

**UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA**

Instituto de Geociências e Ciências Exatas

Campus de Rio Claro

**GEOLOGIA E ASPECTOS PETROLÓGICOS DAS ROCHAS  
INTRUSIVAS E EFUSIVAS MESOZÓICAS DE PARTE DA BORDA  
LESTE DA BACIA DO PARANÁ NO ESTADO DE SÃO PAULO**

Fábio Braz Machado

Orientador: Prof. Dr. Antonio José Ranalli Nardy

Dissertação de Mestrado elaborada junto  
ao Programa de Pós-Graduação em  
Geociências – Área de Concentração em  
Geologia Regional, para obtenção do  
Título de Mestre em Geociências.

Rio Claro – SP  
2005

**UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA**

Instituto de Geociências e Ciências Exatas

Campus de Rio Claro

**GEOLOGIA E ASPECTOS PETROLÓGICOS DAS ROCHAS  
INTRUSIVAS E EFUSIVAS MESOZÓICAS DE PARTE DA BORDA  
LESTE DA BACIA DO PARANÁ NO ESTADO DE SÃO PAULO**

Fábio Braz Machado

Orientador: Prof. Dr. Antonio José Ranalli Nardy

Qualificação de Mestrado elaborada junto  
ao Programa de Pós-Graduação em  
Geociências – Área de Concentração em  
Geologia Regional, para obtenção do  
Título de Mestre em Geociências.

Rio Claro – SP  
2005

## COMISSÃO EXAMINADORA

---

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

---

Prof<sup>a</sup> Dr<sup>a</sup> Leila Soares Marques  
(IAG/USP)

---

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

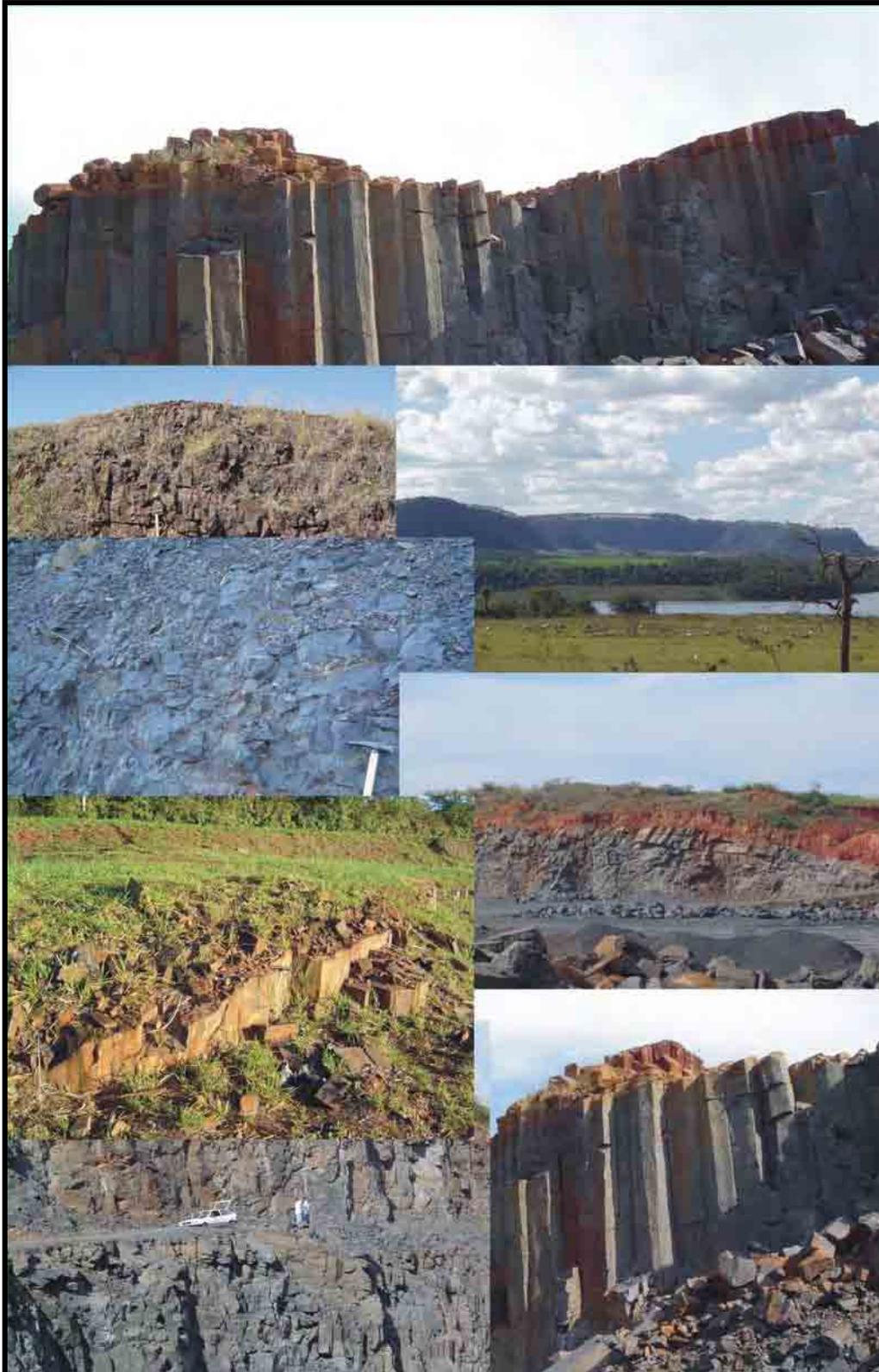
---

Fábio Braz Machado

Rio Claro (SP), 01 de julho de 2005

Resultado: APROVADO COM DISTINÇÃO

*“Para o estabelecimento de vínculos entre o magmatismo, etapas de rifteamento crustal e evolução tectônica das bacias é necessário conhecer de modo tão completo quanto possível a distribuição e as variações composicionais dos registros disponíveis.” (Almeida et al.; 1996, p. 127).*



Para minha família, que compartilha comigo a importância pessoal deste trabalho.

## AGRADECIMENTOS

Primeiramente gostaria de agradecer a FAPESP e a FUNDUNESP, que através dos projetos 2003/10979-2 e 00112/2003-DFP respectivamente, tornaram possível a realização deste trabalho, bem como o parecerista anônimo da primeira fundação pelas sugestões e críticas construtivas.

Agradeço profundamente ao amigo e orientador Prof. Dr. Antonio José Ranalli Nardy pela orientação do meu mestrado, que acompanhou cada etapa do trabalho, dedicando seu tempo com tamanho interesse pelo tema.

À Prof<sup>ª</sup>. Dr<sup>ª</sup>. Leila Soares Marques, do Departamento de Geofísica e Ciências Atmosféricas do IAG-USP, por sempre compartilhar seus conhecimentos sobre a Província Magmática do Paraná, bem como as diversas críticas construtivas que tanto contribuem para meu aprendizado.

Aos Profs. Drs. Marcos Aurélio Farias de Oliveira e Antonio Carlos Artur, do Departamento de Petrologia e Metalogenia, do IGCE-UNESP, pelas sugestões e ensinamentos ao longo da elaboração desta dissertação, principalmente no auxílio nas descrições e nomenclaturas petrográficas, além do encorajamento ao tema do trabalho.

Aos professores do Instituto de Geociências e Ciências Exatas-UNESP, que direta ou indiretamente colaboraram para a execução desta dissertação, particularmente os Profs. Antenor Zanardo, Nelson Angeli, Antonio Roberto Saad, Edson Gomes de Oliveira e Norberto Morales pelas sugestões e incentivo.

Agradeço também ao Departamento de Petrologia e Metalogenia, representado em 2004 pela amiga e professora Tamar Milca Bortolozzo Galembeck, pelo uso dos laboratórios e equipamentos, imprescindíveis para realização da dissertação.

À Prof<sup>ª</sup>. Dr<sup>ª</sup>. Márcia Ernesto e ao pós-graduando, em 2005, Eduardo Reis Viana Rocha Jr., vinculados ao Departamento de Geofísica e Ciências Atmosféricas do IAG-USP, pelas discussões sobre a origem da Província Magmática do Paraná e encorajamento ao tema deste trabalho.

Aos funcionários do Departamento de Petrologia e Metalogenia, nas pessoas de Adilson José Rossini, Isabel Ap. Meyer Isler, Laerte Ap. Martins, Nadia Regina P. L. Lunardi, Nelson Pereira Lopes Jr., Vânia Regina Roveratti e Vladimir Barbosa Jr., pelo apoio técnico sempre disponível.

Aos amigos da graduação em Geologia em 2005, que participaram direta ou indiretamente, principalmente Eloiza Squisato, Ana Carolina Franciosi Luchetti, Rodrigo Pudente de Mello, Anderson Mamoru Miyashita e Juliano Alex Ferreira.

Aos amigos da pós-graduação em 2005, geólogos Ana Olímpia B, Franco, César Augusto Moreira, Daniel F. de Godoy, Frederico G. G. de Andrade, Iata Anderson de Souza e Ricardo Blaquez, pela amizade e constante encorajamento.

Por fim, aos membros da minha família, por aceitarem pacientemente todos os meus períodos de ausência e à geóloga Carolina Monteiro de Carvalho, pela amizade e companheirismo.

## RESUMO

A investigação petrográfica e geoquímica das rochas intrusivas associadas à Província Magmática do Paraná (PMP), na porção leste da Bacia do Paraná, no Estado de São Paulo, mostraram que as rochas estudadas são constituídas essencialmente por plagioclásio, augita, minerais opacos e pigeonita, caracterizando diabásio com texturas predominantemente intergranular, subofítica e ofítica. Dados geoquímicos indicaram que as rochas apresentam natureza básica, afinidade toleítica e podem ser classificadas como pertencentes ao grupo de alto titânio (ATi) da PMP. Além disso, as diferenças geoquímicas também indicam que as intrusivas pertencem aos subgrupos (magmas-tipo) Paranapanema (PAR) e Pitanga (PIT), sendo que a distribuição destes magmas pela área estudada não se faz ao acaso. O tipo PAR ocorre nos sills da região de Campinas, enquanto que PIT nas regiões de Cajuru, Leme, e Iracemápolis. Para comparação geoquímica, os derrames próximos também foram investigados, onde se observou que as amostras coletadas nas regiões de Franca, Igarapava e Rifaina em São Paulo, e São Sebastião do Paraíso, em Minas Gerais, são pertencentes ao magma-tipo Urubici (URU), já aquelas da região de Brotas e Ribeirão Preto são do tipo PIT. Contudo, as concentrações de ETRs, para as amostras representativas dos três magmas-tipo, mostraram que, embora as rochas intrusivas (PAR e PIT) e derrames (URU) possam ter uma mesma fonte mantélica, foram submetidas a processos de evolução magmática distintos.

**Palavras-chave:** Província Magmática do Paraná; Formação Serra Geral; Bacia do Paraná; Rochas Intrusivas; Magmas-Tipo.

## ABSTRACT

Petrographic and geochemical investigations of the intrusive rocks related to the Magmatic Paraná Province (PMP), in the east portion of Paraná Basin, São Paulo State, have showed that the studied rocks are constituted mainly by plagioclase, augite, magnetite and pigeonite. That characterize intergranular, subophitic and ophitic diabases. Geochemical data have indicated that rocks are basic, with tholeiitic affinity and can be included to the high titanium (HTi) of the PMP group. Moreover, the geochemical differences point out that the intrusive rocks belong to Paranapanema (PAR) and Pitanga (PIT) sub-groups (magmas-type), and the magma type distribution is well sectioned. The Paranapanema Magma type occurs like sills, in the neighborhood of Campinas, meanwhile Pitanga Type occurs in Cajuru, Leme, and Iracemápolis neighborhood. In order to compare, the nearby flows were also investigated, and was observed that samples collected in Franca, Rifaina e Igarapava in São Paulo, and São Sebastião do Paraíso, in Minas Gerais, neighborhoods belong to the Urubici magma-type (URU). Magmas from Brotas and Ribeirão Preto are PIT type. The concentrations of ETRs to the representative samples of three magmas-type have showed that intrusivas rocks (PAR and PIT) and lavas (URU) possibly were submitted to magmatic evolution different processes.

**Key words:** Magmatic Province of the Paraná; Serra Geral Formations; Paraná Basin; Intrusive Rocks; Magmas-Type.

## SUMÁRIO

<b>ÍNDICE</b>	<i>viii</i>
<b>I - INTRODUÇÃO</b>	<b>1</b>
<b>II – MATERIAIS E MÉTODOS</b>	<b>5</b>
<b>III - ASPECTOS GEOLÓGICOS DA BACIA DO PARANÁ</b>	<b>11</b>
<b>IV - PROVÍNCIA MAGMÁTICA DO PARANÁ</b>	<b>26</b>
<b>V – CONTEXTO GEOLÓGICO</b>	
<b>DAS ROCHAS INTRUSIVAS INVESTIGADAS</b>	<b>50</b>
<b>VI - ASPECTOS PETROGRÁFICOS DAS ROCHAS INVESTIGADAS</b>	<b>69</b>
<b>VII - ASPECTOS GEOQUÍMICOS DAS ROCHAS INVESTIGADAS</b>	<b>97</b>
<b>VIII - CONCLUSÕES</b>	<b>119</b>
<b>IX - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</b>	<b>122</b>
<b>ANEXOS</b>	<b>140</b>

# ÍNDICE

## **I - INTRODUÇÃO**

1.1– Preâmbulo	1
1.2– Localização da Área de Estudo	2
1.3– Objetivos	3

## **II – MATERIAIS E MÉTODOS**

2.1– Levantamento Bibliográfico	5
2.2– Trabalhos de Campo	5
2.3– Estudos Petrográficos	6
2.4– Análises Químicas	6
2.4.1- Elementos Maiores, Menores e Traços	6
2.4.2- Elementos Terras Raras	9
2.4.3- Metodologia Utilizada no Tratamento dos Dados Químicos	10

## **III - ASPECTOS GEOLÓGICOS DA BACIA DO PARANÁ**

3.1– Localização Geográfica	11
3.2– Considerações Geológicas e Geotectônicas	13
3.3– Evolução e Estratigrafia	17
3.3.1- Grupo Paraná	17
3.3.1.1- Formação Furnas (Eosiluriano / Eodevoniano)	17
3.3.2- Supergrupo Tubarão	19
3.3.2.1- Grupo Itararé (Neocarbonífero)	19
3.3.2.2- Formação Tatuí (Eopermiano)	19
3.3.3- Grupo Passa Dois	20
3.3.3.1- Formação Irati (Neopermiano)	20
3.3.3.2- Formação Corumbataí (Neopermiano)	21
3.3.4- Grupo São Bento	22
3.3.4.1- Formação Pirambóia (Neotriássico)	22
3.3.4.2- Formação Botucatu (Eojurássico)	23
3.3.4.3- Formação Serra Geral (Eocretáceo)	23
3.3.5- Grupo Bauru / Caiuá (Neocretáceo)	24

3.3.6- Depósitos Cenozóicos	25
-----------------------------	----

#### **IV - PROVÍNCIA MAGMÁTICA DO PARANÁ**

4.1– Extensão, Volume e Idades	26
4.2– Origem e Evolução	31
4.3– Litoestratigrafia da Formação Serra Geral	35
4.3.1– Rochas básicas – intermediárias	35
4.3.2– Rochas ácidas do Tipo Chapecó	36
4.3.3– Rochas ácidas do Tipo Palmas	39
4.4– O Magmatismo Intrusivo	39
4.5– Características Geoquímicas	43
4.6– Características Isotópicas	48
4.7– Características Reológicas	49

#### **V – CONTEXTO GEOLÓGICO DAS ROCHAS INTRUSIVAS INVESTIGADAS**

5.1– Generalidades e Características Comuns	50
5.2– Grupo de Sills de Cajuru (GSC)	62
5.3– Grupo de Sills de Leme (GSL)	62
5.4– Grupo de Sills de Iracemópolis (GSI)	65
5.5– Grupo de Sills de Paulínia (GSP)	67

#### **VI - ASPECTOS PETROGRÁFICOS DAS ROCHAS INVESTIGADAS**

6.1–Critérios Petrográficos e Generalidades	69
6.2–Texturas	75
6.3–Mineralogia	83
6.3.1 – Plagioclásio	83
6.3.2 – Piroxênios	85
6.3.3 – Minerais Opacos	86
6.3.4 – Olivina	86
6.3.5 – Mesóstase	89

6.3.6 – Apatita	<b>89</b>
6.3.7 – Amígdalas e Vesículas	<b>91</b>
6.3.8 - Outros Minerais	<b>91</b>
6.4 - Análise Modal dos Minerais dos diferentes Grupos de Sills Investigados	<b>95</b>

## **VII - ASPECTOS GEOQUÍMICOS DAS ROCHAS INVESTIGADAS**

7.1–Classificação, Nomenclatura e Tipos Litológicos	<b>97</b>
7.2 - Elementos Maiores, Menores e Traços	<b>100</b>
7.3 - Elementos Traços	<b>103</b>
7.4 - Elementos Terras Raras (ETRs)	<b>105</b>
7.5 - Magmas-tipo da Área de Estudo	<b>110</b>

## **VIII - CONCLUSÕES**

## **IX - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

## ÍNDICE DAS FIGURAS

- Figura I.1** – Mapa de localização da área de estudo, mostrando a disposição dos grandes sills e a borda leste dos derrames de lava da Província Magmática do Paraná. Modificado de DNPM (1978) e IPT (1981). **4**
- Figura III.1** – Localização da Bacia do Paraná dentro da América do Sul. Possui a forma aproximada de um “J” e maior dimensão na direção NNE-SSW. Na Argentina, com características geológicas diferentes, a bacia recebe o nome de Chaco-Paraná. Figura segundo Milani & Thomaz Filho (2000) e Milani (2004). **12**
- Figura III.2** – Mapa de isópacas dos sedimentos que antecederam a Formação Serra Geral. Segundo Zalán et al. (1986). **14**
- Figura III.3** – Mapa Geológico simplificado da Bacia do Paraná mostrando os principais elementos geotectônicos presentes. Segundo Bellieni et al. (1986b), Nardy et al. (2002) e Milani (2004). Legenda : 1 – Sedimentos pós-vulcânicos; 2 – Rochas ácidas da Formação Serra Geral; 3 – Derrames da Formação Serra Geral; 4 – Sedimentos pré-vulcânicos; 5 – Embasamento cristalino; 6 – Estrutura anticlinal; 7 – Estrutura sinclinal; 8 – Lineamentos Oceânicos; 9 – Lineamento tectônico e/ou magnético. **16**
- Figura III.4** – Diagramas crono-estratigráficos mais utilizados para a Bacia do Paraná, com as idades dos eventos distensivos segundo Quintas et al. (1997) e adaptações das Superseqüência Gondwana I, II e III(idades e espessuras) segundo informações de Milani (2004). **18**
- Figura IV.1** – Mapa de localização 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. **28**
- Figura IV.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 1500 m, até o centro do Estado de Santa Catarina (latitude 28°). Segundo Zalán et al. (1986). **29**
- Figura IV.3** – Mapa de isópacas dos sills associados a 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. **30**

**Figura IV.4** - Mapa esquemático mostrando idades radiométricas (Ma)  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  de diversas regiões da Província Magmática do Paraná e Etendeka, modificado de Stewart et al. (1996) e disposição das rochas ácidas segundo Nardy et al. (2002). Legenda: 1 – Derrames de lava; 2 – Rochas ácidas da Formação Serra Geral; Círculo laranja – datações de Stewart et al. (1996); Círculos rosa – datações de Ernesto et al. (1999); Círculos azul – intervalo das datações de Deckart et al. (1998) e Raposo et al. (1998). 32

**Figura IV.5** – Reprodução esquemática da posição relativa da pluma de Tristan da Cunha no eocretácio (130 Ma), e sua respectiva com uma área de influência térmica na ordem de 2000 km (White & McKenzie, 1989). Neste caso, segundo modelo de pluma fixa, apenas a parte sul da Província Magmática do Paraná seria atingida, segundo Ernesto et al. (2002). 34

**Figura IV.6** – Coluna litoestratigráfica da Formação Serra Geral, segundo Nardy (1995). 37

**Figura IV.7** - Mapa esquemático mostrando localização dos platôs de rochas ácidas da Província Magmática do Paraná - Etendeka, segundo informações de Bellieni et al. (1983, 1986b), Milner (1988); Duncan et al. (1989), Alberti et al. (1992), Stewart et al. (1996), Marzoli et al. (1999) e Nardy et al. (2002). 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). 38

**Figura IV.8** – 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. 40

**Figura IV.9** – 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. 42

**Figura IV.10** – Concentrações relativas médias de elementos menores e traços das rochas básicas ATi e BTi, na região central da Bacia do Paraná (Nardy, 1995), utilizando amostras com MgO variando de 1,8 a 3,0%. 43

**Figura IV.11** – 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). 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.

**46**

**Figura IV.12** – Perfil aproximadamente N-S na Província Magmática Serra Geral, simplificado de Peate (1997), segundo dados geoquímicos de Peate et al. (1992) e datações de Stewart et al. (1996). Legenda: 1 – Rochas pré-vulcânicas; 2 – Pitanga; 3 – Paranapanema; 4 – Gramado; 5 – Esmeralda; 6 – Ribeira; 7 – Urubici; 8 – Rocha ácida ATP; 9 – Rochas sedimentares do Grupo Bauru.

**47**

**Figura V.1** - Mapa geológico da área investigada, correspondente às áreas de ocorrência dos sills, com a localização dos quatro grupos, sendo eles: Cajuru (GSC), Leme (GSL), Iracemápolis (GSI) e Paulínia (GSP). Simplificado de DNPM (1978) e IPT (1981). Legenda: (1) derrames de lava – Formação Serra Geral; (2) Formações Botucatu / Pirambóia; (3) Grupo Passa Dois; (4) Supergrupo Tubarão; (5) embasamento cristalino.

**63**

**Figura VII.1** - Diagrama do tipo  $A (Na_2O + K_2O) - F (Fe_2O_3) - M (MgO)$  dos corpos básicos estudados, com linha divisória entre os campos segundo Irvine & Baragar (1971). Legenda: quadrados – derrames de lava; círculos - rochas intrusivas.

**98**

**Figura VII.2** - Diagrama de nomenclatura dos corpos básicos estudados segundo o esquema TAS (Zanettin, 1984; Le Bas et al., 1986). A linha tracejada separa os campos dos alcalinos e toleíticos (Irvine & Baragar, 1971). Legenda: quadrados – derrames de lava; círculos - rochas intrusivas.

**99**

**Figura VII.3** - Diagrama de classificação e nomenclatura dos corpos básicos estudados segundo De La Roche et al. (1980), modificado para o campo dos basaltos por Bellieni et al. (1981). Legenda: quadrados - derrames; círculos - rochas intrusivas.

**100**

**Figura VII.4** - Diagrama de variação de elementos maiores e menores (%) em função do MgO (%) dos corpos investigados. Legenda: quadrados – derrames de lava; círculos - rochas intrusivas.

**102**

**Figura VII.5** - Diagrama de variação de elementos traços (ppm) em função do MgO (%) dos corpos investigados. Legenda: quadrados – derrames de lava; círculos - rochas intrusivas.

**104**

**Figura VII.6** – Padrões de abundância dos elementos terras raras, normalizados em relação ao manto primordial (Sun & McDonough, 1989), de amostras coletadas em afloramentos do grupo de sills de Iracemópolis (GSI – KS 540 e KS 542) e Cajuru (GSC – KS 563). **108**

**Figura VII.7** – Padrões de abundância dos elementos terras raras, normalizados em relação ao manto primordial (Sun & McDonough, 1989), de amostras coletadas em afloramentos do grupo de sills de Paulínia (GSP). **109**

**Figura VII.8** – Padrões de abundância dos elementos terras raras, normalizados em relação ao manto primordial (Sun & McDonough, 1989), de amostras coletadas em afloramentos de derrames de lava na parte norte do Estado de São Paulo. **110**

**Figura VII.9** – Comportamento das amostras coletadas na área investigada no diagrama discriminatório  $TiO_2 \times Sr$  de magmas da Província Magmática do Paraná, com campos definido por Peate et al. (1992). Legenda: Quadrados – derrames de lava; círculos – rochas intrusivas; triângulos – amostras coletadas nas pedreiras Cavinato e Basalto 4. **112**

**Figura VII.10** – Diagrama  $Sr \times Ti/Y$ , mostrando o comportamento das amostras coletadas na área investigada, com campos definido por Peate et al. (1992). Legenda: Quadrados – derrames de lava; círculos – rochas intrusivas; triângulos – amostras coletadas nas pedreira Cavinato e Basalto 4. **113**

**Figura VII.11** – Comportamento das amostras coletadas na área investigada no diagrama discriminatório  $Nb \times Sr$ , mostrando o comportamento dos três magmas ATi da Província Magmática do Paraná. Legenda: Quadrados – derrames de lava; círculos – rochas intrusivas; triângulos – amostras coletadas nas pedreiras Cavinato e Basalto 4. **114**

**Figura VII.12** – Comportamento das amostras coletadas na área investigada no diagrama discriminatório  $Fe_2O_3 \times Sr$  de magmas ATi da Província Magmática do Paraná. Legenda: Quadrados – derrames de lava; círculo – rochas intrusivas; triangulo – amostras coletadas nas pedreiras Cavinato e Basalto 4. **115**

**Figura VII.13** – Diagrama “spider” (ou multielementar), com elementos normalizados em relação ao manto primordial (Sun & McDonough, 1989), de amostras representativas dos três magmas-tipo ATi descritos na área investigada. **117**

**Figura VII.14** – Padrões de abundância dos elementos terras raras, normalizados em relação ao manto primordial (Sun & McDonough, 1989), de amostras representativas dos três magmas-tipo ATi descritos na área investigada. **118**

## ÍNDICE DAS FOTOS

- Foto II.1** – Britador primário, onde as amostras são reduzidas a granulometria média de 3 a 4 cm. Equipamento localizado no Laboratório de Preparação de Amostras do Departamento de Petrologia e Metalogenia, IGCE / UNESP, campus Rio Claro (SP). **8**
- Foto II.2** – Panela de carbetto 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). **8**
- Foto V.1** – Sill de diabásio encaixado em arenito (rocha clara no contato inferior em destaque) do Grupo Itararé, em afloramento próximo a cidade de Campinas. **51**
- Foto V.2** – Sill de diabásio localizado próximo à Ipeúna, na Pedreira Paviobras, encaixado nos siltitos argilosos da Formação Corumbataí. **52**
- Foto V.3** – Grande bloco de calcário (em destaque), pertencente a porção inferior da Formação Corumbataí, na forma de xenólito, engolfado pelo sill de diabásio. No detalhe, a feição da rocha xenolítica. Pedreira Paviobras, próximo à cidade de Ipeúna. **53**
- Foto V.4** – Afloramento de diabásio em dique parcialmente encoberto por sedimentos aluvionares, encaixado em zona de falha no Rio Cabeça, próximo à cidade de Ipeúna, localizado na borda norte do Domo de Pitanga **54**
- Foto V.5** – Dique de diabásio, com espessura próxima a 2 m, totalmente alterado, localizado a aproximadamente 6 km a sudeste da cidade de Ipeúna, na borda noroeste do Domo de Pitanga. **55**
- Foto V.6** – Dique de diabásio (rocha mais escura em destaque), cortando sill (rocha mais clara) localizado próximo à cidade de Ipeúna, na Pedreira Paviobras. **56**
- Foto V.7** – Borda do derrame de lava da Formação Serra Geral, formando extensas cuestas basálticas, na região da cidade de Rifaina, no norte do Estado de São Paulo, próximo ao Rio Grande. **57**
- Foto V.8** – Morros testemunhos da seqüência de derrames de lava básica na região de São Sebatião do Paraíso, em Minas Gerais. **58**
- Foto V.9** – Contato, concordante e subhorizontal, dos derrames de lava da Formação Serra Geral com os arenitos da Formação Botucatu, afloramento localizado próximo a cidade de Brotas. **59**

- Foto V.10** – Zona brechada, no contato da Formação Serra Geral com o arenito da Formação Botucatu, rica em clastos de basalto e arenito. Afloramento localizado próximo à cidade de Brotas. 60
- Foto V.11** – *Intertrap* localizado em derrame próximo a cidade de Igarapava, norte do Estado de São Paulo, com camadas de arenito (Formação Botucatu) alterado pela ação do calor gerado pelo magma, com mais de 1 m de espessura. 61
- Foto V.12** – Sill localizado próximo à cidade de Tambaú, na região de GSC, onde a rocha apresenta-se parcialmente intemperizada, já com feições de “acebolamento”. 64
- Foto V.13** – Dique de diabásio aflorante, com direção aproximada E-W em Aguaí, na região denominada GSL. 65
- Foto V.14** – Pedreira de diabásio em Nova Odessa, onde ocorrem disjunções colunares perfeitas, em sill pertencente ao GSI. 66
- Foto V.15** – Afloramento de diabásio em GSP, exibindo fraturamento subhorizontal e subvertical, em corte de rodovia em Campinas. 67
- Foto VI.1** – Amostra de diabásio coletada em sill próximo à cidade de Nova Odessa, predominantemente mesocrática e com granulação fina – média. 71
- Foto VI.2** – Amostra de diabásio coletado na Pedreira Cavinato, próximo à cidade de Limeira. De maneira isolada na região, este sill apresenta uma rocha com aspecto mais leucocrático e grosseiro. 72
- Foto VI.3** – Sill de diabásio, próximo de Campinas, localizado na Pedreira Basalto 5, em GSP, com sinais evidentes de diferenciação magmática, onde uma porção mais leucocrática (indicado pela seta), localmente com estrutura pegmatítica, se diferencia da rocha mesocrática. 73
- Foto VI.4** – Diabásio com granulação grossa (pegmatítico), com grandes cristais de piroxênio (augita) distintamente aciculares (no detalhe). Amostra coletada em sill localizado na Pedreira Basalto 5, em GSP. 74
- Foto VI.5** – Diabásio com textura intergranular, onde cristais ripiformes de plagioclásio encontram grãos intersticiais de clinopiroxênio, além de minerais opacos subhedrais. Amostra coletada em sill no distrito de Assistência, próximo à cidade de Rio Claro. Nicóis paralelos. 76
- Foto VI.6** – Amostra de diabásio, coletada em dique na cidade de Rio Claro, exibindo textura subofítica, onde cristais ripiformes de plagioclásio encontram-se parcialmente engolfados por cristais de piroxênio (cor acastanhada), também ocorrem minerais opacos e mesóstase microgranular. Nicóis paralelos. 77

**Foto VI.7** – Diabásio coletado em sill próximo a cidade de Campinas, exibindo localmente textura ofítica, onde cristais ripiformes de plagioclásio são envolvidos totalmente por cristal de piroxênio prismático. Observam-se também minerais opacos e mesóstase microgranular. Nicóis cruzados. 78

**Foto VI.8** – Diabásio coletado em dique próximo a cidade de Rio Claro, exibindo textura granofírica, com material de composição félsica microgranular, com forma vermicular (em destaque), conferindo aspecto gráfico. Ocorrem também minerais opacos, mesóstase microgranular e cristais prismáticos de plagioclásio. Nicóis cruzados. 79

**Foto VI.9** – Textura intersertal em amostra coletada próximo a cidade de Iracemápolis. O material vítreo, rico em cristalitos, ocupa os interstícios dos cristais ripiformes de plagioclásio. Nicóis paralelos. 80

**Foto VI.10** – Amostra coletada em topo de derrame, próximo a cidade de Franca com ocorrência de textura pilotaxítica, onde cristais ripiformes de plagioclásio estão orientados segundo direção de fluxo da lava (indicada pela seta). Nicóis cruzados. 81

**Foto VI.11** – Textura hialofítica em amostra coletada em topo de derrame, na Serra do Canta Galo, próximo à cidade de Ipeúna, onde cristais ripiformes de plagioclásio encontram-se dispersos em mesóstase vítrea. Nicóis cruzados. 82

**Foto VI.12** – Amostra de diabásio em dique próximo a cidade de Ipeúna, Pedreira Paviobras, mostrando cristais ripiformes de plagioclásio, com terminações em “cauda de andorinha” (1) e ocos (2), corroídos pela mesóstase microgranular. Também ocorrem cristais de minerais opacos e anhedrais acastanhados de piroxênios. Nicóis paralelos. 84

**Foto VI.13** – Amostra de diabásio em dique próximo a cidade de Ipeúna, com textura intergranular (plagioclásio de cor branca e piroxênio acastanhado), além da presença de mesóstase microgranular e cristais de minerais opacos (cor preta), com aspecto esqueletiforme (centro da foto). Nicóis paralelos. 87

**Foto VI.14** – Cristais de olivina (setas vermelhas) e pseudomorfos (setas amarelas) em amostra de diabásio com textura subofítica, com cristais ripiformes de plagioclásio, piroxênios acastanhados e minerais opacos. Amostra coletada em possível dique próximo à Campinas, em GSP. Nicóis paralelos. 88

**Foto VI.15** – Cristais hexagonais de apatita (seta), em meio de mesóstase microgranular e cristais de plagioclásio com bordas corroídas, em amostra de diabásio coletada em sill próximo a cidade de Limeira (GSI). Nicóis paralelos. 90

**Foto VI.16** – Diabásio coletado em dique próximo a cidade de Ipeúna (GSI), com amígdala (centro da foto) preenchida pelo próprio material vítreo e seus limites bordejados tangencialmente por microcristais de plagioclásio aciculados. Nicóis cruzados. **92**

**Foto VI.17** – Fraturas preenchidas por pirita (A) e calcita (B), respectivamente em derrame próximo a cidade de Ribeirão Preto e sill próximo à cidade de Limeira (GSI), na Pedreira Cavinato 2. **93**

**Foto VI.18** – Cristal de calcita no centro da foto, indicado pela seta, com clivagem romboédica, entre os cristais de plagioclásio, resultado da alteração dos mesmos. Amostra de diabásio coletada na Pedreira Stavias, no distrito de Assistência, próximo à cidade de Rio Claro (GSI). Nicóis cruzados. **94**

## ÍNDICE DAS TABELAS

<b>Tabela IV.1</b> – Características principais da composição química dos diferentes magmas-tipo básicos da Formação Serra Geral, segundo Peate et al. (1992) e Peate (1997).	<b>45</b>
<b>Tabela V.1</b> – Espessura de alguns sills localizados na borda leste da Bacia do Paraná, no Estado de São Paulo.	<b>52</b>
<b>Tabela VI.1</b> – Critérios para descrição da granulação para rochas magmáticas, publicado em Wernick (1975).	<b>70</b>
<b>Tabela VI.2</b> – Resultados da análise modal dos minerais dos diferentes grupos de sills investigados, onde para cada amostra selecionada foram contados 800 pontos, com o uso do aparelho de contagem “ <i>Swift – Model F415C</i> ”.	<b>96</b>
<b>Tabela VII.1</b> – Resultados geoquímicos e norma CIPW, de amostras representativas da área de estudo, para elementos maiores e menores (% em peso), traços (ppm), e terras raras (ppm), com LOI < 1% e SiO <sub>2</sub> < 51%. A metodologia empregada nas análises está descrita no Capítulo II.	<b>106</b>
<b>Tabela VII.2</b> – Classificações dos diferentes magmas-tipo ATi para as amostras representativas selecionadas na Tabela VII.1, com LOI < 1% e SiO <sub>2</sub> < 51%.	<b>116</b>

## ÍNDICE DOS ANEXOS

<b>Anexo 1</b> - Descrições Petrográficas	<b>140</b>
<b>Anexo 2</b> - Mapa Geológico	<b>189</b>
<b>Anexo 3</b> - Mapa de Localização de Coleta de Amostras	<b>191</b>
<b>Anexo 4</b> - Mapa Litogeoquímico	<b>193</b>

---

## INTRODUÇÃO

### 1.1– PREÂMBULO

As províncias magmáticas básicas, que ocorrem em áreas continentais, têm suas origens freqüentemente relacionadas a processos geodinâmicos que envolvem ruptura de placas litosféricas. Essas províncias são, em maioria, representadas por derrames e intrusões basálticas, e têm sido intensamente pesquisadas e debatidas na literatura internacional. Como resultados dessas investigações foram propostos diversos modelos que procuram explicar a origem dos derrames e das intrusões associadas. Dentre eles destaca-se o modelo de Richards et al. (1989), onde as províncias ígneas seriam o resultado da atuação de plumas mantélicas, de modo que a geração do magma basáltico não estaria necessariamente relacionada ao mecanismo de distensão da litosfera, como é o caso da Província Magmática do Paraná. Por outro lado, White & McKenzie (1989, 1995), propõem que a atividade ígnea estaria relacionada a processos distensivos, que poderiam evoluir para a abertura de oceanos, sendo que neste caso, a distensão da litosfera precederia o magmatismo, ocasionando alívio de pressão em regiões do manto anormalmente quentes.

Em estudos mais recentes, a reconstrução paleogeográfica dos continentes, baseada em dados paleomagnéticos obtidos por Ernesto (1996), Raposo et al. (1998) e Ernesto et al. (1999), mostraram que, se a pluma de Tristão da Cunha já existisse há 133 Ma, e se mantivesse desde então como um ponto fixo no manto, sua posição estaria deslocada em cerca de 1000 km em relação ao sul da Bacia do Paraná. Em complemento, Ernesto et al. (2002) integrando dados paleomagnéticos, geoquímicos e gravimétricos, propuseram uma fonte de calor alternativa localizada na costa oeste da África, sobre esta área, segundo estes autores, estaria a região da litosfera onde teria se desenvolvido a Província Magmática do Paraná, ficando estacionada por cerca de 50 Ma, causando aumento da temperatura em cerca de 100 a 150°C, o que seria suficiente para que a temperatura do solidus fosse atingida, provocando a fusão parcial do manto litosférico com posterior ruptura do Gondwana.

Neste contexto, o estudo da Província Magmática do Paraná, que representa a Formação Serra Geral na estratigrafia da Bacia do Paraná, é de grande importância por ser uma das maiores manifestações de basaltos continentais do mundo, com cerca de 1.200.000

km<sup>2</sup> de área e 800.000 km<sup>3</sup> em volume de lavas, que recobriram aproximadamente 75% de toda superfície da Bacia do Paraná.

Esse magmatismo, em grande maioria composto por basalto de afinidade toleítica, se manifestou na forma de derrames de lavas e intrusivas associadas ao evento vulcânico (sills, diques, lacólitos, bismálitos e apófises). Segundo Zalán et al. (1986) e Quintas et al. (1997), os sills mais espessos estariam localizados nas porções noroeste do Estado de São Paulo e leste do Mato Grosso do Sul, além do sudoeste do Estado de São Paulo e norte do Paraná.

Estas intrusões ígneas, em grande maioria constituídas por rochas de composição básica, são fenômenos comuns na região sudeste do Brasil, onde se observa um grande número desses corpos. Dados geocronológicos de <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar destas rochas fornecem idades variando entre 129,9 ± 0,1 Ma e 131,9 ± 0,4 Ma (Ernesto et al., 1999). Esse período de tempo é praticamente o mesmo obtido para a fase principal de extrusão dos derrames de lava da Formação Serra Geral, ou seja, 133 - 132 Ma (Renne et al., 1992, 1996; Turner et al., 1994 e Stewart et al., 1996), mostrando que estas rochas intrusivas estão relacionadas ao vulcanismo Serra Geral da Bacia do Paraná.

Os dados geoquímicos obtidos por Bellieni et al. (1984ab), Piccirilo & Melfi (1988), Marques et al. (1989ab), Marques (1988, 2001), Hawkesworth et al. (1992), Nardy (1995), Peate et al. (1992, 1999), Peate & Hawkesworth (1996) e Peate (1997) mostraram que a Formação Serra Geral pode ser dividida em diferentes grupos geoquimicamente distintos, implicando em diferentes processos petrogenéticos para geração dos derrames de lava e também para os corpos intrusivos associados ao evento vulcânico.

## 1.2– LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo está localizada na borda leste da Bacia do Paraná no Estado de São Paulo, compreendendo a principal região de ocorrência de rochas intrusivas encaixadas nas rochas sedimentares pré-vulcânicas da Bacia do Paraná e também na borda dos derrames de lava da Formação Serra Geral.

A grande ocorrência de rochas intrusivas aflorantes nesta região não se deve apenas ao fato de estar localizada na borda da bacia, onde se observam seqüências sedimentares pouco espessas, mas também devida a forte atuação tectônica de natureza distensiva na área, gerando domos e outras estruturas capazes de hospedar as intrusões basálticas.

São locais de fácil acesso, entre as latitudes 20° e 23° e longitudes 47° e 48°, formando um polígono envolvendo as cidades de Igarapava (SP), Cássia (MG), São Sebastião do Paraíso (MG), Casa Branca (SP), São João da Boa Vista (SP), Mogi - Guaçu (SP), Campinas (SP), Porto Feliz (SP), Botucatu (SP), Jaú (SP), São Carlos (SP), Ribeirão Preto (SP) e São Joaquim da Barra (SP), como mostra o mapa da Figura I.1.

As principais estradas de acesso utilizadas neste trabalho foram a SP-330 que liga as cidades de Rio Claro, Araras e Leme, no centro da área de estudo, até Igarapava no extremo norte, passando por Ribeirão Preto. Mas também foram percorridas as Rodovias SP-334, que liga Ribeirão Preto até Rifaina; Washington Luis, que liga Araraquara até as cidades de Limeira e Americana, e Rodovias Bandeirantes e Anhanguera, nas regiões de Campinas, Paulínia, Sumaré e Nova Odessa.

### **1.3– OBJETIVOS**

Este trabalho tem como objetivo caracterizar de maneira sistemática a distribuição espacial, a petrografia e a litogeoquímica das rochas dos sills, diques e derrames de lava da Formação Serra Geral, nas regiões entre as latitudes 20° e 23° e longitudes 47° e 48°, como mostra o mapa da área de estudo na Figura I.1, que apresenta um volume apreciável destas rochas que se encontram intrudidas em sedimentos de diferentes litologias paleozóicas, principalmente Supergrupo Tubarão e Grupo Passa Dois, ou na forma de derrames de lava sobre os arenitos do Grupo São Bento.

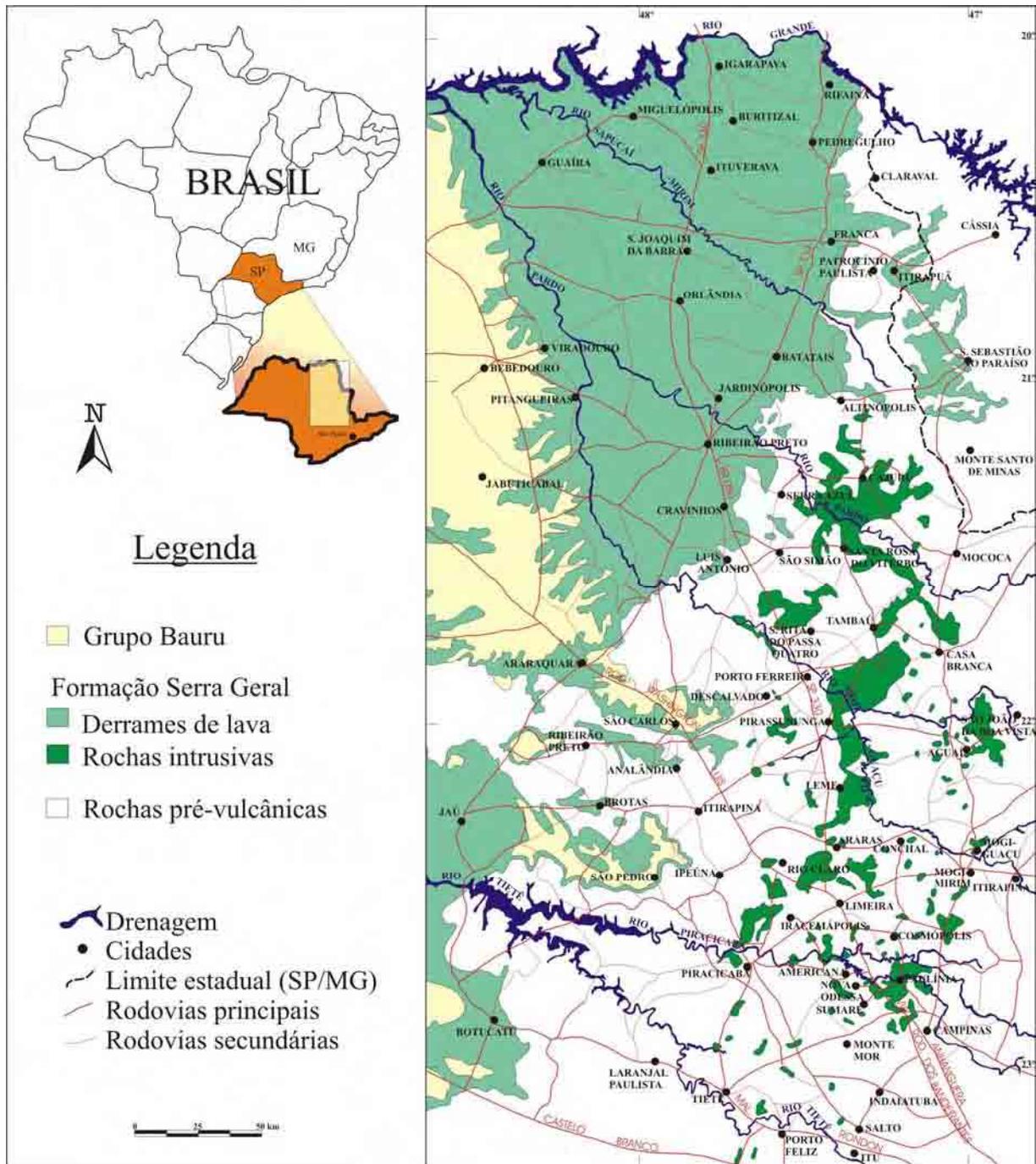


Figura I.1 – Mapa de localização da área de estudo, mostrando a disposição dos grandes sills e a borda leste dos derrames de lava da Província Magmática do Paraná. Modificado de DNPM (1978) e IPT (1981).

## MATERIAIS E MÉTODOS

### **2.1– LEVANTAMENTO BIBLIOGRÁFICO**

Nas etapas iniciais do trabalho foi realizado um extenso levantamento bibliográfico, buscando informações acerca da geologia, petrografia e petrogenese das rochas que caracterizam a Província Magmática do Paraná.

Também foram levantadas bibliografias referentes aos estudos geoquímicos, isotópicos e petrográficos das rochas relacionadas ao vulcanismo que se manifestou na forma de derrames de lava e corpos intrusivos.

Como as ocorrências de sills e diques aflorantes estão diretamente relacionadas à rocha encaixante, foi dada uma maior atenção aos dados sobre a estratigrafia da Bacia do Paraná publicados em diversos trabalhos.

### **2.2– TRABALHOS DE CAMPO**

Foram realizadas várias atividades de campo, que cobriram de maneira satisfatória a área investigada. Além disso, a grande maioria dos afloramentos foram fotografados utilizando-se máquinas digitais e analógicas, com o objetivo de registrar as estruturas e forma de jazimento destas rochas, e quando possível, a litologia encaixante.

Deve-se ressaltar que, a grande maioria das ocorrências das rochas investigadas, destacadas no mapa geológico, se encontra na forma de solo de alteração ou parcialmente alterada, impossibilitando a amostragem.

Além disso, procurou-se coletar amostras principalmente em pedreiras, onde a rocha exposta, normalmente, se encontra com baixo ou nenhum grau de intemperismo. Nestas, a coleta foi sistemática, com amostragem em diversos níveis da cava para extração da rocha, com o objetivo de encontrar possíveis sinais petrográficos e/ou geoquímicos de diferenciação magmática. Como exemplo, a pedreira Cavinato, em Limeira, onde foram coletadas amostras em intervalos de 15 metros.

## **2.3– ESTUDOS PETROGRÁFICOS**

Foram confeccionadas 94 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 modal, da textura e estrutura das rochas coletadas.

Além disso, as análises petrográficas foram fundamentais para a seleção das amostras utilizadas nas análises geoquímicas, que se baseou na ausência de minerais secundários e amígdalas, cuja presença comprometeria os resultados das análises geoquímicas.

Também foram feitas caracterização das diferentes texturas e estruturas, além da análise modal de minerais em lâminas selecionadas, como mostra o Anexo 1. Algumas lâminas foram selecionadas para análise modal dos minerais, através do aparelho de contagem “*Swift Automatic Point Counter Model F 415C*”, a fim de confirmar os números da estimativa da frequência mineralógica.

Diversas lâminas foram fotografadas, destacando os vários tipos de textura e ocorrência mineralógica, no Laboratório de Microscopia do mesmo departamento, através da utilização do “Microscópio de Aquisição de Imagens Leica”.

## **2.4– ANÁLISES QUÍMICAS**

A análise petrográfica possibilitou a seleção das amostras para estudo geoquímico, sendo desta forma selecionada 62 amostras, proveniente dos corpos intrusivos investigados, bem como dos derrames de lava próximos. As análises foram feitas no Laboratório de Geoquímica do Departamento de Petrologia e Metalogenia IGCE / UNESP, campus Rio Claro (SP), para elementos maiores, menores, traços e terras raras.

### **2.4.1- Elementos Maiores, Menores e Traços**

Para o estudo litogeoquímico, um total de 62 amostras (24 – derrames e 38 – intrusivas) foram selecionadas amostras provenientes de derrames e intrusivas para análise de

elementos maiores ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  e  $\text{K}_2\text{O}$ ) menores ( $\text{TiO}_2$  e  $\text{P}_2\text{O}_5$ ) e traços (Cr, Ni, Ba, Rb, Sr, La, Ce, Zr, Y e Nb) através de fluorescência de raios X, empregando-se pastilhas de pó fundida em meio borato (elementos maiores e menores) e prensadas (elementos traços).

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

A preparação das amostras se inicia com o corte e a passagem pelo britador primário, onde foram desagregadas a granulometria média de 3 a 4 cm. Posteriormente passaram por um moinho, com granulometria inferior a 200 mesh, como mostram as Fotos II.1 e II.2.

Com as amostras pulverizadas (< 200 mesh), foram confeccionadas pastilhas para análises dos elementos maiores, menores e traços através de fluorescência de raios X. Foram pesados 2,0000 g de amostra em cadinho de cerâmica. Levados a uma mufla, com temperatura pré-ajustada a  $1000^\circ\text{C}$ , 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. Após este procedimento 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  $1200^\circ\text{C}$ , 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, marca “Philips”, modelo “PW2400”, para as qualificações químicas.

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.



Foto II.1 – Britador primário, onde as amostras são reduzidas a granulometria média de 3 a 4 cm. Equipamento localizado no Laboratório de Preparação de Amostras do Departamento de Petrologia e Metalogenia, IGCE / UNESP, campus Rio Claro (SP).



Foto II.2 – Painela 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).

### 2.4.2- Elementos Terras Raras

Das amostras coletadas e analisadas para elementos maiores, menores e traço, 8 delas (2 – derrames e 6 - intrusivas) foram escolhidas para análises de elementos terras raras através de Espectrometria de Plasma Indutivamente Acoplado (ICP-AES), 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, sendo executadas no Laboratório de Geoquímica do Departamento de Petrologia e Metalogenia, IGCE / UNESP, campus Rio Claro (SP).

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-AES acoplado a um nebulizador ultrassônico. Toda a metodologia de preparo de amostras e os parâmetros instrumentais estão descritos em Malagutti et al. (1998).

De forma resumida, cerca de 0,5 g de amostra de rocha pulverizada foi solubilizada através de uma mistura ácida HF/HNO<sub>3</sub> (3+1) em béquer de teflon aberto e aquecido em chapa elétrica até secura total. A eliminação de HF foi garantida por evaporação de duas adições sucessivas de 5 mL de HNO<sub>3</sub>, 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 secura. 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-AES, utilizando-se nebulização ultrassônica.

### 2.4.3- Metodologia Utilizada no Tratamento dos Dados Químicos

Os dados químicos de elementos maiores, menores e traços das rochas estudadas foram avaliados através de diagramas binários e ternários de diversos tipos, com o uso do software “NewPet”, elaborado pela Memorial University of Newfoundland (1987). Além disso, a nomenclatura das rochas estudadas baseou-se exclusivamente em suas composições químicas, visto que parte destas rochas possuem concentrações variadas de material vítreo, cuja composição não se pode determinar.

Também foram empregados diagramas do tipo *spider* para elementos traços (Rb, Sr, Zr, Y e Nb) e elementos terras raras, onde as concentrações foram normalizadas em relação ao manto primordial de Sun & McDonough (1989), de forma a poder caracterizar os diferentes magmas-tipo segundo Peate et al. (1992).

---

## ASPECTOS GEOLÓGICOS DA BACIA DO PARANÁ

### 3.1– LOCALIZAÇÃO GEOGRÁFICA

A Bacia do Paraná está localizada no Centro-Leste da América do Sul e cobre uma área aproximada de 1.600.000 km<sup>2</sup>, 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 total, a área ocupada em território brasileiro atinge 1.300.000 km<sup>2</sup>, enquanto que na Argentina a bacia abrange a região mesopotâmica (100.000 km<sup>2</sup>), a metade ocidental do Uruguai (100.000 km<sup>2</sup>) e a metade oriental do Paraguai (100.000 km<sup>2</sup>), segundo Zalán et al. (1990), Milani & Thomaz Filho (2000) e Milani (2004).

A forma da Bacia do Paraná assemelha-se a um grande “J”, com seu ramo maior orientado segundo a direção NNE-SSW, com extensão de 1750 km e uma largura média de 900 km, até defletir numa direção NW, configurando o seu ramo menor, na fronteira entre o Paraguai e Argentina, como mostra a Figura III.1.

Contudo, na região mesopotâmica da Argentina, a Bacia do Paraná é denominada Bacia do Chaco-Paraná, que segundo Zalán et al. (1990) apresenta uma evolução geológica típica de uma bacia antepaís, ou seja, não apresenta as mesmas características evolutivas da Bacia do Paraná.



Figura III.1 – Localização da Bacia do Paraná dentro da América do Sul. Possui a forma aproximada de um “J” e maior dimensão na direção NNE-SSW. Na Argentina, com características geológicas diferentes, a bacia recebe o nome de Chaco-Paraná. Figura segundo Milani & Thomaz Filho (2000) e Milani (2004).

### 3.2–CONSIDERAÇÕES GEOLÓGICAS E GEOTECTÔNICAS

A origem da Bacia do Paraná ainda é motivo de controvérsias, mas segundo 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 Milani (1992), através de dados sísmicos, aeromagnéticos e gravimétricos reconheceu falhas com direções NE - SW que condicionariam a sedimentação de depósitos de idade Siluriana – Devoniana na Bacia do Paraná, implicando, portanto, numa tectônica de rifte 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 falhas ou à intrusões de diabásio.

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) sugere que é uma bacia intracratônica relativamente instável tipo 2A de Klemme (1971), devido ao importante controle tectônico tipo rifte durante a sedimentação Paleozóica.

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 o início do Cretáceo (antes do início dos derrames da Formação Serra Geral) na Figura III.2.

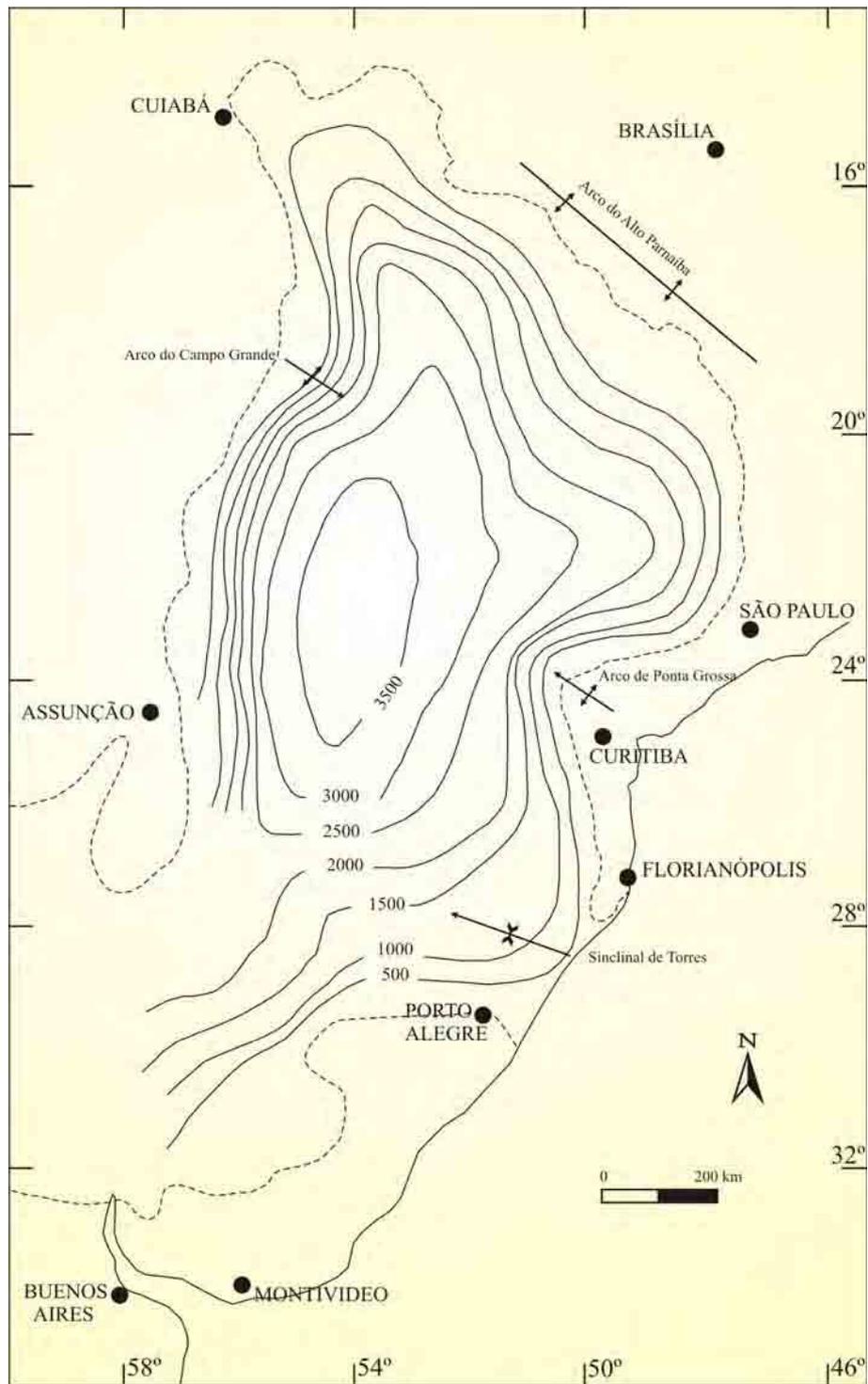


Figura III.2 – Mapa de isópacas dos sedimentos que antecederam a Formação Serra Geral. Segundo Zalán et al. (1986).

As rochas sedimentares da Bacia do Paraná foram depositadas sobre uma vasta área de escudo do continente Gondwânico, que era composto por vários núcleos cratônicos com terrenos granulíticos e de greenstones, sendo cercados por diversos cinturões móveis orogênicos formados durante o ciclo Brasileiro, 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 uma linha dirigida 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.3.

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.

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) possuem falhas escalonadas que rebaixaram os sedimentos da bacia, com alguns blocos situados abaixo do nível do mar, na atual 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.3).



### 3.3– EVOLUÇÃO E ESTRATIGRAFIA

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 de Milani et al. (1994) e Zalán et al. (1990), na Figura III.4. 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. 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.4.

Segundo Milani (2004), 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).

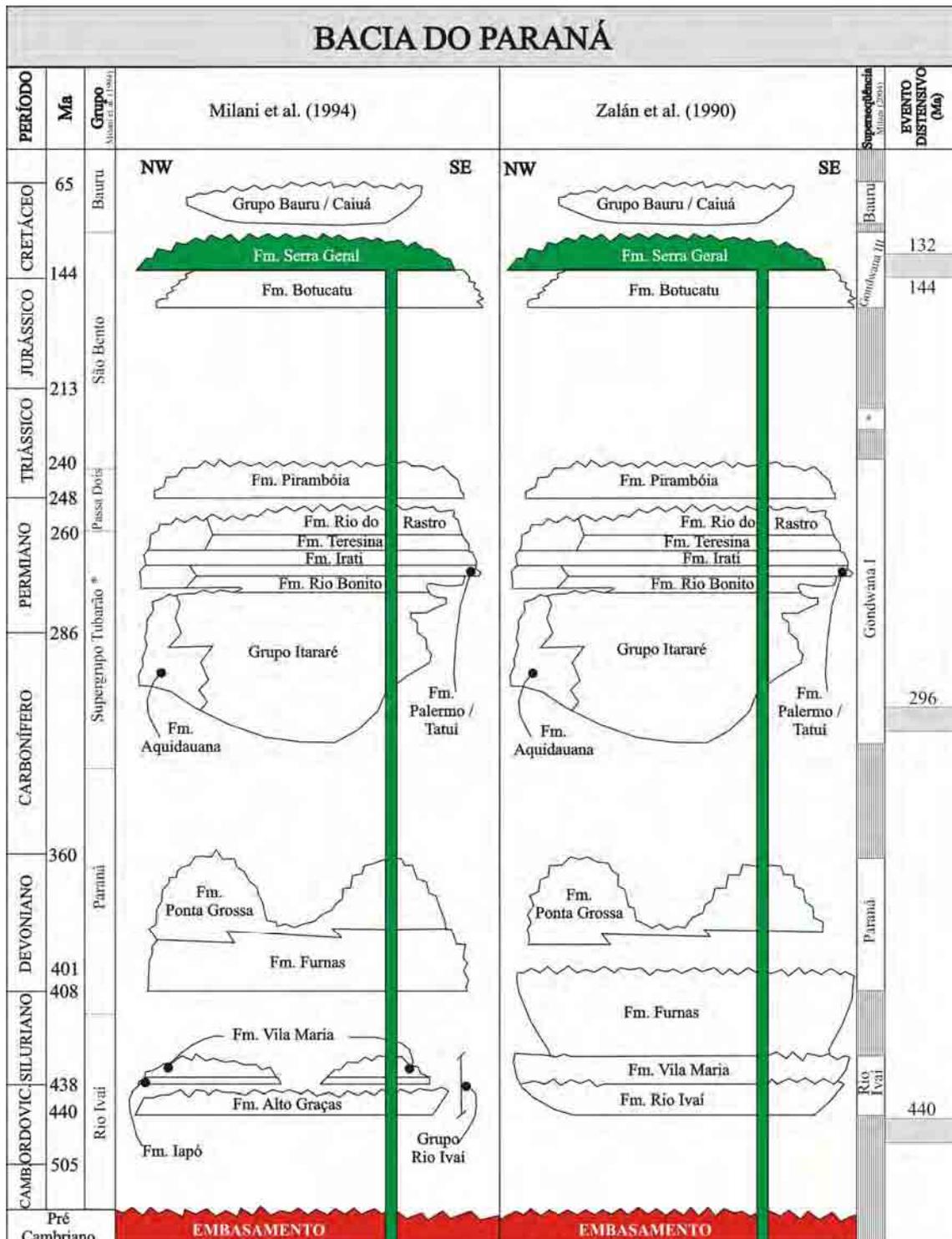
Neste trabalho serão descritas apenas as formações sedimentares aflorantes no Estado de São Paulo, mapeáveis em escala 1: 1000 000, e por conseqüência caracterizando a situação geológica da área de estudo, como mostra o mapa do Anexo 2.

#### 3.3.1- Grupo Paraná

##### 3.3.1.1- Formação Furnas (Eosiluriano / Eodevoniano)

Para Zalán et al. (1990) a Formação Furnas tem seu início no Eosiluriano, enquanto que para Milani et al. (1994) a mesma se inicia no Eodevoniano.

Segundo Petri & Fúlfaro (1983), a Formação Furnas aflora nos Estados do Paraná, São Paulo e margem sul – oriental da Bacia do Paraná, formando belas escarpas claramente subordinadas por diáclases e falhas.



\*A Supersequência Gondwana II é restrita a Fm. Santa Maria, que ocorre somente na parte sul da Bacia do Paraná.

Figura III.4 – Diagramas crono-estratigráficos mais utilizados para a Bacia do Paraná, com as idades dos eventos distensivos segundo Quintas et al. (1997) e adaptações das Supersequências Gondwana I, II e III (idades e espessuras) segundo informações de Milani (2004).

Assine et al. (1994) descrevem a Formação Furnas como constituída predominantemente por arenitos brancos e amarelados, de granulação média a grossa. A estratificação cruzada é bastante freqüente, bem como finas camadas de folhelhos, micáceos e conglomeráticos. Na parte inferior predominam arenitos feldspáticos/cauliníticos grossos e texturalmente imaturos. Em algumas localidades é comum a presença de material conglomerático na base da formação de maneira descontínua.

O trato deposicional mais provável, segundo Assine et al. (1994), é um sistema de deltas constituído por rios entrelaçados, chegando até 260 m de espessura.

### **3.3.2- Supergrupo Tubarão**

#### ***3.3.2.1- Grupo Itararé (Neocarbonífero)***

Segundo Pires (2001) e Castro (2004), o Grupo Itararé se distingue das outras formações pela grande espessura do pacote sedimentar e heterogeneidade dos litotipos, ao contrário das outras unidades que são menos diversificadas, com características e padrões de campo facilmente identificáveis, tais com litologia, cor, textura, granulometria, estrutura e conteúdo fossilífero. Os sedimentos são de idade permocarbonífera, bastante expressivos na Bacia do Paraná, com espessura máxima de até 1200 m. Constitui-se predominantemente por arenitos, diamictitos, siltitos, argilitos, ritmitos e folhelhos; subordinadamente possui camadas de carvão ou sedimentos carbonáticos em locais isolados.

Quanto ao conteúdo fossilífero presente, segundo Pires (2001), inclui microfósseis e macrofósseis vegetais, invertebrados (gastrópodes, bivalves, braquiópodes, insetos, foraminíferos, espículas de esponjas, crinóides, ofiuróides, asteróides, ostracodes, escolecodontes e icnofósseis, interpretados como seres vermiformes, artrópodes e outros icnofósseis mal definidos, além de vertebrados, representados por peixes e anfíbios.

#### ***3.3.2.2- Formação Tatuí (Eopermiano)***

Segundo Petri (1964) e Gimenez (1996), a Formação Tatuí representa o registro da sedimentação pós-glacial na porção nordeste da Bacia do Paraná, como parte da seqüência

sedimentar do Grupo Tubarão. Esta unidade correlaciona-se com as formações Palermo e Rio Bonito, pertencentes ao Grupo Guatá, que representam o início do ciclo pós-glacial nos estados do Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul.

Litologicamente, a Formação Tatuí é constituída em maioria por clastos finos, principalmente siltitos, e subordinadamente arenitos, calcários, folhelhos e chert. No conjunto, representa uma sedimentação bastante uniforme, que contrasta com a heterogeneidade litológica característica do Grupo Itararé.

As camadas arenosas ocorrem em toda sua extensão, mesmo que subordinadas no registro da unidade, distribuindo-se desde a borda atual até as porções mais centrais da Bacia do Paraná no Estado de São Paulo.

Soares (1972) definiu informalmente a ocorrência de dois membros: o membro inferior predominantemente constituído de siltitos de cor marrom-arroxeadado, escuro, às vezes branco, com acamamento fino a espesso, mais raramente laminado, localmente incluindo arenitos finos com estratificação plano-paralela e delgadas camadas calcárias de cor cinzenta arroxeadada, e sílex; e o membro superior, representado por um pacote de siltitos cinza-esverdeados ou amarelo-esverdeados, mais raramente verdes, com freqüentes intercalações de arenito fino, maciço, com pequenas concreções calcárias.

Segundo Petri (1964), a Formação Tatuí representa um trato de mar alto, correspondendo a uma fase pós-glacial do final do Supergrupo Tubarão, onde teriam sido criados baixos geomórficos, através da escavação de paleovales, que só foram preenchidos pela fase transgressiva de mar alto. Apresentam-se um pouco espessas em superfície, sendo a espessura máxima da ordem de 130 m no sul de São Paulo, valor que diminui para o nordeste e norte em direção a borda da bacia sedimentar.

### **3.3.3- Grupo Passa Dois**

#### ***3.3.3.1- Formação Irati (Neopermiano)***

Segundo Padula (1968) e Gama Jr. et al. (1982), a Formação Irati ocupa a unidade inferior do Grupo Passa Dois, sendo dividida em membros Taquaral e Assistência, a passagem entre ambos é gradual.

O Membro Taquaral é de natureza pelítica. Sendo constituída por argilitos, folhelhos de cor cinza claro a escuro, e siltitos. Na base pode ocorrer camadas delgadas de arenitos de granulação fina a grossa, seixoso, ou conglomerado com seixos de sílex e quartzo de até 5 cm de diâmetro, além de dentes de crustáceos marcando o topo da seqüência.

Sobrepondo o primeiro, ocorre o Membro Assistência que apresenta litologia bem mais variada, destacando-se a presença de calcários parcialmente dolomitizados e de folhelhos pirobetuminosos.

Os répteis *Mesosaurus brasilienses Mac Gregor* e *Steroternum tumidium Cope* são encontrados no Membro Assistência, e os crustáceos *Paulccaris* e *Clarkecaris* no Membro Taquaral, são os fósseis mais característicos da Formação Irati, servindo como guias.

O ambiente de deposição da Formação Irati parece representar um ambiente marinho transgressivo de águas rasas, preferencialmente plataformar na formação do Membro Assistência, onde o ápice da transgressão marinha teria sido responsável pela deposição do Membro Taquaral, segundo Schneider et al. (1974) e Perinotto (1992).

Quanto a espessura, no Estado de São Paulo, segundo Schneider et al. (1974), não ultrapassa os 50 m, sendo a média em torno de 25 m.

### **3.3.3.2- Formação Corumbataí (Neopermiano)**

A Formação Corumbataí é caracterizada pela coloração predominantemente avermelhada dos lamitos, maior freqüência de estruturas denotativas de águas rasas, exposição subaérea e maior abundância de calcários, particularmente os coquinóides, silicificados ou não, segundo Rohn (1988).

Segundo Schneider et al. (1974), a parte inferior da Formação Corumbataí é composta por siltitos, argilitos, e folhelhos cinzento a roxo-acinzentados nos afloramentos, podendo possuir cimentação calcária e lembrando a Formação Irati, totalizando em espessura cerca de 130 m no Estado de São Paulo.

É composta por uma sucessão de camadas siltosas, ritmicamente alternadas com lâminas de delgadas camadas cuja litologia varia entre argilosa e arenosa fina, tanto vertical como horizontal. As cores vermelha e arroxeada passam a predominar nas partes médias e superior da formação, onde também ocorrem lentes e bancos calcários com até meio metro de espessura. As estruturas sedimentares presentes são estratificações plano paralelas, cruzadas e de baixo ângulo, flaser, ritmicidade e marcas onduladas.

O contato subjacente desta formação se faz de modo concordante, mas seu contato com a Formação Pirambóia, sobrejacente, faz-se por discordância erosiva. Já o ambiente de deposição, segundo Schneider et al. (1974), é bastante discutido, porém considera-se que a parte inferior foi depositada em ambiente marinho de águas rasas em condições climáticas redutoras, e a porção superior em condições oxidantes sob influência de marés.

### **3.3.4- Grupo São Bento**

#### ***3.3.4.1- Formação Pirambóia (Neotriássico)***

Segundo Soares (1972) e Assine et al. (2004), os sedimentos da Formação Pirambóia constituem a porção basal da seqüência do Grupo São Bento, e se estendem desde a divisa dos estados de São Paulo e de Minas Gerais até o Paraná, em uma faixa de largura variável de 5 a 50 km, com espessura máxima em torno de 300 m. Na região sul o equivalente a Formação Pirambóia é denominado de Grupo Rosário do Sul.

A Formação Pirambóia é composta por arenitos esbranquiçados, amarelados e avermelhados, médios a muito finos, siltico-argiloso, com grãos polidos, subangulares e subarredondados, com intercalações de finas camadas de argilitos e siltitos. As principais estruturas são estratificações cruzadas planares, acanaladas e as plano paralelas.

Assine et al. (2004) sugerem que a Formação Pirambóia tenha ocorrido em ambiente fluvio-lacustre, com influência eólica, sendo que alguns autores consideram como tipicamente eólica.

O escasso registro fóssilífero da unidade, segundo Soares (1972), resume-se a restos de vegetais, *conchóstracos* e *ostrácodos*, sem valor cronológico considerável. A deposição dos sedimentos da formação foi entre o Eotriássico e o Neojurássico, mais precisamente do Mesotriássico ao Eojurássico, limitando-se no topo com a Formação Botucatu (Juro-Cretáceo) e com a Formação Corumbataí (Neopermiano).

### **3.3.4.2- Formação Botucatu (Eojurássico)**

Segundo Soares (1972) a Formação Botucatu no Estado de São Paulo, está exposta em uma faixa contínua às fraldas das serras basálticas e em suas escarpas, com cerca de 150 m de espessura e apresentando como característica estratificações cruzadas planares de grande porte e tangenciais na base, são comuns corpos maciços nas seqüências aflorantes.

Em trabalho recente, Assine et al. (2004) descrevem a Formação Botucatu como constituída quase que inteiramente de arenitos de granulação fina a média, uniforme, com boa seleção de grãos com alta esfericidade. São avermelhados e exibem estratificação cruzada, planar ou acanalada de médio a grande porte. O ambiente de deposição destes arenitos é tipicamente desértico, com forte influência eólica, que iniciou no Eojurássico e perdurou até o Cretáceo.

### **3.3.4.3- Formação Serra Geral (Eocretáceo)**

A Formação Serra Geral é o resultado de um evento vulcânico de natureza fissural que inundou cerca de 75% de toda a Bacia do Paraná, segundo as informações contidas em Bellieni et al. (1986b) e Marques & Ernesto (2004). O volume de magma estimado é próximo a 780 000 km<sup>3</sup>, contudo certamente este valor é muito maior, tendo, visto o processo erosivo fortemente atuante após o evento vulcânico (Gallagher et al, 1994).

Os pacotes de lavas depositaram-se sobre os arenitos da Formação Botucatu, cujo contato é discordante e abrupto, gerando muitas vezes intertraps, cuja origem esta relacionada a uma pausa no evento vulcânico, ou até mesmo na penetração do magma, na forma de sills, nos sedimentos pré-vulcânicos. Cabe ressaltar que na parte norte da bacia, os derrames ocorrem sobre o embasamento cristalino, enquanto que na parte sul, na ausência do Arenito Botucatu, sobre os sedimentos lacustres e triássicos da Formação Santa Maria.

A natureza das rochas geradas é essencialmente básica e de caráter toleítico. Termos diferenciados, de composição ácida também estão presentes sem, entretanto, atingir 3% do volume total de rochas segundo Bellieni et al. (1986b), Piccirillo et al. (1988) e Nardy (1995) Nardy et al. (2002). Assim sendo, segundo estes mesmos autores, pode-se caracterizar estratigraficamente a Formação Serra Geral como sendo constituída essencialmente por três litotipos facilmente reconhecíveis através de suas características petrográficas e geoquímicas, sendo eles:

Rochas basálticas e andesi-basalto toleíticos, com coloração cinza escura e negra, maciços ou vesiculares, subfaneríticos de granulação variando de média a densa, sendo predominante a textura intergranular. Ocorrem em praticamente toda a extensão da Bacia do Paraná.

Rochas ácidas do tipo Chapecó, representados por dacitos, riodacitos, quartzo latitos e riolitos, hipohialinos, porfiríticos a fortemente porfirítico, com fenocristais de plagioclásio com até 2 cm de comprimento. Ocorrem no centro da Bacia do Paraná.

Rochas ácidas do tipo Palmas, correspondem a riolitos e riodacitos, tipicamente afíricos, com estrutura “sal-e-pimenta”, hipohialinos a hemihialinos. De maneira geral, as rochas de composição ácida estão preferencialmente presentes nos estados de Rio Grande do Sul, Santa Catarina e Paraná.

Já as rochas intrusivas, segundo Almeida (1986), Bellieni et al. (1984b) e Zalán et al. (1985), tratando-se dos sills (ou soleiras), estão em maioria encaixadas nos sedimentos paleozóicos da Bacia do Paraná, sendo relativamente comum em toda sua extensão, tendo como área aflorante principalmente a parte leste do limite da bacia.

### ***3.3.5- Grupo Bauru / Caiuá (Neocretáceo)***

Segundo Suguio (1980), o grupo Bauru é representado pelas Formações Caiuá, Santo Anastácio, Adamantina e Marília, ocorre apenas no Planalto Ocidental, nos estados de São Paulo e Paraná. A deposição ocorreu no Neocretáceo, em ambiente continental.

A área de afloramento na parte norte da bacia possui uma forma aproximadamente elíptica, com eixo maior de direção nordeste e espessura máxima de 300 m, sendo constituída, segundo Soares et al. (1980), por um conjunto de fácies cujas características principais são a presença de bancos de arenitos, cor rósea a castanha, alternados com banco de lamitos, siltitos e arenitos lamíticos, de cores castanho avermelhadas a cinza acastanhadas. Pode apresentar níveis conglomeráticos e calcários na parte superior.

### ***3.3.6- Depósitos Cenozóicos***

Na Bacia do Paraná os sedimentos cenozóicos possuem uma ampla distribuição, e estão presentes como pequenas manchas isoladas, na forma de depósitos aluvionares, preenchendo os fundos de vales atuais, terraços, depósitos aluvionares e depósitos de reverso de escarpas.

No centro-leste do Estado de São Paulo, segundo Zaine (1994), ocorrem significativas manchas de depósitos cenozóicos, ocupando vastas superfícies de relevo suave a aplainado. Embora estas ocorrências sejam isoladas e sem continuidade física, nesta região assumem uma certa importância, tendo em vista a denominação da Formação Rio Claro, com 30 m de espessura média e estratigrafia bem definida, com arenitos esbranquiçados a róseos na base, granulometria variando de fina a grossa (granodecrescência acendente), níveis conglomeráticos e até estratificação cruzada acanalada.

Segundo o mesmo autor, a porção intermediária da formação é composta por níveis de argilito arroxeadado, azulado ou avermelhado, com fósseis vegetais e finamente laminados com alternância de bancos arenosos. Já no topo da formação, volta-se a presença do arenito com características semelhantes aos descritos na base da unidade.

---

## PROVÍNCIA MAGMÁTICA DO PARANÁ

### 4.1– EXTENSÃO, VOLUME E IDADES

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, é a maior manifestação vulcânica, em área atingida, de caráter básico, em continente do planeta, segundo Milani et al. (1994) e Milani (2004).

O grande volume de lava 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 IV.1.

Segundo Almeida (1986) a espessura média dos derrames da Formação Serra Geral é próximo a 650 m. O mapa de isópacas, representado na Figura IV.2, mostra um grande depocentro localizado na região de Presidente Epitácio, na porção sudoeste do Estado de São Paulo, onde as espessuras dos pacotes vulcânicos chegam até 1500 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.

Cabe ressaltar que, segundo Erlank et al. (1984), Duncan et al. (1989), Milner et al. (1995), Peate (1997), Marzoli et al. (1999), Ernesto et al. (2001), Marsh et al. (2001) e Ewart et al. (2004), 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, as bacias de Kwanza e Namíbia.

No continente africano, o vulcanismo abrange uma área de 78 000 km<sup>2</sup> (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 único, denominado de Província Magmática Paraná – Etendeka.

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. 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 Estado do Paraná e extremo noroeste do Estado de São Paulo, como mostra o mapa da Figura IV.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) e Ernesto et al. (1999), 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.

Por outro lado, Turner et al. (1994) e Stewart et al. (1996), através de datações pelo mesmo método, em amostras coletadas em furos de sondagem, mostraram que a evolução do vulcanismo se deu, de modo geral, de noroeste para sudeste, como mostra a Figura IV.4. Estes mesmos autores, baseados em dados radiométricos, obtiveram nas rochas vulcânicas da Província Etendeka idades variando de  $127,2 \pm 1,2$  até  $130,0 \pm 1,2$  Ma, e idades mais jovens na parte sul da PMP, entre  $126,8 \pm 2,0$  a  $133,2 \pm 4,7$  Ma do que aquelas da parte norte, com variação de  $128,7 \pm 1,1$  a  $138,4 \pm 1,3$  Ma, como mostra a Figura IV.4.

Por fim, 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.

De qualquer forma, os dados geocronológicos, indicam que a Formação Serra Geral, possui idade eocretácica, precisamente no estágio Hauteriviano ( $130,0 \pm 1,5$  a  $136,4 \pm 2,0$  Ma) ou, segundo Turner et al. (1994) e Stewart et al. (1996), estágios Valanginiano até Barremiano ( $125,0 \pm 1,0$  a  $140,2 \pm 3,0$  Ma).



Figura IV.1 – Mapa de localização 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.

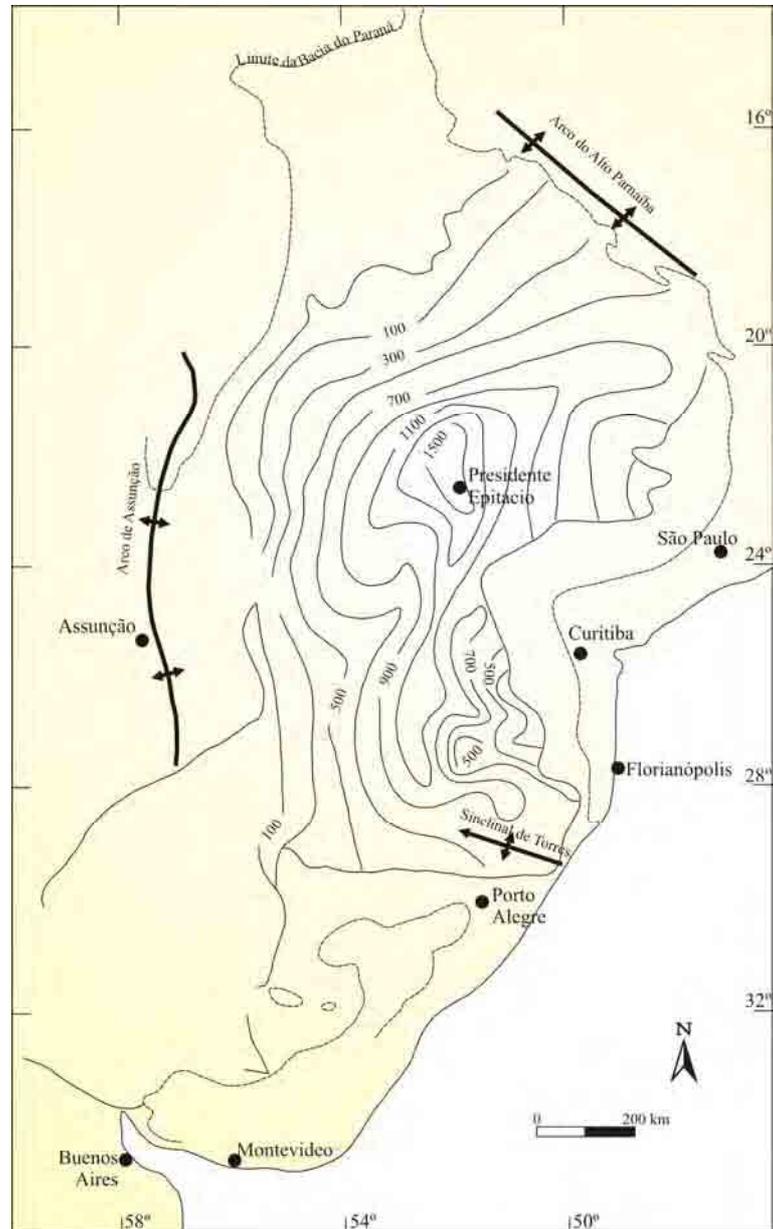


Figura IV.2 – Mapa de isópacas dos derrames de lava da Formação Serra Geral, onde é possível identificar que a zona de maior acúmulo de lavas segue uma direção aproximada norte - sul, que se estende de Presidente Epitácio, no centro do estado de São Paulo com espessura próxima a 1500 m, até o centro do Estado de Santa Catarina (latitude 28°). Segundo Zalán et al. (1986).

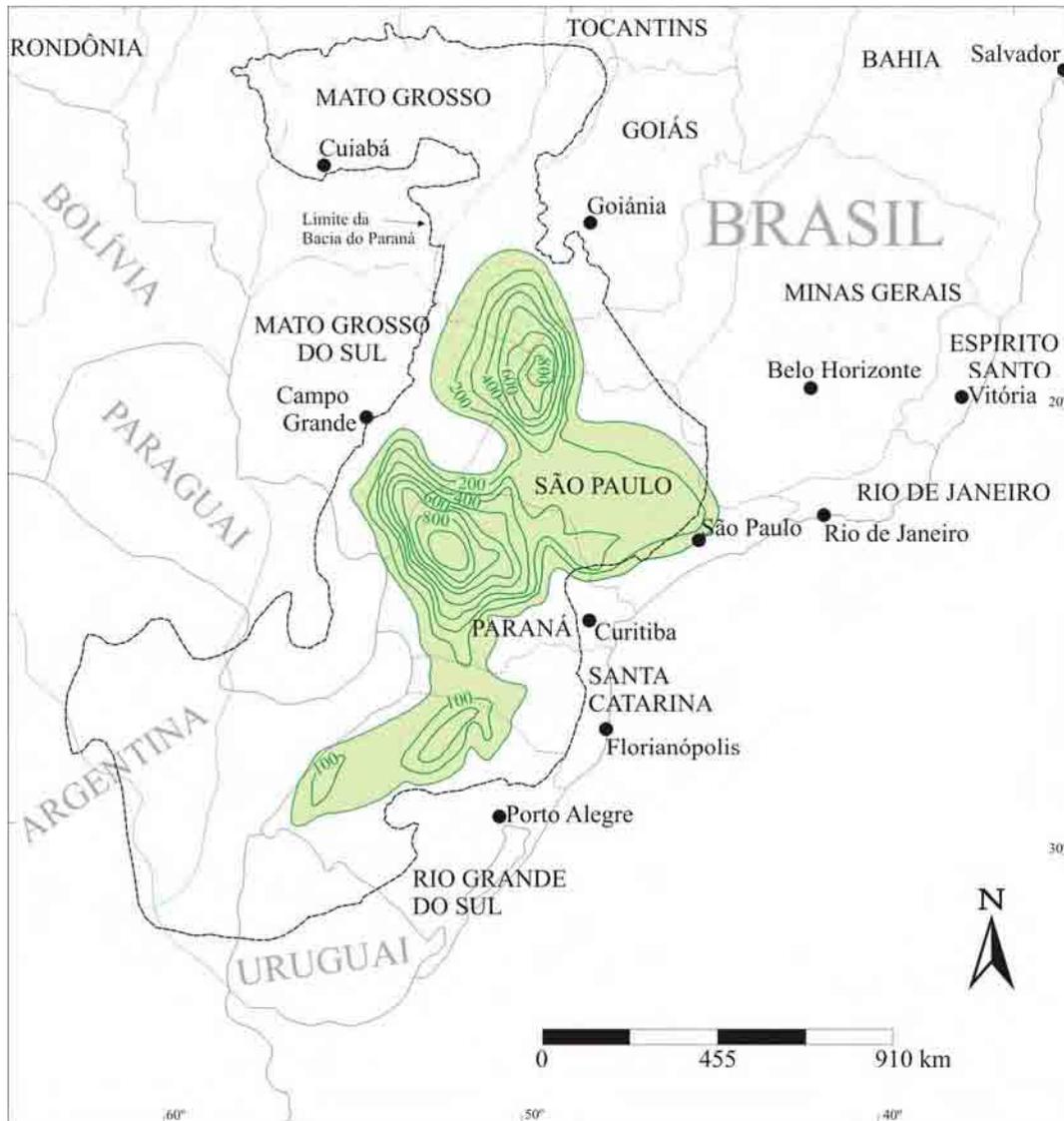


Figura IV.3 – Mapa de isópacos dos sills associados à Formação Serra Geral, segundo Zalán et al. (1986) e Quintas et al. (1997), onde identificam-se centros de acúmulo de magma nas regiões noroeste dos estados do Paraná e São Paulo.

Já para os enxames de diques, as datações nos enxames de diques da Serra do Mar (Rio de Janeiro - Santos), como mostra a Figura IV.4, sugerem idades variando de 133 a 129 Ma, segundo Stewart et al. (1996), e 130 e 133 Ma para Turner et al. (1994) e Deckart et al. (1998).

Por outro lado, na região do Arco de Ponta Grossa, ao norte de Curitiba, as datações indicam 131 a 133 Ma, segundo Stewart et al. (1996), sendo que para Renne et al. (1996) as idades variam de  $131,4 \pm 0,5$  a  $129,2 \pm 0,5$  Ma. 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.

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 nos Estado de 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 evidente contemporaneidade.

#### 4.2– ORIGEM E EVOLUÇÃO

Atualmente existem diversos modelos que procuram explicar a geodinâmica envolvida na gênese da Província Magmática Paraná – Etendeka, sendo que não existe um consenso entre os pesquisadores sobre os processos tectônicos envolvidos.

O modelo de plumas mantélicas foi proposto por Richards et al. (1989), como causador das grandes províncias ígneas, sem relação direta com processo de ruptura litosférica. Neste modelo, a litosfera sofreria um soerguimento em função do impacto da pluma. Segundo White & McKenzie (1989), estas plumas, originadas pela presença de um *hotspot*, tem uma área de influência térmica próxima a 2000 km de diâmetro.

Contudo, White & McKenzie (1989, 1995), relatam que as províncias ígneas teriam suas origens relacionadas a processos distensivos, sendo que neste caso, obrigatoriamente, a distensão litosférica precede o magmatismo, ocasionado por alívio de pressão. Já Courtillot et al. (1999), mostram que existe uma forte associação entre plumas mantélicas e processos distensivos, onde a distensão seria causada pelo impacto da pluma na base da litosfera, e após um intervalo aproximado de 5 a 30 Ma ocorreria a ruptura continental em zonas de fraqueza.

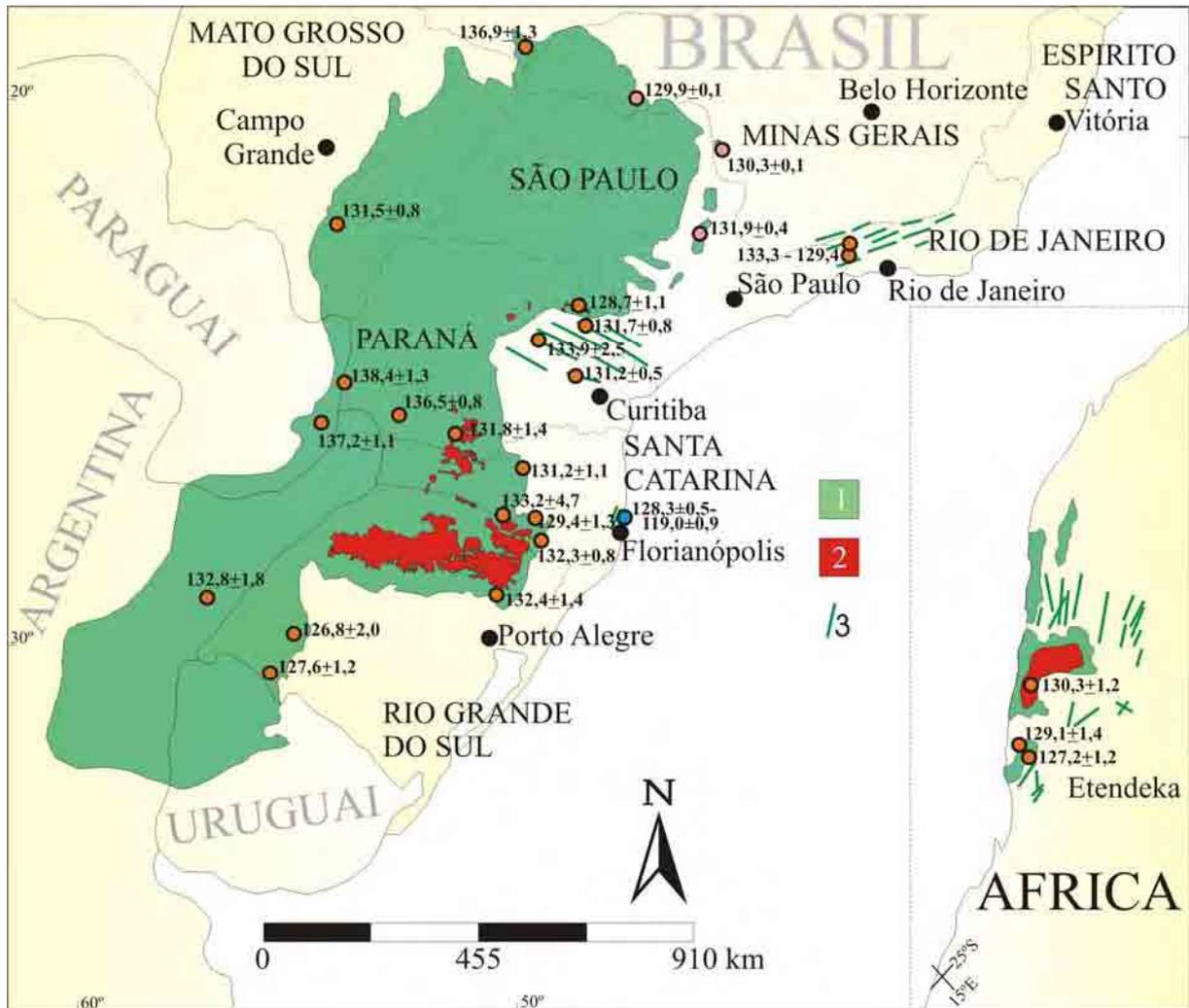


Figura IV.4 - Mapa esquemático mostrando algumas idades radiométricas (Ma)  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  de diversas regiões da Província Magmática do Paraná e Etendeka, modificado de Stewart et al. (1996) e disposição das rochas ácidas segundo Nardy et al. (2002). Legenda: 1 – Derrames de lava; 2 – Rochas ácidas da Formação Serra Geral; Círculo laranja – datações de Stewart et al. (1996); Círculos rosa – datações de Ernesto et al. (1999); Círculos azul – intervalo das datações de Deckart et al. (1998) e Raposo et al. (1998).

Por outro lado, para Ernesto et al. (2002) e Marques & Ernesto (2004), estes modelos não refletem a composição geoquímica e isotópica dos magmas basálticos da PMP originados, pois nos modelos que envolvem plumas, não há participação significativa do manto litosférico subcontinental no processo de geração de basaltos. Esta hipótese, proposta por Campbell & Griffiths (1990) e Arndt & Christensen (1992), diz que as composições das rochas devem substancialmente refletir a composição do manto astenosférico, e no máximo 2% do manto litosférico, o que de fato não se observa nas rochas da PMP cuja composição magmática reflete essencialmente a do manto litosférico. Sendo assim, descarta-se, a proposta de Gibson et al (1995, 1999), Milner & Le Roex (1996) e Ewart et al. (1998), na qual relacionam a pluma de Tristão da Cunha com a origem do magmatismo.

Além disso, Marques et al. (1999), Ernesto et al. (2002) e Marques & Ernesto (2004), descrevem que os padrões de abundância de elementos químicos dos derrames basálticos da PMP são muito distintos daquele das rochas primitivas de Tristão da Cunha, indicando envolvimento de diferentes componentes mantélicos na gênese dessas rochas.

Com o detalhamento geoquímico da PMP, executados principalmente por Piccirillo & Melfi (1988) e Peate et al. (1992), e conseqüente compartimentação litogeoquímica em duas subprovíncias distintas (baixo e alto titânio), ficou evidente a participação do manto litosférico subcontinental. Neste caso, para Hawkesworth et al (1992), Turner & Hawkesworth (1995), Comin-Chiaramonti et al. (1997), Peate et al. (1999) e Marques et al. (1999), a pluma de Tristão da Cunha teria no máximo, fornecido calor para a fusão do manto litosférico heterogêneo.

Por fim, Ernesto et al. (2002), através da reconstrução paleogeográfica dos continentes, baseada em dados paleomagnéticos realizados por Ernesto (1996) e Raposo et al. (1998), mostraram que, se a pluma de Tristão da Cunha já existisse há 133 Ma, e se mantivesse desde então como um ponto fixo no manto, sua posição estaria deslocada em cerca de 1000 km em relação ao sul da Bacia do Paraná, como mostra a Figura IV.5. Desta forma, Ernesto et al. (2002), propõem uma fonte de calor alternativa localizada na costa oeste da África, sobre a qual uma região da litosfera continental, onde teria se desenvolvido a Província Magmática do Paraná, ficaria estacionada por cerca de 50 Ma, causando aumento da temperatura em cerca de 100 a 150°C, o que seria suficiente para que a temperatura do solidus fosse atingida por pequenos processos de alívio de pressão, provocando a fusão parcial do manto litosférico com posterior ruptura do Gondwana.

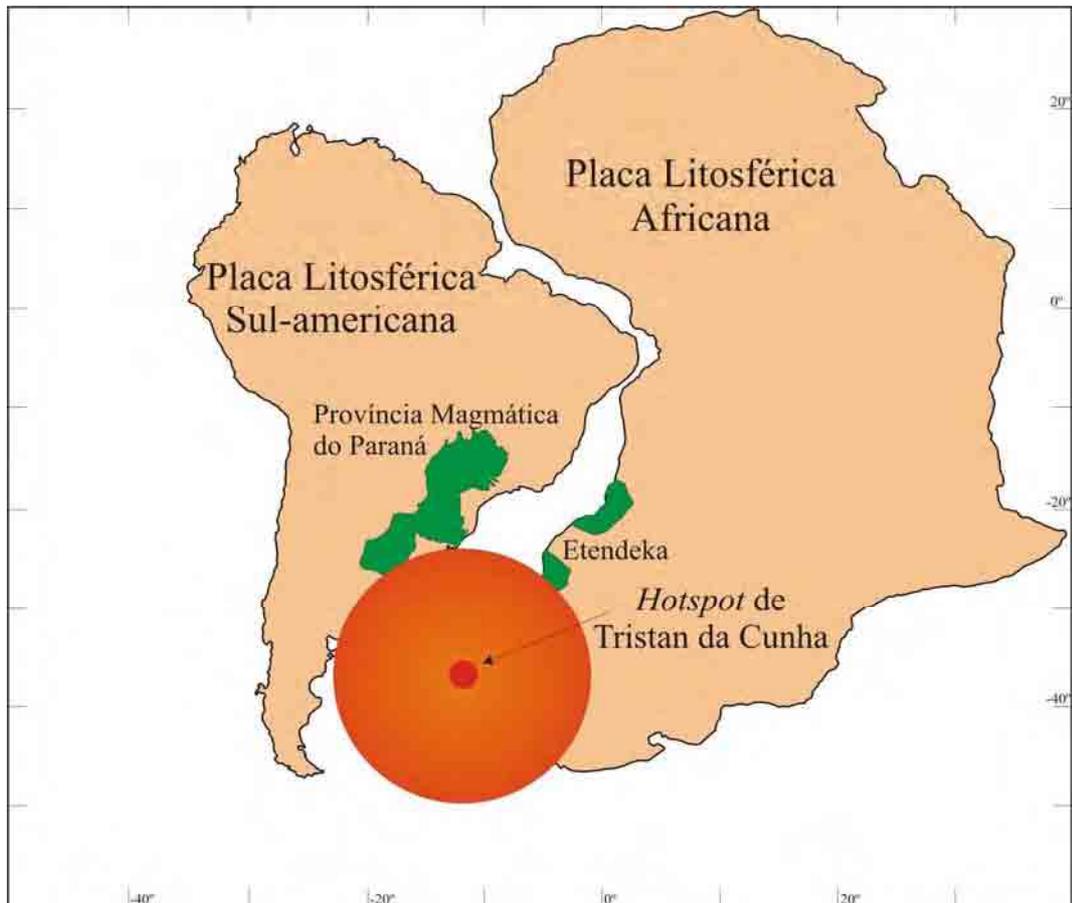


Figura IV.5 – Reprodução esquemática da posição relativa da pluma de Tristan da Cunha no eocretáceo (130 Ma), e sua área de influência térmica na ordem de 2000 km de diâmetro (White & McKenzie, 1989). Neste caso, segundo modelo de pluma fixa, apenas a parte sul da Província Magmática do Paraná seria atingida, segundo Ernesto et al. (2002).

### **4.3– 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 km<sup>2</sup> e 6.617 km<sup>2</sup>, segundo Bellieni et al. (1986b) e Nardy et al. (2002).

Segundo trabalho de Nardy (1995), 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 IV.6.

#### **4.3.1– Rochas básicas – intermediárias**

Os derrames de lava 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-escuro 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 grosseira.

#### **4.3.2– Rochas ácidas do Tipo Chapecó**

As rochas ácidas do tipo Chapecó (ATC), são representadas por dacitos, riódacitos, quartzo latitos e riolitos hipohialinos com até 90% de material vítreo, porfirítico a fortemente profirítico, segundo Nardy (1995), Nardy et al. (2002) e Machado (2003). 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 IV.7.

Estratigraficamente, na região central de Santa Catarina, as ATC estão acima das rochas ácidas do tipo Palmas (ATP), segundo Nardy et al. (2002), 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 IV.7.

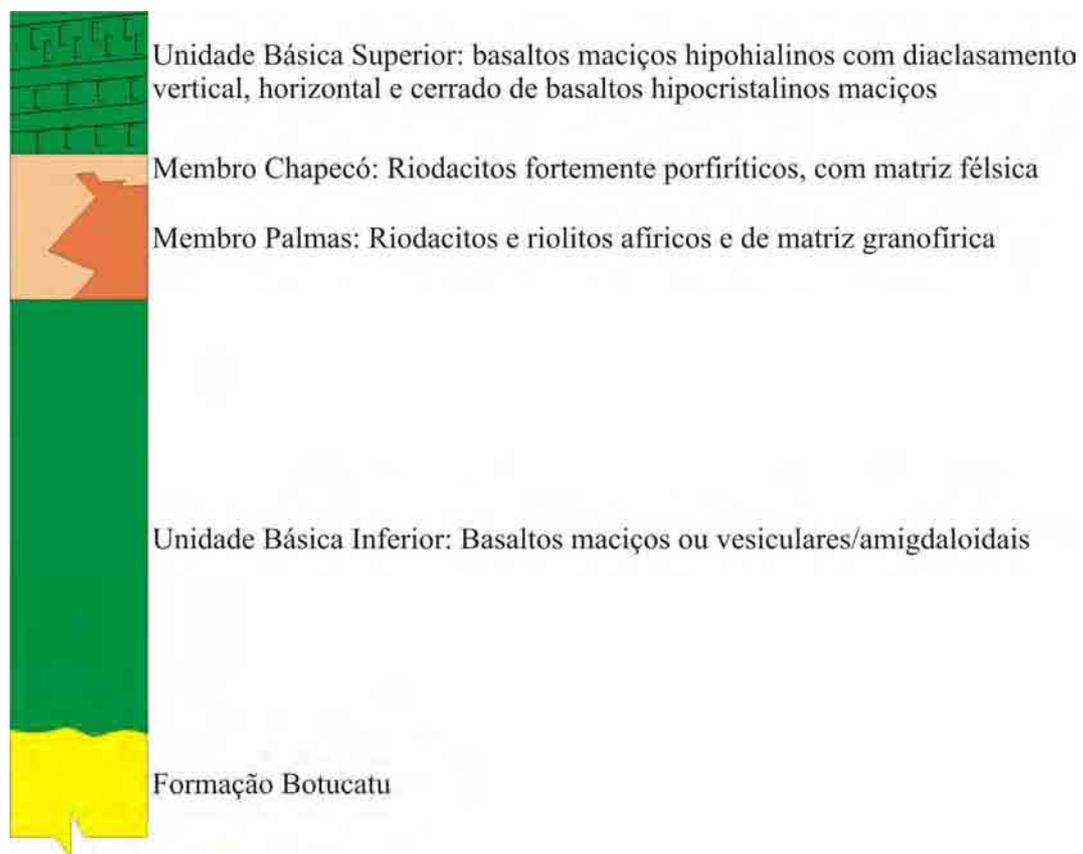


Figura IV.6 – Coluna litoestratigráfica da Formação Serra Geral, segundo Nardy (1995).



Figura IV.7 - Mapa esquemático mostrando localização dos platôs de rochas ácidas da Província Magmática do Paraná - Etendeka, segundo informações de Bellieni et al. (1983, 1986b), Milner (1988); Duncan et al. (1989), Alberti et al. (1992), Stewart et al. (1996), Marzoli et al. (1999) e Nardy et al. (2002). 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).

### 4.3.3– Rochas ácidas do Tipo Palmas

As rochas ácidas do tipo Palmas (ATP) são representadas por riolitos e riolitos 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 porfiríticos das ATC.

A mineralogia destas rochas, segundo Nardy et al. (2002) e Machado (2003) 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 IV.7. 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), como mostra o mapa esquemático da Figura IV.7.

## 4.4– 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. Zalán et al. (1986), utilizando dados de furos de sondagem e geofísicos, descreveram as principais estruturas na Bacia do Paraná relacionadas a esses magmatitos, sendo estas destacadas na Figura IV.8 e descritas abaixo:

Sill – Também denominado de “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* – 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.

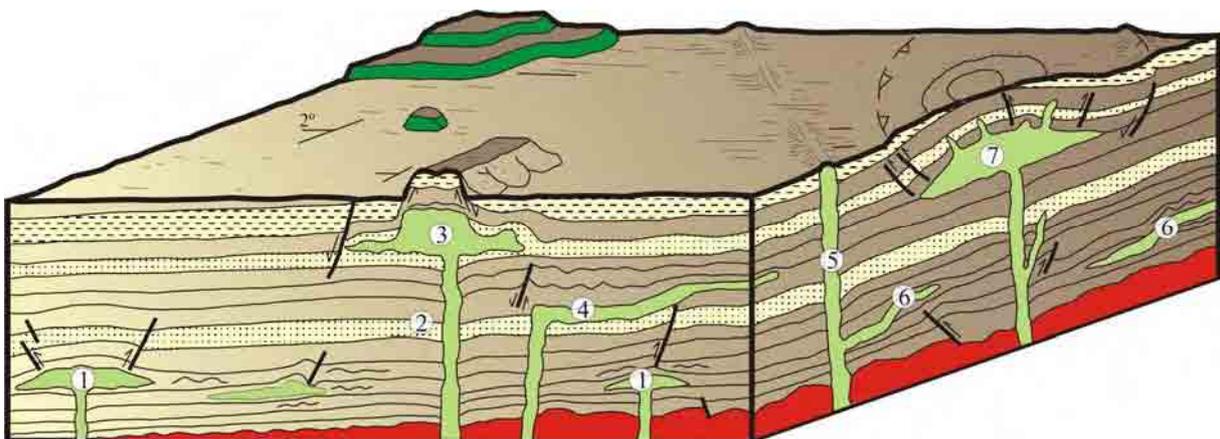


Figura IV.8 – Figura esquemática mostrando diversos tipos de estruturas relacionadas a intrusões de diabásio e suas geometrias na Bacia do Paraná. Simplificado de Zalán et al. (1986). Legenda: Verde escuro - derrames de lava; Verde claro – rochas intrusivas; Vermelho – embasamento cristalino; Demais 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.

Já os diques associados ao evento magmático, 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 IV.9A.

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 espessuras 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 em enxame de diques concentrados principalmente na costa leste do Paraguai, segundo Marques & Ernesto (2004) a ocorrência está limitada a raríssimos afloramentos.

Por outro lado, os diques máficos de Santos – Rio de Janeiro, na Serra do Mar (Figura IV.9B), 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.

Finalmente, destacam-se também os diques de Florianópolis, que cortam o embasamento cristalino pré-Cambriano na Ilha de Santa Catarina, com espessuras variáveis de 10 a 70 metros, orientação predominante NE-SW, em maioria representados por andesibasaltos toleíticos e andesitos toleíticos, segundo Marques (2001).

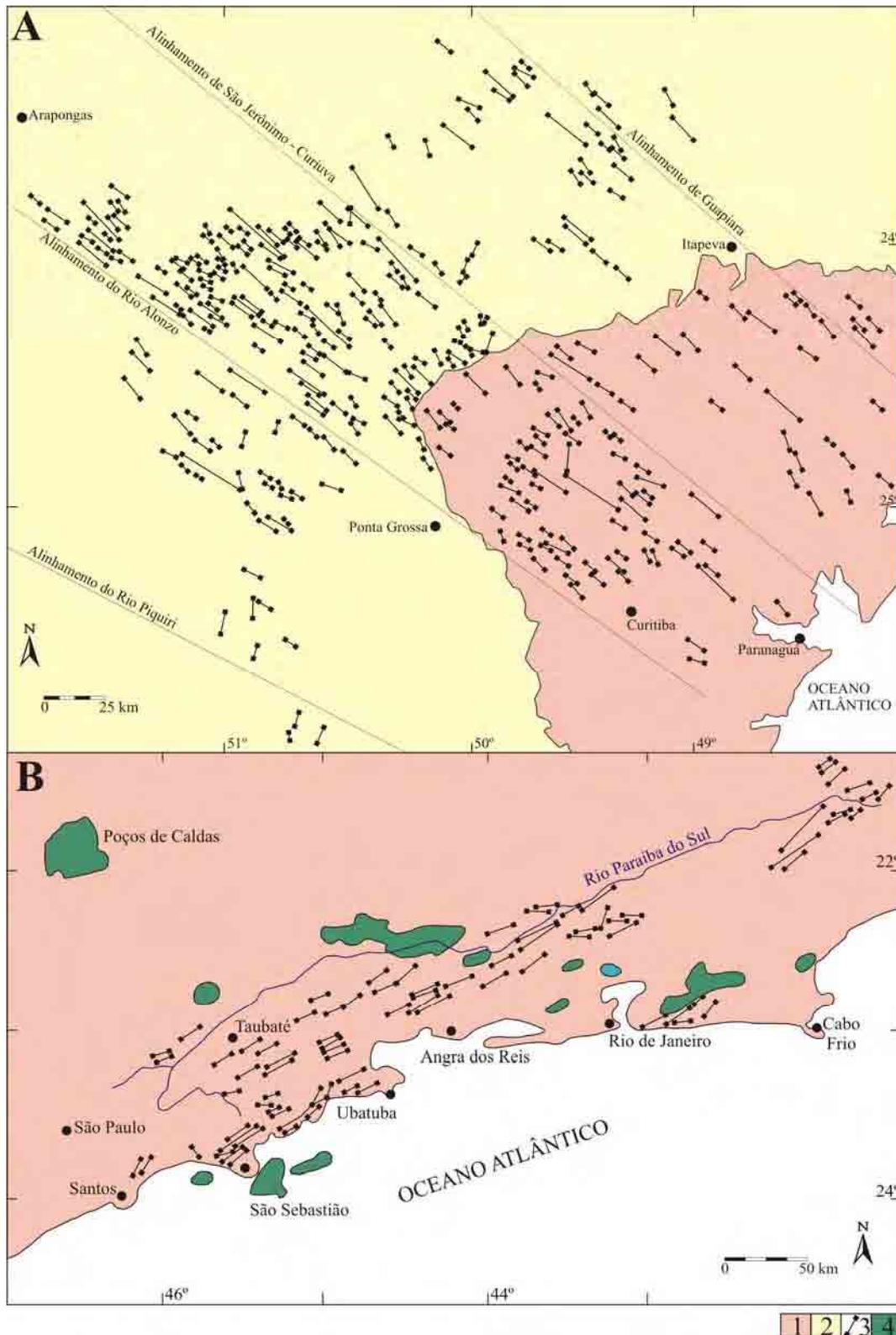


Figura IV.9 – Mapas da concentração de diques nas regiões do Arco de Ponta Grossa (A) e Serra do Mar (B), segundo Oliveira & Montes (1984) e Almeida (1986) respectivamente. Legenda: 1 – Embasamento cristalino; 2 – Rochas sedimentares da Bacia do Paraná; 3 - Diques; 4 – Rochas alcalinas.

#### 4.5– 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. (1989a) e Nardy (1995), revelaram a existência de dois grupos (subprovíncias) quimicamente distintos baseadas na concentração de  $\text{TiO}_2$ , 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),  $\text{K}_2\text{O}$  (1,38), U (1,20), Sr (2,41) La (2,05), Ce (1,92), Ta (2,43),  $\text{P}_2\text{O}_5$  (2,54), Hf (1,70), Zr (2,25),  $\text{TiO}_2$  (2,46) e empobrecidas em Cs (0,65) e Rb (0,8), Figura IV.10. 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 IV.11.

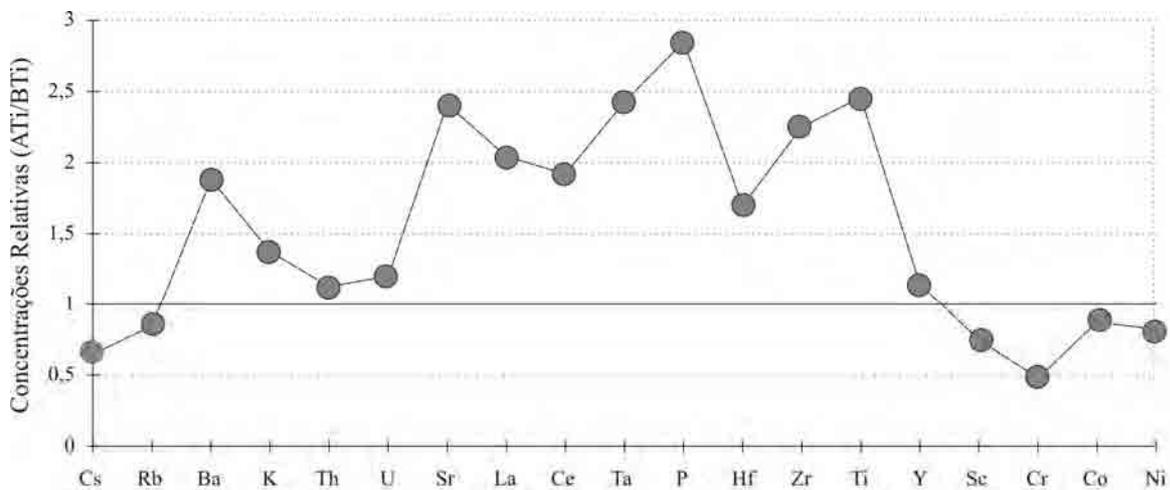


Figura IV.10 – Concentrações relativas médias de elementos menores e traços das rochas básicas ATi e BTi, na região central da Bacia do Paraná segundo Nardy (1995), utilizando amostras com  $\text{MgO}$  variando de 1,8 a 3,0%.

De fato, os dados geoquímicos, principalmente os referentes aos isótopos e razões de elementos traços incompatíveis publicados pelas referências citadas, 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.

Além disso, segundo Piccirillo et al. (1988), Marques et al. (1989a) 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 às ácidas ATP, que podem ser associadas as rochas BTi. Molina et al. (1988), descrevem indícios localizados, de que as rochas ácidas, podem ter 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 tratado 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** ( $TiO_2 > 3,3\%$ ;  $Sr > 550$  ppm;  $Ti/Y > 500$ ;  $Zr/Y > 6,5$ ), **Pitanga** ( $TiO_2 > 2,9\%$ ;  $Sr > 350$ ;  $Ti/Y > 350$ ,  $Zr/Y > 5,5$ ) e **Paranapanema** ( $1,7\% < TiO_2 < 3,2\%$ ;  $200$  ppm  $< Sr < 450$  ppm;  $Ti/Y > 330$ ;  $4 < Zr/Y < 7$ ). Já em BTi, os magmas definidos são **Gramado** ( $0,75\% < TiO_2 < 1,9\%$ ;  $140$  ppm  $< Sr < 400$  ppm;  $Ti/Y < 300$ ;  $3,5 < Zr/Y < 6,5$ ), **Esmeralda** ( $1,1\% < TiO_2 < 2,3\%$ ;  $Sr < 250$  ppm;  $Ti/Y < 330$ ;  $2 < Zr/Y < 5$ ) e **Ribeira** ( $1,5\% < TiO_2 < 2,3\%$ ;  $200$  ppm  $< Sr < 375$  ppm;  $Ti/Y > 300$ ;  $3,5 < Zr/Y < 7$ ), como mostra a Tabela IV.1.

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

<b>Grupo</b>	<b>Magma tipo</b>	<b>TiO<sub>2</sub> (%)</b>	<b>Sr (ppm)</b>	<b>Ti/Y</b>	<b>Zr/Y</b>
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

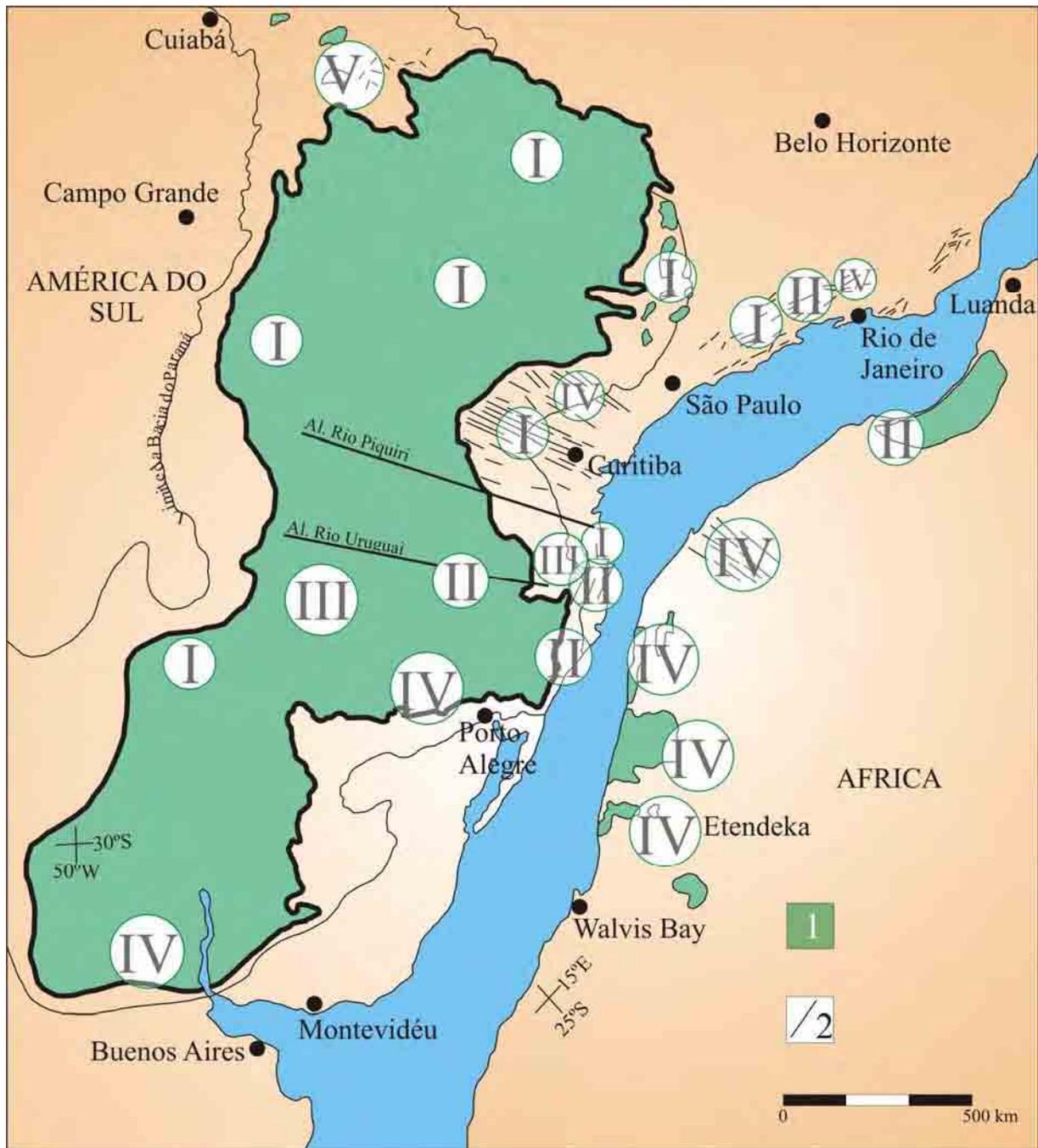


Figura IV.11 – Mapa esquemático mostrando os locais de ocorrência do diferentes tipos geoquímicos de magmas básicos (I a IV) da Província Magmática do Paraná - Etendeka, segundo informações contidas em Milner (1988), Pinese (1989), Peate et al. (1992), Peate (1997), Ernesto (1999), Marzoli et al. (1999), Marques (2001) e Marsh et al. (2001). 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 de rochas não se faz de forma aleatória pela província, mas sim compartimentada conforme mostra o mapa da Figura IV.11. Houve uma tentativa, de forma generalizada, de definir uma estrigrafia 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 e Ribeira sobrepõem o Urubici e Gramado. Também fica evidente a predominância volumétrica dos tipos Paranapanema e Pitanga no norte, e Gramado no sul, como mostra a Figura IV.12.

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.

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

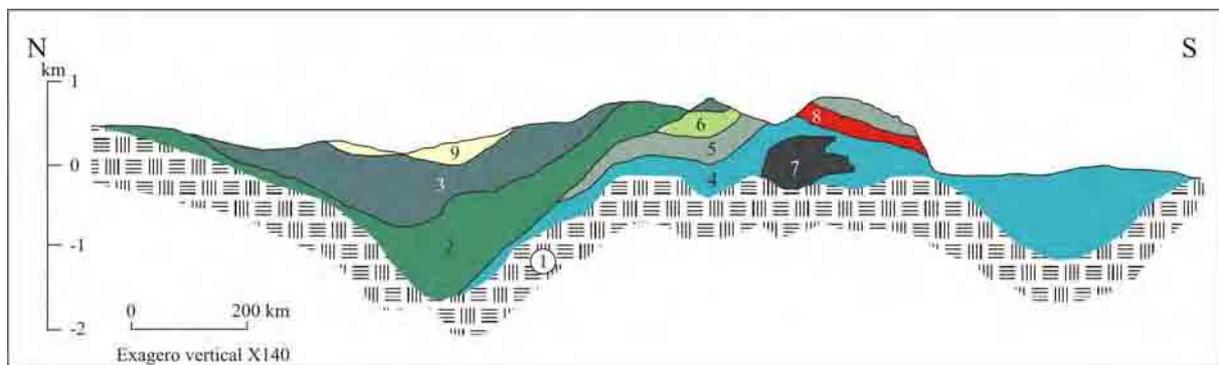


Figura IV.12 – Perfil aproximadamente N–S na Província Magmática Serra Geral, simplificado de Peate (1997), segundo dados geoquímicos de Peate et al. (1992) e datações de Stewart et al. (1996). Legenda: 1 – Rochas pré-vulcânicas; 2 – Pitanga; 3 – Paranapanema; 4 – Gramado; 5 – Esmeralda; 6 – Ribeira; 7 – Urubici; 8 – Rocha ácida ATP; 9 – Rochas sedimentares do Grupo Bauru.

Quanto às rochas intrusivas associadas à PMP, os sills aflorantes no Estado de São Paulo, na borda leste da bacia, segundo Ernesto et al. (1999), podem ser classificados como Pitanga. Já os diques da Serra do Mar, em maioria, podem ser considerados como Pitanga, e em menor volume Gramado, destacando um outro grupo geoquímico semelhante ao Urubici, enquanto que os de Florianópolis como Urubici e Esmeralda, embora também ocorram o tipo Pitanga, segundo Marques (2001). Por fim, os diques do Arco de Ponta Grossa, segundo Piccirillo et al. (1988) e Pinese (1989) podem ser classificados como Pitanga e menor frequência Gramado.

#### 4.6– CARACTERÍSTICAS ISOTÓPICAS

Segundo os dados de Cordani et al. (1988), Garland et al. (1995) e Peate et al. (1992), as razões isotópicas iniciais de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ( $\text{Sr}_i$ ), calculados para 133 Ma, atingem valores de até 0,728 nas rochas mais diferenciadas da PMP. Quando se faz uso do  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , para discriminar os magmas-tipo, percebe-se que os valores mais altos são referentes do tipo Gramado (0,7075 – 0,7167), seguido pelo Esmeralda (0,7046 – 0,7086), Ribeira (0,7055 – 0,7060), Paranapanema (0,7055 – 0,7063), Pitanga (0,7055 – 0,7060) e Urubici (0,7048 – 0,7065). Desta forma, as mais altas razões de Sr são conferidas aos basaltos do tipo BTi, indicando significativa atuação de processos de contaminação crustal.

De acordo com Peate & Hawkesworth (1996), as rochas basálticas do tipo BTi apresentam valores de  $\text{Sr}_i$  variando de 0,7046 e 0,7135, enquanto a razão  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  situa-se entre 0,5128 e 0,5122. Além disso, as variações de Pb também são significativas para este mesmo grupo, sendo  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_m = 18,33 - 18,90$ ;  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_m = 15,60 - 15,69$  e  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_m = 38,50 - 38,94$ .

Segundo Marques et al. (1990, 1999), Peate & Hawkesworth (1996), tratando-se da subprovíncia BTi, o único magma-tipo que pode ser considerado como não contaminado ou fracamente contaminado é o Esmeralda, tendo visto as razões inferiores a 0,7060 de  $\text{Sr}_i$ .

Já nas rochas da subprovíncia ATi, os magmas-tipo Pitanga e Paranapanema possuem razões de Sr, Nd e Pb com pequenas variações, sendo  $\text{Sr}_i = 0,7058 - 0,7062$ ,  $\text{Nd}_m = 0,5124 - 0,5123$ ,  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 17,85 - 18,02$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,52 - 15,54$  e  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38,33 - 38,43$ , segundo Marques et al. (1990, 1999).

Por fim, segundo Mantovani et al. (1985), Petrini et al. (1987), Piccirillo et al. (1989) e Marques et al. (1999), as rochas basálticas do magma-tipo Ribeira, no BTi-N, possuem

razões isotópicas de Sr ( $Sr_i = 0,7055 - 0,7059$ ), Nd ( $Nd_m = 0,5125 - 0,5124$ ) e Pb ( $^{206}Pb/^{204}Pb = 17,91 - 17,96$ ;  $^{207}Pb/^{204}Pb = 15,53 - 15,55$  e  $^{208}Pb/^{204}Pb = 38,40 - 38,46$ ), semelhantes às daquelas do tipo ATi, indicando portanto baixa contaminação crustal. Já as Urubici em ATi-S apresentam razões isotópicas relativamente restritas, sendo  $Sr_i = 0,7046 - 0,7066$  e  $Nd_m = 0,5125 - 0,5123$ .

Cabe ressaltar que as rochas ácidas do tipo ATP possuem razões iniciais de  $^{87}Sr/^{86}Sr$  ( $Sr_i$ ), corrigidos para 133 Ma, de até 0,728, segundo Cordani et al. (1988) e Garland et al. (1995), o que mostra que estas lavas também foram submetidas a processos de contaminação crustal. Por outro lado, as do tipo ATC possuem  $Sr_i$  variando de 0,705 – 0,708, segundo Mantovani et al. (1985), Piccirillo et al. (1989), Garland et al. (1995) e Peate et al. (1992), bem menores que aquelas do tipo ATP.

#### 4.7– CARACTERÍSTICAS REOLÓGICAS

A determinação dos parâmetros físicos como temperatura, viscosidade e pressão atuantes no sistema magmática 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  $1059 \pm 55$  a  $1226 \pm 56$  °C, enquanto para as rochas ATi um intervalo de temperatura de cristalização variando de  $1031 \pm 32$  a  $1175 \pm 32$  °C. Já para as rochas ácidas, foram obtidos  $1008 \pm 20$  a  $1141 \pm 10$  °C para as ATC e  $1025 \pm 46$  a  $1144 \pm 22$  °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/cm<sup>3</sup> para os magmas básicos e intermediários, e 2,15 a 2,25 g/cm<sup>3</sup> 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.

---

## CONTEXTO GEOLÓGICO DAS ROCHAS INTRUSIVAS INVESTIGADAS

### 5.1– GENERALIDADES E CARACTERÍSTICAS COMUNS

A área investigada, localizada na borda leste da Bacia do Paraná no Estado de São Paulo, é composta por rochas sedimentares pertencentes ao Supergrupo Tubarão e Formações Irati, Corumbataí, Pirambóia, Botucatu e Serra Geral, além do embasamento cristalino adjacente, conforme mostra o mapa geológico do Anexo 2.

A maior parte dos sills aflorantes na região estão encaixados nos siltitos, diamictitos e arenitos do Grupo Itararé (Supergrupo Tubarão), como mostra a Foto V.1. Contudo, os corpos superficialmente mais extensos, estão localizados no intervalo estratigráfico que compreende as rochas mecanicamente menos resistentes, sendo a porção superior do Supergrupo Tubarão (siltitos e diamictitos do Grupo Itararé e siltitos arenosos da Formação Tatuí), Formação Irati (principalmente os folhelhos do Membro Taquaral) e Formação Corumbataí (siltitos, argilitos e folhelhos), como mostra a Foto V.2.

Além disso, também ocorrem, sills intrudidos nos arenitos siltico-argilosos da Formação Pirambóia, raramente chegando até a Formação Botucatu, como mostra o mapa geológico do Anexo 2.

Quanto às espessuras dos sills desta região, os dados obtidos através de métodos geofísicos, mostram valores da ordem de 250 m em Cajuru, 100 a 200 m em Cachoeira de Emas, 120 m em Pirassununga, cerca de 80 m em Iracemápolis, 230 m em Cosmópolis, 280 m em Paulínia (Soares, 1985), 300 m em Tambaú (Davino et al., 1982) e 73 m em Tanquinho (Monteiro, 1986), como mostra a Tabela V.1.

Tabela V.1 – Espessura de alguns sills localizados na borda leste da Bacia do Paraná, no Estado de São Paulo.

<b>Região (cidade)</b>	<b>Espessura do sill (m)</b>	<b>Fonte</b>
Cajuru	250	Soares (1985)
Cachoeira de Emas	100 a 200	
Pirassununga	120	
Iracemápolis	~ 80	
Cosmópolis	230	
Paulínia	280	Davino et al. (1982)
Tambaú	300	
Tanquinho	73	Monteiro (1986)



Foto V.1 – Sill de diabásio encaixado em arenito (rocha clara no contato inferior em destaque) do Grupo Itararé, em afloramento próximo a cidade de Campinas.



Foto V.2 – Sill de diabásio localizado próximo à Ipeúna, na Pedreira Paviobras, encaixado nos siltitos argilosos da Formação Corumbataí.

Também foi verificada a presença de xenólitos nos corpos magmáticos intrusivos, provocado pelo fluxo do magma, onde grandes blocos da rocha encaixante são engolfados pelo magmatito, provocando uma recristalização parcial ou total dos minerais constituintes, como mostra a Foto V.3.



Foto V.3 – Grande bloco de calcário (em destaque), pertencente a porção inferior da Formação Corumbataí, na forma de xenólito, engolfado pelo sill de diabásio. No detalhe, a feição da rocha xenolítica, Pedreira Paviobras, próximo à cidade de Ipeúna.

Quanto aos diques, estes ocorrem em grande número próximo aos dois principais domos da região, Pitanga e Anhembi (Anexo 2), onde a forte ocorrência de alinhamentos estruturais (Riccomini, 1997), e falhas geológicas geradas próximas aos horts e domos, parecem ter exercido certo controle na penetração do magma durante o início do Cretáceo e conseqüente formação destes diques, Foto V.4. Porém, em grande maioria, a pequena espessura dos corpos intrusivos, facilita o intemperismo, dificultando desta forma a coleta de amostras e conseqüente levantamento de dados geoquímicos e petrográficos (Foto V.5).

Deve-se ressaltar também que foram observados diques intrudidos em sills de diabásio, como mostra a Foto V.6.



Foto V.4 – Afloramento de diabásio, em dique parcialmente encoberto por sedimentos aluvionares, encaixado em zona de falha no Rio Cabeça, próximo à cidade de Ipeúna, localizado na borda norte do Domo de Pitanga.



Foto V.5 – Dique de diabásio, com espessura próxima a 2 m, totalmente alterado, localizado a aproximadamente 6 km a sudeste da cidade de Ipeúna, na borda noroeste do Domo de Pitanga.

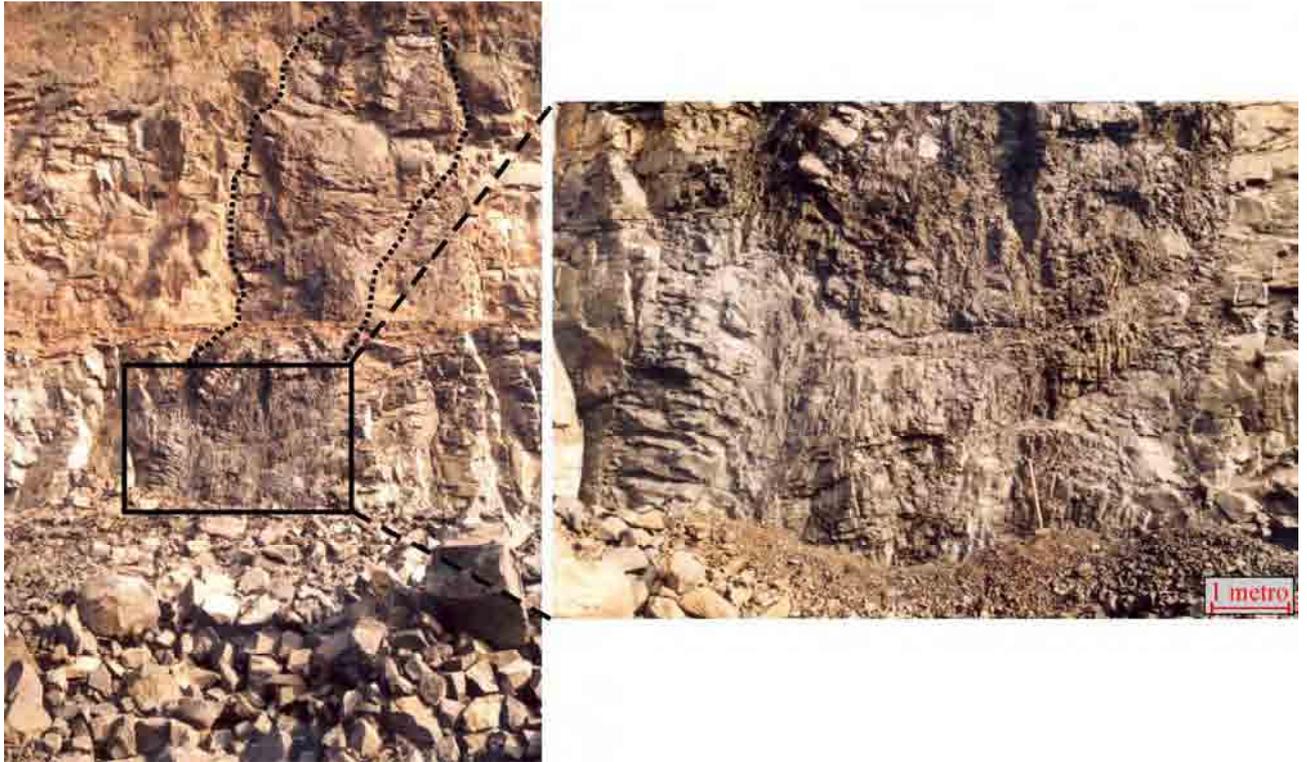


Foto V.6 – Dique de diabásio (rocha mais escura em destaque), cortando sill (rocha mais clara) localizado próximo à cidade de Ipeúna, na Pedreira Paviobras.

Os derrames de lava, que ocorrem na área investigada, estão localizados nas porções oeste e norte (Anexo 2, Fotos V.7 e V.8), envolvendo as regiões das cidades de Jaú, Brotas, Araraquara, Ribeirão Preto, Igarapava, Rifaina e Franca, no Estado de São Paulo, e São Sebastião do Paraíso, em Minas Gerais, sendo fundamentais para a comparação geoquímica com as rochas intrusivas. Esses basaltos estão assentados diretamente, de modo concordante horizontal ou subhorizontal, sobre os arenitos eólicos da Formação Botucatu, como mostra a Foto V.9. Nestes contatos é comum a ocorrência de zonas brechadas, formadas por clastos de basalto e arenito (Foto V.10). Os *intertraps* foram verificados em algumas áreas nas bordas dos derrames, como mostra a Foto V.11.

Cabe ressaltar que os magmatitos de São Sebastião do Paraíso possuem características conflitantes no que concerne a definição de sills e derrames. Favorecendo a primeira têm-se a granulação média a grossa da rocha comumente verificada na região, contudo não foi localizado contato lateral com o litotipo encaixante. Por outro lado, as características geomorfológicas relacionadas ao relevo de cuestas também é bastante habitual

na área, além da comum exposição da Fm. Botucatu e porção superior da Fm. Pirambóia, evidenciando a porção superior do Grupo São Bento e a conseqüente proximidade estratigráfica com os derrames.

Sendo assim, neste trabalho preferiu-se adotar a definição constada no mapeamento geológico executado pelo DNPM (1978), enunciando a região de São Sebastião do Paraíso como derrame, sendo que a real definição não influencia na conclusão da dissertação, já que mapeamento geológico não é o objetivo da mesma.



Foto V.7 – Borda do derrame de lava da Formação Serra Geral, formando extensas cuestas basálticas, na região da cidade de Rifaina, no norte do Estado de São Paulo, próximo ao Rio Grande.



Foto V.8 – Morro testemunho da seqüência de derrames de lava básica na região de São Sebastião do Paraíso, em Minas Gerais.



Foto V.9 – Contato, concordante e subhorizontal, dos derrames de lava da Formação Serra Geral com os arenitos da Formação Botucatu. Afloramento localizado próximo à cidade de Brotas.



Foto V.10 – Zona brechada, no contato da Formação Serra Geral com o arenito da Formação Botucatu, rica em clastos de basalto e arenito. Afloramento localizado próximo à cidade de Brotas.



Foto V.11 – *Intertrap* localizado em derrame próximo a cidade de Igarapava, norte do Estado de São Paulo, com camadas de arenito (Formação Botucatu) alterado pela ação do calor gerado pelo magma, com mais de 1 m de espessura.

Com o intuito de facilitar a abordagem petrográfica e geoquímica, estes corpos foram divididos em quatro grupos de ocorrência de rochas intrusivas, tendo como critério suas distribuições geográficas, sendo denominados de grupo de sills de Cajuru (GSC), Leme (GSL), Iracemápolis (GSI) e Paulínia (GSP), não significando porém constituírem corpos intrusivos únicos, como mostra a Figura V.1. Além disso, embora conste no mapa geológico a ocorrência de grandes corpos magmáticos aflorantes, a maior parte se encontra totalmente na forma de solo de alteração.

### **5.2– GRUPO DE SILLS DE CAJURU (GSC)**

O Grupo de Sills de Cajuru corresponde a uma área que soma aproximadamente 10.000 km<sup>2</sup>, envolvendo principalmente as cidades de Cajuru, Serra Alta, Santa Rita do Passa Quatro, Tambaú e Mococa. Embora a área seja relativamente grande, devido à ausência de pedreiras, os afloramentos foram localizados apenas em corte de estrada, alguns com rochas intemperizadas, onde o diabásio apresenta formas de “acebolamento”, como mostra a Foto V.12.

Nesta área, as rochas intrusivas estão encaixadas na porção superior do Supergrupo Tubarão, além do Grupo Passa Dois e Formação Pirambóia.

### **5.3– GRUPO DE SILLS DE LEME (GSL)**

Equivale a uma grande área de aproximadamente 5.500 km<sup>2</sup>, com sills e diques aflorantes, principalmente em cortes das estradas principais, como mostra a Foto V.13.

As intrusivas desta área se encontram alojadas na porção superior do Supergrupo Tubarão, e na parte inferior do Grupo Passa Dois. Envolvem as cidades de Casa Branca, Aguai, Conchal, Leme, Pirassununga e Cachoeira de Emas.

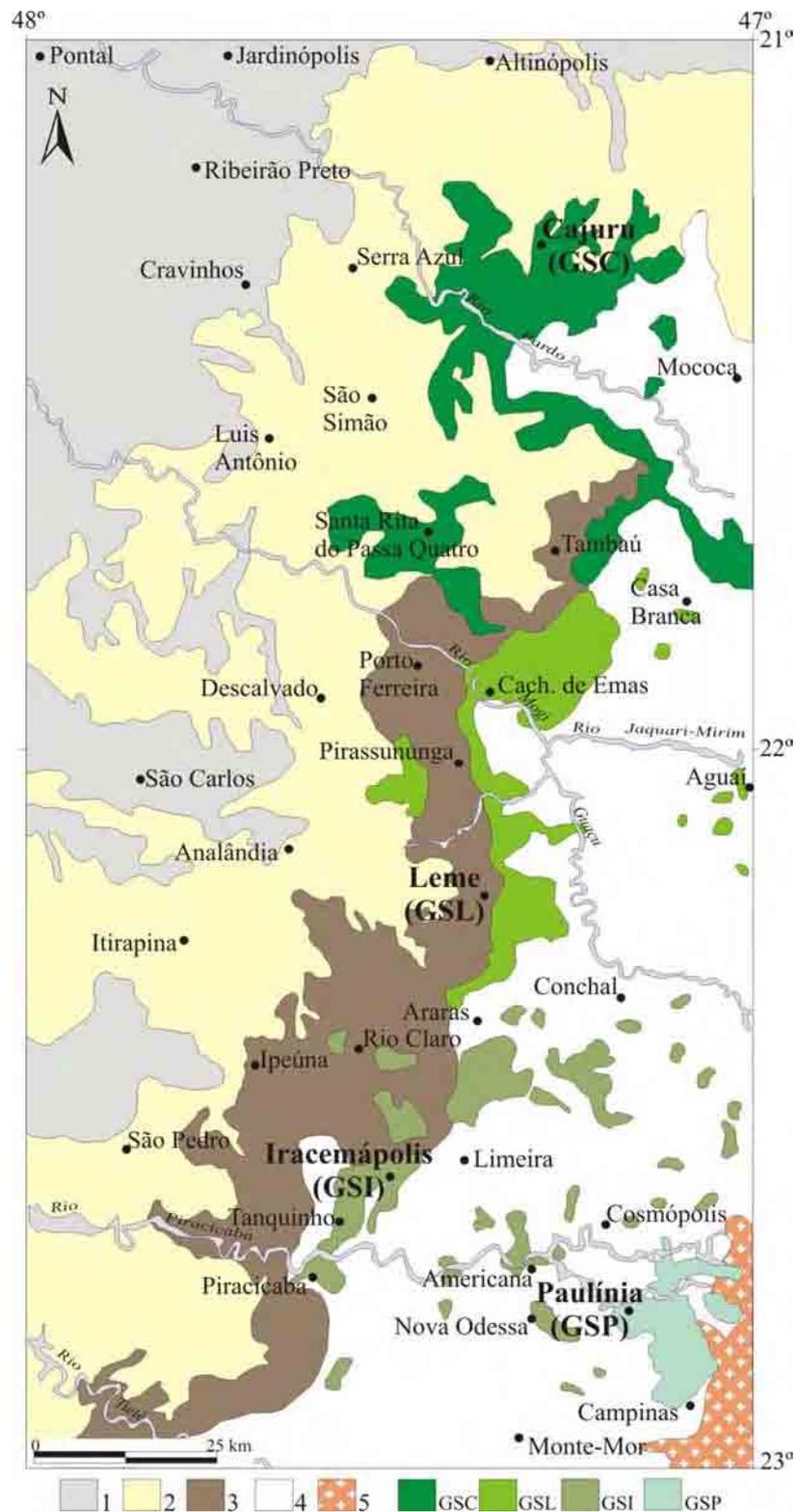


Figura V.1 - Mapa geológico da área investigada, correspondente às áreas de ocorrência dos sills, com a localização dos quatro grupos, sendo eles: Cajuru (GSC), Leme (GSL), Iracemópolis (GSI) e Paulínia (GSP). Simplificado de DNPM (1978) e IPT (1981). Legenda: (1) Derrames de lava – Formação Serra Geral; (2) Formações Botucatu / Pirambóia; (3) Grupo Passa Dois; (4) Supergrupo Tubarão; (5) Embasamento cristalino.



Foto V.12 – Sill localizado próximo à cidade de Tambaú, na região de GSC, onde a rocha apresenta-se parcialmente intemperizada, já com feições de “acebolamento”.



Foto V.13 – Dique de diabásio aflorante, com direção aproximada E-W em Aguai, na região denominada GSL.

#### **5.4– GRUPO DE SILLS DE IRACEMÁPOLIS (GSI)**

Trata-se da área com maior número de afloramentos, tendo em vista a localização de várias pedreiras para extração de brita, tais como Paviobras em Ipeúna, Basalto 4, Cavinato 1 e 2 em Limeira, Stavias em Assistência (distrito de Rio Claro) e Pedreira Nova Odessa em Nova Odessa (Foto V.14), além de outras desativadas nas regiões próximas a Americana, Iracemápolis e em diversos afloramentos em cortes de estrada.

As áreas de ocorrência somam aproximadamente 5.800 km<sup>2</sup>, e assim como GSL os corpos ígneos estão alojados principalmente na porção superior do Supergrupo Tubarão, e na parte inferior do Grupo Passa Dois, envolvendo principalmente as cidades de Araras, Rio Claro, Ipeúna, Iracemápolis, Tanquinho, Piracicaba, Americana, Nova Odessa, Cosmópolis e Limeira.

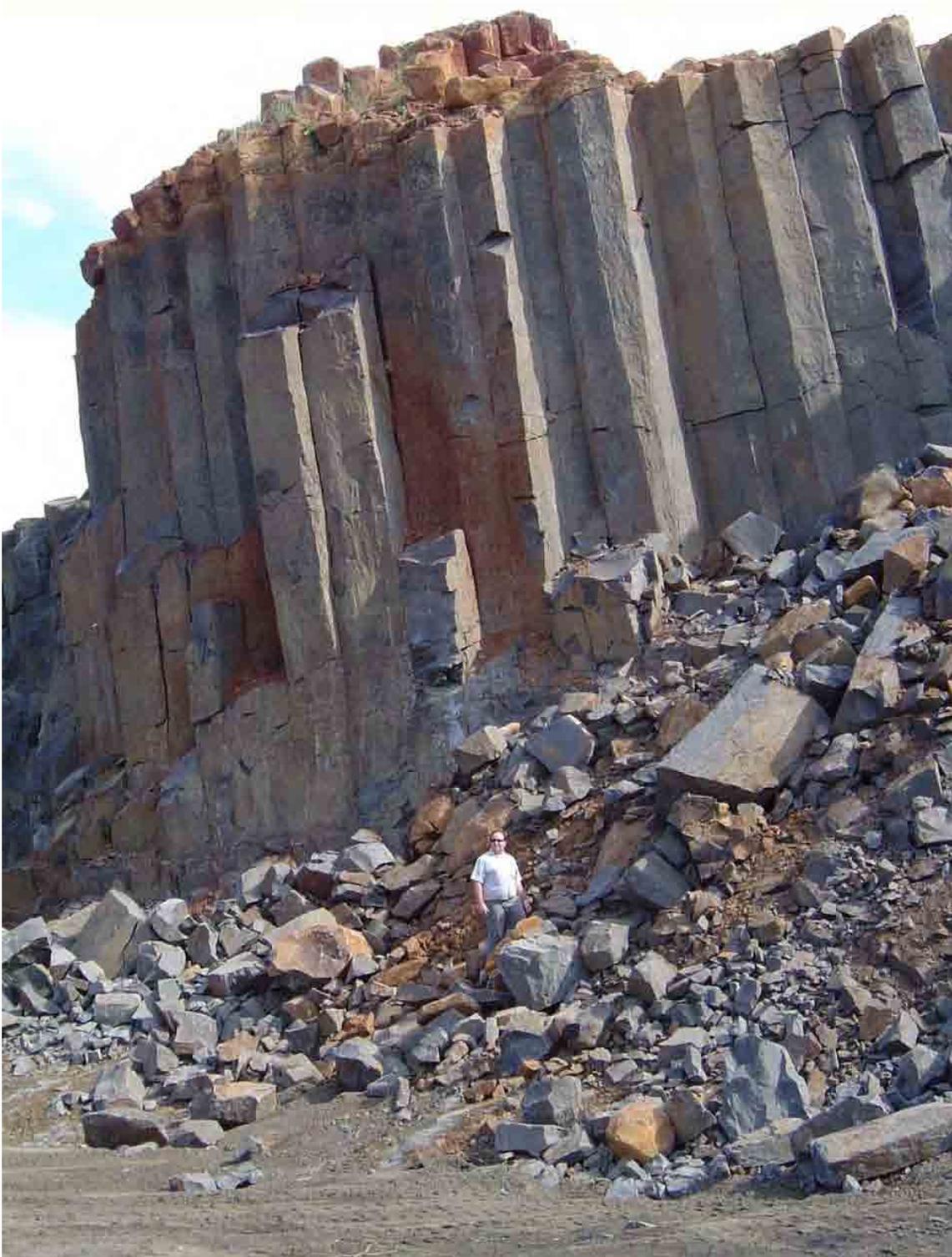


Foto V.14 – Pedreira de diabásio em Nova Odessa, onde ocorrem disjunções colunares perfeitas, em sill pertencente ao GSI.

### 5.5– GRUPO DE SILLS DE PAULÍNIA (GSP)

No Grupo de Sills de Paulínia, foram localizadas duas pedreiras para extração de brita, que foram importantes na coleta de amostras, sendo a Basalto 5 e a desativada Pedreira do Chapadão, além de outros afloramentos próximos ou dentro das cidades de Campinas e Paulínia, como mostra a Foto V.15.

A área de ocorrência totaliza aproximadamente 1000 km<sup>2</sup>, sendo que a intrusão ocorre na porção inferior do Grupo Itararé, bem próximo ao embasamento cristalino.

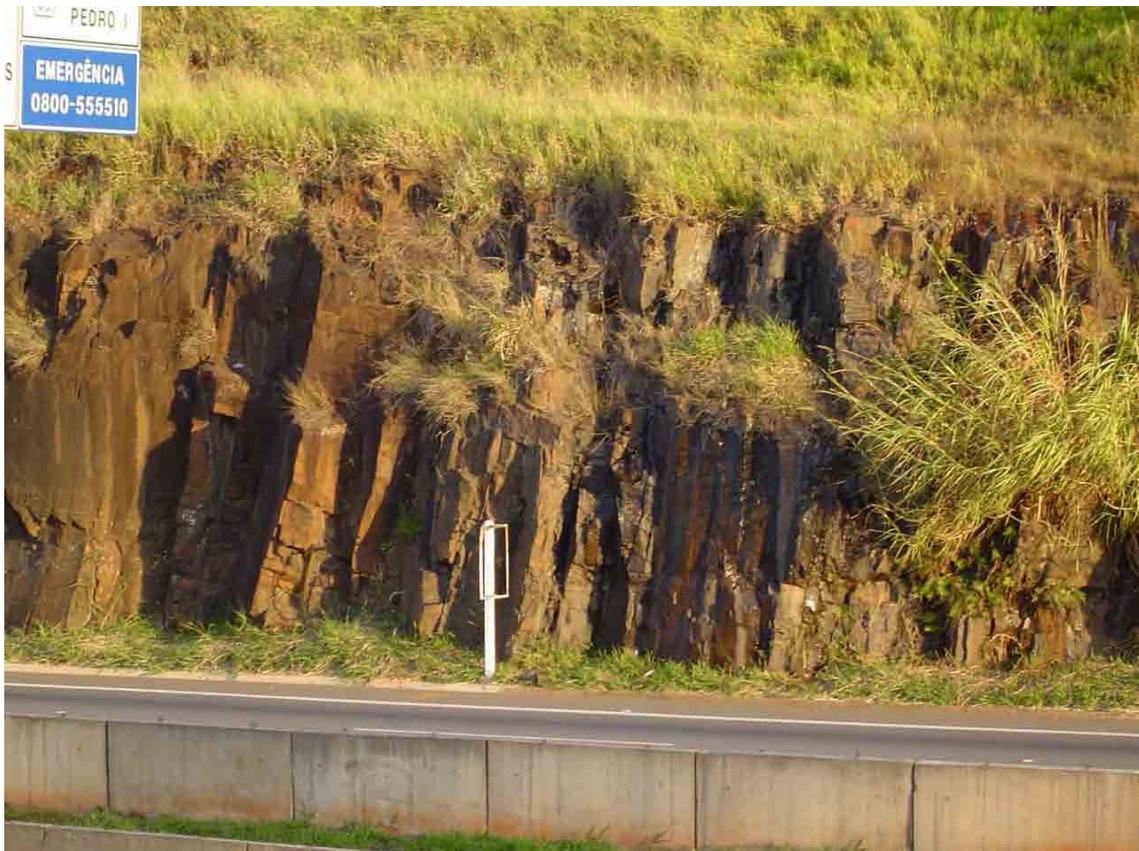


Foto V.15 – Afloramento de diabásio em GSP, exibindo fraturamento subhorizontal e subvertical, em corte de rodovia em Campinas.

---

## ASPECTOS PETROGRÁFICOS DAS ROCHAS INVESTIGADAS

### 6.1–CRITÉRIOS PETROGRÁFICOS E GENERALIDADES

A mineralogia das rochas investigadas, bem como as relações texturais, são relativamente simples, e há vários trabalhos publicados na literatura que tratam destes assuntos, tais como Wernick & Ebert (1967), que estudaram as rochas intrusivas na região de Rio Claro; Monteiro (1986) e Monteiro & Gomes (1988ab) que apresentam dados petrográficos e química mineral de um sill na região de Tanquinho, próximo à cidade de Iracemápolis; Carvalho et al. (1988), que estudaram as características petrográficas e geoquímicas dos sills das regiões de Limeira – Cosmópolis e Cajuru – Serra Azul; 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 na regiões de Reserva e Salto do Itararé, no Estado do Paraná, onde foram abordadas as características petrológicas e geoquímicas da rocha.

De maneira geral, a mineralogia destas rochas é composta essencialmente por plagioclásio, piroxênio (augita e pigeonita), minerais opacos (magnetita e ilmenita) e mesóstase (vítrea ou microgranular).

Neste trabalho as rochas intrusivas analisadas foram divididas de acordo com os grupos selecionados já citados, sendo grupo de sills de Cajuru (GSC), Leme (GCL), Iracemápolis (GSI) e Paulínia (GSP), como mostra a Figura V.1. Além disso, também foram selecionadas diversas amostras dos derrames de lava próximos. As descrições de todas as lâminas petrográficas estudadas são apresentadas no Anexo 1, e os locais de coleta no mapa do Anexo 3.

Cabe ressaltar, que os critérios para as descrições petrográficas adotados, estão apresentados de forma resumida no Anexo 1, cujas informações foram compiladas de Wernick (1975, 2003), Bard (1980), Dorado (1989), Best & Christiansen (2001) e Machado et al. (2003). As denominações petrográficas para as rochas investigadas, de maneira geral, são diabásio (rocha intrusiva) e basalto (rocha extrusiva).

As rochas estudadas, tanto as provenientes de derrames de lava como as intrusivas, possuem coloração variando de cinza até negra, com tons mais ou menos esverdeados,

predominantemente mesocráticas, como mostra a Foto VI.1, embora também ocorram termos mais leucocráticos, como é o caso do diabásio encontrado nas pedreiras Cavinato e Basalto 4, próximo a cidade de Limeira (Foto VI.2).

São em maioria holocristalina, contudo deve-se ressaltar que o grau de visibilidade e a presença de vidro estão diretamente relacionadas com as condições de cristalização da rocha, logo aquelas com rápido resfriamento, principalmente topo de derrame, além de diques e sills poucos espessos, tendem a apresentar características mais próximas de rochas hipocristalinas, hipovítreas e até holovítrea, dependendo por consequência do volume de material vítreo.

Sendo assim, esta grande variação nas condições de cristalização da rocha, ocasiona um intervalo pouco restrito de granulação, classificada como de vítrea a grossa (Tabela VI.1). Quanto ao tamanho relativo dos cristais, podem ser vitrofiricos, porfiríticos ou comumente inequigranular.

Tabela VI.1 – Critérios para descrição da granulação para rochas magmáticas, publicado em Wernick (1975).

<b>Granulação</b>	<b>Tamanho dos cristais (mm)</b>
<b>Muito Grossa</b>	30 a 100
<b>Grossa</b>	10 a 30
<b>Média</b>	1 a 10
<b>Fina</b>	0,1 a 1
<b>Densa</b>	0,009 a 0,1
<b>Vítrea</b>	(material vítreo)

Foram descritas rochas com granulação grossa (estrutura pegmatítica), leucocráticas a mesocráticas (Foto VI.3), principalmente nos corpos intrusivos próximos a Campinas, em GSP. A origem desta estrutura, provavelmente está ligada a uma diferenciação magmática, em uma porção do magma mais rica em voláteis, o que propiciaria uma melhor dispersão iônica e conseqüente desenvolvimento de cristais alongados, processo idêntico à geração de qualquer rocha com estrutura pegmatítica, como mostra a Foto VI.4.

Sendo assim, a denominação de estrutura pegmatítica, ou até mesmo textura pegmatítica, para estes diabásios grossos e leucocráticos, baseado no modo de ocorrência, parece mais adequada do que gabróide, termo usado por muitos pesquisadores, já que a mesma se refere a uma rocha plutônica (gabro) e não hipo-abissal (diabásio). Além disso, segundo Heinrich (1972), a estrutura pegmatítica pode ser usada como referência a qualquer rocha, que tenha passado por um processo de diferenciação magmática com concentração de voláteis e desenvolvimento de grandes cristais, independente da sua mineralogia.



Foto VI.1 – Amostra de diabásio coletada em sill próximo à cidade de Nova Odessa, predominantemente mesocrática e com granulação fina – média.



Foto VI.2 – Amostra de diabásio coletada na Pedreira Cavinato, próximo à cidade de Limeira. De maneira isolada na região, este sill representa uma rocha com aspecto leucocrático e grossa.



Foto VI.3 – Sill de diabásio próximo de Campinas, localizado na Pedreira Basalto 5, em GSP, com sinais evidentes de diferenciação magmática, onde uma porção mais leucocrática (indicado pela seta), localmente com estrutura pegmatítica, se diferencia da rocha mesocrática.



Foto VI.4 – Diabásio com granulação grossa (pegmatítico), com grandes cristais de piroxênio (augita) distintamente aciculares (no detalhe). Amostra coletada em sill localizado na Pedreira Basalto 5, em GSP.

## 6.2–TEXTURAS

Existe uma grande variedade de texturas que ocorrem nas rochas investigadas (intrusivas e derrames), 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, subofítica e ofítica são comuns nas rochas com resfriamento mais lento, como porções interiores dos derrames de lava e sills espessos. Já aquelas do tipo intersertal, hialofítica, granofírica e pilotaxítica são indicativas de resfriamento rápido, correspondendo a topo de derrames, borda de sills e diques poucos espessos. Cabe ressaltar que todas elas estão descritas no Anexo 1.

De fato, a textura mais comum, nas rochas investigadas, é a intergranular (Foto VI.5), onde cristais euhédricos e subhédricos ripiformes de plagioclásio apresentam grãos intersticiais de clinopiroxênio. Menos comum, porém freqüente, é a textura subofítica, variação da intergranular, caracterizada por cristais ripiformes de plagioclásio parcialmente incluídos em cristais de piroxênio, como mostra a Foto VI.6, e a ofítica, caracterizada pela ocorrência de cristais grossos e prismáticos de piroxênio que envolvem totalmente os cristais ripiformes de plagioclásio, como mostra a Foto VI.7.

Também ocorrem a textura granofírica, caracterizada por um intercrescimento de feldspato alcalino e quartzo microgranular com formas vermiculares ou dendríticas (Foto VI.8), e a textura intersertal, com cristais ripiformes de plagioclásio envolvidos pela mesóstase vítrea (Foto VI.9).



Foto VI.5 – Diabásio com textura intergranular, onde cristais ripiformes de plagioclásio apresentam grãos intersticiais de clinopiroxênio, além de minerais opacos subhedrais. Amostra coletada em sill no distrito de Assistência, próximo a cidade de Rio Claro. Nicóis paralelos.



Foto VI.6 – Amostra de diabásio, coletada em dique na cidade de Rio Claro, exibindo textura subofítica, onde cristais ripiformes de plagioclásio encontram-se parcialmente engolfados por cristais de piroxênio (cor acastanhada), também ocorrem minerais opacos e mesóstase microgranular. Nicóis paralelos.



Foto VI.7 – Diabásio coletado em sill próximo a cidade de Campinas, exibindo localmente textura ofítica, onde cristais ripiformes de plagioclásio são envolvidos totalmente por cristal de piroxênio prismático. Observam-se também minerais opacos e mesóstase microgranular. Nicóis cruzados.



Foto VI.8 – Diabásio coletado em dique próximo a cidade de Rio Claro, exibindo textura granofíbrica, com material de composição félsica microgranular, com forma vermicular (em destaque), conferindo aspecto gráfico. Ocorrem também minerais opacos, mesóstase microgranular e cristais prismáticos de plagioclásio. Nicóis cruzados.



Foto VI.9 – Textura intersertal em amostra coletada próximo a cidade de Iracemápolis. O material vítreo, rico em cristalitos, ocupa os interstícios dos cristais ripiformes de plagioclásio. Nicóis paralelos.

Menos comuns são as texturas pilotaxíticas, onde os cristais ripiformes e microlíticos de plagioclásio se encontram orientados segundo direção de fluxo magmático e hialofítica, com cristais de plagioclásio e augita bordejados por uma mesóstase vítrea. Cabe ressaltar que estas texturas são mais comuns nos derrames do que nas intrusivas como mostram as Fotos VI.10 e VI.11.



Foto VI.10 – Amostra coletada em topo de derrame, próximo a cidade de Franca, com ocorrência de textura pilotaxítica, onde cristais ripiformes de plagioclásio estão orientados segundo direção de fluxo da lava (indicada pela seta). Nicóis cruzados.

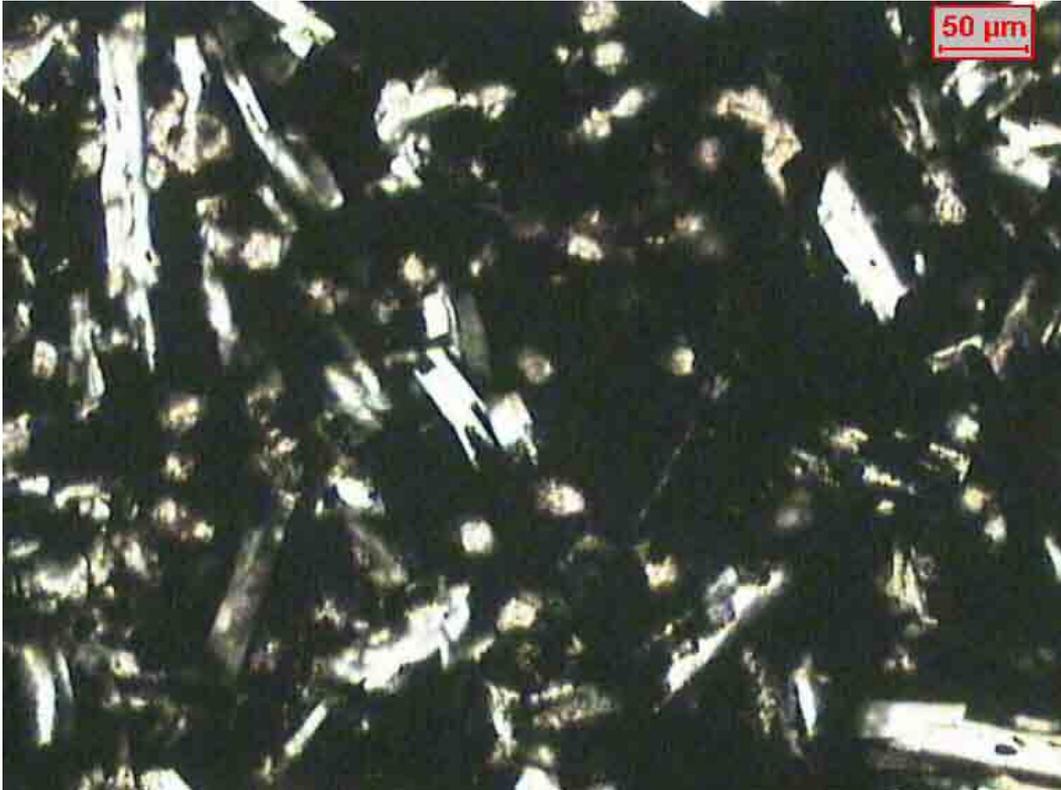


Foto VI.11 – Textura hialofítica em amostra coletada em topo de derrame, na Serra do Canta Galo, próximo a cidade de Ipeúna, onde cristais ripiformes de plagioclásio encontram-se dispersos em mesóstase vítrea. Nicóis cruzados.

### 6.3–MINERALOGIA

A mineralogia observada nos corpos intrusivos e derrames de lava investigados é constituída por plagioclásio, piroxênios (augita e pigeonita) e minerais opacos (magnetita, ilmenita e sulfetos). A mesóstase está sempre presente, podendo ser microgranular, micrográfica (variedade da microgranular) ou vítrea. Em quantidades subordinadas, é comum a presença de olivina (freqüentemente como pseudomorfos), e apatita.

Também foram identificados outros minerais secundários, tais como celadonita, bastante freqüente, além de quartzo, carbonato e clorita, e raros cristais de zircão, epidoto, titanita, anfibólio e biotita.

Cabe ressaltar que a mineralogia nas rochas intrusivas e derrames não é homogênea. Em algumas ocorrências a variação, em um mesmo afloramento, é notável, principalmente nas intrusivas, onde, diferente dos derrames, se têm um ambiente fechado, podendo ocorrer uma maior circulação de voláteis, menor velocidade de cristalização e conseqüente favorecimento na dispersão iônica, possibilitando assim a cristalização de diferentes fases minerais.

#### 6.3.1 – Plagioclásio

Os cristais de plagioclásio possuem formas ripadas, mais ou menos alongadas, e até microcristais (micrólitos) presentes na mesóstase, cujo tamanho varia de micrométrico até grosseiro, conforme mostram as descrições do Anexo 1.

Para se obter uma idéia sobre a composição dos plagioclásios, foi utilizado o método de Michel-Levy, publicado em Kerr (1977), onde foram analisados cerca de 5 a 10 cristais bem formados e geminados, em cada lâmina petrográfica, sendo estatisticamente considerado aquele com maior valor no ângulo de extinção. Embora este método não seja tão eficiente quanto os resultados obtidos pela platina universal ou microsonda eletrônica, os valores mostram-se condizentes aos publicados em outros trabalhos, como descrito no Anexo 1, onde os resultados mostraram uma composição mais próxima a labradorita.

As estimativas da freqüência mineralógica de cristais de plagioclásio nos corpos investigados indicaram um volume variando de 25% até 50%, não apresentando diferenças significativas entre os quatro grupos de sills e derrames. Contudo a média da concentração nos grupos varia de 35% a 40%, sendo 33% nas porções mais grossas dos derrames

estudados. Cabe ressaltar que estes valores são referentes às amostras que apresentam textura intergranular e/ou subofítica, critério que também foi utilizado na determinação da frequência de outros minerais.

Quando a rocha apresenta um volume maior de mesóstase vítrea, os cristais de plagioclásio comumente apresentam a borda corroída pelo material vítreo ou microgranular, ocasionando cristais ocos e com terminações em “cauda de andorinha”, como mostra a Foto VI.12. Este tipo de feição, denominada de embaiamento, indica a reação descontínua entre o plagioclásio e o líquido magmático residual. Já com relação aos cristais de piroxênio, os contatos são retos e ocasionalmente irregulares.

Em muitas amostras, os cristais de plagioclásio mostram-se com aspecto alterado, tornando difícil o reconhecimento de suas maclas, possivelmente devido aos efeitos da circulação de fluídos residuais (estágios submagmáticos). Também são comuns as geminações do tipo albita, e menos freqüente Carlsbad e periclínio.

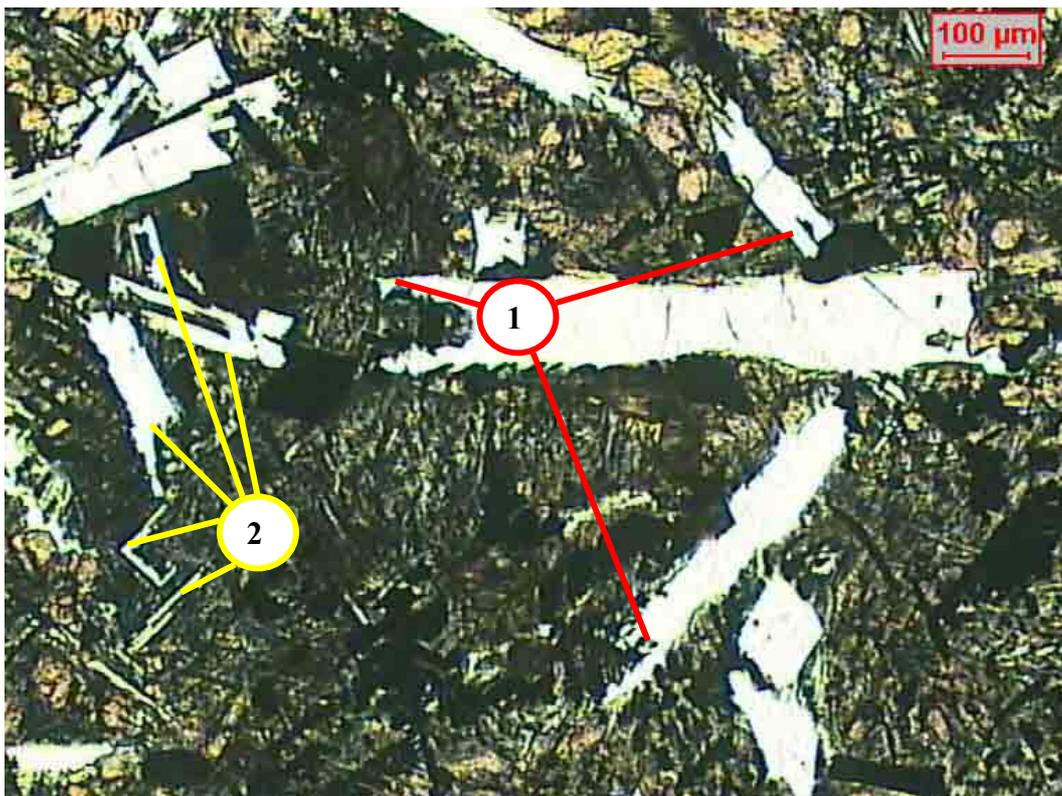


Foto VI.12 – Amostra de diabásio em dique próximo a cidade de Ipeúna, Pedreira Paviobras, mostrando cristais ripiformes de plagioclásio, com terminações em “cauda de andorinha” (1) e ocos (2), corroídos pela mesóstase microgranular. Também ocorrem cristais de minerais opacos e anhedrais acastanhados de piroxênios. Nicóis paralelos.

### 6.3.2 – Piroxênios

A augita geralmente encontra-se como cristais subhedrais e outras vezes anhedrais, com forma prismática ou granular e, com freqüência, associadas a minerais característicos de produtos de alteração identificados como celadonita e menos frequente clorita. A estimativa mineralógica dos cristais de piroxênios, sobretudo augita, admitindo-se novamente somente as amostras com texturas intergranular e/ou subofítica, indicou uma concentração variando de 20% a 40% do volume da rocha para os corpos intrusivos. A média entre os quatro grupos de rochas intrusivas varia de 20% a 25%, sendo 17% nas porções mais grossas dos derrames estudados, como mostram as descrições do Anexo 1. Cabe ressaltar que as maiores concentrações de augita, em torno de 25%, estão localizadas no GSP, embora estas variações sejam pouco significativas.

O tamanho dos cristais varia de micrólitos até aproximadamente 2 mm nas rochas de granulação grossa. Nos sills do GSC e GSP é bastante comuns os cristais de augita englobarem parcialmente pseudomorfos de olivina. Já no GSI, é mais freqüente a substituição da pigeonita pela augita.

Também foram identificados, no GSP, diabásios com cristais de augita centimétricos, com formas aciculadas, com granulação grossa a muito grossa (pegmatítica), como mostra a Foto VI. 4.

A pigeonita é outro piroxênio presente na mineralogia destas rochas. Ocorre sempre em menor volume que a augita, com porcentagem variando de 0 a 10%. O hábito é granular, amebóide e até prismático. Próximo a Limeira (GSI), nas pedreiras Basalto 4 e Cavinato as concentrações deste mineral chegam até 10%, possivelmente relacionado a um processo de diferenciação magmática localizado.

Cabe ressaltar que, para a distinção microscópica entre os cristais de pigeonita e augita, fez se uso do maior relevo e baixo ângulo 2V da pigeonita, próximo a 20°. Estes parâmetros de distinção entre os dois minerais, já foram utilizados por outros autores em rochas basálticas da Bacia do Paraná, tais como Nardy (1988, 1995), Carvalho et al. (1988), Pinese (1989), Maniesi (1991) e Machado (2003).

### 6.3.3 – Minerais Opacos

Os minerais opacos representam de 4% a 10% do volume das rochas estudadas (derrames e intrusivas), raramente chegando a 15%, em rochas exibindo texturas intergranular e/ou subofítica. O hábito desses minerais varia de cúbico, octaédrico, prismático, tabular, acicular, amebóide até esqueletiforme (Foto VI.13). Além disso, são comumente descritos na mesóstase, na forma de microcristais aciculados (cristalitos).

Segundo as estimativas mineralógicas, a média entre os quatro grupo estudados varia de 4% a 8%, sendo relativamente maior nos sills do GSP, próximo de Campinas, já nos derrames a média é em torno de 6%. Foi possível verificar também que os minerais opacos, com forma acicular, são predominantes em rochas com características de resfriamento rápido, com a presença de mesóstase vítrea e cristais de plagioclásio mal formados.

Segundo o trabalho de Monteiro (1986), através do uso de microsonda eletrônica, em amostras coletadas em um sill localizado no município de Tanquinho, próximo à cidade de Iracemápolis, os minerais opacos pertencem a duas fases minerais, representados por magnetita e ilmenita.

Cabe ressaltar que os minerais opacos estão associados não só a mineralogia primária da rocha, mas também a minerais de alteração do piroxênio e olivina, processo denominado de bastitização.

### 6.3.4 – Olivina

A olivina é mais comum, tanto nos derrames de lava como nas intrusivas, na forma de pseudomorfos de filossilicatos de coloração esverdeada (possivelmente celadonita). Constituem cristais subhedrais e anhedrais, representando até 5% do volume da rocha, freqüentemente inclusas na augita, aparentando ser substituída por esta.

Nos grupos de rochas intrusivas investigadas, a média de concentração é claramente mais alta nos sills do GSP, onde algumas amostras chegam a 5% de olivina no volume total da rocha, tanto na forma de cristais bem formados ou como pseudomorfos, como mostra a Foto VI.14. Cabe ressaltar que não foram identificados cristais de olivina em diabásio grosso, com estrutura pegmatítica, tanto em GSP como em GSI.

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, encontrado na grande maioria dos grãos. Essa interpretação também é compartilhada por outros autores, tais como Ruegg (1969) e Maniesi (1991).



Foto VI.13 – Amostra de diabásio em dique próximo a cidade de Ipeúna, com textura intergranular (plagioclásio de cor branca, piroxênio acastanhado), além da presença de mesóstase microgranular e cristais de minerais opacos (cor preta), com aspecto esqueletiforme (centro da foto). Nicóis paralelos.

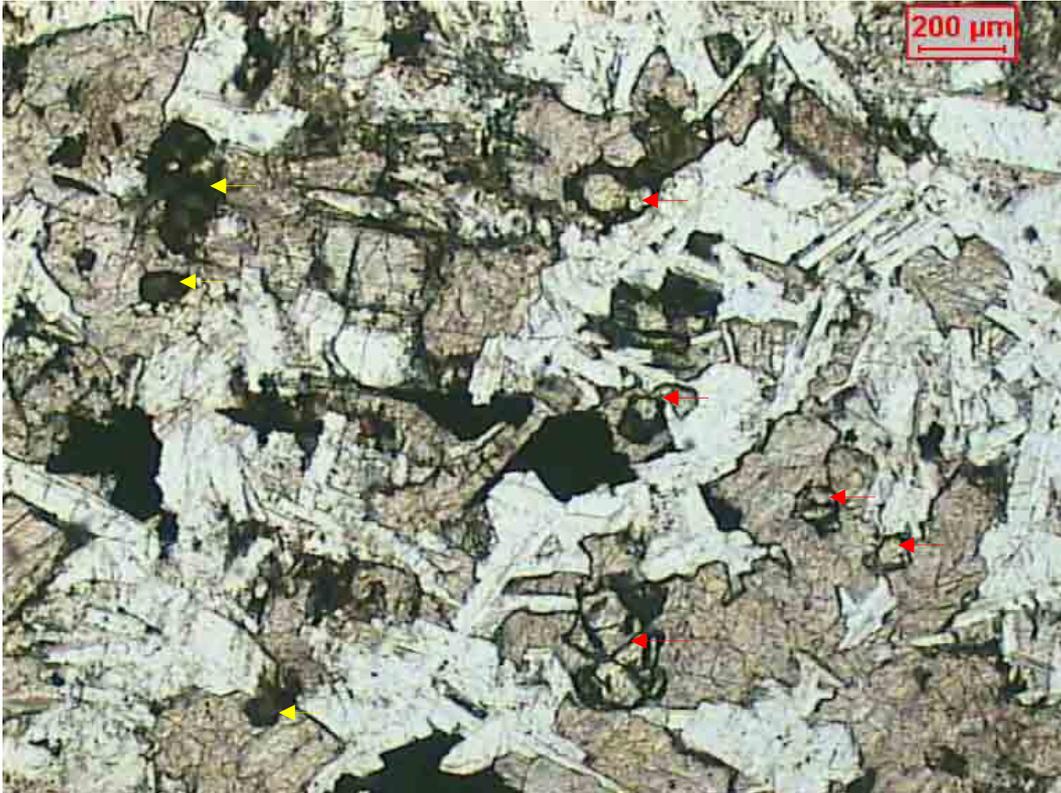


Foto VI.14 – Cristais de olivina (setas vermelhas) e pseudomorfos (setas amarelas), em amostra de diabásio com textura subofítica, com cristais ripiformes de plagioclásio, piroxênios acastanhados e minerais opacos. Amostra coletada em possível dique próximo à Campinas, em GSP. Nicóis paralelos.

### 6.3.5 – Mesóstase

A mesóstase, ou matriz, ocorre nas formas microgranular, vítrea, 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 40% do volume das rochas.

A mesóstase vítrea é comum em topos de derrames de lava, além de diques e sills pouco espessos, tendo em vista o rápido resfriamento da rocha em contato com o litotipo encaixante. De maneira geral, podem chegar a até 60% do volume da rocha, e apresentam coloração amarronzada a negra, quando alteradas adquirem tons mais esverdeados.

Quanto a mesóstase micrográfica, é 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 Foto VI.8. Nos corpos intrusivos mais diferenciados, chega a atingir 10% do volume da rocha, como é o caso de alguns afloramentos do GSI.

Já a mesóstase de alteração é composta por minerais, na forma de microcristais, resultantes principalmente da saussuritização do plagioclásio, e pela palagonização do material vítreo, gerando argilo-minerais de coloração esverdeada (celadonita). 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 os resultados.

### 6.3.6 - Apatita

A apatita está presente em todas as amostras analisadas, podendo chegar até 3% do volume da rocha, com formas prismáticas euhedrais ou subhedrais e até aciculares, presentes principalmente na mesóstase microgranular. Embora pouco freqüente, ocorrem cristais hexagonais, indicando corte basal do cristal, como mostra a Foto VI.15.

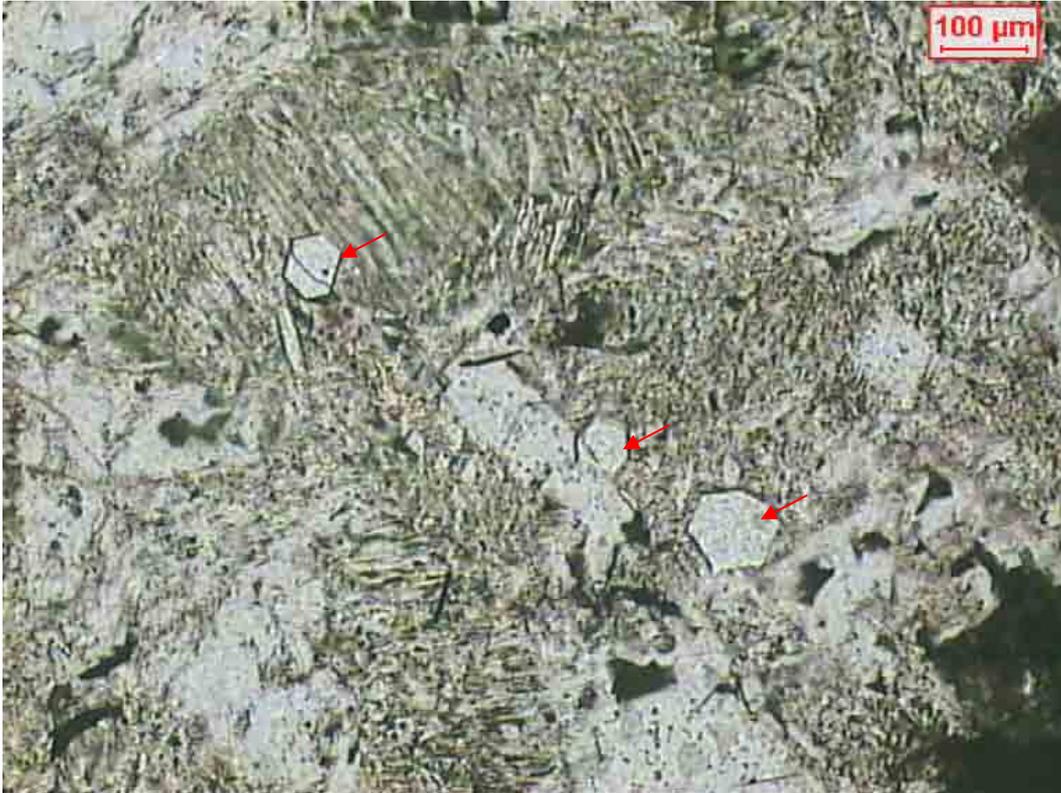


Foto VI.15 – Cristais hexagonais de apatita (seta), em meio da mesóstase microgranular e cristais de plagioclásio com bordas corroídas, em amostra de diabásio coletada em sill próximo a cidade de Limeira (GSI). Nicóis paralelos.

### **6.3.7 – Amígdalas e Vesículas**

A presença de amígdalas e vesículas deve-se ao escape de gases nos estágios finais da cristalização magmática, permitindo sua ascensão para regiões de menor pressão, sendo encontradas tanto nos derrames de lava como nas rochas intrusivas. As amígdalas são normalmente preenchidas por quartzo (e suas variedades), calcita, zeólitas ou argilo-mineral de coloração esverdeada, provavelmente celadonita.

Nas rochas intrusivas investigadas, foi constatada a presença destas cavidades nos limites dos sills (mais freqüente no topo), e nos diques poucos espessos, como é o caso de um dique próximo a Ipeúna (GSI), onde as amígdalas estão preenchidas pelo próprio material vítreo e os seus limites bordejados tangencialmente por microcristais de plagioclásios (Foto VI.16), indicando que no momento da formação das vesículas o processo de cristalização dos minerais e a consolidação do material vítreo ainda estava ocorrendo.

### **6.3.8 - Outros Minerais**

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

Nos corpos intrusivos do GSC e derrames de lava próximo a cidade de Franca foi identificado calcita e pirita, em exame macroscópico, preenchendo zonas de fratura da rocha, como mostram as Fotos VI.17A e B.

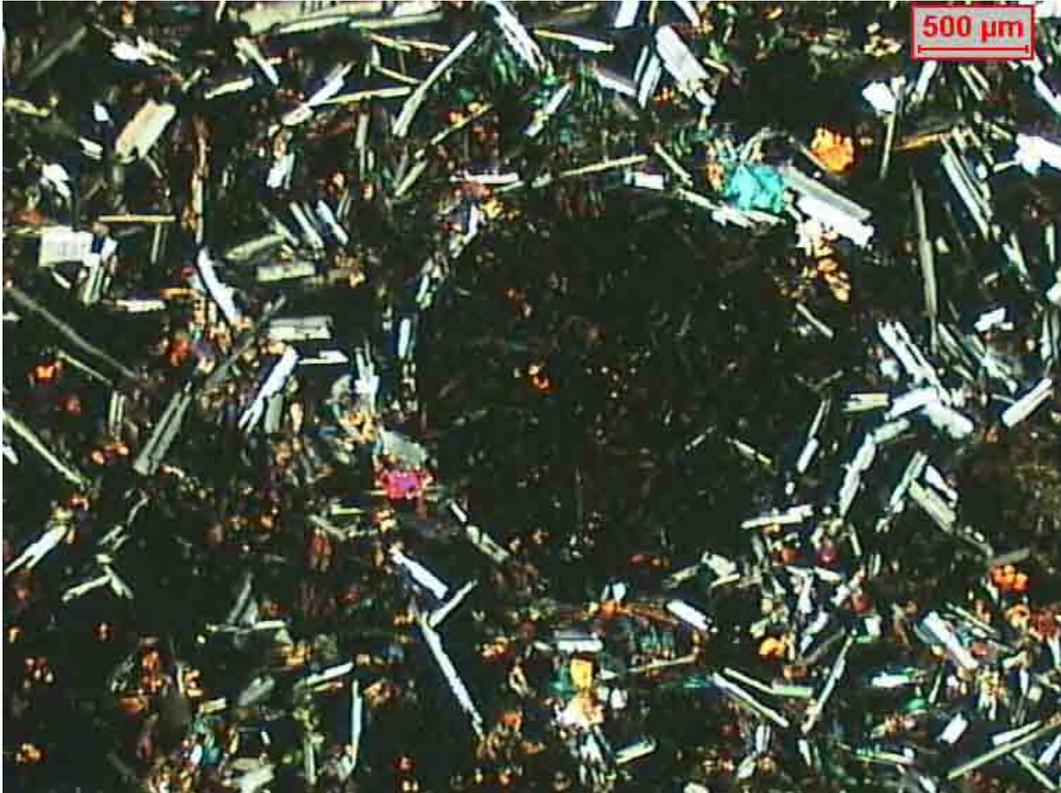


Foto VI.16 – Diabásio coletado em dique próximo à cidade de Ipeúna (GSI), com amígdala (centro da foto) preenchida pelo próprio material vítreo e seus limites bordejados tangencialmente por microcristais de plagioclásio aciculados. Nicóis cruzados.



Foto VI.17 – Fraturas preenchidas por pirita (A) e calcita (B), respectivamente em derrame próximo a cidade de Ribeirão Preto e sill próximo a cidade de Limeira (GSI), na Pedreira Cavinato 2.

O quartzo é um mineral relativamente comum, tanto nas amígdalas (incluindo suas variedades), ou individualizado, com forma anedral, na própria mineralogia da rocha. Já o carbonato, representado pela calcita, não só ocorre preenchendo fraturas e amígdalas, mas também como mineral de alteração do plagioclásio, como mostra a Foto VI.18.

A ocorrência de zircão é mais rara, presente de modo muito esporádico, junto com a mesóstase micrográfica, sendo restrito a poucos cristais, não chegando a 0,5%. Contudo seu alto relevo torna o reconhecimento bastante fácil.

Por fim, outros minerais, com concentrações menores que 1%, e tidos como de alteração que substituem parcialmente ou totalmente a mineralogia primária da rocha são: celadonita, clorita, biotita, hornblenda, epidoto, titanita, e óxidos e hidróxidos de ferro de coloração avermelhada ou amarelada.



Foto VI.18 – Cristal de calcita no centro da foto, indicado pela seta, com clivagem romboédica, entre os cristais de plagioclásio, resultado da alteração dos mesmos. Amostra de diabásio coletada na Pedreira Stavias, no distrito de Assistência, próximo a cidade de Rio Claro (GSI). Nicóis cruzados.

#### 6.4 - Análise Modal dos Minerais dos diferentes Grupos de Sills Investigados

As análises modais dos minerais, efetuadas através da contagem de 800 pontos por lâmina petrográfica selecionada, através do uso do aparelho de contagem “Swift – Model F415C”, foi de grande importância para comprovação dos valores estimados na frequência mineralógica, como mostra o Anexo 1.

Para a seleção das amostras foram utilizadas somente lâminas petrográficas onde a estimativa da composição mineralógica indicou concentração de plagioclásio entre 40% a 50%, piroxênio entre 20% a 30%, granulação fina a média e texturas intergranular e/ou subofítica.

As amostras selecionadas foram KS 520 e KS 521 em GSI, KS 550 e KS 562 em GSL, KS 563 e KS 564 em GSC e KS 593 e KS 602 em GSP, com resultados muito próximos aos obtidos pela estimativa da frequência mineralógica, como mostram a Tabela VI.2 e Anexo 1.

Sendo assim, nas amostras selecionadas, a concentração dos minerais parece não variar sensivelmente entre os corpos intrusivos estudados, com plagioclásio em torno de 31,5% até 43,6% para a granulação mais frequente (0,1 – 1 mm) e 0,3% até 6,5% para cristais maiores que 1 mm.

Os piroxênios também não apresentam nenhuma tendência na variação mineralógica entre os grupos investigados, a augita, 0,1 – 1 mm, apresenta valores de 21,2% a 30%, e até 1,2% para maiores que 1 mm. Já a concentração da pigeonita parece ser, de modo geral, inversamente proporcional a concentração da olivina, como mostra a Tabela VI.2, onde o mineral chega a 2,2% na amostra KS 520 do GSI, com 1% de olivina, diferente da amostra KS 593 do GSP, com 0,5% de pigeonita e 2,9% de olivina. Sendo assim, ficou evidente a maior concentração do mineral magnésiano nos corpos intrusivos próximo do GSP, em Campinas.

Já os minerais opacos variam de 2% até 7%, com cristais de 0,1 a 1 mm, e até 0,8% nos cristais maiores que 1 mm, onde se observou uma maior concentração em GSI, com valores de 6,7% e 7,2%.

Por fim, a mesóstase microgranular, varia de 18,6% a 35,5% nas amostras selecionadas, sem grandes variações entre os grupo de sills invetigados.

Tabela VI.2 – Resultados da análise modal das rochas dos diferentes grupos de sills investigados, onde para cada amostra selecionada foram contados 800 pontos, com o uso do aparelho de contagem “*Swift – Model F415C*”.

Amostras	GSI		GSL		GSC		GSP	
	KS 520 (%)	KS521(%)	KS 550(%)	KS 562(%)	KS 563(%)	KS 564(%)	KS 593(%)	KS 602(%)
<b>Mineralogia</b>								
Plag (>1mm)	1,7	1,8	2,8	6,5	2,2	0,3	0,7	0,6
Plag (0,1 - 1mm)	43,6	36,3	31,5	32,6	34,4	38,7	41	36,9
Aug (>1mm)	0,4	0,1	1,2	1	0,8	0,6	0,7	0
Aug (0,1 - 1mm)	25,3	21,9	21,2	24,1	22	28,9	28,2	30
Pig (0,1 - 1mm)	2,2	1,5	1	1,8	2	2,3	0,5	0,5
Olivina	1	1	0,6	0,1	0,4	0	2,9	2
Opacos (>1mm)	0	0,7	0	1	0,6	1	0,8	0
Opacos (0,1 - 1mm)	7,2	6,7	6,2	5,6	4,8	2	3,6	5
Meso. Microgranular	18,6	30	35,5	26,7	32,8	26,2	21,6	25
Meso. Micrográfica	0	0	0	0,6	0	0	0	0
Meso. Vítreo	0	0	0	0	0	0	0	0
Total (%)	100	100	100	100	100	100	100	100
Total Pontos	800	800	800	800	800	800	800	800

---

## ASPECTOS GEOQUÍMICOS DAS ROCHAS INVESTIGADAS

### 7.1–CLASSIFICAÇÃO, NOMENCLATURA E TIPOS LITOLÓGICOS

As descrições petrográficas das amostras dos derrames de lava e das rochas intrusivas, mostraram uma mineralogia constituída essencialmente por plagioclásio, augita, pigeonita e minerais opacos. Contudo, observou também a presença de mesóstase, algumas vezes caracterizada por minerais de quartzo e feldspato alcalino. Com isso, considera-se oportuno realizar a classificação e nomenclatura das amostras investigadas baseada também em dados químicos.

Sendo assim, das amostras coletadas nos locais indicados no Anexo 3, um total de 62 amostras (24 – derrames e 38 - intrusivas), foram selecionadas para análise de elementos maiores, menores e traços, além de 8 amostras para ETRs (3 – derrames e 5 - intrusivas), cujos locais de coleta estão demonstrados no Anexo 4.

Os dados foram projetados em diversos diagramas, onde foi possível elaborar interpretações sobre as diferentes características químicas das rochas. Cabe ressaltar que toda a metodologia seguida no preparo das amostras e obtenção dos dados está descrita no Capítulo II.

Sendo assim, as amostras foram classificadas seguindo as definições propostas por Irvine & Baragar (1971), enquanto que para a nomenclatura, foram seguidos os modelos de Zanettin (1984) e Le Bas et al. (1986), através do diagrama  $\text{SiO}_2$  x álcalis, e De La Roche et al. (1980), modificado para o campo dos basaltos por Bellieni et al. (1981), através do diagrama  $R_1$  x  $R_2$ .

Para efeito comparativo, as amostras das rochas intrusivas e derrames de lava foram assinaladas com símbolos diferentes. Além disso, deve-se considerar que, por apresentarem uma mineralogia primária essencialmente anidra, as amostras que apresentaram  $\text{LOI} > 2\%$  não foram lançadas nos diagramas específicos, tendo em vista que este valor pode estar relacionado a minerais secundários de alteração.

A natureza subalcalina e toleítica dos corpos investigados (derrames e intrusivas) pode ser observada através do diagrama **A** ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) - **F** ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ) – **M** ( $\text{MgO}$ ), onde todas elas estão localizadas acima da linha de Irvine & Baragar (1971) no campo toleítico, Figura

VII.1. Tal tendência também é confirmada pela mineralogia modal, com presença de dois piroxênios (augita e pigeonita) e pela presença de quartzo normativo, Tabela VII.1. Verifica-se também na Figura VII.1, que as amostras mais diferenciadas da Pedreira Cavinato estão levemente deslocadas em direção ao vértice dos álcalis.

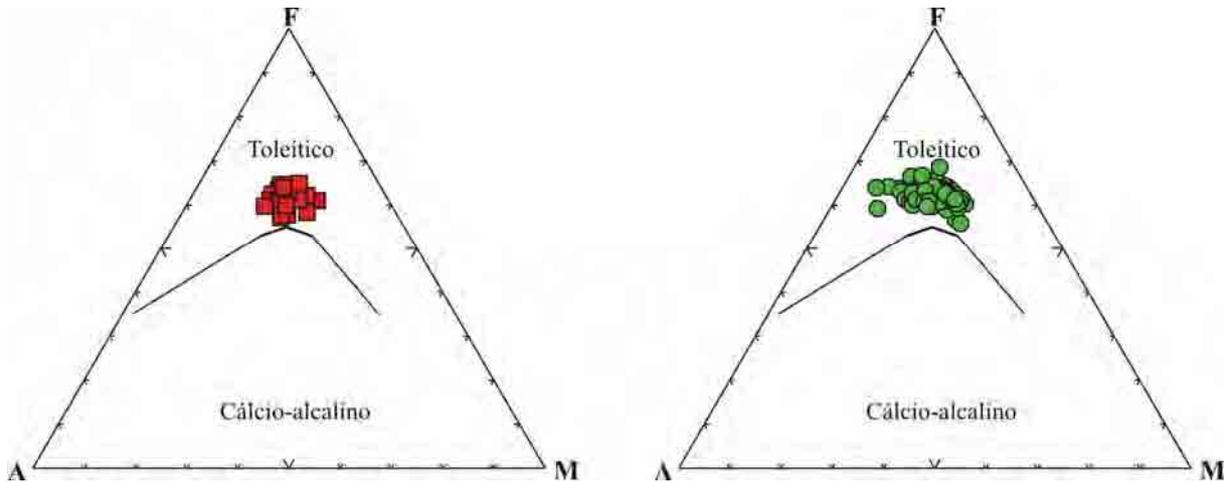


Figura VII.1 - Diagrama do tipo A ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) - F ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ) - M ( $\text{MgO}$ ) dos corpos básicos estudados, com linha divisória entre os campos segundo Irvine & Baragar (1971). Legenda: quadrados - derrames de lava; círculos - rochas intrusivas.

Além disso, a afinidade toleítica das rochas também pode ser demonstrada através do diagrama álcalis ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) x sílica ( $\text{SiO}_2$ ), onde observa-se que a maioria das amostras localiza-se no campo dos basaltos toleíticos, com concentrações em sílica variando de 47,77% a 51,99% e álcalis entre 3,59% e 5,27%, como mostra a Figura VII.2. Um outro grupo, com concentrações em sílica um pouco maior, variando de 53,56% a 55,31% e entre 5,31% e 6,44% de álcalis, localiza-se no campo do traqui-andesito basáltico. As amostras deste grupo são mais diferenciadas que as demais e foram coletadas na Pedreira Cavinato, localizada no município de Limeira, pertencente ao grupo de sills de Iracemópolis (GSI).

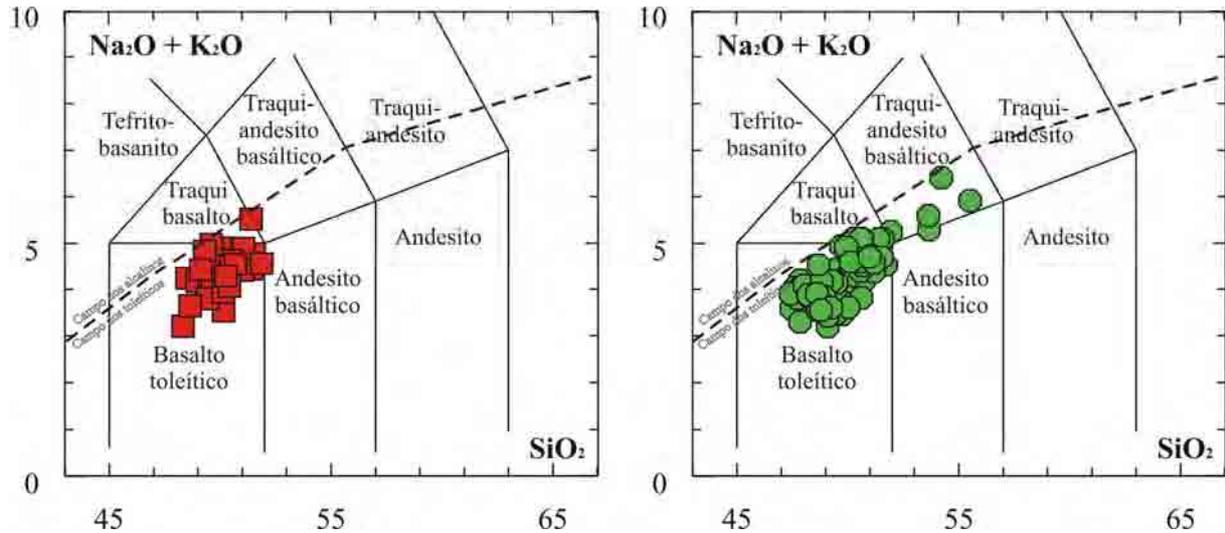


Figura VII.2 - Diagrama de nomenclatura dos corpos básicos estudados segundo o esquema TAS (Zanettin, 1984; Le Bas et al., 1986). A linha tracejada separa os campos dos alcalinos e toleíticos (Irvine & Baragar, 1971). Legenda: quadrados – derrames de lava; círculos - rochas intrusivas.

Quando os dados geoquímicos são lançados em um diagrama do tipo  $R1 \times R2$  ( $R1 = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$ ;  $R2 = (6Ca + 2Mg + Al)$ ), os resultados indicam que as amostras distribuem-se pelos campos dos andesi-basaltos toleíticos e dos lati-andesitos. Além disso, o diagrama revela também, a existência de três agrupamentos distintos. O primeiro deles, com valores de  $R1$  entre 1675,86 até 1816,95, destaca-se em relação aos demais pelos maiores valores de  $R2$ , de 1543,44 a 1712,75, estando localizado no campo do andesi-basalto toleítico, correspondendo às amostras dos sills da região de Campinas – Paulínia (GSP) e derrames próximos a cidade de São Sebastião do Paraíso, em Minas Gerais. Ainda no campo do andesi-basalto toleítico, observa-se a presença de um segundo grupo, bem mais numeroso, com valores de  $R1$  variando entre 1304,74 e 1653,06 e  $R2$  variando de 1173,85 a 1523,09. Por fim, o terceiro com menores valores de  $R1$ , de 1234,49 a 1454,71, e  $R2$ , de 1095,41 a 917,48, acha-se disposto no campo do lati-andesito, correspondendo a amostras mais diferenciadas das pedreiras Cavinato e Basalto 4, pertencentes ao GSI.

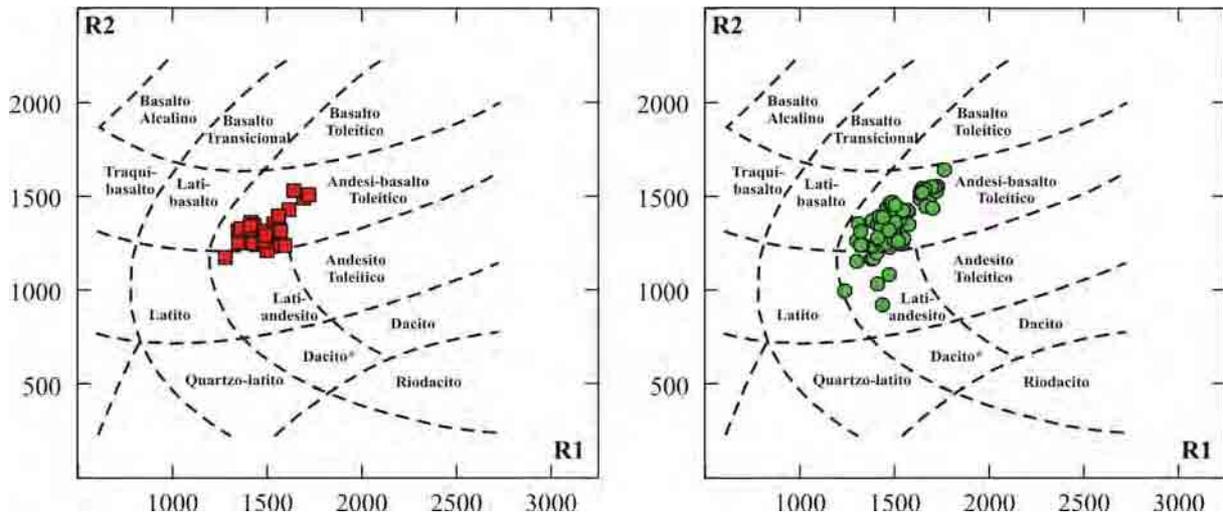


Figura VII.3 - Diagrama de classificação e nomenclatura dos corpos básicos estudados segundo De La Roche et al. (1980), modificado para o campo dos basaltos por Bellieni et al. (1981). Legenda: quadrados - derrames; círculos - rochas intrusivas.

## 7.2 - ELEMENTOS MAIORES, MENORES E TRAÇOS

Para a caracterização química e comparação entre os corpos investigados, foram construídos diagramas de variação de elementos maiores, menores e traços em função de um único índice de evolução magmática, no caso o MgO, como mostra os diagramas da Figura VII.4.

De maneira geral, nota-se claramente que, com a diminuição de MgO, há um aumento nas concentrações de SiO<sub>2</sub>, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O e P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, e uma diminuição nas concentrações de CaO. Para o TiO<sub>2</sub> ocorre um aumento até valores de MgO próximo a 4%, seguido por uma diminuição nas concentrações das amostras menos evoluídas. Já as concentrações de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, para as diversas amostras, são dispersas, sem formação aparente de *trends*, como ocorrem nos outros diagramas.

Além disso, nestes diagramas de variação, é possível distinguir três grupos distintos, sendo que o primeiro, com menores concentrações de MgO, 1,87% até 2,84%, corresponde às amostras da Pedreira Cavinato e afloramentos próximos, na região do GSI. Este mesmo grupo possui alta relação de SiO<sub>2</sub>, em relação aos demais, variando de 53,56% a 55,31%. As concentrações também são maiores para Na<sub>2</sub>O (3,24% a 3,79%), K<sub>2</sub>O (2,16% a 2,65%) e P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (0,79% a 0,88%), sendo menores para TiO<sub>2</sub> (2,11% a 2,99%), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (12,09% a 12,90%), Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (13,66% a 15,00%) e CaO (5,34% a 6,72%), em relação aos outros grupos.

Outro grupo bem mais numeroso, com a maior quantidade de amostras de rochas intrusivas e derrames, apresentam valores intermediários na concentração de MgO, de 2,88% até 4,95%, em relação aos demais grupos. As variações também são intermediárias para SiO<sub>2</sub>, (49,16% a 51,64%), TiO<sub>2</sub> (3,00% a 4,13%), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (12,09% a 12,90%), Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (13,72% a 16,53%), CaO (6,95% a 9,30%), Na<sub>2</sub>O (2,35% a 3,36%), K<sub>2</sub>O (1,00% a 2,26%) e P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (0,42% a 0,71%).

Por fim, o terceiro grupo, caracterizado predominantemente por algumas amostras intrusivas do GSP, GSC e derrames próximos a São Sebastião do Paraíso em Minas Gerais, apresentam maiores concentrações de MgO variando de 4,04% a 6,09% e menores de SiO<sub>2</sub> de 50,19% a 47,77%, em relação aos demais grupos, ou seja menos evoluídas que as demais. Entretanto, neste mesmo grupo, as concentrações são menores para Na<sub>2</sub>O (2,19% a 2,65%), K<sub>2</sub>O (0,85% a 1,37%) e P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (0,26% a 0,42%), e maiores para CaO (9,24% a 9,91%). Já o TiO<sub>2</sub> apresenta valores próximos àquelas do primeiro grupo, variando de 2,44% até 3,14%. Contudo, para os elementos Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, as amostras se apresentam dispersas, variando de 13,39% a 13,95% e 15,50% até 16,55% respectivamente.

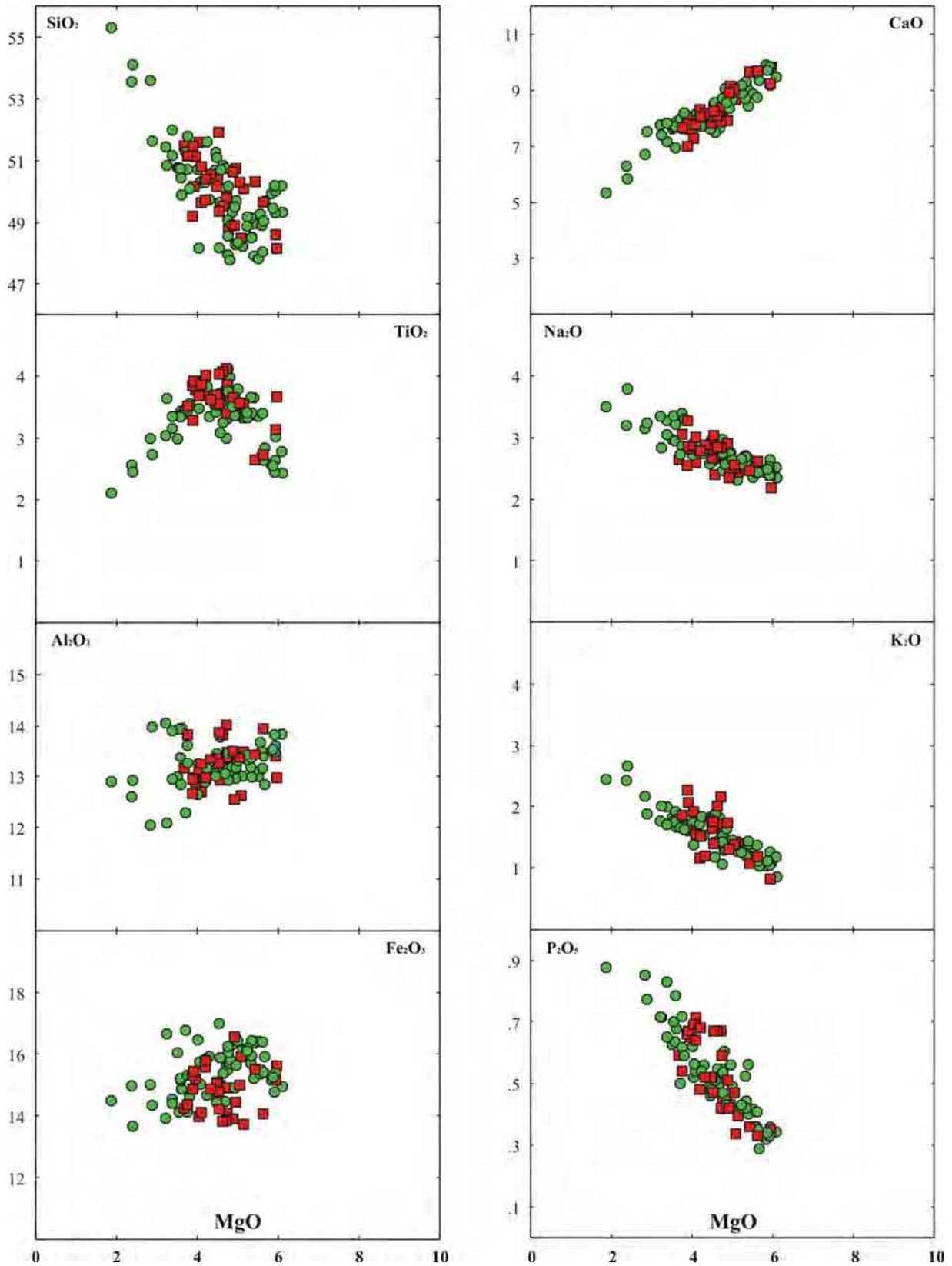


Figura VII.4 - Diagrama de variação de elementos maiores e menores (%) em função do MgO (%) dos corpos investigados. Legenda: quadrados – derrames de lava; círculos - rochas intrusivas.

### 7.3 - ELEMENTOS TRAÇO

Nos estudos geoquímicos, utilizando os elementos traços, e novamente o MgO como índice de evolução magmática (Figura VII.5), percebe-se claramente que, com o aumento na concentração de MgO, há uma diminuição nas concentrações de La, Ba, Rb, Zr, Y, Ce e Nb. Além disso, observa-se que o diagrama de variação MgO x Sr separa um pequeno número de amostras, provenientes dos derrames de lava no extremo norte do Estado de São Paulo, com maiores concentrações de Sr em relação às demais.

Da mesma maneira que os diagramas para elementos maiores e menores, as rochas investigadas também formam *trends* nos de elementos traços, contudo as concentrações apresentam maiores variações do que as anteriores.

Nestes diagramas, percebe-se também, os mesmos três agrupamentos distintos observado nos diagramas anteriores, porém não tão concentrados, sendo o primeiro caracterizado pelas amostras das pedreiras Cavinato, Basalto 4 e de afloramentos próximos, com baixas concentrações de MgO (1,87% a 3,59%), em relação aos demais, e altas em La (87 a 113 ppm), Ba (527 a 862 ppm), Ce (98 a 135 ppm), Rb (34 a 58 ppm), Zr (367 a 432 ppm), Y (43 a 61 ppm) e Nb (23 a 33 ppm).

Já o segundo grupo, mais numeroso, com amostras de rochas intrusivas e derrames de lava, apresenta concentrações de MgO intermediárias entre os dois grupos, de 3,55% a 5,51% e, da mesma forma, para os elementos La (44 a 75 ppm), Ba (408 a 633 ppm), Ce (68 a 107 ppm), Rb (29 a 39 ppm), Zr (230 a 335 ppm), Y (32 a 45 ppm) e Nb (17 a 29 ppm).

O terceiro grupo é formado principalmente por amostras intrusivas de GSP, GSC e derrames próximos a São Sebastião do Paraíso em Minas Gerais, com altas concentrações de MgO (4,04% a 6,09%), e baixas de La (28 a 48 ppm), Ba (299 a 393 ppm), Ce (47 a 63 ppm), Rb (21 a 29 ppm), Zr (160 a 204 ppm), Y (28 a 35 ppm) e Nb (12 a 17 ppm).

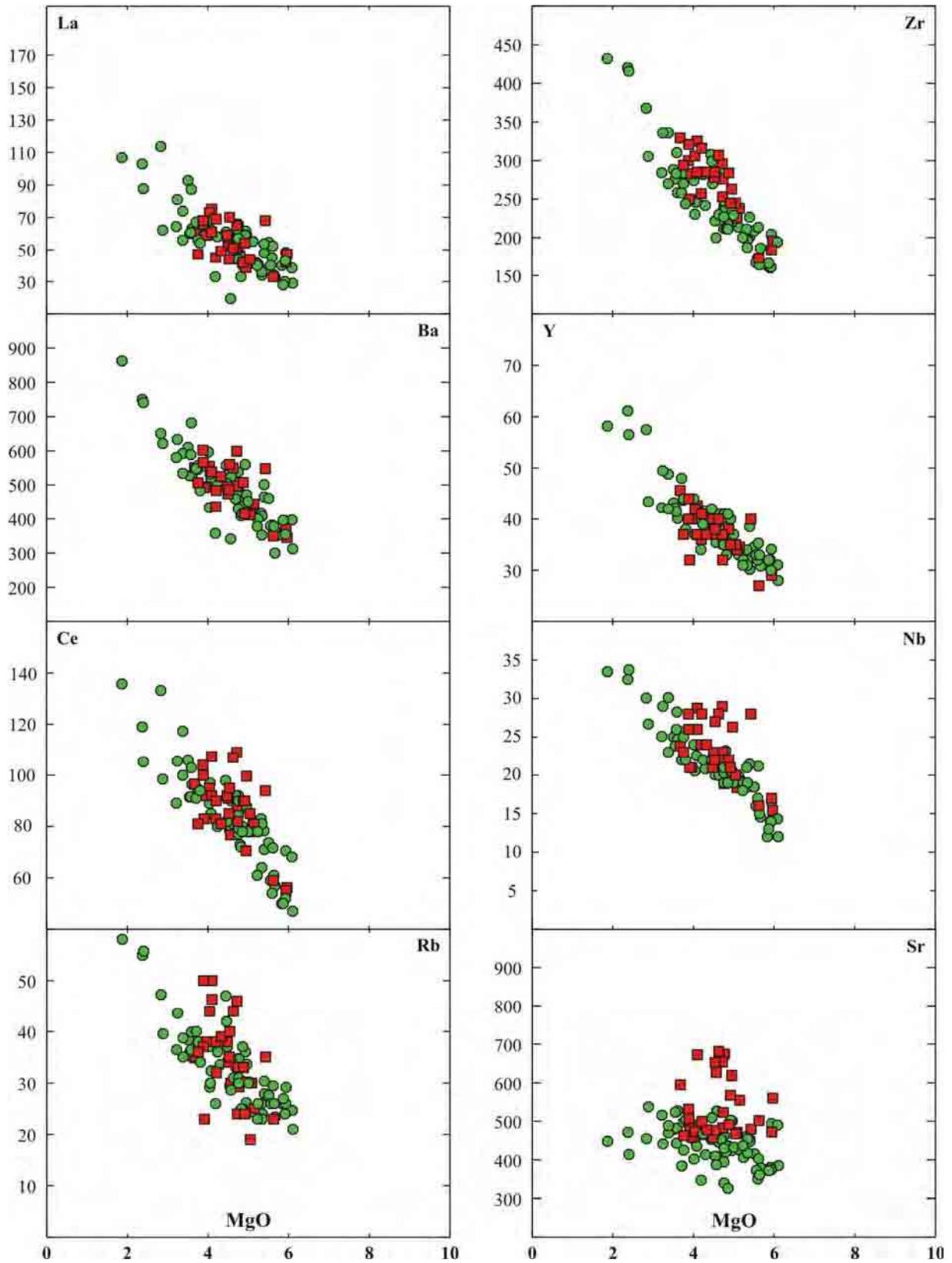


Figura VII.5 - Diagrama de variação de elementos traços (ppm) em função do MgO (%) dos corpos investigados. Legenda: quadrados – derrames de lava; círculos - rochas intrusivas.

Por outro lado, as concentrações de Sr parecem revelar dois grupos distintos: o primeiro formado por amostras de derrames de lava das regiões de nordeste do Estado de São Paulo, precisamente aquelas coletadas nas proximidades das cidades de Ituverava, Buritzal, Igarapava, Rifaina, Franca e Restinga, como mostra o Anexo 4, com concentrações de MgO variando de 3,68% a 5,97% e Sr de 555 a 681 ppm. Este mesmo grupo de amostras, também tem concentrações de Nb diferenciadas das demais, com valores variando de 25 a 29 ppm. Para os demais elementos, incluindo os maiores e menores, estas amostras fazem parte do segundo grupo, anteriormente descrito, sendo o mais numeroso entre os três.

Já o outro grupo, com os corpos intrusivos e os demais derrames amostrados, apresentam concentrações de MgO de 1,87% a 6,09%, e Sr variando de 340 até 537 ppm.

#### **7.4 - ELEMENTOS TERRAS RARAS (ETRs)**

Tendo-se em vista a análise dos dados geoquímicos de elementos maiores, menores e traços, a distribuição geográfica das amostras e da natureza intrusiva ou extrusiva das rochas investigadas, foram selecionadas 8 amostras representativas para análise de ETRs, com LOI < 1%, e intervalos de variação em MgO próximos, de forma a poder comparar rochas com o mesmo grau de evolução magmática.

Nesta seleção, procurou-se amostras consideradas como representativas dos diferentes grupos de sills e derrames investigados, como mostra a Tabela VII.1, com o objetivo de verificar possíveis diferenças geoquímicas. Cabe ressaltar que, nenhuma das amostras coletadas em GSL, possui LOI < 1%, desta forma as amostras deste grupo, somente para ETRs, foram desconsideradas.

Tabela VII.1 – Resultados geoquímicos e norma CIPW, de amostras representativas da área de estudo, para elementos maiores e menores (% em peso), traços (ppm), e terras raras (ppm), com LOI < 1% e SiO<sub>2</sub> < 51%. A metodologia empregada nas análises está descrita no Capítulo II.

<b>Amostras</b>	<b>KS 542</b>	<b>KS 602</b>	<b>KS 563</b>	<b>KS 540</b>	<b>KS 601</b>	<b>KS 614</b>	<b>KS 621</b>	<b>KS 569</b>
<b>Região</b>	<b>GSI</b>	<b>GSP</b>	<b>GSC</b>	<b>GSI</b>	<b>GSP</b>	<b>Derrame</b>	<b>Derrame</b>	<b>Derrame</b>
SiO <sub>2</sub>	50,32	50,29	50,18	48,97	49,05	50,81	49,36	50,75
TiO <sub>2</sub>	3,75	3,95	3,73	3,66	2,64	3,86	4,03	3,37
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,17	12,88	12,92	13,09	13,39	13,25	13,88	13,35
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,02	15,82	16,04	15,20	15,40	14,11	14,21	14,44
MnO	0,14	0,13	0,12	0,15	0,15	0,23	0,11	0,17
MgO	4,08	4,19	4,77	5,40	5,64	4,10	4,54	4,95
CaO	8,14	7,97	8,06	8,44	9,70	7,78	8,27	9,15
Na <sub>2</sub> O	2,79	2,89	2,74	2,67	2,44	3,01	3,04	2,43
K <sub>2</sub> O	1,57	1,71	1,51	1,43	1,11	1,54	1,39	1,39
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,54	0,68	0,54	0,56	0,35	0,64	0,67	0,43
LOI	0,48	0,13	0,09	0,43	0,36	0,74	0,87	0,19
<b>Soma</b>	<b>100,00</b>	<b>100,65</b>	<b>100,69</b>	<b>100,01</b>	<b>100,24</b>	<b>100,08</b>	<b>100,35</b>	<b>100,63</b>
<b>Norma CIPW</b>								
Q	9.79	9.18	9.25	7.23	7.35	9.71	7.07	9.95
Or	9.30	10.12	8.96	8.49	6.57	9.12	8.23	8.21
Ab	23.54	24.42	23.15	22.55	20.61	25.41	25.67	20.47
An	18.82	17.16	18.53	19.56	22.34	18.15	20.18	21.52
Di	5.06	4.50	5.00	5.88	12.11	3.82	3.19	8.48
Hy	7.82	8.35	9.56	10.72	8.44	8.44	9.83	8.41
Ol	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mt	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Il	0.29	0.27	0.24	0.32	0.31	0.48	0.23	0.36
Ap	1.28	1.62	1.27	1.33	0.83	1.52	1.59	1.02
<b>Elementos Traços (ppm)</b>								
Cr	92	134	82	115	153	138	98	163
Ni	16	57	25	40	57	45	49	58
Cu	219	200	97	68	203	87	88	156
Ba	514	358	482	501	378	539	560	420
Rb	32	26	35	30	26	50	40	30
Sr	436	347	463	448	361	672	652	619
Zr	248	166	248	226	164	285	285	263
Nb	23	15	20	21	15	26	27	20

Amostras	KS 542	KS 602	KS 563	KS 540	KS 601	KS 614	KS 621	KS 569
Região	GSI	GSP	GSC	GSI	GSP	Derrame	Derrame	Derrame
Elementos Terras Raras (ppm)								
La	25	19	22	24	19	33	29	21
Ce	56	43	47	63	42	76	64	53
Nd	30	22	25	28	22	38	34	25
Sm	6,5	4,7	5,2	6,0	4,2	7,8	6,7	5,7
Eu	2,0	1,5	1,6	2,0	1,5	2,5	2,1	1,8
Gd	6,4	5,0	5,0	6,7	4,6	7,3	6,7	5,4
Dy	5,31	4,18	3,87	5,13	4,09	5,95	4,81	4,61
Er	2,8	2,3	2,3	2,8	2,5	2,7	2,5	2,1
Yb	2,4	1,7	1,6	2,0	2,0	2,2	1,7	1,8
Lu	0,37	0,24	0,26	0,28	0,29	0,33	0,26	0,25
Y	29	21	18	25	20	27	21	21
La/Yb	7,2	8,3	9,2	9,4	7,0	10,7	12,0	9,3
La/Lu	7,3	7,9	9,7	8,5	6,7	10,5	12,2	8,7

As amostras selecionadas foram lançadas em diagramas multi elementar, normalizados em relação ao manto primordial, segundo Sun & McDonough (1989). Onde se observou que todas elas apresentaram praticamente a mesma assinatura de distribuição, com pequenas anomalias de Eu, e maior enriquecimento em ETRs leves em relação aos pesados para amostras dos derrames de lava do que as intrusivas.

Os resultados para as amostras do GSI (KS 540 e KS 542) indicaram razões  $(La/Lu)_n$  variando de 7,19 até 9,38 e leves anomalias negativas de Eu ( $0,94 < Eu/Eu^* < 0,97$ ), não apresentando grandes variações nas diferentes concentrações para as duas amostras escolhidas, como mostra o diagrama da Figura VII.6. Já a amostra do GSC (KS 563), indicou razões bastante próximas àquelas do GSI, com  $(La/Lu)_n = 9,24$  e  $Eu/Eu^* = 0,97$ .

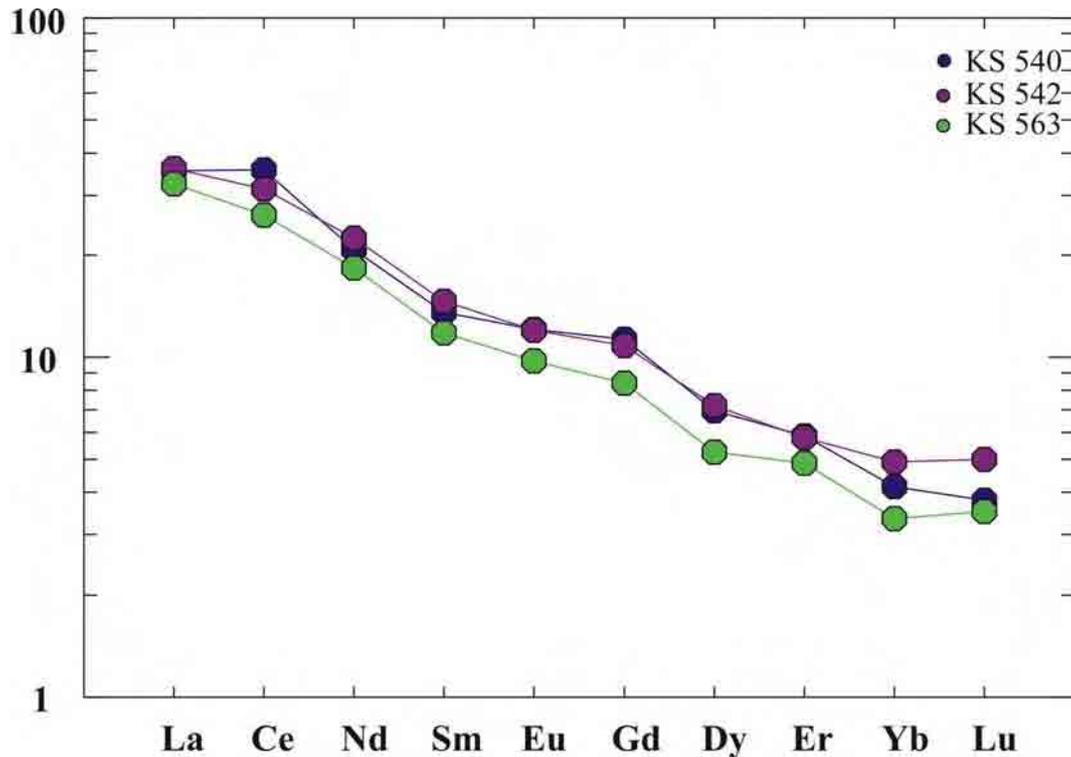


Figura VII.6 – Padrões de abundância dos elementos terras raras, normalizados em relação ao manto primordial (Sun & McDonough, 1989), de amostras coletadas em afloramentos do grupo de sills de Iracemópolis (GSI – KS 540 e KS 542) e Cajuru (GSC – KS 563).

Diferente dos resultados obtidos para o GSI e GSC, os padrões de abundância para os ETRs em duas amostras coletadas no GSP, mostram um menor enriquecimento em ETRs leves, com  $(La/Lu)_n$  variando de 6,98 até 8,64 e anomalias quase inexistentes para Eu ( $0,95 \leq Eu/Eu^* \leq 1,03$ ). Os resultados mostram também, pequenas variações nas concentrações dos elementos entre as duas amostras do GSP, como mostra o gráfico da Figura VII.7.

Além disso, as anomalias quase inexistentes de Eu e o baixo enriquecimento de ETRs leves, em relação aos pesados, quando comparado ao GSI e GSC, pode indicar que a região de GSP seja formada por corpos intrusivos com pouca influência de uma diferenciação magmática localizada, ou até mesmo que o magma formador destas rochas tenha características mais primitivas do que aquelas dos outros grupos investigados.

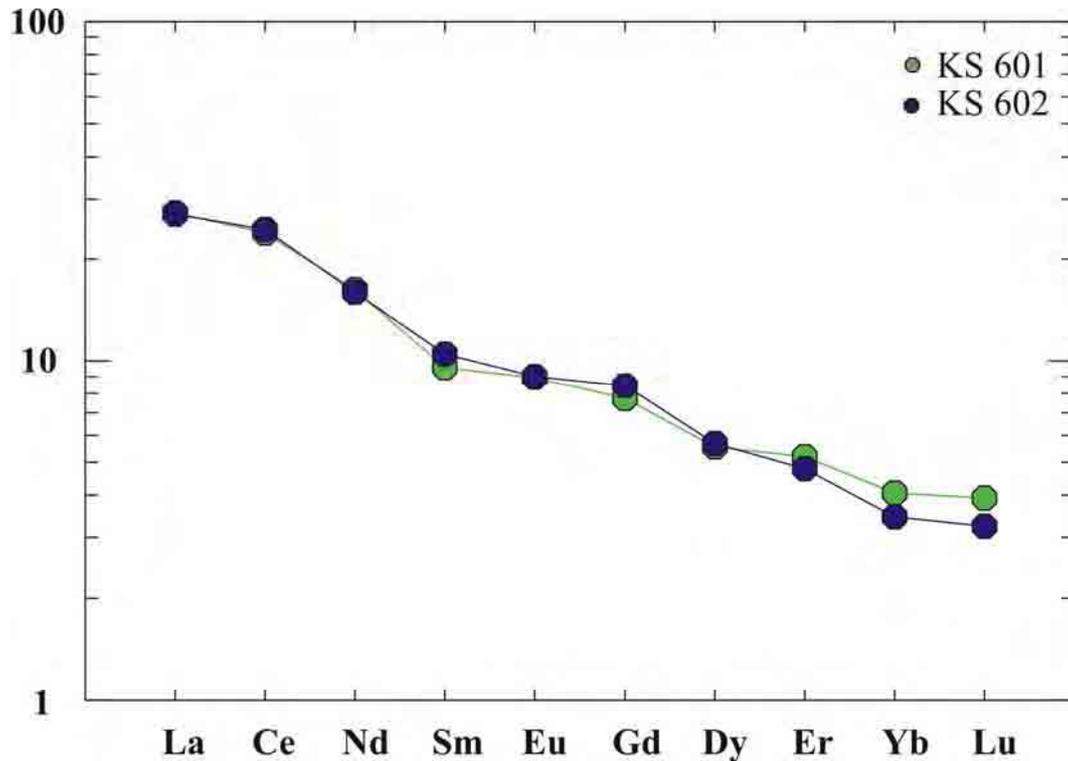


Figura VII.7 – Padrões de abundância dos elementos terras raras, normalizados em relação ao manto primordial (Sun & McDonough, 1989), de amostras coletadas em afloramentos do grupo de sills de Paulínia (GSP).

Já os padrões de abundância para os ETRs das amostras coletadas nos derrames de lava na parte norte do Estado de São Paulo, mostraram um enriquecimento um pouco maior de ETRs leves em relação aos grupos anteriores. A relação  $(La/Lu)_n$  varia de 9,26 até 12,01 para as três amostras selecionadas, ocorrendo também leves anomalias negativas de Eu ( $0,95 < Eu/Eu^* < 0,98$ ). De maneira geral, as amostras apresentam similaridades entre as diversas concentrações, como mostra o diagrama da Figura VII.8.

Além disso, esta maior razão dos ETRs leves em função dos pesados, para as amostras dos derrames de lava, pode sugerir um processo de fracionamento magmático mais presente de minerais ferro-magnesianos (piroxênio), tendo em vista a compatibilidade dos lantanídeos leves na cristalização destes minerais.

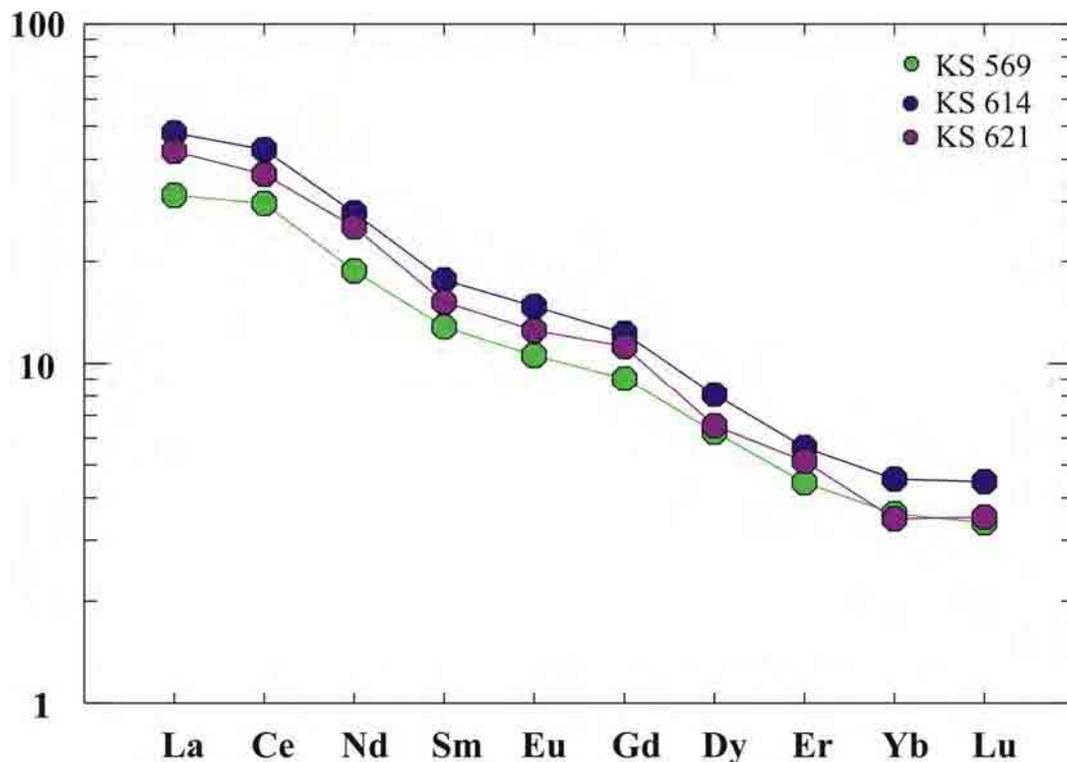


Figura VII.8 – Padrões de abundância dos elementos terras raras, normalizados em relação ao manto primordial (Sun & McDonough, 1989), de amostras coletadas em afloramentos de derrames de lava na parte norte do Estado de São Paulo.

### 7.5 - MAGMAS-TIPO DA ÁREA DE ESTUDO

Os dados geoquímicos apresentados até agora indicam que todas as amostras estudadas apresentam concentrações de  $\text{TiO}_2$  maiores que 2%, ou seja, são do tipo ATi, característico da subprovíncia norte da PMP.

Além disso, o grupo ATi pode ser subdividido em três subgrupos, ou magmas-tipo distintos, denominados Urubici (URU ou ATi-S), Pitanga (PIT ou ATi-N) e Paranapanema (PAR ou ITi-N), segundo critérios de Peate et al. (1992), já descritos anteriormente no Capítulo IV. De certa forma, estes magmas-tipo já haviam sido observados nos diagramas de variação de elementos maiores, menores, traços e terras raras. Exceção deve ser feita às amostras provenientes das pedreiras Cavinato e Basalto 4, em GSI, que se apresentam mais diferenciadas em relação às demais, com concentrações em  $\text{SiO}_2$  atingindo até 55%. Sendo assim, estas amostras foram representadas nos diagramas com simbologia diferente das demais.

Os diversos diagramas de variação empregados, utilizando os elementos isoladamente, ou a razão entre eles, como mostram as Figuras VII.9, VII.10, VII.11 e VII.12, revelam que as amostras estudadas distribuem-se pelo campo dos magmas-tipo URU, PIT e PAR.

No diagrama da Figura VII. 9, observa-se que as amostras pertencentes aos derrames de lava que ocorrem próximo as cidades de Igarapava, Rifaina e Franca no Estado de São Paulo, mais precisamente ao norte do rio Sapucaí-Mirim, e São Sebastião do Paraíso em Minas Gerais, como mostra o mapa litogeoquímico no Anexo 4, exibem uma tendência pelo campo dos magmas-tipo URU, com concentrações de Sr variando entre 554 e 681 ppm e entre 3,37 e 4,12 de  $TiO_2$ .

Observa-se também que entre 387 e 527 ppm de Sr e 3% e 4,01% de  $TiO_2$ , estão as amostras coletadas nos sills de GSC, GSL e GSI, além das amostras provenientes dos derrames de lava da região das cidades de Jaú e Brotas (Anexo 4), todas elas com assinatura geoquímica do tipo PIT.

Por fim, as amostras coletadas nos sills das regiões de Campinas e Porto Feliz, em GSP, apresentam concentrações em Sr, variando de 350 a 385 ppm e  $TiO_2$  variando entre 2,44% e 2,72%, sendo então caracterizadas como pertencentes ao magma-tipo PAR.

Pode-se verificar também que a distribuição das amostras para os diferentes magmas-tipo, descritas para as relações  $TiO_2 \times Sr$ , recebem a mesma denominação nos demais diagramas de variação. Assim no diagrama  $Sr \times Ti/Y$  as amostras do tipo URU apresentam uma variação de  $Ti/Y$  de 567,34 até 667,55, já as de Pitanga variam de 387,36 a 527,85 e as de Paranapanema de 380,00 até 527,56, como mostra o diagrama  $Sr \times Ti/Y$  da Figura VII.10. Estes intervalos estão de acordo com aqueles relatados em Peate et al. (1992), como mostra a Tabela IV.1 do Capítulo IV.

O mesmo é também observado no diagrama  $Nb \times Sr$ , como mostra a Figura VII.11, onde o URU varia de 18 até 29 ppm de Nb, já o PIT varia de 18 até 30 ppm, e diferente da similaridade na variação de Nb destes dois primeiros grupos, aquelas do tipo PAR, possuem concentrações consideravelmente mais baixas, com variações de 12 até 17 ppm, sendo assim, o Nb também se comporta como elemento discriminante, tratando-se do PAR para com os demais magmas ATi.

Por fim, o diagrama  $Fe_2O_3 \times Sr$  também caracteriza de maneira satisfatória os três magmas-tipo identificados, como mostra a Figura VII.12. No tipo URU, as concentrações de  $Fe_2O_3$  variam de 13,72% até 15,83%, no tipo PIT, variam de 13,83% a 16,98% e as do tipo PAR, com 14,77% até 15,47%.

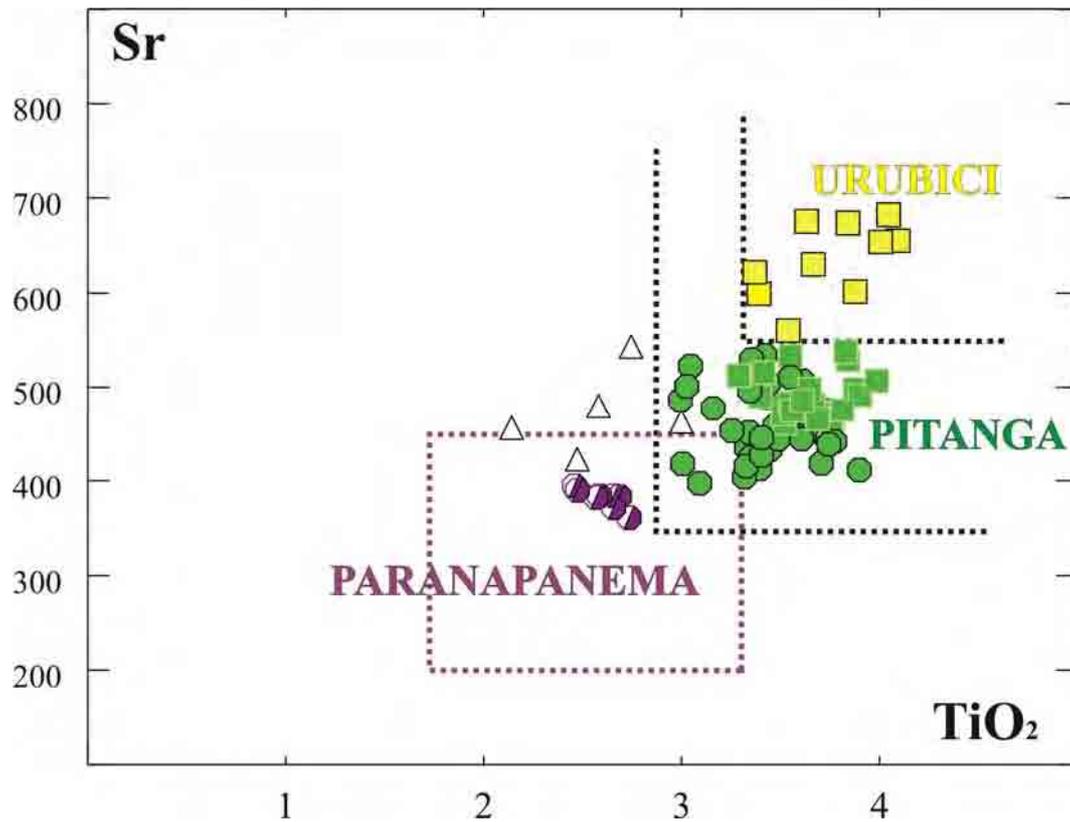


Figura VII.9 – Comportamento das amostras coletadas na área investigada no diagrama discriminatório  $\text{TiO}_2 \times \text{Sr}$  para os magmas da Província Magmática do Paraná, com campos definido por Peate et al. (1992). Legenda: Quadrados – derrames de lava; círculos – rochas intrusivas; triângulos – amostras coletadas nas pedreiras Cavinato e Basalto 4.

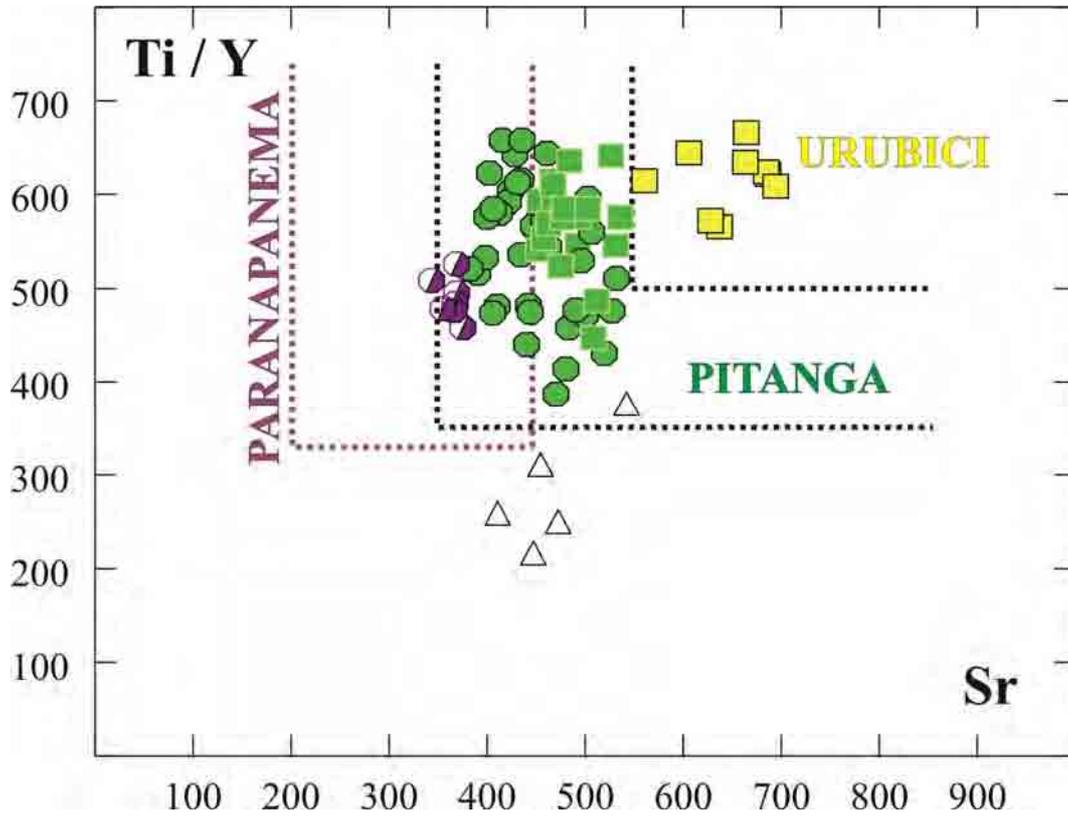


Figura VII.10 – Diagrama Sr x Ti/Y, mostrando o comportamento das amostras coletadas na área investigada, com os campos dos magmas-tipo segundo Peate et al. (1992).  
 Legenda: Quadrados – derrames de lava; círculos – rochas intrusivas; triângulos – amostras coletadas nas pedreiras Cavinato e Basalto 4.

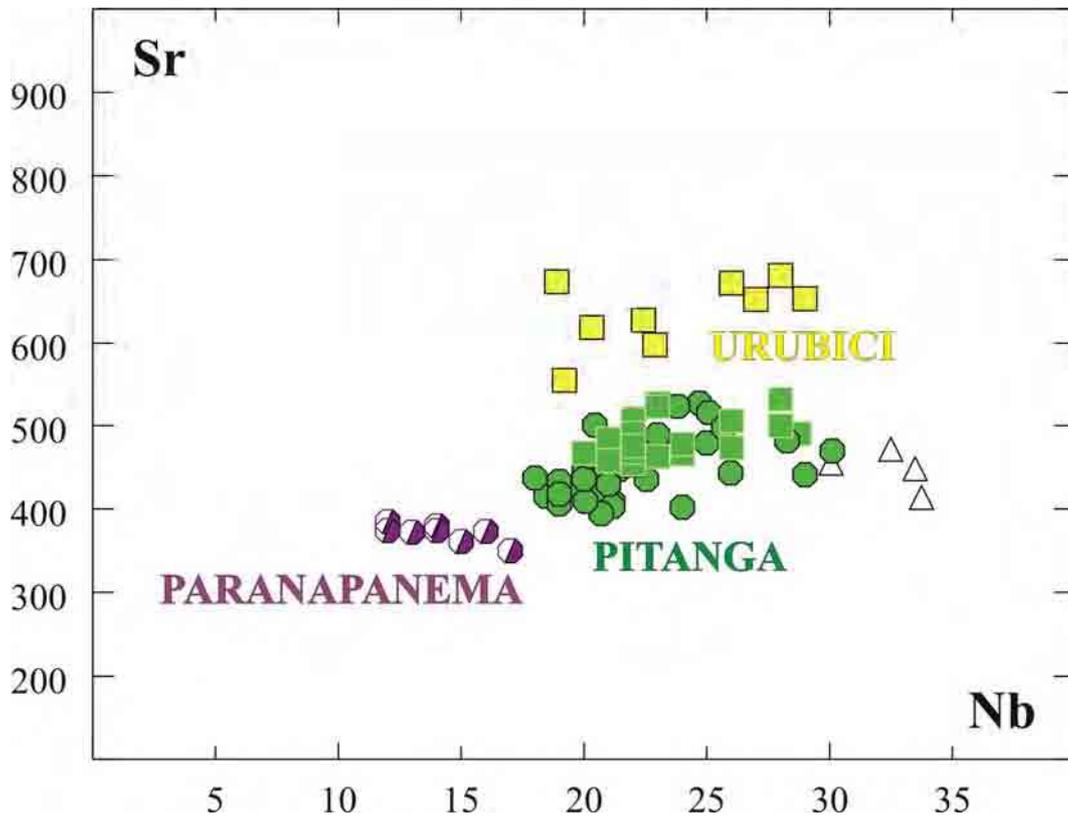


Figura VII.11 – Comportamento das amostras coletadas na área investigada, através do diagrama Nb x Sr, mostrando o comportamento dos três magmas ATi da Província Magmática do Paraná. Legenda: Quadrados – derrames de lava; círculos – rochas intrusivas; triângulos – amostras coletadas nas pedreiras Cavinato e Basalto 4.

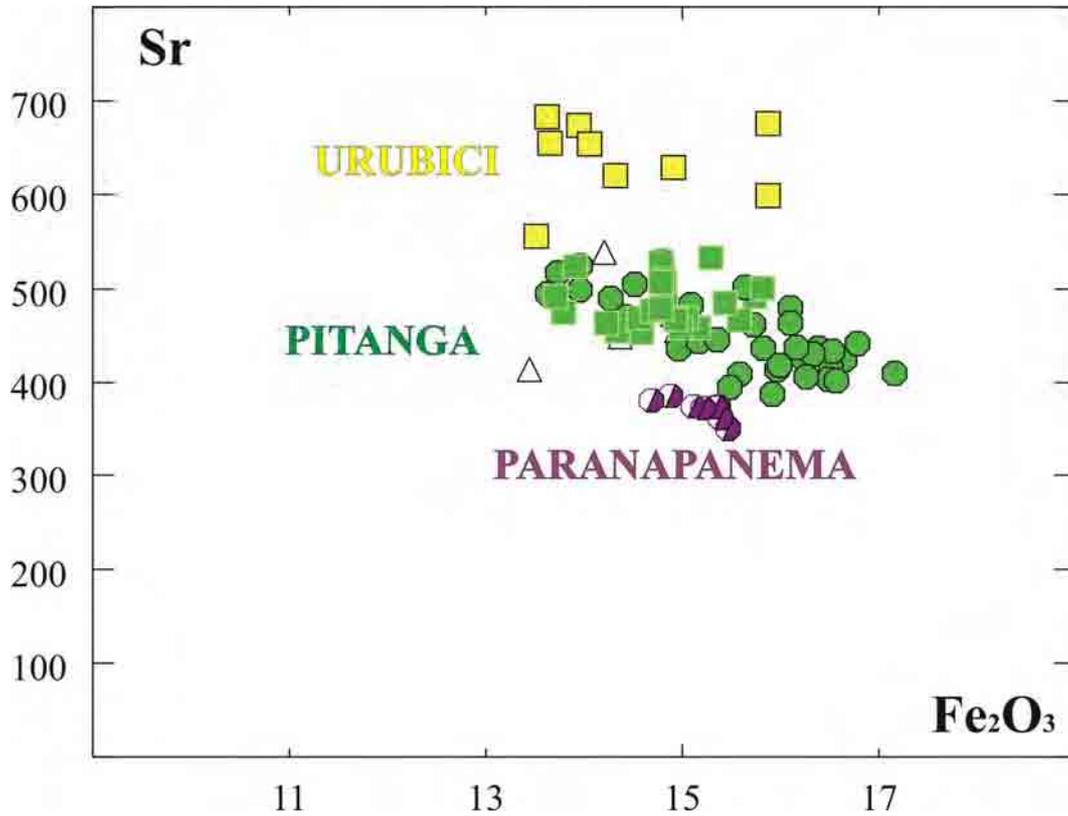


Figura VII.12 – Comportamento das amostras coletadas na área investigada no diagrama discriminatório  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  x Sr para os magmas ATi da Província Magmática do Paraná. Legenda: Quadrados – derrames de lava; círculo – rochas intrusivas; triangulo – amostras coletadas nas pedreiras Cavinato e Basalto 4.

Sendo assim, relacionando as amostras representativas da Tabela VII.1, e os diferentes magmas-tipo identificados na área investigada através dos elementos maiores, menores e traços, torna-se possível também a classificação dos diferentes magmas, com o uso dos ETRs, através das amostras selecionadas, cujas classificações estão apresentadas na Tabela VII.2.

Tabela VII.2 – Classificações dos diferentes magmas-tipo ATi para as amostras representativas selecionadas na Tabela VII.1, com LOI < 1% e SiO<sub>2</sub> < 51%.

<i>Amostras</i>	<i>Região</i>	<i>Magma-tipo</i>
<b>KS 542</b>	GSI	PIT
<b>KS 602</b>	GSP	PAR
<b>KS 563</b>	GSC	PIT
<b>KS 540</b>	GSI	PIT
<b>KS 601</b>	GSP	PAR
<b>KS 614</b>	Derrame	URU
<b>KS 621</b>	Derrame	URU
<b>KS 569</b>	Derrame	URU

Com o intuito de melhorar a caracterização das diferenças geoquímicas entre estes três magmas-tipo, foi construído um diagrama do tipo “*spider*” (ou multielementar), Figura VII.13, que evidencia que o magma-tipo URU é mais enriquecido em elementos incompatíveis do que aqueles do tipo PIT e PAR, com as seguintes relações Rb/Rb\* (62,99), Ba/Ba\* (80,13), Nb/Nb\* (37,87), La/La\* (42,21), Ce/Ce\* (36,11), Sr/Sr\* (30,90), Nd/Nd\* (25,26), Sm/Sm\* (15,18), Zr/Zr\* (25,46), Eu/Eu\* (12,56), Ti/Ti\* (18,58) e Y/Y\* (4,68).

Da mesma forma, a amostra representativa do magma-tipo PIT, possui razões intermediárias na maioria das concentrações de elementos incompatíveis, sendo Rb/Rb\* (54,46), Ba/Ba\* (69,00), Nb/Nb\* (28,47), La/La\* (32,46), Ce/Ce\* (26,25), Sr/Sr\* (21,94), Nd/Nd\* (18,31), Sm/Sm\* (11,82), Zr/Zr\* (22,11), Eu/Eu\* (9,76), Ti/Ti\* (17,18) e Y/Y\* (3,93).

Por fim, a amostra que melhor representa o magma-tipo PAR possui as menores razões na maioria dos elementos incompatíveis, sendo Rb/Rb\* (40,94), Ba/Ba\* (51,22),

Nb/Nb\* (21,04), La/La\* (27,07), Ce/Ce\* (24,45), Sr/Sr\* (16,44), Nd/Nd\* (15,95), Sm/Sm\* (10,49), Zr/Zr\* (14,82), Eu/Eu\* (8,99), Ti/Ti\* (18,21) e Y/Y\* (4,61).

Cabe ressaltar que, a exceção nesta tendência de enriquecimento de elementos incompatíveis, deve ser feita à razão K/K\*, sendo maior para a amostra representativa do magma-tipo PAR, com valor de 56,78, seguido por 50,26 e 46,16 das amostras representantes PIT e URU representativamente.

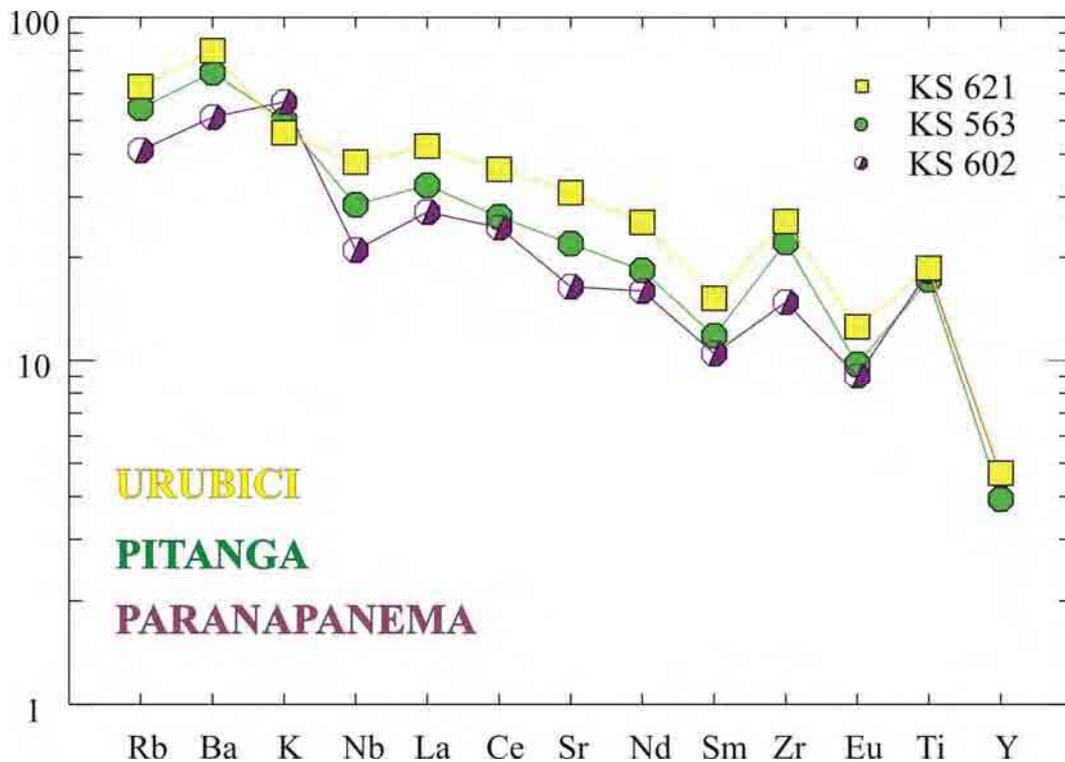


Figura VII.13 – Diagrama “spider” (ou multielementar), com elementos normalizados em relação ao manto primordial (Sun & McDonough, 1989), de amostras representativas dos três magmas-tipo ATi descritos na área investigada.

Em relação aos ETRs, empregando-se as amostras representativas dos três magmas-tipo observados, verifica-se que todas elas apresentam-se enriquecidas em ETRs leves, em relação às pesadas, sendo que o tipo URU possui uma relação  $(La/Lu)_n$  próxima a 12,00, bem maior do que aquelas do tipo PIT e PAR, respectivamente 9,24 e 8,35. Além disso, foram verificadas leves anomalias negativas de Eu nas três amostras representativas dos magmas-tipo, sendo 0,95 (URU), 0,97 (PIT) e 0,95 (PAR), sugerindo pequeno fracionamento na cristalização de plagioclásio na formação da rocha.

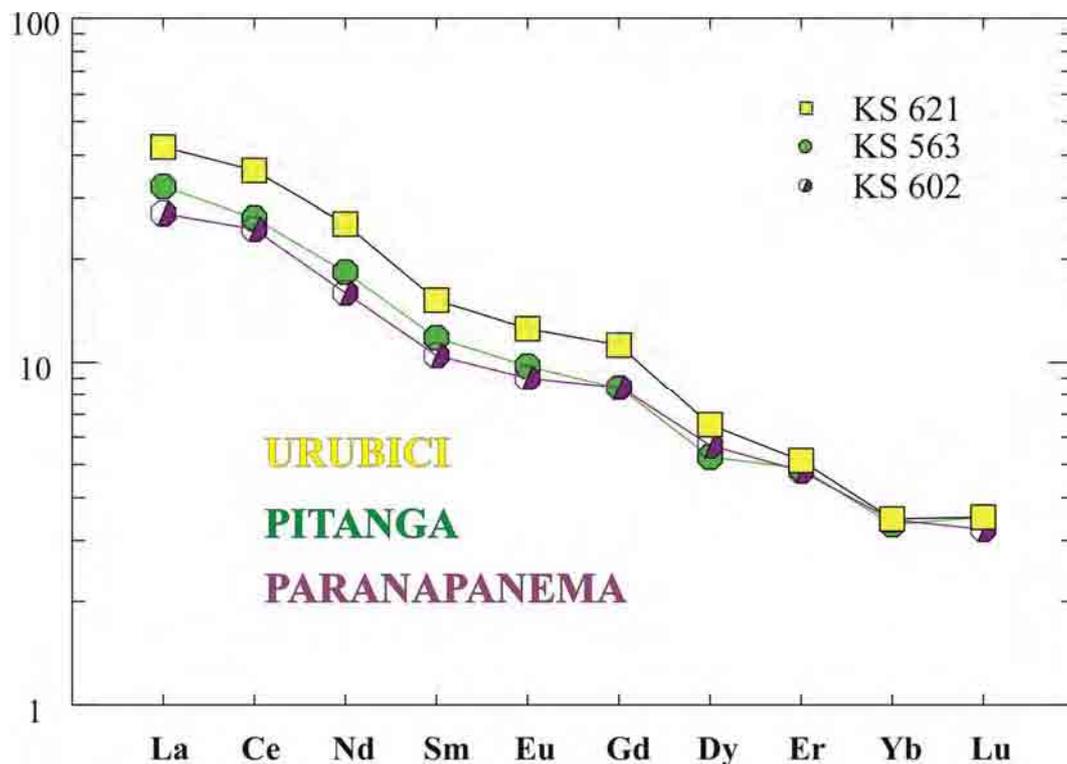


Figura VII.14 – Padrões de abundância dos elementos terras raras, normalizados em relação ao manto primordial (Sun & McDonough, 1989), de amostras representativas dos três magmas-tipo ATi descritos na área investigada.

---

## CONCLUSÕES

As observações de campo permitiram identificar que, a maior parte dos sills aflorantes, estão estratigraficamente localizados no intervalo que compreende a porção superior do Supergrupo Tubarão (Grupo Itararé e Formação Tatuí) e inferior do Grupo Passa Dois (Formações Irati e Corumbataí). De fato, esta característica está vinculada ao pacote de rochas sedimentares presentes, mecanicamente menos resistentes, como folhelho, siltito e argilito, facilitando a penetração e acomodação do magma. Já os diques, ocorrem em grande número próximos aos dois principais domos da região, Pitanga e Anhembi, onde falhas tectônicas, geradas anteriormente ao magmatismo, serviram de zonas de penetração do magma durante o início do Cretáceo.

Os estudos petrográficos das rochas investigadas mostraram que a principal textura encontrada é a intergranular, e secundariamente subofítica e ofítica, ocorrendo também outras como intersertal, pilotaxítica e hialofítica. De fato, pode-se concluir que a principal textura descrita deve-se às altas concentrações e às diferentes relações entre os cristais de plagioclásio e piroxênio.

Deve-se ressaltar também que, não foram encontradas grandes diferenças petrográficas entre os derrames de lava e as intrusivas investigadas, nem mesmo entre os grupos de sills (GSC, GSL, GSI e GSP). Contudo, foi verificada maior ocorrência de olivina no GSP, chegando a 5% do volume da rocha em algumas amostras, muito maior do que a média dos outros grupos, sempre próxima a 1%. Isto pode indicar que os corpos intrusivos da região do GSP apresentam características de um magma menos diferenciado que os demais grupos, não corroborando, entretanto fontes mantélicas distintas.

Como o material mesostático está presente em todas as amostras investigadas, para a classificação e nomenclatura, utilizou-se diagramas geoquímicos do tipo TAS e R1 x R2. O primeiro mostrou que as rochas estudadas podem ser classificadas, em grande maioria, como basaltos toleíticos, com exceção das amostras das pedreiras Cavinato e Basalto 4, classificadas como traqui-andesi basalto. Já o diagrama do tipo R1 x R2, indicou que as amostras se distribuem, em maioria, pelo campo do andesi-basalto toleítico, sendo que as das pedreiras Cavinato e Basalto 4 acham-se dispostas no campo do lati-andesito.

Essa diferença geoquímica, e também petrográfica, das amostras das pedreiras Cavinato e Basalto 4, já que as mesmas são mais leucocráticas e com forte presença de mesóstase micrográfica em relação às demais rochas, pode estar relacionada a um processo de diferenciação magmática *in situ*, seguida de uma concentração mecânica de cristais de plagioclásio, possivelmente devido ao processo de movimentação do magma durante a intrusão, interpretação também sugerida por Carvalho et al. (1988).

As rochas descritas na região de GSP, com granulação grossa, leucocráticas a mesocráticas, parecem ter a origem ligada a uma diferenciação magmática, em uma porção do magma mais rica em voláteis, o que propiciou uma melhor dispersão iônica e conseqüente desenvolvimento de cristais alongados. Esta descrição genética da rocha é idêntica à geração de qualquer rocha com estrutura pegmatítica. Sendo assim, a denominação de estrutura pegmatítica, ou até mesmo “textura pegmatítica”, para este diabásio grosseiro e leucocrático, baseado no modo de ocorrência, parece mais adequada do que “gabróide”, termo usado por muitos pesquisadores, já que a mesma se refere a uma rocha plutônica (gabro) e não hipobissal (diabásio).

Os dados geoquímicos dos derrames de lava e intrusivas mostraram que as rochas são do tipo ATi ( $\text{TiO}_2 > 2\%$ ), característico da subprovíncia norte da Província Magmática do Paraná. Além disso, seguindo as classificações de Peate et al. (1992), verificou-se que na área investigada ocorrem os três magmas-tipo, sendo Urubici (URU), Pitanga (PIT) e Paranapanema (PAR).

Cabe ressaltar que estes magmas-tipo não ocorrem de modo disperso pela área investigada, mais sim em regiões geograficamente distintas. As amostras do tipo URU estão localizadas nos derrames de lava, próximo às cidades, Rifaina, Igararapava e Franca, ou seja, no extremo nordeste do Estado de São Paulo, ao norte do rio Sapucaí-Mirim, além de São Sebastião do Paraíso em Minas Gerais, como mostra o mapa litogeoquímico do Anexo 4.

Já o magma-tipo PIT é o mais freqüente na área investigada, distribuindo-se pelos sills do GSC, GSL e GSI, além dos derrames de lava das regiões das cidades de Jaú, Brotas e Ribeirão Preto. As do tipo PAR, se concentram apenas nos sills de GSP, próximo as cidades de Campinas e Porto Feliz.

Além disso, verificou-se também que as amostras do tipo URU possuem maiores razões de elementos incompatíveis, seguidos pelos magmas PIT e PAR. Os três magmas-tipo também apresentam leves anomalias negativas de Eu, indicando pequeno fracionamento na cristalização de plagioclásio na formação da rocha. De fato, estas semelhantes anomalias

negativas de Eu, sugerem a cogeneticidade entre as rochas intrusivas e os derrames investigados.

Sendo assim, a presença destes diferentes magmas-tipo na área investigada, facilmente caracterizados pelas assinaturas geoquímicas, embora por si só, não corroborem interpretações referentes à cogeneticidade mantélica, tem sua fundamental importância por refletir processos magmáticos desiguais. Pode-se considerar desta forma que os corpos intrusivos observados na região, não representam meros apêndices dos derrames de lava que constituem a Formação Serra Geral, mas sim refletem distintos processos de evolução magmática.

## 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). *Eur. J. Mineral*, v. 4, p. 597 – 604, 1992.

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.

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.; CARNEIRO, C.D.R.; MIZUSAKI, A.M.P. Correlação do Magmatismo das Bacias da Margem Continental Brasileira com o das Áreas Emersas Adjacentes. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 26, n. 3, p. 125 – 138, 1986.

ARNDT, N.T. & CHRISTENSEN, U. The role of lithospheric mantle in continental flood volcanism: thermal and geochemical constraints. *Journal of Geophysical Research*, v. 97, n.B7, p. 10967-10981, 1992.

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

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.

ASSINE, M.L.; SOARES, P.C.; MILANI, E.J. Seqüências tectono sedimentares mesopaleozóicas da Bacia do Paraná, sul do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 24, n. 2, p. 77 – 89, 1994.

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.

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.

BELLIENI, G.; PICCIRILO, E.M.; ZANNETIN, B. Classification and nomenclature of basalts. *USGS, Comission ont the Systematics 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 sequencies 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 plateou (Brazil): petrology end 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., 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.; PAPTRECHAS, 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.; 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.

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

CAMPBELL, I.H. & GRIFFITHS, R.W. Implications of mantle plume structure for the evolution of flood basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 99, p. 79-93, 1990.

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.

CASTRO. J.C. de. Glaciações paleozóicas no Brasil. 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. 151-162.

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.

COURTILLOT, V.; JAUPART, C.; MANIGHETTI, I.; TAPPONNIER, P.; BESSE, J. On causal links between flood basalts and continental breakup. Earth and Planetary Science Letters, v. 166, p. 177-195, 1999.

DAVINO, A.; SINELLI, O.; SOUZA, A. & CORREIA, C.T. Diabásio na região nordeste da Bacia do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32, 1982, Salvador. Resumos Expandidos...Salvador: Sociedade Brasileira de Geologia, 1982, p. 293-304.

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.

DNPM – Departamento Nacional de Produção Mineral. Mapa Geológico Rio de Janeiro / Vitória / Iguape, escala 1:1.000.000. Rio de Janeiro: Divisão de Geologia e Mineralogia, 1978.

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.

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. Determinação da curva de deriva polar aparente para o Mesozóico da América do Sul. São Paulo, 1996. 56 p. Tese (Livre Docência em Geociências) – Instituto de Astronômico e Geofísico, Universidade de São Paulo.

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. Paleomagnetim 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, E. M. PICCIRILLO, E. C. MOLINA, N. USSAMI, P. COMIN-CHIARAMONTI, G. BELLINI. 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.; 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.

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.

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.

GALLAGHER, K.; HAWKESWORTH, C.J.; MANTOVANI, M.S.M. The denudation history of the onshore continental margin of SE Brazil inferred from apatite fission track data. *Journal of Geophysical Research*, v. 99, p. 18117-18145, 1994.

GAMA JR., E.G.; BANDEIRA JR, A.N.; FRANÇA, A.B. Distribuição espacial e temporal das unidades litoestratigráficas paleozóicas na parte central da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 12, n. 4, p. 578-589, 1982.

GARLAND, F., HAWKESWORTH, C.J., MANTOVANI, M.S.M. Description and Petrogenesis of the Paraná Rhyolites, Southern Brazil. *Journal of Petrology*, v. 36, n. 5, p. 1193-1227, 1995.

GIMENEZ, N.L.B. Estudo petrológico dos arenitos da Formação Tatuí no Estado de São Paulo. Rio Claro, 1996. 174 p. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.

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.

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

HAWKESWORTH, C.J.; GALLAGER, K.; KELLEY, S.; MANTOVANI, M.S.M.; PEATE, D.; REGELOUS, M.; ROGERS, N. Paraná magmatism and the opening of the South Atlantic. In: STOREY, B.; ALABASTER, A.; PANKHURST, R. (Coordenadores), *Magmatism and the Causes of Continental Break-up*. Geological Society Special Publication, 1992, v. 68, p. 221-240.

HEINRICH, E. W. *Petrografia Microscópica*. Barcelona, Espanha. Ediciones Omega S. A. 1972, 320 p.

IPT – Instituto de Pesquisas Tecnológicas. São Paulo. Mapa geológico do Estado de São Paulo, escala 1: 500.000. São Paulo: Convênio Secretaria da Industria, Comercio, Ciência Tecnologia, 1981, 126 p.

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.

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

KERR, P. F. *Optical Mineralogy*. Boston, United States of America: Mcgraw – Hill Book Company, 1977, 492 p.

KEMME, 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.

MACHADO, F.B. Geologia e possíveis zonas de efusão do magmatismo ácido cretácico da Bacia do Paraná. Rio Claro, 2003. 124p. Monografia (Trabalho de conclusão de curso – Geologia) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.

MACHADO, F.B.; GODOY, A.M.; GALEMBECK, T.M.B.; ANDRE, A.C.N.; FERREIRA, J.A.; ZANARDO, A.; ARTHUR, A.C.; NARDY, A.J.R.; OLIVEIRA, M.A.F.de. Atlas Multimídia: Rochas. Rio Claro, São Paulo, Brasil: Instituto de Geociências e Ciências Exatas-UNESP, 2003, CD-ROM.

MALAGUTTI, M.I.A., BAHIA, O.F., MORENO, M.M.T., NARDY, A.J.R. Determinação de elementos terras raras e ítrio em rochas silicáticas por ICPAES com separação em resina trocadora de íons. *Geochimica Brasiliensis*, v. 12, n 2, p. 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 Coantontinental Flood Basalts of Santa Catarina State (Southern Brazil). *Journal of Petrology*, v. 26, p. 187-209, 1985.

MARQUES, L.S. Caracterização Geoquímica das Rochas Vulcânicas da Bacia do Paraná: Implicações Petrogenéticas. São Paulo, 1988. 175 p. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Astronômico e Geofísico, Universidade de São Paulo.

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. & 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.; FIGUEIREDO, A.M.G.; SAIKI, M.; VASCONCELLOS, M.B.A. Geoquímica analítica dos elementos terras raras - Aplicação da técnica de análise por ativação neutrônica. In: FORMOSO, M.L.L.; NARDY, L.V.S. & L.A. HARTMANN (Coordenadores), *Geoquímica dos Elementos Terras Raras no Brasil*. Rio de Janeiro: CPRM/DNPM - SBGq, 1989a, p. 15-20.

MARQUES, L.S.; DUPRÉ, B.; ALLÈGRE, C.L. Contribuição da geoquímica dos isótopos de Pb no estudo da gênese dos basaltos da Bacia do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 26, 1990, Belém. Resumos Expandidos...Natal. Sociedade Brasileira de Geologia, 1990, p. 1861-1869.

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., 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, 1989b.

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.

MEMORIAL UNIVERSITY OF NEWFOUNDLAND. Software NewPet for DOS. Newfoundland (Canada): Department of Earth Sciences, Centre for Earth Resources Research, (c) 1987-1993.

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*, 1992, p. 101-108.

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. & 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: 31<sup>st</sup> 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. Trans-atlantic 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, 1988, 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, 1988, v. 3, p. 1293-1310.

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.

NARDY, A.J.R. Petrologia e Paleomagnetismo das rochas vulcânicas da região centro-sul do Estado do Paraná. São Paulo, 1988. 150 p. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Instituto de Astronômico e Geofísico, Universidade de São Paulo.

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 F<sup>o</sup>, O., OLIVEIRA, M.A.F., PENEIRO, M.A.V. Determinação de Elementos Maiores e Menores em Rochas Silicáticas por Espectrometria 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.

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.

PADULA, V.T. Estudos geológicos da Formação Irati-sul do Brasil. Boletim Técnico da Petrobras, v. 11, n. 3, , p. 407 – 430, 1968.

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

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., HAWKESWORTH, C.J., MANTOVANI, M.S.M. Chemical Stratigraphy of the Paraná Lavas (South America): Classification of Magma Types and their Spatial Distribution. Bulletin of Volcanology, v. 55, p. 119-139, 1992.

PEATE, D.W.; HAWKESWORTH, C.J.; MANTOVANI, M.S.M.; ROGERS, N.W.; TURNER, A.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.

PERINOTTO, J.A.J. Análise estratigráfica da Formação Palermo (P) na Bacia do Paraná, Brasil. Rio Claro, 1992. 126 p. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.

PETRI, S. Grupo Tubarão. Boletim do Instituto de Geografia e Geologia, v. 41, p. 56-63, 1964.

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

PETRINI, R.; CIVETTA, L.; PICCIRILLO, E.M.; BELLINI, G.; COMIN-CHIARAMONTI, 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.

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.

PIRES, F.A. Análise paleoambiental e estratigráfica do Subgrupo Itararé na região do médio Tietê, Estado de São Paulo. Rio Claro, 2001. 113 p. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.

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

RICCOMINI, C. Arcabouço Estrutural e Aspectos do Tectonismo Gerador e Deformador da Bacia Bauru no Estado de São Paulo. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 27, n. 2, p. 153-162, 1997

RICHARDS, M. A.; DUNCAN, R. A., COURTILOT, V. E. Flood basalts and hot spot tracks: plume heads and tails. *Science*, 246, p. 103-107, 1989.

ROHN, R. Bioestratigrafia e paleoambientes da Formação Rio do Rasto na borda leste da Bacia do Paraná (permiano superior, Estado do Paraná). São Paulo, 1988. 225 p. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

RÜEGG, N. R. Aspectos petrográficos, mineralógicos e petrográficos 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.

SCHNEIDER, R. L.; MUHLMANN, H.; TOMMASI, E.; MEDEIROS, R. A.; DAEMON, R.F.; NOGUEIRA, A. Revisão Estratigráfica da Bacia do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28, 1974, Porto Alegre. Resumos Expandidos...: Sociedade Brasileira de Geologia, 1974, p. 41-65.

SOARES, P.C. Arenito Botucatu e Pirambóia no Estado de São Paulo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 26, 1972, Belém. Resumos...: Sociedade Brasileira de Geologia, 1972, p. 250-251.

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

SOARES, P.C., LANDIM, P.M.B., FÚLFARO, V.J., SOBREIRO NETO, A.F. Ensaio de caracterização estratigráfica do Cretáceo no Estado de São Paulo: Grupo Bauru. Revista Brasileira de Geociências, v. 10, n. 3, p. 177-85, 1980.

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

SUGUIO, K. Fatores paleoambientais e paleoclimáticos e subdivisão estratigráfica do Grupo Bauru. In: MESA REDONDA – A FORMAÇÃO BAURU NO ESTADO DE SÃO PAULO E REGIÕES ADJACENTES, 1980, São Paulo. Coletânea de trabalhos em debate...: Sociedade Brasileira de Geologia, 1980, p. 15-30.

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

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

TURNER, S.P.; REGELOUS, M.; KELLEY, S.; HAWKESWORTH, C., MANTOVANI, M.S.M. Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: high precision  $^{40}\text{Ar} - ^{39}\text{Ar}$  geochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 121, p. 333-348, 1994.

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

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

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

WHITE, R. & MCKENZIE, D. J. Magmatism at rift zones: the generation of volcanic continental margins and flood basalts. *Journal of Geophysical Research*, v. 94, n. B6, p. 7685-7729, 1989.

WHITE, R. & MCKENZIE, D. J. Mantle plumes and flood basalts. *Journal of Geophysical Research*, v. 100, p. 17543-17585, 1995.

ZALÁN, P.V.; CONCEIÇÃO, J.C.J.; ASTOLFI, M.A.M.; APPI, V.T.; WOLFF, S.; VIEIRA, I.S.; MARQUES, A. Estilos estruturais relacionados às intrusões magmáticas básicas em rochas sedimentares. *Boletim Técnico da PETROBRAS*, v. 28, n. 4, p. 221-230, 1985.

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. (Coordenadores), Origem e Evolução de Bacias Sedimentares. Rio de Janeiro: Boletim Técnico da Petrobras, 1990, 415 pp.

ZAINE, J.E.. Geologia da Formação Rio Claro na Folha Rio Claro (SP). Rio Claro, 1994. 90 p. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.

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

## **ANEXO 1**

### Descrições Petrográficas

## CRITÉRIOS PARA AS DESCRIÇÕES PETROGRÁFICAS

Compilado de Wernick (1975, 2003), Bard (1980), Dorado (1989),  
Best & Christiansen (2001) e Machado et al. (2003)

**Texturas Magmáticas:** São as feições de uma rocha determinadas pela análise global das principais características de seus minerais constituintes (formas, dimensões, estrutura interna, etc.), bem como das relações que estes guardam entre si.

### Grau de cristalinidade

Define-se como grau de cristalinidade a proporção entre o material cristalino e vítreo de uma rocha. De acordo com estes critérios as rochas são classificadas em:

Holocristalina	Rochas constituídas somente por material cristalino;
Hipocristalina	Rochas constituídas predominantemente por material cristalino;
Hipovítrea	Rochas constituídas predominantemente por material vítreo;
Holovítrea	Rochas constituídas somente por material vítreo.

### Grau de visibilidade

O grau de visibilidade indica a fração cristalina de uma rocha visível com a vista desarmada. Quanto ao grau de visibilidade, as rochas são classificadas em:

Fanerítica	São constituídas integralmente de material cristalino identificável com a vista desarmada;
Subfanerítica	São constituídas apenas parcialmente por material cristalino identificável com a vista desarmada;
Afanítica	Não contém material cristalino identificável com a vista desarmada.

### Tamanho dos cristais

De acordo com o tamanho dos cristais, as rochas magmáticas se classificam, quanto à granulação, em:

Muito Grossa	30 a 100
Grossa	10 a 30
Média	1 a 10
Fina	0,1 a 1
Densa	0,009 a 0,1
Vítrea	(material vítreo)

### Tamanho relativo dos cristais

Trata-se da comparação relativa das dimensões dos diversos cristais de uma rocha, enquadrando as rochas nas categorias:

Equigranular	Os cristais de uma rocha têm aproximadamente o mesmo tamanho;
Inequigranular	Os cristais apresentam dimensões variáveis;
Megaporfírica	Coexistem na rocha grandes cristais (fenocristais), inseridos numa matriz de granulação média;
Porfírica	Rochas com pequenos fenocristais, imersos numa matriz de granulação fina a densa. O termo pórfiro, é usado para os casos em que os fenocristais perfazem mais de 50% do volume da rocha;
Vitrofirica	Coexistem pequenos cristais, inseridos numa matriz essencialmente vítrea (vitrófiros).

### Forma geométrica dos cristais

Caracterização textural fundamentada na proporção entre minerais euhedrais (minerais delimitados por faces externas cristalinas), subhedrais (parcialmente delimitados por faces cristalinas) e anhedrais (desprovidos de face cristalina) constituintes da rocha.

Panidiomórfica ou Automórfica	Predominam minerais com formas euhedrais (olivinas, piroxênios, feldspatos);
Hipautomórfica ou Hipidiomórfica	Predomínio de minerais com formas subhedrais (piroxênios, anfibólios, micas, plagioclásios);
Xenomórficas ou Alotriomórfica	Predominam minerais com formas anhedrais (quartzo, feldspato K, feldspatóides).

### Articulação entre os cristais

Cada cristal constituinte de uma rocha exibe contatos íntimos com seus vizinhos, originando uma trama extremamente forte. As superfícies de contatos entre os minerais podem ser:

Planar	Os contatos são por justaposição, (mosáico ou de calçamento). Ocorrem em rochas monominerálicas;
Irregular	Contatos por imbricamento mineral (côncavo-convexo ou serrilhado). Ocorrem em rochas pluriminerálicas.

**Arranjo (trama)**

É a disposição espacial relativa das diferentes espécies minerais constituintes de uma rocha, destacando-se os seguintes tipos texturais principais:

Sal e Pimenta	Tipo granular, formada por quantidades semelhantes de cristais claros e escuros;
Intersertal	Malha de cristais tabulares ou ripiformes, na qual os interstícios são ocupados por material vítreo;
Ofítica	Formada por piroxênios prismáticos que englobam ripas de plagioclásios;
Subofítica	Cristais ripiformes de plagioclásio parcialmente incluídos em cristais de piroxênios;
Intergranular	Cristais euhedricos, subhedricos ripiformes de plagioclásio contendo grãos intersticiais de clinopiroxênio. A variação desta é a "intersertal" por apresentar pequenas quantidades de vidro intersticial;
Hialofítica	Cristais ripiformes de plagioclásio e augita em matriz vítrea;
Pilotaxítica	Variedade do tipo anterior onde os cristais ripiformes e micrólitos de plagioclásio encontram-se iso-orientados em matriz holocristalina ou hipovítrea;
Poiquilítica	Cristais maiores englobam vários cristais menores, de uma ou mais espécies minerais;
Spinifex	Trama de cristais alongados e esqueléticos de olivina em matriz fina de vidro e clinopiroxênio;
Pegmatítica	Rochas de granulação grossa a gigante;
Granofírica	Comum em rochas hipo-abissais. Caracteriza-se pelo intercrescimento entre feldspato e quartzo, estes com formas vermiculares, globulares, dendríticas ou irregulares;
Gráfica	Intercrescimento orientado entre quartzo e feldspato.

**Aspectos Químicos e Mineralógicos das Rochas Magmáticas:** Englobam conceitos fundamentais que atuam como base das noções petrológicas relacionadas às rochas magmáticas.

### Acidez

As rochas magmáticas podem ser classificadas, quanto à porcentagem de  $\text{SiO}_2$  presente na rocha em:

Ácida	> 65% de $\text{SiO}_2$ ;
Intermediária	52% a 65% de $\text{SiO}_2$ ;
Básica	45% a 52 % de $\text{SiO}_2$ ;
Ultrabásica	< 45% de $\text{SiO}_2$ .

### Sílica saturação

É a classificação da rocha quanto à saturação em sílica, identificada através da presença de minerais silicáticos saturados (minerais não deficientes em sílica), insaturados (deficientes em sílica), e sílica livre (através da presença de quartzo):

Supersaturada	Quartzo (que apresenta excesso em sílica);
Insaturada	Feldspatóides (nefelita, leucita, sodalita);
Saturada	Piroxênios e feldspatos (minerais saturados);

## Índice de coloração

Denomina-se índice de coloração, a porcentagem conjunta, em volume, de minerais máficos presentes em uma rocha magmática, segundo o quadro abaixo:

Hololeucocrática	0 - 5 %
Leucocrática	5 - 35 %
Mesocrática	35 - 65 %
Melanocrática	65 - 90 %
Ultramelanocrática	> 90 %

## Nomenclaturas adotadas nas descrições petrográficas deste trabalho

Micrólitos	Equivalem a microcristais de plagioclásio, piroxênios, apatita, acessórios e secundários presentes na mesóstase;
Cristalitos	Correspondem a microcristais, com hábito acicular, de minerais opacos presentes na mesóstase;
Mesóstase	Sinônimo de matriz, termo bastante utilizado na literatura para se referir à rochas basálticas. Pode ocorrer nas formas microgranular, micrográfica, vítrea ou de alteração.
Esqueletiforme (esqueletal)	Cristais de minerais opacos fortemente corroídos pela mesóstase, configurando muitas vezes uma forma que lembra “esqueleto”.

## DESCRIÇÕES PETROGRÁFICAS

**Amostra KS 516** - Holocristalina, subfanerítica com granulação fina a densa, a textura predominante é intergranular, sendo isoladamente subofítica, com presença de mesóstase microgranular e micrográfica.

A rocha apresenta granulação fina a média, sendo composta em volume por 35% de plagioclásio, 25% de piroxênio, 20% de material mesostático, 5% de opacos e 15% de material de alteração.

Os cristais de plagioclásio possuem a forma prismática, bem zonados, com geminações do tipo albita e composição próxima a An<sub>54</sub>, sendo o tamanho médio dos cristais 0,5 mm.

Os cristais de piroxênio são anhedrais e granulares, do tipo augita, apenas 0,5% são pigeonita.

Os minerais opacos possuem a forma granular e acicular, sendo comum cristais esqueletiformes. De maneira geral, os cristais são representados por cristalitos, muitas vezes apresentam-se engolfados pelos cristais de piroxênio.

O mesóstase granofírica é composta por quartzo e feldspato alcalino, possui aspecto turvo e corresponde a 2% da lamina. Já a mesóstase microgranular é composta por plagioclásio, augita e cristalitos, além de biotita e argilo-mineral esverdeado como minerais de alteração.

**Amostra KS 517** - Holocristalina, subfanerítica com granulação média a densa, a textura predominante é subofítica, sendo isoladamente ofítica, composta basicamente por 50% de plagioclásio, 35% de piroxênio e 4% de minerais opacos, 10% de mesóstase microgranular e 1% de amígdalas.

Os cristais de plagioclásio são prismáticos e variam de microcristais até cristais com 4,5 mm, em média possuem 0,3 mm. É comum ocorrer alguns cristais com terminações em “cauda de andorinha” e bordas fortemente corroídas pelo mesóstase. Nos maiores cristais, acima de 2 mm, é possível identificar geminações do tipo albita, Carlsbad e até baveno. Composicionalmente os cristais estão próximos de An<sub>55</sub>.

Os cristais de piroxênio são do tipo augita, não ocorre pigeonita, variando de microcristais até aproximadamente 1,5 mm, são granulares e prismáticos, exibindo contatos irregulares com os cristais de plagioclásio e as vezes sendo engolfados pelos mesmos.

Também ocorrem amígdalas pseudoarredondadas, com aproximadamente 2 mm. Já na mesóstase microgranular é possível encontrar piroxênio (micrólitos) e apatita granular, além de minerais de alteração como carbonato e argilo-mineral.

**Amostra KS 518** - Holocristalina, subfanerítica com granulação fina a densa, a rocha apresenta textura predominantemente intergranular e isoladamente intersertal. Em volume, a rocha é composta por aproximadamente 40% de plagioclásio, 35% de piroxênio, 23% de mesóstase microgranular e 2% de minerais acessórios.

Os cristais de plagioclásio apresentam a forma prismática com bordas fortemente corroídas pela mesóstase, são comuns as geminações do tipo albita e Carlsbad. A composição média é em torno de An55. Cerca de 10% dos cristais apresentam a textura intersertal, com terminações em “cauda de andorinha”. O tamanho máximo é de 3 mm, com média próxima de 1 mm.

Os cristais de piroxênio apresentam a forma anedral e granular, bastante alterados pela mesóstase, quase sempre em contato irregular com os cristais de plagioclásio, sendo classificados, sobretudo como augita, em menos de 1% ocorre pigeonita. Alguns cristais de augita apresentam-se urolatizados nas bordas, com cristalização de hornblenda.

Os minerais opacos possuem as formas granulares (anhedrais e subhedrais) e aciculados (engolfados pela mesóstase), sendo também comum cristais esqueletiformes.

A mesóstase é constituída por microcristais de plagioclásio, apatita e cristalitos, além de argila esverdeada como mineral de alteração.

**Amostra KS 520** - Holocristalina, subfanerítica com granulação fina a densa, a textura predominante é intergranular, isoladamente subofítica e ofítica. Em volume a amostra é composta por 45% de plagioclásio e 30% de piroxênio, estando presente também 7% de minerais opacos, 1% de olivina e 17% de mesóstase microgranular.

Os cristais de plagioclásio são bem zonados, sendo claramente possível identificar geminações do tipo albita e Carlsbad, e apresentam composição média em torno de An70. Possuem a forma prismática, subhedral, com cristais de até 5 mm, com média de 1 mm.

Os cristais de piroxênio são em maioria do tipo augita, sendo 3% pigeonita, muitos possuem bordas de alteração para biotita e hornblenda. O hábito é primático, variando de microcristais até 1,5 mm.

Em volume menor que 1%, ocorre pseudomorfos de olivina, alterados para material filossilicatado de coloração esverdeada.

Também ocorrem cristais de apatita granulares engolfadas ou em contato irregular com cristais de plagioclásio, na mesóstase a apatita possui forma acicular.

Os opacos são subhedrais e anhedrais, estando presente entre os cristais de piroxênio ou na mesóstase na forma de cristalitos.

A mesóstase é microgranular, sendo composta por microcristais de plagioclásio, piroxênio, apatita e cristalitos. Como minerais de alteração, ocorre titanita, carbonato e argilo-mineral esverdeado.

**Amostra KS 521** - Holocristalina, subfanerítica com granulação fina a densa, a textura predominante é intergranular, sendo isoladamente subofítica. Em volume a rocha é composta por 35% de plagioclásio, 25% piroxênio, 10% de minerais opacos e 30% de mesóstase microgranular.

Os cristais de plagioclásio exibem bordas corroídas pelo material mesostático, sendo comum a feição “cauda de andorinha”, o hábito é ripiforme, tendendo a subhedral e a composição é em torno de An70. Em comprimento, os cristais possuem aproximadamente 0,3 mm, sendo comum a geminação do tipo albita.

Os cristais de piroxênio são preferencialmente anhedrais, com formas granulares, sendo representado somente por augita, não ocorre pigeonita. A augita, assim como o plagioclásio, apresentam bordas fortemente corroídas. Os cristais possuem tamanho médio de 0,2 mm, e muitos estão alterados para argilo-mineral de coloração esverdeada ou minerais opacos.

Os minerais opacos possuem a forma prismática a granular, ou até mesmo aciculares (com até 1,5 mm), muitos exibem aspecto escamado.

Já a mesóstase possui o aspecto microgranular, sendo constituída por microcristais de plagioclásio, piroxênio, apatitas aciculadas e granulares, além de argilo-mineral esverdeado como material de alteração.

**Lâmina KS 525** – Hipocristalina, subfanerítica com granulação fina a vítrea, a textura da rocha é intersertal, sendo composta por 30% de plagioclásio, 25% de piroxênio, 35% de material vítreo, 8% de minerais opacos, 1% de olivina e 1% de amígdalas.

Os cristais de plagioclásio têm hábito prismático, com tamanho médio de 0,2 mm, com textura intersertal, bordas corroídas pelo material vítreo e terminações em “cauda de andorinha”. A composição média aproximada é An70.

Já os cristais de piroxênio possuem granulação na ordem de 0,05 mm, não sendo possível à diferenciação entre augita e pigeonita.

Os minerais opacos possuem, em maioria, a forma aciculada, com aspecto “escamado”, e quase sempre exibindo feições esqueletiforme. Ocorrem também pseudomorfos de olivina, com hábito granular, substituídos por argilo-mineral ou opacos.

As amígdalas possuem o tamanho médio de 0,7 mm, forma pseudoarredondada, sendo preenchidas totalmente por zeólita, carbonato ou pelo próprio material vítreo.

A mesóstase vítrea é composta por cristalitos de opacos, microcristais de apatita e argilo–mineral, além da própria massa vítrea e escurecida.

**Amostra KS 526** - Hipocristalina, subfanerítica com granulação fina a vítrea. A textura predominante é intersertal e isoladamente intergranular. Em volume a rocha é composta por 35% de plagioclásio, 30% de piroxênio, 27% de vidro, 5% de minerais opacos e 3% de amígdalas.

Os cristais de plagioclásio são prismáticos e ripiformes, com geminações do tipo albita, poucos zonados, textura intersertal com bordas corroídas pelo vidro, e terminações em “cauda de andorinha”. A composição aproximada é An70 e o tamanho médio 0,7 mm.

Já os cristais de piroxênio são todos do tipo augita, ocorrem principalmente na forma de glômeros de cristais ou monocristais de até 0,7 mm. Muitos cristais apresentam-se urulatzados, com passagem para hornblenda nas bordas ou argilo-mineral.

Os minerais opacos são ripiformes ou prismáticos com feições esqueletiforme. A mesóstase é composta, além do próprio vidro, por micrólitos de plagioclásio, apatita aciculada e cristalitos, além de argila esverdeada como mineral de alteração. Já as amígdalas são totalmente preenchidas por quartzo.

**Amostra KS 527** – Holocristalina, subfanerítica com granulação fina a densa, a textura predominante é intergranular, sendo isoladamente subofítica. Em volume a rocha é composta basicamente por 40% de plagioclásio, 30 % de piroxênio, 5% de opacos e 25% de mesóstase microgranular.

Os cristais de plagioclásio são zonados e geminados (albita), possuem a forma prismática, tamanho próximo de 0,7 mm e composição média An62, as bordas são parcialmente corroídas pela mesóstase microgranular.

Os cristais de piroxênio são do tipo augita, não ocorre pigeonita, os cristais possuem bordas parcialmente corroídas pela mesóstase ou até totalmente substituídos ou alterados para argila-mineral ou minerais opacos.

Já os minerais opacos estão sempre presentes entre os cristais de plagioclásio e piroxênio, possuem as formas prismática, euhedral a subhedral, e cristalitos na mesóstase, que também é composta por micrólitos de plagioclásio, piroxênio e apatita, além do material de alteração (argilo-mineral esverdeado).

**Amostra KS 528** – Hipovitrea, subfanerítica com granulação vítrea a fina, a textura da rocha é hialofítica, sendo composta por 7% de plagioclásio, 16% de piroxênio, 5% de opacos, 2% de amigdalas e 70% de mesóstase vítrea.

Os cristais de plagioclásio prismáticos medem menos de 0,08 mm, apresentam textura intersertal com terminações em “cauda de andorinha”, a composição aproximada é An70, sendo comum cristais maclados e raras geminações.

Os cristais de piroxênio são todos do tipo augita, anhedrais e granulares, submilimétricos, bastante corroídos pelo vidro. Já os opacos são prismáticos euhedrais a subhedrais.

As amigdalas possuem a forma amebóide, sempre preenchidas por argilo-mineral esverdeado. A mesóstase é composta basicamente por uma massa vítrea e bastante escura, rica em ferro, não sendo identificado micrólitos.

**Amostra KS 529** – Holocristalina, subfanerítica com granulação fina a densa, a rocha possui textura intergranular e subofítica, em volume é composta por 45% de plagioclásio, 35 % de piroxênio, 4% de olivina, 5% de opacos, 1% de apatita e 10% de mesóstase microgranular.

Os cristais de plagioclásio variam de microcristais até 0,6 mm, a média é em torno de 1 mm, a forma é prismática e ripiforme, e a composição média é em torno de An72. A geminação mais comum é a do tipo albita.

Os cristais de piroxênio são principalmente augita granulares, em aproximadamente 3% também ocorrem cristais subhedrais de pigeonita, sempre engolfando parcialmente ou totalmente os cristais de plagioclásio.

Já a olivina, abundante nesta amostra, ocorre preferencialmente na forma de pseudomorfos, substituídas por argilo-mineral esverdeado e minerais opacos. São granulares e subarredondadas.

Na mesóstase microgranular ocorrem micrólitos de plagioclásio, apatita, augita e cristalitos além de argilo-mineral de coloração esverdeada como material de alteração.

**Amostra KS 531** – Holocristalina, subfanerítica com granulação média a densa, a textura da rocha é predominantemente intergranular, sendo isoladamente ofítica e até subofítica, em volume é composta por 40% de plagioclásio, 25% de piroxênio, 5% de minerais opacos e 30% de mesóstase microgranular.

Os cristais de plagioclásio são prismáticos e ripiformes, alguns quase aciculados, com até 1,1 mm de comprimento, 0,5 mm em média. São comuns a extinção ondulante e a geminação do tipo albita bem como terminações em “cauda de andorinha”. A composição média é em torno de An88.

Os cristais de piroxênio ocorrem na forma prismática com até 1,2 mm, sendo principalmente augita e aproximadamente 2% pigeonita.

Já os minerais opacos possuem a forma subhedral, com aspecto esqueletiforme, e tamanho máximo de 2,2 mm. O mesóstase é microgranular, quase vítrea, composta principalmente por cristalitos e micrólitos de plagioclásio e apatita.

**Amostra KS 532** – Holocristalina, subfanerítica com granulação média a densa, a textura da rocha é intergranular, com vários pontos de alteração avermelhados provocados pela forte alteração dos cristais de piroxênio. Em volume é composta por 40% de plagioclásio, 15% de piroxênio, 10% de material de alteração (óxido de ferro), 5% de opacos e 30% de mesóstase microgranular.

Os cristais de plagioclásio possuem o hábito prismático, sendo comum a geminação do tipo albita, o tamanho máximo alcançado pelos cristais é 1 mm, sendo a média de 0,3 mm. As bordas dos cristais são fortemente corroídas pela mesóstase e a composição média é em torno de An44.

Os cristais de piroxênio estão bastante alterados para um material amorfo (provável óxido de ferro), somente 1% é pigeonita, sendo a grande maioria augita. A forma predominante é aciculada com até 2 mm.

Os opacos são prismático, subhedrais, sendo comum as feições esqueletiformes, e a mesóstase microgranular é bastante rica em cristalitos, e em menor quantidade microcristais de plagioclásio e apatita, além do material de alteração de cor acastanhada dos cristais de piroxênio.

**Amostra KS 533** – Holocristalina, subfanerítica com granulação média a densa, a rocha possui textura predominantemente intergranular, embora também ocorram as texturas subofítica, ofítica e até poiquilítica. Em volume a rocha é composta por 45% de plagioclásio, 30% de piroxênio, 10% de opacos e 15% de mesóstase microgranular.

Ocorrem megacristais de plagioclásio com até 2,5 mm, contudo a média fica em torno de 0,1 mm. Devido ao tamanho dos cristais é bastante comum estarem zonados, com geminações dos tipos albita, Carlsbad e baveno. A composição é próxima de An72.

Os cristais de piroxênio são em maioria augita, com contatos irregulares com os cristais de plagioclásio (textura subofítica). A pigeonita não ultrapassa 1% do volume da rocha.

Os opacos são subhedrais, fortemente corroídos e posicionados entre os cristais de plagioclásio e piroxênio. Na mesóstase ocorrem cristalitos e micrólitos de plagioclásio, piroxênio, apatita e até biotita como mineral de alteração.

**Amostra KS 534** – Holocristalina, subfanerítica com granulação média a densa, a amostra possui textura intergranular, secundariamente subofítica. Em volume a rocha é composta por 40% de plagioclásio, 25% de piroxênio, 4% de opacos, 30% de mesóstase microgranular e micrográfica, e 1% de pseudomorfos de olivina.

Os cristais de plagioclásio são fortemente corroídos pela mesóstase, ocorrendo comumente às geminações do tipo albita, Carlsbad e baveno. As composições dos cristais estão próximas de An48. O comprimento máximo dos cristais prismáticos é de 0,6 mm, sendo a média de 0,5 mm.

Os cristais de piroxênio são cerca de 10 % pigeonita e 15% augita, a pigeonita é maior, com tamanho médio de 1 mm, sempre contornando os cristais de plagioclásio e muitas vezes engolvando-os parcialmente. Os cristais de augita são angulares a prismáticos, alguns possuem bordas urolatizadas.

Ocorrem também pseudomorfos de olivina, anhedrais e granulares, alterados para argilo-mineral de coloração esverdeada. As apatitas são angulares a prismáticas (chegam a 0,02 mm) ou até aciculada presente na mesóstase.

Já os minerais opacos possuem a forma esqueletal, são prismáticos, com até 1,5 mm. A mesóstase pode ser classificada como micrográfica em aproximadamente 2%, possuindo a textura granofírica, com morfologia similar a uma pluma e às vezes formando conspícuos com quartzo cuneiforme e feldspato alcalino.

**Amostra KS 535** – Holocristalina, subfanerítica com granulação média a densa, a rocha apresenta a textura intergranular, sendo também subofítica. Em volume, é composta por 45 % de plagioclásio, 30% de piroxênio, 5% de opacos e 20% de mesóstase microgranular e micrográfica.

Os cristais de plagioclásio são prismáticos, alguns quase aciculados, bastante corroídos e alterados pela mesóstase. A composição é próxima de An74 e as geminações são do tipo albita e Carlsbad. O tamanho médio dos cristais é de 0,5 mm e muitas vezes ocorrem engolfando ou sendo engolfados pelas pigeonita.

Os cristais de piroxênio são em quase 20% augita, granulares e fortemente alteradas pela mesostese, gerando argilo-minerais esverdeados e minerais opacos. A pigeonita corresponde a 10% do volume da rocha, os cristais são prismáticas e subhedrais, ocorrem engolfando parcialmente cristais de plagioclásio, conferindo localmente a textura subofítica. O tamanho dos cristais de piroxênio chega a 2,4 mm, sendo a média 0,5 mm.

Os minerais opacos possuem aspecto esquelético, hábito prismático ou aciculado, com contatos irregulares entre os cristais de plagioclásio e piroxênio.

A mesóstase é microgranular e micrográfica, a primeira é formada por minerais de alteração do plagioclásio saussoritizados (carbonato e argilo-mineral de coloração clara) e argilo-minerais esverdeado provenientes da urolatização das augitas, bem como micrólitos de plagioclásio e apatitas. O material granofírico é formado principalmente por quartzo com aspecto plumoso.

**Amostra KS 535A** - Amostra do veio leucocrático que corta o sill em diversos níveis de maneira caótica. É formado principalmente por quartzo e em menos de 10% por feldspato alcalino, conferindo localmente a textura gráfica, com aspecto difuso. Também ocorrem xenocristais de piroxênio e plagioclásio do diabásio encaixante, o contato é abrupto.

**Amostra KS 536** – Holocristalina, subfanerítica com granulação grossa a densa, a amostra apresenta textura intergranular, em volume é formada por 35% de plagioclásio, 13% de piroxênio, 10% de minerais opacos e 40% de mesóstase microgranular e 2% de apatita.

Os cristais de plagioclásio são prismáticos e aciculados, alguns com mais de 1 cm de comprimento, a média fica em torno de 0,5 mm. Estão fortemente alterados pela mesóstase, sendo comum a terminação em “cauda de andorinha”. As geminações são de difíceis distinções e a composição pelo método de Michel-Lévy é pouco confiável.

Os cristais de piroxênio são representados principalmente por 6% de pigeonita e 7% de augita. A pigeonita é ripada, com até 0,5 cm de comprimento, diferente da augita granular e anedral. Os cristais ocorrem entre os de plagioclásio, sempre com contatos irregulares.

Na mesóstase microgranular é possível encontrar minerais de alteração como argilo-minerais esverdeados, cloritas e até biotitas como possível resultado da urolatilização do piroxênio. Como minerais primários ocorrem cristalitos bastante aciculados e microcristais de plagioclásio e augita.

**Amostra KS 537** - Hipovítrea, subfanerítica com granulação fina a vítrea, a rocha é rica em material vítreo, o que lhe confere a textura intersertal. Em volume a rocha é composta por 25% de plagioclásio, 3% de piroxênio, 10% de opacos, 1% de amígdalas, 1% de argilo-mineral e 60 % de mesóstase vítrea.

Os cristais de plagioclásio são todos aciculados com comprimento médio de 0,4 mm, ocorrem também micrólitos e cristais com textura intersertal com terminações em “cauda de andorinha”. A composição média é An36.

Já os poucos cristais de piroxênio que ocorrem, são augita granulares e anedrais, na forma de microcristais, alguns possuem bordas alteradas para argilo-mineral de coloração esverdeada ou minerais opacos.

A mesóstase é praticamente vítrea, de coloração amarronzada, rica em cristalitos, microcristais de plagioclásio e augita, argilo-mineral de origem secundária e esparsas amígdalas preenchidas por quartzo.

**Amostra KS 538** – Hipocristalina, subfanerítica com granulação fina a vítrea, a rocha possui textura intergranular e isoladamente intersertal, sendo isoladamente subofítica. Em volume a rocha é composta por 45% de plagioclásio, 25% de piroxênio, 10% de opacos, 20% de mesóstase vítrea.

Os cristais de plagioclásio são prismáticos subhedrais ou aciculados com até 3,7 mm de comprimento, sendo a média próxima de 0,6 mm. Ocorrem geminações do tipo albita e Carlsbad, a composição é próxima de An54.

Já os cristais de piroxênio são cerca de 15% pigeonita subhedrais e prismáticas, com cristais de até 0,5 mm, sendo todos com bordas alteradas para minerais opacos. Apenas 10% são augita, também bastante alterada.

Os minerais opacos são, os de origem primária, aciculados, com até 1,5 mm de comprimento, imersos na matriz vítrea de maneira caótica. Na mesóstase também ocorrem microcristais de plagioclásio (com textura intersertal), piroxênio e apatita granular.

**Amostra KS 539** – Hipocristalina, subfanerítica com granulação média a vítrea, a rocha apresenta a textura intergranular e isoladamente intersertal, sendo composta por cerca de 30% de plagioclásio, 15% de piroxênio, 10% de minerais opacos e 45% de mesóstase vítrea.

Os cristais de plagioclásio são parcialmente ou totalmente alterados pela mesóstase, poucos zonados, geminação do tipo albita. A composição média é próxima de An45 e o comprimento médio dos cristais prismáticos e aciculados é de 0,8 mm.

Os cristais de piroxênio são em maioria augita (cerca de 10%), angulares e anhedrais, com tamanho médio de 0,2 mm, enquanto que a pigeonita é prismática e subhedral, com até 2 mm, sempre bordeando e engolfando parcialmente ou totalmente os cristais de plagioclásio.

Os minerais opacos ocorrem como material de alteração do piroxênio, ou com hábito acicular na matriz vítrea, onde também ocorre micrólitos de plagioclásio, piroxênio e apatita.

**Amostra KS 540** – Holocristalina, subfanerítica com granulação média a densa, a textura predominante é intergranular, sendo composta por 45% de plagioclásio, 40% de piroxênio, 5% de opacos e 10% de mesóstase microgranular.

Os cristais de plagioclásio são ripiformes, com comprimento máximo de 2,2 mm, sendo o tamanho médio de 0,2 mm. A composição aproximada é An54, apresentam bordas corroídas pela mesóstase e feições do tipo “cauda de andorinha”.

Já os cristais de piroxênio são em grande maioria augita, granulares e anhedrais, bastante fraturadas, corroídas pela mesóstase e com tamanho médio de 0,2 mm. Aproximadamente 1% dos cristais de piroxênio podem ser classificados como pigeonita.

Não foi verificada a presença de olivina nem mesmo na forma de pseudomorfos. Contudo, ocorrem minerais opacos prismáticos, quase cúbicos, e subhedrais. A mesóstase é microgranular, como micrólitos de plagioclásio, piroxênio e traços de apatita.

**Amostra KS 541** – Holocristalina, subfanerítica com granulação média a densa, rocha com textura intergranular, sendo composta por cerca de 43% de plagioclásio, 35% de piroxênio, 5% de opacos, 1% de argilo-minerais, 1% de apatita e 15% de mesóstase microgranular.

Os cristais de plagioclásio são prismáticos e bem zonados, com geminações do tipo albita e baveno, com comprimento médio em torno de 0,5 mm. A composição é próxima de An45.

Os cristais de piroxênio são representados por augita, aciculada, com até 6 mm de comprimento e média de 1,7 mm. Muitos cristais estão substituídos por minerais opacos, provavelmente magnetita, a evolução da alteração da augita parece se iniciar nas bordas do mineral, se dirigindo ao centro.

A mesóstase é microgranular, composta por microcristais de plagioclásio, augita, apatita e cristalitos, além de carbonato, provável resultado da saussoritização do plagioclásio, e uma massa filossilicatada de coloração esverdeada.

**Amostra KS 542** – Holocristalina, subfanerítica com granulação média a densa, a rocha possui textura predominantemente intergranular, sendo isoladamente subofítica. Em volume é constituída por 40% de plagioclásio, 35% de piroxênio, 20% de mesóstase microgranular e micrográfica, e 5% de minerais opacos.

Os cristais de plagioclásio são bem geminados, com até 4 mm de comprimentos, bastante ripiformes, e os mais prismáticos com média de 2 mm de comprimento. As geminações são bastante comuns, principalmente a albita, e a composição está próxima de An45.

Já os cristais de piroxênio são em torno de 10%, caracterizados como pigeonita, prismáticas, subhedrais, com contato irregular com os cristais de plagioclásio. Já a augita, correspondendo a 25%, são mais granulares e com bordas urolatizadas.

A mesóstase é microgranular, rica em minerais de alteração, microcristais de augita e plagioclásio e até apatitas aciculadas com no máximo 1 mm de comprimento. Também ocorre a textura granofírica, identificada pela presença de quartzo e feldspato com aspecto de pluma.

**Amostra KS 543** – Holocristalina, subfanerítica com granulação fina a densa, textura intergranular, em volume é composta por 50% de plagioclásio, 10% de piroxênio, 10% de minerais opacos e 30% de mesóstase microgranular.

Os cristais de plagioclásio estão bastante corroídos pela mesóstase, a forma é prismática e ripiforme, ocorrem geminações do tipo albita, a composição média é An45.

Os cristais de piroxênio são do tipo augita, granulares e corroídos pela mesóstase. Já os opacos são em maioria aciculados.

A mesóstase é formada por material de alteração principalmente do plagioclásio (saussoritizados), constituída por uma massa de argila de coloração clara e microcristais de plagioclásio, augita e apatita.

**Amostra KS 544** – Holocristalina, subfanerítica com granulação média a densa, rocha com textura intergranular, rica em mesóstase microgranular. Em volume é composta por 45% de plagioclásio, 15% de piroxênio, 7% de opacos, 2% de apatita, 1% de argilo-mineral e 30% de mesóstase microgranular.

Os cristais de plagioclásio são bastante prismáticos, subhedrais e bem zonados, com comprimento chegando a 1,4 mm, e média de 0,8 mm, a composição é em torno de An39.

Os cristais de piroxênio são representados por 15% de pigeonita prismática e 10% de augita granular, muitas com bordas alteradas para biotita e parcialmente penetradas pela mesóstase.

As apatitas são euhedrais a subhedrais, a maioria engolfadas pelos cristais de piroxênio ou na própria mesóstase.

Já a mesóstase é composta por material microgranular, formada principalmente por cristalitos fortemente aciculados e minerais de alteração do piroxênio. Localmente ocorre a textura granofírica entre os cristais de plagioclásio, formado por quartzo e feldspato alcalino exibindo o aspecto plumoso.

**Amostra KS 545** – Holocristalina, subfanerítica com granulação fina a densa, a textura da lamina é intergranular, isoladamente subofítica, em volume é composta por 40% de plagioclásio, 30% de piroxênio, 5% de opacos e 25% de mesóstase microgranular.

Os cristais de plagioclásio estão bastante alterados pela mesóstase, o comprimento médio chega a 0,37 mm. A geminação do tipo albita é comum e a composição média é em torno de An40.

Os cristais de piroxênio são preferencialmente do tipo augita, apenas 10% classificadas como pigeonita, apresentando alteração para argilo-mineral de coloração esverdeada e bordas alteradas para minerais opacos, provavelmente magnetita.

Já os minerais opacos são em grande maioria aciculados, ou prismáticos com aspecto esqueletiforme. A mesóstase é microgranular, com minerais de alteração (argilo-mineral) e micrólitos de plagioclásio e augita, além do grande volume de cristalitos.

**Amostra KS 546** – Hipocristalina, subfanerítica com granulação média a vítrea, a textura da rocha é intergranular e isoladamente intersertal. Em volume a rocha é composta por 35% de plagioclásio, 25% de piroxênio, 5% de opacos, 25% de mesóstase microgranular e 10% de mesóstase vítrea.

Os cristais de plagioclásio prismáticos apresentam até 0,6 mm de comprimento, fortemente alterados e com bordas corroídas pela mesóstase, muitos com textura intersertal. A geminação albita é bastante comum, e a composição é em torno de An54.

A razão de augita e pigeonita é praticamente 1 para 1, ambas fortemente corroídas pela mesóstase e com sinais de alteração nas bordas para minerais opacos granulares a prismáticos.

Os minerais opacos são em maioria aciculados presentes em toda lâmina e cortando os cristais de plagioclásio e piroxênio pré-existentes, chegam até 2 mm de comprimento, com média de 0,4 mm. Os cristais mais prismáticos são fortemente corroídos, com aspecto esqueletiforme.

A mesóstase em maior parte é microgranular (micrólitos de plagioclásio e piroxênio), mas também ocorrem em locais isolados com o aspecto totalmente vítreo, rico em cristalitos.

**Amostra KS 547** – Hipocristalina, subfanerítica com granulação fina a vítrea, a amostra possui textura intersertal, isoladamente subofítica, em volume é composta por 35% de plagioclásio, 25% de piroxênio, 3% de minerais opacos, 1% de amigdalas, 1% de olivina e 35% de mesóstase vítrea.

Os cristais de plagioclásio são prismáticos, comprimento médio de 0,3 mm, ocorrem geminações do tipo albita, Carlsbad e até cristais maclados. A composição média é An52, a textura intersertal também ocorre, gerando cristais com terminações em “cauda de andorinha”.

Os cristais de piroxênio são em maioria augita, apenas 1% de pigeonitas prismáticas e subhedrais. Os cristais de augita são granulares e anhedrais, com tamanho médio de 0,8 mm. Já a olivina é bem angular e totalmente substituída por argilo-mineral de coloração esverdeada.

Ocorrem também amigdalas preenchidas por zeólita e calcedônia. A mesóstase é vítrea, rica em cristalitos e microcristais de plagioclásio e apatita, além da própria massa vítrea.

**Amostra KS 549** – Holocristalina, subfanerítica com granulação fina a densa, a textura da amostra é intergranular sendo isoladamente subofítica, é formada por 40% de plagioclásio, 25% de piroxênio, 5% de opacos, 1% de olivina e 29% de mesóstase microgranular.

Os cristais de plagioclásio apresentam-se bastante alterados, com bordas corroídas pela mesóstase, ocorrendo terminações em “cauda de andorinha”. O comprimento médio é 0,4 mm, com cristais chegando até 0,9 mm. A composição média é em torno de An32, sendo comum a geminação do tipo albita.

Os cristais de piroxênio são do tipo augita, sendo apenas 3% pigeonita, o tamanho médio destes cristais é de aproximadamente 0,4 mm, com formas granulares e anhedrais. Já os opacos são preferencialmente aciculados, com orientação caótica os cristais mais prismáticos apresentam aspecto esqueletiforme.

A olivina está alterada ou parcialmente alterada para argilo-mineral de coloração esverdeada, com grãos anhedrais e fraturados.

**Amostra KS 550** – Holocristalina, subfanerítica com granulação fina a densa, a textura da amostra é intergranular e isoladamente subofítica. Em volume é composta por 35% de plagioclásio, 25% de piroxênio, 5% de opacos, 35% de mesóstase microgranular e 1% de olivina.

Os cristais de plagioclásio são prismáticos, comprimento médio de 0,6 mm, ocorrendo geminações do tipo albita, Carlsbad e cristais maclados. A composição está próxima a An38.

Os cristais de piroxênio são essencialmente augita, apenas 3% de pigeonita, granulares, subhedrais a anhedrais, com tamanho médio de 0,3 mm. A relação de contado dos cristais com os de plagioclásio são irregulares. A olivina é angular, ocorrendo entre os cristais de plagioclásio e principalmente na mesóstase, sempre na forma de pseudomorfos.

Já os opacos são subhedrais a anhedrais, e prismáticos, a mesóstase é microgranular, formada principalmente por material de alteração do plagioclásio e piroxênio, sendo este constituído por argilas de coloração clara a esverdeada e carbonato, além de microcristais de plagioclásio, piroxênio e apatita.

**Amostra KS 551** – Holocristalina, subfanerítica com granulação média a densa, a textura predominante é intergranular, com áreas mais subofítica. Em volume a rocha é composta por 45% de plagioclásio, 35% de piroxênio, 4% de opacos, 1% de pseudomorfos de olivina e 15% de mesóstase microgranular.

Os cristais de plagioclásio são prismáticos e apresentam até 2,0 mm de comprimento, média de 0,8 mm, comumente geminados (albita), a composição média é em torno de An55.

Os cristais de piroxênio são preferencialmente do tipo augita, apenas 2% de pigeonita, os cristais são granulares e anhedrais, com bordas fortemente alteradas para biotita e minerais opacos.

Os minerais opacos são aciculados e secundariamente prismáticos. Também ocorrem pseudomorfos de olivina, granulares e anhedrais.

A mesóstase é microgranular, constituída por micrólitos de plagioclásio, augita e apatitas aciculadas e granulares.

**Amostra KS 552** – Holocristalina, subfanerítica com granulação grossa a densa, a textura da amostra é intergranular, em volume é formada por 35% de plagioclásio, 20% de piroxênio, 7% de opacos, 5% de minerais opacos, 28% de mesóstase microgranular e 5% de mesóstase micrográfica.

Os cristais de plagioclásio são prismáticos e chegam até 0,5 cm de comprimentos, sendo a média em torno de 0,8 mm. As geminações são bastante comum (albita e Carlbad), a composição é próxima de An70. Alguns cristais apresentam bordas corroídas pela mesóstase, muitas vezes gerando a textura intersertal.

Os cristais de piroxênio chegam até 1 cm de comprimento, com média em torno e 0,6 mm. Os cristais possuem bordas alteradas para biotita e opacos. Quase que em totalidade representados por augita.

Já os minerais opacos são anhedrais e angulares em grande parte como material de alteração. A mesóstase microgranular é rica em microcristais (plagioclásio, augita e apatita), cristalitos e até carbonato como material de alteração do plagioclásio. Entre os cristais de plagioclásio ocorrem também mesóstase micrográfica, constituída por quartzo e feldspato alcalino, com aspecto plumoso.

**Amostra KS 553** – Holocristalina, subfanerítica com granulação fina a densa, a textura da rocha é intergranular, em volume, o plagioclásio chega a 40% da rocha, 25% de piroxênio, 10% de opacos e 25% de mesóstase microgranular.

Os cristais de plagioclásio são ripiformes, alguns tabulares, tamanho médio de 0,5 mm, ocorrem geminação do tipo albita e cristais maclados, a composição média é An65.

Os cristais de piroxênio são augita, aproximadamente 5% pigeonita, possuem a forma granular e isoladamente aciculada, com bordas alteradas para minerais opacos e biotita, o tamanho médio dos cristais é 0,3 mm.

Já os opacos são angulares e anhedrais, com formas prismáticas, anedral a subhedral. A mesóstase é microgranular, composta por plagioclásio, augita e apatita (acicular) na forma de micrólitos.

**Amostra KS 554** – Hipocristalina, subfanerítica com granulação fina a vítrea, a textura é intersertal e intergranular, isoladamente subofítica. Em volume é composta por 35% de plagioclásio, 10% de piroxênio, 15% de opacos e 40% de mesóstase microgranular e vítrea.

O cristais de plagioclásio são prismáticos, geminados (albita), comprimento médio de 0,7 mm, com composição média próxima a An60, as bordas são corroídas pela mesóstase chegando a ocorrer a textura intersertal.

Os cristais de piroxênio são representados por 7% de pigeonita e 8% e augita granulares e anhedrais, a pigeonita tende a ser subhedral e levemente prismática.

Já os minerais opacos são em grande maioria aciculados, com a forma de agulhas de até 2 mm, presentes principalmente na mesóstase microgranular, que é composta também por micrólitos de plagioclásio e minerais de alteração.

**Amostra KS 555** – Holocristalina, subfanerítica, granulação fina a densa, a textura da amostra é intergranular, isoladamente subofítica. Em volume é composta por 45% de plagioclásio, 35% de piroxênio, 5% de opacos, 2% de olivina e 13% de mesóstase microgranular.

Os cristais de plagioclásio são tabulares e prismáticos, geminados (albita e Carlsbad), com comprimento médio de 0,7 mm, a composição é próxima é An40.

Os cristais de piroxênio são representados por 10% de pigeonita e 25% de augita, no geral os cristais estão próximos a 0,5 mm muitas vezes engolfando parcialmente o plagioclásio.

A mesóstase é microgranular, com micrólitos de plagioclásio e apatita, além de minerais de alteração (argilo-mineral e carbonato).

**Amostra KS 556** – Holocristalina, subfanerítica e com granulação fina a densa, a textura é intergranular, sendo constituída por 40% de plagioclásio, 15% de piroxênio, 4% de opacos, 1% de olivina e 40% de mesóstase microgranular.

O plagioclásio possui a forma prismática, com aproximadamente 0,4 mm de comprimento, geminação do tipo albita, com composição próxima a An45.

Os cristais de piroxênio são do tipo augita, menos de 1% de pigeonita, em média a granulação está próxima de 0,4 mm, possui o hábito granular, sendo a augita anhedral, e muitas vezes com bordas alteradas para biotita e opacos, já a pigeonita tende a ser subhedral.

Os opacos são prismáticos, e parcialmente corroídos pela mesóstase microgranular que é constituída por microcristais de plagioclásio e apatita além de minerais de alteração (argila-mineral esverdeado).

**Amostra KS 557** – Holocristalina, subfanerítica, granulação fina a densa, a textura é predominantemente ofítica sendo algumas áreas da lâmina mais próxima a intergranular. Em volume é composta por 45% de plagioclásio, 35% de piroxênio, 5% de minerais opacos e 15% de mesóstase microgranular.

Os cristais de plagioclásio são tabulares, com até 5 mm de comprimento, média de 1 mm, as geminações são bastante comuns (albita, Carlsbad e baveno), e a composição próxima de An50.

Os cristais de piroxênio são em maioria augita, apenas 5% são pigeonita, apresentando a forma prismática, subhedral, normalmente engolfando de maneira parcial os cristais de plagioclásio, a granulação ultrapassa 1 mm na maioria dos cristais.

Já os opacos são prismáticos ou ripiformes, com feições esqueletiformes. A mesóstase é microgranular, constituída principalmente por micrólitos de plagioclásio, apatita granular e cristalitos.

**Amostra KS 558** – Hipocristalina, subfanerítica e com granulação fina a densa, a textura da rocha é intergranular e secundariamente intersertal. Em volume é formada por 35% de plagioclásio, 30% de piroxênio, 30% de mesóstase vítrea, 4% de opacos e 1% de pseudomorfos de olivina.

Os cristais de plagioclásio são prismáticos e tabulares, o comprimento médio é de 0,5 mm, a geminação do tipo albita é Carlsbad são comuns, a composição média está próxima de An40.

Já os cristais de piroxênio são em 25% augita e 5% pigeonita, ambos prismáticos, muitas vezes em contato irregular com o plagioclásio conferindo a textura subofítica.

Os opacos são prismáticos e aciculados, alguns granulares como provável resultado da alteração da olivina.

A mesóstase é predominantemente vítrea, com cristalitos e micrólitos de plagioclásio, apatita e argilo-mineral (material de alteração).

**Amostra KS 559** – Holocristalina, subfanerítica e com granulação fina a densa, a textura da rocha é intergranular, em volume a rocha é composta por 45% de plagioclásio, 40% de piroxênio, 5% de opacos, 2% de olivina e 8% de mesóstase microgranular.

Os cristais de plagioclásio são prismáticos, o comprimento médio é 0,5 mm, bem geminados (albita e Carlsbad), a composição média é em torno de An40.

Já os cristais de piroxênio são representados por 30% de augita e 10% de pigeonita, sendo a augita granular e anhedral, a pigeonita tende a ser mais subhedral, o tamanho médio dos cristais é de 0,5 mm e em muitos locais apresentam uma relação de contato irregular com os cristais de plagioclásio (textura subofítica).

Já as olivina ocorrem parcialmente ou totalmente substituídas por argilo-mineral de coloração esverdeada, sendo a maioria engolfadas pelos cristais de piroxênio.

Os minerais opacos são prismáticos, granulares e até cristalitos, sendo este último presente na mesóstase, que também é constituída por micrólitos de plagioclásio e apatita.

**Amostra KS 560** – Hipocristalina, subfanerítica com granulometria fina a vítrea, a amostra possui textura subofítica e secundariamente intersertal, em volume é representada por 40% de plagioclásio, 35% de piroxênio, 4% de opacos, 1% de olivina e 20% de mesóstase vítrea.

Os cristais de plagioclásio possuem o hábito prismático, isoladamente tabular, comprimento médio de 0,7 mm, com geminações do tipo albita bem definidas e composição próxima de An55, nas bordas é comum a textura intersertal devido à corrosão pela mesóstase.

Os cristais de piroxênio são em maioria do tipo augita, granulares e anhedrais com bordas alteradas para argila-mineral e opacos, 5%. A pigeonita é prismática e subhedral sempre engolfando parcialmente os cristais de plagioclásio.

Já os minerais opacos, ocorrem formas principalmente prismática e secundariamente aciculada (com até 0,5 mm).

A mesóstase é preferencialmente vítrea, composta por micrólitos de plagioclásio, apatita, cristalitos e a própria massa vítrea de coloração escura. Também ocorrem minerais de alteração como carbonato e argilo-mineral presentes na mesóstase.

**Amostra KS 561** – Holocristalina, subfanerítica com granulação fina a densa, a rocha apresenta textura intergranular, sendo em volume composta por 35% de plagioclásio, 30% de piroxênio, 5% de minerais opacos e 30% de mesóstase microgranular.

Os cristais de plagioclásio são prismáticos, isoladamente tabulares, bem geminados (albita e Carlsbad), com composição próxima de An70, o comprimento médio dos cristais é 0,7 mm.

Os cristais de piroxênio são do tipo augita, apenas 3% de pigeonita, com tamanho médio de 0,7 mm, granulares e anhedrais, com sinais de alteração nas bordas para argilo-mineral e minerais opacos.

Os opacos são preferencialmente aciculados, com tamanho máximo de 0,5 mm, presentes principalmente na mesóstase microgranular, que é formada também por minerais de alteração (carbonato e argilo-mineral) e micrólitos de plagioclásio e apatita. Também ocorrem em menos de 1% material granofírico concentrado na mesóstase, formado por quartzo e feldspato alcalino.

**Amostra KS 562** – Holocristalina, subfanerítica com granulação média a densa, a textura é intergranular, em volume é composta por 35% de plagioclásio, 25% de piroxênio, 5% de opacos e 35% de mesóstase microgranular.

Os cristais de plagioclásio são prismáticos e tabulares, com comprimento máximo de 0,7 mm, e composição próxima de An55. As geminações que ocorrem são albita e Carlsbad, e muitos cristais apresentam bordas corroídas pela mesóstase gerando a textura intersertal.

Os cristais de piroxênio são 24% augita, com hábito granular e anhedral, com bordas corroídas pela mesóstase e alteradas para biotita e minerais opacos. A pigeonita representa apenas 1% do volume da rocha, prismática e subhedral, menos alterada que a augita, sempre engolfando parcialmente os cristais de plagioclásio (textura subofítica).

Já os minerais opacos, possuem o hábito prismático e subhedral, muitas estão engolfadas pelos cristais de piroxênio. A mesóstase é rica em minerais de alteração, como

argilo-mineral de cor escura e carbonato, além de cristalitos, e micrólitos de plagioclásio e apatitas granulares.

**Amostra KS 563** – Holocristalina, subfanerítica com granulação fina a densa, a textura é intergranular. Em volume a rocha é formada por 35% de plagioclásio, 25% de piroxênio, 5% de opacos e 35% de mesóstase microgranular.

Os cristais de plagioclásio são prismáticos e tabulares, com comprimento médio de 0,8 mm e composição aproximada de An40. Ocorrem geminações do tipo albita e os cristais apresentam bordas corroídas pela mesóstase.

Os cristais de piroxênio possuem o tamanho médio de 0,5 mm, sendo 23% augita e 2% pigeonita, a augita é mais granular com bordas parcialmente corroída e alterada para minerais opacos, a pigeonita é mais prismática e subhedral, muitas vezes com contatos irregulares com os cristais de plagioclásio, conferindo localmente a textura subofítica.

Já os minerais opacos são prismáticos e muitos corroídos pela mesóstase (aspecto esqueletiforme), a olivina representa menos de 1% do volume da rocha, sempre na forma de pseudomorfo.

A mesóstase é microgranular (plagioclásio, opacos e minerais de alteração) e micrográfica (aproximadamente 1%), formada por quartzo e feldspato configurando um aspecto difuso.

**Amostra KS 564** – Holocristalina, subfanerítica e granulometria média a densa, a textura da rocha é predominantemente intergranular, em volume é constituída por 40% de plagioclásio, 35% de piroxênio, 2% de opacos e 23% de mesóstase microgranular.

Os cristais de plagioclásio são prismáticos, com geminações do tipo albita e Carlsbad, o comprimento médio é 0,8 mm. A composição está próxima a An42, quando os cristais estão em contato com a mesóstase eles apresentam as bordas corroídas.

Os cristais de piroxênio são do tipo augita, apenas 3% de pigeonita, granulares ou levemente prismáticas, com tamanho médio de 0,5 mm.

Já os opacos são prismáticos e subhedrais, muitos apresentando feições esqueletiformes. O tamanho médio é de 0,5 mm, embora ocorram cristais com mais de 1 mm.

A mesóstase é microgranular e bastante escura, quase vítrea, composta principalmente por cristalitos e minerais de alteração, como argilo-mineral e opacos granulares (possivelmente alteração da olivina), também ocorrem pequenas amígdalas preenchidas por quartzo ou clorita.

**Amostra KS 565** – Hipocristalina, subfanerítica com granulação fina a vítrea, a textura da amostra é intergranular. Em volume Os cristais de plagioclásio chegam a 35% do volume da rocha, 25% piroxênio, 4% de opacos, 1% de olivina e 35% de mesóstase microgranular e vítrea.

Os cristais de plagioclásio são prismáticos ou levemente aciculados, o comprimento médio é de 1 mm, sendo comum a ocorrência de cristais maclados e geminações do tipo albita. A composição média é em torno de An45, muito com bordas corroídas pela mesóstase.

Os cristais de piroxênio são 20% augita e 5% pigeonita, sendo a pigeonita levemente prismáticas com contatos irregulares com plagioclásio (textura subofítica), ambos apresentam fortes sinais de alteração nas bordas para biotita e minerais opacos.

Os minerais opacos são prismáticos e subhedrais, poucos aciculados, e a olivina sempre presente como pseudomorfo, totalmente alterada para argila, provavelmente celadonita.

A mesóstase é microgranular, com algumas áreas semivítreas, rica em minerais de alteração (argilo-mineral) e microcristais de plagioclásio fortemente corroídos (textura intersertal).

**Amostra KS 566** – Holocristalina, subfanerítica com granulação média a densa, a textura da lâmina é intergranular e intersertal, em volume é constituída por 35% de plagioclásio, 25% de piroxênio, 5% de opacos, 1% de olivina e 34% de mesóstase microgranular.

Os cristais de plagioclásio são tabulares e prismáticos, com bordas corroídas, o tamanho médio dos cristais está próximo a 1 mm, alguns com até 1,5 mm. A composição é próxima de An55.

Os cristais de piroxênio são em maior parte augita (aproximadamente 20%), sendo 5% de pigeonita. Muitos cristais fazem contatos irregulares com o plagioclásio, conferindo localmente a textura subofítica.

Já a olivina ocorre apenas como pseudomorfo, possivelmente alterada para argila de coloração esverdeada. Os opacos são prismáticos ou levemente aciculados, alguns exibindo forte aspecto esqueletiforme.

A mesóstase é microgranular, composta em maioria por microcristais de plagioclásio fortemente alterados, com terminação em “calda de andorinha”, além de minerais de alteração (argilo-minerais e opacos).

**Amostra KS 567** – Holocristalina, subfanerítica com granulação fina a densa, a textura da amostra é intergranular, constituída por 35% de plagioclásio, 25% de piroxênio, 7% de minerais opacos e 33% de mesóstase microgranular.

Os cristais de plagioclásio são fortemente alterados, bordas corroídas pela mesóstase e até totalmente deteriorados, o comprimento dos cristais está próximo a 0,8 mm. Estima-se que a composição dos cristais esteja próxima de An45, sem precisão devido ao alto grau de alteração.

Os cristais de piroxênio são em maioria augita em contato irregular com os cristais de plagioclásio, bastante alterada para minerais opacos, que possuem as formas prismáticas e aciculadas.

A mesóstase é formada por minerais de alteração (argilo-mineral), microcristais de plagioclásio com textura intersertal e cristalitos aciculados.

**Amostra KS 568** – Holocristalina, subfanerítica com granulação média a densa, a textura da rocha é intergranular, em volume é constituída por 40% de plagioclásio, 20% de piroxênio, 7% de opacos e 33% de mesóstase microgranular.

Os cristais de plagioclásio são prismáticos, com comprimento médio de 0,5 mm, contudo alguns cristais chegam até 5 mm. A composição média é An45, os cristais apresentam também as bordas corroídas pela mesóstase.

Os cristais de piroxênio são principalmente augita, cerca de 7% de pigeonita, o tamanho médio dos cristais é 0,8 mm, são granulares e subhedrais. Já os minerais opacos são prismáticos e angulares (podendo ser pseudomorfo de olivina).

A mesóstase é formada por microcristais de plagioclásio corroídos, além de cristalitos e apatitas granulares.

**Amostra KS 570** – Hipocristalina, subfanerítica com granulação fina a vítrea, a textura é intergranular e secundariamente intersertal, sendo constituída por 40% de plagioclásio, 15% de piroxênio, 5% de opacos e 40% de mesóstase microgranular e vítrea.

Os cristais de plagioclásio são prismáticos, com comprimento médio e 0,25 mm, poucos geminados, a composição é An35. Muitos cristais apresentam bordas corroídas pela mesóstase com terminações em “cauda de andorinha”.

Os cristais de piroxênio são representados em maioria por augita, em grande maioria alterada, subhedral a anhedral, e uma massa constituída por argilo-minerais esverdeados.

Os minerais opacos são em geral prismáticos, com bordas levemente corroídas pela mesóstase, a qual é constituída por micrólitos de plagioclásio, apatita, cristalitos e uma massa vítrea escura, provavelmente de constituição férrica. Também ocorrem, entre os cristais de plagioclásio, minerais de composição félsica, formando, em menos de 1%, uma mesóstase micrográfica.

**Amostra KS 571** – Holocristalina, subfanerítica com granulação fina a densa, a textura é tipicamente intergranular, com cristais subhédricos tabulares e prismáticos de plagioclásio contendo grãos intersticiais de clinopiroxênio, em volume é constituída por 45% de plagioclásio, 35% de piroxênio, 5% de opacos, 15% de mesóstase microgranular.

Os cristais de plagioclásio são prismáticos e tabulares, equigranulares, com composição média de An40. O comprimento médio dos cristais é de 0,3 mm, sendo as bordas pouco corroídas devido à fraca presença da mesóstase.

Os cristais de piroxênio são granulares, anhedrais, predominantemente augita, com tamanho aproximado de 0,2 mm, apenas 2% de cristais de pigeonita. A alteração é relativamente alta, gerando pontos de concentração de ferro, avermelhados, na lâmina.

Já os minerais opacos são prismáticos e angulares, tamanho médio de 0,1 mm, com baixa alteração. A mesóstase, embora débil, é formada por microcristais de augita parcialmente ou totalmente alterada para argilo-mineral, além de apatita granular e cristalitos.

**Amostra KS 572** – Holocristalina, subfanerítica com granulação fina a densa, a textura da rocha é intergranular, em volume composta por 30% de plagioclásio, 30% de piroxênio, 13% de opacos, 2% de pseudomorfos de olivina e 25% de mesóstase microgranular.

Os cristais de plagioclásio são ripiformes e atingem no máximo 0,1 mm de comprimento, poucos geminados, a composição está próxima a An60. Muitos cristais apresentam terminações em “cauda de andorinha”.

Os cristais de piroxênio são granulares e anhedrais, todos augita, tamanho máximo de 0,1 mm, muito com bordas corroídas e alterados para argilo-mineral e minerais opacos.

A mesóstase é rica em cristalitos bastante aciculados, além de uma massa semivítrea de coloração ferruginosa. Também ocorrem pequenos agregados de argilo-mineral de coloração esverdeada, podendo se tratar de material de alteração da olivina.

**Amostra KS 573** – Amostra bastante alterada, com textura intergranular, com pontos avermelhados de alteração, provavelmente óxido de ferro, devido alteração do piroxênio. Os cristais de plagioclásio estão em grande parte saussoritizados.

**Amostra KS 574** – Holocristalina, subfanerítica com granulação grossa a densa, a textura é intergranular, embora também seja isoladamente subofítica e até pilotaxítica. Em volume é formada por 40% de plagioclásio, 25% de piroxênio, 10% de opacos e 25% de mesóstase microgranular.

Os cristais de plagioclásio são ripiformes, com orientação preferencial (textura pilotaxítica), tamanho médio de 1,5 mm e máximo de 1 cm de comprimento. A composição é próxima de An60.

Os cristais de piroxênio são em maioria augita, apenas 1% de pigeonita, a relação de contato com os cristais de plagioclásio é irregular (textura subofítica), são granulares e prismáticos.

Já os opacos são em maioria prismáticos e subhedrais, a mesóstase possui o aspecto microgranular, formada por micrólitos de plagioclásio, augita, apatita e cristalitos, além de uma massa de minerais de alteração (argilo-mineral).

**Amostra KS 575** – Holocristalina, subfanerítica com granulação fina a densa, a textura da amostra é subofítica, formada por 40% de plagioclásio, 40% de piroxênio, 7% de minerais opacos e 10% de minerais opacos e 13% de mesóstase microgranular.

O tamanho médio dos cristais de plagioclásio é de 0,5 mm, são poucos geminados, prismáticos, com composição média próxima a An45. Muitos apresentam bordas corroídas pela mesóstase microgranular.

Os cristais de piroxênio são em maioria augita, cerca de 5% de pigeonita. A augita é granular, muitos cristais com bordas alteradas para minerais opacos, menores que 0,5 mm, já a pigeonita é mais prismática e menos alterada.

Os minerais opacos são em maioria prismáticos e subhedrais, a olivina ocorre na forma de pseudomorfos (argilo-mineral) de coloração esverdeada.

A mesóstase é constituída principalmente por micrólitos de piroxênio e minerais de alteração, além de apatitas granulares.

**Amostra KS 576** – Hipocristalina, subfanerítica com granulação fina a vítrea, a textura é intergranular e intersertal, em volume é formada por 30% de plagioclásio, 15% de piroxênio, 18% de minerais opacos, 1% de amígdalas, 1% de olivina e 35% de mesóstase vítrea.

Os cristais de plagioclásio são ripiformes, e possuem em média 0,25 mm de comprimento. A composição é próxima de An70. As bordas dos cristais estão corroídas pela mesóstase vítrea (textura intersertal).

Os cristais de piroxênio são prismáticos, em geral maiores que os de plagioclásio e normalmente engolfando-os parcialmente, os contatos entre os cristais são irregulares (textura subofítica). Nesta amostra existe um equilíbrio entre a proporção de augita e pigeonita.

Ocorrem também amígdalas com formas ovaladas, de até 1 mm de diâmetro, totalmente preenchidas por minerais filossilicatado de coloração esverdeada. Já, a olivina está presente na forma de pseudomorfo, totalmente alterado de coloração esverdeada, possui a forma granular e anhedral.

A mesóstase é formada principalmente por cristalitos e microcristais de augita e apatita, além da própria massa vítrea de coloração escura.

**Amostra KS 577** – Hipocristalina, subfanerítica com granulação média a vítrea, a textura da amostra é intergranular e intersertal. Em volume a rocha é composta por 40% de plagioclásio, 15% de piroxênio, 5% de minerais opacos, 1% de amígdalas e 39% de mesóstase vítreo.

Os cristais de plagioclásio são ripiformes, com comprimento médio de 0,3 mm, e composição An55. A textura é intersertal devido ao contato destes cristais com a mesóstase vítrea, à qual corroe totalmente ou parcialmente as bordas dos cristais.

Os cristais de piroxênio são em maioria augita sensivelmente alterada, já a pigeonita, em torno de 10%, é prismática. Também existem sinais de intemperização dos cristais de augita, devido a alto grau de oxidação.

Os minerais opacos são prismáticos, subhedrais, presentes principalmente na mesóstase, alguns com aspecto esqueletiforme. Já a mesóstase é composta por microcristais de plagioclásio, apatita e cristalitos, além da própria massa vítrea.

**Amostra KS 578** – Hipovítrea, subfanerítica com granulação vítrea a grossa, a textura da amostra é intersertal. Em volume é formada por 15% de plagioclásio, 5% de piroxênio, 5% de minerais opacos, 10% de mesóstase micrográfica e 65% de mesóstase vítrea.

Os cristais de plagioclásio chegam até 0,5 cm de comprimento, com tamanho médio de 0,2 mm, a composição aproximada é An22, os cristais estão fortemente corroídos pela mesóstase ou até totalmente substituídos (textura intersertal).

Os cristais de piroxênio são granulares, do tipo augita, com bordas fortemente corroídos pela mesóstase, alguns cristais apresentam contatos irregulares ou engolfados pelos cristais de plagioclásio.

Já os opacos estão presentes preferencialmente na forma de agulhas (aciculados), chegando até 1 cm de comprimento.

A mesóstase é vítrea, composta por microcristais aciculados de plagioclásio e apatita, além do próprio material vítreo. Também ocorre mesóstase micrográfica, em forma de pluma, formada por microcristais de quartzo e feldspato alcalino.

**Amostra KS 579** – Hipocristalina, subfanerítica com granulação fina a vítrea, a textura da rocha é intergranular e intersertal, sendo em volume composta por 30% de plagioclásio, 25% de piroxênio, 15% de opacos, 1% de minerais de alteração e 29% de mesóstase vítrea.

Os cristais de plagioclásio são prismáticos e ripiformes, comprimento médio de 0,1 mm, bastante equigranular, com composição em torno de An55. Apresentam bordas corroídas pela mesóstase vítrea (textura intersertal).

Os cristais de piroxênio, apenas augita, são menores que os de plagioclásio, granulares e anhedrais. Já os opacos são prismáticos, subhedrais a anhedrais.

Os cristais de olivina ocorrem na forma de pseudomorfos granulares, substituídos por argilo-mineral de coloração esverdeada, com tamanho na ordem de 0,1 mm. Os minerais de alteração são representados por biotita, provavelmente proveniente da alteração da augita.

A mesóstase é vítrea, ocupando os interstícios dos cristais de plagioclásio, constituídos principalmente por cristalitos e a própria massa vítrea de coloração amarronzada.

**Amostra KS 580** – Holocristalina, subfanerítica com granulação fina a densa, a textura é intergranular e secundariamente pilotaxítica. Em volume é composta por 40% de plagioclásio, 30% de piroxênio, 10% de minerais opacos, 1% de pseudomorfos de olivina e 29% de mesóstase microgranular.

Os cristais de plagioclásio são ripiformes, com geminações do tipo albita e Carlsbad, o comprimento aproximado é de 0,1 mm, e composição próxima a An45. Os cristais são bem formados, com pouca corrosão no contato com a mesóstase.

Os cristais de piroxênio são do tipo augita, apenas 1% de pigeonita, em maioria microgranular, tamanho médio na ordem de 0,05 mm. Apresenta sinais de alteração nas bordas para biotita e minerais opacos.

Os minerais opacos são prismáticos e subhedrais, com aspecto esqueletiforme. Somente traços de apatita, a olivina chega a representar 1% do volume da rocha, mas todos cristais substituídos por argilo-mineral de coloração esverdeada. Já a mesóstase é microgranular, rica em cristalitos aciculados e microcristais de plagioclásio e piroxênio.

**Amostra KS 581** – Hipovítrea, subfanerítica com granulação vítrea a densa, a textura é intersertal, ocorrem pequenos cristais de plagioclásio dispersos na massa vítrea representando aproximadamente 7% do volume da rocha, além de 2% de piroxênio, 1% de amígdalas, 90% de mesóstase vítrea.

Os cristais de plagioclásio são levemente ripiformes, com bordas corroídas, textura intersertal e terminações em “cauda de andorinha”. Ocorrem geminações do tipo albita, e a composição aproximada é An30.

Os cristais de piroxênio são provavelmente augita, a identificação é dificultada pelo tamanho dos cristais, ocorrendo somente na forma de micrólitos. Já as amígdalas são todas preenchidas por argilo-mineral, e chegam a até 1 mm. A mesóstase é vítrea, escura, de coloração preta

**Amostra KS 582** – Hipocristalina, subfanerítica com granulação fina a vítrea, a textura é intersertal, em volume é formada por 25% de plagioclásio, 20% de piroxênio, 10% de minerais opacos, 3% de amígdalas e 42% de mesóstase vítrea.

Os cristais de plagioclásio são ripiformes, com comprimento médio de 0,1 mm, a composição é próxima a An32. As bordas dos cristais são corroídas pela mesóstase, sendo comum à terminação em “cauda de andorinha”.

Os cristais de piroxênio são preferencialmente do tipo augita, granulares e na forma de micrólitos. Já os opacos são prismáticos e subhedrais, comumente com formas esqueletais.

A mesóstase é rica em uma massa constituída de argilo-minerais de coloração esverdeada, e cristalitos bastante aciculados.

**Amostra KS 583** – Hipovítrea, subfanerítica com granulação vítrea a densa, a textura é intersertal, em volume composta por 20% de plagioclásio, 6% de piroxênio, 4% de minerais opacos e 70% de mesóstase vítrea.

Os cristais de plagioclásio são ripiformes, comprimento máximo de 0,1 mm, com bordas corroídas pela mesóstase e terminação em “cauda de andorinha”. A composição aproximada é An47, sendo comum a geminação do tipo albita.

Os cristais de piroxênio são do tipo augita, granulares, subhedrais a anhedrais, com tamanho médio de 0,05 mm. Apresentam bordas corroídas pela mesóstase vítrea.

Ocorrem pequenos agregados de argilo-mineral de coloração esverdeada, possivelmente resultado do processo de alteração das olivina. Já a mesóstase é vítrea e rica em cristalitos. Também ocorre menos de 1% de amígdalas preenchidas por argila esverdeada

**Amostra KS 584** – Holocristalina, subfanerítica com granulação fina a densa, a textura da rocha é intergranular, em volume formada por 30% de plagioclásio, 25% de piroxênio, 4% de minerais opacos, 1% de pseudomorfos de olivina e 40% de mesóstase microgranular.

Os cristais de plagioclásio são prismáticos e ripiformes, o comprimento médio é de 0,2 mm, e composição em torno de An47. As geminações mais comuns são albita e Carlsbad, e os cristais são parcialmente corroídos pela mesóstase.

Os cristais de piroxênio são granulares, somente augita, com tamanho médio de 0,1 mm. Já os minerais opacos são prismáticos e com tamanho médio de 0,2 mm.

Ocorrem pseudomorfos de olivina, possivelmente alterados para argilo-minerais de coloração esverdeada, hábito granular e forma anedral. A mesóstase é microgranular, formada por microcristais de plagioclásio, augita e apatita, além de cristalitos.

**Amostra KS 585** – Hipocristalina, subfanerítica com granulação densa, a textura é intergranular e pilotaxítica, sendo formada por 40% de plagioclásio, 30% de piroxênio, 5% de minerais opacos, 1% de pseudomorfos de olivina e 24% de mesóstase microgranular.

Os cristais de plagioclásio são ripiformes, comprimento médio de 0,1 mm, bordas fortemente corroídas e composição An65. A grande maioria dos cristais estão orientados, configurando desta forma a textura pilotaxítica.

Os cristais de piroxênio são microgranulares, em maioria augita, com tamanho próximo a 1 mm, forma anedral e em grande parte dispersos na mesóstase. A pigeonita representa apenas 1%, é mais prismática e subhedral que a augita.

Já os minerais opacos são angulares e anhedrais. A olivina ocorre na forma de pseudomorfos, substituídos por argilo-minerais de coloração esverdeada.

A mesóstase é microgranular, formada principalmente por microcristais de piroxênio, plagioclásio, apatita e cristalitos.

**Amostra KS 586** – Holocristalina, subfanerítica com granulação fina a densa, a textura da rocha é intergranular e pilotaxítica. Em volume é formada por 40% de plagioclásio, 35% de piroxênio, 10% de minerais opacos, 3% de olivina e 12% de mesóstase microgranular.

Os cristais de plagioclásio são ripiformes e orientados (textura pilotaxítica), com comprimento médio de 0,1 mm e composição próxima a An60. As bordas são parcialmente corroídas, e alguns cristais chegam a exibir terminações em “cauda de andorinha”.

Já os cristais de piroxênio são microgranulares, de difícil identificação e bastante corroídos, a grande maioria é augita, menos de 1% de pigeonita. De maneira geral são granulares e anhedrais.

Os minerais opacos são prismáticos, subhedrais, e com feições esqueletiformes sendo os mais granulares possíveis minerais de alteração da olivina.

A olivina chega a representar 3% da rocha, são cristais granulares e anhedrais. A mesóstase é microgranular, rica em microcristais de piroxênio, apatita e cristalitos aciculados.

**Amostra KS 587** – Hipocristalina, subfanerítica com granulação fina a vítrea, a amostra exibe textura intergranular, ocorre isoladamente à textura subofítica. Em volume é formada por 40% de plagioclásio, 35% de piroxênio, 5% de minerais opacos, 3% de olivina, 1% de apatita e 16% de mesóstase vítrea.

Os cristais de plagioclásio são prismáticos e aciculados, com comprimento médio de 0,2 mm, e composição próxima a An55. São relativamente bem geminados, sendo comum a geminação do tipo albita, ocorrem também cristais com terminação em “cauda de andorinha” e bordas corroídas pela mesóstase.

Os cristais de piroxênio são em maioria augita, menos de 1% de pigeonita, são granulares e anheirais, fortemente corroídos pela mesóstase, alguns com bordas alteradas para biotita e magnetita.

Ocorrem também cristais de olivina, alguns alterados para argilo-minerais de coloração esverdeada, são granulares e anhedrais. Em menos de 1% ocorrem amígdalas preenchidas totalmente ou parcialmente por argila, zeólita e quartzo.

Os minerais opacos são granulares e anhedrais, com até 0,2 mm de comprimento e formas esqueléticas. Já a mesóstase é vítrea, formada principalmente por microcristais de augita, plagioclásio, apatita e cristalitos, além da própria massa vítrea.

**Amostra KS 589** – Holocristalina, subfanerítica com granulação fina a densa, a amostra exibe textura intergranular, isoladamente ocorre textura subofítica. Em volume é formada por 40% de plagioclásio, 35% de piroxênio, 5% de minerais opacos, 1% de apatita e 19% de mesóstase microgranular.

Os cristais de plagioclásio são prismáticos e ripiformes, com tamanho médio de 0,3 mm. São bem geminados (albita e Carlsbad) com composição próxima a An60, e de maneira geral as bordas são pouco corroídas.

Os cristais de piroxênio são granulares e prismáticos, basicamente composto por 30% de augita e 5% de pigeonita. A augita é granular, anedral a subhedral, enquanto que a pigeonita é prismática e subhedral.

Os minerais opacos são prismáticos, subhedrais, freqüentemente apresentando feições esqueléticas, por vezes engolfando cristais de piroxênio.

A olivina está parcialmente alterada para argilo-minerais de coloração esverdeada, com hábito granular e forma anedral.

A mesóstase é formada principalmente por microcristais de plagioclásio, apatita acicular e piroxênio, além de minerais de alteração como biotita e argila, ocupando sempre os interstícios entre os cristais de plagioclásio.

**Amostra KS 590** – Hipocristalina, subfanerítica com granulação fina a vítrea, a amostra exibe textura intergranular e secundariamente intersertal. Em volume a rocha é composta por 40% de plagioclásio, 20% de piroxênio, 5% de olivina, 5% de minerais opacos, 30% de mesóstase microgranular e vítrea.

Os cristais de plagioclásio são prismáticos e ripiformes, com bordas corroídas pela mesóstase apresentando textura intersertal. Em comprimento apresentam média de 0,6 mm, as geminações comuns são albita e a composição é próxima a An72.

Os cristais de piroxênio são em 15% augita e 5% pigeonita, os cristais de pigeonita são prismáticos e engolfam parcialmente os cristais de plagioclásio conferindo localmente a textura subofítica.

Os minerais opacos são prismáticos, frequentemente com feições esqueletiformes, chegando a engolfar cristais de plagioclásio e piroxênio.

As olivina são granulares, anhedrais a subhedrais, aproximadamente 3% na forma de pseudomorfos, substituídas por argilo-mineral de coloração esverdeada.

A mesóstase é microgranular, com microcristais de plagioclásio, apatita acicular e cristalitos, em menos de 5% chega a ser vítrea, constituída por uma massa amarronzada, ocupando os interstícios dos cristais.

**Amostra KS 592** - Holocristalina, subfanerítica com granulação fina a densa, a amostra exhibe textura intergranular e isoladamente subofítica. Em volume é formada por 45% de plagioclásio, 35% de piroxênio, 7% de minerais opacos, 3% de olivina e 10% de mesóstase microgranular e material gráfico.

Os cristais de plagioclásio são ripiformes e prismáticos, com comprimento médio de 0,5 mm. Sendo comum geminações do tipo albita e Carlsbad, a composição média é An47. Os cristais exibem contatos irregulares com os cristais de piroxênio, conferindo localmente a textura subofítica. Quando em contato com o material mesostático, apresentam bordas corroídas.

Os cristais de piroxênio são granulares, sobretudo augita, apenas 5% de pigeonita, sempre prismática e subhedral. Os cristais de augita são granulares, com tamanho médio de 0,2 mm, alguns cristais apresentam bordas corroídas e alteradas para biotita e minerais opacos.

Os minerais opacos são prismáticos, alguns com feições esqueletiformes, engolfando cristais plagioclásio e piroxênio.

Já as olivina, em aproximadamente 2%, ocorrem como pseudomorfos, alteradas para argilo-mineral esverdeado, provavelmente celadonita.

A mesóstase é microgranular, rica em cristalitos e microcristais de plagioclásio. O material micrográfico ocorre em aproximadamente 1%, constituído principalmente por quartzo.

**Amostra KS 593** - Holocristalina, subfanerítica com granulação média a densa, a amostra exibe textura intergranular. Em volume é formada por 45% de plagioclásio, 25% de piroxênio, 4% de minerais opacos, 3% de olivina e 23% de mesóstase microgranular.

Os cristais de plagioclásio são prismáticos, alguns ripiformes, chegando até 2 mm, com média próxima a 0,5 mm. A composição aproximada é An50, com geminações do tipo albita e Carlsbad.

Os cristais de piroxênio são do tipo augita, apenas 1% de pigeonita, a relação de contado com os cristais de plagioclásio é irregular, conferindo localmente a textura subofítica e até ofítica. Muitos cristais apresentam bordas alteradas para biotita.

A olivina ocorre na forma de pseudomorfos, alterados para argilo-minerais esverdeados. Já os minerais opacos são prismáticos, comumente engolfando cristais de plagioclásio e piroxênio.

A mesóstase é microgranular, rica em microcristais de plagioclásio, apatita e piroxênio, além de minerais de alteração (argila esverdeada).

**Amostra KS 594** - Hipocristalina, subfanerítica com granulação grossa a vítrea, a amostra exibe textura porfirítica e intergranular. Em volume é formada por 35% de plagioclásio, 35% de piroxênio, 5% de minerais opacos e 25% de mesóstase vítrea.

Porção pegmatítica de um sill de diabásio, com cristais de plagioclásio aciculados de até 2 cm de comprimento, tamanho médio de 3 mm. Os cristais são fortemente corroídos pela mesóstase, conferindo a textura intersertal, a composição é An75.

Os cristais de piroxênio são em aproximadamente 10% pigeonita e 25% augita, ambos na ocorrem na forma prismática, com bordas fortemente corroídas e tamanho médio de 1 mm.

Os minerais opacos são prismáticos e aciculados (escamados), com evidentes feições esqueletiformes. Já a mesóstase é vítrea, rica em cristalitos e microcristais de apatita e plagioclásio, além da massa vítrea de coloração amarronzada e dos minerais de alteração (argilo-mineral esverdeado).

**Amostra KS 596** - Holocristalina, subfanerítica com granulação fina a densa, a amostra exibe textura intergranular, isoladamente subofítica e poiquilítica. Em volume é formada por 30% de plagioclásio, 20% de piroxênio, 20% de minerais opacos e 30% de mesóstase microgranular.

Os cristais de plagioclásio são prismáticos e ripiformes, com tamanho médio de 0,1 mm, alguns apresentam terminações em “cauda de andorinha”. A composição é próxima a An70 e a geminação comum é a albita.

Os cristais de piroxênio são representados somente por augita, granulares e prismáticos, anhedrais a subhedrais. Já os minerais opacos apresentam a forma ripada, muitos com feições esqueletiformes.

A mesóstase é microgranular, rica em microcristais de plagioclásio e cristalitos, além dos minerais de alteração (argilo-mineral de coloração esverdeada).

**Amostra KS 597** - Holocristalina, subfanerítica com granulação fina a densa, a amostra exhibe textura intergranular, isoladamente subofítica. Em volume é formada por 30% de plagioclásio, 30% de piroxênio, 10% de minerais opacos, 1% de olivina e 29% de mesóstase microgranular.

Os cristais de plagioclásio são ripiformes, muitos com as bordas corroídas pela mesóstase, chegando a gerar terminações em “cauda de andorinha”. O tamanho médio dos cristais é de 0,1 mm, sendo a geminação caracterizada como do tipo albita. A composição média do mineral é em torno de An45, a relação do contido dos cristais de plagioclásio com os cristais de piroxênio é irregular, conferindo localmente a textura subofítica.

Os cristais de piroxênio são prismáticos, subhedrais e anhedrais, em maioria augita, apenas 1% de pigeonita. O tamanho médio é de 0,1 mm.

Os minerais opacos ocorrem na forma aciculada e em menor frequência prismática, fortemente corroídos pela mesóstase, gerando feições esqueletiformes.

Já a olivina ocorre na forma de pseudomorfos, freqüentemente engolfada pelos cristais de piroxênio, são angulares e substituídas por argilo-mineral de coloração esverdeada.

A mesóstase apresenta o aspecto microgranular, rica em cristalitos e microcristais de plagioclásio e apatita, além de uma massa rica em minerais de alteração constituída por argilo-minerais.

**Amostra KS 598** - Holocristalina, subfanerítica com granulação fina a densa, a amostra exhibe textura intergranular. Em volume é formada por 30% de plagioclásio, 30% de piroxênio, 10% de minerais opacos, 6% de olivina e 24% de mesóstase microgranular.

Os cristais de plagioclásio são ripiformes, com tamanho médio de 0,1 mm, a composição é próxima a An55 e a geminação comum é a albita. Alguns cristais apresentam bordas fortemente corroídas pela mesóstase.

Os cristais de piroxênio são representados apenas por augita, com tamanho médio de 0,05 mm, subhedrais a anhedrais, muitas vezes com bordas alteradas para argilo-mineral ou minerais opacos.

Já a olivina ocorre parcialmente alterada, com hábito granular, e os minerais opacos, representados por formas prismáticas, com poucos cristais com feições esqueletiformes.

A mesóstase é microgranular, rica em cristalitos e microcristais de plagioclásio e minerais de alteração do tipo argilo-mineral de coloração esverdeada (menos de 1%).

**Amostra KS 599** - Holocristalina, subfanerítica com granulação fina a densa, a amostra exhibe textura intergranular, isoladamente subofítica. Em volume é formada por 30% de plagioclásio, 25% de piroxênio, 15% de minerais opacos, 5% de argilo-mineral, 1% de apatita, 1% de olivina e 23% de mesóstase microgranular.

Os cristais de plagioclásio possuem a forma prismática, com tamanho médio de 0,15 mm e bordas corroídas pela mesóstase, a composição aproximada é An55.

Já os cristais de piroxênio são predominantemente do tipo augita, apenas 1% de pigeonita, os cristais são prismáticos e granulares, com sinais de alteração nas bordas para argilo-mineral de coloração esverdeada.

Os minerais opacos são prismáticos, menos de 1% angulares como provável resultado da alteração da olivina. A apatita ocorre principalmente na forma aciculada, presente na mesóstase, junto com cristalitos e microcristais de plagioclásio.

**Amostra KS 600** - Holocristalina, subfanerítica com granulação fina a densa, a amostra exhibe textura intergranular, isoladamente subofítica. Em volume é formada por 40% de plagioclásio, 20% de piroxênio, 10% de minerais opacos, 1% de argilo-mineral e 29% de mesóstase microgranular.

Os cristais de plagioclásio são ripiformes e prismáticos, com composição próxima a An55, o tamanho dos cristais é em média 0,02 mm, contudo alguns chegam a 0,1 mm. São comuns cristais com geminações do tipo albita e Carlsbad.

Os cristais de piroxênio são representados por augita, cerca de 1% de pigeonita, o contato destes cristais com os de plagioclásio é irregular, configurando localmente a textura subofítica. A augita possui a forma subhedral e anhedral, bastante fraturada, alguns cristais com bordas alteradas para minerais opacos.

Ocorrem concentrações de argilo-mineral esverdeado, como mineral de alteração. Os minerais opacos são retangulares e localmente com feições esqueletiformes.

A mesóstase é microgranular, rica em microcristais de plagioclásio, piroxênio e apatita acicular além de cristalitos.

**Amostra KS 601** - Holocristalina, subfanerítica com granulação média a densa, a amostra exhibe textura intergranular. Em volume é formada por 40% de plagioclásio, 30% de piroxênio, 5% de minerais opacos, 5% de olivina e 20% de mesóstase microgranular.

Os cristais de plagioclásio são bem ripiformes, com até 0,5 cm de comprimento, sendo a média em torno de 0,1 mm. Ocorrem geminações do tipo albita e Carlsbad, sendo comum também cristais maclados, a composição é próxima a An35. Alguns cristais apresentam bordas corroídas quando em contato com a mesóstase, chegando a gerar cristais com terminações em “cauda de andorinha”.

Quanto aos cristais de piroxênio, não foi verificada a presença de pigeonita, apenas augita, prismática, subhedral, com tamanho médio de 0,5 mm e bastante fraturada, apresentando poucos sinais de alteração.

Os minerais opacos são prismáticos, alguns com até 0,5 mm, muitas vezes bordeando os cristais de augita. A olivina possui a forma angular, com até 0,05 cm e pouco alterada.

Já a mesóstase é microgranular, rica em cristalitos e microcristais de plagioclásio e apatita.

**Amostra KS 602** - Holocristalina, subfanerítica com granulação fina a densa, a amostra exhibe textura intergranular, isoladamente subofítica. Em volume é formada por 35% de plagioclásio, 30% de piroxênio, 5% de minerais opacos, 2% de olivina, 1% de apatita e 27% de mesóstase microgranular.

Os cristais de plagioclásio são prismáticos com tamanho médio de 0,2 mm, a composição é próxima a An40. As geminações que ocorrem são as do tipo albita e Carlsbad, as bordas de alguns cristais são levemente corroídas pela mesóstase.

Já os cristais de piroxênio são representados somente por augita, granulares e anhedrais, com tamanho médio de 0,1 mm, com bordas parcialmente alteradas para minerais opacos, argilo-mineral e até mesmo biotita.

Os minerais opacos são prismáticos, com até 1 mm, sendo comum as feições esqueletiformes. A olivina apresenta o hábito granular, parcialmente substituída por argilo-mineral esverdeado.

A mesóstase é microgranular, rica em microcristais de plagioclásio, apatita acicular e cristalitos.

**Amostra KS 603** - Holocristalina, subfanerítica com granulação fina a densa, a amostra exibe textura intergranular. Em volume é formada por 20% de plagioclásio, 20% de piroxênio, 7% de minerais opacos, 3% de argilo-mineral e 50% de mesóstase microgranular.

Os cristais de plagioclásio são prismáticos, com tamanho médio de 0,1 mm, bordas corroídas quando em contato com a mesóstase, resultando a formação de cristais com terminações em “cauda de andorinha”. Os cristais são fracamente geminados, dificultando a determinação da composição pelo método de Michel-Lévy.

Os cristais de piroxênio são representados somente por augita, granulares e anhedrais, o tamanho médio é de 0,1 mm. Já os minerais opacos são prismáticos, dispersos na matriz ou nas bordas dos cristais de augita, sendo neste caso proveniente da alteração do piroxênio.

As olivina estão presentes como pseudomorfos, substituídas por argilo-mineral esverdeado, e a mesóstase possui o aspecto microgranular, rica em cristalitos e micrólitos de plagioclásio, augita e apatita.

**Amostra KS 605** - Hipocristalina, subfanerítica com granulação fina a densa, a amostra exibe textura intergranular, isoladamente intersertal. Em volume é formada por 40% de plagioclásio, 25% de piroxênio, 5% de minerais opacos e 30% de mesóstase microgranular.

O plagioclásio possui hábito ripiforme e prismático, com comprimento próximo a 0,2 mm, máximo de 1,0 mm. A composição aproximada é An<sub>32</sub>, os cristais são bem geminados, sendo comum a do tipo albita.

Os cristais de piroxênio são representados principalmente por augita, apenas 1% de pigeonita. Os cristais de augita são granulares com tamanho médio de 0,1 mm, as bordas possuem sinais de alteração para minerais opacos e biotita, além de minerais placóides, avermelhados, provavelmente óxidos de ferro.

Já os minerais opacos, possuem o hábito granular e prismático, estão presentes na matriz ou engolfando cristais de augita. Enquanto que a mesóstase é microgranular e rica em cristalitos e microcristais de plagioclásio.

**Amostra KS 606** - Holocristalina, subfanerítica com granulação fina a densa, a amostra exibe textura intergranular e pilotaxítica, isoladamente intersertal. Em volume é formada por 40% de plagioclásio, 15% de piroxênio, 10% de minerais opacos, 2% de argilo-mineral e 33% de mesóstase microgranular.

Os cristais de plagioclásio são ripiformes, orientados segundo direção do fluxo (textura pilotaxítica), com tamanho médio de 0,1 mm, fracamente geminados, tornando a medição da composição pelo método de Michel-Lévy pouco confiável.

Os cristais de piroxênio só ocorrem do tipo augita, granulares e anhedrais com tamanho médio de 0,1 mm, com bordas alteradas para minerais opacos, biotita e argila esverdeada.

Os minerais opacos são prismáticos e granulares, sendo que os cristais mais angulosos podem ser caracterizados como pseudomorfos de olivina.

A mesóstase é microgranular, rica em microcristais de plagioclásio, apatita acicular e cristalitos.

**Amostra KS 607** - Holocristalina, subfanerítica com granulação fina a densa, a amostra exhibe textura intergranular. Em volume é formada por 50% de plagioclásio, 20% de piroxênio, 5% de minerais opacos, 2% de argilo-mineral e 23% de mesóstase microgranular.

Os cristais de plagioclásio são prismáticos, com tamanho médio de 0,2 mm, bem geminados (albita e Carlsbad), e com composição próxima a An45. As bordas dos cristais são corroídas pela mesóstase, gerando localmente a concentração de cristais com terminação em “cauda de andorinha”.

Os cristais de piroxênio são representados somente por augita, granulares, com tamanho médio de 0,1 mm. Alguns cristais apresentam bordas alteradas para minerais opacos e argila esverdeada, ocorrem também concentrações em menos de 1% de minerais placóides avermelhados, provavelmente óxido de ferro resultado da alteração do piroxênio.

Os minerais opacos são prismáticos, e a mesóstase é microgranular, com cristalitos e rica em microcristais de augita e plagioclásio, isoladamente também foram encontrados cristais de titanita como mineral secundário.

**Amostra KS 608** - Holocristalina, subfanerítica com granulação fina a densa, a amostra exhibe textura intergranular e pilotaxítica. Em volume é formada por 45% de plagioclásio, 15% de piroxênio, 7% de minerais opacos, 1% de amígdalas e 32% de mesóstase microgranular.

Os cristais de plagioclásio são prismáticos e ripiformes, com tamanho médio de 0,2mm, são bem geminados (albita), com composição próxima a An35. Muitos cristais apresentam bordas corroídas em contato com a mesóstase e outros até com sinais de

compressão pela mesma, gerando linhas (fraturas) de tensão dentro do cristal, em forma de “X”, penetradas pela mesóstase.

Os cristais de piroxênio são somente do tipo augita, com tamanhos variando de microcristal até 2 mm, sendo a média em torno de 0,1 mm, com o hábito predominantemente granular. Já os minerais opacos são prismáticos, comumente apresentando feições esqueletiformes.

A mesóstase é microgranular, rica em cristalitos e microcristais de plagioclásio. Também ocorrem amígdalas preenchidas por argila verde em aproximadamente 1% do volume da rocha.

**Amostra KS 609** - Hipocristalina, subfanerítica com granulação fina a vítrea, a amostra exibe textura intergranular, secundariamente pilotaxítica e intersertal. Em volume é formada por 45% de plagioclásio, 15% de piroxênio, 7% de minerais opacos, 1% de amígdalas e 32% de mesóstase vítrea.

Os cristais de plagioclásio são ripiformes, poucos prismáticos, tamanho médio de 0,1 mm. As geminações são do tipo albita e Carlsbad, a composição aproximada é An40.

Os cristais de piroxênio são preferencialmente augita, apenas 1% de pigeonita, prismáticos, com tamanho médio de 0,1 mm, a maioria com sinais de alteração nas bordas para minerais opacos e argilo-mineral esverdeado.

Os minerais opacos são prismáticos, subhedrais, alguns com feições esqueletiformes, e a mesóstase é vítrea e rica em cristalitos.

**Amostra KS 611** - Hipocristalina, subfanerítica com granulação fina a vítrea, a amostra exibe textura intergranular, isoladamente subofítica. Em volume é formada por 45% de plagioclásio, 30% de piroxênio, 10% de minerais opacos e 15% de mesóstase vítrea.

O plagioclásio é ripado e possui o tamanho médio de 0,2 mm, chegando até 1,0 mm. As geminações são do tipo albita e Carlsbad, a composição é em torno de An40.

Os cristais de piroxênio são granulares ou levemente prismáticos, sendo em grande maioria augita, apenas 2% de pigeonita, o tamanho médio é próximo a 0,1 mm.

Já os minerais opacos são granulares e prismáticos, muitos corroídos pela mesóstase, apresentando feições esqueletiformes e tamanho médio de 0,08 mm.

A mesóstase apresenta o aspecto vítreo, além de uma massa de coloração amarronzada, também ocorrem cristalitos, microcristais de plagioclásio e apatita, e minerais de alteração em menos de 1%, constituído principalmente por argilo-mineral.

**Amostra KS 612** - Hipocristalina, subfanerítica com granulação fina a vítrea, a amostra exibe textura intergranular, isoladamente subofítica. Em volume é formada por 50% de plagioclásio, 25% de piroxênio, 7% de minerais opacos e 18% de mesóstase vítrea.

Os cristais de plagioclásio são ripiformes, com tamanho médio de 0,2 mm, sendo comum às geminações do tipo albita, Carlsbad e periclínio, a composição aproximada é em torno de An55. Quando em contato com a mesóstase, os cristais apresentam bordas corroídas, conferindo localmente a textura intersertal.

Os cristais de piroxênio apresentam tamanho médio de 0,1 mm, chegando até 0,5 mm, são representados principalmente por augita e menos de 1% de pigeonita. Alguns cristais apresentam contatos irregulares com os cristais de plagioclásio, conferindo localmente a textura subofítica

Os minerais opacos possuem forma prismática e com feições esqueletiformes devido à corrosão provocada pela mesóstase vítrea.

**Amostra KS 613** - Hipocristalina, subfanerítica com granulação fina a vítrea, a amostra exibe textura intergranular, secundariamente subofítica e intersertal. Em volume é formada por 30% de plagioclásio, 30% de piroxênio, 4% de minerais opacos, 1% de argilo-mineral e 35% de mesóstase vítrea.

Os cristais de plagioclásio apresentam tamanho médio de 0,5 mm, com geminações do tipo albita e Carlsbad, a composição é próxima a An55. Os cristais, quando em contato com a mesóstase, apresentam bordas fortemente corroídas conferindo localmente a textura intersertal. Quando em contato com os cristais de piroxênio, apresentam contatos irregulares, resultando na textura subofítica.

Os cristais de piroxênio são representados por augita (28%) e pigeonita (2%), hábito granular e prismático, com tamanho médio de 0,1 mm, alguns chegando a 1,0 mm. Já os minerais opacos são prismáticos e granulares, apresentando bordas fortemente corroídas chegando a gerar feições esqueletiformes.

A mesóstase apresenta o aspecto vítreo, rica em cristalitos e microcristais de plagioclásio, piroxênio e apatita acicular e granular, além da massa vítrea de coloração amarronzada e menos de 1% de amígdalas preenchidas por argilo-mineral esverdeado.

**Amostra KS 614** - Hipovítrea, subfanerítica com granulação fina a vítrea, a amostra exibe textura intersertal. Em volume é formada por 30% de plagioclásio, 10% de piroxênio, 7% de argilo-mineral e 53% de mesóstase vítrea.

Os cristais de plagioclásio possuem tamanho médio de 0,2 mm, ripiformes, fracamente geminados, tornando a medição da composição pelo método de Michel-Lévy pouco confiável. As bordas dos cristais são corroídas pela mesóstase vítrea, resultando em cristais ocos e com terminação em “cauda de andorinha”, desta forma conferindo a textura intersertal.

Os cristais de piroxênio são micrólitos, dificultando a diferenciação confiável entre augita e pigeonita. As amígdalas são preenchidas por argilo-mineral de coloração esverdeada, e a mesóstase é vítrea, constituída por uma massa escura e opaca.

**Amostra KS 615** - Hipovítrea, subfanerítica com granulação vítrea a fina, a amostra exibe textura intersertal. Em volume é formada por 10% de plagioclásio, 1% de piroxênio, 1% de argilo-mineral e 88% de mesóstase vítrea.

Os cristais de plagioclásio são ripiformes, tamanho médio de 0,1 mm, sem geminação identificável. Os cristais de piroxênio ocorrem somente na forma de microcristais, não sendo possível à distinção. As amígdalas são preenchidas por argilo-mineral esverdeada, e a mesóstase é vítrea, escura e totalmente opaca.

**Amostra KS 616** - Hipocristalina, subfanerítica com granulação fina a densa, a amostra exibe textura intergranular e intersertal. Em volume é formada por 40% de plagioclásio, 30% de piroxênio, 10% de minerais opacos e 20% de mesóstase vítrea.

Os cristais de plagioclásio são ripiformes, com tamanho médio de 0,5 mm, com bordas corroídas pela mesóstase (textura intersertal) ou exibindo contatos irregulares com os cristais de piroxênio e minerais opacos. Ocorrem geminações do tipo albita, Carlsbad e periclínio, a composição é próxima de An<sub>45</sub>.

Os cristais de piroxênio são em 28% augita e 2% pigeonita, granulares ou com formas quase prismáticas, possuem tamanho médio de 0,5 mm, com bordas alteradas para argilo-mineral esverdeado ou minerais opacos.

Os minerais opacos são em grande maioria aciculados, com bordas corroídas, feição de escamas, e podem chegar até 1 mm de comprimento.

Já a mesóstase é microgranular, rica em cristalitos e microcristais de plagioclásio, apatita e augita, além de argila verde em menos de 1% como mineral de alteração.

**Amostra KS 617** - Hipovítrea, subfanerítica com granulação vítrea a fina, a amostra exibe textura intersertal e fortemente pilotaxítica. Em volume é formada por 30% de plagioclásio, 7% de piroxênio, 1% de argilo-mineral e 62% de mesóstase vítrea.

Os cristais de plagioclásio são ripiformes, com comprimento médio de 0,2 mm, geminações do tipo albita e composição próxima a An35. As bordas são fortemente corroídas pela mesóstase, conferindo a textura intersertal, e os cristais orientados segundo a direção do fluxo da lava (textura pilotaxítica).

Os cristais de piroxênio são micrólitos, dificultando desta forma a distinção entre augita e pigeonita, são granulares e dispersos na mesóstase vítrea.

As amígdalas são aproximadamente 1%, tamanho máximo de 1 mm, preenchidas por argilo-mineral esverdeado, e a mesóstase é vítrea, fortemente escura e opaca.

**Amostra KS 619** - Hipovítrea, subfanerítica com granulação vítrea a fina, a amostra exibe textura intersertal e pilotaxítica. Em volume é formada por 45% de plagioclásio, 4% de piroxênio, 1% de argilo-mineral e 50% de mesóstase vítrea.

Os cristais de plagioclásio são ripiformes e possuem tamanho médio de 0,1 mm, as geminações que ocorrem são do tipo albita e Carlsbad, a composição é próxima de An40. Os cristais têm a borda corroída pela mesóstase (textura intersertal), chegando a gerar cristais com terminações em “cauda de andorinha”.

Os cristais de piroxênio são microcristais, o que dificulta a caracterização, são granulares e dispersos na matriz vítrea.

As amígdalas representam 1% do volume da rocha, sendo preenchidas totalmente ou parcialmente por argilo-mineral esverdeado, normalmente não ultrapassando 1 mm. Já a mesóstase é vítrea, e de coloração escura.

**Amostra KS 620** - Hipovítrea, subfanerítica com granulação vítrea a fina, a amostra exibe textura intersertal e pilotaxítica. Em volume é formada por 10% de plagioclásio, 2% de piroxênio, 2% de argilo-mineral e 86% de mesóstase vítrea.

Os cristais de plagioclásio são ripiformes, com tamanho médio de 0,1 mm, fortemente corroídos pela mesóstase vítrea e orientados segundo a direção de fluxo da lava (textura pilotaxítica).

Os cristais de piroxênio são microcristais, de hábito granular, e dispersos na mesóstase vítrea. As amígdalas representam 2% do volume da rocha, e são preenchidas por

argilo-mineral esverdeado ou quartzo amorfo (calcedônia). Já a mesotase possui o aspecto vítreo, bastante escura e opaca.

**Amostra KS 621** - Hipovítrea, subfanerítica com granulação fina a vítrea, a amostra exhibe textura intersertal, isoladamente pilotaxítica. Em volume é formada por 30% de plagioclásio, 5% de piroxênio, 2% de argilo-mineral e 63% de mesóstase vítrea.

Os cristais de plagioclásio são ripiformes, com bordas fortemente corroídas pela mesóstase, gerando cristais ocos com terminações em “cauda de andorinha”. O comprimento médio dos cristais ripiformes é de 0,15 mm, com geminações do tipo albita e Carlsbad e composição próxima a An40.

Os cristais de piroxênio são microcristalinos, de difícil identificação, normalmente dispersos na matriz vítrea. As amígdalas são parcialmente ou totalmente preenchidas por argilo-mineral esverdeado e a mesóstase é vítrea, de coloração bastante escura e opaca.

## **ANEXO 2**

Mapa Geológico da  
Área Investigada

Simplificado de DNPM (1978) e IPT (1981)



### **ANEXO 3**

Mapa de Localização  
das Amostras Coletadas  
na área Investigada

Simplificado de DNPM (1978) e IPT (1981)

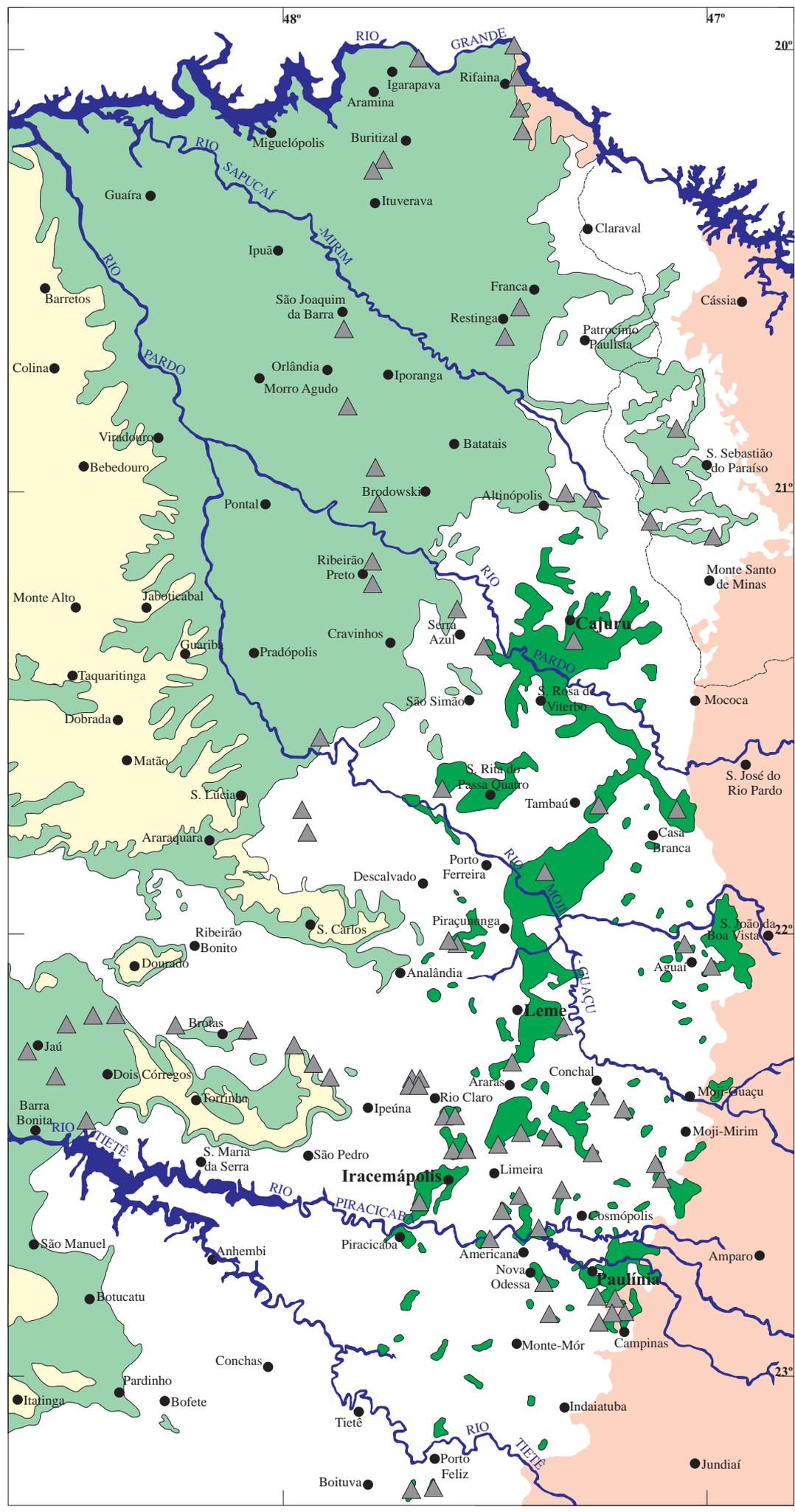
# Legenda

- Grupo Bauru
- Formação Serra Geral (derrames | intrusivas)
- Sedimentos pré - vulcânicos
- Embasamento Cristalino

- Drenagens principais
- Cidades
- Limite estadual (SP/MG)
- Local de coleta de amostras



Mapa de localização das Amostras Coletadas na Área Investigada



## **ANEXO 4**

Mapa Litogeoquímico  
da Área Investigada

Simplificado de DNPM (1978) e IPT (1981)

# Legenda

-  Grupo Bauru
-  Formação Serra Geral (derrames | intrusivas)
-  Sedimentos pré - vulcânicos
-  Embasamento Cristalino
  
-  Magma-tipo Paranapanema
-  Magma-tipo Pitanga
-  Magma-tipo Urubici
  
-  Drenagens principais
-  Cidades
-  Limite estadual (SP/MG)
-  Local de coleta de amostras



## Mapa Litogeoquímico da Área Investigada

