COMPARAÇÃO COM OUTROS AMBIENTES GEOTECTÔNICOS

Quando os basaltos estudados são comparados a outros ambientes vulcânicos também observa-se características EMI nos magmas investigados. No diagrama da Figura IX.8a, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_i$ vs. $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_i$, os magmas ATi e BTi possuem razões de $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_i$ entre os componentes EMI e DMM. No entanto, a distinção pode ser feita nos diagramas das Figuras IX.8bcd ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}_i$; $^{208}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ vs. εNd e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ vs. εNd) onde os tipo Pitanga e Ribeira possuem características EMI.

Nos diagramas que envolvem o εNd (Figuras IX.8cd) fica clara a definição da ausência do componente DMM nas rochas investigadas, onde este situa-se no campo II (manto depletado - Fanerozoico) enquanto aquelas Pitanga e Ribeira estão no campo IV como característicos de rochas submetidas a fusão parcial pré-cambrianas. As idades modelos atribuídas aos valores do εNd , levando em consideração a linha do CHUR, nos magmas ATi e BTi corroboram a formação do *trend* subparalelo à isócrona Northern Hemisphere Reference Line -NHRL de Hart (1984) na Figura IX.5ab sugerindo um manto Arqueano-Proterozoico (~ 2,5Ga) na gênese dos basaltos aqui investigados.

Os diagramas também permitem comparações com outros sistemas vulcânicos do planeta, onde percebe-se semelhança nos valores de $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_i$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_i$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ e $^{208}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ vs. εNd com os basaltos de Pitcairn-Gambier. Os dados são provenientes do GEOROC (2009).

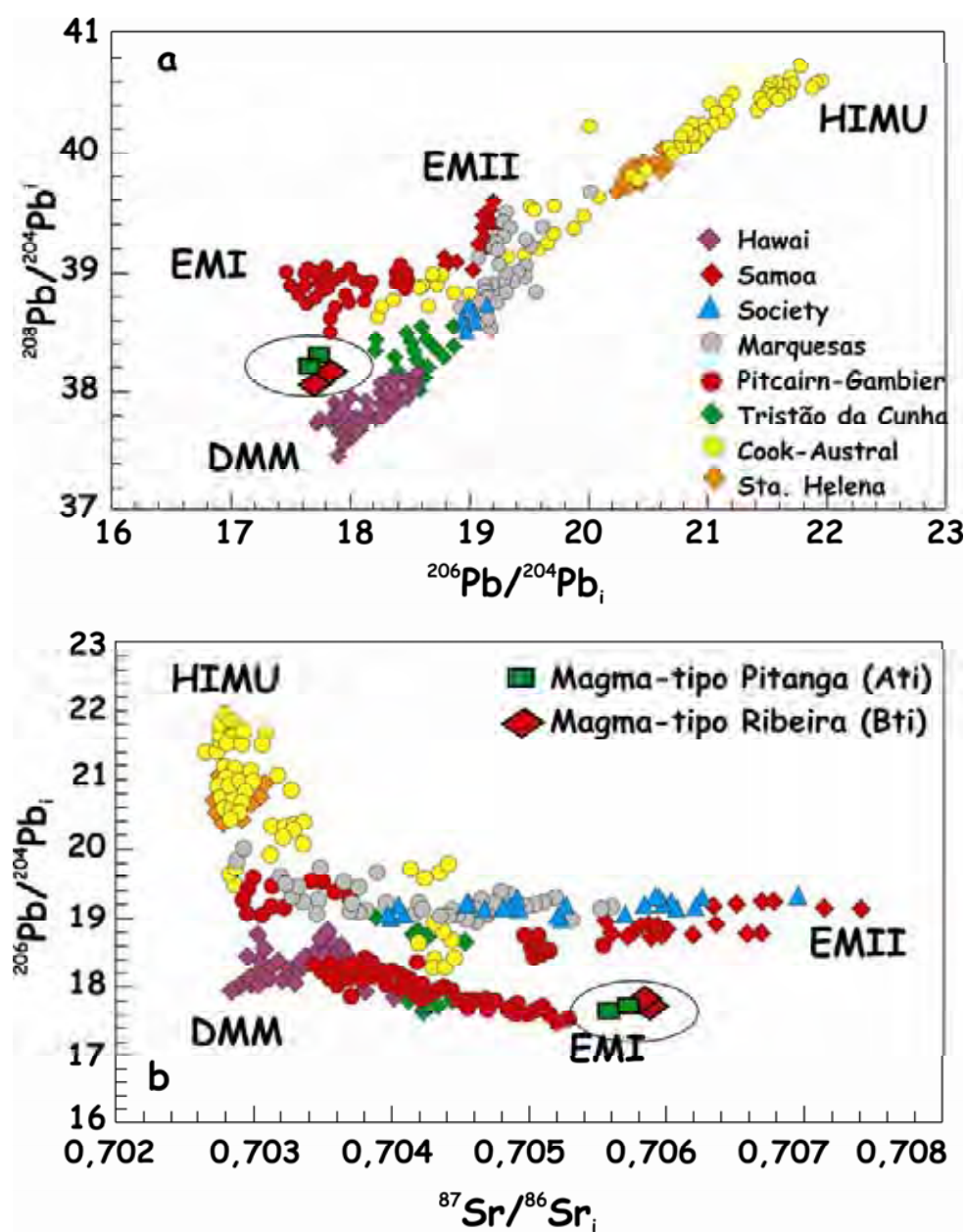


Figura IX.8 – Diagramas (a) $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_i$ vs. $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_i$; (b) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_i$; (c) $^{208}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ vs. εNd e (d) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ vs. εNd . Destacando a área dos reservatórios mantélicos HIMU, EMI, EMII e DMM (referências citadas e Hofmann, 2003) com amostras de basaltos das províncias vulcânicas do Hawaii, Samoa, Society, Marquesas, Pitcairn-Gambier, Tristão da Cunha, Cook-Austral e Santa Helena. Os dados geoquímicos estão disponíveis em GEOROC (2009) e também foram utilizados por Hofmann (2003).

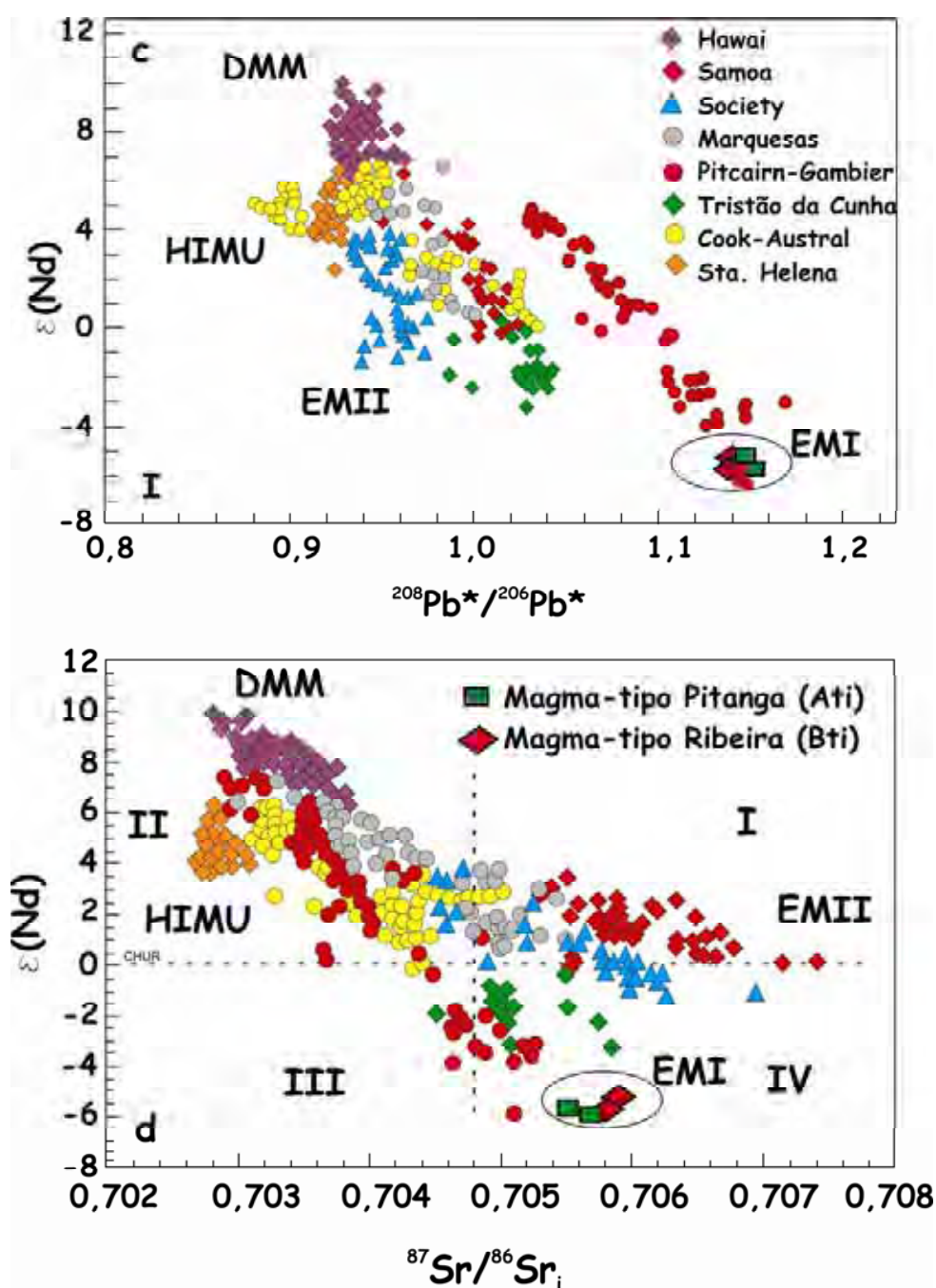


Figura IX.8 – Diagramas (a) $^{206}Pb/^{204}Pb_i$ vs. $^{208}Pb/^{204}Pb_i$; (b) $^{87}Sr/^{86}Sr_i$ vs. $^{206}Pb/^{204}Pb_i$; (c) $^{208}Pb^*/^{206}Pb^*$ vs. ϵ_{Nd} e (d) $^{87}Sr/^{86}Sr_i$ vs. ϵ_{Nd} . Destacando a área dos reservatórios mantélicos HIMU, EMI, EMII e DMM (referências citadas e Hofmann, 2003) com amostras de basaltos das províncias vulcânicas do Hawaii, Samoa, Society, Marquesas, Pitcairn-Gambier, Tristão da Cunha, Cook-Austral e Santa Helena. Os dados geoquímicos estão disponíveis em GEOROC (2009) e também foram utilizados por Hofmann (2003).

Segundo Dupuy (1988, 1989) e Faure (2001), o vulcanismo de Pitcairn-Gambier é um grande complexo de ilhas basálticas, formando recifes anelares, com idade eoceno-zóica (29-35Ma, K-Ar) sendo 4 principais: Christians Cave, Adamstown, Pulawana e Tedside de aproximadamente 5 km² cada uma que se estendem por uma área de 1700 km. Para estes autores, as lavas são empobrecidas em isótopos de Pb e Nd com assinatura típica EMI. A variação nas razões de $^{173}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_m$ e $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_i$ devem refletir componentes litosféricos na gênese do vulcanismos e como responsável pela fusão de um *hotspot* situado a leste das ilhas com presença de pluma mantélica (Pluma de Pitcairn). Estas ilhas também refletem magmatismo do tipo “modelo de placa” de Anderson (2005), tendo visto que são atribuídas ao limite de microplacas oceânicas de regime distensivo.

Ainda, Woodhead & McCulloch (1989), corroborado Dupuy (1988, 1989), afirmam que pelas razões de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_m$, no início do processo vulcânico pode ter havido a contribuição do componente DMM adquirindo assinatura EMI nas fases principais e finais do evento.

Capítulo X

CONCLUSÕES

As observações de campo permitiram identificar que a Província Magmática do Paraná (PMP), representada na estratigrafia da Bacia do Paraná pela Formação Serra Geral, no estado do Mato Grosso do Sul ocorre sobretudo na forma de derrames, sobrepostos aos arenitos da Formação Botucatu, com localizadas ocorrências de peperitos e sotopostos as sedimentos continentais dos grupos Bauru e Caiuá.

A localização de **peperitos** verdadeiros, com presença de minerais de alteração como diopsídio e albita, este último englobando cristais de quartzo, corroboram as informações de Assine et al. (2004) e Waichel et al. (2006, 2007) na interpretação de localizados ambientes úmidos no paleodeserto Botucatu no Eocretáceo.

No Estado de Mato Grosso não ocorrem rochas efusivas, a Formação Serra Geral é representada apenas por intrusivas na forma de um sill na região do Alto Araguaia, intrudido na porção inferior do Grupo Passa Dois. Embora o mapa da CPRM (2004) traga localização de mais corpos aflorantes ao norte estes ocorrem apenas na forma de solos de alteração.

Na investigação geoquímica, foram utilizados diagramas do tipo **TAS** e **R1** vs. **R2** para uma caracterização geoquímica preliminar. O primeiro diagrama mostrou que as rochas estudadas podem ser classificadas como basaltos toleíticos. Já o diagrama **R1** vs. **R2** indicou que as amostras se distribuem em maioria pelo campo do andesi-basalto toleítico. Os dados também indicaram que os basaltos são do tipo **ATi** ($2,6\% < \text{TiO}_2 < 4,2\%$) e **BTi** ($1,7\% < \text{TiO}_2 < 2,4\%$) que de fato são característicos da subprovíncia norte da Província Magmática do Paraná (referências no Capítulo V).

O **ATi** é representado pelo magma **Pitanga**, enquanto o **BTi** pelo magma **Ribeira**. As concentrações de ETRs mostram que as amostras **Ribeira** possuem um menor enriquecimento em ETRs leves (média da razão $(\text{La/Yb})_n = 5,6 \pm 1,7$) que aquelas do tipo **Pitanga** (média da razão $(\text{La/Yb})_n = 6,1 \pm 1,5$). Cabe ressaltar que as amostras do

tipo **Pitanga** também apresentam maiores razões de $(La/Yb)_n$ e $(Sm/Yb)_n$, variando de 4,4 a 7,7 e 1,8 a 3,1 respectivamente, quando comparado aquelas **Ribeira** com 4,2 a 7,6 de $(La/Yb)_n$ e 1,8 a 3,0 de $(Sm/Yb)_n$.

Os estudos petrográficos dos basaltos mostram que a principal textura encontrada é a intergranular, e secundariamente subofítica e ofítica. De fato, pode-se concluir que a principal textura descrita deve-se às altas concentrações e às diferentes relações entre os cristais de plagioclásio (40% a 50%) e clinopiroxênio (augita – 19% a 40%). O plagioclásio possui uma composição variando de An₄₂₋₆₇, onde os núcleos são mais cálcicos dispondo-se no campo da labradorita com An variando entre 53% a 67%, enquanto os minerais de cristalização tardia, ou bordas e zonas intermediárias de fenocristais são mais sódicas com An variando de 42% a 53% no campo da andesina. Já o piroxênio, sobretudo augita, possui composição: $Wo_{(30-40)}En_{(34-46)}Fs_{(17-32)}$; enquanto a pigeonita: $Wo_{(10-12)}En_{(51-55)}Fs_{(35-39)}$. Neste sistema de classificação de piroxênios, diagrama Wo-En-Fs, foi identificado um paralelismo com a linha de *Skarergaard* sugerindo, por si só, a possível atuação de um processo de **cristalização fracionada** entre o magma **Ribeira** e **Pitanga**. Ainda, os piroxênios das amostras **Ribeira** tendem a ser menos cálcicas (Wo_{30-40}) que aquelas do tipo **Pitanga** (Wo_{37-40}). É provável que a coprecipitação de augita e pigeonita tenha ocorrido entre 900°C a 1000°C, no entanto os basaltos do tipo **Ribeira** podem ter atingido uma temperatura de até 1150°C, maior que aquelas do tipo **Pitanga** que não chegam a 1000°C.

Os minerais opacos somam de 2% a 10% sendo representados na mineralogia primária por magnetita e ilmenita. Os cálculos reológicos mostram que a temperatura de cristalização da magnetita ocorreu no intervalo estimado de 823°C a 970°C, enquanto a ilmenita entre 832°C a 853°C. Da mesma forma que os piroxênios, o tipo **Ribeira**, mais quente, possui uma temperatura para os opacos variando de 922°C a 970 °C, muito maior que aquelas **Pitanga**: 823°C a 853°C. Observou-se também que, utilizando o método de Andersen & Lindsley (1985), o magma **Ribeira** possui uma fugacidade de oxigênio relativamente maior ($-11,00 > fO_2 > -11,72$) do que as amostras Pitanga ($-12,98 > fO_2 > -13,57$). Por fim, os cristais de olivina ocorrem em média de 1,5%, sendo que as análises mostraram que a maior parte situa-se no campo intermediário entre os membros finais forsterita-faialita, mais precisamente no campo hortonolita ($Fo \sim 31-50$).

Nos padrões de abundância de elementos incompatíveis destes magmas notam-se diferenças marcantes, as quais parecem consistentes com um processo de **cristalização**

fracionada. Processos de **contaminação crustal** podem ser descartados pelos valores de $Sr_i < 0,7060$ e $Rb/Ba < 1,0$.

Existe uma compartimentação geográfica destes magmas, onde o tipo **Ribeira** ocorre próximo a capital Campo Grande, além de um sill aflorante no extremo sul de Mato Grosso. Já aqueles **Pitanga** ocorrem amplamente na área investigada, tanto como intrusivas nos sedimentos paleozóicos da Bacia do Paraná, como derrames ao sul, sudeste oeste e noroeste da capital Campo Grande nas regiões de Naviraí, Ponta Porã, Paraíso e Cassilândia.

Fica claro que as amostras **Ribeira** situam-se nas zonas mais periféricas da bacia que os basaltos **Pitanga**. A zona de ocorrência das rochas de baixo titânio pode ter sido afetada por um processo de denudação devido ao soerguimento pós-vulcânico da Serra do Maracaju, a oeste, o que explicaria a abundância da textura do tipo intergranular, quase ausência de mesóstase e presença de material granofírico (Figura VI.7). Ainda, levando-se em consideração o espessamento dos derrames em direção ao Graben do Paraná (Figura III.2) e concentração de sills a leste (Figura V.3) é possível que os basaltos **Pitanga**, de maneira geral, estejam sobrepostos aqueles do tipo **Ribeira**. É evidente que as cotas dos afloramentos não devem ser considerados como fator determinante na estratigrafia dos derrames na área, tendo em vista a ocorrência de tectonismo pós- vulcânico (Figura IV.8).

Os padrões de abundância de elementos incompatíveis dos magmas **Pitanga** e **Ribeira** são muito diferentes daqueles de **Tristão da Cunha (OIB)** e **N-MORB**, e ficam fora da linha de mistura destes, o que evidencia a participação de um outro componente mantélico, não **astenosférico** ($Nb/Zr \sim 0,031$ – referência no Capítulo IX), mas sim **litosférico** ($0,05 < Nb/Zr < 0,15$) semelhante aos ATi dos sítios 525A da **Cadeia Walvis** e 516F da **Cadeia Rio Grande**.

De fato, as razões iniciais de Pb_i mostram proximidade dos basaltos investigados com o componente **EMI** (Gibson et al., 2005 e referências citadas) e carbonatos neocretácicos do sudeste brasileiro (Toyoda et al., 1994). As baixas razões de Pb_i , calculados, quando comparados aos BTi do sul da PMP podem ser explicados pela ausência de processos de contaminação crustal (**Ribeira**, Sr_i : 0,70583-0,70586; **Pitanga**, Sr_i : 0,70549-0,70573). Além das razões de Pb_i , as amostras **Ribeira** e **Pitanga** investigadas são também mais empobrecidas em Nd_m (0,51235 – 0,51239) condizente com os toleitos do sítio 525A da **Cadeia Walvis** e componente **EMI**.

O componente **EMI** dos basaltos investigados também pode ser comparado com outros complexos vulcânicos como o Pitcairn-Gambier também de dominância do mesmo reservatório. Os valores de ϵNd (Figuras IX.8cd) indicam que os magmas **Pitanga e Ribeira** estão no campo IV ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ vs ϵNd) como característicos de rochas submetidas a **fusão parcial pré-cambrianas**. As idades atribuídas aos valores do ϵNd , levando em consideração a linha do CHUR, corroboram a formação do *trend* subparalelo a isócrona NHRL (Figura IX.5ab) sugerindo um manto Arqueano-Proterozoico ($\sim 2,5\text{Ga}$) na gênese dos basaltos da PMP.

A hipótese de fonte do **manto litosférico subcontinental** é corroborada pelos cálculos de fusão parcial, utilizando o modelo de **fusão parcial em equilíbrio modal** de amostras representativas **Ribeira e Pitanga**. De fato, o modelo é consistente com a fusão de um **granada-lherzolito** (3% granada; 10% de clinopiroxênio; 43% de olivina; 44% de ortopiroxênio). Ainda, segundo DePaolo & Daley (2000), fontes de **magmas astenosféricos** possuem baixos valores de La/Nb (~ 7), que também não condiz com os basaltos amostrados ($1,8 \pm 0,5$).

De fato, as razões $(\text{La/Yb})_n$: (4,17-7,70); e $(\text{La/Sm})_n$: (2,15-2,54) e isótopos das amostras representativas dos magmas, em conjunto com aquelas publicadas nas referências citadas (Capítulo IX), indicam a contribuição do **manto litosférico subcontinental** na geração dos basaltos estudados. A ausência de componentes **astenosféricos** pode descartar a participação da **Pluma de Tristão da Cunha** na gênese dos basaltos, mas não descarta a presença desta como fornecedora de calor nos estágios incipientes à quebra do Gondwana.

Capítulo XI

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALBERTI, A.; PICCIRILLO, E.M.; BELLINI, G.; CIVETTA, L.; COMINCHIARAMONTI, P.; MORAIS, E.A.A. Mesozoic acid volcanics from Southern Angola: petrology, Sr-Nd isotope characteristics, and correlation with the acid stratoid volcanic suites of the Paraná Basin (south – eastern Brazil). **Europe Journal Mineral**, v. 4, p. 597 – 604, 1992.

ALMEIDA, F.F.M. Distribuição regional e relações tectônicas do magmatismo pós-Paleozóico no Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 16, n. 4, p. 325 – 349, 1986.

ALMEIDA, F.F.M. Síntese sobre a tectônica da Bacia do Paraná. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 2, 1981, São Paulo, **Resumos...**São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1988.

ANDERSEN, D.J. & LINDSLEY, D.H. New (and final!) models for the Ti-magnetite/ilmenite geothermometer and oxygen barometer In: AGU 1985, 66. **Abstract...** Spring Meeting Eos Transactions. American Geophysical Union, 1985, p. 416.

ANDERSON, D.L. Large igneous provinces, delamination, and fertile mantle. **Elements**, v. 1, p. 271-275, 2005.

ASMUS, H.E. Geologia da Margem Continental Brasileira. In: **Geologia do Brasil**. DNPM, 1984, p. 443-472.

ASSINE, M. **Sedimentação na Bacia do Pantanal Matogrossense, Centro-Oeste Brasil**. Rio Claro. 2003. 120 p. Tese (Livre Docência em Geociências) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.

ASSINE, M.L.; PIRANHA, J.L.; CARNEIRO, C.D.R. Os paleodesertos Pirambóia e Botucatu. In: NETO, V.M.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C.D.; BRITO-NEVES, B.B.de. (Coordenadores), **Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: Editora Beca, 2004, p. 77-92.

AUGUSTITHIS, S.S. **Atlas of the textural patterns of basalts and their genetic significance**. Elsevier Publishing Company, 323 p., 1978

BABINSKI, M. **Metodologia Isotópica Pb/Pb. Aplicacao aos migmatitos e rochas associadas da região de São Jose dos Campos, SP**. São Paulo, 1988. 120p. Dissertação (Mestrado em Tecnologia Nuclear) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

BAKSI, A. K. Radiometric ages of hotspot rocks in and around the Atlantic, Indian and Pacific Oceans. In: FOULGER, G.R., NATLAND, J.H.; PRESNALL, D.C. & ANDERSON, D.L. (Coordenadores), **Plates, plumes and paradigms**, Geological Society of America Special Paper, 388, p. 57-70, 2005.

BALLY, A.W. & SMELSON, S. Realms os Subsidence. In: **C.S.P.G.: Facts and Principles of World Petroleum Ocurrence**. Canadá: 1980, 1003 p.

BARD, J. P. **Microtextures of Igneus and Metamorphic Rocks**. Boston, United States of America: D. Reidel Publishing Company, 1980, 264 p.

BATES, R. & JACKSON, J.A. **Glossary of Geology**, 3rd edn. American Geological Institute, Alexandria, 788 p., 1987.

BATEZELLI, A. ; SAAD, A. R. ; FÚLFARO, V. J. ; CORSI, A. C. ; LANDIM, P. M. B. ; PERINOTTO, J. A. J. Análise de Bacia Aplicada às Unidades Mesozóicas do Triângulo Mineiro (Sudeste do Brasil): Uma Estratégia na Prospecção de Recursos Hídricos Subterrâneos. Águas Subterrâneas (São Paulo). **Geociências**, v. 19, n.1, p. 61-74, 2005.

BATEZELLI, A.; BASILICI, G. Arquitetura deposicional e evolução da sequencia aluvial neocretácea da porção setentrional da Bacia Bauru, no sudeste brasileiro. In: 7 SIMPÓSIO DO CRETÁCEO DO BRASIL - 1 SIMPÓSIO DO TERCIÁRIO DO BRASIL, 2006, Serra Negra. **Resumos...**Boletim do 7 Simpósio do Cretáceo do Brasil, 2006.

BELLIENI, G.; PICCIRILO, E.M.; ZANNETIN, B. **Classification and nomenclature of basalts**. USGS, Commission on the Systematics of Igneous Rocks, circ. 34, p. 1-17, 1981.

BELLIENI, G.; BROTZU, P.; COMIN-CHIARAMONTI, P., ERNESTO, M.; MELFI, A.J.; PACCA, I.G.; PICCIRILO, E.M.; STOLVA, D. Petrological and Paleomagnetic Data on the Plateau Basalts to Rhyolite sequences of the Southern Paraná Basin (Brazil). **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 55, p. 355 – 383, 1983.

BELLIENI, G.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; MARQUES, L.S.; MELFI, A.J.; PICCIRILO, E. M.; A.J., NARDY, A.J.R.; ROISENBERG, A. High- and low-Ti flood basalts from the Paraná plateau (Brazil): petrology and geochemical aspects bearing on their mantle origin. **Neues Jahr. Miner. Abh.**, v. 150, p. 272 – 306, 1984a.

BELLIENI, G.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; MARQUES, L.S.; MELFI, A.J., STOLFA, D. Low-pressure evolution of basalt sills from bore-holes in the Paraná Basin, Brazil. **TMPM**, v. 33, p. 25-47, 1984b.

BELLIENI, G., COMIN-CHIARAMONTI, P., MARQUES, L.S., MARTINEZ, L.A., MELFI, A.J., NARDY, A.J.R., PICCIRILO, E.M., STOLVA, D. Continental flood Basalts from Central-Western Regionas of the Paraná Plateau (Paraguay and Argentina): Petrology and Petrogenetic Aspects. **Neues Jahr. Miner. Abh.**, v. 154, n 2, p. 11 – 139, 1986a.

BELLIENI, G.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; MARQUES, L.S.; MELFI, A.J.; NARDY, A.J.R.; PAPATRECHAS, C.; PICCIRILLO, E. M.; ROISENBERG, A. Petrogenetic aspects of acid and basaltic lavas from the Paraná plateau (Brazil): geological, mineralogical and petrochemical relationships. **Journal of Petrology**, v. 27, p.915-944, 1986b.

BELLIENI, G.; PICCIRILO, E.M.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; MELFI, A.J.; DA ROIT, P. Mineral Chemistry of Continental Stratoid Volcanics and related Intrusives from the Paraná Basin (Brazil). In: PICCIRILLO, E.M. & MELFI, A.J. (Coordenadores), **The Mesozoic Flood Volcanism of the Paraná Basin: Petrogenetic and Geophysical Aspects**. São Paulo: Instituto Astronômico e Geofísico – Universidade de São Paulo, 1988, p. 73-92.

BERTINI, R. J. ; PINHEIRO, A. E. P. ; SANTUCCI, R. M. ; ANDRADE, M. B. ; OLIVEIRA, C. E. M. ; BASILIO, J. . Pelvic and appendicular remains of Baurusuchidae (Metasuchia, Mesoeucrocodylia) from an unusual new locality from the Upper Cretaceous Bauru Basin, Northwestern São Paulo State, Southeastern Brazil. In: II CONGRESSO LATINO-AMERICANO DE PALEONTOLOGIA DE VERTEBRADOS, 2005, Rio de Janeiro. **Resumo...**Boletim de Resumos do II Congresso Latino-Americano de Paleontologia de Vertebrados. Rio de Janeiro : Museu Nacional/UFRJ, 2005. p. 49-50.

BEST, M.G. & CHRISTIANSEN, E.H. **Igneous Petrology**. Massachusetts, United States of America: Blackwell Science, 2001, 458 p.

BIRCK, J.L. & ALLÈGRE, C.J. Chronology and chemical history of the parent body of basaltic achondrites studied by the $^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$ method. **Earth Planet. Sci. Lett.** v. 39, p. 37-51, 1978

BIZZI L.A.; DE WIT M.J.; SMITH C.B.; MC DONALD I.; ARMSTRONG R.A. Heterogeneous enriched mantle materials and Dupal-type magmatism along the SW margin of the São Francisco Craton, Brazil. **J. Geodynamics**, v. 20, p. 469-491, 1995.

BOWEN, N. L. **The evolution of the igneous rocks: Princeton**. New Jersey: Princeton University Press, 334 p., 1928

BRYAN, W.B. & DUNCAN, R.A. Age and provenance of clastic horizons from Hole 516F. In: BARKER, P.F., CARLSON, R.L., JOHNSON, D.A. (Editors). **Initial reports of the Deep Sea Drilling Project**. Washington, D.C: U.S. Government Printing Office, p. 475-477, 1983.

BRYAN, S.E. & ERNST, R.E. Revised definition of Large Igneous Provinces (LIPs). **Earth-Science Reviews**, v. 86, p. 175-202, 2008.

CAMPOS D.A.; KELLNER A.W.A.; BERTINI R.J.; SANTUCCI R.M. On a titanosaurid (Dinosauria, Sauropoda) vertebral column from the Bauru Group, Late Cretaceous of Brazil. **Arquivos do Museu Nacional**, v. 63, p. 565-593, 2005.

CARVALHO, S. G.; NARDY, A. J. R.; OLIVEIRA, M. A. F.; SOARES, P. C.; ZANARDO, A.; ANTONIO, M. C. Geologia e Litoquímica os Diabásios dos Sills Borda da Mata e Limeira-Cosmópolis (SP): Resultados Preliminares. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25, 1988, Belém. **Resumos Expandidos...** Belém: São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1988, p. 1281-1292.

COMIN-CHIARAMONTI, P., BELLINI, G., PICCIRILLO, E.M., MELFI, A.J. Classification and petrography of continental stratoid volcanics and related intrusive from the Parana basin (Brazil). In: PICCIRILLO, E.M. & MELFI, A.J. (Coordenadores), **The Mesozoic Flood Volcanism of the Paraná Basin: Petrogenetic and Geophysical Aspects**. São Paulo: Instituto Astronômico e Geofísico – Universidade de São Paulo, 1988, p. 47-72.

COMIN-CHIARAMONTI, P.; CUNDARI, A.; PICCIRILLO, E.M.; GOMES, C.B.; CASTORINA, F.; CENSI, P.; DE MIN, A.; MARZOLI, A.; SPEZIALE, S., VELÁZQUEZ, V.F.. Potassic and sodic igneous rocks from Eastern Paraguay: their origin from the lithospheric mantle and genetic relationships with associated Paraná flood tholeiites. **Journal of Petrology**, v. 38, n. 4, p. 495-528, 1997.

CORDANI, U.G.; BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R.A.; PORTO, R.; THOMAZ FILHO, A.; CUNHA, F.M.B. Estudo Preliminar de Integração do pré-Cambriano com os Eventos Tectônicos das Bacias Sedimentares Brasileiras. **Bol. PETROBRAS – Exploração de Petróleo**, n. 15, 70 p., 1984.

CORDANI, U.G.; CIVETTA, J.; MANTOVANI, M.S.M.; PETRINI, R.; KAWASHITA, K.; HAWKESWORTH, C.J.; TAYLOR, P.; LONGINELLI, A.; CAVAZZINI, G.; PICCIRILLO, E.M. Isotope geochemistry of flood volcanics from the Paraná Basin (Brazil). In: PICCIRILLO, E.M. & MELFI, A.J. (Coordenadores), **The Mesozoic Flood Volcanism of the Paraná Basin: Petrogenetic and Geophysical Aspects**. São Paulo: Instituto Astronômico e Geofísico – Universidade de São Paulo, 1988, p. 157-178.

CPRM – Companhia de pesquisa e Recursos Minerais. **Mapa Geológico de Mato Grosso**, escala 1:1.000.000. Brasília: 2004.

CPRM – Companhia de pesquisa e Recursos Minerais. **Mapa Geológico de Mato Grosso do Sul**, escala 1:1.000.000. Brasília: 2006.

DANTAS, E.L. **Geocronologia U-Pb e Sm-Nd de terrenos arqueanos e paleoproterozóicos do Maciço Caldas Brandão, NE do Brasil**. Rio Claro, 1997. 206 p. Tese (Doutorado em Geociências) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.

DE LA ROCHE, H.; LETERRIER, P.; GRANDCLAUDE, P.; MARCHAL, M. A classification of volcanic and plutonic using R1-R2 diagram and major element analysis. Its relationships with current nomenclature. **Chemical Geology**, v. 29, p. 183 – 210, 1980.

DECKART, K.; FÉRAUD, G.; MARQUES, L.S.; BERTRAND, H. New time constraints on dyke swarms related to the Paraná – Etendeka magmatic province, and subsequent South Atlantic opening, southeastern Brazil. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 80, p. 67-83, 1998.

DEER, W. A.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, J. **Rock-forming Minerals**. New York, John Wiley and Sons, 1963, 435 p.

DEER, W.A., HOWIE, R.A., ZUSSMAN, J. **An introduction to the rockforming minerals**. London, Longman Group Limited, 1966, 500 p.

DEER, W.A.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, J. **Rock Forming Minerals**, 2nd Edition. **An introduction to the rockforming minerals**. London, Longman Group Limited, 1997, 500 p.

DEPAOLO, D.J. & DALEY, E.E. Neodymium isotopes in basalts of the southwest basin and range and lithospheric thinning during continental extension. **Chemical Geology**, v. 169, p. 157-182, 2000.

DORADO, A. C. **Petrografia Basica – Texturas, classification y nomenclatura de rocas**. Madrid, España: Paraninfo, 1989, 143 p.

DUNCAN, A. R.; NEUWTON, S. R.; VAN DEN BERG, C.; REID, D. L. Geochemistry and petrology of dolerite sills in the Huab River valley, Damaraland, north western Namibia. **Communications of the Geological Survey of Namibia**, v. 5, p. 5-18, 1989.

DUPUY, C.; BARSCZUS, H. G.; LIOTARD, J. M.; DOSTAL, J. Trace-element evidence for the origin of ocean island basalts—an example from the Austral Islands (French Polynesia). **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 98, p. 293–302 (1988).

DUPUY, C.; BARSCZUS, H. G.; DOSTAL, J.; LIOTARD, J. M. Subducted and recycled lithosphere as the mantle source of ocean island basalts from southern Polynesia, central Pacific. **Chemical Geology**, v. 77, p. 1–18 (1989).

ERLANK, A.J.; MARSH, J.S.; DUNCAN, A.R.; MILLER, R.MCG.; HAWKESWORTH, C.J.; BETTON, P.J.; REX, D.C. Geochemistry and petrogenesis of the Etendeka volcanic rocks from SWA/Namibia. In: ERLANK, A.J. (Coordenadores), **Petrogenesis of the volcanic rocks of the Karoo Province. Special Publication of the Geological Society of South Africa**, 1984, v. 13, p. 195-245.

ERNESTO, M. **Paleomagnetismo da Formação Serra Geral: Contribuição ao estudo do processo de abertura do Atlântico Sul**. São Paulo, 1985. 150 p. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Astronômico e Geofísico, Universidade de São Paulo.

ERNESTO, M. Estado da Arte do Paleomagnetismo do Cretáceo da América do Sul. In: V SIMPÓSIO SOBRE O CRETÁCEO DO BRASIL, 1999, Serra Negra. **Resumos Expandidos...**, 1999. p. 157-160.

ERNESTO, M. & PACCA, I.G. Paleomagnetism of the Paraná Basin flood Volcanism, Southern Brazil. In: PICCIRILLO, E.M. & MELFI, A.J. (Coordenadores), **The Mesozoic Flood Volcanism of the Paraná Basin: Petrogenetic and Geophysical Aspects**. São Paulo: Instituto Astronômico e Geofísico – Universidade de São Paulo, 1988, p. 107-156.

ERNESTO, M.; PACCA, I.G.; HODO, F.Y.; NARDY, A.J.R. Paleomagnetism of the Mesozoic Serra Geral Formation – Southern Brazil. **Physics Earth Planetary International**, v. 64, p. 153 – 175, 1989.

ERNESTO, M.; RAPOSO, M. I. B.; MARQUES, L. S.; RENNE, P. R.; DIOGO, L. A.; DE MIN, A. Paleomagnetism, geochemistry and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the North-eastern Paraná magmatic province: tectonic implications. **Journal of Geodynamics**, v. 28, p. 321-340, 1999.

ERNESTO, M.; MARQUES, L. S.; PICCIRILLO, E. M.; MOLINA, N.; USSAMI, P.; COMIN-CHIARAMONTI, G. P.; BELLINI, P. Paraná Magmatic Province-Tristan da Cunha plume system: fixed versus mobile plume, petrogenic considerations and alternative heat sources. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 118, p. 15-36, 2002.

EWART, A.; MILNER, S.C.; ARMSTRONG, R.A.; DUNCAN, A.R. Etendeka volcanism of the Goboboseb Mountains and Messum Igneous Complex, Namibia. Part I: geochemical evidence of Early Cretaceous Tristan plume melts and the role of crustal contamination in the Paraná-Etendeka CFB. **Journal of Petrology**, v. 39, n. 2, p. 191-225, 1998.

EWART, A.; MARSH, J.S.; MILNER, S.C.; DUNCAN, A.R.; KAMBER, B.S.; ARMSTRONG, R.A. Petrology and Geochemistry of Early Cretaceous bimodal continental flood volcanism of the NW Etendeka, Namibia. Part 1: Introduction, Mafic Lavas and Re-evaluation of Mantle Source Components. **Journal of Petrology**, v. 45, n. 01, p. 59-105, 2004.

FAIRHEAD, J.D. & WILSON, M. Plate tectonic processes in the South Atlantic Ocean: Do we need mantle plumes? In: FOULGER, G.R., NATLAND, J.H.; PRESNALL, D.C. & ANDERSON, D.L. (Coordenadores), **Plates, plumes and paradigms**, Geological Society of America Special Paper, 388, p. 537-554, 2005.

FARIA, C.A. **Evolução magmática do sill de Limeira: Petrografia e Geoquímica**. São Paulo, 2008. 106 p. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

FAURE F. **Les textures de croissance rapide dans les roches magmatiques basiques et ultrabasiques: étude expérimentale et nanoscopique**. 252 p. Thesis (PhD) - Clermont-Ferrand University.

FERNANDES L.A. & COIMBRA A.M. Revisão estratigráfica da parte oriental da Bacia Bauru (Neocretáceo). **Revista Brasileira de Geociências**, v. 30, n. 4, p. 717-728, 2000.

FRANK, H.T.; WAICHEL, B.L.; GOMES, M.E.B.; FORMOSO, M.L.L. Carbonatos de Mg, Fe e Mn e outros minerais secundários de um derrame de lava basáltico da Formação Serra Geral (Bacia do Paraná, América do Sul): descrição e sequência de cristalização. In: SIMPÓSIO DE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 4, 2008, Foz do Iguaçu. **Resumos Expandidos...Paraná**: Sociedade Brasileira de Geologia, 2008.

FULFARO, V.J.; SAAD, A.R.; SANTOS, M.V.; VIANNA, R.B. Compartimentação e Evolução Tectônica da Bacia do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 12, n. 1, p. 590 – 611, 1982.

GAMBOA, L. A. P. & RABINOWITZ, P. D. The evolution of the Rio Grande Rise in the Southwest Atlantic Ocean. **Marine Geology**, v. 58, p. 35-58, 1984.

GEOROC. **Geochemistry of Rocks of the Oceans and Continents**. Disponível em: <http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc/>. Acessado em agosto de 2009.

GIBSON, S.A.; THOMPSON, R.N.; DICKIN, A.P.; LEONARDOS, O.H. High-Ti and low-Ti mafic potassic magmas: key to plume-lithosphere interactions and continental flood-basalt genesis. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 136, p.149-165, 1995.

GIBSON, S.A.; THOMPSON, R.N.; LEONARDOS, O.H.; DICKIN, A.P. & MITCHELL, J.G. The limited extent of plume-lithosphere interactions during continental flood-basalt genesis: geochemical evidence from Cretaceous magmatism in southern Brazil. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 137, p. 147-169, 1999.

GIBSON, S.A.; THOMPSON, R.N.; DAY, S.E.; HUMPHRIS, A.P.; DICKIN, A.P. Melt-generation processes associated with the Tristan mantle plume: Constraints on the origin of EM-1. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 237, p. 744-767, 2005.

GÖPEL, C.; MANHÉS, G.; ALLÈGRE, C.J. U-Pb systematics in iron meteorites: uniformity of primordial lead. **Geochim. Cosmochim. Acta**, v. 49, p. 1681-1695, 1985.

HAMELIN, B.; DUPRÉ, B.; ALLÈGRE, C.J. Lead-strontium isotopic variations along the East Pacific Rise and Mid-Atlantic Ridge: a comparative study. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 67, p. 340-350, 1984.

HARRIS, C.; WHITTINGHAM, A.G.; MILNER, S.C.; ARMSTRON, R.A.; Oxygen isotope geochemistry of the silica Volcanic rocks of the Etendeka-Paraná province: source constraints. **Geology**, v. 18, p. 1119-1121, 1990.

HART, S.R. A large-scale isotope anomaly in the southern hemisphere mantle. **Nature**, v. 309, p. 753-757, 1984.

HAWKESWORTH, C.J.; MANTOVANI, M.S.M.; TAYLOR, P.N.; PALACZ, Z. Evidence from the Paraná of south Brazil for a continental contribution to Dupal basalts. **Nature**, v. 322, p. 356-359.

HOFMANN, A. Sampling mantle heterogeneity thorough oceanic basalts: Isotopes and trace elements. In: CARLSON, R. (Editor), **Treatise on Geochemistry**. Amsterdam: Elsevier, p. 61-101, 2003.

HYNDMAN, D.W. **Petrology of igneous and metamorphic rocks**. New York. McGraw Hill Book Co. 533p., 1972.

IRVINE, T.N. & BARAGUAR, W.R.A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. **Canadian Journal of Earth Sciences**, v. 8, p. 523-548, 1971

ISHII, T. The relations between temperature and compositions of pigeonite in some lavas and their application to geothermometry. **Minerals Journal**, v. 8, p. 48 – 57, 1975.

JERRAM, D.A. & STOLLHOFEN, H. Lava-sediment interaction in desert settings; are all peperite-like textures the result of magma-water interaction?. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v.114, p. 231-249, 2002.

KAMBER, B.S. & COLLERSON, K.D. Zr/Nb Systematics of Ocean Island Basalts Reassessed--the Case for Binary Mixing. **Journal Petrology**, v. 41, p. 1007-1021.

KLEMME, H.D. The diants and super – giants. Part 2: To find a giant, find the right basin. **Oil Gas J.**, v. 69, n. 10, p.103-110, 1971.

KRETZ, R. Transfer exchange equilibria in a portion of the pyroxene quadrilateral as deduced from natural and experimental data. **Geochim. Cosmochim.**, v. 46, p. 411 – 421, 1982.

LE BAS, M.J.; LE MAITRE, R.W.; STRECKEISEN, A.; ZANNETIN, B. A chemical classification of volcanic rocks based on total alkali-silica diagram. **Journal of Petrology**, v. 27, p. 745 – 750, 1986.

LE PICHON, X. & HAYES, D. E. Marginal offsets fracture zones, and the early opening of the South Atlantic, **J. Geophys. Res.**, v. 76, p. 6283-6293, 1971.

LE ROEX, A. P., CLIFF, R. A. & ADAIR, B. J. I. Tristan da Cunha, South Atlantic: geochemistry and petrogenesis of a basanite–phonolite lava series. **Journal of Petrology**, v. 31, 779–812, 1990.

LINDSLEY, D.H. Pyroxene thermometry. **American Mineralogist**, v. 68, p. 477-493, 1983.

LUSTRINO, M. & DALLAI, L. On the origin of EM–I end-member. **N. Jb. Miner**, v. 179, p. 85-100, 2003.

LUSTRINO, M. Volcanic activity during the Neogene to Present evolution of the western Mediterranean area: a review. **Ofioliti**, v. 25, p. 87-101, 2000.

LUSTRINO, M. How the delamination and detachment of lower crust can influence basaltic magmatism. **Earth-Science Review**, v. 72, p. 21-38, 2005.

MACHADO, F.B.; NARDY, A.J.R.; OLIVEIRA, M.A.F. Geologia e aspectos petrológicos das rochas intrusivas e efusivas mesozóicas de parte da borda leste da Bacia do Paraná no estado de São Paulo. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 37, n 1, p. 64-80, 2007.

MALAGUTTI, M.I.A.; FILHO, B.O.; MORENO, M.M.T.; NARDY, A.J.R. Determinação de Elementos Terras Raras e Ítrio em rochas silicáticas por ICP-AES com separação em resina trocadora de íons. **Geochimica Brasiliensis**, v. 12, 75-80 1998.

MANIESI, V. **Petrologia das soleiras de diabásio de Reserva e Salto do Itararé (PR)**. Rio Claro, 1991. 117p. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.

MANIESI, V. & OLIVEIRA, M.A. F. Petrologia das soleiras de diabásio de Reserva e Salto do Itararé, PR. **Geochimica Brasiliensis**, v. 11, p. 153-169, 1997.

MANTOVANI, M.S.M.; MARQUES, L.S.; SOUZA, M.A.; ATALLA, L.; CIVETA, L.; INONOCENTI, F. Trace Element and Strontium Isotope Constrains of the Origin and Evolution of Paraná Coastal Flood Basalts of Santa Catarina State (Southern Brazil). **Journal of Petrology**, v. 26, p. 187-209, 1985.

MARQUES, A.; ZANOTTO, O.A.; FRANÇA, A.B.; ASTOLFI, M.A.M.; PAULA, O.B. **Compartimentação tectônica da Bacia do Paraná**: Relatório Interno PETROBRAS, Núcleo de Exploração da Bacia do Paraná, 87 p., 1993.

MARQUES, L.S. **Geoquímica dos diques toleíticos da costa sul-sudeste do Brasil: contribuição ao conhecimento da Província Magmática do Paraná**. São Paulo, 2001. 86 p. Tese (Livre Docência em Geociências) – Instituto de Astronômico e Geofísico, Universidade de São Paulo.

MARQUES, L. S.; BABINSKI, M.; RUIZ, I. I. Lead isotopes of Early Cretaceous coastal dykes of Paraná Magmatic Province (Florianópolis Swarm): preliminary results. In: IV SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 2003, Salvador. **Short Papers....** Salvador, 2003. p. 605-608.

MARQUES, L. S.; BELLINI, G.; MIN, A.; PICCIRILLO, E. M. . O enxame de diques da Ilha de Santa Catarina: resultados geoquímicos preliminares. In: 4º CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 1993, Brasília. **Resumos Expandidos....** Brasília: Sociedade Brasileira de Geologia, 1993. p. 3-4.

MARQUES, L.S.; DUPRÉ, B.; PICCIRILLO, E.M. Mantle source compositions of the Paraná Magmatic Province (southern Brazil): evidence from trace element and Sr-Nd-Pb isotope geochemistry. **Journal of Geodynamics**, v. 28, p. 439-458, 1999.

MARQUES, L.S. & ERNESTO, M. O Magmatismo Toleítico da Bacia do Paraná. In: NETO, V.M.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C.D.; BRITO-NEVES, B.B.de. (Coordenadores), **Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: Editora Beca, 2004, p. 245-263.

MARQUES, L.S.; PICCIRILO, E.M.; MELFI, A.J.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; BELLINI, G. Distribuição de terras raras e outros elementos traços em basaltos da Bacia do Paraná. **Geochimica Brasiliensis**, v. 3, p. 33-50, 1989.

MARSH, J.S.; EWART, A.; MILNER, S.C.; DUNCAN A.R.; MILLER, R. McG. The Etendeka Igneous Province: magma types and their stratigraphic distribution with implications for the evolution of the Paraná – Etendeka flood basalt province. **Bull Volcanol**, v. 62, p. 464-486, 2001.

MARZOLI, A.; MELLUSO, L.; MORRA, V.; RENNE, P.R.; SGROSSO, I.; D'ANTONIO, M.; DUARTE MORAIS, L.; MORAIS, E.A.A.; RICCI, G. Geochronology and petrology of Cretaceous basaltic magmatism in the Kwanza basin (western Angola), and relationships with the Paraná – Etendeka continental flood basalt province. **Journal of Geodynamics**, v. 28, p. 341-356, 1999.

MATHEZ, E. A. Refinement of the Kudo Weill plagioclase discrimination thermometer and its application to basaltic rocks. **Contrib. Mineral Petrol.**, v. 41, p. 61-72, 1973.

McBIRNEY, AR, NOYES, RM. Crystallization and Layering of the Skaergaard Intrusion. **Journal of Petrology**, v. 20, p. 487-554, 1975.

MILANI, E.J. Intraplate Tectonics and the Evolution of the Paraná Basin. In: WITE & RANSORNE (Coordenadores), **Inversion Tectonics of the Cape Fold Belt, Karoo and Cretaceous Basins of Southern Africa**, p. 101-108, 1992.

MILANI, E.J. **Evolução Tectono-Estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a Geodinâmica Fanerozóica do Gondwana Sul-Occidental**. Porto Alegre, 1997. 206 p. Tese (Doutorado em Geociências) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

MILANI, E.J. Comentários sobre a origem e evolução tectônica da Bacia do Paraná. In: NETO, V.M.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C.D.; BRITO-NEVES, B.B.de. (Coordenadores), **Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: Editora Beca, 2004, p. 265-279.

MILANI, E.J.; FRANÇA, A.B.; SCHNEIDER, R.J. Bacia do Paraná. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 8, n. 1, p. 69-82, 1994.

MILANI, E. J.; MELO, J. H. G.; SOUZA, P. A.; FERNANDES, L. A.; FRANÇA, A. B. Bacia do Paraná. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 15, n. 2, p. 265-287, 2007

MILANI, E.J. & THOMAZ FILHO, A. Sedimentary Basins of South America. In: CORDANI, U.G.; MILANI, E.J.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D.A. (Coordenadores), **Tectonic Evolution of South America. Rio de Janeiro: 31st International Geological Congress**, 2000, p. 389-449.

MILNER, S.C. **The geology and geochemistry of the Etendeka Formation quartz latites, Namibia**. South Africa, 1988. 150 p. Thesi (Ph.D. in Geology) – Cape Town University.

MILNER, S.C.; DUNCAN, A.R.; WHITTINGHAM, A.M.; EWART, A. Transatlantic correlation of eruptive sequences and individual silicic volcanic units within the Paraná-Etendeka igneous province. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 69, p. 137-157, 1995.

MILNER, S.C. & LE ROEX, A.P. Isotope characteristics of the Okenyenya igneous complex, northern Namibia: constraints on the composition of the early Tristan Plume and the origin of the EM1 mantle component. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 141, p. 277-291, 1996.

MOLINA, E.C.; USSAMI, N.; de SÁ, N.C.; BLITZKOW, D.; MIRANDA FILHO, O.F. Deep Crustal Structure Under the Paraná Basin (Brazil) from Gravity Study. In: PICCIRILLO, E.M. & MELFI, A.J. (Coordenadores), **The Mesozoic Flood Volcanism of the Paraná Basin: Petrogenetic and Geophysical Aspects**. São Paulo: Instituto Astronômico e Geofísico – Universidade de São Paulo, 1988, p. 271-283.

MONTEIRO, R.L. **Aspectos geológico, mineralógicos, petrológicos e geoquímicos de um corpo basáltico localizado no município de Tanquinho (SP)**. São Paulo, 1986. 158p. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

MONTEIRO, R.L. & GOMES, C.B. Características petrográficas e químicas de uma intrusão básica localizada no município de Tanquinho, SP. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25, 1988, Belém. **Resumos Expandidos...** Belém: Sociedade Brasileira de Geologia, 1988a, v. 3, p. 1311-1325.

MONTEIRO, R.L. & GOMES, C.B. Química mineral do sill de Tanquinho, SP. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25, 1988, Belém. **Resumos Expandidos...** Belém: Sociedade Brasileira de Geologia, 1988b, v. 3, p. 1293-1310.

MORIMOTO, N.; FABRIES, J.; FENGUSON, A.K.; GINZBURG, I.V.; ROSS, M.; SEIFERT, F.A.; ZUSSYMAN, J.; AOKI, K.; GOTTARDI, G. Nomenclatura of pyroxenes. **Mineralogical Magazine. Mineralogical Society**, v. 52, p. 535-550, 1988.

MÜLLER, R.D.; ROYER, J.; LAWVER, L.A. Revised plate motions relative to the hotspots from combined Atlantic and Indian Ocean hotspots tracks. **Geology**, n. 191, p. 27-53, 1993.

MURASE, T. & A.R. MCBIRNEY, A.R. Properties of some common igneous rocks and their melts at high temperatures. **Geol. Soc. Am. Bull.**, v. 84, p. 3563–3592, 1973.

NARDY, A.J.R. **Geologia e Petrologia do Vulcanismo Mesozóico da Região Central da Bacia do Paraná**. Rio Claro, 1995. 316 p. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.

NARDY, A.J.R.; ENZWEILER, J.; BAHIA Fº, O.; OLIVEIRA, M.A.F.; PENEIRO, M.A.V. Determinação de Elementos Maiores e Menores em Rochas Silicáticas por Espectometria de Fluorescência de Raios-X: Resultados Preliminares. In: VI CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 1997, Salvador (BA). **Resumos Expandidos...** Salvador, 1997, p 346-348.

NARDY, A. J. R.; OLIVEIRA, M. A. F. de; BETANCOURT, R. H. S.; VERDUGO, D. R. H., MACHADO, F. B. Geologia e estratigrafia da Formação Serra Geral. **Revista Geociências**, v. 21, n 2, p. 15-32, 2002.

NARDY, A. J. R.; MACHADO, F.B.; OLIVEIRA, M. A. F. de. As rochas vulcânicas mesozóicas ácidas da Bacia do Paraná: litoestratigrafia e considerações geoquímico-estratigráficas. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 38, 2008.

NOCKOLDS, S. R., KNOX, R. W., AND CHINNER, G. A. Petrology for students. **Cambridge Univ. Press**, p. 203-215, 1978.

O’CONNOR, J.M. & DUNCAN, R.A. Evolution of the Walvis-Rio Grande Rise hotspot system: implications for African and South American motions over plumes. **J. Geophys. Res.**, v. 95, n 17, p. 475-517, 1990.

OLIVEIRA, E.P. & MONTES, M.L. Os enxames de diques máficos do Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 23, 1984, Rio de Janeiro. **Resumos Expandidos...** Rio de Janeiro. Sociedade Brasileira de Geologia, 1984, p. 4137-4154.

PEATE, D. The Paraná-Etendeka Province. In: MAHONEY, J.J. & COFFIN (Coordenadores), **Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic, and Planetary Flood Volcanism**, Geophysical Monograph Series, v. 100, p. 217-245, 1997

PEATE, D.W & HAWKESWORTH, C.J. Lithospheric to asthenospheric transition in low-Ti flood basalts from Southern Paraná, Brazil. **Chemical Geology**, v. 127, p.1-24, 1996.

PEATE, D. W.; HAWKESWORTH, C. J.; MANTOVANI, M. S. M. Chemical stratigraphy of the Paraná lavas (South America): classification of magma types and their spatial distribution. **Bull. Volcanol**, v. 55, p. 119-139, 1992.

PEATE, D.W.; HAWKESWORTH, C.J.; MANTOVANI, M.S.M.; ROGERS, N.W.; TURNER, S.P. Petrogenesis and stratigraphy of the high-Ti/Y Urubici magma type in the Paraná flood basalt province and implications for the nature of ‘Dupal’- type mantle in the South Atlantic region. **Journal of Petrology**, v. 40, n. 3, p. 451-473, 1999.

PETRI, S. & FÚLFARO, V.J. **Geologia do Brasil**. São Paulo: Universidade de São Paulo, 631 p., 1983.

PETRINI, R.; CIVETTA, L.; PICCIRILLO, E.M.; BELLINI, G.; COMINCHIARAMONTI, P.; MARQUES, L.S.; MELFI, A.J. Mantle heterogeneity and crustal contamination the genesis of low-Ti Continental Flood Basalts from the Paraná Plateau (Brazil): Sr-Nd isotope and geochemical evidence. **Journal of Petrology**, v. 28, p. 701-726, 1987.

PETRY, K.; JERRAM, D.A.; ALMEIDA, D. del P. M. de; ZERFAZZ, H. Volcanic-sedimentary features in the Serra Geral Fm., Paraná Basin, southern Brazil: Examples of dynamic lava-sediment interactions in an arid setting. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v.159, p. 313-325, 2007.

PICCIRILLO, E.M.; CIVETTA, L.; PETRINI, R.; LONGINELLI, A.; BELLINI, G.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; MARQUES, L.S.; MELFI, A.J. Regional variations within the Paraná flood basalts (southern Brazil): evidence for subcontinental mantle heterogeneity and crustal contamination. **Chemical Geology**, v. 75, p. 103-122, 1989.

PICCIRILLO, E.M.; COMIN-CHIARAMONTI, MELFI, A.J.; STOLFA, D.; BELLINI, G.; MARQUES, L.S.; GIARETTA, A.; NARDY, A.J.R.; PINESE, J.P.P.; RAPOSO, M.I.B.; ROISENBERG, A. Petrochemistry of Continental Flood Basalt-Rhyolite Suites and Related Intrusives from the Paraná Basin (Brazil). In: PICCIRILLO, E.M. & MELFI, A.J. (Coordenadores), **The Mesozoic Flood Volcanism of the Paraná Basin: Petrogenetic and Geophysical Aspects**. São Paulo: Instituto Astronômico e Geofísico – Universidade de São Paulo, 1988, p. 107-156.

PICCIRILLO, E.M.; RAPOSO, M.I.B.; MELFI, A.J.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; BELLINI, G.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K. Bimodal fissural volcanic suites from the Paraná Basin (Brazil): K-Ar age, Sr-isotopes and geochemistry. **Geochimica Brasiliensis**, v. 1, p. 53-69, 1987.

PICCIRILLO, E.M. & MELFI, A.J. (Coordenadores). **The Mesozoic Flood Volcanism of the Paraná Basin: Petrogenetic and Geophysical Aspects**. São Paulo, Brasil: IAG-USP, 1988, 600 p.

PINESE, J.P.P. **Caracterização petrológica e geoquímica dos diques do arco de Ponta Grossa**. São Paulo, 1989. 196 p. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Instituto de Astronômico e Geofísico, Universidade de São Paulo.

PINESE, J.P.P. **Geoquímica, Geologia Isotópica e Aspectos Petrológicos dos diques máficos pré-cambrianos da região de Lavras (MG), porção sul do Cráton do São Francisco**, 1997. 250 p. Tese (Doutorado em Geoquímica e Geotectônica) – Instituto de Geociências,, Universidade de São Paulo.

QUINTAS, M.C.L.; MANTOVANI, M.S.M.; ZALÁN, P.V. Contribuição ao estudo da evolução mecânica da Bacia do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências**, 29, n. 2, p. 217 – 226, 1997.

RAPOSO, M.I.B.; ERNESTO, M.; RENNE, P.R. Paleomagnetism and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the Early Cretaceous Florianópolis dike swarm (Santa Catarina Island), Southern Brazil. **Physics of the Earth and Planetary Interiors**, 108, p. 257-290, 1998.

RENNE, P.R.; DECKART, K.; ERNESTO, M.; FÉRAUD, G.; PICCIRILLO, E.M. Age of the Ponta Grossa dike swarm (Brazil), and implications to Paraná flood volcanism. **Earth and Planetary Science Letters**, 144, p. 199-211, 1996.

RENNE, P.R.; ERNESTO, M.; PACCA, I.G.; COE, R.S.; GLEN, J.M.; PRÉVOT, M.; PERRIN, M. The Age of Paraná Flood Volcanism, Rifting of Gondwanaland, and the Jurassic-Cretaceous Boundary. **Science**, 258, p. 975-979, 1992

RICHARDSON, S.H; ERLANK, A.J.; DUNCAN, A.R.; REID, A.R. Correlated Nd, Sr and Pb isotope variation in Walvis Ridge basalts and implications for the evolution of their mantle source. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 59, p. 327-342, 1982.

RICHARDSON, S.H; ERLANK, A.J.; REID, A.R. DUNCAN, A.R. major and trace elements and Nd and Sr isotope geochemistry of basalts from the deep sea drilling project leg 74 Walvis Ridge Transect. In: MOORE Jr.; RABINOWITZ, P.D. et al. (Editors), **Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 74**. Washington: U.S. Govt. Printing Office, 1984, p. 739-754.

RÜEGG, N. R. **Aspectos petrográficos, mineralógicos e geoquímicos de rochas basálticas da Bacia do Paraná**. São Paulo, 1969. 172 p. Tese (Doutorado em Geociências) – Faculdade de Ciências e Letras, Universidade de São Paulo.

SANTOS M.; YOKOYAMA D.; BIJU-SEKHAR S.; ROGERS J.J.; Multiple Tectonothermal Events in the Granulite Blocks of Southern India Revealed from EPMA dating: Implications on the History of the Supercontinents. **Gondwana research**, v. 6, n. 1, p. 29-63, 2003.

SHIRAIWA, S. **Flexura da litosfera continental sob os Andes Centrais e a origem da Bacia do Pantanal**. São Paulo, 1994. 314 p. Tese (Doutoramento em Ciências) - Instituto Astronômico e Geofísico, Universidade de São Paulo.

SKILLING, I.P.; WHITE, J.D.L.; McPHIE, J. Peperite: a review of magma-sediment mingling. In: SKILLING, I.P., WHITE, J.D.J., McPHIE, J. (Coordenadores), Peperite: processes and products of magma-sediment mingling. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, 114, p. 1-17, 2002.

SOARES, P.C. Informações sobre sills de diabásio da Bacia do Paraná. Curitiba: **DOCEGEO**, 1985, 20p.

STEWART, K.; TURNER, S.; KELLEY, S.; HAWKESWORTH, C.; KIRSTEIN, L.; MANTOVANI, M. 3D, ^{40}Ar - ^{39}Ar geochronology in the Paraná continental flood basalt province. **Earth and Planetary Science Letters**, n 143, p. 95-109, 1996.

STORMER, J.C.J. The effects of recalculation on estimates of temperature and oxygen fugacity from analyses of multicomponent iron-titanium oxides. **American Mineralogist**, v. 68, p. 586-594, 1983.

SUN, S. & McDONOUGH, W.F. Chemical and Isotopic Systematics of Oceanic Basalts: Implications for Mantle Composition and Processes. In: SAUNDER, A.D. & NORRIS (Coordenadores), Magmatism in Ocean Basins. **Geol. Soc. Special Publication**, v. 42, p. 313-345, 1989.

TERRA METRICS. **Imagem de satélite**, obtido por meio de software Google Earth. Acessado em junho de 2009.

THIEDE, D.S. & VASCONCELOS, P.M. Paraná flood basalts: Rapid extrusion hypothesis support by new $^{49}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ results. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 44, 2008, Curitiba. **Resumos...**Paraná: Sociedade Brasileira de Geologia, 2008, p. 563.

TOYODA K.; HORIUCHI H.; TOKONAMI M. Dupal anomaly of Brazilian carbonatites - geochemical correlations with hotspots in the South-Atlantic and implications for the mantle source. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 126, p. 315-331, 1994.

TURNER, S.P. & HAWKESWORTH, C.J. The nature of the continental mantle lithosphere: constraints from the major-element compositions of continental flood basalts. **Chemical Geology**, v. 120, p. 295-314, 1995.

USSAMI, N.; MOLINA, E.C.; MEDEIROS, W.E. Novos vínculos sobre a evolução térmica da margem continental leste do Brasil. In: NATIONAL SYMPOSIUM ON TECTONIC STUDIES AND INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON TECTONICS, 7 1999, Lençóis. **Resumos Expandidos...**Bahia: Sociedade Brasileira de Geologia, 1999, p. Anais, Sessão 3, pp. 20-23.

WAICHEL, B.L. **Estruturação de derrames e interações lava-sedimento na porção central da Província Basáltica Continental do Paraná**. Porto Alegre, 2006. 108 p. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

WAICHEL, B.L.; LIMA, E.F.; LUBACHESKY, R.; SOMMER, C. A. Pahoehoe flows from the central Paraná Continental Flood Basalts. **Bulletin of Volcanology**, Heidelberg, v. 68, n. 7-8, p. 599-610, 2006

WAICHEL, B.L. ; LIMA, E.F. ; SOMMER, C.A. ; LUBACHESKY, R. . Peperite formed by lava flows over sediments: An example from the central Paraná Continental Flood basalt, Brazil. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 159, p. 343-354, 2007.

WEAVER, B.L.; MARSH, N.G.; TARNEY, J. Trace element geochemistry of basaltic rocks recovered at site 516, Rio Grande Rise, Deep Sea Drilling Project Leg 72. In: BARKER, P.F.; CARLSON, R.L.; JOHNSON, D.A. et al. (Editors), **Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 72**. Washington: U.S. Govt. Printing Office, 1983, p. 451-456.

WEAVER, B.L.; WOOD, D.A.; TARNEY, J.; JORON, J.L. Geochemistry of acean island basalts from South Atlantic: Ascension, Bouvet, St. Helena and Tristan da Cunha. In: FITTON, J.G. & UPTON, B.G.J. (Editors). **Alkaline Igneous Rocks, Geological Society Special Publication**, v. 30, p. 253-267, 1987.

WERNICK, E. **Sistemática de Rochas Magmáticas**. São Paulo, Brasil: UNESP, 161 p., 1975.

WERNICK, E. **Rochas Magmáticas – Conceitos fundamentais e classificação modal, química, termodinâmica e tectônica**. São Paulo, Brasil: UNESP, 655 p., 2003.

WERNICK, E. & EBERT, H. Novas observações sobre rochas básicas nos arredores de Rio Claro (SP). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 21, 1967, Curitiba. **Resumos Expandidos...**Paraná: Sociedade Brasileira de Geologia, 1967, p. 206-213.

WHITE, J.D.L., McPHIE, J., SKILLING, I.P. Peperite: a useful genetic term. **Bulletin of Volcanology**, v. 62, p. 65-66, 2000.

WILDNER, W.; BRITO, R.S.; BONI LICHT, O.A.; ARIOLI, E.E. **Geologia e Recursos Minerais do Sudoeste do Estado do Paraná – Escala 1:200.000**. Brasília:CPRM, 95p., 2006.

WOODHEAD J. D. & McCULLOCH M. T. Ancient seafloor signals in Pitcairn Island lavas and evidence for large amplitude, small length-scale mantle heterogeneities. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 94, p. 257-273, 1989.

ZALÁN, P.V. A Tectônica transcorrente na exploração de Petróleo: uma revisão. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 16, n 3, p. 245 - 257. 1986.

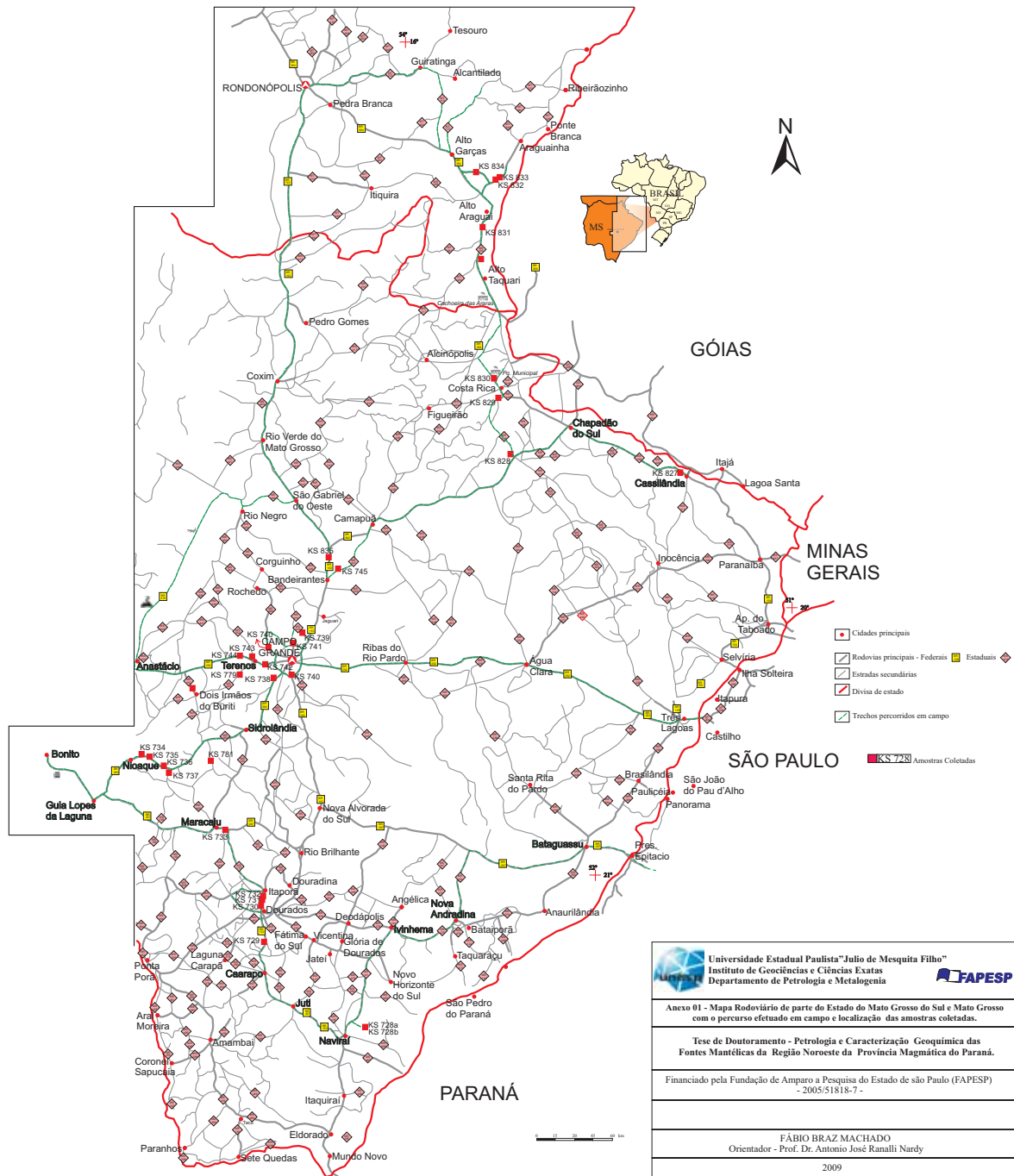
ZALÁN, P.V.; CONCEIÇÃO, J.C.J.; WOLFF, S.; ASTOLFI, M.A.M.; VIEIRA, I.S.; APPI, V.T.; NETO, E.V.S.; CERQUEIRA, R.J.; ZANOTTO, O.A.; PAUMER, M.L.; MARQUES, A. **Análise da Bacia do Paraná**: Relatório Interno GT-05-009/85, PETROBRAS, 195 p., 1986.

ZALÁN, P. V.; WOLF, S.; CONCEIÇÃO, J.C.J.; MARQUES, A.; ASTOLFI, M.A.M.; VIEIRA, I.S.; APPI, V.T.; ZANOTTO, O.A. Bacia do Paraná. In: RAJA-GABAGLIA, G.P. & MILANI, E.J. **Origem e Evolução de Bacias Sedimentares**. Rio de Janeiro: Boletim Técnico da Petrobras, 415 p., 1997.

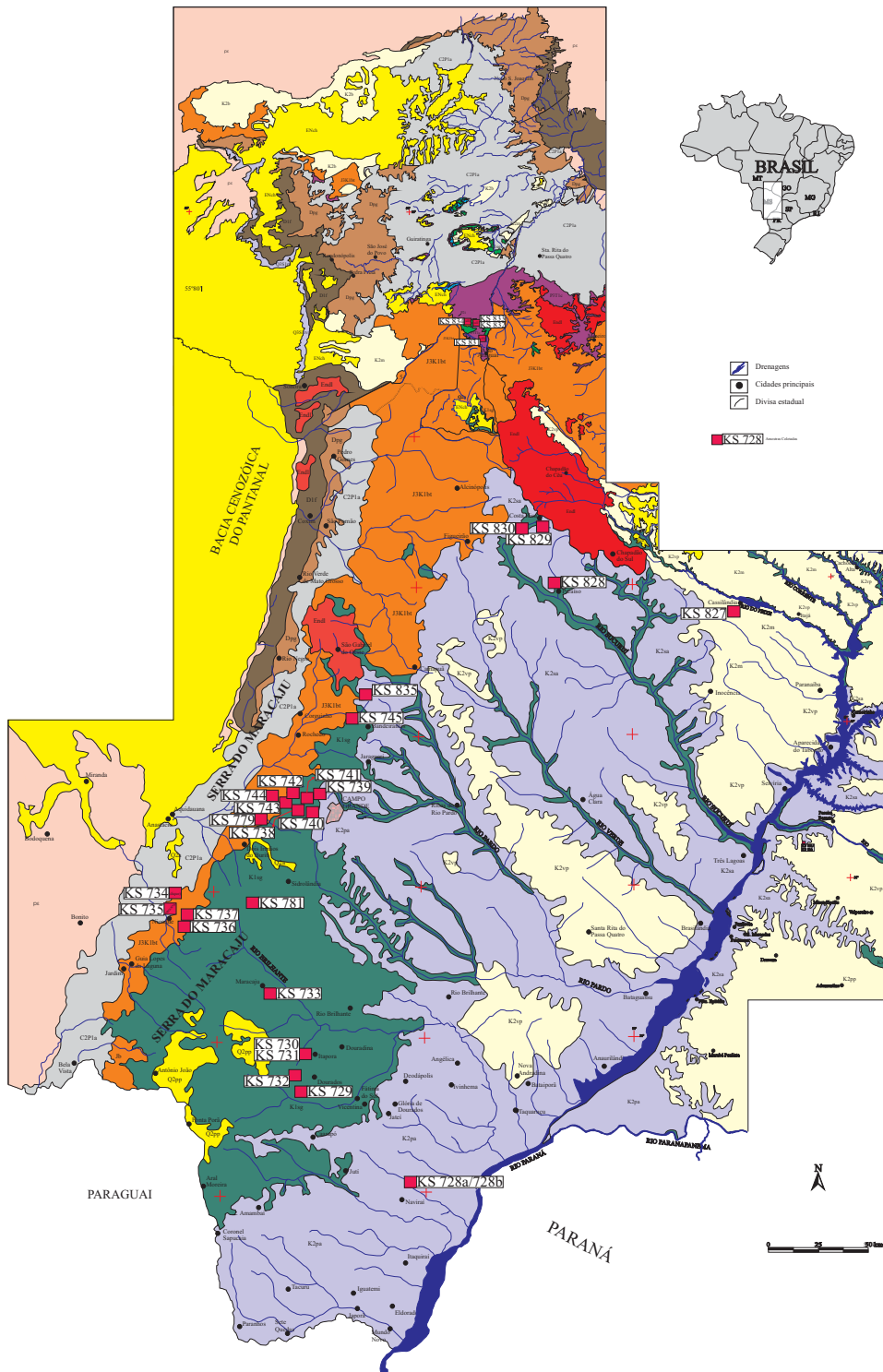
ZANETTIN, B. Proposed new chemical classification of volcanic rocks. **Episodes**, v. 7, p. 19 – 20, 1984.

ZANOTTO, O.A. Erosão pós-Cretáceo na Bacia do Paraná, com base em dados de reflectância da vitrinita. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 5, 1993, Curitiba. Resumos...Paraná: Sociedade Brasileira de Geologia, 1993, p. 58.

ZINDLER, A. & HART, S. R. Chemical geodynamics. **Annual Review of Earth Planetary Science, Palo Alto**, v. 14, p. 493-571, 1986.



Universidade Estadual Paulista "Júlio de Mesquita Filho" Instituto de Geociências e Ciências Exatas Departamento de Petrologia e Metalogenia	
Anexo 01 - Mapa Rodoviário de parte do Estado do Mato Grosso do Sul e Mato Grosso com o percurso efetuado em campo e localização das amostras coletadas.	
Tese de Doutorado - Petrologia e Caracterização Geoquímica das Fontes Mantélicas da Região Noroeste da Província Magmática do Paraná.	
Financiado pela Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP) - 2005/51818-7 -	
FABIO BRAZ MACHADO Orientador - Prof. Dr. Antonio José Ramalli Nardy	
2009	



- KS 728 Depósitos aluvionares, coluvionares e alúvio-coluvionares: areia, areia quartzosa, cascalheira, silte, argila e localmente, turfa.
- KS 729 Formação Cachoeirinha: Arenitos pouco consolidados, com lentes de argila e níveis conglomeráticos na base. Ambiente flúvio-continental.
- KS 730 Formação Ponta Preta: Unidade rudácea, falhada, com seixos de quartzo de até 10 centímetros, intercalado com lentes de areia média. Ambiente de leques aluviais.
- KS 731 Cobertura detritico-laterítica.

BACIA DO MATO GROSSO

Grupo Itaú

- KS 732 Formação Presidente Prudente: arenito muito fino a fino, marrom avermelhado a bege, moderadamente a mal selecionado, com matriz pelítica e cimento clástico; lamito argiloso; camadas tabulares; ambiente continental desértico, flúvio-meandrante.
- KS 733 Formação Matilha: arenito grosso a fino, imaturo, amarelo e vermelho, conglomerático com clastos arenosos e de calcário fino; arenito fino a médio, imaturo, com fração subordinada de areia grossa e grânulos; ambiente continental desértico, leque-aluvial médio a distal.
- KS 734 Formação Uberaba: arenito muito fino, rico em quartzo, feldspato e fragmentos líticos (basalto, quartzito, xisto e arenito); ambiente flúvio-entrelaçado.
- KS 735 Formação Vale do Rio do Peixe: arenito muito fino a fino marrom, rosa e alaranjado, seleção boa; camadas tabulares de silite macio, cor creme a marrom, e lentes de arenito conglomerático com intraclastos argilosos ou carbonáticos; ambiente continental desértico, eólico.

Grupo Caiuá

- KS 736 Formação Santo Anastácio: arenito quartzoso, fino a muito fino, seleção pobre e pouca matriz silico-argilosa; arenito conglomerático com lentes de conglomerado e arenito; ambiente continental desértico, planície de borda de maré de areia.
- KS 737 Formação Rio Paraná: arenito quartzoso a subarcóceo, marrom avermelhado, granulação fina a média, raras camadas de arenito médio a grosso; mineralogicamente maduro a supermaturo e boa maturidade textural; ambiente continental desértico, eólico.

BACIA DO PARANÁ

Grupo São Bento

- KS 738 Formação Serra Geral
- KS 739 Rochas intrusivas na forma de *sills* e diques associados aos derrames
- KS 740 Pacotes de derrames de lava formando rochas basálticas (Membro Básico), com intercalações de arenitos (Fm. Botucatu) na base, formando *intertraps*, podendo ocorrer formação de *peperitas*.
- KS 741 Formação Botucatu – arenito fino a grosso de cor vermelho, grãos bem arredondados e com alta esfericidade, disposto em sets e/ou coxets de estratificações cruzadas de grande porte; ambiente continental desértico (depósitos de dunas eólicas).
- KS 742 Grupo Passa Dois
- KS 743 Formação Pirambóia: arenito médio e fino com cores esbranquiçadas, avermelhadas e alaranjadas, geometria lenticular bem desenvolvida; ambiente continental eólico.
- KS 744 Formação Corumbataí: silite argiloso, folhelho silítico e raro arenito, calcário micrítico e microspartítico, maciço laminado; sucedidos por arenito, interlaminação entre arenito, silite e argilite, silite e silite arenoso, calcário micrítico e margar; ambiente marinho de costa – afiora a transicional entre costa a fora e face de praia.
- KS 745 Formação Itati: folhelho, silite e argilite inza escuro, calcário, margar e folhelho betuminoso com fossas de répteis mezoossuários; ambiente marinho com decantação em profundidades abaixo do nível de ação das ondas, períodos de estratificação da coluna de águas com influência de tempestade.

Grupo Itararé

- KS 746 Formação Aquidauana: arenito, conglomerado, silite a folhelho; ambientes glacial, flúvio e lacustre.

Grupo Paraná

- KS 747 Formação Ponta Grossa: Arenito fino feldspático, conglomerado, folhelho com lentes de arenito fino; folhelho carbonoso; arenito silítico e pelítico; ambiente marinho plataforma.
- KS 748 Formação Furnas: Arcóceo grosso, texturalmente imaturo, arenito conglomerático e conglomerado oligomítico; ambiente plataforma de água rasa. Ambiente com interação marinho e flúvio.

Embasamento Cristalino



Universidade Estadual Paulista "Júlio de Mesquita Filho"
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Departamento de Petrologia e Metalurgia



Anexo 02 - Mapa Geológico simplificado da Bacia do Paraná em Mato Grosso e Mato Grosso do Sul com os locais de coleta de amostras

Tese de Doutorado - Petrologia e Caracterização Geométrica das Fontes Mantílicas da Região Noroeste da Província Magmática do Paraná.

Financiado pela Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP) - 2005/01018-7 -

FABIO BRAZ MACHADO
Orientador - Prof. Dr. ANTONIO JOSÉ RANALLI NARDY
CPRM (2004, 2006) 2009

ANEXO 03

DESCRIÇÕES PETROGRÁFICAS DOS BASALTOS COLETADOS

KS 728 (derrame) – Compacta, holocristalina, fanerítica, textura intergranular, hipidiomórfica, intergranular, densa-fina, em volume a rocha é formada por:

55% de plagioclásio

35% de piroxênio

5% de minerais opacos

5% de goetita

Traços de apatita e olivina

Os cristais de plagioclásio são prismáticos e possuem até 0,2 mm de comprimento, alguns cristais são na forma acicular com até 0,4 mm. As geminações correntes são do tipo albita e Carlsbad, com composição próxima de An 45. Superficialmente alguns cristais estão alterados para clorita, gerando concentrações na forma de gotas, somando aproximadamente 0,5%. As bordas de alguns cristais contêm finas alterações para caulinita (caulinização).

Os cristais de piroxênio são fortemente fraturados anhedrais a subhedrais, em maioria augita, apenas 1% de pigeonita. De maneira geral os cristais estão parcialmente alterados para celadonita, ou gerando concentrações de óxido de ferro (goetita).

Os minerais opacos possuem o hábito prismático (magnetita?), ou amebóides. Alguns cristais apresentam alteração avermelhada (goetita), aparentemente como produto e ação hidrotermal gerando solução.

A apatita ocorre na forma aciculada, entre os cristais hipiomórficos, na forma microgranular. Além da goetita, também ocorrem como minerais de alteração clorita e celadonita, ambas provenientes do plagioclásio, piroxênio e opacos.

Cabe ressaltar a tímida presença de uma mesóstase micrográfica, com cristais cuneiformes de quartzo e feldspato alcalino, com morfologia similar a pluma.

KS 729 (derrame) – Compacta, holocristalina, fanerítica, textura intergranular, hipidiomórfica, intergranular, fina, em volume a rocha é formada por:

55% de plagioclásio

40% de piroxênio

4% de minerais opacos

1% de celadonita

Traços de apatita, olivina, biotita e caulinita.

Os cristais de plagioclásio são ripiformes com até 0,25 mm, com geminação do tipo albita e Carlsbad, composição próxima de An 55. Existem sinais de caulinização nas bordas do mineral e planos de fratura.

Os piroxênios são predominantemente augita, com menos de 1% de pigeonita, com bordas e planos de fratura alteradas para celadonita.

Os minerais opacos são todos primáticos, menores que 0,2 mm, muitos com feições esqueletiformes.

Os minerais de alteração são biotita (piroxênio), celadonita (piroxênio e/ou olivina) além da caulinita. Ocorrem também cristais aciculados de apatita (microcristais), além de um microcristal de zircão posicionado de modo poiquilítico entre um cristal de plagioclásio.

KS 730 (derrame) – Compacta, holocristalina, fanerítica, textura intergranular, hipidiomórfica, intergranular, fina, em volume a rocha é formada por:

50% de plagioclásio

30% de piroxênio

20% de minerais opacos

Traços de goetita, celadonita, clorita e apatita

Os cristais de plagioclásio são ripiformes, com comprimento máximo de 0,2 mm, com bordas alteradas e corroídas. A composição é próxima de An 50, sendo a geminação mais comum a do tipo albita.

Os piroxênios são do tipo augita, traços de pigeonita, com hábito granular a prismático, sendo que em aproximadamente 5% da ocorrência total deste mineral parece estar alterada para goetita, clorita e celadonita.

Ocorrem também microcristais aciculados de apatita entre os cristais de plagioclásio.

KS 731 (derrame) – Compacta, holocristalina, fanerítica, textura intergranular, hipidiomórfica, intergranular, fina, em volume a rocha é formada por:

55% de plagioclásio

30% de piroxênio

10% de minerais opacos

3% de celadonita

2% de apatita

Traços de clorita

Os cristais de plagioclásio são prismáticos e possuem até 0,2 mm de comprimento, alguns cristais são na forma acicular com até 0,4 mm. As geminações correntes são do tipo albita e Carlsbad, com composição próxima de An 45. Superficialmente alguns cristais estão alterados para clorita, na forma de gotas, somando aproximadamente 0,5%. As bordas de alguns cristais contêm finas alterações para caulinita (caulinização).

Os cristais de piroxênio são fortemente fraturados anhedrais a subhedrais, em maioria augita, apenas 1% de pegenita. De maneira geral os cristais estão parcialmente alterados para celadonita, ou gerando concentrações de óxido de ferro.

Os minerais opacos possuem o hábito prismático (magnetita), ou amebóides. Alguns cristais apresentam alteração avermelhada (goetita), aparentemente como produto e ação hidrotermal gerando solução.

A apatita ocorre na forma aciculada, entre os cristais hipiomórficos, na forma microgranular. Como minerais de alteração ocorrem celadonita e clorita.

KS 732 (derrame) – Compacta, hipocristalina, subfanerítica, textura intergranular e subofítica, hipidiomórfica, densa-fina, em volume a rocha é formada por:

40% de plagioclásio

40% de piroxênio

7% de minerais opacos

2% de celadonita

11% de mesóstase microgranular

Traços de apatita, clorita e goetita

Os cristais de plagioclásio possuem o hábito prismático e aciculado, com até 2 mm de comprimento, geminações do tipo albita, Carlsbad e periclino. Composição próxima de An 40. Poucas alterações. Os contatos com os cristais de piroxênio são planos, raramente irregulares. Alguns sinais de alteração superficial para celadonita.

Os piroxênios são do tipo augita, prismática, com bordas e planos de fratura levemente alteradas para goetita ou celadonita. De maneira geral, os cristais não ultrapassam 0,5 mm.

Os minerais opacos são aciculados e prismáticos, alguns exibindo feições esqueletiformes.

Ocorre também mesóstase do tipo microgranular, com microcristais de plagioclásio, piroxênio e apatita, além de uma massa acastanhada (material devitrificado).

KS 733 (derrame) – Compacta, holocristalina, fanerítica, textura intergranular, hipidiomórfica, intergranular, fina, em volume a rocha é formada por:

45% de plagioclásio

25% de piroxênio

15% de minerais opacos

15% de goetita

Traços de apatita, celadonita e caulinita

Os cristais de plagioclásio ocorrem com hábito prismático, até 0,1 mm de comprimento, em aproximadamente 30% saussuritizados nos planos de fratura e bordas, gerando uma massa vermelha clara (caulinita ?).

Os piroxênios são do tipo augita, bastante alterados, fortemente fraturados, gerando concentrações de goetita e celadonita.

Os minerais opacos são prismáticos, sendo difícil a diferenciação dentre primário e secundário.

KS 734 (intrusiva) – Compacta, holocristalina, fanerítica, textura intergranular e subofítica, hipidiomórfica, fina, em volume a rocha é formada por:

50% de plagioclásio

30% de piroxênio

18% de minerais opacos

1% de celadonita

1% de olivina

Traços de apatita, clorita, caulinita e serpentina

Os cristais de plagioclásio são ripiformes, aciculados e prismáticos, com geminações do tipo albita e Carlsbad, composição próxima de An 45, comprimento máximo de 1 mm.

Os piroxênios são em maioria augita, com aproximadamente 2 % de pigeonita. Os cristais são primáticos, euhedral a subhedral, e pouco alterados.

Os minerais opacos são esqueletiformes, prismáticos e amebóides, com feições de corrosão gerando aspecto esqueletiforme.

A olivina é anhedral, não ultrapassando o 0,05 mm, todas substituídas por celadonita ou serpentina.

KS 735 (intrusiva) – Veziculada, holocristalina, fanerítica, textura intergranular e subofítica, hipidiomórfica, fina, em volume a rocha é formada por:

50% de plagioclásio

40% de piroxênio

5% de minerais opacos

5% de olivina

Traços de apatita, clorita, serpentina, caulinita e celadonita

Cristais prismáticos de plagioclásio, alguns ripiformes, com até 1,5 mm, pouco alterados, com bordas levemente alteradas para caulinita, com composição próxima de An 55. As geminações mais comuns são as do tipo albita, Carlsbad e periclino

Os cristais de piroxênio são do tipo augita, menos de 1% de pigeonita, prismáticos, subhedrais a euhedrais, até 1 mm de comprimento. Ocorre algumas alterações superficiais, na forma de gotas, para clorita e celadonita.

A olivina ocorre na forma subhedral a anhedral, com até 0,25 mm, todos os cristais pseudomorfos, alterados para serpentina ou celadonita.

Os cristais de apatita ocorrem de forma dispersa, sempre microcristais, na forma anhedral (basal) ou aciculada.

KS 736 (derrame) – Compacta, holocristalina, fanerítica, textura intergranular/subofítica e spinifex, hipidiomórfica, fina, em volume a rocha é formada por:

50% de plagioclásio

35% de piroxênio

3% de minerais opacos

10% de olivina

2% de celadonita

Traços de apatita, biotita e goetita

Os cristais de plagioclásio são ripiformes, com comprimento máximo de 0,1 mm, com linhas de alteração gerando celadonita nas bordas e planos de fraturas. A composição é próxima de An 55, sendo comum a geminação do tipo albita.

Os cristais de piroxênio são prismáticos, do tipo augita, menos de 1% de pigeonita, bem formados e pouco alterados. O comprimento máximo dos cristais é até 0,1 mm.

Os minerais opacos são prismáticos, exibindo feições como esqueletiforme, com comprimento próximo de 0,1 mm.

Já os cristais de olivina são abundantes, com formas subhedrais a anhedrais, exibindo alteração parcial, raramente completa, para celadonita, superficialmente ou nos planos de fratura

Ocorrem também pequenas concentrações, traços, de biotita e goetita, como produto de alteração dos piroxênios, além da apatita, mineral primário, na forma microgranular.

KS 737 (derrame) – Compacta, hipocristalina, subfanerítica, textura intergranular/subofítica e intersertal, hipidiomórfica, densa-fina, em volume a rocha é formada por:

40% de plagioclásio

30% de piroxênio

5% de minerais opacos

1% de goetita

24 de mesóstase microgranular

Traços de apatita, biotita e celadonita

Os cristais de plagioclásio são ripiformes, com comprimento máximo de 0,1 mm, fracamente geminados (albita) e composição próxima de An 43.

Os cristais de piroxênio são do tipo augita, com aproximadamente 1% de pigeonita. Os cristais são bem formados, com contatos planos com os cristais de plagioclásio, muitas vezes configurando a textura subofítica.

Já os minerais opacos são prismáticos, menores que 0,1 mm, muitos exibindo feições esqueletiformes, com cristalitos ocupando a porção mesostática.

A mesóstase ocorre na forma microgranular, com microcristais de plagioclásio, cristalitos, agulhas de apatita e pequenas concentrações secundárias de celadonita, biotita e goetita, esta ultimo chegando a 1%.

KS 738 (derrame) – Compacta, holocristalina, fanerítica, textura intergranular e subofítica, hipidiomórfica, fina, em volume a rocha é formada por:

55% de plagioclásio

40% de piroxênio

4% de minerais opacos

1% de celadonita

Traços de apatita e goetita

Cristais prismáticos de plagioclásio, pouco alterados, com até 0,5 mm de comprimento, geminações do tipo albita, Carlsbad e periclinio, muitos exibindo evidências de zoneamento. A composição é próxima de An 40.

Os cristais de piroxênio são em apenas 1% pigeonita, e o restante augita. Exibem um hábito prismático a granular, com formas subhedrais a anhedrais, sempre com dimensões equigranulares ao plagioclásio.

Os minerais opacos são prismáticos, subhedrais a anhedrais, dimensões menores que o plagioclásio. Também ocorrem minerais secundários de celadonita, goetita e um isolado cristal de zircão.

KS 739 (derrame) – Compacta, hipocristalina, subfanerítica, textura intergranular e intersertal, hipidiomórfica, densa-fina, em volume a rocha é formada por:

40% de plagioclásio

35% de piroxênio

5% de minerais opacos

1% de celadonita

19% de mesóstase microgranular

Traços de apatita e goetita

Os cristais de plagioclásio são ripiformes, com até 0,3 mm de comprimento, composição próxima de An 35 e geminações do tipo albita e Carlsbad, alguns zonados. Pequenos pontos de alteração nas bordas gerando concentração de celadonita.

Os piroxênios são do tipo augita, com 2% de pigeonita, prismáticos, muitos marcados por alteração nas fraturas e bordas para celadonita.

Os minerais opacos são prismáticos, alguns parecem estar alterados para goetita, com dimensões de até 0,3 mm.

Já a mesóstase é do tipo microgranular, formada por cristalitos e microcristais de plagioclásio, piroxênio e apatita.

KS 740 (derrame) – Compacta, hipocristalina, subfanerítica, textura intergranular e intersertal, hipidiomórfica, densa-fina, em volume a rocha é formada por:

45% de plagioclásio

30% de piroxênio

5% de minerais opacos

3% de caulinita

17% de mesostase microgranular

Traços de apatita e goetita

O plagioclásio chega até a 0,2 mm de comprimento, prismático, geminado (albita e Carlsbad), com composição próxima de An 40. Alguns cristais exibem bordas corroídas pelo material mesostático (textura intersertal).

Os piroxênios prismáticos, são do tipo augita, apenas traços de pigeonita sendo estes geralmente poiquilíticos aos cristais de plagioclásio.

Os minerais opacos são prismáticos, equigranulares aos plagioclásio, alguns com feições esqueletiformes e até amebóides.

Os mesóstase ocorre como microgranular, formada por microcristais de plagioclásio, piroxênio e apatita, além de cristalitos e secundários de caulinita (saussuritização) e goetita.

KS 741 (derrame) – Compacta, hipocristalina, subfanerítica, textura intergranular, hipidiomórfica, densa-fina, em volume a rocha é formada por:

55% de plagioclásio

25% de piroxênio

2% de minerais opacos

1% de caulinita

17% de mesóstase microgranular

Traços de apatita, biotita, olivina e celadonita

Os cristais de plagioclásio chegam até 0,2 mm de comprimento, com geminações do tipo albita e Carlsbad, composição próxima de An 35. Possuem o hábito prismático, com leve alteração na borda para caulinita (saussuritização).

Já os piroxênios são do tipo augita, com aproximadamente 1% de pigeonita. Prismáticos, fortemente fraturados, com bordas e planos de fratura alterados para goetita, biotita e celadonita.

Os minerais opacos são prismáticos, equigranulares ao plagioclásio, com algumas feições esqueletiformes.

Ocorrem traços de olivina, sempre anedral, substituída totalmente para celadonita.

A mesóstase é microgranular, composta por microcristais de plagioclásio, piroxênio, acículas de apatita e cristalitos, além de traços de minerais secundários.

KS 742 (derrame) – Compacta, holocristalina, fanerítica, textura intergranular e subofítica, hipidiomórfica, fina, em volume a rocha é formada por:

50% de plagioclásio

35% de piroxênio

9% de minerais opacos

4% de olivina

2% de goetita

Traços de apatita, biotita e celadonita

Os cristais de plagioclásio chegam até 0,2 mm de comprimento, com geminações do tipo albita e Carlsbad, alguns zonados, composição próxima de An 35. Possuem o hábito prismático, com leve alteração na borda para celadonita.

Já os piroxênios são do tipo augita, com aproximadamente 1% de pigeonita. A maioria dos cristais estão em processo de alteração para celadonita, ou ainda biotita e goetita.

Os minerais opacos ocorrem da forma prismática, levemente corroídos, gerando cristais com aspectos esqueletiformes.

A olivina ocorre na forma de pseudomorfos, substituídas para celadonita, com dimensões menores que 0,05 mm.

KS 743 (derrame) – Compacta, holocristalina, fanerítica, textura intergranular, hipidiomórfica, fina, em volume a rocha é formada por:

50% de plagioclásio

45% de piroxênio

4% de minerais opacos

1% de olivina

Traços de apatita, goetita, celadonita e caulinita

Os cristais de plagioclásio chegam a 0,2 mm de comprimento, com geminações do tipo albita e Carlsbad e composição próxima de An 40. Muitos cristais apresentam evidências de alterações hidrotermais, superficiais, na forma de gotas, gerando pequenas concentrações de celadonita e até caulinita.

Os piroxênios são todos do tipo augita, apenas 1% de pigeonita, com cristais subhedrais chegando a 0,05 mm. O hábito é granular, onde poucos exibem feições mais prismáticas.

Já os minerais opacos, prismáticos, euhedrais ou subhedrais, possuem bordas alteradas para celadonita. Ou ainda, devido ao aparente efeito de dissolução, concentrações isoladas de óxidos de ferro, amarelo-avermelhado, quase opaco (goetita?).

Em aproximadamente 1% ocorrem cristas anhedrais de olivina, granulares, com até 0,05 mm, totalmente alteradas para celadonita. A distribuição deste mineral segue a tendência da apatita, espalhada entre os cristais hipidiomórficos.

KS 744 (derrame) – Veziculada, hipocristalina, subfanerítica, textura intergranular e intersertal, hipidiomórfica, densa-fina, em volume a rocha é formada por:

40% de plagioclásio

20% de piroxênio

7% de minerais opacos

2% de celadonita

31% de mesóstase mmicrogranular

Traços de apatita, olivina, goetita, clorita, caulinita

Os cristais de plagioclásio variam de microcristais até 0,2 mm, com geminações do tipo albita e Carlsbad, composição média próxima de An 45. Quando em contato com a mesóstase apresentam evidências de corrosão, gerando desta forma a textura intersertal. Alguns cristais apresentam também nas bordas anéis de alteração para celadonita e até caulinita.

O piroxênio é do tipo augita, com aproximadamente 1% de pigeonita, prismáticos, subhedrais a anhedrais. Ocorrem sinais de urolatização superficial nas bordas e planos de fratura dos minerais, gerando concentrações de celadonita e em menor quantidade clorita e goetita. As dimensões dos cristais não ultrapassam 0,1 mm.

Os minerais opacos são granulares, poucos mais prismáticos, alguns com feições esqueléticas, variando de cristalitos até 0,1 mm.

A olivina ocorre apenas na forma de pseudomorfos, alterada completamente para celadonita.

A mesóstase apresenta-se na forma microgranular, com microcristais de plagioclásio, piroxênio, apatita aciculadas e cristalitos, além de uma massa acastanhada devitrificada.

KS 745 (derrame) – Compacta, hipocristalina, subfanerítica, textura intergranular e intersertal, hipidiomórfica, densa-fina, em volume a rocha é formada por:

50% de plagioclásio

30% de piroxênio

2% de minerais opacos

5% de celadonita

13% de mesóstase microgranular

Traços de apatita, olivina, caulinita e goetita

Os cristais de plagioclásio são prismáticos, com até 0,2 mm de comprimento, exibindo geminações do tipo albita e Carlsbad, composição próxima de An 45. Alguns apresentam bordas corroídas pelo material mesostático (textura intersertal).

O piroxênio são em totalidade do tipo augita, granulares, anhedrais, exibindo cores pálidas, provavelmente devido aos processos de alteração hidrotelmal, gerando concentrações de celadonita e goetita.

Os minerais opacos são prismáticos, subhedrais a euhedrais, fortemente corroídos pela mesóstase, chegando a gerar cristais esqueletiformes.

A mesóstase é do tipo microgranular e de alteração, formada por microcristais hipidiomórficos, além de apatita e olivina.

KS 781 (derrame) – Compacta, holocristalina, fanerítica, textura intergranular/subofítica e ofítica, hipidiomórfica, fina-média, em volume a rocha é formada por:

50% de plagioclásio

40% de piroxênio

6% de minerais opacos

2% de olivina

2% de goetita

Traços de apatita, celadonita, goetita e biotita

O plagioclásio ocorre na forma prismática, muitos fortemente zonados e geminados (albita e Carlsbad), com até 2 mm de comprimento. A composição do mineral é próxima de An 40.

Os cristais de piroxênio são do tipo augita, sendo aproximadamente 2% pigeonita. São prismáticos, euhedrais a subhedrais, com até 1 mm de comprimento. Alguns cristais apresentam bordas e planos de fratura alterados para celadonita, ou, bem menos freqüente, goetita e biotita.

Os minerais opacos são prismáticos, subhedrais, poucos corroídos. Já os cristais de olivina são anhedrais, granulares, totalmente substituídos por celadonita.

KS 827 (derrame) – Compacta, hipocristalina, subfanerítica, textura intergranular e intersertal, hipidiomórfica, densa-fina, em volume a rocha é formada por:

40% de plagioclásio

40% de piroxênio

2% de minerais opacos

3% de celadonita

15% de mesóstase microgranular

Traços de apatita, olivina e goetita

Os cristais de plagioclásio são prismáticos, com até 0,2 mm de comprimento, exibindo geminações do tipo albita e Carlsbad (An 40). Alguns apresentam bordas corroídas pela mesóstase.

O piroxênio são em totalidade do tipo augita, granulares, anhedrais, exibindo cores pálidas, provavelmente devido aos processos de alteração hidrotelmal, gerando concentrações de goetita.

Os minerais opacos são prismáticos, subhedrais a euhedrais, fortemente corroídos pela mesóstase, chegando a gerar cristais esqueletiformes.

A mesóstase é do tipo microgranular e de alteração, formada por microcristais hipidiomórficos, além de apatita e olivina.

KS 828 (derrame) – Compacta, holocristalina, fanerítica, textura intergranular e subofítica, hipidiomórfica, fina, em volume a rocha é formada por:

52% de plagioclásio

40% de piroxênio

4% de minerais opacos

2% de olivina

2% de goetita

Traços de apatita e celadonita

Os cristais de plagioclásio chegam até 0,15 mm de comprimento, com geminações do tipo albita e Carlsbad, alguns zonados, composição próxima de An 40. Possuem o hábito prismático, com leve alteração na borda para celadonita.

Já os piroxênios são do tipo augita, com aproximadamente 2% de pigeonita. A maioria dos cristais estão em processo de alteração para celadonita.

Os minerais opacos ocorrem da forma prismática e ripiforme, levemente corroídos, gerando cristais com aspectos esqueletiformes.

A olivina ocorre na forma de pseudomorfos, substituídas para celadonita, com dimensões menores que 0,05 mm.

KS 829 (derrame) – Compacta, hipocristalina, subfanerítica, textura intergranular e subofítica, hipidiomórfica, densa-fina, em volume a rocha é formada por:

40% de plagioclásio

40% de piroxênio

8% de minerais opacos

11% de mesóstase microgranular

Traços de apatita e celadonita

Os cristais de plagioclásio (An₄₂) possuem o hábito prismático e aciculado, com até 1 mm de comprimento, geminações do tipo albita, Carlsbad e periclino.. Os contatos com os cristais de piroxênio são planos, raramente irregulares. Alguns sinais de alteração superficial para celadonita.

Os piroxênios são do tipo augita, prismática, com bordas e planos de fratura levemente alteradas para celadonita. De maneira geral, os cristais não ultrapassam 0,5 mm.

Os minerais opacos são aciculados e prismáticos, alguns exibindo feições esqueletiformes.

Ocorre também mesóstase do tipo microgranular, com microcristais de plagioclásio, piroxênio e apatita, além de uma massa acastanhada (material devitrificado).

KS 830 (derrame) – Compacta, hipocristalina, subfanerítica, textura intergranular, hipidiomórfica, densa-fina, em volume a rocha é formada por:

50% de plagioclásio

30% de piroxênio

2% de minerais opacos

1% de olivina

17% de mesóstase microgranular

Traços de apatita, caulinita e celadonita

Os cristais de plagioclásio chegam até 0,2 mm de comprimento, com geminações do tipo albita, composição próxima de An 35. Possuem o hábito prismático, com alteração na borda para caulinita (saussuritização).

Já os piroxênios são do tipo augita, prismáticos, fortemente fraturados, com bordas e planos de fratura alterados para goetita, biotita e celadonita.

Os minerais opacos são prismáticos, equigranulares ao plagioclásio, com algumas feições esqueletiformes.

Ocorrem traços de olivina, sempre anedral, substituída totalmente para celadonita.

A mesóstase é microgranular, composta por microcristais de plagioclásio, piroxênio, acículas de apatita e cristalitos, além de traços de minerais secundários.

KS 831 (intrusiva) – Compacta, holocristalina, fanerítica, textura intergranular e subofítica, hipidiomórfica, fina, em volume a rocha é formada por:

55% de plagioclásio

25% de piroxênio

20% de minerais opacos

1% de olivina

Traços de apatita, clorita, caulinita, serpentina e celadonita

Os cristais de plagioclásio são ripiformes e prismáticos, com geminações do tipo albita e Carlsbad, composição próxima de An 45, comprimento máximo de 1 mm.

Os piroxênios são em maioria augita, com aproximadamente 2 % de pigeonita. Os cristais são primáticos, euhedral a subhedral, e pouco alterados.

Os minerais opacos são prismáticos com feições de corrosão gerando aspecto esqueletiforme.

A olivina é anhedral, não ultrapassando o 0,05 mm, todas substituídas por celadonita ou serpentina.

KS 832 (intrusiva) – Compacta, hipocristalina, subfanerítica, textura intergranular e subofítica, hipidiomórfica, fina, em volume a rocha é formada por:

55% de plagioclásio

25% de piroxênio

10% de minerais opacos

10% de mesóstase microgranular

1% de olivina

Traços de apatita, clorita, caulinita, serpentina e celadonita

Os cristais de plagioclásio são ripiformes e prismáticos, com geminações do tipo albita e Carlsbad, composição próxima de An 40, comprimento máximo de 1 mm.

Os piroxênios são em maioria augita, com aproximadamente 1 % de pigeonita. Os cristais são primáticos e pouco alterados.

Os minerais opacos são prismáticos com feições de corrosão gerando aspecto esquelético.

A olivina é anedral todas substituídas por celadonita ou serpentina.

KS 833 (intrusiva) – Compacta, hipocristalina, subfanerítica, textura intergranular/subofítica e intersertal, hipidiomórfica, densa-fina, em volume a rocha é formada por:

40% de plagioclásio

30% de piroxênio

5% de minerais opacos

25% de mesóstase microgranular

Traços de apatita, biotita e celadonita

Os cristais de plagioclásio são ripiformes, com comprimento máximo de 0,1 mm, fracamente geminados (albita) e composição próxima de An 40.

Os cristais de piroxênio são do tipo augita, bem formados, com contatos planos com os cristais de plagioclásio, muitas vezes configurando a textura subofítica.

Já os minerais opacos são prismáticos, menores que 0,1 mm, muitos exibindo feições esqueletiformes, com cristalitos ocupando a porção mesostática.

A mesóstase ocorre na forma microgranular, com microcristais de plagioclásio, cristalitos, agulhas de apatita e pequenas concentrações secundárias de celadonita, biotita e goetita, esta ultimo chegando a 1%.

KS 834 (intrusiva) – Compacta, holocristalina, fanerítica, textura intergranular e subofítica, hipidiomórfica, fina, em volume a rocha é formada por:

50% de plagioclásio

40% de piroxênio

9% de minerais opacos

1% de olivina

Traços de apatita, caulinita e celadonita

Cristais prismáticos de plagioclásio, alguns ripiformes, com até 1 mm, pouco alterados, com bordas levemente alteradas para caulinita, com composição próxima de An 55. As geminações mais comuns são as do tipo albita, Carlsbad e periclino

Os cristais de piroxênio são do tipo augita, menos de 1% de pigeonita, prismáticos, subhedrais a euhedrais, até 1 mm de comprimento. Ocorre algumas alterações superficiais, na forma de gotas, para clorita e celadonita.

A olivina ocorre na forma subhedral a anedral, todos os cristais pseudomorfos, alterados para celadonita.

KS 835 (derrame) – Compacta, hipocristalina, fanerítica, textura intergranular, hipidiomórfica, intergranular, fina, em volume a rocha é formada por:

50% de plagioclásio

30% de piroxênio

10% de minerais opacos

10% de mesóstase microgranular

Traços de celadonita e apatita

Os cristais de plagioclásio são ripiformes, com comprimento máximo de 0,1 mm, com bordas alteradas e corroídas. A composição é próxima de An 40, sendo a geminação mais comum a do tipo albita.

Os piroxênios são do tipo augita, traços de pigeonita, com hábito granular a prismático.

Ocorrem também microcristais aciculados de apatita entre os cristais de plagioclásio e traços de celadonita.

KS 836 (derrame) – Compacta, holocristalina, fanerítica, textura intergranular, hipidiomórfica, fina, em volume a rocha é formada por:

50% de plagioclásio

45% de piroxênio

3% de minerais opacos

2% de olivina

Traços de apatita, goetita, celadonita e caulinita

Os cristais de plagioclásio chegam a 0,2 mm de comprimento, com geminações do tipo albita e composição próxima de An 42. Muitos cristais apresentam evidências de alterações hidrotermais, superficiais, na forma de gotas, gerando pequenas concentrações de celadonita e até caulinita.

Os piroxênios são todos do tipo augita, apenas 1% de pigeonita, com cristais subhedrais chegando a 0,05 mm. O hábito é prismático.

Já os minerais opacos, prismáticos, euhedrais ou subhedrais, possuem bordas alteradas para celadonita. Ou ainda, devido ao aparente efeito de dissolução, concentrações isoladas de óxidos de ferro, amarelo-avermelhado, quase opaco (goetita?).

Em aproximadamente 1% ocorrem cristas anhedrais de olivina, granulares, com até 0,05 mm, totalmente alteradas para celadonita.

KS 837 (derrame) – Compacta, holocristalina, fanerítica, textura intergranular, hipidiomórfica, fina, em volume a rocha é formada por:

50% de plagioclásio

45% de piroxênio

3% de minerais opacos

2% de olivina

Traços de apatita, goetita, celadonita e caulinita

Os cristais de plagioclásio chegam a 0,2 mm de comprimento, com geminações do tipo albita e composição próxima de An 42. Muitos cristais apresentam evidências de alterações hidrotermais, superficiais, na forma de gotas, gerando pequenas concentrações de celadonita e até caulinita.

Os piroxênios são todos do tipo augita, apenas 1% de pigeonita, com cristais subhedrais chegando a 0,05 mm. O hábito é prismático.

Já os minerais opacos, prismáticos, euhedrais ou subhedrais, possuem bordas alteradas para celadonita. Ou ainda, devido ao aparente efeito de dissolução, concentrações isoladas de óxidos de ferro, amarelo-avermelhado, quase opaco (goetita?).

Em aproximadamente 2% ocorrem cristas anhedrais de olivina.

KS 838 (derrame) – Compacta, holocristalina, fanerítica, textura intergranular, hipidiomórfica, fina, em volume a rocha é formada por:

50% de plagioclásio

45% de piroxênio

5% de minerais opacos

Traços de apatita, goetita, celadonita e caulinita

Os cristais de plagioclásio chegam a 0,2 mm de comprimento, com geminações do tipo albita e Carlsbad e composição próxima de An 42. Muitos cristais apresentam evidências de alterações hidrotermais, superficiais, na forma de gotas, gerando pequenas concentrações de celadonita e até caulinita.

Os piroxênios são todos do tipo augita, apenas 1% de pigeonita, com cristais subhedrais chegando a 0,05 mm. O hábito é granular, onde poucos exibem feições mais prismáticas.

Já os minerais opacos, prismáticos, euhedrais ou subhedrais, possuem bordas alteradas para celadonita.

Em aproximadamente 1% ocorrem cristas anhedrais de olivina, granulares, com até 0,05 mm, totalmente alteradas para celadonita.

KS 839 (derrame) – Compacta, hipocristalina, subfanerítica, textura intergranular e intersertal, hipidiomórfica, densa-fina, em volume a rocha é formada por:

40% de plagioclásio

40% de piroxênio

5% de minerais opacos

15% de mesóstase microgranular

Traços de apatita, celadonita e goetita

Os cristais de plagioclásio são ripiformes, com até 0,2 mm de comprimento, composição próxima de An 40 e geminações do tipo albita e Carlsbad, alguns zonados. Pequenos pontos de alteração nas bordas gerando concentração de celadonita.

Os piroxênios são do tipo augita, prismáticos, muitos marcados por alteração nas fraturas e bordas para celadonita.

Os minerais opacos são prismáticos, alguns parecem estar alterados para goetita, com dimensões de até 0,3 mm.

Já a mesóstase é do tipo microgranular, formada por cristalitos e microcristais de plagioclásio, piroxênio e apatita.

KS 840 (derrame) – Compacta, hipocristalina, fanerítica, textura intergranular, hipidiomórfica, intergranular, fina, em volume a rocha é formada por:

40% de plagioclásio

30% de piroxênio

20% de minerais opacos

10% de mesostase microgranular

Traços de goetita, celadonita, clorita e apatita

Os cristais de plagioclásio são ripiformes, com comprimento máximo de 0,2 mm, com bordas alteradas e corroídas. A composição é próxima de An 50, sendo a geminação mais comum a do tipo albita.

Os piroxênios são do tipo augita, traços de pigeonita, com hábito granular a prismático, sendo que em aproximadamente 5% da ocorrência total deste mineral parece estar alterada para goetita, clorita e celadonita.

Ocorrem também microcristais aciculados de apatita entre os cristais de plagioclásio.

KS 841 (derrame) – Compacta, hipocristalina, subfanerítica, textura intergranular e intersertal, hipidiomórfica, densa-fina, em volume a rocha é formada por:

45% de plagioclásio

30% de piroxênio

5% de minerais opacos

1% de olivina

19% de mesostase microgranular

Traços de apatita e goetita

O plagioclásio chega até a 0,1 mm de comprimento, prismático, geminado (albita e Carlsbad), com composição próxima de An 38. Alguns cristais exibem bordas corroídas pelo material mesostase.

Os piroxênios prismáticos, são do tipo augita, apenas traços de pigeonita sendo estes geralmente poiquilíticos aos cristais de plagioclásio.

Os minerais opacos são prismáticos, equigranulares aos plagioclásio, alguns com feições esqueletiformes e até amebóides.

Os mesóstase ocorre como microgranular, com microcristais de plagioclásio, piroxênio e apatita, além de cristalitos e secundários de caulinita (saussuritização) e goetita.

ANEXO 04
ANÁLISES GEOQUÍMICAS PARA ELEMENTOS MAIORES, MENORES E
TRAÇOS (FRX) E ETRS (ICP-MS)

Amostra	Latitude	Longitude	Cota	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	LOI	SOMA
KS 729	22,273	54,818	360	51,18	2,60	13,27	15,08	0,20	4,78	9,10	2,32	1,19	0,33	0,82	100,87
KS 730	22,111	54,795	399	51,44	3,58	12,64	15,86	0,20	3,44	7,72	2,73	1,81	0,68	0,81	100,91
KS 731	22,111	54,795	399	50,30	4,18	12,92	15,58	0,21	3,98	8,24	2,53	1,56	0,53	0,85	100,88
KS 732	22,145	54,824	382	51,15	3,68	12,53	15,54	0,21	3,51	7,82	2,70	1,76	0,68	1,20	100,78
KS 733	21,643	55,123	375	50,70	3,77	13,34	15,22	0,17	3,59	8,33	2,58	1,45	0,42	1,18	100,75
KS 734	21,141	55,687	254	49,91	2,85	13,83	13,78	0,18	5,84	9,76	2,28	1,01	0,31	0,71	100,46
KS 735	21,151	55,670	240	50,19	2,66	14,05	13,02	0,19	5,79	10,25	2,24	0,94	0,30	1,09	100,72
KS 736	21,163	55,666	259	50,38	3,24	13,30	15,07	0,20	4,80	9,32	2,37	1,18	0,36	0,74	100,96
KS 737	21,169	55,631	374	50,17	3,73	13,18	15,19	0,21	4,24	8,46	2,55	1,35	0,38	0,96	100,42
KS 738	20,441	54,775	394	50,45	3,78	13,08	15,11	0,20	4,22	8,50	2,62	1,41	0,41	1,08	100,86
KS 739	20,393	54,671	478	51,1	1,79	13,39	14,12	0,23	5,69	10,12	2,17	0,85	0,21	0,68	100,35
KS 740	20,455	54,750	481	50,77	1,83	13,43	14,01	0,20	5,68	10,18	2,31	0,89	0,21	1,34	100,85
KS 741	20,420	54,738	505	50,80	1,82	13,75	12,99	0,21	6,00	10,36	2,21	0,81	0,21	1,23	100,39
KS 742	20,419	54,858	342	50,37	3,98	12,69	15,34	0,22	4,02	8,07	2,60	1,64	0,58	1,09	100,60
KS 743	20,443	54,878	432	51,62	2,39	13,01	15,14	0,23	4,22	9,03	2,56	1,04	0,28	1,33	100,85
KS 744	20,420	54,975	316	49,96	3,81	12,87	15,52	0,24	4,44	8,56	2,56	1,33	0,40	1,20	100,89
KS 745	19,878	54,442	440	50,79	2,20	13,37	15,03	0,22	5,54	9,34	2,31	0,99	0,25	0,95	100,99
KS 779	20,435	54,740	340	50,79	1,82	13,34	13,89	0,22	6,32	10,16	2,24	0,84	0,21	0,83	100,66
KS 781	21,178	55,677	350	50,18	2,97	13,77	13,53	0,19	5,73	9,62	2,37	1,04	0,33	0,28	100,01
KS 827	19,121	51,697	419	49,59	2,67	13,38	15,09	0,22	4,96	8,92	2,28	1,10	0,37	1,25	99,81
KS 828	19,068	53,031	536	49,52	3,18	12,79	16,27	0,21	4,17	8,80	2,30	1,23	0,43	0,47	99,39
KS 829	18,549	53,127	595	49,93	1,73	13,41	13,56	0,21	6,16	9,91	2,12	0,73	0,20	1,20	99,15
KS 830	18,540	53,199	568	49,98	1,74	13,31	13,87	0,21	6,31	10,13	2,16	0,73	0,19	0,81	99,45
KS 831	17,857	53,127	790	49,99	1,71	13,39	13,73	0,20	6,35	10,29	2,10	0,72	0,19	0,67	99,33
KS 832	17,098	53,179	720	50,49	2,60	12,29	16,78	0,24	4,16	8,34	2,35	1,17	0,31	0,39	99,12
KS 833	17,111	53,174	773	50,80	3,81	12,29	15,48	0,20	3,68	7,73	2,47	1,64	0,50	0,78	99,39
KS 834	17,076	53,377	815	46,08	4,29	11,55	22,14	0,26	3,69	7,84	2,25	1,00	0,28	0,18	99,55
KS 835	19,867	54,368	545	49,82	1,99	12,77	15,05	0,21	5,12	9,15	2,28	0,91	0,23	1,49	99,02
KS 836	19,887	54,423	513	49,18	1,63	13,03	13,39	0,19	6,31	10,00	2,06	0,99	0,18	2,14	99,08
KS 837	20,420	54,817	500	50,86	3,71	12,29	14,53	0,21	4,46	7,70	2,56	1,76	0,64	0,87	99,61
KS 838	20,555	54,964	275	51,28	3,86	13,04	13,95	0,15	3,25	7,81	2,47	1,84	0,64	1,09	99,38
KS 839	20,524	54,944	330	49,48	2,83	13,45	13,21	0,17	5,50	9,90	2,20	1,04	0,31	0,99	99,07
KS 840	20,446	54,834	442	52,31	2,97	12,65	13,61	0,21	3,79	7,72	2,55	1,72	0,54	1,10	99,17
KS 841	20,556	54,665	496	49,91	1,80	13,13	13,88	0,23	5,95	9,88	2,12	0,94	0,20	1,23	99,26
KS 728b	22,968	54,091	294	49,97	4,05	12,44	15,92	0,23	4,30	7,95	2,57	1,68	0,54	1,07	100,72
KS 728t	22,968	54,091	302	48,85	3,86	12,50	15,68	0,22	3,80	7,57	2,43	2,09	0,58	2,46	100,04

Amostra	Latitude	Longitude	Cota	Nb	Zr	Y	Sr	Rb	Zn	Cu	Ni	Cr	Ce	Ba	La
KS 729	22,273	54,818	360	20	210	42	283	27	114	279	44	117	63	424	25
KS 730	22,111	54,795	399	23	243	36	417	34	125	217	18	49	90	645	36
KS 731	22,111	54,795	399	30	228	43	413	36	132	205	18	75	97	645	26
KS 732	22,145	54,824	382	24	253	48	405	34	119	209	29	78	85	571	42
KS 733	21,643	55,123	375	20	236	35	413	35	124	100	20	43	83	531	33
KS 734	21,141	55,687	254	16	178	28	420	26	102	170	78	196	59	373	26
KS 735	21,151	55,670	240	17	169	27	435	23	90	169	80	169	49	344	10
KS 736	21,163	55,666	259	19	210	31	418	29	100	187	50	144	71	455	22
KS 737	21,169	55,631	374	19	250	29	417	32	100	105	22	58	71	500	36
KS 738	20,441	54,775	394	22	233	41	417	27	120	98	21	38	65	521	30
KS 739	20,393	54,671	478	8	114	26	246	19	89	115	55	135	35	256	19
KS 740	20,455	54,750	481	14	136	28	279	20	103	135	54	113	37	271	15
KS 741	20,420	54,738	505	13	138	31	277	13	81	108	57	94	27	274	15
KS 742	20,419	54,858	342	22	246	43	398	27	117	209	26	47	86	578	33
KS 743	20,443	54,878	432	14	176	45	285	22	94	344	38	87	42	341	19
KS 744	20,420	54,975	316	19	231	39	412	27	97	100	20	63	65	503	26
KS 745	19,878	54,442	440	12	158	35	280	25	98	206	46	117	46	336	27
KS 779	20,435	54,740	340	13	134	25	262	25	88	109	53	113	33	302	25
KS 781	21,178	55,677	350	17	183	28	411	17	102	185	67	185	50	398	20
KS 827	19,121	51,697	419	14	163	32	361	23	103	152	55	104,2	56	401	30
KS 828	19,068	53,031	536	9	155	34	249	18	105	189	41	98,6	47	257	19
KS 829	18,549	53,127	595	8	124	30	286	18	85	169	68	130,8	32	267	23
KS 830	18,540	53,199	568	9	123	29	281	16	87	167	68	177,4	37	261	21
KS 831	17,857	53,127	790	9	119	27	284	15	81	164	66	155,8	33	260	20
KS 832	17,098	53,179	720	10	181	38	262	27	126	270	42	132,7	62	386	30
KS 833	17,111	53,174	773	18	261	36	429	34	114	194	22	49	111	545	46
KS 834	17,076	53,377	815	7	162	38	253	20	147	284	41	70,4	64	374	29
KS 835	19,867	54,368	545	9	149	35	261	22	103	141	43	120,9	45	320	23
KS 836	19,887	54,423	513	11	111	31	272	25	84	98	57	114,8	25	234	8
KS 837	20,420	54,817	500	19	275	40	438	42	123	183	27	41	109	569	41
KS 838	20,555	54,964	275	27	316	39	524	37	130	157	33	44,7	134	546	51
KS 839	20,524	54,944	330	13	167	28	468	22	100	146	62	161,9	49	390	29
KS 840	20,446	54,834	442	21	255	37	450	35	147	144	37	108,7	96	458	37
KS 841	20,556	54,665	496	9	127	29	276	22	86	143	54	113	32	279	19
KS 728b	22,968	54,091	294	23	244	36	396	34	125	193	33	57	82	583	35
KS 728t	22,968	54,091	302	26	261	40	450	47	113	220	20	98	102	647	50

VALORES NORMALIZADOS - manto primitivo de Sun & McDonough (1985)

Amostras	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	La/Lu
KS 730	66,5	56,8	45,4	39,6	26,8	21,9	18,5	15,4	13,6	11,4	10,6	9,5	8,6	8,5	7,8
KS 731	34,5	30,4	24,7	22,4	15,7	14,0	11,1	9,2	8,2	6,9	6,4	5,7	5,1	5,0	6,9
KS 732	29,4	26,1	21,2	19,1	13,6	12,4	9,6	8,0	7,1	6,0	5,5	4,9	4,4	4,2	7,0
KS 733	25,6	21,9	17,1	14,9	10,7	9,5	8,5	7,6	7,4	6,6	6,7	6,1	5,8	5,8	4,4
KS 734	54,0	46,7	37,0	32,4	21,8	18,4	15,0	12,4	11,1	9,4	8,8	7,7	7,2	7,0	7,7
KS 735	33,0	28,1	22,1	19,4	13,9	11,6	10,9	9,7	9,3	8,5	8,3	7,7	7,5	7,4	4,4
KS 738	32,9	28,3	22,1	19,4	14,1	11,7	10,9	9,8	9,4	8,5	8,3	7,8	7,4	7,7	4,3
KS 739	58,7	50,3	41,7	36,6	23,8	19,3	17,2	14,3	12,0	10,2	9,5	8,2	7,9	7,6	7,8
KS 741	52,8	45,0	37,3	32,3	20,8	17,4	15,3	12,6	10,6	9,0	8,6	7,4	7,0	6,8	7,8
KS 742	49,3	40,8	34,8	30,3	20,2	17,5	14,9	12,6	10,6	9,1	8,5	7,6	7,0	6,8	7,3
KS 743	46,4	39,8	33,3	28,6	18,9	16,4	14,0	11,8	9,9	8,5	8,0	6,9	6,6	6,2	7,5
KS 745	24,6	21,0	17,4	15,1	10,6	9,1	8,6	7,9	7,3	6,6	6,7	5,9	5,9	5,8	4,2
KS 779	24,9	21,1	17,4	15,2	10,8	9,1	8,8	8,0	7,3	6,7	6,6	6,1	5,8	5,8	4,3
KS 830	24,0	20,2	16,7	14,8	10,5	9,1	8,6	7,9	7,1	6,5	6,4	5,9	5,8	5,5	4,3
KS 841	25,0	21,1	17,4	15,2	10,8	9,3	8,8	8,0	7,2	6,6	6,6	6,1	5,9	5,8	4,3

ANEXO 05
RESULTADOS ANALÍTICOS DA QUÍMICA MINERAL.

Cálculo da Fórmula Estrutural de Feldspatos

Amostra: KS 732		Litotipo:			
Ponto	6	6	2	2	
Local	Feno-E	Feno-L	E	L	
SiO ₂	54,14	55,53	54,47	56,71	
TiO ₂	0,12	0,03	0,13	0,10	
Al ₂ O ₃	27,86	26,08	28,14	27,03	
Fe ₂ O ₃	0,89	1,47	0,75	0,73	
MnO	0,00	0,02	0,01	0,02	
MgO	0,08	0,24	0,13	0,03	
CaO	11,08	9,29	10,93	9,64	
Na ₂ O	4,86	5,69	4,93	5,82	
K ₂ O	0,42	0,42	0,41	0,42	
Soma	99,45	98,76	99,90	100,50	
Si	9,8605	10,1554	9,8650	10,1670	
Ti	0,0168	0,0036	0,0183	0,0139	
Al	5,9799	5,6227	6,0072	5,7118	
Fe ³⁺	0,1223	0,2026	0,1015	0,0986	
Soma IV	15,9795	15,9842	15,9921	15,9913	
Mn	0,0000	0,0026	0,0020	0,0022	
Mg	0,0223	0,0643	0,0348	0,0080	
Ca	2,1625	1,8201	2,1212	1,8526	
Na	1,7174	2,0170	1,7302	2,0232	
K	0,0974	0,0973	0,0943	0,0961	
Soma VI	3,9995	4,0013	3,9825	3,9822	
Soma	19,9790	19,9856	19,9746	19,9735	

Membros finais cátions*100

AN	54	46	54	47
AB	43	51	44	51
OR	2	2	2	2
Soma	100	100	100	100

Cálculo da Fórmula Estrutural de Feldspatos

Amostra: KS 734

Ponto	1	1
Local	Meso-E	Meso-L
SiO ₂	51,50	51,49
TiO ₂	0,15	0,08
Al ₂ O ₃	30,21	30,94
Fe ₂ O ₃	0,67	2,29
MnO	0,01	0,03
MgO	0,09	1,13
CaO	13,46	7,91
Na ₂ O	3,76	4,79
K ₂ O	0,28	0,41
<i>Soma</i>	<i>100,12</i>	<i>99,07</i>
Si	9,3763	9,3897
Ti	0,0201	0,0115
Al	6,4823	6,6507
Fe ³⁺	0,0912	0,3141
<i>Soma IV</i>	<i>15,9699</i>	<i>16,3660</i>
Mn	0,0021	0,0040
Mg	0,0239	0,3064
Ca	2,6250	1,5454
Na	1,3266	1,6951
K	0,0653	0,0942
<i>Soma VI</i>	<i>4,0428</i>	<i>3,6450</i>
<i>Soma</i>	<i>20,0128</i>	<i>20,0111</i>

Membros finais cátions*100

AN	65	46
AB	33	51
OR	2	3
<i>Soma</i>	<i>100</i>	<i>100</i>

Cálculo da Fórmula Estrutural de Feldspatos

Amostra: KS 736

Litotipo: 0

Ponto	19	29	11	13	8	10	8	4	8
Local	Micro-L	E	Micro-L	Micro-L	Meso-L	Micro-L	L	Micro-L	Feno-E
SiO ₂	54,99	55,49	66,91	57,18	53,89	52,04	53,89	52,72	53,03
TiO ₂	0,05	0,06	0,05	0,06	0,12	0,13	0,12	0,07	0,12
Al ₂ O ₃	28,26	27,69	18,04	26,27	28,37	29,78	28,37	29,48	29,82
Fe ₂ O ₃	0,77	0,85	0,91	2,00	0,84	0,83	0,84	0,77	0,64
MnO	0,00	0,02	0,02	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02
MgO	0,08	0,08	0,03	0,24	0,07	0,06	0,07	0,09	0,06
CaO	11,24	10,72	0,12	8,37	11,58	13,38	11,58	12,61	12,80
Na ₂ O	4,86	5,20	4,39	6,17	4,80	3,95	4,80	3,94	4,06
K ₂ O	0,38	0,40	10,30	0,51	0,35	0,26	0,35	0,31	0,25
Soma	100,64	100,51	100,77	100,81	100,01	100,44	100,01	99,98	100,79
Si	9,8851	9,9812	12,0399	10,2335	9,7725	9,4460	9,7725	9,5750	9,5547
Ti	0,0069	0,0084	0,0066	0,0075	0,0165	0,0182	0,0165	0,0092	0,0167
Al	5,9884	5,8700	3,8268	5,5425	6,0643	6,3705	6,0643	6,3100	6,3341
Fe ³⁺	0,1040	0,1155	0,1235	0,2690	0,1144	0,1134	0,1144	0,1050	0,0861
Soma IV	15,9845	15,9750	15,9968	16,0526	15,9677	15,9481	15,9677	15,9992	15,9915
Mn	0,0000	0,0029	0,0036	0,0030	0,0000	0,0015	0,0000	0,0000	0,0024
Mg	0,0209	0,0215	0,0083	0,0651	0,0192	0,0173	0,0192	0,0252	0,0167
Ca	2,1655	2,0651	0,0222	1,6044	2,2505	2,6014	2,2505	2,4544	2,4705
Na	1,6950	1,8146	1,5313	2,1398	1,6883	1,3903	1,6883	1,3872	1,4181
K	0,0869	0,0920	2,3634	0,1165	0,0803	0,0609	0,0803	0,0718	0,0568
Soma VI	3,9682	3,9961	3,9288	3,9288	4,0383	4,0714	4,0383	3,9387	3,9645
Soma	19,9527	19,9711	19,9257	19,9813	20,0060	20,0195	20,0060	19,9378	19,9560

Membros finais cátions*100

[illegible]

Cálculo da Fórmula Estrutural de Feldspatos

Amostra:	KS 742				Litotipo:	0		
Ponto	6	6	6	6	1	1	1	
Local	Mega-E	Mega-L1	Mega-L2	Mega-L3	Feno-E	Feno-L1	Feno-L2	
SiO2	52,97	54,09	53,93	54,57	53,25	54,01	55,67	
TiO2	0,03	0,12	0,11	0,09	0,11	0,10	0,08	
Al2O3	29,90	29,24	29,42	28,04	28,17	28,06	27,48	
Fe2O3	0,77	0,68	0,96	0,91	0,69	0,66	10,38	
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	5,28	
MgO	0,08	0,06	0,09	0,03	0,12	0,17	0,50	
CaO	11,20	11,53	10,82	10,99	11,88	11,72	10,38	
Na2O	4,79	4,76	4,73	5,03	4,70	4,70	5,28	
K2O	0,37	0,40	0,45	0,40	0,36	0,45	0,50	
Soma	100,12	100,89	100,52	100,05	99,30	99,88	115,56	
Si	9,5921	9,7153	9,7107	9,8760	9,7390	9,8096	9,2068	
Ti	0,0035	0,0168	0,0146	0,0123	0,0149	0,0130	0,0104	
Al	6,3811	6,1913	6,2428	5,9810	6,0735	6,0067	5,3564	
Fe3+	0,1049	0,0922	0,1297	0,1235	0,0944	0,0898	1,2917	
Soma IV	16,0816	16,0155	16,0978	15,9928	15,9218	15,9190	15,8654	
Mn	0,0000	0,0006	0,0000	0,0000	0,0020	0,0036	0,7303	
Mg	0,0227	0,0166	0,0242	0,0070	0,0335	0,0460	0,1240	
Ca	2,1726	2,2190	2,0882	2,1318	2,3285	2,2804	1,8392	
Na	1,6828	1,6585	1,6524	1,7641	1,6682	1,6567	1,6932	
K	0,0862	0,0905	0,1043	0,0917	0,0845	0,1034	0,1061	
Soma VI	3,9643	3,9852	3,8690	3,9946	4,1166	4,0902	4,4929	
Soma	20,0459	20,0007	19,9668	19,9874	20,0384	20,0093	20,3583	

Membros finais cátions*100

AN	55	56	54	53	57	56	51
AB	43	42	43	44	41	41	47
OR	2	2	3	2	2	3	3
Soma	100	100	100	100	100	100	100

Amostra: KS 745

Litotipo: 0

Ponto 8

68

Membros finais cátions*100

AN	55	47	64	56	42	65	66	57
AB	43	50	35	42	55	34	33	41
OR	2	3	2	2	3	1	1	2
Somă	100	100	100	100	100	100	100	100

Cálculo da Fórmula Estrutural de Olivinas

Amostra: KS 736				
Ponto				
Local	E	E	E	E
SiO ₂	33,238	32,287	32,757	33,173
TiO ₂	0,066	0,013	0,071	0,043
Al ₂ O ₃	0,030	0,007	0,000	0,114
FeO	47,330	53,617	48,475	50,377
MnO	0,704	0,767	0,749	0,748
MgO	18,917	13,771	18,150	16,288
CaO	0,198	0,313	0,202	0,231
Na ₂ O	0,018	0,012	0,000	0,000
K ₂ O	0,000	0,000	0,004	0,000
P ₂ O ₅	0,000	0,000	0,000	0,000
Soma	100,501	100,787	100,408	100,974
FO (%)	41,60	31,40	40,03	36,56
FA (%)	58,40	68,60	59,97	63,44

Cálculo da Fórmula Estrutural de Piroxênios

Amostra: KS 745		Litotipo: #				
Ponto	11	11	7	7	3	4
Local	E	L	E	L	E	E
SiO2	50,71	50,61	52,15	51,26	51,69	51,10
TiO2	1,02	0,87	0,50	0,57	0,60	0,52
Al2O3	1,43	1,28	1,14	0,88	0,87	0,78
FeO	15,81	17,52	21,12	23,16	22,62	23,83
MnO	0,36	0,44	0,48	0,50	0,56	0,52
MgO	13,84	12,69	19,37	17,48	18,89	17,59
CaO	16,85	16,38	6,05	5,31	4,78	4,86
Na2O	0,20	0,13	0,10	0,08	0,05	0,06
K2O	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00
P2O5	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Soma	100,22	99,92	100,93	99,24	100,07	99,26
Si IV	1,9273	1,9413	1,9482	1,9647	1,9562	1,9627
Al IV	0,0639	0,0580	0,0504	0,0353	0,0388	0,0352
Soma IV	1,9912	1,9993	1,9986	2,0000	1,9950	1,9979
Al VI	0,0000	0,0000	0,0000	0,0046	0,0000	0,0000
Ti	0,0291	0,0251	0,0141	0,0165	0,0170	0,0150
Fe2+	0,4452	0,5342	0,6104	0,7368	0,6874	0,7452
Fe3+	0,0573	0,0280	0,0495	0,0054	0,0286	0,0202
Mn	0,0113	0,0141	0,0148	0,0162	0,0176	0,0168
Mg	0,7841	0,7259	1,0789	0,9984	1,0658	1,0074
Ca	0,6860	0,6732	0,2422	0,2181	0,1939	0,2000
Na	0,0145	0,0096	0,0074	0,0058	0,0037	0,0042
K	0,0005	0,0000	0,0007	0,0000	0,0005	0,0000
P	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Soma VI	2,0280	2,0100	2,0180	2,0018	2,0146	2,0088
SOMA	4,0192	4,0093	4,0166	4,0018	4,0096	4,0067
Fe*	0,5138	0,5762	0,6748	0,7583	0,7336	0,7822
EN	40	37	54	51	53	51
WO	35	34	12	11	10	10
FS	26	29	34	38	37	39
SOMA	100	100	100	100	100	100
mg#	0,3952	0,3675	0,5405	0,5056	0,5347	0,5063
Classif. Seg. Morimoto et al., 1988						
J	0,0290	0,0192	0,0148	0,0116	0,0075	0,0085
Q	1,9153	1,9333	1,9315	1,9534	1,9471	1,9525

Cálculo da Fórmula Estrutural de Piroxênios

Amostra: KS 743		Litotipo: #			
Ponto Local	novo E	3 L	3 Feno-E	3 Micro-L	novo Micro-L
SiO ₂	50,40	51,53	51,22	50,62	50,65
TiO ₂	1,04	0,91	1,00	0,95	1,13
Al ₂ O ₃	1,65	2,35	3,27	1,46	2,72
FeO	15,87	12,30	10,88	19,09	13,66
MnO	0,39	0,30	0,25	0,43	0,31
MgO	13,08	15,67	15,80	13,49	13,85
CaO	16,80	17,32	17,47	14,23	17,30
Na ₂ O	0,22	0,18	0,25	0,17	0,60
K ₂ O	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01
P ₂ O ₅	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Soma	99,43	100,56	100,13	100,44	100,22
Si IV	1,9314	1,9179	1,9026	1,9333	1,9083
Al IV	0,0686	0,0821	0,0974	0,0656	0,0917
Soma IV	2,0000	2,0000	2,0000	1,9989	2,0000
Al VI	0,0057	0,0209	0,0456	0,0000	0,0289
Ti	0,0299	0,0254	0,0280	0,0273	0,0320
Fe ²⁺	0,4789	0,3479	0,3172	0,5715	0,3660
Fe ³⁺	0,0296	0,0351	0,0207	0,0383	0,0643
Mn	0,0124	0,0094	0,0077	0,0138	0,0099
Mg	0,7473	0,8693	0,8748	0,7682	0,7776
Ca	0,6897	0,6907	0,6951	0,5824	0,6985
Na	0,0164	0,0128	0,0179	0,0124	0,0441
K	0,0001	0,0003	0,0000	0,0000	0,0003
P	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Soma VI	2,0099	2,0117	2,0069	2,0139	2,0216
SOMA	4,0099	4,0117	4,0069	4,0128	4,0216
Fe*	0,5209	0,3923	0,3456	0,6235	0,4402
EN	38	45	46	39	41
WO	35	35	36	30	36
FS	27	20	18	32	23
SOMA	100	100	100	100	100
mg#	0,3817	0,4453	0,4567	0,3891	0,4058
Classif. Seg. Morimoto et al., 1988					
J	0,0328	0,0255	0,0359	0,0249	0,0881
Q	1,9159	1,9079	1,8871	1,9221	1,8421

Cálculo da Fórmula Estrutural de Piroxênios

Amostra:	KS 742			Litotipo:	#
Ponto	4	novo	2	4	
Local	Feno-L	0	E	Feno-E	
SiO ₂	51,12	49,64	50,77	51,68	
TiO ₂	0,77	1,26	1,29	1,06	
Al ₂ O ₃	1,24	3,01	1,98	1,69	
FeO	17,33	14,25	12,61	12,76	
MnO	0,44	0,31	0,30	0,38	
MgO	12,23	13,17	14,59	14,55	
CaO	17,10	16,96	18,06	18,03	
Na ₂ O	0,18	0,42	0,29	0,22	
K ₂ O	0,01	0,08	0,02	0,01	
P ₂ O ₅	0,00	0,00	0,00	0,00	
Soma	100,41	99,09	99,90	100,37	
Si IV	1,9516	1,8978	1,9138	1,9362	
Al IV	0,0484	0,1022	0,0862	0,0638	
Soma IV	2,0000	2,0000	2,0000	2,0000	
Al VI	0,0074	0,0335	0,0019	0,0108	
Ti	0,0220	0,0363	0,0366	0,0298	
Fe ²⁺	0,5370	0,4093	0,3482	0,3856	
Fe ³⁺	0,0162	0,0464	0,0494	0,0143	
Mn	0,0140	0,0098	0,0094	0,0117	
Mg	0,6958	0,7506	0,8196	0,8127	
Ca	0,6993	0,6946	0,7293	0,7236	
Na	0,0135	0,0313	0,0209	0,0160	
K	0,0002	0,0037	0,0011	0,0002	
P	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	
Soma VI	2,0054	2,0155	2,0165	2,0048	
SOMA	4,0054	4,0155	4,0165	4,0048	
Fe*	0,5672	0,4655	0,4071	0,4117	
EN	35	39	42	42	
WO	36	36	37	37	
FS	29	24	21	21	
SOMA	100	100	100	100	
mg#	0,3546	0,3928	0,4190	0,4172	
Classif. Seg. Morimoto et al., 1988					
J	0,0271	0,0626	0,0418	0,0320	
Q	1,9320	1,8546	1,8972	1,9219	

Cálculo da Fórmula Estrutural de Piroxênios

Amostra: KS 736		Litotipo: #									
Ponto	27	27a	23	23	22	22	22	12	20	6	9
Local	Mega-E	Meso-E	Feno-E	Feno-L	Feno-E	Feno-L	Feno-E	Fraturada	E	Prisma	Prisma
SiO2	51,33	51,59	51,31	51,87	51,25	50,56	52,06	51,52	50,55	51,60	51,60
TiO2	1,17	1,07	1,03	0,98	1,00	0,78	1,01	0,17	1,03	1,10	1,10
Al2O3	1,97	2,08	1,48	1,70	1,71	1,16	2,20	1,66	1,76	1,75	1,75
FeO	10,88	10,18	13,64	12,44	12,83	18,90	9,95	29,33	14,82	12,41	12,41
MnO	0,27	0,22	0,31	0,27	0,28	0,48	0,21	0,72	0,29	0,31	0,31
MgO	15,11	15,19	14,43	14,55	14,13	11,85	15,79	10,79	14,06	14,94	14,94
CaO	18,94	19,55	17,95	17,90	18,31	16,47	19,43	4,44	17,68	18,41	18,41
Na2O	0,21	0,19	0,21	0,24	0,20	0,22	0,34	0,28	0,26	0,25	0,25
K2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
P2O5	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Soma	99,87	100,06	100,36	99,95	99,69	100,42	100,97	98,90	100,43	100,77	100,77
Si IV	1,9220	1,9233	1,9313	1,9456	1,9358	1,9435	1,9199	2,0275	1,9132	1,9252	1,9252
Al IV	0,0780	0,0767	0,0656	0,0544	0,0642	0,0527	0,0801	0,0000	0,0786	0,0748	0,0748
Soma IV	2,0000	2,0000	1,9969	2,0000	2,0000	1,9962	2,0000	2,0275	1,9918	2,0000	2,0000
Al VI	0,0089	0,0147	0,0000	0,0208	0,0118	0,0000	0,0154	0,0771	0,0000	0,0020	0,0020
Ti	0,0329	0,0300	0,0292	0,0278	0,0283	0,0227	0,0280	0,0050	0,0292	0,0308	0,0308
Fe2+	0,3130	0,2946	0,3866	0,3902	0,3894	0,5603	0,2581	0,9653	0,3865	0,3431	0,3431
Fe3+	0,0277	0,0229	0,0427	0,0000	0,0159	0,0472	0,0489	0,0000	0,0824	0,0441	0,0441
Mn	0,0083	0,0068	0,0098	0,0086	0,0088	0,0153	0,0064	0,0235	0,0091	0,0097	0,0097
Mg	0,8433	0,8444	0,8096	0,8138	0,7954	0,6792	0,8680	0,6330	0,7931	0,8311	0,8311
Ca	0,7600	0,7808	0,7242	0,7193	0,7410	0,6783	0,7677	0,1870	0,7168	0,7358	0,7358
Na	0,0152	0,0134	0,0153	0,0173	0,0147	0,0166	0,0240	0,0213	0,0187	0,0182	0,0182
K	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
P	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Soma VI	2,0092	2,0077	2,0174	1,9977	2,0053	2,0196	2,0164	1,9122	2,0359	2,0148	2,0148
SOMA	4,0092	4,0077	4,0143	3,9977	4,0053	4,0158	4,0164	3,9396	4,0276	4,0148	4,0148
Fe*	0,3490	0,3244	0,4391	0,3988	0,4141	0,6228	0,3134	0,9888	0,4780	0,3969	0,3969
EN	43	43	41	42	41	34	45	35	40	42	42
WO	39	40	37	37	38	34	39	10	36	37	37
FS	18	17	22	21	21	31	16	55	24	20	20
SOMA	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
mg#	0,4320	0,4331	0,4104	0,4213	0,4078	0,3430	0,4453	0,3499	0,3990	0,4232	0,4232

Classif. Seg. Morimoto et al., 1988

J	0,0305	0,0267	0,0305	0,0346	0,0294	0,0332	0,0479	0,0426	0,0374	0,0365	0,0365
Q	1,9162	1,9198	1,9204	1,9233	1,9258	1,9178	1,8937	1,7853	1,8965	1,9100	1,9100

Cálculo da Fórmula Estrutural de Piroxênios

Amostra:	KS 734	Litotipo:	#
Ponto	4		
Local	E		
SiO ₂	51,35		
TiO ₂	1,01		
Al ₂ O ₃	1,62		
FeO	13,99		
MnO	0,28		
MgO	13,68		
CaO	17,86		
Na ₂ O	0,23		
K ₂ O	0,02		
P ₂ O ₅	0,00		
Soma	100,03		
Si IV	1,9404		
Al IV	0,0596		
Soma IV	2,0000		
Al VI	0,0127		
Ti	0,0286		
Fe ²⁺	0,4317		
Fe ³⁺	0,0104		
Mn	0,0089		
Mg	0,7707		
Ca	0,7230		
Na	0,0165		
K	0,0008		
P	0,0000		
Soma VI	2,0035		
SOMA	4,0035		
EN	40		
WO	37		
FS	23		
SOMA	100		
mg#	0,3963		
Classif. Seg. Morimoto et al., 1988			
J	0,0330		
Q	1,9255		

Cálculo da Fórmula Estrutural de Piroxênios

Amostra: KS 732

Ponto	1	1a
Local	Prisma	Prisma
SiO ₂	50,95	51,08
TiO ₂	0,90	1,23
Al ₂ O ₃	1,39	1,97
FeO	14,41	12,28
MnO	0,36	0,28
MgO	13,26	14,21
CaO	17,41	18,27
Na ₂ O	0,27	0,27
K ₂ O	0,00	0,00
P ₂ O ₅	0,00	0,00
Soma	98,94	99,61
Si IV	1,9503	1,9270
Al IV	0,0497	0,0730
Soma IV	2,0000	2,0000
Al VI	0,0131	0,0148
Ti	0,0259	0,0348
Fe ²⁺	0,4540	0,3748
Fe ³⁺	0,0073	0,0127
Mn	0,0114	0,0089
Mg	0,7565	0,7994
Ca	0,7142	0,7387
Na	0,0200	0,0200
K	0,0000	0,0000
P	0,0000	0,0000
Soma VI	2,0024	2,0042
SOMA	4,0024	4,0042
EN	39	41
WO	37	38
FS	24	20
SOMA	100	100
mg#	0,3893	0,4132
Classif. Seg. Morimoto et al., 1988		
J	0,0401	0,0401
Q	1,9248	1,9129

Pto	Amostra	Mineral	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	FeO/TiO2	MnO	MgO	CaO	Cr2O3	SOMA
7 KS	736	ilmenita	0,02	48,76	0,12	49,85	1,02	0,52	1,43	0,01	0,02	101,76
2 KS	736	ilmenita	0,00	47,93	0,08	49,57	1,03	0,49	1,40	0,02	0,00	100,52
3 KS	742	ilmenita	0,00	47,91	0,12	50,17	1,05	0,45	1,24	0,00	0,01	100,96
5 KS	742	ilmenita	0,08	47,87	0,06	48,50	1,01	0,54	1,43	0,02	0,04	99,55
1 KS	732	magnetita	0,18	10,45	1,08	83,95	8,03	0,19	0,25	0,02	0,07	104,22
5 KS	743	magnetita	0,08	18,29	1,56	73,70	4,03	2,71	0,06	0,03	0,05	96,47
9 KS	745	magnetita	0,19	16,71	0,95	78,51	4,70	1,08	0,17	0,02	0,04	102,36

Ponto	Amostra	Mineral	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	FeO/TiO2	MnO	MgO	CaO	Cr2O3	SOMA
7	KS 736	<u>ilmenita</u>	0,02	0,00	0,00	0,00	0,08	0,18	0,08	0,19	0,08	9
2	KS 736	<u>ilmenita</u>	48,76	47,93	47,91	47,87	10,45	18,29	16,71	0,08	0,05	KS 745
3	KS 742	<u>ilmenita</u>	0,12	0,08	0,12	0,06	1,08	1,56	0,95	0,08	0,04	KS 743
5	KS 742	<u>ilmenita</u>	49,85	49,57	50,17	48,50	83,95	73,70	78,51	0,08	0,05	KS 745
5	KS 742	<u>ilmenita</u>	1,02	1,03	1,05	1,01	8,03	4,03	4,70	0,08	0,05	KS 743
5	KS 742	<u>ilmenita</u>	0,52	0,49	0,45	0,54	0,19	2,71	1,08	0,08	0,05	KS 745
5	KS 742	<u>ilmenita</u>	1,43	1,40	1,24	1,43	0,25	0,06	0,17	0,08	0,05	KS 743
5	KS 742	<u>ilmenita</u>	0,01	0,02	0,00	0,02	0,02	0,03	0,02	0,08	0,05	KS 743
5	KS 742	<u>ilmenita</u>	0,02	0,00	0,01	0,04	0,07	0,05	0,04	0,08	0,05	KS 743
5	KS 742	<u>ilmenita</u>	101,76	100,52	100,96	99,55	104,22	96,47	102,36	0,08	0,05	KS 743
5	KS 742	<u>ilmenita</u>	840	850	853	832	823	970	922	0,08	0,05	KS 743
5	KS 742	<u>ilmenita</u>	-13,35	-13,08	-12,98	-13,57	-13,15	-11	-11,72	0,08	0,05	KS 743

Stormer (1983)

Andersen & Lindsley FO2