**UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**PETROGÊNESE DO MACIÇO ALCALINO
MÁFICO-ULTRAMÁFICO PONTE NOVA (SP-MG)**

Rogério Guitarrari Azzone

Orientador: Prof. Dr. Excelso Ruberti

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Mineralogia e Petrologia

**São Paulo
2008**

*Dedico esta tese
aos meus pais, Rogério e Leda,
e ao Excelso Ruberti,
por todo apoio e
por tudo o que representam.*

AGRADECIMENTOS

A realização deste trabalho dependeu do acompanhamento, apoio, colaboração e empenho de muitas pessoas e entidades tanto de forma direta quanto indireta às quais registro meu respeito e gratidão, sendo que a algumas não poderia deixar de mencionar:

Ao professor Excelso Ruberti, pela orientação, ajuda, zelo e dedicação, dispensando para isso muito mais do que simples horas de trabalho. Agradeço pela confiança depositada não só durante todas as etapas deste doutoramento, mas desde a iniciação científica.

Ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, em especial ao Departamento de Mineralogia e Geotectônica e ao Programa de Pós-Graduação em Mineralogia e Petrologia, pela oportunidade de realizar este trabalho, dispondo de toda a infra-estrutura possível.

À Fundação de Amparo a Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP) pela concessão da bolsa de Doutorado (03/00626-5) e auxílio financeiro através do Projeto Temático “A evolução do magmatismo alcalino na plataforma Sul-Americana: implicações petrogenéticas e geodinâmicas” (01/10714-3).

Ao professor Celso de Barros Gomes, coordenador do grupo de rochas alcalinas, pelo apoio dispensado, oportunidades concedidas, discussões produtivas e por garantir todo o suporte necessário a este trabalho.

Ao professor Piero Comin-Chiaramonti da Universidade de Trieste, Itália, pelas oportunidades oferecidas, pela convivência e pelas ricas discussões em diferentes temas petrológicos.

Ao Dr. Gaston Eduardo Enrich Rojas, pelas discussões, conversas, pela ajuda nos trabalhos de campo, pelo incentivo e convivência ao longo destes anos. Não tenho dúvidas de que sem sua colaboração neste trabalho não teriam sido atingidos os resultados apresentados. Também agradeço ao senhor Eduardo Enrich pela prestimosa ajuda na revisão do abstract.

Ao professor Francisco Rubens Alves, pelo auxílio no trabalho e pelo apoio e incentivo ao estudo desta ocorrência, pela qual sempre teve um cuidado especial.

Aos professores Horstpeter Herberto Gustavo José Ulbrich e Silvio Vlach, pelas boas discussões e críticas durante o exame de qualificação, e em outras tantas oportunidades no decorrer da tese.

Ao professor Fábio Ramos de Andrade, pela ajuda e discussões sobre mineralogia e cristalografia e pela revisão e importantes sugestões do abstract.

A todos os demais professores do Instituto, em especial à Mabel, Ulbrich, Valdecir, Ciro, Girardi, Darcy, Daniel, Gergely, Rainer, Coutinho, Renato, Eliane e Caetano, da área de mineralogia e petrologia e que me acompanham nesta trajetória, muitos desde a graduação.

Aos professores das disciplinas Geologia Geral – Sistema Terra nos anos de 2005 e 2006 e Petrologia Ígnea nos anos de 2003 e 2005, que me auxiliaram muito no entendimento da complexidade envolvida no ensino de geociências.

A todos os funcionários do instituto, em especial para Marcos e Paulo (Lab. microsonda), Sandra, Margareth, Ricardo e Marinês (Lab. Química e ICP), Paulo (Lab. FRX), Ivone, Elen, Vasco e todos os demais funcionários do CPGeo, José Paulo (LTA), Angélica (Lab. óptica), Ana Paula, Magali e Tadeu (Secretaria Pós), Soninha e Valéria (Secretaria GMG), Cláudio Hopp e demais funcionários da laminação, Brenda, Érica e demais funcionários da biblioteca, Claudionor, Henrique e demais funcionários da gráfica.

Às amigas e amigos petrólogos Adriana, Lucelene, Paulo e Frederico pelas inúmeras discussões, modelos geoquímicos, geotermômetros e barômetros, além da convivência. Sem deixar de mencionar os demais amigos do IGc-USP que acompanharam de perto este trabalho, entre eles Veridiana, Gisele, Gabriel, Paulo, Bruna, Fernando, Simone, Iede, Maurício, Renato, Carlos Marcelo, Marcelo, Leandro, Carlos Mário, Sibeles, Artur, Cintia, Paula, Silvia, Juli, Milene, Lisa, Juliana, Alexandra, Ingo, Sérgio e, com certeza, muitos outros.

Aos meus avós José, Percida, Abílio e Neyde (in memoriam) por toda ajuda que deram ao longo de toda a vida e por sempre estarem presentes. A todos os meus tios e tias por sempre ajudarem de diferentes maneiras, e por estarem próximos.

Aos meus pais, Rogério e Leda, e meus irmãos Roberta e Rômulo, por me agüentaram ao longo destes anos e estarem sempre dispostos a ajudar e resolver da melhor forma todos os problemas. Passamos por muitos momentos difíceis nestes últimos anos e o carinho, o apoio, a união e o amor intenso demonstrados especialmente nestes momentos contribuíram e muito para minha formação e meus ideais. Obrigado por tudo, sobretudo por me amarem. (Obrigado pai por também ir comigo para o campo em suas férias em 2004; obrigado mãe e irmãos por tê-lo cedido naquela semana).

À minha esposa, Daniela, pela consideração, ajuda e amor demonstrados nestes anos. Obrigado por entender as diferentes situações, por me incentivar a participar de eventos mesmo que não fosse possível a sua companhia e por entender as privações envolvidas na vida de um bolsista.

Ao meu Deus, por ajudar a suportar todas as dificuldades (e não foram poucas), por sempre mostrar uma saída no tempo certo, e por me abençoar durante toda minha vida em todos os sentidos.

SUMÁRIO

SUMÁRIO	i
ÍNDICE DE FIGURAS	iv
ÍNDICE DE TABELAS	xiii
RESUMO	xv
ABSTRACT	xvii
 01. INTRODUÇÃO	 01
O maciço alcalino máfico-ultramáfico Ponte Nova	04
Objetivo de estudo e estruturação da tese	05
 02. MATERIAIS E MÉTODOS	 08
Trabalhos de campo	08
Estudos petrográficos	08
Química mineral	09
Rotinas para os principais minerais formadores de rochas	09
Rotinas para os principais minerais acessórios: apatita e óxidos de Zircônio	09
Apatitas (Geotermômetro biotita-apatita)	09
Óxidos de Zircônio	11
Tratamento das Análises de Química Mineral	12
Olivinas	12
Piroxênios	12
Anfibólios	13
Biotitas	13
Opacos	13
Feldspatos	14
Nefelinas	14
Analcimas	15
Apatitas (Geotermômetro Biotita-Apatita)	15
Óxidos de Zircônio	16
Química de rocha total	16
Seleção	16
Preparação	16
Análises de Perda ao Fogo (P.F.)	16
Análises de Elementos maiores e traços (FRX)	17
Análises de Elementos traços (ICP-MS)	17
Tratamento dos resultados de química de rocha	17
Análises de isótopos radiogênicos em rocha total	19
 03. GEOLOGIA DO MACIÇO ALCALINO MÁFICO-ULTRAMÁFICO PONTE NOVA (SP-MG)	 20
Introdução	20
Contexto Magmático Regional	21
Contexto Geológico Local	24
Geologia e Petrografia	25
Fácies Cumulatos ultramáficos – UMFc	30
Fácies Cumulatos Melagábricos – MLGc	30
Fácies Cumulatos Melagábricos Cimentados – MLGc-C	33
Fácies Gabros porfíricos – GBPf	33
Fácies Gabros equigranulares – GBEq	36
Fácies Gabros bandados – GB-Bnd	36
Fácies Rochas de Matriz Fina – GB-Mf	39
Fácies Kaersutita-óxido-apatita clinopiroxenitos – Umf-PO	42
Fácies Área de Exposição Sul – GB-Sul e MZ-Sul	42

Fácies Pulso Norte – Gb-PN	47
Fácies Pulso Leste – Gb-PL	47
Fácies Minério – ICPs e Mts	50
Brecha Magmática -BRCH	52
Vênulas, bolsões e diferenciados félsicos – Diff	55
Suíte de Diques do Maciço Ponte Nova (DM-LGT e DF-TeF)	59
Diques Regionais – DR	59
Classificação das rochas cumuláticas	63
Evolução geológica do maciço Ponte Nova	63
04. VARIAÇÕES CRÍPTICAS EM MINERAIS: CHAVES PARA O ENTENDIMENTO DA EVOLUÇÃO DAS ROCHAS CUMULÁTICAS DO MACIÇO ALCALINO MÁFICO-ULTRAMÁFICO PONTE NOVA (SP)	68
Introdução	68
Aspectos geológicos e petrográficos	68
Química mineral	72
Olivina	72
Piroxênio	74
Anfibólio	82
Biotita	84
Opacos	89
Feldspatos	94
Nefelina	97
Analcima	100
Condições de cristalização	100
Deslocamento do líquido <i>intercumulus</i> aprisionado (<i>trapped melt shift</i>)	109
Considerações finais	113
05. EVOLUÇÃO GEOQUÍMICA DO MACIÇO ALCALINO MÁFICO-ULTRAMÁFICO PONTE NOVA (SP-MG): IMPLICAÇÕES PARA A RECONSTITUIÇÃO DO MAGMA PARENTAL	118
Introdução	118
Contexto regional	119
Maciço Ponte Nova - aspectos geológicos e petrográficos	121
Geoquímica do maciço Ponte Nova	124
Aspectos gerais, classificação e tipologia de magmas	125
Cristalização fracionada – a evolução do maciço Ponte Nova	136
Reconstituindo a composição do magma parental	141
Modelos de fonte	145
Considerações finais	154
06. FASES INTERSTICIAIS DAS ROCHAS DO MACIÇO ALCALINO MÁFICO-ULTRAMÁFICO PONTE NOVA (SP-MG): PROCESSOS PÓS-CUMULUS TARDI-MAGMÁTICOS OU HIDROTHERMALISMO?	156
Introdução	156
Contexto geológico	157
Petrografia das fases	160
Processos pós-cumuláticos	162
Kaersutita óxido-apatita clinopiroxenitos	166
Ocelos	170
Geotermometria biotita-apatita	171
Resultados	171
Discussão – Conteúdo de halogênios no magma parental e suas implicações para a petrogênese do maciço Ponte Nova.	177
Considerações finais	181
07. MINERAIS ENRIQUECIDOS EM BÁRIO E ZIRCÔNIO DO MACIÇO ALCALINO MÁFICO-ULTRAMÁFICO PONTE NOVA (SP-MG)	182
Introdução	182
Contexto Geológico	182
Petrografia e Química Mineral	185

Feldspatos enriquecidos em Ba	185
Biotitas enriquecidas em Ba	185
Óxidos de Zircônio	186
Litogeoquímica	193
Discussão	199
Origem dos minerais enriquecidos em Ba e Zr	199
Implicações petrogenéticas para o maciço Ponte Nova	201
Considerações Finais	203
 08. CONTRIBUIÇÃO DOS ISÓTOPOS DE Sr, Nd E Pb NA PETROGÊNESE DO MACIÇO ALCALINO MÁFICO-ULTRAMÁFICO PONTE NOVA (SP-MG)	204
Introdução	204
Contexto Geológico	204
Resultados	205
Contaminação crustal vs heterogeneidades do manto litosférico	207
Caracterização da fonte mantélica	214
Condicionantes Geodinâmicos	220
 09. CONSIDERAÇÕES FINAIS	223
Evolução Geológica	223
Evolução Magmática	224
Condições de Cristalização	225
Magma Inicial	226
Fonte Mantélica	226
Condicionantes Geodinâmicos	227
 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	228

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 01. Localização e vias de Acesso do maciço Ponte Nova. Extraídos de carta imagem de satélite (site USGS) e de Mapa Rodoviário do Estado de São Paulo. Departamento Nacional de Infra-estrutura de transportes, 2002.....	07
Figura 02. Distribuição das ocorrências alcalinas na região do Vale do Paraíba e faixa litorânea dos Estados de São Paulo e Rio de Janeiro (Província Serra do Mar de Almeida (1983) e outras ocorrências próximas), com as principais unidades tectônicas do embasamento. Apresenta-se também a nova subdivisão das províncias alcalinas proposta por Riccomini <i>et al.</i> (2005). Compilado de Almeida (1986), Heilbron <i>et al.</i> (2004) e Riccomini <i>et al.</i> (2005).	22
Figura 03. Mapa Geológico da Região de Santo Antônio do Pinhal - Sapucaí-Mirim, em que se insere o maciço Ponte Nova, conforme Carta Geológica do Projeto Sapucaí - CPRM (Cavalcante <i>et al.</i> , 1979).	26
Figura 04. Mapa de pontos de afloramentos e coleta de amostras do maciço Ponte Nova.	27
Figura 05. Mapa Geológico e perfis do maciço Ponte Nova.	28
Figura 06. UMFc - Fácies Cumulatos Ultramáficos. A) Aspecto macroscópico de olivina-kaersutita clinopiroxenito cumulático (amostra RGA-141). Aspectos texturais microscópicos: B), C) D) Cumulato de clinopiroxênio e olivina de preenchimento pós-cumulático associado principalmente ao sobrecrecimento das fases <i>cumulus</i> , com biotita e plagioclásio e opacos intersticiais (rga-117, rga-01f e rga-57, respectivamente); E) Cumulato com sobrecrecimento das fases <i>cumulus</i> e substituição pós- <i>cumulus</i> por kaersutita e biotita, com opacos e plagioclásio ocorrendo subordinadamente (rga-141). N//, lado Maior =1,02cm.	31
Figura 07. MLGc - Fácies Cumulatos Melagábricos. A), Foto de pedreira em rodovia SP-42. B) e C) Aspectos macroscópicos de olivina melagabros cumuláticos com textura inequigranular média a grossa, com bolsões e venulações de minerais félsicos (rga-01a). Aspectos texturais microscópicos: D) e E), Cumulato de clinopiroxênio e olivina com aumento da cristalização de novas fases (plagioclásio, opacos, anfibólio e biotita) no preenchimento <i>intercumulus</i> em relação a UMFc (rga-01a); F) e G), Cumulato apresentando ainda maior porcentagem de <i>intercumulus</i> associado à cristalização de novas fases, com maior desenvolvimento de plagioclásio e feldspato alcalino (por vezes poiquilíticos), além de biotita (rga-58B). N//, D e F; NX, E e G; lado Maior =1,02cm.	32
Figura 08. MLGc - Variedade Melagabros Laminados. Em A), B) e C) observam-se aspectos macroscópicos indicativos da orientação dos cristais de clinopiroxênio. Microscopicamente, (D e E) nota-se também a orientação de cristais ripiformes de plagioclásio e mesmo de alguns opacos. A), B) rga-47; B) lado menor =2,13cm C), rga-46b, lado menor=2,06cm. D) e E), rga-47, lado maior =1,02cm; N//, D; NX, E.	34
Figura 09. MLGc-C - Fácies Cumulatos Melagábricos Cimentados. Aspectos texturais microscópicos indicam uma maior contribuição da assembléia <i>intercumulus</i> , com minerais <i>cumulus</i> já apresentando caráter mais próximo ao porfirítico, sendo ainda mais nítida as áreas de sobrecrecimento pós- <i>cumulus</i> nestes minerais. A) rga-87b; B) rga-116a. C) e D) rga-163. N//, A e C; NX, B e D; lado maior =1,02cm.	34
Figura 10. GBPf - Fácies Gabros Porfiríticos. A) Aspectos macroscópicos de monzogabro com nefelina porfirítico (rga-83). Aspectos texturais microscópicos (B e C) indicam ainda mais claramente o caráter porfirítico, com elevada concentração de plagioclásio ripiforme e biotita intersticial na matriz (rga-83). N//, B; NX, C; lado maior =1,02cm.	35
Figura 11. GBEq - Fácies Gabros Equigranulares. A) Aspectos macroscópicos já apresentando o caráter equigranular predominantemente médio (rga-120). Aspectos microscópicos (B e C - rga-120) ainda indicam textura inequigranular, porém já sem o aspecto porfirítico pronunciado de GBPf. N//, B; NX, C; lado maior=1,02cm.....	35

- Figura 12. GB-Bnd - Fácies Gabros Bandados. Fotos de aspectos macroscópicos gerais indicam estratificações plano paralelas (A, B e D) e acanaladas (C), ora com alternância marcante de camadas máficas e félsicas (A,B, C), ora com bandamentos menos expressivos, e uma laminação ígnea mais pronunciada (D) das variedades encontradas na porção SSE do maciço (ponto rga-35). Aspectos texturais microscópicos das bandas leucocráticas (E e F) indicam a acumulação de cristais orientados e ripiformes de plagioclásio (sm-10). Fotomicrografias: N//, E; NX, F; lado maior=1,02cm. 37
- Figura 13. GB-Bnd - Fácies Rochas Bandadas. A) Aspecto macroscópico de monzodiorito com nefelina (rga-126) encontrado na região NW do maciço, apresentando laminação ígnea pronunciada. Aspectos texturais microscópicos (B e C; rga-126) indicam a participação do plagioclásio na assembléia *cumulus*, sendo que em alguns pontos são encontrados bandamentos. Fotomicrografias: N//, B; NX, C; lado maior=1,02cm. 40
- Figura 14. GB-Bnd - Fácies Gabros Bandados. A) Aspecto cumulático de melamonzonitos com nefelina (rga-65) associados às rochas bandadas da região SSE do maciço. Aspectos texturais microscópicos (B e C; rga-65) apresentam os cristais *cumulus* de clinopiroxênio e *intercumulus* formado predominantemente por plagioclásio ripiforme e feldspato alcalino e nefelina intersticiais, além de anfibólio, biotita, opacos e apatita. Em D) encontra-se foto de variedade gábrica pegmatóide (rga-34d), com cristais de clinopiroxênio maiores que 3cm. Fotomicrografias: NX, B e C; lado maior =1,02cm. 40
- Figura 15. GB-Mf - Fácies Rochas de Matriz Fina. Em A) e B) encontram-se aspectos macroscópicos dos olivina microgabros melanocráticos com nefelina porfíricos de matriz muito fina (A, rga-72b, lado menor 1,7 cm) a fina (B, rga-72d, lado menor=1,66cm). Aspectos texturais microscópicos mostram olivina e clinopiroxênio como fenocristais em matriz até submilimétrica formada eminentemente por minerais félsicos, biotita e opacos. Fotomicrografias: C e D, rga-72b; E e F, rga-35d; N//, C e E; NX, D e F; lado maior =1,02cm. 41
- Figura 16. Umf-PO - Fácies kaersutita-óxido-apatita clinopiroxenitos. Aspectos texturais microscópicos mostram a ocorrência de anfibólio poiquilítico com inclusões de apatita e opacos além da textura de corrosão em cristais de clinopiroxênio. Fotomicrografias: A e B, rga-121d.; C, rga-165d; N//, lado maior =1,02cm. 43
- Figura 17. GB-Sul e MZ-Sul - Fácies da área de exposição Sul. A) Foto apresentando a forma de ocorrência dos blocos (ponto rga-26). Aspectos macroscópicos de melamonzonito com nefelina (rga-178) e de monzonito com nefelina (C, rga-18B) são indicativos da textura inequigranular predominantemente média destas variedades. Aspectos texturais microscópicos dos melamonzodioritos com nefelina desta região (D e E; rga-26) chamam à atenção para cristais bem desenvolvidos e zonados de biotita. Fotomicrografias: N//, D; NX, E; lado maior =1,02cm. 45
- Figura 18. GB-Sul e MZ-Sul. Fácies da área de exposição Sul. Fotomicrografias: A) e B) (rga-178) apresentam melamonzodiorito com nefelina de textura inequigranular seriada a porfírica; C) e D) apresentam melamonzonito com nefelina porfírica de matriz inequigranular seriada com biotita bem desenvolvida poiquilítica (rga-27); E), F), são representativas do monzonito com nefelina (rga-18d) onde predominam cristais bem desenvolvidos de feldspato alcalino aos cristais de plagioclásio, enquanto que a nefelina ocorre intersticialmente. N//, A, C e E; NX, B, D e F; lado maior =1,02cm. 46
- Figura 19. Gb-PN - Fácies Pulso Norte. Aspectos macroscópicos de melamonzogabro com olivina (A; rga-97) indicam textura inequigranular média a grossa cumulática. Aspectos texturais microscópicos atestam a acumulação predominante de cristais clinopiroxênio (B a E; rga-41) que por vezes apresentam zoneamento oscilatório (B e C). O material *intercumulus* é formado principalmente por minerais félsicos que em certas regiões formam uma mesóstase (D e E). Na região da crista do morro de tais ocorrências, nota-se a tendência para a diminuição da granulometria. Fotomicrografias: N//, B, D e F; NX, C, E e G; lado maior =1,02cm. 48
- Figura 20. Gb-PL - Fácies Pulso Leste. A) Monzodioritos com nefelina (rga-29a) apresentando textura porfírica onde predominam os fenocristais de clinopiroxênio. Em B) apresenta-se bloco destes monzodioritos com textura inequigranular seriada, cortado por dique afanítico (ponto rga-33). C) Detalhe de rga-29a apresentando enclave microgranular arredondado. D) Detalhe de rga-31f com xenólito arredondado do embasamento. Aspectos texturais microscópicos são apresentados em E) e F) confirmam o caráter porfírico inequigranular (rga-29a). Fotomicrografias: N// E e F; E) lado maior =1,02cm. F) detalhe de E, lado maior =3,2mm. 49

- Figura 21. Gb-PL - Fácies Pulso Leste. Nestes nefelina monzodioritos a monzodioritos com nefelina, os cristais de clinopiroxênio (por vezes fenocristais) são praticamente euédricos, sendo os mais bem desenvolvidos destes litotipos. Nota-se um aumento significativo na concentração de biotita em relação às outras unidades. Cristais de plagioclásio apresentam-se ripiformes, com feldspato alcalino e nefelina intersticiais. Fotomicrografias: A e B, rga-33a; C e D, rga-32a; E e F, rga-165a. N//, A, C e E; NX, B, D e F; lado maior =1,02cm..... 51
- Figura 22. ICPs e Mts - Fácies Minério (rga-119). A) Ilmenita clinopiroxenitos sulfetados, com acumulação de clinopiroxênio e *intercumulus* formado por ilmenita e sulfetos. Encontram-se nestes litotipos enclaves angulosos de material de composição tefrítica (B) e de composição idêntica aos cumulos, porém com granulometria fina (C e D). Em B) percebe-se a ocorrência de biotita associada ao contato destes enclaves com o cumulo; em D) ainda encontram-se vênulas de sulfeto de Fe (pirita). E) Enclave de composição tefrítica, muito semelhante à textura dos diques desta composição que cortam as rochas do maciço; F) e G) apresentam diferentes enclaves gábricos que lembram os gabros porfíricos de GBPF. H) apresenta o aspecto cumulático dos magnetitos (sm-82), onde acumulam-se cristais de magnetita e subordinadamente clinopiroxênio e ilmenita. Fotomicrografias: A) rga-119a, B) rga 119b, C) rga-119f, D) rga-119c, E) rga-119i; F) rga 119d; G) rga119e. N//, lado maior =1,02cm. 53
- Figura 23. BRCH - Brecha magmática. Aspectos macroscópicos gerais: A) Foto de afloramento, ponto rga-31, apresentando a brecha com fragmentos maiores que 10cm. Pode-se perceber a inequigranularidade existente entre os fragmentos menores, centimétricos (B) a subcentimétricos (C). Em C) ainda é possível acompanhar um alinhamento dos cristais e fragmentos líticos numa matriz também indicativa de orientação por fluxo magmático. B) e C) rga-15a2; C) lado maior=3,10cm. 56
- Figura 24. BRCH - Brecha Magma. Em escala microscópica, são ainda mais nítidas as estruturas sugestivas de fluxo observadas pelas bandas de cores e espessuras diferentes da matriz (A, B e C) além de fragmentos líticos lenticularizados na mesma direção das bandas, indicando o sentido do fluxo. D) Detalhe de fragmento lítico com textura vitrofírica. E) e F) Detalhes da matriz predominantemente félsica e submilimétrica destas brechas, sendo que em F) é também nítida a orientação dos cristais. Fotomicrografias: A) e C) rga-15A1 ; B) e D), rga-15A2. N//. A), B) e D) lado maior=1,02cm; C) lado maior= 0,51cm; E) e F) lado menor = 0,65mm. 57
- Figura 25. Diff - Venulações e bolsões de diferenciados félsicos finais . A) e B) Nefelina monzodiorito (rga-142b); C) e D) Monzonito com nefelina, sendo o anfibólio o principal máfico (rga-158b). N//, A e C; NX, B e D; lado maior=1,02cm..... 58
- Figura 26. DM-LGT e DM-TeF - Suíte de diques do maciço Ponte Nova. Aspectos texturais microscópicos: A) e B) Camptonito porfírico com feno e xenocristais de olivina e clinopiroxênio, além de biotita e anfibólio abundantes na matriz (rga-01c). C) e D) Tefrito porfírico com fenocristais de clinopiroxênio e plagioclásio e matriz predominantemente félsica com plagioclásio ripiforme (rga-01d). E) e F) Fonotefrito porfírico onde predominam os fenocristais de anfibólio (rga-126d). G) e H) Tefrito fonolítico (rga-119a). Fotomicrografias: N//, A, C, E e G; NX, B, D, F e H; lado maior=1,02cm. 60
- Figura 27. Mapa de localização de diques e vulcânicas meso/cenozóicas da Serra da Mantiqueira (i.e., lamprófiros alcalinos e fonólitos). Sigla MT - Projeto Mantiqueira, Ruberti *et al.*, 1993, Sigla SM - Trabalhos anteriores, Prof. Dr. Francisco Rubens Alves. Demais pontos (mais restritos à área do maciço Ponte Nova) oriundos deste trabalho. ... 62
- Figura 28. Mapa geológico do maciço alcalino máfico-ultramáfico Ponte Nova (SP-MG). 69
- Figura 29. Variações estratigráficas e modais das diferentes fácies do maciço Ponte Nova em relação às suas respectivas posições topográficas. 70
- Figura 30. Variações estratigráficas e modais conjugadas com as variações crípticas do teor de Fo das olivinas das diferentes fácies do maciço Ponte Nova. Os campos em cinza apresentam as diferenças obtidas das olivinas das rochas eminentemente cumuláticas para com as demais do maciço. 73
- Figura 31. Diagramas Mg_{OI} vs NiO para as análises de olivina das diferentes fácies do maciço Ponte Nova. $Mg_{OI} = Mg/(Mg+Fe^{2+})$ 75
- Figura 32. Diagramas de classificação de piroxênios segundo Morimoto (1990) para os piroxênios do maciço Ponte Nova e diques associados. 77

- Figura 33. Diagrama Mg_{M1} vs $Fe^{3+}_{M1} + Ti_{M1} + Al_{M1}$ (a.f.u.) ilustrando a ocupação catiônica do sítio M1 e a evolução da composição dos clinopiroxênios em relação às moléculas de diopsídio, hedenbergita e do tipo tschermakítica, do maciço Ponte Nova e diques associados. 77
- Figura 34. Diagrama Si vs $Fe^{2+}_{(M1+M2)}$ representando a evolução composicional dos clinopiroxênios das rochas do maciço Ponte Nova em relação às moléculas de diopsídio, hedenbergita e do tipo tschermakítica. A) diferentes fácies da área principal; B) pulsos norte e leste; C) área oeste e diferenciados félsicos finais; D) área sul; E) Umf-PO e ICPs; F) rochas de matriz fina e diques; G) *trends* evolutivos da sequência principal; H) *trends* dos pulsos posteriores. Campos composicionais de diferentes fácies são apresentados para comparação, sendo identificados pela cor correspondente ao símbolo. 78
- Figura 35. Diagramas MnO vs Ca para os clinopiroxênios das rochas do maciço Ponte Nova. A) Rochas do pulso central e adjacências (UMFc, MLGc, MLGc-C, GBPf, GBEq, GB-Bnd). B) Rochas da área a Sul (GB-Sul, MZ-Sul). C) ICPs e Umf-PO. D), Pulso Norte e Pulso Leste (Gb-PN e Gb-PL). E) Rochas de Matriz fina (fácies de borda), diferenciados félsicos finais, diques máficos e félsicos (GB-Mf, Diff, DM-LGT, DF-TeF). $Ca_{cpx} = [Ca/(Ca+Mg)]$ (apfu). ... 80
- Figura 36. Variações estratigráficas e modais conjugadas com as variações crípticas do índice Mg_{cpx} das diferentes fácies do maciço Ponte Nova. Barras representativas das variações médias globais de cada fácies desde os estágios iniciais a finais de cristalização do mineral. 81
- Figura 37. Diagramas classificatórios (Leake, 1997) para anfibólios cálcicos das rochas do maciço Ponte Nova e diques associados com: A) $Ca_B \geq 1,50$, $(Na + K)_B \geq 0,50$ e $Ti \geq 0,50$ (a.f.u.); B) $Ca_B \geq 1,50$, $(Na + K)_B \geq 0,50$, $Ti < 0,50$ e $Al_C \geq Fe^{3+}_C$; C) $Ca_B \geq 1,50$, $(Na + K)_B \geq 0,50$, $Ti < 0,50$ e $Al_C < Fe^{3+}_C$; e D) diagrama Ti_C vs Mg_C mostrando a evolução composicional deste mineral. 83
- Figura 38. Diagrama de classificação de biotitas segundo os componentes Eastonita-Siderophilita-Flogopita-Annita (Deer *et al.*, 1992) para as diferentes fácies do maciço Ponte Nova. 85
- Figura 39. Diagramas Al^{IV} vs Mg_{bt} representando a evolução composicional de biotitas das rochas do maciço Ponte Nova. A) Diferentes fácies da área principal; B) pulsos norte e leste, Umf-PO e área sul; C) rochas de matriz fina, diferenciados félsicos finais e diques. 85
- Figura 40. Variações estratigráficas e modais conjugadas com variações crípticas do índice Mg_{bt} das diferentes fácies do maciço Ponte Nova. 86
- Figura 41. Diagramas apresentando as principais substituições associadas ao Ti no sítio octaédrico das biotitas das rochas do maciço Ponte Nova. A) Ti vs $\square^{VI}$. B) Ti vs $Mg+Fe^{2+}$. C) Ti vs $Al^{IV}+Fe^{3+}$ 88
- Figura 42. Diagramas ternários FeO-Fe₂O₃-TiO₂ (proporção molecular) para as composições de A) magnetitas exsolvidas (fase hospedeira+lamela) e B) ilmenitas magmáticas das rochas do maciço Ponte Nova. 90
- Figura 43. Diagramas ternários FeO-Fe₂O₃-TiO₂ (proporção molecular) para as composições originais reconstituídas (fase hospedeira+lamela) das magnetitas das rochas do maciço Ponte Nova. 90
- Figura 44. Imagens de elétrons retroespalhados (BEI-Compo) para cristais de minerais opacos dos diferentes fácies do maciço Ponte Nova. Tons de cinza mais claros correspondem às fases opacas. Entre estas, ilmenita é cinza médio, titanomagnetita é cinza claro e sulfetos, badeleítas e zirconolitas são brancos. Exceção apenas para RGA119, onde todos os opacos da imagem são ilmenitas com diferenças composicionais, representados pelos diferentes tons de cinza. 91
- Figura 45. Diagramas Mg_{ilm} vs Fe^{3+} para os cristais de ilmenita (magmáticos) das rochas do maciço Ponte Nova. A) Rochas da área principal (UMFc, MLGc, MLGc-C, GBPf, GBEq, GB-Bnd). B) Pulsos norte e leste (Gb-PN, Gb-PL), Umf-PO, ICPs, rochas de matriz fina (GB-Mf) e alguns diques com ilmenita na matriz. $Mg_{ilm} = Mg/(Mg+Fe^{2+})$ 93
- Figura 46. Variações estratigráficas e modais conjugadas com variações crípticas do índice Mg_{ilm} das diferentes fácies do maciço Ponte Nova. 95

Figura 47. A) Composição dos feldspatos classificados segundo os componentes moleculares Ab-Or-An para as diferentes fácies do maciço Ponte Nova. B) Intervalos de variação da molécula de An (%) para os cristais de plagioclásio do maciço Ponte Nova. São plotados também os valores médios encontrados para cada fácies.	96
Figura 48. Variações estratigráficas e modais conjugadas com variações do teor de An% em feldspatos das diferentes fácies do maciço Ponte Nova.	98
Figura 49. Diagramas SrO vs Ca_{plg} para as análises de plagioclásio das diferentes fácies do maciço Ponte Nova. $Ca_{plg}=Ca/(Ca+Al)$	99
Figura 50 - Diagrama Ne - Qz - Ks mostrando a evolução da composição de nefelinas do maciço Ponte Nova e diques associados. Plotam-se também as composições teóricas de Morozewicz (M) e Buerger (B; Tilley, 1954) e o plano: $\square_2Na_6Al_6Si_{10}O_{32} - K_2Na_8Al_8Si_8O_{32}$ de Dollase & Thomas (1978). Temperaturas de equilíbrio conforme Hamilton & Mackenzie (1960) e Hamilton (1961).	101
Figura 51. Estimativas de pressão para as rochas do maciço Ponte Nova com base no quimismo de clinopiroxênios. A) Diagrama Ti_{M1} vs Al_{total} (apfu) incluindo os campos das composições dos piroxênios obtidos experimentalmente por Thy (1991) para diferentes pressões. B) Diagrama VCell (volume da célula unitária) vs VM1 (volume do sítio M1), calculado segundo Nimis (1995) e Nimis & Ulmer (1998) incluindo as faixas de pressão obtidas por este último autor.	102
Figura 52. Diagramas A) $T^{\circ}C$ vs $\log fO_2$ e B) $T^{\circ}C$ vs $\Delta \log fO_2$ (Frost, 1991), calculadas para o par ilmenita-magnetita das rochas das diferentes fácies do maciço Ponte Nova.	105
Figura 53. Diagramas ternários Ab-An-Or para as análises de plagioclásio das diferentes fácies do maciço Ponte Nova plotadas associadamente com as curvas solvus (Elkins & Groove, 1990). A) Rochas do pulso central (UMFc, MLGc, MLGc-C, GBPf, GBEq). B) Rochas bandadas e melanocráticas associadas (GB-Bnd). C) Rochas da área de exposição sul (GB-Sul e MZ-Sul). D) Pulsos Norte, Leste e kaersutita-óxido-apatita clinopiroxenitos (Gb-PN, Gb-PL, Umf-PO). E) Rochas de matriz fina (GB-Mf), diferenciados finais (Diff) e diques (DM-LGT e DF-TeF).	107
Figura 54. Concentrações de A) Zr B) Y, C) La, D) Sr, E) Nb e F) Ba, plotadas vs $Mg\#_{FeO_{calc}}$ das rochas das diferentes fácies do Maciço Ponte Nova. São apresentados os modelos de deslocamento de líquido aprisionado (<i>trapped liquid shift; TL</i>) para a composição da amostra rga-117a, cumulato mais primitivo do maciço, assumindo uma proporção de 75% clinopiroxênio e 25% de olivina, utilizando-se das equações de Bédard (1994) e Cawthorn (1996). O modelo de deslocamento do líquido aprisionado para o número $Mg\#$ é calculado a partir de uma relação linear do $Mg\#$ calculado para o líquido em equilíbrio com as olivinas de rga-117a e o $Mg\#$ obtido pela análise de rocha total desta amostra. O campo cinza representa provavelmente uma acumulação de plagioclásio, incluindo essencialmente amostras das fácies de topo do pulso principal (GBEq) e bandas félsicas obtidas nas rochas bandadas (GB-Bnd).	112
Figura 55. Distribuição das ocorrências alcalinas na região do Vale do Paraíba e faixa litorânea dos Estados de São Paulo e Rio de Janeiro (Província Serra do Mar de Almeida (1983) e outras ocorrências próximas), com as principais unidades tectônicas do embasamento. Apresenta-se também a nova subdivisão das províncias alcalinas proposta por Riccomini <i>et al.</i> (2005). Compilado de Almeida (1986), Heilbron <i>et al.</i> (2004) e Riccomini <i>et al.</i> (2005).	120
Figura 56. Mapa geológico do maciço alcalino máfico-ultramáfico Ponte Nova (SP-MG).	122
Figura 57. Variações estratigráficas e modais das diferentes fácies do maciço Ponte Nova em relação às suas respectivas posições topográficas.	123
Figura 58. A) Diagrama TAS (Total de Álcalis vs Sílica, em % de peso) de classificação das rochas ígneas segundo a IUGS (Le Maitre, 2002). B) Diagrama R1-R2 de classificação segundo De La Roche (1980). C) Diagrama Na_2O vs K_2O com os campos das séries de alto potássio, potássica, transicional e sódica de Comin-Chiaramonti (1997) para as rochas do maciço Ponte Nova e diques associados.	126
Figura 59. Diagrama TAS (Total de Álcalis vs Sílica, em % de peso) com os campos alcalinos e subalcalinos de Irvine & Baragar (1971) e a classificação das rochas segundo o teor de sílica, para as rochas do maciço Ponte	

Nova. Também estão plotados os campos de variação química para as ocorrências gabróides (A) e de diques máficos (B) da Província Alcalina Serra do Mar: Ilha Monte de Trigo (Enrich, 2005), Armação, Pacuíba e Canas na Ilha de São Sebastião (Lima, 2001; Enrich <i>et al.</i> , 2005), Itatiaia e Passa Quatro (Enrich <i>et al.</i> , 2005).	127
Figura 60. Diagramas Mg# ($MgO \cdot 100 / (MgO + FeO_T)$) vs elementos maiores e menores (% em peso) para as rochas do maciço Ponte Nova e diques associados. Os campos de diques regionais, cortando o embasamento (dados de Ruberti <i>et al.</i> , 1993) são plotados: linha tracejada - diques lamprofíricos; linha contínua - diques de fonólito.....	129
Figura 61. Diagramas Mg# ($MgO \cdot 100 / (MgO + FeO_T)$) vs elementos traços (ppm) para as rochas do maciço Ponte Nova.....	131
Figura 62. Diagramas multi-elementos ("spidergrams") para os elementos traços das rochas do maciço Ponte Nova. Elementos normalizados segundo o manto pirolítico ("Silicate Earth") de McDonough & Sun (1995). Áreas sombreadas representam os campos de variação de MLGc e GBPf.	134
Figura 63. Diagramas multi-elementos para os elementos terras raras para as rochas das diferentes fácies do maciço Ponte Nova. Elementos normalizados segundo o condrito CI de McDonough & Sun (1995). Áreas sombreadas representam os campos de variação de MLGc e GBPf.	137
Figura 64. Diagramas CaO vs Al_2O_3 (% em peso) para as rochas das diferentes fácies do maciço Ponte Nova. As áreas delimitadas representam o campo de variação química dos minerais presentes nas rochas do maciço (olivina, clinopiroxênio, feldspatos, nefelina e titanomagnetita).	139
Figura 65. Diagramas de P_2O_5 (% de peso) vs A) La+Ce+Nd+Y e B) F (ppm) para as rochas do maciço Ponte Nova e diques associados.	140
Figura 66. Diagrama Mg# ($MgO \cdot 100 / (MgO + FeO_T)$) vs Ni para as rochas do maciço Ponte Nova. Também plota-se a provável <i>liquid line of descent</i> calculada.	144
Figura 67. A) Diagramas multi-elementos para os elementos terras raras calculados do provável magma parental das rochas do maciço Ponte Nova. Elementos normalizados segundo o condrito CI de McDonough & Sun (1995). É plotado o campo dos dados das rochas cumuláticas utilizadas para este modelamento. B) Campo de variação dos elementos terras raras obtido para o possível magma parental comparado com diques máficos e félsicos que cortam o maciço Ponte Nova.	148
Figura 68. A) Diagramas multi-elementos para os elementos traços calculados do provável magma parental das rochas do maciço Ponte Nova. Elementos normalizados segundo o manto primitivo de McDonough & Sun (1995). É plotado o campo dos dados das rochas cumuláticas utilizadas para este modelamento. B) Campo de variação dos elementos terras raras obtido para o possível magma parental comparado com diques máficos e félsicos que cortam o maciço Ponte Nova.	148
Figura 69. Diagrama La/Zr vs Hf/Yb apresentando os modelos de fusão por <i>batch melting</i> para os diques e líquidos calculados a partir dos cumulos do maciço Ponte Nova. No <i>inset</i> são apresentadas as diferentes composições destas razões obtidas para os diques associados às demais ocorrências do Setor Norte da Província Serra do Mar e do Lineamento de Cabo Frio. (Dados compilados de Enrich, 2005 e referências lá citadas).	152
Figura 70. Diagrama La/Yb vs Zr apresentando os modelos de fusão por <i>batch melting</i> para os diques e líquidos calculados a partir dos cumulos do maciço Ponte Nova. No <i>inset</i> são apresentadas as diferentes composições destas razões obtidas para os diques associados às demais ocorrências do Setor Norte da Província Serra do Mar e do Lineamento de Cabo Frio. (Dados compilados de Enrich, 2005 e referências lá citadas).	153
Figura 71. Mapa geológico do maciço alcalino máfico-ultramáfico Ponte Nova (SP-MG).	158
Figura 72. Variações estratigráficas e modais das diferentes fácies do maciço Ponte Nova em relação às suas respectivas posições topográficas.	159
Figura 73. Cumulatos de clinopiroxênio com cristais de anfíbólio e biotita associados às bordas e núcleos numa textura de corrosão. A) RGA-141. B) RGA-133. N//. Lado Maior = 1,02cm.	163

Figura 74. Mesóstase félsica associada às fases intersticiais finais das rochas do maciço Ponte Nova. A) RGA-65, B) RGA-178, C) RGA-90, NX.	163
Figura 75. Cristais de carbonato euédricos a subédricos inclusos em anfibólio ou intersticiais encontrados nas rochas do maciço Ponte Nova. A), B), RGA-146. C), RGA-141. D), SM13A. A), B), C) Lado menor =0.86mm, D) Lado Menor=1.31mm, NX.	163
Figura 76. Cristais de epidoto associado às fases intersticiais das rochas do maciço Ponte Nova. A) RGA-142a. B) RGA-01a. Lado Maior = 3,2mm.	164
Figura 77. Vênulas com minerais félsicos e máficos hidratados cortando rochas ultramáficas cumuláticas do maciço Ponte Nova. A), B), RGA-141. C), SM-30C. Polarizadores Paralelos. Lado Maior = 1.02cm.	164
Figura 78. Ocelos associados às fases intersticiais das rochas do maciço Ponte Nova. A) Aspecto macroscópico - RGA-113. B), D) e E) Ocelo associado à mesóstase félsica com composição principal de muscovita e analcima. C) Ocelo de composição de carbonato e analcima. B) e D), RGA-90. C), RGA-19B, E), SM-30B.	165
Figura 79. Diagramas Mg# ($MgO \cdot 100 / (MgO + FeO_T)$, prop. molecular) vs elementos maiores, menores (% em peso) e traços (ppm) para as rochas do maciço Ponte Nova e diques associados.	168
Figura 80. Diagrama multi-elementos para os elementos traços dos kaesutita-óxido-apatita clinopiroxenitos do maciço Ponte Nova. A) Elementos normalizados segundo o manto pirolítico ("Silicate Earth") de McDonough & Sun (1995). B) Elementos normalizados segundo o condrito CI de McDonough & Sun (1995). Para comparação, é plotado o campo obtido para as rochas melagábricas cumuláticas (MLGc).	168
Figura 81. Diagramas TiO_2 vs Fe_2O_3 (T) e vs P_2O_5 (% de peso) comparando os kaesutita-óxido-apatita clinopiroxenitos do maciço Ponte Nova (Umf-PO) com os óxido-apatita gabronoritos e nelsonitos principais descritos na literatura, conforme os dados de Dymek & Owens (2001).	169
Figura 82. Diagramas bivariantes comparativos entre os kaesutita-óxido-apatita clinopiroxenitos do maciço Ponte Nova comparados com os óxido-apatita gabronoritos e nelsonitos principais descritos na literatura em maciços anortosíticos (Dymek & Owens, 2001). A) Rb (ppm) vs Ba (ppm). B) Nb (ppm) vs Zr (ppm). C) V(ppm) vs Ti/1000 (ppm). D) Sc(ppm) vs Fe_2O_3T (%).	169
Figura 83. Diagramas ternários apresentando a variação de elementos no sítio A das apatitas das rochas do maciço Ponte Nova. Em cinza são representados os campos composicionais associados a sistemas máficos, principalmente intrusões acamadadas como Skaergaard e Stillwater, conforme compilação de Piccoli & Candela (2002).	172
Figura 84. Diagramas ternários Cl-OH-F apresentando as variações composicionais dos voláteis em apatitas das diferentes fácies do maciço Ponte Nova. No diagrama central, os dados obtidos são comparados com diferentes intrusões acamadadas descritas na literatura (Willmore <i>et al.</i> , 2000, 2002; Boudreau & Hoatson, 2004).	175
Figura 85. Variações de temperatura obtidas para o par apatita-biotita das diferentes amostras analisadas do maciço Ponte Nova.	176
Figura 86. Variações de temperatura obtidas por meio de diferentes geotermômetros para as rochas do maciço Ponte Nova indicando os distintos estágios de cristalização considerados para o maciço.	176
Figura 87. Temperaturas de equilíbrio apatita-biotita calculadas usando o geotermômetro de Zhu & Sverjensky (1992) para as amostras das diferentes fácies do maciço Ponte Nova. Os campos de Great Dyke, Bushveld e East Kimberley são extraídos de Boudreau & Hoatson (2004).	178
Figura 88. Diagramas de P_2O_5 (em % de peso) vs F (em ppm) para as rochas do maciço Ponte Nova.	179
Figura 89. Diagrama apresentando a variação molar OH/(OH+F+Cl) vs F/(F+Cl) nos pares coexistentes apatita-biotita. As linhas pontilhadas apresentam os <i>trends</i> evolutivos sugeridos tanto para apatita como para biotita. A	

baixa concentração de Cl nas biotitas, próxima do limite de detecção, contribui para um maior erro na razão F/(F+Cl) neste mineral.	179
Figura 90. Mapa geológico do maciço alcalino máfico-ultramáfico Ponte Nova (SP-MG).	184
Figura 91. Química mineral de minerais enriquecidos em bário do maciço Ponte Nova. A) Diagrama ternário Ca-K+Na-Ba para os feldspatos alcalinos. B) Diagrama TiO_2 vs BaO para as biotitas, incluindo os campos composicionais para as demais associações gabróides de tendência alcalina onde esse tipo de enriquecimento é registrado.	187
Figura 92. Diagramas apresentando a ocupação do sítio interfoliar e as possíveis substituições acopladas em biotitas das rochas do maciço Ponte Nova enriquecidas em Ba ($BaO > 1\%$ em peso). A) Diagrama Ba vs cátions interfoliares. B) $3Al^{IV} + Ba$ vs $Si + 2K - Na$ apresentando o <i>trend</i> da substituição acoplada $Ba + Al = K + Si$	188
Figura 93. Imagens de elétrons retroespalhados de óxidos de zircônio do maciço Ponte Nova (SP). Abreviações: Bd -Badeleíta, Zr - zirconolita, Mag-Magnetita, Ilm - ilmenita, Bt-biotita, Ap-apatita, r35d- nº da amostra.	189
Figura 94. Imagens de elétrons retroespalhados de zirconolitas do maciço Ponte Nova (SP), apresentando estruturas zonadas, sendo as zonas mais claras as mais ricas em ETR. Amostra rga165a, fácies Gb-PL.	189
Figura 95. Diagramas A) $\Sigma M_{(5,6)}$ vs $(Zr+Hf)-1$ e B) ΣM_8 vs $(Zr+Hf)-1$, para as zirconolitas do maciço Ponte Nova. Pode-se notar que o excedente de Zr apresentado no sítio M_7 tende a ser incorporado nos sítios $M_{(5,6)}$, ao invés de no sítio M_8	191
Figura 96. Diagramas de variação química para as zirconolitas de diferenciados finais das rochas do maciço Ponte Nova. A) e B): substituições no sítio $M_{(5,6)}$; C) e D): substituições no sítio $M_{(8)}$; E) e F): variações conjuntas entre os sítios $M_{(5,6)}$ e $M_{(8)}$	192
Figura 97. Diagramas multielementares para ETR das zirconolitas da fácies GB-PL (amostra r165a) do maciço Ponte Nova, normalizados segundo o condrito C1 de McDonough & Sun (1995). O Y substitui análise de Ho devido à sua afinidade geoquímica e facilidade analítica.	194
Figura 98. Diagramas multielementares para ETR das zirconolitas da fácies GB-Sul do maciço Ponte Nova, normalizados segundo o condrito C1 de McDonough & Sun (1995). O Y substitui análise de Ho devido à sua afinidade geoquímica e facilidade analítica. Em cinza, o campo de variação obtido para as zirconolitas da fácies GB-PL, as mais enriquecidas em ETR encontradas no maciço Ponte Nova.	195
Figura 99. Diagramas multielementares para ETR das zirconolitas das fácies GBPf (A), GB-Bnd (B) e GBMf (C) do maciço Ponte Nova, normalizados segundo o condrito C1 de McDonough & Sun (1995). O Y substitui análise de Ho devido à sua afinidade geoquímica e facilidade analítica. Em cinza, o campo de variação obtido para as zirconolitas da fácies GB-PL, as mais enriquecidas em ETR encontradas no maciço Ponte Nova.	196
Figura 100. Diagramas multielementares para ETR das zirconolitas das diferentes fácies do maciço Ponte Nova, normalizados segundo o líquido calculado em equilíbrio com o cumulo mais primitivo do maciço Ponte Nova. O Y substitui análise de Ho devido à sua afinidade geoquímica e facilidade analítica.	197
Figura 101. Diagrama Na_2O vs K_2O com os campos das séries de alto potássio, potássica, transicional e sódica de Comin-Chiaramonti <i>et al.</i> (1997) para as rochas do maciço Ponte Nova e diques associados.	198
Figura 102. Diagramas $Mg\# \{MgO \cdot 100 / (MgO + FeO_T)\}$ A) vs Ba (ppm) e B) vs Zr (ppm) para as rochas do maciço Ponte Nova. campo em cinza é representativo dos diques associados que cortam o maciço e suas adjacências.	198
Figura 103. Imagens de elétrons retroespalhados (sinal invertido) de minerais enriquecidos em bário do maciço Ponte Nova (SP). A) Cristal de feldspato alcalino (hialofânio) com estrutura zonada, com maior enriquecimento em bário nas zonas intermediárias do cristal e praticamente sem a presença deste elemento nas bordas (GB-Sul, r24a). B) Biotita apresentando estrutura zonada, com núcleo mais rico em bário e bordas empobrecidas neste elemento (GB-Sul, r26).	200

- Figura 104. Diagrama Ca – (Th + U) – (ETR + Y) de zirconolitas do maciço Ponte Nova. Para comparação são plotados os campos composicionais obtidos para zirconolitas de carbonatitos, rochas carbonáticas metassomatizadas (*skarns*), nódulos mantélicos e lavas ricas em potássio de zonas de subducção. No detalhe, as análises do maciço Ponte Nova são plotadas no diagrama Ca-U-Th. Dados obtidos de Williams & Gieré (1996), Enrich (2005), Zaccarini & Stumpf (2004) e demais referências lá citadas. 202
- Figura 105. Diagramas Mg# {MgO*100/(MgO+FeO_C)}. A) vs Sr (ppm) e ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr_i B) vs Nd (ppm) e ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd_i e C) vs Pb(ppm) e ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb_i para as rochas do maciço Ponte Nova. O campo em cinza é representativo das variações obtidas para os diques máficos analisados por Thompson *et al.* (1998). Razões iniciais calculadas para 85Ma. 208
- Figura 106. Diagramas Sr (ppm) vs ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr_i (A), Nd (ppm) vs ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd_i (B) e Pb(ppm) vs ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb_i (C) para as rochas do maciço Ponte Nova. Razões iniciais calculadas para 85Ma. 209
- Figura 107. Diagramas de dispersão de elementos (em ppm) e óxidos (em % de peso), Ba, Rb, K₂O e SiO₂, além de Cr+Ni vs as razões isotópicas ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr_i, ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd_i e ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb_i para as rochas do maciço Ponte Nova. O campo em cinza é representativo das variações obtidas para os diques máficos analisados por Thompson *et al.* (1998). Razões iniciais calculadas para 85Ma. 210
- Figura 108. Diagramas de dispersão entre as diferentes razões isotópicas de Sr, Nd e Pb para as rochas do maciço Ponte Nova. Para fins de comparação, são plotados também os campos compilados da literatura para o maciço alcalino de Poços de Caldas (Ulbrich *et al.*, 2005) e a Província Alcalina Alto Paranaíba (Toyoda *et al.*, 1994; Carlson *et al.*, 1996; Gomes & Comin-Chiaramonti, 2005). Razões iniciais calculadas para 85Ma. 212
- Figura 109. Diagramas A) ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd_i vs ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr_i, B) ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd_i vs Nd e C) ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr_i vs Sr, apresentando modelos simplificados (curvas de *mixing*) entre as rochas do maciço Ponte Nova e as rochas crustais adjacentes a este. Dados crustais compilados de Janasi (1999) e Negri (2002). Campo rosa indicativo da variação obtida para os litotipos crustais. 213
- Figura 110. Mapa geológico do maciço alcalino máfico-ultramáfico Ponte Nova (SP-MG), subdividido de acordo com seus diferentes pulsos magmáticos. 215
- Figura 111. Diagramas de dispersão entre as diferentes razões isotópicas de Sr, Nd e Pb para as rochas do maciço Ponte Nova. Para fins de comparação, associadamente são plotados os campos compilados da literatura dos componentes mantélicos de Hart (1988). Razões iniciais calculadas para 85Ma. Campos das diferentes localidades são extraídos de Comin-Chiaramonti *et al.* (2005) e referências lá citadas. 216
- Figura 112. Diagrama εSr_i vs εNd_i para as rochas do maciço Ponte Nova. São também apresentados os campos de variação geral do magmatismo alcalino e toleítico Cretáceo da Bacia do Paraná e arredores, bem como a variação das províncias alcalinas mais próximas e ilhas oceânicas do Atlântico relacionadas. Compilado de Le Roex *et al.* (1985, 1990), Garda *et al.* (1995), Holfmann (1997), Thompson *et al.* (1998), Marques *et al.* (1999), Siebel *et al.* (2000), Bennio *et al.* (2002), Comin-Chiaramonti *et al.* (2002, 2005), Enrich *et al.* (2005), Ruberti *et al.* (2005) e referências lá citadas. DM, HIMU, EMI e EMII correspondem aos valores aproximados de manto, respectivamente, empobrecido, de alto μ (i.e. alto ²³⁸U/²⁰⁴Pb), enriquecido I e enriquecido II (Hart, 1988). 218
- Figura 113. Histograma das idades modelo calculadas a partir do manto empobrecido (T_{DM}) para as rochas do maciço Ponte Nova. São também apresentados os campos de variação geral de outras ocorrências alcalinas próximas ao maciço Ponte Nova. Compilações extraídas de Enrich *et al.* (2005), Gomes & Comin-Chiaramonti (2005), Enrich (2005) e referências citadas nestes trabalhos. 219

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 01. Tempos de Contagem e Limites de detecção, determinação e quantificação (Potts, 1987) calculados para análises de apatita e biotita de amostras do maciço Ponte Nova por microsonda eletrônica (WDS) para as condições 15 kV de voltagem de aceleração e 15 nA de corrente.	10
Tabela 02. Condições de análise elemental por microsonda (WDS) utilizadas nas rotinas para óxidos de Zr.	11
Tabela 03a. Dados de entrada e resultados dos cálculos do programa QUILF. 1º Modelamento.	115
Tabela 03b. Dados de entrada e resultados dos cálculos do programa QUILF. 2º Modelamento.	116
Tabela 04. Dados de entrada e resultados obtidos para modelamento de deslocamento do líquido aprisionado (trapped melt shift).	117
Tabela 05. Comparação entre o índice Mg# do líquido magmático obtido a partir da composição do mg# da olivina, com o mg# obtido pela análise de rocha total via FRX, para as amostras das diferentes fácies do maciço Ponte Nova.	142
Tabela 06. Coeficientes de partição utilizados nos modelos geoquímicos. Dados compilados ou calculados segundo Nielsen et al. (1992), Adam & Green (2003), Zanetti et al. (2004) e Downes et al. (2004).....	146
Tabela 7. Composição do líquido em equilíbrio com os cumulos do maciço Ponte Nova, calculados segundo a equação de Bédard (1994) e Cawthorn (1991).	147
Tabela 08. Coeficientes de partição utilizados nos modelos de fusão tipo batch melting para os diques do maciço Ponte Nova. Dados compilados ou calculados segundo Watson & Green (1981), Nielsen et al.(1992, 1994), Foley et al. (1996), Adam & Green (2003), Zanetti et al. (2004) e Downes et al.(2004). Os coeficientes de partição para o Hf foram calculados a partir de regressão linear em relação ao Zr, conforme banco de dados de Downes et al. (2004).....	151
Tabela A01. Composição modal dos diferentes litotipos do maciço Ponte Nova.	Anexo I
Tabela A02. Composição Química, em porcentagem de peso, de olivinas das rochas do maciço Ponte Nova.	Anexo II
Tabela A03. Composição Química, em porcentagem de peso, de piroxênios das rochas do maciço Ponte Nova.	Anexo II
Tabela A04. Composição Química, em porcentagem de peso, de anfibólios das rochas do maciço Ponte Nova.	Anexo II
Tabela A05. Composição Química, em porcentagem de peso, de biotitas das rochas do maciço Ponte Nova.	Anexo II
Tabela A06. Composição Química, em porcentagem de peso, de minerais opacos das rochas do maciço Ponte Nova.	Anexo II
Tabela A07. Composição Química, em porcentagem de peso, de plagioclásios das rochas do maciço Ponte Nova.	Anexo II
Tabela A08. Composição Química, em porcentagem de peso, de feldspato alcalino das rochas do maciço Ponte Nova.	Anexo II

Tabela A09. Composição química, em porcentagem de peso, de nefelinas das rochas do maciço Ponte Nova.	Anexo II
Tabela A10. Composição química, em porcentagem de peso, de analcimas das rochas do maciço Ponte Nova.....	Anexo II
Tabela A11. Composição Química, em porcentagem de peso, de apatitas das rochas do maciço Ponte Nova.	Anexo II
Tabela A12. Composição Química, em porcentagem de peso, de biotitas das rochas do maciço Ponte Nova.	Anexo II
Tabela A13. Composição Química (porcentagem de peso) de feldspatos enriquecidas em Ba ($BaO > 1\%$ em peso) das rochas do maciço Ponte Nova.	Anexo II
Tabela A14. Composição química, em porcentagem de peso, de biotitas enriquecidas em Ba ($BaO > 1\%$) das rochas do maciço Ponte Nova.	Anexo II
Tabela A15. Composição química, em porcentagem de peso, de badeleítas das rochas do maciço Ponte Nova.....	Anexo II
Tabela A16. Composição química, em porcentagem de peso, de zirconolitas das rochas do maciço Ponte Nova.	Anexo II
Tabela A17. Composição química (óxidos, % de peso; traços, ppm) das rochas do maciço Ponte Nova e diques associados.	Anexo III
Tabela A18. Dados de isótopos de Sr obtidos para as rochas do maciço Ponte Nova. Razões iniciais calculadas para 85Ma.	Anexo III
Tabela A19. Dados de isótopos de Nd obtidos para as rochas do maciço Ponte Nova. Razões iniciais calculadas para 85Ma.	Anexo III
Tabela A20. Dados de isótopos de Pb obtidos para as rochas do maciço Ponte Nova. Razões iniciais calculadas para 85Ma.	Anexo III

RESUMO

O maciço alcalino máfico-ultramáfico Ponte Nova (SP-MG) apresenta uma associação litológica eminentemente gabróide, gerada por sucessivos pulsos magmáticos, há aproximadamente 86 Ma. Constitui a única ocorrência de tendência alcalina do setor norte da província Serra do Mar com predomínio acentuado de rochas máficas e ultramáficas cumuláticas. Apresenta duas áreas de exposição: uma principal, maior ($\sim 5,5 \text{ km}^2$), de forma elíptica e com grande variedade de litotipos, e uma menor ($\sim 1 \text{ km}^2$), localizada a sul da primeira, estando ambas separadas por rochas do embasamento Pré-Cambriano.

Na área principal, o pulso central é constituído de uma *seqüência inferior*, cumulática, caracterizada pela presença de cumulos ultramáficos e melagábricos (e.g., olivina clinopiroxenitos e melagabros com olivina), e uma *seqüência superior*, com rochas gábricas e monzogábricas porfiríticas e equigranulares. Tais seqüências associadas a um mesmo pulso são confirmada pelas variações crípticas em minerais, pela composição geoquímica das rochas e pelas assinaturas isotópicas obtida. À região oeste e sul deste pulso central encontra-se, separada por falhas, uma seqüência inferior muito semelhante, cumulática porém com a seqüência superior caracterizada principalmente pela ocorrência de rochas bandadas e com maior concentração de nefelina em relação às rochas da área central. Estas ocorrências parecem estar relacionadas a um segundo pulso associado à esta área principal, conforme indicado pela evolução da seqüência superior, pelas assinaturas isotópicas e condições de $f\text{O}_2$ calculadas e por variações crípticas encontradas em alguns minerais das rochas bandadas, como olivina.

Já na área satélite a sul, predominam melamonzonitos com nefelina que, embora permitam algumas correlações com as rochas da seqüência superior do pulso central, o enriquecimento em diferentes traços bem como a assinatura isotópica apontam para um pulso magmático isolado. Esta área ainda apresenta litotipos mais evoluídos (e.g., monzonitos com nefelina) que, conforme as características isotópicas e também a distribuição dos traços, permite individualizá-lo como um pulso separado.

Outros pulsos isolados e menores são caracterizados, predominando rochas melagábricas, variando entre olivina melamonzodioritos a melamonzodioritos com olivina no pulso satélite norte e rochas mais evoluídas, variando entre nefelina monzodioritos a monzodioritos com nefelina, no pulso satélite leste.

Diferenciados félsicos finais ocorrem sob a forma de diques, vênulas e possivelmente bolsões, e variam de leucocráticos a mesocráticos, com rochas de composições monzoníticas a monzossieníticas, chegando a nefelina sienitos em alguns casos, e podem ser considerados representativas do líquido residual dos diferentes pulsos que sofreram migração para diferentes porções do maciço.

Um corpo de brecha magmática ocorre confinado à região leste, posterior aos pulsos anteriormente descritos, com fragmentos líticos de todos os litotipos gabróides anteriormente descritos.

Diques máficos (lamprófiros, tefritos e basanitos) e félsicos (tefrifonólitos a fonotefritos) intrudem as rochas do maciço, sendo estes representativos de diferentes fontes mantélicas e possivelmente ocorrendo em estágios distintos. As diferentes assinaturas isotópicas registradas para os diques, que abrangem o amplo espectro obtido para os diferentes pulsos do maciço, confirmam o caráter multi-intrusivo desta ocorrência.

O caráter cumulático é bastante pronunciado nos principais pulsos do maciço Ponte Nova. Os altos índices de máficos (M), os baixos conteúdos de Na e K, o caráter ultrabásico e a composição de picrito e picrobasalto de parte das amostras evidenciam este caráter e apontam a cristalização fracionada como principal mecanismo atuante na evolução do maciço.

A variação composicional das fases *cumulus* ao longo de todo maciço, especialmente relacionada aos índices envolvendo a razão $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ tanto na olivina quanto no clinopiroxênio, com a progressiva diminuição deste índice em direção às rochas da seqüência superior, indicam que mecanismos de fracionamento magmático dominam a variação vertical modal e geoquímica do maciço em seus principais pulsos. Variações crípticas obtidas também em fases *intercumulus*, compatíveis com o *trend* evolutivo dos minerais *cumulus*, favorecem a idéia de estas fases serem representativas principalmente de um líquido aprisionado (*trapped liquid*) no momento da acumulação, guardando portanto a composição do líquido em equilíbrio com o cumulo formado.

Assim, infere-se que o processo de acumulação envolvido, com conseqüente aprisionamento de líquido, deve ter-se dado de maneira relativamente rápida. Tal consideração tende a indicar um processo gravitacional de acumulação para grande parte das rochas do maciço. Já os casos onde são encontradas estruturas bandadas, alternando-se bandas máficas e félsicas (associadas a regiões próximas ao contato com o embasamento), apontam para uma possível ação mais efetiva de correntes de convecção.

Com relação aos parâmetros intensivos, as rochas do maciço Ponte Nova cristalizaram-se a uma profundidade relativamente rasa (entre 1 e 0,5 kbar), conforme indicado pela composição dos clinopiroxênios. A história de cristalização do maciço inicia-se algo acima de 1030°C, que representa o início do equilíbrio olivina-clinopiroxênio, terminando em $\pm 600^\circ\text{C}$, com o equilíbrio apatita-biotita (fases intersticiais finais).

Conforme modelamentos geoquímicos evidenciam, os diques máficos junto ao Maciço Ponte Nova e os que são encaixados no embasamento adjacente a este, de composição principalmente basanita-tefrítica, podem ser considerados representativos do magma parental que levou à formação das rochas cumuláticas do maciço.

Modelos de fusão indicam que os diques máficos que cortam o maciço e, conseqüentemente, o magma parental do Maciço Ponte Nova, podem ter como fonte mantélica tanto espinélio lherzolitos como granada lherzolitos. Em ambos os casos o manto deve estar previamente enriquecido em elementos traços. A este enriquecimento é atribuído como causa o metassomatismo mantélico.

As assinaturas isotópicas encontradas para os diferentes litotipos do maciço Ponte Nova pressupõe uma fonte mantélica heterogênea, sendo representativas dos diferentes graus de enriquecimento do manto litosférico. As idades modelo (T_{DM}) obtidas, que podem ser atribuídas aos períodos de enriquecimento metassomático do manto, são correlacionáveis com os eventos regionais de evolução crustal neoproterozóica, principalmente ligados a eventos de subducção.

As evidências significativas das heterogeneidades mantélicas (tanto em escala regional quanto numa escala local) com assinaturas isotópicas tipicamente litosféricas, do enriquecimento geoquímico da fonte (indicando um metassomatismo mantélico e uma fonte rica em voláteis) e do claro controle tectônico dos pulsos alcalinos (associados à reativação das principais zonas de fraqueza regionais), tendenciam uma interpretação favorável a modelos relacionados principalmente a fenômenos litosféricos, se comparadas aos modelos envolvendo plumas mantélicas.

ABSTRACT

The Ponte Nova alkaline mafic-ultramafic massif (~85 Ma) is mainly composed of a gabbroic association, generated by successive magmatic pulses. It is the single alkaline massif of the northern sector of Serra do Mar Province with predominance of mafic and ultramafic cumulitic rocks. The Ponte Nova massif crops out in two areas: the larger one (~5.5 km²), with elliptical shape and a wide variety of lithotypes, and the smaller satellite area (~1 km²), located south of the main area. These are separated by outcrops of Precambrian basement.

The central pulse of the larger area is composed by a *lower sequence*, cumulitic, characterized by the presence of ultramafic and melagabbroic cumulates (e.g., olivine clinopyroxenites and olivine-bearing melagabbros), and an *upper sequence*, with porphyritic and equigranular gabbroic and monzogabbroic rocks. Such sequences are associated with the same magmatic pulse, as indicated by cryptic variations in minerals, whole-rock geochemistry and isotopic signatures. At the western and southern adjoining regions of this central pulse, separated by faults, a similar cumulitic *lower sequence* crops out. However, the *upper sequence* of these regions is characterized by the occurrence of banded rocks with higher concentration of nepheline than in the central area. These occurrences seem to be related to a second magmatic pulse, as indicated by evolution of its *upper sequence*, by isotopic signatures, calculated *f*O₂ conditions and cryptic variations in some minerals of the banded rocks, such as olivine.

In the southern satellite area, nepheline-bearing melamonzonites are the predominant rocks. Although correlations with rocks of central pulse *upper sequence* can be established, the enrichment in several trace elements as well as its isotopic signatures point to an isolated magmatic pulse. This area also presents more evolved lithotypes (e.g., nepheline-bearing monzonites) that, as indicated by isotopic characteristics and the distribution of the trace elements, could be interpreted as a distinct pulse.

There are other isolated and smaller pulses in the larger area. Melagabbroic rocks varying between olivine melamonzodiorites to olivine-bearing melamonzodiorites are found in a northern satellite pulse. More evolved rocks varying between nepheline monzodiorites and nepheline-bearing monzodiorites are found in an eastern satellite body.

Late-stage felsic rocks occur as dykes, venules and patches, and vary from leucocratic to mesocratic rocks, monzonitic to monzosyenitic in composition (nepheline syenites in some cases). These rocks are possibly representative of residual liquids that had suffered migration for different portions of the massif.

A magmatic breccia occurs in the eastern region of the main area, subsequent to the described pulses, with the previously described lithic fragments of all gabbroic lithotypes.

Mafic (lamprophyres, tephrites, basanites) and felsic (tephriphonolites to phonotephrites) dykes intrude the massif rocks. These are representative of different mantle sources and possibly occur in distinct magmatic stages. The wide-range isotopic signatures of these dykes, that comprise the wide range obtained for the different pulses of the massif, confirm the multi-intrusive character of this occurrence.

The cumulitic character is strongly characterized in the main pulses of the Ponte Nova massif. The high mafic index (M), the low Na and K contents, the ultrabasic character and the composition of picrite and picribasalt of part of

the samples evidence this character and point to fractional crystallization as the main operating mechanism in the evolution of the massif.

The compositional variation of the *cumulus* phases throughout all the massif, particularly in terms of Mg/(Mg+Fe²⁺) ratios, either in olivine or clinopyroxene, with the gradual reduction of this index towards the *upper sequence*, indicates that magmatic fractionation dominates the modal and geochemical vertical variation of the massif in its main pulses. Cryptic variations obtained also in *intercumulus* phases, compatible with evolutive trend of *cumulus* minerals, suggest that these phases represent a trapped liquid at the moment of the accumulation, and the composition of liquid and cumulate were in equilibrium.

Thus, it may be inferred that the process of accumulation must have been relatively fast, indicating a gravitational process of accumulation for most rocks of the massif. The banded structures near the contact with the basement, alternating mafic and felsic banding, suggest a more effective action of convection currents.

The Ponte Nova massif crystallized at relatively low depth (between 1 and 0,5 kbar), as indicated by clinopyroxene compositions. The massif crystallization sequence begins above 1030°C, representing the beginning of the olivine-clinopyroxene equilibrium, and did proceed until ±600°C, with the apatite-biotite equilibrium (final interstitial phases).

The mafic dykes intruding the Ponte Nova massif and those in the adjacent basement, mainly of basanitic-tephritic composition, possibly represent the parental magma of the cumulitic rocks of the massif, as indicated by geochemical models.

The Ponte Nova massif isotopic signatures of the different lithotypes indicate a heterogeneous mantle source, with variable degrees of lithospheric mantle enrichment. Model ages (T_{DM}) can be attributed to periods of mantle metassomatic enrichment and are correlated with the regional events of Neoproterozoic crustal evolution, mainly related to subduction events.

The significative evidences of mantle heterogeneities (both at regional and local scale) with typically lithospheric isotopic signatures, of geochemical source enrichment (indicative of mantle metassomatism and a volatile-rich source) and of clearly tectonic control of the alkaline pulses (associated to the reactivation of the main regional zones of weakness), led to a favorable interpretation of models mainly related to lithospheric phenomena, if compared with models involving mantle plumes.

CAPÍTULO 01

INTRODUÇÃO

A idéia de que alguns litotipos entre as rochas ígneas sejam o resultado do ‘afundamento’ de cristais tem sido compreendida a mais de cento e cinquenta anos. Charles Darwin no seu livro *Geological Observation on the Volcanic Islands* (1844) revisou as idéias correntes à sua época, especialmente as de Von Buch, que foram baseadas nas observações das Ilhas Canárias. Darwin sugeriu que os fenocristais de feldspato em derrames de lava de crateras na Ilha James no arquipélago de Galápagos haviam afundado, concentrando-se em bandas inferiores. Independentemente de a idéia de Darwin para este caso específico ser correta ou não, ele claramente considerou que a acumulação de cristais precocemente formados na parte basal da colocação de um líquido é um fator plausível dentro do desenvolvimento de grande diversidade das rochas ígneas.

Ussing (1912), após detalhado mapeamento geológico no sul da Groenlândia entre 1900 e 1908, descreve em detalhes a intrusão de Ilimaussaq. Neste trabalho pioneiro para o entendimento dos processos cumuláticos se contempla a descrição detalhada e importante discussão sobre o acamadamento ígneo de um ‘**kakortokito**’, um eudialita nefelina sienito com textura cumulática em que se encontram acamadamentos de arfvedsonita, eudialita e feldspato. Ussing (op. cit.) propõe que os acamadamentos estariam relacionados à separação dos cristais de arfvedsonita, eudialita e feldspato sob a influência da gravidade, e que as seqüências rítmicas resultariam a partir de repetidas variações nas condições de pressão em um magma rico em voláteis.

Bowen (1915), em trabalho experimental de particular importância para o entendimento destes litotipos, descreve experimentos em que fundidos eram mantidos em diferentes intervalos de tempo e a determinadas temperaturas, para que apenas uma pequena proporção de cristais fossem mantidos no líquido. Os conteúdos observados nos cadinhos (por meio de lâminas petrográficas) após o resfriamento rápido do sistema em definidos intervalos de tempo indicaram que, em um fundido máfico particular, a maioria dos cristais de olivina afundaram de um centímetro ou dois e formaram um precipitado no fundo do cadinho. É salientada neste trabalho também a interessante distribuição dos cristais: os primeiros a preencher o fundo eram pequenos, aparentemente porque eles não tiveram tempo para crescer de forma tão expressiva como os cristais depositados de forma mais lenta. Já em fundidos de outras composições químicas, foram observados afundamento de piroxênios e flutuação de tridimitas. Sua taxativa conclusão foi que “*we cannot avoid assigning a general importance to sinking of crystals in the differentiation of igneous rocks*”. Bowen também considerou a influência da viscosidade na razão de afundamento, e a ordem de magnitude do gradiente de temperatura que poderia ser esperado para produzir correntes de convecção nos líquidos.

Em seu livro clássico *On the evolution of igneous rocks* (1928), Bowen devota muito espaço para uma consideração sobre rochas produzidas por aquilo que ele chama de ‘*crystal sorting*’, que seria a distribuição dos cristais durante a deposição sob a influência da gravidade. Em particular, Bowen discute que peridotitos e dunitos seriam genericamente descritos como a acumulação de distintos cristais de olivina, separando-se de um magma básico. As rochas em que se acreditava serem o resultado da deposição de cristais eram descritas por Bowen como ‘*rochas acumulativas*’.

Outro pioneiro no estudo destas rochas foi L.R. Wager, que já nos anos 30 iniciou seus trabalhos no complexo de Skaergaard. Em meados da década de 30, Wager convida W.A. Deer, naquele momento um aluno que havia recentemente concluído seu mestrado, para mais uma expedição neste complexo (Glasby, 2007). Estes fizeram um detalhado trabalho, enfrentando as intempéries e as inacessibilidades, deixando como legado um modelo para muitos subseqüentes estudos de intrusões acamadadas (Wager & Deer, 1939). Deer, inclusive, recebeu o grau de Ph.D. da Universidade de Cambridge em 1937 tendo como um dos temas de sua tese “The petrology of the Skaergaard Halvoen gabbro complex, Kangerdlugsuak, east Greenland”. O modelo de Wager e Deer (1939) da nucleação de cristais perto da região de topo da câmara magmática e segregação gravitacional por correntes de arrastamento para baixo se tornou amplamente o modelo preferido para muitos acamadamentos ígneos, embora eles também reconhecessem que alguns tipos de acamadamentos requeriam outros processos.

Wager *et al.*, (1960) apresentaram uma terminologia específica para este tipo de rocha, reformulando os termos apresentados por Bowen e cunhando o termo Cumulato (“cumulate”, do latim *cumulus*, montão, pilha). Além disso, com base nos exemplos principalmente dos complexos de Skaergaard e Rhum, introduziram termos como ortocumulato, adcumulato, e heteradcumulato, que na verdade representam interpretações genéticas aos tipos texturais apresentados nestes complexos.

Wager & Brown (1968) entram ainda mais nos detalhes sobre tal classificação, inclusive expandindo-a, e explicando os mecanismos de crescimento e concentração dos cristais dentro da câmara magmática, partindo do pressuposto de que o processo mais importante seria a deposição de cristais por gravidade. Estes autores defendiam que as rochas de intrusões acamadadas são o produto de três estágios de crescimento cristalino, cada um produzindo um tipo diferente de cristal. Tais estágios são:

1. Nucleação homogênea e crescimento produz precipitados primários (*primocrysts*) que alcançam dimensões grossas antes de serem depositados como cristais *cumulus*.
2. Os cristais *cumulus* continuam a crescer sob um mesmo eixo por trocas difusivas com o magma principal. Se este crescimento resulta numa exclusão do líquido intersticial, a rocha é um *adcumulato*.
3. Se os cristais primários falham em crescer por trocas difusivas mas novos minerais cristalizam a partir do líquido da matriz entre os cristais primários, a rocha resultante é um *ortocumulato*.

Se cristais de outras fases sofrem nucleação a partir do líquido intersticial depois dos cristais primários sofrer alguma quantidade de crescimento *adcumulus*, a rocha é um *mesocumulato*. Se os cristais que estão nucleando a partir do líquido dos poros crescem pelo mecanismo difusivo de *adcumulus*, a rocha pode ser chamada de *heteradcumulato*. O nome *crescumulato* foi dado para outra variedade textural caracterizada por cristais primários alongados e orientados perpendicular à frente do crescimento dos cristais.

No extremo ortocumulático eles imaginaram a rápida acumulação de cristais que aprisionaram líquido intersticial. Durante subseqüente cristalização em equilíbrio, o líquido aprisionado nos poros poderia reagir continuamente com os cristais *cumulus* para formar soluções sólidas de temperaturas mais baixa. Alguns minerais *cumulus*, notavelmente plagioclásio, são lentos para se equilibrarem e podem vir a ser quimicamente zonados. Eventualmente novas fases sofrem nucleação e crescem nos espaços de poros. O extremo adcumulático foi imaginado que ocorreria debaixo de condições de lenta acumulação de cristais. Os cristais estariam então aptos a manter comunicação química com o reservatório magmático principal por difusão de componentes através do líquido

intersticial, e desta forma poderia crescer a uma composição constante até que virtualmente todos os espaços de poros fossem preenchidos.

Embora não haja dúvida de que Wager e seus colegas relacionaram à sedimentação de cristais (*crystal settling*) como o processo dominante envolvido na formação de cumulos (Wager & Brown, 1968), estes também reconheceram a possibilidade de flutuação de cristais (cumulos de flutuação), acreção de cristais para as paredes ou teto de uma intrusão (cumulos de congelamento), ou crescimento *in situ* de cristais de forma ascendente a partir da base ou interior a partir das paredes (crescumulos).

Ao longo das décadas seguintes pôde-se ter um crescimento vertiginoso de trabalhos relacionados à temática envolvendo rochas cumuláticas e acamadamentos ígneos. Com a evolução dos métodos científicos, e do reconhecimento de diferentes processos, crescentes debates foram travados quanto à origem, formação e classificação destas rochas, permitindo assim significativos avanços neste tema (*e.g.*, Cawthorn, 1996a).

Disso resultou que uma ampla variedade de mecanismos formadores de rochas cumuláticas e de acamadamentos tem sido propostos e, embora muitos sejam aplicados a ocorrências específicas, nenhum processo sozinho pode explicar todos os tipos de acumulação e estratificações ígneas (Naslund & McBirney, 1996). Alguns operam durante o preenchimento inicial da câmara magmática, alguns durante os estágios iniciais de cristalização quando o sistema está dominado por magma, outros durante estágios finais de cristalização e ainda outros durante resfriamento sub-solidus ou reaquecimento. Alguns mecanismos podem operar em mais de um estágio do processo de solidificação. Muitos cumulos, talvez a grande maioria, parecem ser formados por uma combinação de processos. Para se ter idéia, são reconhecidos até o momento mais de vinte e cinco mecanismos responsáveis pela formação de cumulos e acamadamentos ígneos.

Em consequência disto, diferentes trabalhos questionam os métodos de classificação propostos pelos trabalhos pioneiros acima citados principalmente por apresentarem parâmetros exclusivamente genéticos, e propõe novos esquemas de classificação baseados em parâmetros estritamente descritivos (*e.g.*, Irvine, 1982; Hunter, 1996). Ressalte-se que ainda restam muitos questionamentos a serem investigados e melhor discutidos. Por isso, diante da complexidade e da riqueza de informações relacionadas a este tema, hoje reconhece-se que os cumulos possuem um papel central para qualquer discussão petrológica da natureza e evolução de um magma.

Neste sentido, o magmatismo alcalino da Plataforma Sul-Americana (Meso-Cenozóico) tem sido estudado em uma das linhas de pesquisas mais bem estruturadas do Departamento de Mineralogia e Geotectônica do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. As características mais notáveis das suítes alcalinas e alcalino-carbonatíticas da Plataforma Sul-Americana (cf. Morbidelli *et al*, 1995; Gomes e Comin-Chiaramonti, 2005a) são: o predomínio das ocorrências intrusivas, a abundância de litotipos evoluídos (especialmente nefelina sienitos e sienitos), e a abundância de ocorrências cumuláticas (freqüentemente clinopiroxenitos e membros da série ijolítica, com dunitos em menor proporção), apesar de volumetricamente estas aflorarem de forma bastante restrita.

Na província Serra do Mar, especificamente em seu setor Norte (cf. Riccomini *et al.*, 2005) predominam as litologias félsicas (nefelina sienitos). Pequenos corpos cumuláticos são restritos a localidades específicas, quais sejam, Ilha de São Sebastião (Lima, 2001; Augusto, 2003), Ilha Monte de Trigo (Enrich, 2005), e Ponte Nova (Azzone *et al.*, 2004). Registram-se blocos de teralito na Ilha das Couves, litoral norte do estado de São Paulo (Coutinho & Ens, 1992), porém sem maiores considerações sobre sua ocorrência.

O Maciço Ponte Nova é a única ocorrência plutônica de tendência alcalina conhecida no estado de São Paulo com predomínio acentuado de rochas máficas e ultramáficas, apresentando caráter cumulático pronunciado. Antes deste trabalho de doutoramento, apenas trabalhos geológicos com enfoque regional mencionam esta ocorrência. Desta forma, a tese “Petrogênese do Maciço Alcalino Máfico-Ultramáfico Ponte Nova (SP-MG)” pretende contribuir com um estudo detalhado e focado neste maciço, procurando-se abordar os principais tópicos envolvidos nas discussões relacionadas às rochas cumuláticas e, paralelamente, ao magmatismo alcalino da Plataforma Sul-Americana. Este estudo foi realizado sobretudo a partir de dados obtidos por metodologias diversas (EPMA, FRX, ICP-MS, etc.), utilizando-se da infra-estrutura do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.

O Maciço Alcalino Máfico-Ultramáfico Ponte Nova

O Maciço Alcalino Ponte Nova (22°47'S, 45°45'W) situa-se na zona limítrofe entre os estados de São Paulo e Minas Gerais, mais especificamente entre os limites das cidades de Sapucaí-Mirim (MG) e Santo Antônio do Pinhal (SP), estando 4km a sul do centro de Sapucaí-Mirim e aproximadamente 9 km a leste do centro de Santo Antônio do Pinhal.

Os principais acessos se dão por transporte rodoviário. Tendo como ponto de partida a cidade de São Paulo, pode-se utilizar a Rodovia Gov. Carvalho Pinto até praticamente o seu final (ou pela Rodovia Presidente Dutra até o km 118), pouco antes da cidade de Taubaté, continuando o percurso pela SP-123 (Rod. Floriano Rodrigues Pinheiro), até próximo da localidade de Eugênio Lefreve, onde continua-se o caminho pela SP-46 (Rod. Osvaldo Barbosa Guisardi). Continua-se da SP-46 até a SP-50 (Rod. Monteiro Lobato) e desta até a SP-42 (Rod. Vereador Júlio da Silva). Na intersecção da SP-50 com a SP-42 encontra-se um dos limites do complexo. A **figura 01** apresenta a localização do maciço.

Conforme Cavalcante *et al.* (1979), os aspectos geomorfológicos de toda a região delineiam paisagens que ostentam marcante condicionamento litoestrutural. Tratam-se de formas de relevo esculpidas em rochas representativas de parte do chamado Planalto Atlântico. A área de estudo insere-se dentro do domínio Serra da Mantiqueira que, por sua vez, subdivide-se em: as escarpas da serra, o planalto de Campos do Jordão e o alto Vale do Sapucaí. A primeira se caracteriza por uma escarpa vigorosa com desnível de até 1.500m. Os vales são profundos, em V, e acham-se desenvolvidos segundo as linhas principais dos fraturamentos. A segunda é caracterizada por uma antiga superfície de aplainamento, tectonicamente soerguida, observando-se morros com perfis suaves e encostas convexas. A terceira, incisa no planalto, expõe um relevo de suaves colinas ou morros de vertentes convexas com topos semi-aplainados e expressivas coberturas aluviais nos vales.

Na década de 70, diversos trabalhos regionais registraram a ocorrência de rochas alcalinas nesta região, principalmente sob a forma de diques (*e.g.*, Minioli *et al.*, 1971, Melcher & Melcher, 1972). No entanto, uma descrição geológica e petrológica deste maciço só veio a ser primeiramente apresentada por Alves (1978), denominando a ocorrência como o “corpo gabróide de Sapucaí Mirim”. Após isto, o mapeamento regional de Cavalcante *et al.* (1979) também descreve sucintamente esta ocorrência sob o nome Ponte Nova, referência feita ao nome de uma antiga Fazenda que se encontrava na região. Trabalhos subsequentes sobre o magmatismo alcalino na região da Serra do Mar passaram a fazer amplo uso deste último trabalho, tendo-o como referência na citação deste maciço (*e.g.*, Almeida, 1983. Garda & Chieragatti, 1997; Thompson *et al.*, 1998).

O maciço apresenta duas áreas de exposição principais. A área maior, com maior variedade de litotipos, tem forma elíptica, com contornos acompanhando ora os principais lineamentos ora a condicionantes geomorfológicos. Quanto à sua exposição, o eixo maior, disposto aproximadamente à direção N-S, tem aproximadamente 4km, enquanto que a largura máxima atinge os 3km. A área de exposição menor, localizada a sul da anteriormente descrita, acompanha principalmente a condicionantes geomorfológicos, possuindo formato sinuoso levemente ovalado com eixo principal disposto na direção NE-SW. Nesta direção, a exposição atinge 1,5km, enquanto que na direção ortogonal atinge 0,5km. Estas duas áreas são separadas por afloramentos do embasamento granítico pré-cambriano encontrado na região.

Objeto de estudo e Estruturação da Tese

A presente tese de doutoramento diz respeito à petrogênese da associação alcalina de rochas predominantemente máficas e ultramáficas do Maciço Ponte Nova, envolvendo o estudo de suas relações com as demais ocorrências congêneres no contexto magmático regional em que esta se insere.

Os trabalhos foram estruturados inicialmente para a elaboração de um mapa geológico de detalhe com uma sistemática faciológica dessa ocorrência e a obtenção de informações petrográficas que permitissem alicerçar os estudos seguintes de maior profundidade e complexidade. Após o estabelecimento desta base, foram adquiridas informações de química dos minerais, geoquímicas (elementos maiores, menores e traços) e isotópicas dos litotipos principais. As informações geológicas e petrológicas reunidas ordenadamente permitiram abordagens sobre modelos de geração e evolução destes magmas tipicamente mantélicos, permitindo considerações quantos aos parâmetros intensivos e os mecanismos envolvidos no processo de formação e evolução das rochas.

A estruturação dos capítulos desta tese procura direcionar os diferentes tópicos abordados para futura publicação. Desta forma, cada capítulo procura abordar um assunto de maneira independente, preocupando-se em se estabelecer um limite razoável de extensão do texto de acordo com os parâmetros indicados por grande parte das revistas científicas.

Exceção a esta estrutura são os primeiros dois capítulos, que são direcionados para os aspectos introdutórios e aos metodológicos empregados neste estudo.

O capítulo 3 aborda a geologia e a petrografia do maciço Ponte Nova. Neste capítulo apresenta-se a divisão faciológica estabelecida para o maciço e o modelo de evolução geológica proposto para tal. Pretendia-se junto com estes dados apresentar as datações radiométricas pelo método Ar/Ar das amostras que foram encaminhadas ao Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo-IGC-USP), porém estas idades ainda não foram obtidas por problemas envolvendo os equipamentos do laboratório.

No capítulo 4 discute-se a contribuição de variações crípticas em diferentes fases formadoras do maciço para o melhor entendimento da evolução geológica do maciço bem como para o entendimento dos processos atuantes para a formação das rochas cumuláticas. Além disso, busca-se discutir as condições de cristalização por meio da quantificação de parâmetros intensivos por meio dos equilíbrios envolvidos entre algumas fases minerais e o liquidus e mesmo com o equilíbrio entre diferentes fases minerais.

O capítulo 5, focando-se principalmente na contribuição obtida por meio dos dados de química de rocha-total, busca discutir a composição do magma parental a partir da qual se cristalizaram os cumulos. Conjuntamente,

são discutidos por meio de modelos de fusão destes magmas aspectos relacionados à região fonte e ao enriquecimento mantélico necessário para a geração de magmas alcalinos.

O capítulo 6 aborda os tipos de processos pós-*cumulus* observados para o maciço Ponte Nova e suas implicações no desenvolvimento de diferentes relações texturais apresentadas em alguns litotipos singulares. De importância relevante neste caso são os dados do quimismo de minerais como apatita e biotita, tipicamente restritos a assembléia *intercumulus*.

O capítulo 7 caracteriza os minerais enriquecidos em Ba e Zr encontrados no maciço e discute-se o comportamento destes elementos incompatíveis nas rochas do maciço e as implicações para o entendimento da evolução do maciço.

No capítulo 8 apresentam-se as evidências de heterogeneidades na fonte mantélica responsável pelos diferentes pulsos do maciço Ponte Nova por meio dos dados de isótopos radiogênicos de Sr, Nd e Pb, bem como as contribuições destes isótopos para o entendimento dos condicionantes geodinâmicos relacionados ao magmatismo alcalino da Província Sul-Americana.

No capítulo 9 são apresentadas as considerações finais desta tese, integrando-se os principais elementos discutidos, seguindo-se das referências bibliográficas e anexos.

Figura 01. Localização e vias de Acesso do maciço Ponte Nova. Extraídos de carta imagem de satélite (*site* USGS) e de Mapa Rodoviário do Estado de São Paulo. Departamento Nacional de Infra-estrutura de transportes, 2002.

CAPÍTULO 02

MATERIAIS E MÉTODOS

TRABALHOS DE CAMPO

Entre os anos de 2003 e 2004 foram realizadas quatro etapas de trabalhos de campo, envolvendo o reconhecimento da área e a coleta de amostras significativas para as posteriores análises geoquímicas.

Para a localização em campo foram utilizadas Cartas Topográficas do IBGE, escala 1:50.000, de 1974, Folhas SF-23-Y-B-V-3 (Monteiro Lobato) e SF-23-Y-B-V-4 (Tremembé). Para que estas fossem compatíveis com a escala de trabalho estas foram ampliadas para a escala 1:25.000, contribuindo de forma significativa para o entendimento da geomorfologia da área e atendendo perfeitamente ao objetivo tencionado. Também foram utilizadas, subordinadamente, fotos aéreas de escala 1:25.000, de 1976.

Para a localização precisa dos pontos de descrição e coleta de amostras utilizou-se o GPS Garmin, modelo 12 XL, com precisão de 15 a 30m. Estas coordenadas obtidas foram plotadas no mapa topográfico descrito anteriormente. As fotografias de feições geológicas e petrográficas obtidas durante o trabalho de campo foram tiradas com uma máquina fotográfica Pentax, modelo MZ-50.

ESTUDOS PETROGRÁFICOS

Durante as etapas de campo, foram coletadas amostras (mais de 400) representativas em 181 pontos dos diferentes litotipos presentes. Além disso, contou-se com amostragem de trabalhos anteriores: aproximadamente 100 amostras do Prof. Francisco R. Alves, voltada mais para o Maciço Ponte Nova e mais aproximadamente 100 amostras do trabalho de Ruberti *et al.* (1993), com amostragem principal voltada para os diques que cortam as rochas do Maciço Ponte Nova e principalmente das vizinhanças, ocorrendo até Santo Antônio do Pinhal (E) e Campos de Jordão (NE) e além, pelos contrafortes e sopés da Mantiqueira, até o ribeirão Piagui/fazenda Lavrinha, N de Guaratinguetá, e na porção ocidental da Serra Mantiqueira, na região de Monteiro Lobato e a N, até Delfim Moreira. Todas estas amostras foram analisadas macroscopicamente.

Dada a complexidade encontrada, as atenções foram voltadas especialmente às rochas do maciço. Neste sentido, foram analisadas microscopicamente mais de 250 lâminas delgadas representativas dos diferentes tipos texturais encontrados no maciço.

Efetuuou-se o exame microscópico das lâminas utilizando-se os seguintes equipamentos: microscópio marca Zeiss, modelo Axioplan, com campo visual entre 10 e 0,49mm e aumento máximo de 400X; microscópio marca Olympus, modelo BX-50, com campo visual entre 4,4 e 0,44mm e aumento máximo de 400X.

Para a fotomicroscopia utilizou-se microscópio Olympus, modelo BX-50, com objetivas de 1,25X, 4X, 10X e 40X e estereomicroscópio Olympus, modelo SZH-10, com aumento entre 7X e 35X, ambos acoplados a uma câmara fotográfica marca Olympus, modelo PM-20. Também, numa segunda etapa, as fotomicrografias foram adquiridas por câmara digital, marca Olympus, acoplada no mesmo microscópio descrito logo acima.

As análises modais foram baseadas em contagens de 2000 pontos por lâmina em média, abrangendo-se toda a lâmina, por meio de microscópio marca Leitz, modelo Wetzlar, acoplado de charriot e contador elétrico, com passos 0,2 em 0,2mm por 0,4mm.

QUÍMICA MINERAL

As análises por dispersão de comprimento de onda (WDS – quantitativas) e de dispersão de energia (EDS - qualitativas), e imagens composicionais de elétrons retro-espalhados (BEI-COMPO) foram efetuadas no laboratório de microsonda do Departamento de Mineralogia e Geotectônica do Instituto de Geociências da USP. Empregou-se instrumental de fabricação JEOL modelo JXA-8600 equipado com cinco espectrômetros dispersivos (WDS) contendo 5 pares de cristais TAP/STE, TAP/PET, LIF/PET, PET/LIF e LIF/PET respectivamente (os cristais sublinhados são aqueles utilizados nas rotinas analíticas preestabelecidas no laboratório) e detector de silício (EDS). O equipamento encontra-se automatizado com um sistema Voyager 4.1 da NORAN Instruments. Efetuaram-se as determinações em seções delgadas polidas, metalizadas com uma película de carbono (~25nm) em evaporador AUTO 306 da EDWARDS.

ROTINAS PARA OS PRINCIPAIS MINERAIS FORMADORES DE ROCHAS

As condições analíticas utilizadas para os minerais foram: 15 kV para potencial de aceleração; 20 η A para corrente do feixe eletrônico; e diâmetro do feixe 5 μ m para minerais máficos, de 10 a 5 μ m para feldspatos e feldspatóides e 1 μ m para opacos. Os tempos máximos de integração das contagens de pulsos foram de 10" para a maioria dos elementos, 5" para os mais voláteis (Na, F, Cl) e 20" para os menores e traços. As correções dos efeitos matriz (número atômico, absorção atômica e fluorescência) foram efetuadas por meio de programa de uso interno do laboratório (PROZA, Bastin *et al.*, 1984). Os erros totais máximos estimados para os resultados variaram entre 1 e 2% para os elementos maiores, 5% para os elementos menores e superiores a 10% para os elementos traços.

Foram selecionadas 53 amostras representativas das rochas plutônicas e vulcânicas para o programa de análises das principais fases minerais. Atenção especial foi dada à petrografia destas amostras, com o intuito de selecionar previamente os pontos nos cristais a serem analisados levando em conta suas características óticas, que podem refletir diferenças químicas tais como estruturas zonadas, hábito, corrosão, inclusão e forma de ocorrência (fenocristais, matriz), entre outros, tendo em vista as considerações de Gaspar (1996).

Sistematicamente foram analisados os seguintes minerais: olivina, piroxênio, anfibólio, biotita, ilmenita, magnetita, espinélio, feldspato, nefelina, analcima. Com relação às rotinas analíticas preestabelecidas do laboratório utilizadas, às vezes foram necessárias pequenas modificações, com a adição de algum elemento de acordo com a conveniência, procurando sempre apresentar análises de forma mais completa possível. Análises específicas de acessórios de apatita e minerais enriquecidos em zircônio (badeleita e zirconolita) também foram efetuadas, envolvendo condições e tratamentos específicos.

ROTINAS PARA OS PRINCIPAIS MINERAIS ACESSÓRIOS: APATITA E ÓXIDOS DE ZIRCÔNIO

Apatitas (Geotermômetro Biotita-Apatita)

As condições analíticas utilizadas para as análises de apatita foram 15 kV de voltagem de aceleração 15 nA de corrente e diâmetro de feixe entre 5 e 10 μ m. Os tempos de contagens e os limites de detecção são apresentados na tabela 01. Os padrões utilizados para as contagens de Cl e F são cristais naturais de cloroapatita e de fluorapatita, respectivamente.

Tabela 01. *Tempos de Contagem e Limites de detecção, determinação e quantificação (Potts, 1987) calculados para análises de apatita e biotita de amostras do maciço Ponte Nova por microsonda eletrônica (WDS) para as condições 15 kV de voltagem de aceleração e 15 nA de corrente.*

Limites calculados para:				
* Análises de Biotita				
	Tempos de Contagem	Limite de Detecção	Limite de Determinação	Limite de Quantificação
SiO ₂	20s	0.129	0.258	0.425
TiO ₂	20s	0.065	0.129	0.213
Al ₂ O ₃	20s	0.055	0.110	0.182
FeO	20s	0.097	0.194	0.321
MnO	20s	0.046	0.091	0.150
MgO	20s	0.085	0.171	0.282
CaO	20s	0.041	0.082	0.135
BaO	20s	0.132	0.265	0.437
Na ₂ O	20s	0.031	0.062	0.102
K ₂ O	20s	0.018	0.036	0.060
F	50s	0.079	0.158	0.261
Cl	30s	0.015	0.029	0.049
* Análises de Apatita				
P ₂ O ₅	20s	0.072	0.144	0.237
SiO ₂	20s	0.031	0.062	0.102
La ₂ O ₃	50s	0.116	0.232	0.383
Ce ₂ O ₃	50s	0.109	0.217	0.359
Nd ₂ O ₃	50s	0.163	0.327	0.539
MgO	20s	0.022	0.045	0.074
CaO	20s	0.031	0.063	0.104
MnO	20s	0.053	0.106	0.175
FeO	20s	0.063	0.126	0.207
SrO	30s	0.059	0.118	0.195
Na ₂ O	20s	0.021	0.042	0.069
F	50s	0.128	0.255	0.421
Cl	30s	0.013	0.026	0.043

Para uma quantificação mais significativa das fases voláteis na aplicação do termômetro biotita-apatita, foi realizada mais uma etapa de análises para as biotitas das amostras onde as apatitas foram analisadas sob as mesmas condições analíticas empregadas aplicadas para as análises de apatita (15 Kv de voltagem de aceleração, 15nA de corrente, 5-10 µm de espessura do feixe).

Problemas potenciais associados com análises de F e Cl em apatitas foram documentados por Stormer *et al.* (1993), principalmente associados a efeitos de anisotropia possivelmente relacionados a processos de difusão durante a exposição ao feixe. Especificamente, as contagens de F e Cl são afetadas por estes processos conforme a orientação do grão, com grãos com corte paralelo ao eixo c apresentando significativa variação de teores com diferentes tempos de contagens. Para contornar este tipo de problema, na seleção dos cristais para análise, foram escolhidos aqueles que petrograficamente apresentavam corte perpendicular ao eixo c e utilizando-se condições analíticas mais baixas que as utilizadas como padrão no laboratório. Com relação aos tempos de contagens destes dois elementos voláteis, foram efetuados diversos testes empíricos, levando-se em consideração as condições apresentadas em diferentes trabalhos da literatura com o mesmo foco (*e.g.*, Willmore *et al.*, 2000; Seifert *et al.*, 2000; Boudreau & Hoatson, 2004). Desta forma, viu-se que principalmente para o flúor, contagens com tempos maiores praticamente não apresentavam diferenças em relação à análises com tempos menores, porém apresentando menores erros analíticos, sendo assim utilizadas.

Como um dos principais problemas para o cálculo das fórmulas estruturais para biotitas é a limitação técnica da microsonda de não diferenciar os estados de valência (conseqüentemente, diferentes estados de oxidação) dos elementos, para as relações entre Fe^{2+} e Fe^{3+} as estimativas estequiométricas são consideradas ainda as melhores soluções. Assim, o Fe^{3+} foi estimado apenas para suprir a deficiência no sítio tetraédrico, sendo o restante calculado como Fe^{2+} . Esta é considerada uma estimativa mínima.

Óxidos de Zircônio

Para as análises dos óxidos de zircônio, especialmente a zirconolita, foram utilizadas as condições usuais do laboratório, 15 kV de potencial de aceleração e 20 nA de corrente, porém com diâmetro de feixe de 1 μm , diante das dimensões extremamente reduzidas dos cristais analisados.

Os elementos selecionados e calibrados encontram-se listados na tabela 02, juntamente com os padrões utilizados, as linhas espectrais definidas, o cristal e espectrômetro de leitura e o tempo de integração das contagens. A escolha dos elementos foi baseada em análises de EDS prévias, na afinidade geoquímica entre os elementos menores e traços (*e.g.*, Samchuk & Pilipenko, 1987) e na consulta bibliográfica disponível sobre a variação composicional destas fases minerais. De uma maneira geral, procurou-se estabelecer uma rotina a mais completa possível, respeitando-se a especificidade das zirconolitas e um tempo exequível de análise.

Tabela 02. Condições de análise elemental por microsonda (WDS) utilizadas nas rotinas para óxidos de Zr.

Elemento	Cristal (espectrômetro)	Linha	Padrão	Tempo de Contagem
Si^{4+}	TAP (1)	$K\alpha 1$	Wollastonita (nat)	20s
Ti^{4+}	LIF (5)	$K\alpha$	TiO_2 (sint)	50s
Zr^{4+}	PET (2)	$L\alpha 1$	zircão (sint)	25s
Hf^{4+}	LIF (3)	$L\alpha 1$	HfSiO_4 (sint)	60s
Nb^{5+}	PET (2)	$L\alpha 1$	Nb (sint)	60s
Ta^{5+}	LIF (3)	$L\alpha 1$	Ta (sint)	60s
Al^{3+}	TAP (1)	$K\alpha 1$	Al_{50} (sint)	20s
Y^{3+}	PET (2)	$L\alpha 1$	YAG (sint)	60s
La^{3+}	PET (4)	$L\alpha 1$	REE3 (sint)	60s
Ce^{3+}	LIF (5)	$L\alpha$	REE3 (sint)	60s
Pr^{3+}	LIF (5)	$L\beta 1$	REE3 (sint)	60s
Nd^{3+}	LIF (5)	$L\alpha 1$	REE2 (sint)	60s
Sm^{3+}	LIF (5)	$L\alpha 1$	REE2 (sint)	60s
Gd^{3+}	LIF (3)	$L\beta 1$	REE1 (sint)	60s
Yb^{3+}	LIF (3)	$L\alpha 1$	REE2 (sint)	60s
$\text{Fe}^{2+/3+}$	LIF (3)	$K\alpha$	Mn Hortonolita (nat)	20s
Mn^{2+}	LIF (3)	$K\alpha$	Mn Hortonolita (nat)	30s
Mg^{2+}	TAP (1)	$K\alpha$	Diopsídio (sint)	20s
Ca^{2+}	PET (4)	$K\alpha 1$	Wollastonita (nat)	10s
Sr^{2+}	PET (2)	$L\alpha 1$	Sr Anortita (sint)	40s
Th^{4+}	PET (4)	$M\alpha$	ThO_2 (sint)	60s
U^{4+}	PET (4)	$M\beta$	UO_2 (sint)	60s
Pb^{2+}	PET (2)	$M\beta$	Pb (sint)	60s
Na^+	TAP (1)	$K\alpha 1$	Amelia (nat)	10s
K^+	PET (2)	$K\alpha 1$	Asbesto (nat)	10s

A rotina foi elaborada distribuindo os elementos pelos espectrômetros disponíveis, com vistas a minimizar o tempo de interação da amostra com o feixe eletrônico. Para tanto, levou-se em conta os cristais disponíveis em cada espectrômetro, o posicionamento do cristal em relação ao comprimento de onda de leitura para cada elemento, as prioridades envolvidas e o tempo de análise de cada elemento. Desta forma, a rotina possibilitou a determinação

química de 25 elementos em aproximadamente 12 minutos para cada análise. Alguns outros elementos inicialmente foram inclusos, porém, uma vez que apresentavam-se ou muito abaixo dos limites mínimos de detecção ou por não serem detectados, foram excluídos da rotina. Estes foram os caso de Zn e Dy.

TRATAMENTO DAS ANÁLISES DE QUÍMICA MINERAL

O tratamento das análises segue basicamente três passos fundamentais. O primeiro passo foi o cálculo das respectivas fórmulas estruturais e, quando pertinentes de seus componentes moleculares. O segundo está relacionado com a identificação das substituições iônicas, tanto dentro de cada sítio catiônico como na maneira pela qual se relacionam para formar substituições acopladas. São levadas em consideração tanto as variações químicas ocorridas em cada grão individual como também para as diferentes fácies e litotipos. Como terceiro passo, procura-se inferir as considerações petrológicas que estes dados podem trazer, como o contexto evolutivo dado pelas demais informações obtidas para este complexo e comparações com dados da literatura para complexos semelhantes.

O cálculo das fórmulas estruturais de cada fase mineral analisada seguiu, em linhas gerais, os procedimentos descritos em Deer *et al.* (1992), e as recomendações da IMA (International Mineralogical Association).

O recálculo das fórmulas foi feito, na maioria dos casos, através do programa Minpet 2.0. Quando o cálculo estrutural dos cátions do mineral em questão não estava de acordo com as programações pré-definidas do Minpet, optou-se pelo recálculo através de planilhas desenvolvidas no Microsoft Excel XP. Para a confecção de gráficos e diagramas relacionados a estes dados foram utilizados os programas Petro Graphic 1.0.5 e Corel Draw 12, além dos programas anteriormente mencionados.

Olivinas

Realizaram-se aproximadamente 200 análises em olivinas que representam os diversos tipos texturais do maciço. As fórmulas estruturais foram calculadas na base de 4 átomos de oxigênio. Estas foram classificadas a partir de seus componentes moleculares forsterita (Fo): Mg_2SiO_4 e faialita (Fa): Fe_2SiO_4 (Deer *et al.*, 1992). Todo o Fe analisado foi calculado como Fe^{2+} .

Piroxênios

Foram realizadas 344 análises pontuais em piroxênios das diversas variedades petrográficas do complexo.

A fórmula estrutural dos clinopiroxênios foi calculada seguindo as recomendações de Morimoto (1990) e obedecendo a fórmula química geral: $\text{M}_2\text{M}_1\text{T}_2\text{O}_6$, onde M2 corresponde aos cátions em coordenação octaédrica, geralmente distorcida; M1, aos cátions em coordenação octaédrica regular; e T, aos cátions em coordenação tetraédrica. Ressalta-se que a distribuição catiônica indicada representa uma configuração estrutural ideal e não a real, tendo em vista que não foram efetuados estudos para definir a estrutura real do mineral.

A proporção de $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ foi calculada a partir da fórmula de Droop (1987). A fórmula de Droop (1987) é definida por $F=2X(1-T/S)$, onde F é o número de íons Fe^{3+} presentes por X oxigênios na fórmula do mineral, T o número ideal de cátions por unidade de fórmula e S o total de cátions observados por X oxigênios calculados assumindo todo ferro com Fe^{2+} . Para utilização desta fórmula assume-se que o Fe é o único elemento presente com diferentes estados de valência e que o oxigênio é o único ânion, não podendo ser usada para minerais com sítios vagos ou com uma proporção desconhecida de um elemento não analisado. Para os piroxênios, este ajuste da razão $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ foi obtido fixando-se o cálculo catiônico na base de 6 oxigênios e 4 cátions.

Para o cálculo dos componentes moleculares em membros finais foi adotada a metodologia de Cawthorn & Collerson (1974), onde os componentes são calculados na seguinte ordem: Jadeíta ($\text{NaAl}^{\text{VI}}\text{Si}_2\text{O}_6$), Aegirina ($(\text{Na(K)Fe}^{3+}(\text{Cr})\text{Si}_2\text{O}_6)$), Esseneíta (anteriormente conhecida como Cálcio- Fe^{3+} tschermakita, $\text{CaFe}^{3+}\text{Al}^{\text{IV}}\text{SiO}_6$), Cálcio-titano tschermakita ($\text{CaTiAl}_2\text{O}_6$), Cálcio tschermakita ($\text{CaAl}^{\text{VI}}\text{Al}^{\text{IV}}\text{SiO}_6$), Wollastonita ($\text{Ca}_2\text{Si}_2\text{O}_6$), Enstatita ($\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$), e Ferrossilita ($\text{Fe}^{2+}_2\text{Si}_2\text{O}_6$).

Anfibólios

Foram realizadas 86 análises químicas pontuais em anfibólios de todas as fácies do maciço Ponte Nova. A fórmula estrutural foi calculada seguindo-se as recomendações de Leake (1997) e obedecendo a fórmula genérica expressa como $\text{AB}_2\text{C}^{\text{VI}}_5\text{T}^{\text{IV}}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$, em que apresenta as seguintes correspondências:

- A 1 sítio por fórmula unitária;
- B 2 sítios M4 por fórmula unitária
- C 5 sítios compostos de 2M1, 2M2 e 1 M3 por fórmula unitária;
- T 8 sítios, em dois grupos de 4;
- 'OH' 2 sítios por fórmula unitária.

Tendo em vista que a quantidade de H_2O na estrutura mineral é incerta, e buscando-se uma estimativa estequiométrica de Fe^{3+} o mais próximo possível do valor real, a fórmula estrutural foi calculada na base de 13 cátions totais excluindo Ca, Na e K (13eCNK), conforme recomendação de Gualda e Vlach (2005) e assumindo que tenham 2 (OH, Cl, F).

Apesar do componente oxi-anfibólio (Hawthorne *et al.*, 1998) estar presente nos exemplares estudados do maciço ($\text{Ti} > 0.13 \text{ apfu}$), nota-se pelos recálculos que as concentrações de Fe^{3+} devem ser, na maioria dos casos, bastante reduzidas. Assim, preferiu-se não adotar nenhum sistema de correção para estas estimativas para não apresentar um valor que corresponda apenas a uma maior propagação de erro.

Biotitas

Foram efetuadas 168 análises pontuais em biotitas das diversas variedades petrográficas do maciço Ponte Nova. Os procedimentos considerados para a distribuição catiônica segundo as posições estruturais seguem, em geral, as novas recomendações da International Mineralogical Association – IMA (Rieder, 1999). A fórmula estrutural geral das micas pode ser expressa como:

$\text{IM}_{2-3}\square_{1-0}\text{T}_4\text{O}_{10}\text{A}_2$ onde I é ocupado por K, Na ou Ca, contendo também Ba, Rb, Cs e NH_4 ; M é ocupado por Li, Fe (di- ou trivalente), Mg, Al ou Ti, podendo também conter Mn (di- ou trivalente), Zn, Cr, e V; $\square$ é uma vacância; T é preenchido por Si, Al ou Fe (trivalente), contendo também Be ou B; A é ocupado por OH ou F, contendo também Cl, O (oxi-micas) e S. As fórmulas estruturais das biotitas foram calculadas na base anidra de 11 oxigênios

Opacos

O programa de caracterização das fases opacas foi criteriosamente desenvolvido, sendo que para todos os cristais analisados foram efetuadas imagens de elétrons retroespalhados que permitem uma melhor caracterização do tipo de ocorrência e fornecem um melhor controle para posterior reconstituição dos cristais exsolvidos.

Totalizaram-se 472 análises nas diferentes fases dos minerais opacos, sendo a maioria destas referentes a titanomagnetitas (231 análises) e possíveis “oxi-exsoluções” e cristais livres de ilmenita na matriz. Optou-se pelo

cálculo a fórmula estrutural com base de 4 oxigênios para as fases cúbicas e de 6 oxigênios para as fases romboedrais, de forma a facilitar comparações calculando-se os componentes moleculares das seguintes soluções sólidas:

Hematita-ilmenita (hem-ilm)	$\text{Fe}^{3+}_4\text{O}_6 - \text{Fe}^{2+}_2\text{Ti}_2\text{O}_6$
Magnetita-ulvöespinélio (Mt-ulv)	$\text{Fe}^{2+}\text{Fe}^{3+}_2\text{O}_4 - \text{Fe}^{2+}_2\text{TiO}_4$
Espinélio-Hercinita (Sp-Her)	$\text{MgAl}_2\text{O}_4 - \text{Fe}^{2+}\text{Al}_2\text{O}_4$

Tanto para titanomagnetitas quanto para ilmenitas a proporção de $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ foi calculada pela fórmula de Droop (1987).

A composição original é obtida ou em cristais não oxi-exsolvidos (como o caso de muitas amostras) ou reconstituindo-se os cristais que sofreram exsolução. As porcentagens em área de ilmenita exsolvida e da magnetita hospedeira obtida pelas imagens de elétrons retro-espalhados (BEI-Compo) são assumidas como porcentagem volumétrica. Tais porcentagens podem então ser convertidas para uma fração de peso multiplicando-as pelas densidades da magnetita hospedeira e da ilmenita exsolvida. Para o cálculo das densidades utiliza-se o trabalho de Lindsley (1965) que apresenta os volumes molares das séries de soluções-sólidas magnetita-ulvöespinélio e hematita-ilmenita em função da composição química. Desta forma, pode-se por meio da análise de cada fase calcular sua densidade, e multiplicando-se esta pelo respectivo percentual de volume assumido tem-se a concentração relativa de hospedeiro e da lamela em fração de peso. Multiplica-se esta fração em peso pelos dados em porcentagem de peso de cada elemento da análise de cada componente. As porcentagens em pesos de cada elemento obtidas são então integradas (somadas) gerando uma composição teórica de um cristal magnetita rico em ulvöespinélio e homogêneo. O procedimento adotado segue os mesmos passos que os descritos por Bohlen & Essene (1977).

Feldspatos

Realizaram-se 370 análises pontuais em feldspatos das rochas do maciço Ponte Nova. Procurou-se através de análises químicas pontuais caracterizar a sua composição, zoneamentos e possíveis intercrescimentos. As fórmulas dos feldspatos foram calculadas na base de 32 átomos de oxigênio, sendo classificados no sistema ternário Ab-Na-Or conforme as recomendações de Deer *et al.* (1992). O cálculo foi executado através dos seguintes componentes moleculares

Albita (Ab):	$\text{Na}_4[\text{Al}_4\text{Si}_{12}\text{O}_{32}]$
Anortita (An):	$\text{Ca}_4[\text{Al}_8\text{Si}_8\text{O}_{32}]$
Ortoclásio (Or):	$\text{K}_4[\text{Al}_4\text{Si}_{12}\text{O}_{32}]$

Adicionalmente, são apresentados também os componentes moleculares que ocorrem como traços:

Celsiana (Ce):	$\text{Ba}_4[\text{Al}_8\text{Si}_8\text{O}_{32}]$ e
Anortita de Estrôncio (AnSr):	$\text{Sr}_4[\text{Al}_8\text{Si}_8\text{O}_{32}]$

Nefelinas

Foram efetuadas 43 análises em nefelina das diferentes fácies do maciço Ponte Nova. O recálculo da fórmula estrutural segue as recomendações de Deer *et al.* (1992) obedecendo a seguinte fórmula:

$\text{Na}_x\text{K}_y\text{Ca}_z\text{□}_{8-(x+y+z)}\text{Al}_{(x+y+2z)}\text{Si}_{16-(x+y+2z)}\text{O}_{32}$, onde normalmente o excesso de Si sobre o Al é balanceado pelas vacâncias no sítio M (cavidades hexagonais e ovais), representado na fórmula por □. O Fe^{3+} também ocorre nas nefelinas substituindo o Al.

A estrutura da nefelina (Deer *et al.*, 1992) pode ser representada por um arcabouço tridimensional do tipo da tridimita, onde metade dos tetraedros de SiO_4 são substituídos por AlO_4 , com os cátions Na e K de balanço de cargas intersticiais. Como as cavidades da estrutura são de grande porte, em particular para o Na, ocorre uma rotação dos tetraedros, resultando em um quarto das cavidades hexagonais (maiores).

Os componentes moleculares apresentados foram calculados com base nas moléculas de nefelina (Ne: NaAlSiO_4), kalsilita (Ks: KAlSiO_4), quartzo (Qz: SiO_2) e Anortita (An: $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$). As composições foram plotadas no diagrama ternário Ne-Qz-Ks. Seguindo as recomendações de Dollase & Thomas (1978), para detectar distorções de resultados analíticos de nefelina por influência de alterações foi estabelecido um limite de 0,25 unidades de cargas não balanceadas por fórmula estrutural, com base em 32 oxigênios. Este limite é obtido através da observação direta da igualdade $(\text{Al} + \text{Fe}^{3+}) = (2\text{Ca} + \text{Na} + \text{K})$. Quatorze das análises realizadas foram descartadas por não respeitarem esta relação.

Analcimas

Foram efetuadas 12 análises em analcimas das rochas do maciço Ponte Nova. A fórmula estrutural foi calculada na base de 6 oxigênios, conforme adotado por outros autores, como Wilkinson & Hensel (1994) e Luhr & Kyser (1989). Os componentes moleculares foram calculados em função das moléculas de nefelina (Ne: NaAlSiO_4), kalsilita (Ks: KAlSiO_4), quartzo (Qz: SiO_2) e Anortita (An: CaAl_2O_8).

Apatitas (Geotermômetro Biotita-Apatita)

A fórmula estrutural foi calculada assumindo a estequiometria ideal, $\text{A}_{10}(\text{TO}_4)_6(\text{OH}, \text{F}, \text{Cl})_2$. Desta forma, as proporções obtidas foram normalizadas na bases de 10 cátions para o sítio A, sendo este preenchido por Ca^{2+} , Sr^{2+} , Mg^{2+} , Mn^{2+} , Fe^{2+} , ETR^{3+} , Y^{3+} e Na^+ . O sítio T é ocupado por P^{5+} , Si^{4+} , S^{6+} e provavelmente por C^{4+} . Testes iniciais, bem como a comparação com dados da literatura, demonstraram que as concentrações de Y e S são praticamente desprezíveis, abaixo ou do limite de detecção ou dos erros analíticos. A concentração de C^{4+} é estimada pela diferença entre o total ideal de cátions para o sítio T (6) e a soma das concentrações dos elementos analisados relativos ao sítio. Além disso, OH é calculado assumindo $(\text{F} + \text{Cl} + \text{OH}) = 2$. Esta é um procedimento de normalização frequentemente usado para dados de microsonda. Entretanto, é preciso estar ciente de problemas associados com análises incompletas de minerais. Por exemplo, o total fixado de $\text{F} + \text{OH} + \text{Cl}$ despreza a possibilidade da substituição de O^{2+} por OH^- (Young & Munson, 1966). Estes cálculos da fórmula estrutural foram efetuados com o auxílio de planilha desenvolvida no Microsoft Excel XP.

Para as biotitas analisadas com vistas à aplicação do geotermômetro, as fórmulas estruturais foram calculadas na base anidra de 11 oxigênios. Assumindo-se que $(\text{OH} + \text{F} + \text{Cl}) = 2$, a concentração de OH foi calculada pela diferença obtida. Como um dos principais problemas para o cálculo das fórmulas estruturais para biotitas é a limitação técnica da microsonda de não diferenciar os estados de valência (conseqüentemente, diferentes estados de oxidação) dos elementos, para as relações entre Fe^{2+} e Fe^{3+} as estimativas estequiométricas são consideradas ainda as melhores soluções. Assim, o Fe^{3+} foi estimado apenas para suprir a deficiência no sítio tetraédrico, sendo o restante calculado como Fe^{2+} . Esta é considerada uma estimativa mínima.

Tanto para as análises de apatita como para as de biotita procurou-se selecionar amostras que fossem representativas de todas as principais fácies do maciço e relativas aos diferentes processos petrológicos identificados, totalizando assim 22 amostras, 140 análises de apatita e 125 análises de biotita.

Óxidos de Zircônio

Foram realizadas 40 análises de óxidos de zircônio, sendo a maioria de zirconolitas. As fórmulas estruturais foram calculadas na base de 2 oxigênios para badeleítas (Deer *et al.*, 1992) e na base de 7 oxigênios para zirconolitas (Williams & Gieré, 1996).

QUÍMICA DE ROCHA TOTAL

SELEÇÃO

Selecionaram-se 72 amostras representativas das litologias presentes para o programa analítico de química de rocha total. Estas foram divididas da seguinte maneira:

Na seleção das amostras buscou-se os tipos mais representativos possíveis dos grupos litológicos presentes. Tendo por base as observações de campo e análises petrográficas, a escolha das amostras teve como objetivo possibilitar a identificação de processos magmáticos que atuaram na formação de litologias e possíveis magmas parentais.

Também, os critérios de seleção levaram em conta o tamanho representativo da amostra em relação às suas fases minerais e a ausência de alteração intempérica. Para as dimensões da amostra, seguiram-se as recomendações de Potts (1987) de considerar um volume de material equivalente a um cubo com arestas medindo 10 vezes o tamanho do maior cristal encontrado.

PREPARAÇÃO

As amostras selecionadas foram tratadas no LTA (Laboratório de Tratamento de Amostras) do IGc-USP, com a finalidade de reduzi-las a uma fração de pó (200 meshes) de forma que pequenas alíquotas (1g, por exemplo) sejam representativas do todo.

Para isso, inicialmente realizou-se uma fragmentação inicial das amostras com auxílio de marreta, onde foram separadas partes alteradas. Segue-se o processo com a redução granulométrica destas com o auxílio de um britador de mandíbulas. A “brita” gerada foi então quarteada e a fração obtida reduzida a pó em um moinho de ágata. Faz-se importante o uso deste tipo de moinho para que seja mínima ou desprezível a contaminação dos elementos terras-raras, que também são objeto de análise. Alíquotas deste pó preparado foram separadas para as determinações de perda ao fogo (P.F.) por aumento de temperatura, e análises químicas de elementos maiores e traços por FRX (Fluorescência de Raios X) via pastilhas prensadas e fundidas.

ANÁLISES DE PERDA AO FOGO (P.F.)

Determinou-se a P.F. no Laboratório de Química e ICP do IGc-USP, com auxílio de balança analítica com precisão de 0,0001g, estufa e mufla. Como primeiro passo, submeteu-se as alíquotas de pó à estufa para retirar-se umidade (i.e., água não estrutural). Após isso se fez a pesagem inicial das amostras. Segue-se o processo submetendo as alíquotas pesadas a 20 minutos numa mufla a uma temperatura de 1000°C para a remoção de H₂O e outros voláteis estruturais. Como passo final, pesou-se novamente as alíquotas. A P.F. foi calculada pela diferença de massa obtida nas medições do mesmo material.

Possíveis erros decorrentes do procedimento dependem da precisão da balança analítica e de sua correta manipulação, e da premissa de que todas as fases voláteis tenham sido extraídas sob as condições impostas. Para controlar este erro, sistematicamente a cada cinco amostras uma era analisada em duplicata, obtendo-se variações consideradas aceitáveis.

ANÁLISES DE ELEMENTOS MAIORES E TRAÇOS (FRX)

Efetuar-se as análises químicas de rocha total por fluorescência de raios X (FRX) no Laboratório de Fluorescência de raios X do IGc-USP, empregando-se instrumental automático Philips modelo PW 2400. Para tanto, confeccionaram-se pastilhas fundidas, para a determinação de elementos maiores, e pastilhas prensadas, para a determinação de elementos traços.

Para a confecção das pastilhas fundidas, separou-se uma alíquota do pó extraído do moinho e misturando-se a esta uma parcela dos fundentes metaborato e tetraborato de lítio, fundindo-se estas em cadinhos de platina e resfriadas em formas deste mesmo metal, formando um vidro. Já para as pastilhas prensadas, uma alíquota do pó extraída do moinho foi micronizada com álcool e seca em estufa. Adicionam-se então 20% (em relação ao peso da amostra) de parafina, seguindo-se de homogeneização e prensagem.

ANÁLISES DE ELEMENTOS TRAÇOS (ICP-MS)

Análises químicas em rocha total de elementos traços, incluindo os terras raras, por espectrometria de massa com plasma acoplado indutivamente (ICP-MS) foram realizadas no Laboratório de Química e ICP do DMG-IGc-USP, empregando-se instrumental ELAN 6100 DRC da Perkin Elmer, com nebulizador tipo Meinhard acoplado a bomba peristáltica e câmara ciclônica em quartzo. O procedimento analítico segue a rotina descrita por Navarro (2004). A abertura para a maior parte das amostras foi realizada com ataque ácido em forno de microondas, a partir de uma alíquota de 100mg de amostra. Nas amostras com alto conteúdo de zircônio, previamente detectado via FRX, a abertura com ataque ácido foi realizada em bombas tipo *Parr*, a partir de uma alíquota de 40mg de amostra.

TRATAMENTO DOS RESULTADOS DE QUÍMICA DE ROCHA

Os dados obtidos encontram-se na tabela A17, onde reuniram-se os óxidos maiores e menores (% em peso) e os elementos traços (ppm). Além disso, incluem-se também a classificação da rocha, e diversos índices petrológicos: A.I. (índice agpaítico) de Ussing (1912); D.I. (índice de diferenciação) de Thornton & Turtle (1960); R1R2 de De la Roche *et al.* (1980); mg# (número de magnésio) e norma CIPW (minerais normativos selecionados). O tratamento gráfico dos dados foi realizado com o auxílio do programa Minpet for Windows versão 2.0 de Richard (1995).

As litologias analisadas foram classificadas seguindo-se as recomendações da IUGS, de acordo com Le Maitre (2002). Assim, a classificação das rochas foi feita com base na sua proporção modal de minerais, para aquelas com granulometria e cristalinidade adequadas para tal, ficando reservada a classificação química para o grupo dos diques, que possui em geral matriz fina a afanítica.

A mineralogia normativa CIPW foi determinada com o auxílio de uma planilha de Excel (norm4.xls de Kurt Hollocher, Union College, NY), utilizando-se as proporções de Fe^{2+} e Fe^{3+} de acordo com Middlemost (1989), uma vez que não foram determinados analiticamente.

O comportamento geoquímico dos elementos maiores, menores e traços é registrado em diagramas bivariantes, discriminados segundo o índice mg#. O índice mg# é calculado a partir da proporção molecular de $MgO/(MgO+FeO_7)$ (Ragland, 1989; Rollinson, 1993). Este se baseia nos dados de química mineral de minerais máficos. Em geral, nas rochas desta associação a substituição ferro-magnesiana dos minerais máficos predomina. Nas rochas mais máficas, a substituição do tipo tchermakítica também é expressiva. Mesmo assim, esta substituição se caracteriza pela troca do Mg por um cátion trivalente, cuja parte significativa é de Fe^{3+} e portanto, sua evolução também é satisfatoriamente representada pelo índice mg#. A maior limitação deste índice provém da influência da fugacidade de O_2 que alguns minerais ferro-magnesianos possuem, mascarando assim a evolução magmática.

Os índices R1 e R2 de De la Roche *et al.* (1980) são calculados a partir das fórmulas catiônicas: $R1=4000*Si-11000*(Na+K)-2000*Fet+1000*Ti$ e $R2=6000*Ca+2000*Mg+1000*Al$.

Os diagramas multielementares para elementos traços (*spidergrams*) foram normalizados em relação ao modelo pirolítico de manto primitivo (Silicate Earth ou Primitive Mantle) de McDonough & Sun (1995). Os diagramas multielementares para os ETR foram normalizados em relação ao condrito C1 de McDonough & Sun (1995). Anomalias de Eu, denominadas Eu/Eu^* , foram calculadas pela comparação da concentração medida de Eu com a concentração esperada de Eu obtida a partir da média geométrica das concentrações de Sm e Gd normalizadas pelo condrito C1 (Taylor & McLennan, 1985; Rollinson, 1993).

Cálculos de balanço de massa por mínimos quadrados foram efetuados utilizando-se o programa PetroGraph (Petrelli, 2005), baseado no algoritmo do programa XLFRAC de Stormer & Nicholls (1978), em ambiente windows, de fácil manipulação. Os modelos calculados por este método foram modelos de cristalização fracionada para as rochas do maciço Ponte Nova.

Segundo Stormer & Nicholls (1978), embora não haja nenhum critério rígido para avaliar os resultados do cálculo de balanço de massas, é recomendado seguir três critérios para considerar aceito o teste de cada hipótese: um baixo valor da soma dos quadrados dos resíduos ($\sum res^2$), considerando menos fases que componentes no sistema (preferencialmente a metade de fases em relação aos componentes); em cada óxido, o resíduo deve estar dentro do intervalo de erro estimado considerando fatores analíticos e amostrais; e que a quantidade de fases esteja de acordo com as observações petrográficas ou deduções. Seguindo outros valores apresentados na literatura (*e.g.*, Brotzu *et al.*, 1989; Comin-Chiaramonti *et al.*, 1997; Marques *et al.*, 1999a; Corrêa da Costa, 2003; Enrich, 2005), a $\sum res^2$ é considerada aceitável quando abaixo de 1 unidade, tendo-se um bom ajuste quando abaixo de 0,5 e ajuste ótimo abaixo de 0,2.

Para o maciço Ponte Nova foram testadas diferentes possibilidades considerando-se os diques que cortam o maciço e mesmo os diques regionais como possíveis magmas iniciais e rochas mais diferenciadas do maciço como líquidos finais, adotando-se as composições médias das principais fases minerais analisadas. Porém, para a grande maioria dos casos a $\sum res^2$ foi superior a 5, e na única modelagem abaixo deste valor o resíduo obtido é acima de 1,5 unidades. Isto possivelmente devido às composições das amostras utilizadas não serem representativas de um líquido final obtido por fracionamento, mas por registrarem ainda processos cumuláticos ou pós-cumuláticos ou ainda outros processos posteriores. De forma que estes modelos foram desconsiderados e não são nem apresentados.

ANÁLISES DE ISÓTOPOS RADIOGÊNICOS EM ROCHA TOTAL

Foram selecionadas 24 amostras representativas dos diferentes litotipos e fácies encontradas no maciço Ponte Nova para a obtenção de análises de razões isotópicas de Sr, Nd e Pb. Todas as amostras selecionadas já haviam sido analisadas previamente por fluorescência de raios X, para a determinação de elementos maiores, menores e alguns traços mais expressivos, bem como por ICP-MS, para a determinação de traços e terras-raras.

As análises dos isótopos de Sr em rocha total, feitas com o objetivo de determinar a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{inicial}}$, foram efetuadas no Centro de Pesquisas Geocronológicas do IGc-USP, utilizando-se um espectrômetro de massa multicoletor modelo VG 354 termoiônico dotado de coletor múltiplo com amplificador Daly e sistema automático. Os procedimentos analíticos seguiram aqueles descritos em Torquato & Kawashita (1994).

As análises dos isótopos de Nd em rocha total, feitas com o objetivo de determinar a razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{inicial}}$, foram efetuadas no Centro de Pesquisas Geocronológicas do IGc-USP, utilizando-se um espectrômetro de massa Finnigan MAT 262. Os procedimentos analíticos seguiram as rotinas padrões do laboratório, descritas em Sato *et al.* (1995).

As análises dos isótopos de Pb em rocha total, feitas com o objetivo de determinar as razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{\text{inicial}}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{\text{inicial}}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{\text{inicial}}$, foram efetuadas no Centro de Pesquisas Geocronológicas do IGc-USP. A preparação do material bem como os procedimentos analíticos seguiram as rotinas padrões do laboratório, descritas em Basei *et al.* (1995).

Para os cálculos das razões iniciais dos diferentes pares isotópicos utilizaram-se das formulações apresentadas em Faure & Mensing (2005).

CAPÍTULO 03

GEOLOGIA DO MACIÇO ALCALINO MÁFICO-ULTRAMÁFICO PONTE NOVA (SP-MG)

INTRODUÇÃO

Os primeiros trabalhos sobre as rochas alcalinas brasileiras remontam ao final do século XIX. Charles Darwin, por ocasião da sua famosa viagem do navio “H. M. S. Beagle”, realizada entre os anos 1831 e 1836, descreve os fonólitos da Ilha de Fernando de Noronha (Darwin, 1844). Este foi seguido de outros trabalhos, como, por exemplo, o de Orville Derby (1887) que faz referências às alcalinas do Rio de Janeiro, Ilha de São Sebastião, Poços de Caldas, Itatiaia e Jacupiranga.

A indicação da ocorrência de associações alcalinas na região de Campos do Jordão remonta aos idos de 1947, por meio de Rui Osório de Freitas, em trabalho envolvendo a geologia e petrologia da ilha de São Sebastião (Freitas, 1947). Discutindo a petrologia das rochas eruptivas alcalinas, este autor apresenta uma resenha de todos os jazimentos continentais brasileiros conhecidos até então. Transcreve-se abaixo a referência a um complexo alcalino nesta região:

“Rocha encaixante: Gnais (arqueano). Série: ainda não estudada. Localidade: Campos do Jordão, Estado de São Paulo. Autor: citação verbal de L.J. de Moraes. Área: não conhecida.”

Na década de 70, diversos trabalhos regionais registraram a ocorrência de rochas alcalinas nesta região, principalmente sob a forma de diques (e.g., Minioli *et al.*, 1971, Melcher & Melcher, 1972). No entanto, uma descrição geológica e petrológica deste maciço veio a ser primeiramente apresentada por Alves (1978), denominando a ocorrência como o “corpo gabróide de Sapucaí Mirim”. Posteriormente, o mapeamento regional de Cavalcante *et al.* (1979) também descreve sucintamente esta ocorrência sob o nome Ponte Nova, referência feita ao nome de uma antiga Fazenda que se encontrava na região. Trabalhos subseqüentes sobre o magmatismo alcalino na região da Serra do Mar passaram a fazer amplo uso deste último trabalho, tendo-o como referência na citação deste maciço (e.g., Almeida, 1983. Garda & Chieragatti, 1997; Thompson *et al.*, 1998). Outros trabalhos (Hama, 1979; Sonoki & Garda, 1988; Alves *et al.*, 1992) também apresentam dados sobre a ocorrência tanto de natureza geológica, geoquímica e geocronológica, porém sempre com um enfoque mais regional.

O maciço Ponte Nova situa-se na zona limítrofe entre os estados de São Paulo e Minas Gerais (22°47'S, 45°45'W), mais especificamente entre os limites das cidades de Sapucaí-Mirim (MG) e Santo Antônio do Pinhal (SP), estando 4km a sul do centro de Sapucaí-Mirim e aproximadamente 9 km a leste do centro de Santo Antônio do Pinhal, próximo da cidade de Campos do Jordão (SP).

O maciço apresenta duas áreas de exposição principais. A área maior, com maior variedade de litotipos, tem forma elíptica, com contornos acompanhando ora os principais lineamentos estruturais ora a condicionantes geomorfológicos. Quanto à sua exposição, o eixo maior, disposto aproximadamente à direção N-S, tem aproximadamente 4km, enquanto que a largura máxima atinge os 3km. A área de exposição menor, localizada a sul da anteriormente descrita, acompanha principalmente a condicionantes geomorfológicos, possuindo formato sinuoso levemente ovalado com eixo principal disposto na direção NE-SW. Nesta direção, a exposição atinge 1,5km, enquanto

que na direção ortogonal atinge 0,5km. Estas duas áreas são separadas por afloramentos do embasamento granítico pré-cambriano encontrado na região. Podem representar a continuação do mesmo corpo ou pulsos diferentes.

Cumprе ressaltar que este maciço é a única ocorrência de tendência alcalina no estado de São Paulo com predomínio acentuado de rochas máficas e ultramáficas. Essas peculiaridades geológicas e petrológicas do maciço, associada à carência de informações geológicas e petrológicas detalhadas sobre esta associação, tornam este trabalho relevante sob o ponto de vista científico, especialmente para modelagens evolutivas do magmatismo no senso global.

CONTEXTO MAGMÁTICO REGIONAL

A ativação tectônico-magmática meso-cenozóica na Plataforma Sul Americana (Almeida, 1983, 1986) teve como resultado um magmatismo intenso e variado. Segundo Almeida (op. cit.), tal evento caracteriza-se pela reativação de antigos falhamentos, surgimento de blocos de falha, soerguimento de arcos, abatimentos de bacias costeiras e acentuada subsidência da bacia do Paraná. Na porção sudeste da Plataforma Sul Americana este magmatismo manifesta-se de forma extensa pelo vulcanismo basáltico de caráter toleítico, com seus derivados ácidos que preenchem a bacia do Paraná, e também enxames de diques de diabásio expostos às suas bordas. Tais derrames estenderam-se até a área que viria a ser ocupada pela bacia de Santos.

Com ocorrência mais restrita (ocorrências pontuais como stocks, plugs, diques e pipes), porém, há a manifestação de magmatismo alcalino e carbonatítico, condicionados a zonas de falhas, arcos e flexuras reativadas localizadas às bordas destas bacias.

Esses centros alcalinos foram agrupados em províncias alcalinas por diversos autores, de acordo com as características petrográficas e geocronológicas de cada corpo (Herz, 1977; Ulbrich & Gomes, 1981) bem como a tectônica regional (Almeida, 1983). Este último reuniu as ocorrências a sul da latitude 15°S em 11 províncias alcalinas, entre elas a Província Alcalina Serra do Mar.

A Província Serra do Mar (*figura 02*), definida por Ulbrich & Gomes (1981) e Almeida (1983), compreende o litoral norte do estado de São Paulo e praticamente todo o litoral do estado do Rio de Janeiro. Estende-se para o interior do continente até a Serra da Mantiqueira. Inclui cerca de 20 ocorrências principais, oriundas do Cretáceo Superior ao Paleoceno Inferior. Encontram-se eminentemente encaixadas em rochas neoproterozóicas da Faixa Ribeira (750-450Ma; Almeida *et al.*, 1973; Machado *et al.*, 1996; Heilbron *et al.*, 2004), formadas predominantemente por rochas ígneas e metamórficas de composição granítica.

Geograficamente, a Província Serra do Mar (conforme proposição de Almeida, 1983) caracteriza-se por complexos concentrados na região costeira atlântica, englobando ilhas continentais e corpos recuados até 100 km continente adentro, numa região com topografia acidentada e elevada. A disposição das ocorrências está condicionada por feições tectônicas maiores, respeitando de modo geral a duas situações estruturais principais: 1) ao longo do “lineamento sismo-tectônico de Cabo Frio” (Sadowski & Dias Neto, 1981) ou “alinhamento magmático de Cabo Frio” (Almeida, 1991), estendendo-se entre os estados de São Paulo e Rio de Janeiro de Cabo Frio (RJ) até Poços de Caldas (SP/MG), com idades variando entre 72 e 50 Ma (Sonoki & Garda, 1988; Morbidelli *et al.*, 1995) e 2) ao longo da linha de costa do litoral norte do estado de São Paulo, aflorando como ilhas próximas à Falha de Santos (Alves & Gomes, 2001) e como enxames de diques lamprofíricos ao longo do litoral, com idades entre 80 e 85Ma (Sonoki & Garda, 1988; Morbidelli *et al.*, 1995).

1. Riftes Cenozóicos e Coberturas Paleozóicas
2. Diques: diabásio e/ou lamprófiros e alcalinos
3. Rochas Alcalinas do Cretáceo e Terciário

Orógeno Brasília
 4. Nappes Inferiores
 5. Nappes Superiores

Cráton do São Francisco (CSF)
 6. Embasamento do CSF e Domínio Autóctone;
 7. Supergrupo São Francisco
 8. Metassedimentos do Domínio Autóctone

Orógeno Ribeira
 9. Domínio Andrelândia
 10. Domínio Juiz de Fora
 11. Klippe Paraíba do Sul
 12. Terreno Oriental
 13. Granitóides do Arco Magmático Rio Negro
 14. Terreno Cabo Frio

Orógeno Apiaí/Paranapiacaba
 15. Terrenos São Roque e Açungui
 16. Terreno Embu

CORPOS ALCALINOS

BZ Búzios
 CA Canaã
 CF Cabo Frio
 G-M Gericinó-Mendanha
 IM Itanhaém
 IP Ipanema
 IT Itatiaia
 IU Itaúna
 MG Morro dos Gatos
 MR Morro Redondo
 MT Monte de Trigo
 PC Poços de Caldas
 PI Piedade
 PN Ponte Nova
 PQ Passa Quatro
 RB Rio Bonito
 SJ Morro de São João
 SS São Sebastião
 ST Serra dos Tamozeiros
 TA Tanguá
 TI Tinguá
 VI Vitória
 VR Volta Redonda

Figura 02 - Distribuição das ocorrências alcalinas na região do Vale do Paraíba e faixa litorânea dos Estados de São Paulo e Rio de Janeiro (Província Serra do Mar de Almeida (1983) e outras ocorrências próximas), com as principais unidades tectônicas do embasamento. Apresenta-se também a nova subdivisão das províncias alcalinas proposta por Riccomini *et al.* (2005). Compilado de Almeida (1986), Heilbron *et al.* (2004) e Riccomini *et al.* (2005).

Fora deste dois agrupamentos “estruturais” principais encontram-se outras manifestações alcalinas. Uma delas trata-se da ocorrência Ponte Nova, localizada acima da Serra da Mantiqueira, que “foge”, porém, por quilômetros do lineamento de Cabo Frio. Com relação à geocronologia, a julgar pelos dados ora existentes, Ponte Nova (~ 86 Ma, Sonoki & Garda, 1988) seria discordante a esse primeiro grupo cronológico, aproximando-se mais às idades do grupo da faixa litorânea.

Entretanto, Riccomini *et al.* (2005), revisam o modelo de Almeida (1983) para o magmatismo alcalino Meso-Cenozóico da Plataforma Sul-Americana, com interpretações baseadas nos novos dados geológicos, geocronológicos, estruturais e geofísicos obtidos durante os últimos 20 anos, incluindo dados inéditos, e examinam o papel das zonas de fratura do embasamento como importantes controles tectônicos do magmatismo alcalino na região próxima à área geográfica das bacias do Paraná, de Santos e Pelotas, assim como no leste da Bolívia. As maiores contribuições ao modelo anterior estão relacionadas a:

- reconhecimento de novos lineamentos estruturais encaixando rochas alcalinas;
- identificação de zonas de deformação (*wrenching*) como um controle para os corpos alcalinos;
- individualização da Bacia Bauru, uma unidade tectônica do Cretáceo Inferior sobrepondo os derrames toleíticos da Formação Serra Geral do Cretáceo Inferior, dentro da área geográfica da Bacia do Paraná, e com corpos de rochas alcalinas ao longo de suas bordas;
- dados geocronológicos indicando diferentes idades para as rochas alcalinas anteriormente incluídas em uma única província;

Relacionado com as ocorrências agrupadas por Almeida (1983) como Província Serra do Mar, Riccomini *et al.* (2005) dividem esta em duas províncias:

- Província Serra do Mar, com ocorrências do Cretáceo Superior e desenvolvida na região continental na borda oeste da Bacia de Santos;
- Província do Lineamento Magmático Cabo Frio, com pelo menos duas fases de magmatismo alcalino, do Cretáceo Superior ao Paleógeno, englobando as ocorrências do citado lineamento.

A proposta Província Serra do Mar de Riccomini *et al.* (2005), porém, engloba não apenas as ocorrências citadas do estado de São Paulo. Levando-se em conta o tipo de controle estrutural por descontinuidades do embasamento, idades e relação com a evolução da margem continental Atlântica acrescentando as bacias de Santos e Pelotas, estes autores agrupam nesta província as rochas alcalinas do Cretáceo Superior da região do arco de Ponta Grossa, anteriormente incluída em província homônima, e de Lages, anteriormente relacionada à Província Santa Catarina de Almeida (1983). Esta nova província foi dividida em três setores, norte, central e sul, correspondendo a áreas de importantes soerguimentos Cenozóicos ao longo da região costeira *onshore* do sudeste do Brasil.

O setor norte da Província Serra do Mar (Riccomini *et al.*, 2005) engloba as intrusões alcalinas das ilhas costeiras (Ilha de São Sebastião, Monte de Trigo, Vitória e Búzios) e o maciço Ponte Nova, em região montanhosa da Serra da Mantiqueira. Além disso, incluem-se os diques alcalinos máficos e félsicos que ocorrem nesta área.

Petrograficamente, segundo Ulbrich & Gomes (1981) e Almeida (1983) as intrusões alcalinas deste seguimento possuem caráter félsico predominante nas ilhas costeiras (nefelina-sienitos, sienitos, álcali-sienitos, fonólitos e traquitos), embora rochas máficas ocorram localmente, em diques ou pequenos *stocks*, como os corpos gabróides cumuláticos da Ilha de São Sebastião (Lima, 2001 e Augusto, 2003) e da ilha Monte de Trigo (Enrich, 2000). Por sua vez, o maciço Ponte Nova, no alto da Serra da Mantiqueira, no limite entre São Paulo e Minas Gerais, apresenta

caráter máfico-ultramáfico e área aflorante superior às ocorrências máficas e mesmo a algumas das ocorrências plutônicas de caráter félsico encontradas na província.

Geocronologicamente, esta porção norte da Província Serra do Mar fica confinada a um intervalo entre 90 e 80 Ma. Dados geocronológicos disponíveis por K-Ar e Rb-Sr indicam idades de 90-80 Ma para a ilha de Vitória (Motoki, 1986), 86.5 Ma para a Ilha Monte de Trigo (Enrich *et al.*, 2005), 86 Ma para o Maciço Ponte Nova (Sonoki & Garda, 1988), 84-81Ma para a Ilha de São Sebastião (Bellieni *et al.*, 1990 e Montes-Lauar *et al.*, 1995) e 81-79Ma para a Ilha dos Búzios (Alves, 1996).

O magmatismo alcalino da Província Serra do Mar tem sido freqüentemente relacionado à evolução da margem continental passiva adjacente (e.g., Almeida, 1976, 1983, 1986; Ulbrich & Gomes, 1981; Morbidelli *et al.*, 1995). Neste contexto extensional, a reativação de antigas zonas de fraqueza é favorecida, particularmente as zonas de cisalhamento Proterozóicas paralelas à atual linha de costa. Indicações neste sentido são dadas pelo alinhamento das ocorrências alcalinas das ilhas costeiras na região nordeste do estado de São Paulo, seguindo uma provável zona de falha, assim como o enxame de diques de direção NE-SW. A direção NE-SW de falhas normais também ocorre em Lages.

Conforme Riccomini (*op.cit.*), o registro sedimentar da Bacia de Santos indica que o soerguimento da Serra do Mar começou a 90Ma. Com base nos dados de traço de fissão, Vignol-Lelarge *et al.* (1994) obtiveram uma idade de 86Ma para o soerguimento da região do Arco de Ponta Grossa. Dados mais recentes de traço de fissão de apatitas sugerem que a região da serra da Mantiqueira e adjacências devem ter sofrido soerguimento de 2 a 6km desde o Cretáceo Inferior (Gallagher *et al.*, 1995), e as fases principais de resfriamento, que indicam o aumento das taxas de soerguimento, teriam ocorrido durante o Cretáceo (120-100 e 85-70Ma), o Paleoceno e o Neógeno (Tello Saenz *et al.*, 2003; Hackspacher *et al.*, 1999). Os processos erosivos na região de soerguimento e o peso da pilha vulcano-sedimentar na Bacia de Santos levaram à instalação de um campo de stress *self-supported*, que gradualmente tem acentuado a elevação da área emersa e a subsidência na bacia, com um desnível da ordem de 15km do topo da Serra da Mantiqueira até a base da Bacia de Santos (Almeida *et al.*, 2000).

CONTEXTO GEOLÓGICO LOCAL

O Maciço Ponte Nova encontra-se hospedado em diferentes unidades pré-cambrianas, numa região de contato entre os domínios das faixas móveis neoproterozóicas Ribeira e Brasília, estando localizado na porção oriental da Serra da Mantiqueira.

Na porção N e NW do maciço Ponte Nova, conforme Cavalcante *et al.* (1979), encontra-se encaixado na Associação Paraíba do Sul, em seu Complexo Piquete, sendo este representado nestas adjacências por migmatitos estromáticos, metabasitos, anfibólio-biotita gnaisses, biotita gnaisses e quartzitos. No restante das adjacências do Maciço, encontram-se rochas da Associação Barbacena, no seu Complexo Paraisópolis, representado principalmente por granitos e granitóides porfiróides metassomáticos em sua maioria, além de migmatitos bandados e granitos gnáissico. Esta unidade é interpretada como unidade granitóide sintectônica de fácies Cantareira (IPT, 1981). Santoro (1998) define este corpo granítico como suite Serra Preta. Em termos geoquímicos, os granitos da suíte Serra Preta constituem uma seqüência cogenética calcio-alcalina monzogranítica de alto potássio, meta- a peraluminosa, gerada em ambiente compressivo.

Todas as encaixantes tem contatos entre si delimitados por falhas, sendo que nas cercanias do maciço a falha que os delimita é a falha de Campos do Jordão. Estas encaixantes representam conjuntos policíclicos, submetidos a estágios tectono-termais bastante ativos. Na *figura 03* é apresentado, conforme Cavalcante *et al. (op cit.)*, a distribuição do maciço Ponte Nova em meio às suas diferentes encaixantes.

GEOLOGIA E PETROGRAFIA

O maciço Ponte Nova é composto eminentemente de rochas máficas a ultramáficas de caráter cumulático predominante. Ocupa a morraria drenada pelos rios Preto/Grande e Sapucaí-Mirim, para sul da confluência destes, entre altitudes de 900m e 1200m.

Na *figura 04* apresenta-se o mapa de pontos, onde se encontram plotados os pontos de coleta de amostra utilizados nos trabalhos de campo realizados neste trabalho, bem como os controles dos trabalhos de Alves (1978) e Ruberti *et al. (1993)*. A *figura 05* apresenta o mapa geológico do maciço, juntamente com a localização de diques e algumas feições estruturais principais, assim como os perfis geológicos esquemáticos das rochas do maciço. Os contatos entre o maciço e as encaixantes são inferidos por aspectos geomorfológicos e de afloramentos. As encaixantes mais próximas apresentam, na maioria dos casos, declividades e altitudes mais acentuadas que as rochas do maciço. Em outros casos, pôde-se encontrar mistura de blocos em zonas de drenagem (e.g., rga-39, rga-40, rga-66, rga-124). Também, são encontrados matacões do embasamento em algumas regiões das cristas de morros que possuem rochas gábricas na sua base. Estas ocorrências, que também foram mapeadas, poderiam ser representativas de *roof pendants* na câmara magmática.

Com relação aos tipos de afloramento encontrados, a maioria destes ocorre sob forma de blocos, muitos não *in situ*, porém tudo indica que estejam relativamente próximos de seus locais de origem. Em alguns locais os blocos e matacões estão *in situ* (e.g., rga-26, rga-83, rga-121), e mesmo pedreiras são observadas (rga-01, rga-117). Desta forma, há subsídios relevantes que permitem a construção de um mapa faciológico da área. Neste sentido, os contatos entre as fácies são em sua maioria inferidos, procurando-se levar em consideração os principais lineamentos estruturais definidos por estudos de sensoriamento remoto. A maioria destes lineamentos corresponde às principais linhas de drenagem do maciço e que devem corresponder a falhamentos sin- a pós-magmáticos .

As rochas cumuláticas melanocráticas e ultramáficas ocorrem associadamente e são maioria no maciço. Na tentativa de reconstrução da possível estratigrafia do maciço, notou-se inicialmente que, à medida que se acompanha a elevação topográfica, as rochas têm uma tendência geral se de apresentarem mais félsicas e com uma menor granulação em relação à base dos morros.

De certa forma, estas características seriam compatíveis com a das principais intrusões acamadadas descritas na literatura (e.g., Skaergaard, Rhum, Kokklen), apresentando em suas porções basais (por assim dizer) rochas ultramáficas a melanocráticas. Porém, conforme a classificação de Wager *et al. (1960)* utilizada para estas rochas, não são encontradas as variantes “*adcumuláticas*” descritas e predominantes nestes complexos; apenas rochas que seriam classificadas como “*mesocumuláticas*” a “*ortocumuláticas*”. Apesar disso, é sob a luz da geologia destes complexos que o mapa geológico foi construído. Principalmente na área principal são encontradas exposições *in situ* ou conjuntos de blocos bem distribuídos topograficamente que permitem a subdivisão em diferentes fácies que têm como controle a topografia e lineamentos estruturais. Por vezes, tais controles já possibilitam a caracterização de pulsos magmáticos isolados, enquanto que em outras regiões os elementos não são tão diagnósticos. A tabela A01 em

Figura 03. Mapa Geológico da Região de Santo Antônio do Pinhal - Sapucaí-Mirim, em que se insere o maciço Ponte Nova, conforme Carta Geológica do Projeto Sapucaí - CPRM (Cavalcante et al., 1979).

Figura 04. Mapa de pontos de afloramentos e coleta de amostras do maciço Ponte Nova

Figura 05. Mapa Geológico e perfis do maciço Ponte Nova.

Figura 05. Mapa Geológico e perfis do maciço Ponte Nova. Continuação.

anexo apresenta as análises modais para as diferentes fácies descritas a seguir.

Fácies Cumulatos ultramáficos - UMFc

Na região intermediária entre as porções nordeste e centro-norte do maciço ocorrem *olivina clinopiroxenitos a clinopiroxenitos com olivina* ($M > 90$). Apresentam estrutura maciça e textura cumulática, inequigranular variando de granulação média a grossa (predominando a grossa), com os cristais maiores de até 1,5 cm. O clinopiroxênio (opticamente variável entre diopsídio e titanoaugita) é a principal fase cumulus, com olivina subordinada. Sobrecrecimentos com variação composicional dos cristais cumuláticos (conforme indicam estruturas zonadas) preenchem grande parte dos interstícios entre estes cristais. Em algumas amostras também se fazem presentes cristais cumuláticos de óxidos (ti-magnetita e ilmenita) em proporções bastante restritas e subordinadas às outras fases cumuláticas. Quando presente, a única fase félsica encontrada é o plagioclásio. Na porção NE da área ocorrem rochas com a mesma textura porém com elevada concentração relativa de fases máficas hidratadas intersticiais e substituindo os cristais de clinopiroxênio, conforme indicado por texturas de corrosão (anfíbólio e biotita até 28% modal). São classificadas como *olivina-kaersutita clinopiroxenitos a biotita-kaersutita clinopiroxenitos com olivina*. Aspectos petrográficos principais desta fácies são apresentados na *figura 06*.

Fácies Cumulatos Melagábricos –MLGc

São as rochas que mais afloram no maciço. Na porção central, afloram *olivina melagabros a melagabros com olivina* ($67 < M < 86$) e apresentam textura inequigranular fina a grossa (predomínio de granulação média), com cristais maiores de clinopiroxênio e olivina com dimensões de 1,2cm e 0,5cm, respectivamente (*figuras 07a-e*). Óxidos de Fe-Ti também são encontrados em concentrações restritas. O plagioclásio, fase félsica principal, apresenta cristais prismáticos a ripiformes euédricos, zonados, com dimensões submilimétricas e bordas com sobrecrecimento mais albitico. Em algumas poucas amostras encontram-se feições sugestivas de início da cristalização tanto de óxidos de Fe-Ti quanto de plagioclásio nos estágios intermediários a finais de cristalização do piroxênio, neste casos sugerindo participação destes minerais na assembléia cumulus. Intersticialmente às fases cumulus, além de plagioclásio e óxidos, ocorrem feldspato alcalino, máficos hidratados (com biotita predominando sobre anfíbólio) e nefelina.

Os principais afloramentos do maciço encontram-se nesta fácies, inclusive contando com uma pedreira de mais de 60m de extensão. Esta fácies possui, conforme os afloramentos *in situ* (e.g., rga-116, rga-165C), rochas extremamente inequigranulares (com anfíbólio predominando sobre biotita) e evolui até níveis com granulação mais restrita e praticamente equigranular. Estas rochas têm granulação predominantemente média e dominam as ocorrências.

Na região sul-sudoeste do maciço estas rochas passam a apresentar uma maior concentração de félsicos intersticiais, com o desenvolvimento de textura poiquilitica em plagioclásio, feldspato alcalino, biotita e anfíbólio (*figuras 07f, g*). Alguns blocos ultramáficos que ocorrem nesta região, acham-se subordinados aos melagabros na escala de afloramento. Esta associação encontra-se separada da morraria central do maciço por lineamentos estruturais, interpretados como falhamentos. Poderia inclusive estar associados a outro pulso magmático, porém representam um mesmo tipo de litotipo que o da morraria central.

Variedades com uma concentração maior de máficos hidratados (rga- 133, rga-85 e rga-102) também são encontradas nesta fácies, associadas à região norte do maciço.

Figura 06. UMFc - Fácies Cumulatos Ultramáficos. A) Aspecto macroscópico de olivina-kaersutita clinopiroxenito cumulático (amostra RGA-141). Aspectos texturais microscópicos: B), C) D) Cumulato de clinopiroxênio e olivina de preenchimento pós-cumulático associado principalmente ao sobrecrecimento das fases *cumulus*, com biotita e plagioclásio e opacos intersticiais (rga-117, rga-01f e rga 57, respectivamente); E) Cumulato com sobrecrecimento das fases *cumulus* e substituição pós-*cumulus* por kaersutita e biotita, com opacos e plagioclásio ocorrendo subordinadamente (rga-141). N//, lado Maior=1,02cm.

Figura 07. MLGc - Fácies Cumulatos Melagábrios. A), Foto de pedra em rodovia SP-42. B) e C) Aspectos macroscópicos de olivina melagabros cumuláticos com textura inequigranular média a grossa, com bolsões e venulações de minerais félsicos (rga-01a). Aspectos texturais microscópicos: D) e E), Cumulato de clinopiroxênio e olivina com aumento da cristalização de novas fases (plagioclásio, opacos, anfibólio e biotita) no preenchimento intercumulus em relação a UMFc (rga-01a); F) e G), Cumulato apresentando ainda maior porcentagem de intercumulus associado à cristalização de novas fases, com maior desenvolvimento de plagioclásio e feldspato alcalino (por vezes poiquilíticos), além de biotita (rga-58B). N//, D e F; NX, E e G; lado maior = 1,02cm.

Na região Leste do corpo, já próximo do contato com o embasamento e com o corpo brechóide (rga-46, rga-47) as rochas não possuem olivina, e além disso, apresentam uma textura inequigranular fina a média e laminação ígnea pronunciada, com cristais de piroxênio e plagioclásio euédricos estando orientados segundo direção preferencial. Neste caso as rochas foram classificadas como *melagabros laminados* ($M=73\%$). (figura 08). A ocorrência destas rochas acha-se restrita a um pequeno morrote, que em sua base possuem rochas da fácies cumulos ultramáficos (UMFc).

Fácies Cumulos Melagábricos Cimentados – MLGc-C

Nas cotas intermediárias entre o topo e a base dos morros ocorrem rochas ainda caracterizadas como cumuláticas porém com uma maior concentração relativa de minerais intersticiais, por vezes poiquilíticos. Assim se dá na região leste e norte do maciço (rga-46, rga-87 e 89) onde as rochas tem uma textura inequigranular, variando de fina a grossa, porém predominando a granulação média (figura 09a). Nestas regiões, as principais fases intersticiais são as máficas hidratadas (anfibólio e biotita), podendo ser classificadas como *anfibólio-olivina melagabros*. Na porção centro-sul porém, nota-se que os cristais intersticiais e por vezes poiquilíticos de plagioclásio e de feldspato alcalino predominam sobre as fases máficas finais (figura 09b). Na região leste-sudeste do pulso principal do maciço ocorrem *olivina melamonzodioritos com nefelina* ($M\sim 70\%$). Apresentam características semelhantes às rochas cumuláticas acima descritas, porém com uma concentração bem mais elevada de olivina ($>20\%$, figura 09c,d). Apenas em algumas variedades ultramáficas foram encontradas concentrações tão expressivas deste mineral. Tanto os cristais de piroxênio (principal fase máfica cumulática) quanto os de olivina são euédricos a subédricos e, na maioria dos casos, com estruturas zonadas. Em alguns casos, os minerais opacos (titanomagnetita e ilmenita, principalmente) também fazem parte da assembléia cumulus, sendo encontrados muitas vezes inclusos nos sobrecrecimentos dos cristais de piroxênio. Plagioclásio, principal fase félsica, apresenta, em alguns casos, cristais ripiformes bem desenvolvidos e, na maioria, cristais poiquilíticos a amebóides intersticiais, assim como feldspato alcalino e nefelina.

Fácies Gabros porfiríticos – GBPf

Ocorrem na região central do maciço, próximas às cristas dos morros, sendo representados por *monzogabros com nefelina porfiríticos*. São poucos os afloramentos encontrados. Apresentam textura inequigranular porfirítica, sendo localmente seriada, com granulação variando de fina a média (figura 10). Nota-se em algumas destas rochas uma maior concentração de biotita intersticial (rga-83); em outras a principal fase final é o feldspato alcalino, ocorrendo sob forma de mesóstase, e estando bem preservada (rga-115c, rga-113). Nas variedades porfiríticas, os fenocristais registrados são de clinopiroxênio em alguns casos, sendo estes até centimétricos, e de plagioclásio, em outros, atingindo estes até 5 mm. Cristais de olivina, quando ocorrem, aparecem apenas inclusos nos fenocristais de piroxênio ou manteados por coroa de piroxênios. Os cristais de biotita aparecem bem desenvolvidos, embora ainda sejam poiquilíticos, chegando até a 2mm. Além disso, este mineral também aparece consumindo cristais cumulus de piroxênio, não sendo tal alteração observada em cristais de piroxênio da matriz.

O plagioclásio forma cristais subédricos a euédricos ripiformes, com granulação de 0,3 até 5mm, sendo a principal fase presente na maioria das rochas. Nefelina e feldspato alcalino são intersticiais, como nos demais litotipos, e formam cristais subédricos a anédricos, geralmente de aspecto amebóide.

Figura 08. MLGc - Variedade Melagabros Laminados. Em A), B) e C) observam-se aspectos macroscópicos indicativos da orientação dos cristais de clinopiroxênio. Microscopicamente, (D e E) nota-se também a orientação de cristais ripiformes de plagioclásio e mesmo de alguns opacos. A), B) rga-47; B) lado menor=2,13cm. C), rga-46b, lado menor=2,06cm. D) e E), rga-47, lado maior=1,02cm; N//, D; NX, E.

Figura 09. MLGc-C - Fácies Cumulatos Melagábricos Cimentados. Aspectos texturais microscópicos indicam uma maior contribuição da assembléia *intercumulus*, com minerais *cumulus* já apresentando caráter mais próximo ao porfirítico, sendo ainda mais nítida as áreas de sobrecrecimento pós-*cumulus* nestes minerais. A) rga-87b; B) rga-116a. C) e D) rga-163. N//, A e C; NX, B e D; lado maior=1,02cm.

Figura 10. GBPf - Fácies Gabros Porfíricos. A) Aspectos macroscópicos de monzogabro com nefelina porfíritico (rga-83). Aspectos texturais microscópicos (B e C) indicam ainda mais claramente o caráter porfíritico, com elevada concentração de plagioclásio ripiforme e biotita intersticial na matriz (rga-83). N//, B; NX, C; lado maior=1,02cm.

Figura 11. GBEq - Fácies Gabros Equigranulares. A) Aspectos macroscópicos já apresentando o caráter equigranular predominantemente médio (rga-120). Aspectos microscópicos (B e C - rga-120) ainda indicam textura inequigranular, porém já sem o aspecto porfíritico pronunciado de GBPf. N//, B; NX, C; lado maior=1,02cm.

Na região leste do maciço, há ocorrência de blocos com características semelhantes e que são correlacionáveis com às da morraria principal. Estes foram classificados como gabros laminados com nefelina (rga-46; M≈55%). O caráter cumulático já não é tão pronunciado nestas rochas.

Fácies Gabros equigranulares - GBEq

Na região de crista da morraria central do maciço são encontradas variedades ainda mais félsicas, de aspecto equigranular predominante, com granulação média a fina. Estas rochas foram também classificadas como monzogabros com nefelina (*figura 11*). Os cristais de plagioclásio são ripiformes em sua maioria, enquanto que os de piroxênio variam entre subédricos a euédricos. Os minerais opacos (óxidos de Fe-Ti) são encontrados subordinadamente à plagioclásio e piroxênio. Feldspato alcalino e nefelina são encontrados intersticialmente, em alguns casos associado à mesóstase félsica. Em relação à fácies anterior, a principal variação é textural, adquirindo um aspecto mais fino e mais equigranular. Novamente, poucos afloramentos são encontrados. Pontualmente nessa região, encontram-se rochas eminentemente félsicas, com textura traquítica cumulática. Estas variedades encontram-se sempre bastante alteradas, porém com texturas bem preservadas, com cristais ripiformes centimétricos.

Estas últimas indicam uma acumulação de plagioclásio na câmara magmática, de forma que podem representar ou um acamadamento formado por correntes de convecção ou estaria relacionado com a flutuação (ou flotação), por diferença de densidade, de cristais formados precocemente dentro da câmara magmática, acumulando-se na região superior desta. Este tipo de feição é registrado em exemplos clássicos de intrusões acamadadas, como Skaergaard e Rhum (Wager & Brown, 1968; McBirney, 1995). Tais variedades félsicas peculiares talvez possam representar um volume ainda maior, porém não preservado pela ação intempérica.

Rochas relativamente mais félsicas (M<60) também são encontradas associadas à porção norte deste pulso, junto às rochas eminentemente melagábricas (rga-93 e rga-94), com textura orientada. Provavelmente, diante da posição estratigráfica que ocupam podem representar a cristalização de líquidos evoluídos que migrariam por correntes de convecção, e que teriam formado possíveis bandamentos localizados de escala métrica.

Fácies Gabros bandados – GB-Bnd

Na região SSE do maciço encontra-se um aglomerado de blocos, um provável “bota-fora”, possivelmente formado na ocasião da construção da estrada SP-42. Porém, pelo tamanho dos blocos (escala métrica) é razoável crer que estes estejam muito próximos de sua região de origem. Abrangem uma relevante faixa adjacente à estrada (rga-34, rga-35, sm-10, sm-11, mt-61, sm-48) de inúmeros blocos e matacões de rochas com acamadamento ígneo.

As rochas bandadas, apresentando principalmente acamadamentos modais (diferenças mineralógicas), contrastam bandas até clinopiroxeníticas com bandas ora anortositicas ora monzodioríticas, com máficos intersticiais. Também, acamadamentos granulométricos são encontrados, alternando gabros inequigranulares grossos com gabros inequigranulares finos a médios. Estes bandamentos variam numa faixa de 5 a 20 cm, alternando camadas mais máficas e mais félsicas (*figuras 12a e 12b*). Observa-se nestes acamadamentos estruturas planares, estratificações cruzadas, cruzadas acanaladas, estruturas de escavação e truncamento de camadas (*figura 12c*). Em grande parte destes bandamentos nota-se pronunciada laminação ígnea (*figura 12d*), com cristais de feldspato (nas bandas félsicas) e de piroxênio (nas bandas máficas) ocorrendo de forma orientada. Estas rochas são cortadas por microdiques félsicos, que possuem espessura máxima de 3 cm.

Figura 12. GB-Bnd. Fácies Gabros Bandados. Fotos de aspectos macroscópicos gerais indicam estratificações plano-paralelas (A, B e D) e acanaladas (C), ora com alternância marcante de camadas máficas e félsicas (A,B, C), ora com bandamentos menos expressivos, e uma laminação ígnea mais pronunciada (D) das variedades encontradas na porção SSE do maciço (ponto rga-35). Aspectos texturais microscópicos das bandas leucocráticas (E e F) indicam a acumulação de cristais orientados e ripiformes de plagioclásio (sm-10). Fotomicrografias: N//, E; NX, F; lado maior = 1,02cm.

Logo no início desta ocorrência, observam-se blocos estratificados com grande quantidade de enclaves. Estes enclaves são predominantemente gábricos mais máficos e geralmente angulosos. Enclaves félsicos arredondados também são encontrados. Todos estes podem representar autólitos de uma mesma câmara magmática. Uma segunda possibilidade seria que estes tipos de gabros cumuláticos poderiam representar diferentes pulsos magmáticos na região. Neste caso, estes enclaves também poderiam ser entendidos como xenólitos.

As bandas leucocráticas a anortosíticas mantêm o caráter cumulático, apresentando textura traquítica inequigranular seriada, com cristais de plagioclásio orientados variando entre 0,8 e 4mm. Pela composição mineralógica, estas rochas podem ser definidas como *leucodioritos com nefelina* (figura 12e e 12f), e *monzodioritos com nefelina*.

A principal fase cumulática destas bandas é o plagioclásio (labradorita e bytownita na maioria dos núcleos dos cristais), apresentando-se sempre como cristais euédricos, ripiformes. Também como fases cumuláticas, encontram-se opacos e apatita, em dimensões abaixo dos 0,5mm e em concentrações reduzidas. Em algumas bandas, ocorrem esporadicamente cristais precocemente formados de clinopiroxênio e olivina, que chegam a atingir até 5mm. Nestas, os cristais de olivina são subédricos, apresentando bordas de reação formadas por opacos e provável clorita. Os cristais cumulus de piroxênio apresentam núcleos de diopsídio e bordas de sobrecrecimento com características de titanaugita.

Como fases intercumulus nestas rochas, além dos sobrecrecimentos das fases cumuláticas, ocorrem piroxênio, olivina, opacos, biotita (principalmente como bordas de opacos), feldspato alcalino, nefelina e, em alguns casos, minerais isótropos. Apatita também pode ocorrer em concentração bastante reduzida. Seguindo os critérios de Hunter (1996), estas rochas são quase completamente densificadas ou altamente densificadas.

Os bandamentos gábricos a melagábricos apresentam textura inequigranular seriada, variando de granulação média a grossa para a assembléia cumulus principal. Apresentam características cumuláticas iguais às descritas nas fácies anteriores. Podem ser classificadas, na maioria dos casos, como *meladioritos com nefelina*.

Rochas bandadas também são encontradas no quadrante NW do maciço, associadas a *monzodioritos com nefelina*. Possuem textura variando de inequigranular média a grossa ($35 < M' < 50$) até rochas bandadas praticamente equigranulares com granulação média, alternando-se bandas leucocráticas e melanocráticas. As rochas bandadas ocorrem em restrita faixa de noroeste a norte do maciço, próximas de seu contato com o embasamento gnáissico. Tais bandas são na maioria dos casos irregulares, por vezes descontínuas, com espessura máxima, nos casos mais evidentes, de 4 cm.

Predominam porém, nesta região, rochas inequigranulares de granulação média a grossa (figura 13) sem bandamentos, onde os cristais de plagioclásio são bem formados, ripiformes, às vezes com dimensões de até 1cm e possuem concentração igual ou maior que os cristais de clinopiroxênio cumuláticos (diopsídio a titanaugita, sempre com estruturas zonadas complexas). Além destes minerais, a assembléia cumulus é formada em algumas amostras, por minerais opacos (submilimétricos de aspecto granular) e, em outras, por olivina. No entanto, em muitos casos a olivina ocorre apenas inclusa nos cristais de piroxênio, podendo atingir até 2,4mm. Quando ocorre como fase cumulática, apresenta-se em dimensões bastante reduzidas, até submilimétricas. Os opacos são principalmente titanomagnetitas com “oxi-exsoluções” de ilmenita, associados à ocorrência de cristais deste mesmo mineral sem estruturas de exsolução, ilmenita livre e sulfetos (em sua maioria pirita).

Os cristais não cumuláticos de plagioclásio são intersticiais, em sua maioria variando de anédricos a subédricos. Na assembléia intercumulus, além das três fases cumuláticas principais (piroxênio, plagioclásio, opacos), encontram-se feldspato alcalino, biotita e nefelina, em alguns casos com desenvolvimento poiquilítico envolvendo as fases mais finas. Nestas rochas, a biotita também ocorre associada à alteração de olivina e de opacos. Além disso, a biotita pode exibir cristais subédricos a euédricos quando em contato com feldspato alcalino e nefelina.

Nas rochas bandadas, estes aspectos texturais também se mantêm, diferindo apenas na concentração dos cristais cumuláticos principais: nas bandas melanocráticas concentra-se o piroxênio, nas leucocráticas plagioclásio.

Para as duas regiões do maciço mencionadas, nota-se que a ocorrência de rochas bandadas está associada a rochas mais félsicas próximas do contato com o embasamento granítico. Desta forma, podem estar associadas a uma ação mais efetiva de correntes de convecção junto dos limites do corpo. A ação de correntes de convecção é confirmada pelas estruturas de truncamento de camadas e estratificações presentes nestas rochas.

Também, próximo do contato com a encaixante, pode-se observar a interação destas rochas com a encaixante: são encontrados xenólitos do embasamento totalmente arredondados, com extensas bordas de reação, interagindo com o magma alcalino (e.g., rga-08, rga-72).

Associados às rochas bandadas da região SSE do maciço também ocorrem melamonzonitos com nefelina a melamonzogabros com nefelina ($70 < M < 78$). Apresentam textura inequigranular média a grossa e aspecto cumulático pronunciado, predominando a granulação grossa nos cristais da fase cumulus principal (clinopiroxênio), com muitos cristais chegando a dimensões de 1,5 cm (*figuras 14a*). A olivina, também cumulática, encontra-se em concentrações bastante reduzidas. O plagioclásio apresenta geralmente cristais prismáticos a ripiformes euédricos, zonados, com dimensões submilimétricas e bordas de sobrecrecimento mais albiticas. Sua cristalização inicia-se nos estágios intermediários a finais de cristalização do piroxênio, podendo também ser considerada uma fase cumulática secundária (*figuras 14b e 14c*). Cristais intersticiais quase poiquilíticos de plagioclásio também ocorrem esporadicamente. Já o feldspato alcalino aparece como fase intersticial principal (em relação à biotita e nefelina), apresentando também cristais poiquilíticos sem nenhum tipo de exsolução.

Além disso, ocorrem nesta região também variedades “pegmatóides”, (relativamente mais félsicas), com cristais máficos cumuláticos atingindo até 3 cm (*figura 14d*). Nestas variedades, as estruturas zonadas dos cristais de piroxênio são perfeitamente visíveis. Olivina também ocorre nestas rochas, com a maioria dos cristais inclusos em cristais maiores de piroxênio, embora alguns representem fase cumulática.

Rochas com características semelhantes a estas são encontradas localmente na porção NW do maciço (rga-90), em região de crista de morro.

Fácies Rochas de Matriz Fina – GB-Mf

Na região Sul e sudeste da área principal, na região de contato com o embasamento granítico, encontram-se aflorando blocos de rochas porfíricas (em alguns casos até cumuláticas) com matriz de granulação muito fina, e rochas inequigranulares de granulação fina (*figura 15*). Petrograficamente são classificadas como olivina melagabros com nefelina, melamonzogabros com nefelina e microgabros com olivina.

Por se tratar de uma região de contato, é de se esperar que nas bordas ocorra a predominância de rochas de granulação mais fina, estando assim estas rochas perfeitamente enquadradas na evolução do maciço, devendo ser os representantes mais próximos a uma fácies de borda do maciço.

Figura 13. GB-Bnd - Fácies Rochas Bandadas. A) Aspecto macroscópico de monzodiorito com nefelina (rga-126) encontrado na região NW do maciço, apresentando laminação ígnea pronunciada. Aspectos texturais microscópicos (B e C; rga-126) indicam a participação do plagioclásio na assembléia *cumulus*, sendo que em alguns pontos bandamentos são encontrados. Fotomicrografias: N//, B; NX, C; lado maior=1,02cm.

Figura 14. GB-Bnd. Fácies Gabros Bandados. A) Aspecto cumulático de melamonzonitos com nefelina (rga-65) associados às rochas bandadas da região SSE do maciço. Aspectos texturais microscópicos (B e C; rga-65) apresentam os cristais *cumulus* de clinopiroxênio e *intercumulus* formado predominantemente por plagioclásio ripiforme e feldspato alcalino e nefelina intersticiais, além de anfibólio, biotita, opacos e apatita. Em D) encontra-se foto de variedade gábrica pegmatóide (rga-34d), com cristais de clinopiroxênio maiores que 3cm. Fotomicrografias: NX, B e C; lado maior=1,02cm.

Figura 15. GB-Mf - Fácies Rochas de Matriz Fina. Em A) e B) encontram-se aspectos macroscópicos dos olivina microgabros melanocráticos com nefelina porfíricos de matriz muito fina (A, rga72b, lado menor 1,7 cm) a fina (B, rga-72d, lado menor=1,66cm). Aspectos texturais microscópicos mostram olivina e clinopiroxênio como fenocristais em matriz até submilimétrica formada eminentemente por minerais félsicos, biotita e opacos. Fotomicrografias: C e D, rga-72b; E e F, rga-35d; N//, C e E; NX, D e F; lado maior=1,02cm.

Nas variedades porfíricas, os fenocristais são essencialmente formados por olivina e piroxênio. Nota-se que nas rochas de matriz muito fina, predominam os fenocristais de olivina, nas rochas de matriz fina há um equilíbrio na distribuição destas fases, sendo que em alguns litotipos predominam os fenocristais de piroxênio. Nas rochas inequigranulares, há uma redução bastante significativa na concentração de olivina, em detrimento de cristais mais desenvolvidos os de plagioclásio e de piroxênio. Estas rochas foram classificadas como monzogábricas (rga-74).

Nas rochas porfíricas de matriz fina, os fenocristais possuem por vezes variação granulométrica entre 2 mm até 7mm, enquanto a matriz destas rochas varia de 0,2 a 0,6mm. Nas rochas de matriz muito fina, os fenocristais possuem dimensões variando entre 0,6 a 3mm, com matriz variando entre 0,05 a 0,08mm. Nas rochas inequigranulares a variação granulométrica ocorre entre 0,3 a 3mm.

Minerais opacos ocorrem apresentando aspecto granular, geralmente anédricos, na matriz das rochas porfíricas, ou como fases mais finas nas rochas inequigranulares. Como fases mais intersticiais, ocorrem feldspato alcalino, nefelina, biotita e anfibólio. Invariavelmente, todos estes minerais intersticiais têm desenvolvimento poiquilítico. A apatita nestas rochas apresenta cristais alongados, muitas vezes aciculares, porém em concentrações extremamente reduzidas.

Digno de nota também é a ocorrência de venulações félsicas, de composição nefelina sienítica, com espessura máxima de 2 cm e contatos um tanto sinuosos, cortando as rochas porfíricas. Tais venulações provavelmente representam líquidos residuais finais que sofrem migração pelo mecanismo de *filter pressing*.

Fácies Kaersutita-óxido-apatita clinopiroxenitos – Umf-PO

Ocorre na região oeste do maciço, associada com as rochas melagábricas (fácies MLGc) do sudoeste. A ocorrência destas rochas é bastante restrita, limitada a uma área subcircular e abrangendo um pequeno morrote com topografia mais acentuada que as rochas melanocráticas à sua volta. Caracteriza-se pela elevada concentração de anfibólio poiquilítico (com biotita subordinada), opacos (óxidos de Fe e sulfetos) e apatita (*figura 16*). O único félsico presente é o plagioclásio, porém, em concentração bastante reduzida. O formato da ocorrência, a densidade extremamente elevada em relação aos tipos anteriores e as características texturais sugerem algum processo bastante peculiar para a formação destas rochas.

Fácies Área de Exposição Sul –GB-Sul e MZ-Sul

Os contornos já delineados para esta ocorrência (nos contatos desta com a encaixante) levam em consideração controles geomorfológicos e de afloramento. Segundo estes, nota-se que rochas gábricas ocorreriam nas regiões mais baixas, até a região de meia encosta (*figura 17a*), onde há uma quebra no relevo e subsequente declive abrupto onde afloram rochas do embasamento. Esta exposição (área aproximada de 1km²) encontra-se separada da principal (em superfície) pelo embasamento granítico.

Nesta região, é difícil diferenciar fácies com algum controle geomorfológico significativo. Deste modo, prefere-se comentar as rochas deste corpo como referentes a uma mesma unidade principal.

As rochas que afloram melhor e com maior frequência neste corpo satélite são classificadas como melamonzonitos com nefelina (*figura 17b*). Nestas rochas, predomina o caráter porfírico com matriz de granulação fina a média, com fenocristais euédricos de piroxênio e olivina, de dimensões variando entre 3 e 8mm. Nota-se que a maioria dos cristais de olivina (fenocristais) apresenta bordas formadas por agregados de minerais opacos. São rochas

Figura 16. Umf-PO - Fácies kaersutita-óxido-apatita clinopiroxenitos. Aspectos texturais microscópicos mostram a ocorrência de anfibólio poiquilítico com inclusões de apatita e opacos além da textura de corrosão em cristais de clinopiroxênio. Fotomicrografias: A e B, rga-121d.; C, rga-165d; N//, lado maior=1,02cm.

bastante semelhantes às da fácies gabros porfiríticos (GBPf) que ocorrem na região central da área principal do maciço.

Na matriz (*figura 18a e 18b*), os cristais de plagioclásio, ripiformes em parte, e os cristais de opacos, granulares subédricos a anédricos, além dos cristais de apatita, granulares e aciculares, possuem dimensões variando entre 0,2 e 0,5mm. Porém, nela predominam minerais intersticiais com formas anédricas e irregulares (plagioclásio com menor teor de An, feldspato alcalino, nefelina e biotita), variando entre 0,3 e 0,8mm. Destas fases finais, o principal mineral encontrado é o feldspato alcalino, na forma predominantemente de cristais poiquilíticos, incluindo os demais minerais da matriz (plagioclásio, opacos, apatita). Algumas destas variedades porfiríticas (*figuras 18c e 18d*) apresentam enclaves máficos e félsicos, muitos sendo representativos de rochas gábricas cumuláticas semelhantes às da área principal (e.g., rga-27.1).

É neste pequeno corpo que ocorrem uma das variedades mais evoluídas encontradas no maciço, que atingem o campo dos monzonitos com nefelina (MZ-Sul; sm-13 e rga-18, *figura 17c*). Trata-se de uma ocorrência local que aflora como matações *in situ*. São rochas mesocráticas a leucocráticas, de textura inequigranular porfirítica com fenocristais de plagioclásio e feldspato alcalino geralmente variando de 2mm a 1cm na maioria dos casos.

Possuem como principais máficos o piroxênio, na forma de cristais euédricos com até 4mm, o anfibólio, com pleocroísmo acastanhado a marrom-alaranjado que substitui a maioria dos piroxênios, e, principalmente, a biotita, que apresenta-se exibindo textura poiquilítica e também como cristais precocemente formados, subédricos a euédricos, zonados e alongados, com dimensões até centimétricas. Quanto aos opacos, ocorrem titanomagnetita com lamelas de “oxi-exsolução” de ilmenita, e sulfetos (principalmente pirita), todos submilimétricos. Não são encontrados cristais de olivina. Carbonatos, também intersticiais, ocorrem como possível substituição deste mineral.

Cristais de plagioclásio, que são predominantemente euédricos e ripiformes, chegam até a 5mm. Feldspato alcalino e nefelina são poiquilíticos e atingem, respectivamente, até 8mm e 4mm, sendo irregulares a amebóides em seus formatos. (*figuras 18e e 18f*).

Estas rochas monzoníticas (MZ-Sul) exibem, em certos blocos, granulação muito grossa, com cristais de feldspato alcalino, plagioclásio e biotita de até 2cm. As feições mineralógicas e texturais sugerem que este litotipo represente uma evolução das rochas melamonzoníticas com nefelina encontradas neste mesmo corpo satélite (GB-Sul). Por exemplo, em rga-178, em rochas tipicamente melamonzoníticas, já se encontram como que bolsões irregulares semelhantes a estes monzonitos com nefelina com granulação média, sugerindo portanto uma evolução gradativa de variedades melanocráticas a félsicas.

Além disso, ocorrem pontualmente em afloramento *in situ*, rochas com grande quantidade de biotita poiquilítica, mesmo em variedades melanocráticas, definidas como melamonzodioritos com nefelina, e apresentando megacristais poiquilíticos zonados que de até 3 cm (rga-26, *figuras 17d e 17e*). A concentração de biotita nestas amostras é de aproximadamente 15%, enquanto que nos demais litotipos esta concentração diminui para menos de 3%.

Também, digno de nota é a ocorrência de blocos de rochas granulares finas, praticamente subvulcânicas, possivelmente representativo de algum dique tardi-magmático. São classificadas como melamonzonitos com nefelina de textura inequigranular fina, com cristais variando entre 2,4 e 0,2mm (rga-19). Estas rochas apresentam-se cortadas por bolsões e venulações extremamente félsicas, com quantidades relevantes de nefelina e com cavidades miarolíticas, representando provavelmente líquidos residuais finais. Além disso, apresentam enclaves em grande parte

A

B

C

D

E

Figura 17. GB-Sul e MZ-Sul - Fácies da área de exposição Sul. A) Foto apresentando a forma de ocorrência dos blocos (ponto rga-26). Aspectos macroscópicos de melamonzonito com nefelina (rga-178) e de monzonito com nefelina (C, rga-18B) são indicativos da textura inequigranular predominantemente média destas variedades. Aspectos texturais microscópicos dos melamonzodioritos com nefelina desta região (D e E; rga-26) chamam à atenção para cristais bem desenvolvidos e zonados de biotita. Fotomicrografias: N//, D; NX, E; lado maior = 1,02cm.

Figura 18. GB-Sul e MZ-Sul - Fácies da área de exposição Sul. Fotomicrografias: A) e B) (rga-178) apresentam melamonzodiorito com nefelina de textura inequigranular seriada a porfirítica; C) e D) apresentam melamonzonito com nefelina porfirítico de matriz inequigranular seriada com biotita bem desenvolvida poiquilítica (rga-27); E) e F), são representativas do monzonito com nefelina (rga-18 d) onde predominam cristais bem desenvolvidos de feldspato alcalino aos cristais de plagioclásio, enquanto que a nefelina ocorre intersticialmente. N//, A, C e E; NX, B, D e F; lado maior=1,02cm.

máficos, arredondados, que atingem 2 cm, sendo estes também de composição gábrica. As fases finais intersticiais destas rochas (feldspato alcalino, nefelina, e biotita) são na maioria dos casos poiquilíticas. Os cristais de piroxênio e plagioclásio são euédricos e subédricos e a concentração de olivina destas rochas já é bastante reduzida em relação às anteriores.

Fácies Pulso Norte - Gb-PN

Ocorrem no extremo norte do maciço *olivina melamonzodioritos a melamonzodioritos com olivina* ($65 < M < 76$) e devem representar, conforme indicam os controles geomorfológicos e as características petrográficas, um pulso diferenciado. Nas bordas aflorantes desta fácies (a sul) são encontradas rochas mais finas, de textura equigranular fina (rga-100, rga-135) e mesmo porfíricas de matriz fina (rga-88) com fenocristais de clinopiroxênio em granulação média predominante. No centro da fácies (correspondente às cotas topográficas mais elevadas) encontram-se rochas inequigranulares fina a média (com cristais esporádicos de granulação grossa), um pouco mais félsicas. O feldspato alcalino ocorre sempre intersticialmente, principalmente sob forma de uma mesóstase félsica. Além disso, a principal fase máfica hidratada que ocorre ainda em concentrações reduzidas é a biotita, que quando associada ao feldspato alcalino apresenta contatos subédricos a euédricos. Nefelina ocorre sempre intersticialmente ao plagioclásio. As características petrográficas macroscópicas e microscópicas destas rochas podem ser observadas na *figura 19*.

Fácies Pulso Leste - Gb-PL

Na porção centro-leste do corpo ocorrem *nefelina monzodioritos a monzodioritos com nefelina* ($50 < M < 58$). Pôde-se observar um certo zoneamento nesta fácies. Em cotas topográficas mais baixas (próximas ao rio) e próximo das bordas da fácies, em afloramentos *in situ*, são encontradas rochas um pouco mais máficas e porfíricas. Nas rochas imediatamente acima (topograficamente) das rochas mais máficas a textura continua a ser porfírica com matriz de granulação fina (*figura 20a*), porém bem mais félsica que as anteriores e apresentando grande quantidade de xenólitos gábricos cumuláticos e graníticos (*figura 20d*), além de enclaves máficos microgranulares arredondados (*figura 20c*). E, por fim, nas rochas aflorantes na porção sul-sudeste da fácies (afloramentos *in situ*) predomina a textura inequigranular seriada (*figura 20b*).

Nestas rochas inequigranulares, os cristais de olivina ocorrem sob forma anédrica, arredondada, envoltos por uma coroa de biotita, ou inclusa em cristais maiores de piroxênio, estando portanto instáveis com as fases finais. A variação granulométrica vai de 0,6 até 6mm. Além disso, os cristais de olivinas apresentam-se alterados em suas bordas para mineral de coloração verde (provável clorita ou mesmo serpentina). Como máfico principal encontra-se o clinopiroxênio (titanoaugita). Pelo menos em seus cristais mais bem desenvolvidos (até 7mm) o formato é euédrico, variando em muitos casos para subédrico e mesmo alguns anédricos são encontrados (talvez estes últimos representando possíveis xenocristais). Também, cristais nitidamente fraturados, com formas subédricas bastante angulosas são encontrados, podendo ser representativos de xenocristais incorporados a este magma. Nos cristais menores (submilimétricos), as formas variam entre subédricas e anédricas. A maioria dos cristais apresenta estruturas zonadas, com padrões bastante complexos em muitos casos. Comumente se observa geminação dos cristais, principalmente os de maiores dimensões.

Figura 19. Gb-PN - Fácies Pulso Norte. Aspectos macroscópicos de melamonzogabro com olivina (A; rga-97) indicam textura inequigranular média a grossa cumulática. Aspectos texturais microscópicos atestam a acumulação predominante de cristais clinopiroxênio (B a E; rga-41) que por vezes apresentam zoneamento oscilatório (B e C). O material *intercumulus* é formado principalmente por minerais félsicos, que em certas regiões formam uma mesóstase (D e E). Na região da crista do morro de tais ocorrências, nota-se a tendência para a diminuição da granulometria. Fotomicrografias: N//, B, D e F; NX, C, E e G; lado maior =1,02cm.

Figura 20. Gb-PL - Fácies Pulso Leste. A) Monzodioritos com nefelina (rga-29a) apresentando textura porfirítica onde predominam os fenocristais de clinopiroxênio. Em B) apresenta-se bloco destes monzodioritos com textura inequigranular seriada, cortado por dique afanítico (ponto rga-33). C) Detalhe de rga-29a apresentando enclave microgranular arredondado. D) Detalhe de rga-31f com xenólito arredondado do embasamento. Aspectos texturais microscópicos são apresentados em E) e F) confirmam o caráter porfirítico inequigranular (rga-29a). Fotomicrografias: N// E e F; E) lado maior = 1,02 cm. F) detalhe de E, lado maior = 3,2 mm.

Os opacos possuem cristais subédricos em suas fases mais bem desenvolvidas, enquanto que nas fases mais finas estes são praticamente anédricos. Em ambos os casos, porém, estes mantêm o aspecto granular.

O plagioclásio, principal félsico, apresenta cristais ripiforme, com formas subédricas a euédricas. Em sua maioria são zonados, apresentando geminação polissintética. Pelas estimativas do teor de anortita, alguns núcleos de cristais possuem composição labradorítica, e evoluem para composições predominantemente de andesina. O feldspato alcalino ocorre intersticialmente ao plagioclásio, com formas alongadas porém anédricas. Também intersticialmente, ocorrem olivina e mineral isótropo, provavelmente também representativo de fases feldspatóides como sodalita e analcima.

Todas estas características podem ser observadas nas *figuras 20a a 20d*.

Nas rochas porfíricas mais félsicas, a matriz é de granulação fina, com fenocristais de titanaugita e subordinadamente olivina (*figuras 20e e 20f*). Alguns fenocristais de plagioclásio também são encontrados, sendo estes ainda mais esporádicos, e com dimensões de até 3mm. Anfibólio e biotita também ocorrem nestas rochas, como fases intersticiais finais juntamente com feldspato alcalino e feldspatóides, apresentando todos estes formatos anédricos amebóides, apresentando feições indicativas de co-precipitação. Em alguns casos, principalmente a biotita é encontrada em cristais poiquilíticos, envolvendo os cristais da matriz. Em relação às rochas inequigranulares, nota-se que a grande diferença está relacionada a diminuição de concentração de cristais intermediários, e aumento de cristais submilimétricos, configurando a matriz fina destas rochas. A dimensão dos fenocristais é a mesma dos maiores cristais encontrados nas rochas inequigranulares. São encontrados nestas rochas xenólitos de composição granítica, que ocorrem envoltos por coroa de microcristais de augita.

Titanita ocorre como fase menor, nos estágios finais de cristalização, sendo totalmente anédrica. Apatita ocorre tanto associada aos cristais maiores de piroxênio quanto junto dos cristais menores. Os cristais deste mineral apresentam aspecto granular, arredondados, e na forma de agulhas, junto com os cristais menores e da matriz. Carbonatos, que ocorrem preenchendo alguns interstícios, e mesmo epidoto, que apresenta até microcristais euédricos sempre associados ao plagioclásio, parecem estar associados a alterações hidrotermais.

Nas rochas porfíricas mais máficas ($M < 50$), a principal diferença encontra-se no aumento na quantidade de fenocristais euédricos de piroxênio e olivina (*figura 21*). Também, nestas últimas, a grande maioria dos cristais de olivina não apresenta coroas de biotita quando em contato com os félsicos. O único acessório encontrado nestas rochas é a apatita. Além disso, estas rochas são cortadas por venulações predominantemente félsicas de composição nefelina monzosienítica, apresentando como máfico cristais alongados de biotita. Interpreta-se estas ocorrências como representativas de um pulso magmático posterior às fácies anteriormente descritas.

Fácies Minério – ICPs e Mts

Na região centro-oeste do maciço, abrangendo o morro de maior altitude topográfica, ocorrem rochas bastante particulares, classificadas como *Ilmenita clinopiroxenitos sulfetados* (ICPs; $M > 95$). Nestas, os cristais cumuláticos de clinopiroxênio (até 1cm) são envoltos por ilmenita intersticial (*figura 22*). Cristais euédricos zonados de ilmenita também ocorrem inclusos em cristais de piroxênio. Ocasionalmente, registram-se cristais de provável flogopita próximos às bordas de piroxênios. Os sulfetos (em sua maioria pirita e pirrotita) ocorrem associados a bordas de ilmenita intersticial e mesmo poiquiliticamente em certas regiões, sugerindo nestes casos sua mobilização por ação hidrotermal. Porém são também encontrados cristais bem formados, euédricos destes minerais, sugestivos de uma.

Figura 21. Gb-PL - Fácies Pulso Leste. Nestes nefelina monzodioritos a monzodioritos com nefelina, os cristais de clinopiroxênio (por vezes fenocristais) são praticamente euédricos, sendo os mais bem desenvolvidos destes litotipos. Nota-se um aumento significativo na concentração de biotita em relação às outras unidades. Cristais de plagioclásio apresentam-se ripiformes, com feldspato alcalino e nefelina intersticiais. Fotomicrografias: A e B, rga-33a; C e D, rga-32a; E e F, rga-165a. N//, A, C e E; NX, B, D e F; lado maior=1,02cm.

origem magmática primária (figura 22d)

Encontram-se nestas rochas enclaves microgranulares de rochas de aspecto muito semelhante aos diques tefríticos (figura 22b, 22e) e aos gabros porfíricos (figura 22f, 22g) que ocorrem nas proximidades. Os contatos abruptos destes enclaves com o ilmenita clinopiroxenito os definem como xenólitos. Estes podem indicar que este ilmenita clinopiroxenito represente um pulso posterior em relação às rochas do pulso principal e mesmo em relação a alguns diques que cortam o maciço, posicionando esta fácies como uma das últimas ocorrências do maciço. Principalmente associados às bordas dos enclaves, mas também encontrados na matriz, há ocorrência de cristais de flogopita, representando uma possível reação do xenólito com o magma.

Além disso, há ocorrência de enclaves de ilmenita clinopiroxenitos de granulação fina no ilmenita clinopiroxenito de granulação grossa predominante nesta região (figura 22c, 22d). Estes podem representar autólitos de uma porção, talvez mais basal, deste mesmo pulso.

Também foram encontrados isoladamente dois pequenos blocos, não localizados *in situ*, com cristais de Ti-magnetita e ilmenita predominando sobre os cristais de piroxênio, caracterizando um possível horizonte ou bandamento extremamente rico em óxidos nesta fácies (figura 22h), definidos como magnetititos (Mts).

A compactação destas rochas (Hunter, 1996) é bastante pronunciada, com cristais de piroxênio ocorrendo orientados, de certa forma, alongados segundo esta direção. Interessante notar que muitos enclaves (quer de rochas gabróides, quer de ilmenita clinopiroxenitos finos) encontram-se alongados e achatados segundo mesma direção que os cristais de piroxênio orientados. Tal feição é sugestiva que este pulso intrude a câmara magmática enquanto ainda algumas rochas do pulso principal não se encontravam totalmente cristalizadas.

Brecha Mágica -BRCH

Na região extremo Leste do maciço encontram-se afloramentos *in situ* de brecha (figura 23a), apresentando fragmentos de diversos litotipos, desde as rochas ultramáficas do maciço, bem como variedades gábricas melanocráticas, máficas e félsicas. Também são encontrados fragmentos de rochas afaníticas, provavelmente de diques presentes na região. Acrescente-se a isto os fragmentos de rochas do embasamento granítico e quartzíticos também registrados. O formato do corpo tende a ser bastante irregular. O tamanho dos fragmentos varia desde cristais menores que 1 cm, até fragmentos líticos que chegam aos 40 cm. Os fragmentos líticos maiores ocorrem tanto com forma angulosa quanto arredondada. Encontram-se afloramentos da brecha *in situ* nos pontos rga-31 e rga-159, bem como blocos destas nos arredores.

Um ponto relevante que se nota nos arredores é a ocorrência de rochas de matriz fina a afanítica, de coloração cinza escura a negra, também aparecendo em tonalidade mais esverdeada, com grande quantidade de cristais angulosos, e alguns lenticularizados (figura 23b). Micro-vênulas félsicas descontínuas orientadas também são encontradas. Também sulfetos encontram-se disseminados na matriz. Nestas rochas os fragmentos líticos, quando ocorrem, não ultrapassam 5 cm. Estas variedades poderiam representar porções diferenciadas do edifício vulcânico responsável pela brecha. Há variação na granulação da matriz destes blocos, variando de fina a muito fina e até a afanítica.

Petrograficamente, a matriz fina (figura 24e e 24f) é submilimétrica (cristais de 0,03mm em média), apresentando como minerais principais o plagioclásio, em microcristais ripiformes, em sua maioria orientados, indicando uma estrutura de fluxo magmático. Também, desenvolvendo cristais poiquilíticos alongados de até 0,3mm,

Figura 22. ICPs e Mts - Fácies Minério (rga-119). A) Ilmenita clinopiroxenitos sulfetados, com acumulação de clinopiroxênio e *intercumulus* formado por ilmenita e sulfetos. Encontram-se nestes litotipos enclaves angulosos de material de composição tefrítica (B) e de composição idêntica aos cumulatos, porém com granulometria fina (C e D). Em B) percebe-se a ocorrência de biotita associada ao contato destes enclaves com o cumulado; em D) ainda encontram-se vênulas de sulfeto de Fe (pirita). Fotomicrografias: A) rga-119a, B) rga 119b, C) rga-119f, D) rga-119c. N//, lado maior=1,02cm.

Figura 22. Continuação. E) Enclave de composição tefrítica, muito semelhante à textura dos diques desta composição que cortam as rochas do maciço; F) e G) apresentam diferentes enclaves gábricos que lembram os gabros porfíricos de GBPf. H) apresenta o aspecto cumulático dos magnetitos (sm-82), onde acumulam-se cristais de magnetita e subordinadamente clinopiroxênio e ilmenita. Fotomicrografias: E) rga-119i; F) rga 119d; G) rga119e. N//, lado maior =1,02cm.

encontra-se a biotita. De aspecto mais granular e com dimensões tão reduzidas quanto o plagioclásio, encontram-se os cristais de minerais opacos, muitos destes sulfetos. Quantos aos cristais formados e possíveis fragmentos de cristais incorporados, estes são representativos das seguintes fases minerais: piroxênio, olivina, plagioclásio, biotita e opacos. A maioria dos cristais é submilimétrico porém alguns chegam até a 0,5mm, sendo boa parte destes euédricos, alguns arredondados, outros completamente em desequilíbrio com a matriz, apresentando bordas de reação.

Macroscopicamente podem ser observadas feições indicativas de fluxo magmático (*figuras 23c, 24a e 24b*). Com relação aos fragmentos líticos registrados nestas, estes são, na maioria dos casos, arredondados, e representativos principalmente das variedades gábricas encontradas no maciço e de caráter mais máfico. Fragmentos do embasamento são encontrados, porém em menor proporção. Também, são encontrados fragmentos líticos arredondados de rochas de textura vitrofírica (*figura 24d*), com fenocristais de plagioclásio ripiforme submilimétricos. Outros fragmentos, milimétricos, apresentam a mesma textura porém são lenticularizados (*figuras 24a. e 24c*), provavelmente indicativo de reação com o magma da brecha, e com a forma do fragmento acompanhando o sentido do fluxo.

Os afloramentos de brecha *in situ* foram importantes para elucidar as ocorrências de matriz afaníticas e com abundantes xenocristais e fenocristais. Em trabalhos anteriores (Alves *et al.* 1992) haviam sido interpretadas como rochas porfíricas de borda ou a rochas de diques que ocorreriam nesta região do corpo (Alves, 1978). Com os novos dados, pôde-se entender que estas rochas na realidade encontram-se sob um outro contexto, associado a um conduto vulcânico, podendo representar uma brecha de conduto.

Vênulas, bolsões e diferenciados félsicos -Diff

Diferenciados félsicos das fácies plutônicas do maciço Ponte Nova são encontrados sob a forma de diques, vênulas e possivelmente bolsões.

Os diques e venulações félsicas de diferenciados das rochas plutônicas do maciço são representados por rochas leucocráticas a mesocráticas (M~25), com textura inequigranular fina a média. Em sua maioria possui composição variando de monzonítica a monzossienítica, chegando a nefelina sienito em alguns casos. Nestas rochas, os máficos principais são anfibólio e biotita, com piroxênio e opacos ocorrendo subordinadamente. Nas rochas da fácies *cumulatos melagábricos*, rochas com melhor exposição (e.g., rga-01), há ocorrência de venulações félsicas que podem ser até definidas como diques. Estas encontram-se orientadas praticamente segundo a mesma orientação dos principais diques máficos que cortam estas rochas (N45E e N45W, ambas com mergulhos altos). Estas venulações provavelmente são formadas pelo mecanismo de *filter pressing*.

Nas rochas da fácies área sul (GB-Sul) e da fácies pulso leste (Gb-PL) estas venulações são irregulares e variam entre monzossienitos com nefelina a nefelina sienitos. Em alguns casos, estes diferenciados finais possivelmente chegam a formar bolsões, conforme sugere a ocorrência esporádica de blocos destas rochas em fácies de caráter melanocrático (e.g., rga-142, rga-158). A *figura 25* apresenta as características petrográficas destas rochas.

Figura 23. BRCH - Brecha magmática. Aspectos macroscópicos gerais: A) Foto afloramento ponto rga-31 apresentando a brecha com enclaves maiores que 10cm. Pode-se perceber a inequigranularidade existente entre os fragmentos menores, centimétricos (B) a subcentimétricos (C). Em C) ainda é possível acompanhar um alinhamento dos cristais e fragmentos líticos numa matriz também indicativa de orientação por fluxo magmático. B) e C) rga-15a2; C) lado maior=3,10cm

Figura 24. BRCH - Brecha Magmática. Em escala microscópica, são ainda mais nítidas as estruturas sugestivas de fluxo observadas pelas bandas de cores e espessuras diferentes da matriz (A,B e C) além de fragmentos líticos lenticularizados na mesma direção das bandas, indicando o sentido do fluxo. D) Detalhe de fragmento lítico com textura vitrofírica. E) e F) Detalhes da matriz predominantemente félsica e submilimétrica desta brechas, sendo que em F) é também nítida a orientação dos cristais. Fotomicrografias: A) e C) rga-15A1 ; B) e D), rga-15A2. N//. A), B) e D) lado maior=1,02cm; C) lado maior=0,51cm; E) e F) lado menor=0,65mm.

Figura 25.Diff - Venulações e bolsões de diferenciados félsicos finais . A) e B) Nefelina monzodiorito (rga-142b); C) e D) Monzonito com nefelina, sendo o anfibólio o principal máfico (rga-158b). N//, A e C; NX, B e D; lado maior =1,02cm.

Suíte de Diques do Maciço Ponte Nova (DM-LGT e DF-TeF)

A suíte de diques que cortam o maciço Ponte Nova, em grande parte rochas afaníticas ou porfíricas de matriz afanítica, é constituída de variedades félsicas e mesocráticas a melanocráticas.

Poucos destes diques são encontrados *in situ*. Assim como a maioria das rochas do maciço, os afloramentos de blocos predominam. Nestes, os diques aparecem cortando blocos das rochas gábricas ou mesmo em blocos somente constituídos de rochas afaníticas que, pelo contexto em que se encontram, são interpretadas como possíveis diques.

Os diques mesocráticos a melanocráticos apresentam granulação fina, sendo geralmente porfíricos, com fenocristais chegando a ser centimétricos em alguns casos. Muitos destes podem ser classificados como lamprófiros, camptonitos em sua maioria (*figuras 26a e 26b*), segundo as características descritas por Rock (1991), Wolley *et al.* (1996) e Le Maitre (2002). Além de fenocristais, é comum encontrar-se nestes diques “xenocristais” com bordas de reação, ocelos e amígdalas. Em realidade, grande parte dos diques (quando encontrados *in situ*) apresenta estrutura zonada, com bordas afaníticas a praticamente vítreas, centros porfíricos e zonas intermediárias formadas, em alguns casos, por zonas com amígdalas e ocelos. Os fenocristais mais freqüentes são de piroxênio e anfibólio; olivina ocorre apenas em alguns diques e geralmente envolta por coroa de anfibólio e biotita. Dentro do maciço Ponte Nova, estes diques variam em espessura desde 1 a até 40cm. A matriz destes diques é formada por pequenos cristais de anfibólio prismático, opacos arredondados de aspecto eudral e félsicos intersticiais, com alguns cristais de plagioclásio ripiforme.

Também, com expressão relevante no maciço e caráter predominantemente mesocrático encontram-se os diques tefríticos (*figuras 26c e 26d*). Microscopicamente, estes apresentam características mineralógicas similares às dos camptonitos, diferenciando-se destes principalmente pela textura e por apresentar fenocristais de plagioclásio. Também, não apresentam a estruturação zonada dos diques lamprófiros.

Blocos microgábricos melanocráticos ocorrem, em alguns casos, junto ao embasamento (rga-55) e junto de fácies mais félsicas (rga-126c), podendo representar diques. Estes apresentam as mesmas características mineralógicas gerais das rochas melanocráticas encontradas no maciço.

Os diques félsicos (leucocráticos a mesocráticos) que cortam o maciço e suas cercanias apresentam textura fanerítica muito fina a afanítica, sendo alguns destes porfíricos, com fenocristais de feldspato tabulares e piroxênio e anfibólio aciculares (*figuras 26e a 26h*). Variam em sua coloração de verde musgo a cinza escuro quando frescas, e geralmente de coloração cinza claro ou verde claro quando alteradas. Possuem espessura variando entre 2 e 25 cm, quando observados *in situ* ou cortando as rochas do maciço. Seus contatos são via de regra retilíneos. Geralmente apresentam composições de tefrito-fonolíticos a fonotefritos. A matriz é composta por anfibólio prismático, grãos subédricos de piroxênio, plagioclásio ripiforme a poiquilítico, biotita, opacos, apatita, feldspato alcalino, nefelina e isótopos intersticiais. Diques fonolíticos são encontrados nas cercanias do maciço, intrudindo o embasamento granítico, com fenocristais de feldspato alcalino. Alguns diques fonotefríticos são cortados por venulações de composição nefelina sienítica, de granulação um pouco mais grossa que os diques (e.g., rga-126d).

Diques Regionais - DR

O magmatismo alcalino da região não se resume ao maciço Ponte Nova e os diques associados. Em toda a região desde Sapucaí Mirim até Santo Antônio do Pinhal, há extensa quantidade de diques que cortam as rochas do

Figura 26. DM-LGT e DM-TeF - Suíte de diques do maciço Ponte Nova. Aspectos texturais microscópicos: A) e B) Camptonito porfirítico com feno- e xenocristais de olivina e clinopiroxênio, além de biotita e anfibólio abundantes na matriz (rga-01c). C) e D) Tefrito porfirítico com fenocristais de clinopiroxênio e plagioclásio e matriz predominantemente félsica com plagioclásio ripiforme (rga-01d). E) e F) Fonotefrito porfirítico onde predominam os fenocristais de anfibólio (rga-126d). G) e H) Tefrito fonolítico (rga-119a). Fotomicrografias: N//, A, C, E e G; NX, B, D, F e H; lado maior = 1,02cm.

embasamento. Os trabalhos de Alves *et al.* (1992) e Ruberti *et al.* (1993) descrevem toda a seqüência de diques máficos e félsicos que ocorrem nesta região. As amostras e o material coletado foram disponibilizados a este trabalho para uma melhor contextualização do magmatismo alcalino que ocorre nesta porção da Serra da Mantiqueira. Duas séries de diques são muito bem caracterizadas: lamprófiros máficos a ultramáficos e traquitos e fonólitos.

A *figura 27* apresenta mapa de localização destas ocorrências. Os traquitos e fonólitos são encontrados cortando o embasamento sob a forma de dique que às vezes passa a sapatas e zonas brechóides. Diminuem a sua freqüência com a distância do maciço intrusivo. Parecem não ocorrer a W, WSW e NNW deste; ocorrem em direção a Campos do Jordão (>20km, NE), a leste e ESE (Santo Antônio do Pinhal).

Diques traquíticos, às vezes típicos, são comuns, com pequenas espessuras e extensões desconhecidas. Em alguns lugares representam relações complicadas de contato, passando à brechas magmáticas. Em outros configuram-se como “lençóis” magmáticos concordantes ou mesmo como verdadeiras sapatas, a julgar pela espessura aparente. São rochas saturadas, sem quartzo nem minerais insaturados na moda, essencialmente feldspáticos, com a textura traquítica nem sempre presente. Na grande maioria dos afloramentos estão alterados em argilominerais.

As rochas fonolíticas são encontradas frescas e são bastante típicas, com marcante caráter alcalino. Ocorrem em diques pouco expressivos, apresentando texturas invariavelmente porfíricas com matriz afanítica de coloração cinzenta escura esverdeada e fenocristais de feldspato alcalino e nefelina.

Os diques máficos encontrados, melanocráticos a ultramelanocráticos, podem ser classificados como lamprófiros. Ocorrem praticamente em todos os cortes da estrada SP-123, desde a saída de Campos do Jordão até a entrada de Santo Antônio do Pinhal. Às vezes de ocorrência isolada e comumente múltiplos, estes diques têm espessuras decimétricas a métrica (40cm-1m). Diques múltiplos – 5 intrusões em contato lado a lado – atingem 5-6m de espessura. Em sua maioria tais diques são subverticais e alguns com mergulho de 45°. Quanto ao direcionamento, para os diques em que foi possível a medição, nota-se uma orientação predominantemente NE, diferentemente da maioria dos diques (in situ) que cortam o maciço Ponte Nova, cuja direção principal é seguindo NW.

Estes diques máficos têm as características petrográficas descritas e compiladas em Rock (1991), Wolley (1996) e Le Maitre (2002). Nos contatos a rocha é fina a afanítica, talvez vítrea; é comum a encaixante apresentar-se foliada (milonitizada) no contato, ou com efeito ou condicionamento do posicionamento do dique; não raro estes diques englobam tratos da encaixante, alongados, de tamanho variado. Também, mostram encaixes em “off set” típicos e alguma constância de espessura direcional.

Em sua grande maioria, estes diques são zonados, simetricamente, mesmo os mergulhantes: borda afanítica, zona de amígdalas, “ocelos” e centro porfírico. As estruturas globulares com até 1,0 cm, chegam a representar 70% de algumas amostras.

Os fenocristais mais desenvolvidos (até cm) e freqüentes são invariavelmente de olivina, seguido do piroxênio e/ou do anfibólio; fenocristais de biotita são raros. A matriz em parte é granular fina a muito fina predominantemente félsica (plagioclásio) e parte isótropa ou vítrea. Na realidade os cristais maiores variam de tamanho, em verdadeira seriação com parte da matriz. Os fenocristais são idiomórficos e podem apresentar-se corroídos. A textura glomeroporfírica por vezes é encontrada.

As estruturas “ocelares” semelhantes a amígdalas, mas com forma variada, desde globular a irregular, têm mineralogia variada: ora só carbonatos, ora carbonatos mais analcima, ora só analcima, ora marcados pela ausência de máficos como clinopiroxênio, olivina e opacos simplesmente. Vidro e/ou fóides mais material criptocristalino

Figura 27. Mapa de Localização de diques e vulcânicas meso/cenozóicas da Serra da Mantiqueira (i.e., lamprófiros alcalinos e fonólitos).
 Sigla MT - Projeto Mantiqueira, Ruberti et al., 1993, Sigla SM - Trabalhos anteriores, Prof. Dr. Francisco Rubens Alves.
 Demais pontos (mais restritos à área do maciço Ponte Nova) oriundos deste trabalho.

ocorre nos ocelos e matricialmente, envolvendo a outros minerais ou intersticialmente.

Pelos critérios petrográficos, estes diques podem ser classificados como lamprófiros alcalinos, mais especificamente como monchiquitos. Alguns camptonitos, sem a presença de vidro e matriz predominantemente feldspática, também são encontrados. Cabe também ressaltar que os diques de lamprófiro que cortam o maciço Ponte Nova são em sua totalidade camptonitos, sem a ocorrência de monchiquitos.

CLASSIFICAÇÃO DAS ROCHAS CUMULÁTICAS

De acordo com a classificação de Wager *et al.* (1960), considerando a composição do material intercumulus, as rochas cumuláticas do maciço Ponte Nova seriam “ortocumulatos” na sua grande maioria, com “mesocumulatos” em alguns poucos casos.

Já de acordo com a proposta por Irvine (1982), que redefine esta classificação para aspectos estritamente ligados à quantidade de material intercumulus, as rochas cumuláticas do maciço seriam variedades entre mesocumulatos e ortocumulatos.

Considerando a sistemática de Hunter (1996), buscando termos mais descritivos, nota-se que há uma certa subjetividade ao se estabelecer limites para termos intermediários entre rochas totalmente densificadas e totalmente cimentadas. Para o maciço Ponte Nova, diferentes tipos texturais permitem classificações distintas para os cumulos mais proeminentes. Como exemplos pode-se citar: na fácies cumulos ultramáficos (UMFc), nas ocorrências da região central do pulso principal, estas rochas são altamente densificadas, enquanto que na região norte possuem uma maior componente de cimentação, pela presença de anfibólio e biotita poiquilíticos. Na fácies cumulos melagábricos (MLGc), novamente nota-se que na região central do maciço, em sua área aflorante maior, as rochas são altamente densificadas, inclusive com cristais de plagioclásio ripiformes, enquanto que na região sul e norte desta fácies a cimentação possui uma componente relevante, por uma ocorrência maior de feldspatos intersticiais para sul e anfibólio e biotita intersticiais à norte. Na fácies cumulos melagábricos cimentados (MLGc-C) há um aumento na concentração volumétrica dos intercumulus, já apresentando rochas mais cimentadas. Na fácies Minério (ICPs) as rochas são bem densificadas.

EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DO MACIÇO PONTE NOVA

As informações coligidas no presente trabalho permitem interpretar a suíte do Maciço Ponte Nova como resultado de sucessivos pulsos magmáticos, intrudindo o embasamento granítico/gnáissico Pré-Cambriano. A litodiversidade máfica e ultramáfica encontrada, com uma seqüência de cristalização bem definida iniciada por olivina e posteriormente por clinopiroxênio, sugerem que a cristalização fracionada atuou como o principal mecanismo de evolução magmática.

Neste item apresenta-se um sumário da evolução das rochas do maciço, além de alguns fatores limitantes e interpretações possíveis. As relações diretas entre os diferentes litotipos e fácies quase nunca são observadas, dado que a maioria dos afloramentos corresponde a blocos e matacões, mas as altitudes topográficas e os lineamentos estruturais observados por estudos de fotos aéreas e imagens de satélite permitem uma melhor separação entre as fácies.

O pulso principal, bem definido faciologicamente na morraria central do maciço, e com maior área de exposição, apresenta uma sucessão estratigráfica bem caracterizada. Esta é subdividida em seqüência inferior, na

região basal do maciço, predominando cumulatos máficos, tendo olivina e clinopiroxênio como fases cumulus, e seqüência superior, aflorantes nas regiões mais elevadas topograficamente e predominando rochas porfíricas e equigranulares, já sem o caráter cumulático, sendo mais evoluídas e mais ricas em componentes félsicos. Respeitando da base para o topo esta sucessão têm-se as seguintes fácies:

As rochas ultramáficas (UMFc) encontradas na região NE, bem como as rochas melagábricas localizadas na porção sul da área de exposição principal, parecem estar condicionadas a lineamentos estruturais, correspondentes na maioria dos casos às zonas de drenagem do maciço e sugerindo a ação do tectonismo (falhamentos) após a colocação deste.

Por meio deste mesmo tipo de condicionamento estrutural, consegue-se separar a porção oeste da área de exposição principal das rochas da morraria central. Neste sentido, tentando-se reconstruir uma sucessão estratigráfica para a porção oeste, nota-se que esta seria muito parecida com a seqüência principal, porém não sendo possível uma subdivisão tão detalhada de fácies, mas mantendo o padrão de rochas cumulática máficas na base e rochas mais evoluídas e mais félsicas no topo. Neste caso ainda, ressalte-se que as rochas da porção NW, as mais evoluídas nesta sucessão, são bandadas nas áreas próximas ao contato com a encaixante. Uma situação também semelhante é encontrada no extremo SSE da área de exposição principal do maciço, onde rochas bandadas, mais evoluídas que os cumulatos máficos que as circundam, ocorrem associadas à região de contato com o embasamento. Esta associação de litotipos pode representar variações do pulso principal separadas unicamente pela ação de falhamentos ou representarem um pulso magmático isolado do encontrado na região central que, embora possua uma seqüência inferior semelhante, em sua seqüência superior evolui para rochas bandadas.

Considerando a primeira hipótese, as rochas evoluídas descritas nas regiões SSE e NW como fácies GB-Bnd deveriam ser posicionadas estratigraficamente associadas às rochas de topo da seqüência do pulso principal, com ocorrências bandadas mais confinadas às zonas de contato com o embasamento granítico, onde correntes de convecção poderiam atuar de forma mais significativa.

A fácies rochas de matriz fina (GBMf), interpretada como a representante mais próxima a uma fácies de borda (ou *chilled margin*) encontrada no maciço, com representantes cumuláticos associados, pode ser posicionada na seqüência estratigráfica principal associada à seqüência inferior, cumulática ou estar associada à região sul e oeste da área principal, que também podem representar um pulso magmático isolado da seqüência principal.

As rochas gabróides da área de exposição à sul (GB-Sul), separadas da área principal por faixa de rochas do embasamento granítico, possuem muitas características semelhante às rochas porfíricas e equigranulares (GBPf e GBEq) do pulso principal. Além disso, estão topograficamente posicionadas em cotas semelhantes a estas ocorrências. Podem assim ser consideradas como continuidade do pulso principal, relacionadas a seqüência superior. Também podem ser representativas de um pulso magmático isolado da área principal e mais evoluído. As rochas monzoníticas

(MZ-Sul) desta ocorrência representariam as variedades mais evoluídas do pulso principal, estando em nível topográfico superior ao anterior. Também não pode ser descartada a possibilidade de estas serem representativas de um pulso magmático ainda mais evoluído que GB-Sul.

A fácies Minério (ICPs e MTs) presente no morro com maior altitude topográfica do maciço, associado à morraria central, representa os afloramentos únicos e restritos de ilmenita clinopiroxenitos sulfetados e magnetitos. Os ilmenita clinopiroxenitos sulfetados possuem ainda enclaves gábricos de composição semelhante a GBEq, alongados e achatados segundo a mesma direção de compactação dos cristais cumuláticos de clinopiroxênio, indicando uma possível interação entre magmas.

Esta situação, que também é comum a intrusões acamadadas, como camadas cromitíferas, camadas ricas em sulfetos, camadas de magnetitos, tem como explicação mais aceita a proposição de Irvine (1977) que diz que “um magma que está parcialmente diferenciado, pode ser deslocado para o campo de estabilidade de uma determinada fase se misturado a um magma mais primitivo durante o reabastecimento da câmara magmática”. Assim, o influxo de novo magma (possivelmente com a mesma composição do líquido inicial do pulso principal) interagindo com líquido residual fracionado pode gerar um magma híbrido. Tal processo implica no deslocamento do líquido de sua linha cotética de cristalização em direção ao campo de estabilidade de alguma fase, resultando em uma rocha supersaturada em uma ou mais fases.

Desta forma, é possível que esta fácies represente uma região de mistura entre as rochas mais evoluídas do pulso principal e um novo pulso de composição mais primitiva, justificado pela elevada concentração de piroxênios. A interação entre estes magmas pode ter levado a saturação em fases opacas, como magnetita, ilmenita e, subordinadamente, sulfetos.

Também favorável a esta idéia é a presença de enclaves nestes ilmenita clinopiroxenitos sulfetados de rochas com a mesma composição mineralógica e litológica que estas, porém com uma granulação bem fina e também alongados e achatados segundo a mesma orientação dos piroxênios da rocha hospedeira, podendo indicar mais de uma injeção de material desta composição, favorecendo assim mais a hipótese de um outro pulso magmático. Os poucos afloramentos nesta região do maciço e o estado de alteração pronunciado da maioria dos afloramentos prejudicam maiores considerações sobre a extensão lateral desta fácies híbrida.

As rochas da fácies UMF-PO, também com ocorrência limitada a condicionante geomorfológico bem caracterizado e com extensão em área bastante restrita, apresentam características texturais e modais pouco usuais, sendo classificadas modalmente como kaersutita-óxido-apatita piroxenito. Pode representar algum tipo diferenciado de acumulação, ou mesmo algum tipo de imiscibilidade ligada à evolução da morraria central.

Desta forma, pode-se representar estratigraficamente as rochas da seqüência principal do maciço Ponte Nova da seguinte forma:

Assim, a proposição da estratigrafia acima pode ser indicativa de um pulso magmático com variações evolutivas em relação à sequência da morraria central do maciço, característico das complexidades encontradas em câmaras magmáticas, ou ainda ser representativo de pelo menos três pulsos isolados. Como sequência de topo para as rochas cumuláticas da morraria central registra-se a ocorrência (acima de GBEq) de pequenos blocos indicativos de acumulação de plagioclásio, que podem estar relacionados com a flutuação (ou flotação), por diferença de densidade, de cristais formados precocemente dentro da câmara magmática, acumulando-se nas porções superiores. Feições como estas são registradas em exemplos típicos de intrusões acamadadas, como Skaergaard e Rhum (Wager & Brown, 1968; McBirney, 1995). Tais variedades, que estão pouco preservadas e de ocorrência restrita, talvez possam representar um volume ainda maior, porém obscurecidas pela ação intempérica.

Outros pulsos magmáticos posteriores à sequência principal acima referida são inferidos e divididos pelas próprias feições geomorfológicas e petrográficas. Isto ocorre nos casos do pulso Norte (Gb-PN) com forma bem definida, subcircular, predominando rochas melagábricas e com textura inequigranular e no pulso leste (Gb-PL) representado por rochas mais evoluídas, com maior concentração de nefelina e textura porfirítica dominante. Mesmo estes pulsos possuem uma certa estratigrafia, com variação (ainda que restrita) no índice de máficos, sendo as rochas mais ricas em piroxênio e olivina associadas às bases dos morrotes e rochas mais feldspáticas no topo.

É difícil um posicionamento estratigráfico entre estes dois pulsos posteriores ao pulso principal, uma vez que estes não apresentam contatos entre si e também por possuírem alguma distância considerável um do outro, de forma que a ordem destes eventos deve ser entendida apenas como hipotética.

Estas relações estratigráficas observadas no âmbito geral do maciço (que indicam acúmulo de minerais máficos de início de cristalização na base da câmara e aumento da concentração de minerais félsicos para as seqüências próximas ao topo) sugerem uma acumulação formada por ação gravitacional, sendo os minerais separados por diferenças de densidade à medida que se cristalizavam. Esta acumulação pode ter aprisionado líquidos residuais que posteriormente formaram os intercumulus e neste sentido a ocorrência de bolsões predominantemente félsicos de tamanho centimétricos pode ser representativa desta ação. Também há evidências em algumas regiões da migração dos líquidos intercumulus, quer modificando texturalmente os cumulos previamente formados (texturas de corrosão) quer pela ocorrência de vênulas félsicas injetadas pelo mecanismo de *filter pressing*.

Localmente, porém, a ocorrência de rochas bandadas associadas às bordas NW e SSE do maciço, próximas ao contato com o embasamento granítico, é sugestiva da ação de correntes de convecção como responsáveis pelo

processo acumulativo. Neste caso específico, o gradiente de temperatura entre o magma e a encaixante poderia gerar correntes de convecção locais, permitindo a cristalização de tais bandas.

Posteriormente, há a ocorrência de brecha magmática, confinada à região leste, posterior aos pulsos anteriormente descritos, conforme indicado pelos fragmentos líticos presentes nela.

Diques máficos e félsicos cortam as rochas do maciço. Os diques máficos (maioria), quando encontrados *in situ*, possuem posicionamento estrutural em direção ortogonal à colocação dos diques lamprofíricos que cortam o embasamento. Além disso, de acordo com a composição mineralógica dos diques no maciço, há uma tendência a serem mais evoluídos (menos olivina e mais plagioclásio) e menos insaturados em sílica (menos nefelina) que os diques que cortam o embasamento, sendo difícil até o momento estabelecer algum tipo de correlação temporal e genética entre eles.

CAPÍTULO 04

VARIAÇÕES CRÍPTICAS EM MINERAIS: CHAVES PARA O ENTENDIMENTO DA EVOLUÇÃO DAS ROCHAS CUMULÁTICAS DO MACIÇO ALCALINO MÁFICO-ULTRAMÁFICO PONTE NOVA (SP)

INTRODUÇÃO

Uma das principais linhas de estudo relacionadas a rochas cumuláticas envolve o desejo de se entender a natureza e origem das feições texturais e estruturais, as variações estratigráficas (além dos evidentes acamadamentos encontrados nas grandes intrusões acamadadas) e como estes estão relacionados com os processos de cristalização durante o resfriamento de um plúton.

É neste sentido que variações crípticas em minerais foram reconhecidas nos grandes complexos cumuláticos, em intrusões acamadadas (e.g., Skaergaard, Bushveld, Stillwater). Esses complexos possuem espessuras da ordem de quilômetros, em alguns casos com até mais de 10km, e extensão em área da ordem de várias dezenas a até centenas de km².

Tais variações se referem principalmente a mudanças composicionais intrínsecas às principais fases minerais, sendo importantes por serem indicadoras dos processos que atuaram na câmara magmática. Podem acompanhar mudanças litológicas e estratigráficas, conferindo assim maior plausibilidade aos modelos de evolução geológica. Também, podem ser indicativas de variação em diferentes parâmetros intensivos (e.g., P, T, fO_2 , fH_2 , αSiO_2), de injeção de novos pulsos, do reabastecimento de câmara, etc. Por meio destas variações podem-se inferir processos ígneos que estiveram ativos durante a formação destas rochas ou o sentido da evolução do magma.

Porém, um questionamento pertinente diz respeito às intrusões cumuláticas de pequeno porte, como o caso do Maciço Ponte Nova, stock pertencente à Província Alcalina Serra do Mar, de caráter máfico-ultramáfico alcalino, com 200m de espessura e 7km² em área. É possível diagnosticar tais variações crípticas? E que tipo de informações estas podem contribuir para o estudo deste maciço?

Para o maciço Ponte Nova realizou-se um estudo sistemático das diferentes fases minerais formadoras das rochas do maciço, nos diferentes níveis estratigráficos definidos, procurando-se discutir a evolução destas fases comparadas com o modelo geológico proposto. Também, pôde-se por meio destes dados contribuir com estimativas de diferentes parâmetros intensivos, tais como pressão e temperatura.

ASPECTOS GEOLÓGICOS E PETROGRÁFICOS

O maciço Ponte Nova situa-se na zona limítrofe entre os estados de São Paulo e Minas Gerais, mais especificamente entre os limites das cidades de Sapucaí-Mirim e Santo Antônio do Pinhal, nas proximidades da cidade de Campos do Jordão.

Apresenta duas áreas de exposição (*figura 28*) : uma principal, maior (~5,5 km²), de forma elíptica e contendo grande variedade de litotipos, e uma menor (~1 km²), localizada a sul da primeira. Elas estão separadas por afloramentos do embasamento pré-cambriano presente na região.

As variações modais e estratigráfica dos litotipos do maciço em relação às altitudes topográficas são apresentadas na *figura 29*.

Figura 28. Mapa geológico do maciço alcalino máfico-ultramáfico Ponte Nova (SP-MG).

A evolução geológica do maciço Ponte Nova pode ser assim resumida:

- 1) pulso central consistindo em uma *seqüência inferior*, cumulática, caracterizada pela presença de cumulos ultramáficos e melagábricos (e.g. olivina piroxenitos e melagabros com olivina – fácies UMFc, MLGc e MLGc-C), e uma *seqüência superior*, com rochas gábricas e monzogábricas porfiríticas (GBPf) e equigranulares (GBEq). Na região centro-oeste do maciço, onde as características texturais e modais das rochas são pouco usuais e que podem estar associadas ao pulso central, encontram-se kaersutita-óxido-apatita clinopiroxenitos (Umf-PO), de ocorrência restrita associada às rochas melagábricas cumuláticas.
- 2) À região oeste e sul deste pulso central encontram-se, separados por falhas, uma seqüência inferior muito semelhante (fácies UMFc e MLGc), porém com seqüência superior caracterizada principalmente pela ocorrência de rochas bandadas (GB-Bnd) e com maior concentração de nefelina em relação às rochas da área central. Rochas de matriz fina encontradas no extremo sul e sudeste da área principal (GB-MF) são tidas como representantes mais próximos de uma fácies de borda, provavelmente associada às ocorrências descritas para a região oeste e sul. Estas ocorrências acima descritas podem representar a continuidade do pulso central ou estar relacionada a um segundo pulso associado a esta área principal.
- 3) Já na área satélite a sul, separada pelo embasamento, predominam melamonzonitos com nefelina (GB-Sul) que, estratigraficamente, guardam correlação com as rochas da seqüência superior do pulso central, sugerindo uma continuidade do pulso central. Esta área ainda apresenta litotipos mais evoluídos (MZ-Sul) que podem representar ou uma continuidade da seqüência evolutiva deste pulso ou um pulso separado;
- 4) Associado à região de topo da morraria central, topograficamente acima do topo da seqüência superior da região central do maciço (acima de GBEq), em faixa bastante restrita encontram-se ilmenita clinopiroxenitos sulfetados (ICPs) e magnetitos (MTs). A formação destes litotipos peculiares pode ter como explicação a proposição de Irvine (1977) de uma interação entre magmas, mais especificamente de um novo influxo magmático misturando-se como o magma residual fracionado da câmara.
- 5) pulsos satélite a norte (Gb-PN), com forma bem definida, subcircular, predominam rochas melagábricas, variando entre olivina melamonzodioritos a melamonzodioritos com olivina, de caráter petrográfico semelhante aos cumulos melagábricos do pulso principal;
- 6) pulso satélite leste (Gb-PL), com rochas mais evoluídas, com maior concentração de nefelina, variando entre nefelina monzodioritos a monzodioritos com nefelina, com características texturais e petrográficas semelhantes às fácies da seqüência superior do pulso principal.
- 7) diferenciados félsicos finais (Diff) ocorrem sob a forma de diques, vênulas e possivelmente bolsões; variam de leucocráticos a mesocráticos, com rochas de composições monzoníticas a monzossieníticas, chegando a nefelina sienitos em alguns casos, e devem ser representativas do líquido residual que sofreu migração para diferentes porções do maciço
- 8) brecha magmática (BRCH), confinada à região leste, é posterior aos pulsos anteriormente descritos, com fragmentos líticos de todos os litotipos gabróides anteriormente descritos e;
- 9) diques máficos (DM-LGT) e félsicos (DF-TeF) cortando as demais rochas do maciço.

De acordo com a classificação de Wager *et al.* (1960), que se baseia na composição do material *intercumulus*, as rochas cumuláticas da *seqüência inferior* seriam definidas na sua grande maioria como “ortocumulos” e em alguns poucos casos como “mesocumulos”. Segundo Irvine (1982), que redefine essa classificação usando aspectos

estritamente ligados à quantidade de material *intercumulus*, a maior parte das rochas do maciço está enquadrada entre ortocumulatos e mesocumulatos.

Mais detalhes sobre a estratigrafia e a evolução geológica do complexo podem ser observadas no capítulo 03.

QUÍMICA MINERAL

Realizou-se um estudo sistemático das diferentes fases minerais formadoras das rochas do maciço, procurando abranger todas as fácies e regiões aflorantes. Buscou-se assim encontrar variações crípticas que melhor representassem a evolução mineralógica, confrontando-se estas com a evolução geológica do maciço.

Olivina

A olivina ocorre subordinadamente ao clinopiroxênio na assembléia *cumulus* das rochas do maciço Ponte Nova, apresentando dimensões variando entre 0,3 mm e 0,5 cm. Observa-se que, comumente, ao passo que as rochas vão diminuindo o seu índice de máficos, tornando-se mais evoluídas, diminui-se a concentração destes minerais. Em grande parte os cristais apresentam estruturas zonadas. Em alguns casos, este zoneamento químico é perceptível opticamente, principalmente pelas diferentes cores de birrefringência entre centro e bordas. Também, em certas amostras, nota-se a ocorrência de finas lamelas de exsolução para minerais opacos, geralmente orientadas de acordo com direções ópticas do cristal. Os cristais deste mineral são geralmente bem fraturados, sendo possível muitas vezes encontrar como preenchimento das fraturas serpentina e opacos.

Alguns autores, inclusive, conseguem estabelecer controles geológicos para rochas de intrusões acamadadas por meio do teor de Fo das olivinas, apresentando mapas de variação destes teores que implicam em diferentes interpretações quanto à seqüência de cristalização e evolução das rochas dum complexo (e.g., Skaergaard; McBirney, 1996).

Os resultados químicos obtidos (tabela A02) indicam uma composição variando entre Fo₈₁Fa₁₉ e Fo₅₂Fa₄₈, que correspondem à crisolita e hialosiderita, respectivamente. Estas variações são compatíveis com o intervalo Fo₈₀-Fo₅₀ considerado por Deer *et al.* (1992) como de composição comum para as olivinas de rochas gabróides.

Os dados indicam que as trocas catiônicas principais na estrutura mineral, durante a evolução destas rochas, são dadas pela substituição de Mg por Fe e, muito subordinadamente, por Mn. Si apresenta pequena variação nos seus teores, contudo não se correlacionando com nenhum elemento.

Na *figura 30* observam-se as variações dos componentes moleculares Fo-Fa e dos cristais de uma mesma fácies desde os estágios iniciais a finais. Acompanhando-se a estratigrafia proposta nota-se as composições das olivinas progressivamente passam a enriquecer-se no componente Faialita em direção às rochas mais evoluídas do maciço, aderindo bem à seqüência UMFc(Fo₇₇-Fo₇₂) – MLGc(Fo₇₆-Fo₆₃) - MLGc-C (Fo₇₃-Fo₆₇) - GBPf (Fo₆₇-Fo₅₅)- GBEq (Fo₆₄-Fo₅₈). As olivinas da área de exposição sul – GB-Sul (Fo₆₅-Fo₅₉)- possuem composições compatíveis com as apresentadas por olivinas de GBPf e GBEq, de acordo com a proposição de que estas ocorrências seriam continuidade das rochas do pulso principal, equivalentes das rochas da região de topo da morraria principal do maciço. As olivinas das rochas bandadas (GB-Bnd) também apresentam variações deste índice correlacionáveis com as da seqüência superior do pulso central, porém, chegando a composições até mais evoluídas (Fo₆₃-Fo₅₁).

Figura 30. Variações estratigráficas e modais conjugadas com as variações crípticas do teor de Fo das olivinas das diferentes fácies do maciço Ponte Nova. Os campos em cinza apresentam as diferenças obtidas das olivinas das rochas eminentemente cumuláticas para com as demais do maciço.

Nas rochas do pulso norte (Gb-PN), embora possuam caráter melanocrático, assim como MLGc da morraria principal, além das diferenças petrográficas (e.g., menor granulação, maior inequigranularidade), as olivinas destas rochas possuem composição um pouco mais evoluída ($\text{Fo}_{68}\text{-Fo}_{59}$), também corroborando com modelo geológico proposto.

Nas rochas do pulso leste (Gb-PL), que são rochas mais evoluídas que as do pulso principal, com maior concentração de fases félsicas e feldspatóides, as olivinas possuem ampla variação composicional, com grande parte dos dados limitados ao intervalo $\text{Fo}_{76}\text{-Fo}_{60}$. Alguns dados da amostra RGA-29 (borda da fácies) possuem composições mais enriquecidas em forsterita, com $\text{Fo}_{85}\text{-Fo}_{83}$, correspondendo a alguns cristais ou núcleos de cristais que podem ter sido incorporados a este pulso, representando assim a xenocristais.

As rochas de matriz fina (GB-Mf), que podem estar associadas a uma fácies de borda do maciço, possuem olivinas com composições compatíveis com as das rochas cumuláticas (UMFc, MLGc e MLGc-C), com intervalo principal de $\text{Fo}_{74}\text{-Fo}_{68}$. Com relação aos diques máficos que cortam o maciço, em apenas um destes foi encontrada olivina preservada para análise. Bordas de biotita e anfibólio nestas sugerem que estes cristais representem xenocristais. Sua variação composicional varia entre $\text{Fo}_{81}\text{-Fo}_{73}$.

Um outro elemento de ocorrência traço nestes cristais e que apresenta alguma variação acompanhando a evolução do maciço é o Ni, com concentração máxima de NiO de 0,25% de peso. Por ser um elemento compatível (na evolução geoquímica), fracionado principalmente por olivina e piroxênio (principais fases *cumulus*) este elemento também pode ajudar como um traçador em variações crípticas do maciço. Sua distribuição nos cristais correlaciona-se positivamente com a variação do Mg# no mineral. A *figura 31* apresenta diagramas $\text{Mg}_{\text{ol}} [\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})]$ vs. NiO para as olivinas das diferentes fácies do maciço. As variações obtidas, mesmo com a sobreposição de alguns campos, acompanham de forma coerente à estratigrafia do pulso central e às correlações com as áreas adjacentes a este.

Também, pode-se notar que as rochas do pulso norte (Gb-PN) e do pulso leste (Gb-PL) possuem variação na composição deste mineral acompanhando as cotas topográficas, com componentes mais forsteríticos associados às rochas da base do morro. Estas variações sugerem rochas relativamente mais evoluídas para as cotas mais elevadas e isto se evidencia por uma concentração maior de fases félsicas nestas regiões. Embora note-se que há uma estratigrafia nestes pulsos não foi possível uma subdivisão em subfácies, dado que as variações não são tão claras na escala de afloramento.

Piroxênio

O piroxênio é o principal constituinte mineral da maioria das rochas das diferentes fácies do maciço Ponte Nova, sendo que os cristais deste mineral apresentam um padrão complexo de zoneamento, basicamente do tipo oscilatório nas regiões periféricas e convoluto em seus núcleos. Este mineral apresenta-se como cristais predominantemente euédrico e invariavelmente com estruturas zonadas de diversos tipos (e.g., zoneamento oscilatório, setorial). Estas estruturas zonadas refletem, provavelmente, variações químicas na estrutura mineral. Geralmente, os núcleos apresentam características ópticas de diopsídio (coloração bege clara) enquanto nas regiões intermediárias e bordas passam para características de titanoaugita (coloração mais rosa/amarronzada).

Além disso, nota-se principalmente nas variedades melanocráticas que certas zonas intermediárias encontradas em diversos cristais apresentam finas lamelas de exsolução para minerais opacos e, em alguns casos, sendo em parte substituídos por anfibólio e biotita. Nas rochas ultramáficas, predomina um zoneamento simples, bem

Figura 31. Diagramas Mg_{Ol} vs NiO para as análises de olivina das diferentes fácies do maciço Ponte Nova. Mg_{Ol} = Mg/(Mg+Fe²⁺).

definido, relativo ao sobrecrecimento dos cristais cumuláticos anteriormente formados. Como inclusões nestes cristais, encontram-se em dimensões bastante reduzidas olivina (em muitos casos bastante alterada para serpentina), opacos e apatita em menor proporção.

Os dados analíticos obtidos para este mineral encontram-se na tabela A03. Na *figura 32* apresenta-se o diagrama de classificação de piroxênios segundo Morimoto (1990). Este diagrama destaca a variação composicional restrita desse piroxênio, basicamente cálcicos, sendo em sua maioria classificados como diopsídio, da série de solução sólida diopsídio-hedenbergita. Observa-se também que alguns pontos acham-se distribuídos acima do campo do diopsídio, para o lado da wollastonita, e alguns imediatamente abaixo, para o campo da augita, evidenciando uma importante contribuição também de componentes tschermakíticos (Es e CaTiTs).

Apenas alguns cristais de diferenciados félsicos, mais especificamente associados a uma amostra (rga-92) correspondente a um provável dique nefelina sienítico, as composições variam entre componentes sódico-cálcicos, classificados como egrina-augita. Estes cristais com composição sódico-cálcica representam as bordas de cristais de clinopiroxênio cálcico, prováveis xenocristais, em contato com uma mesóstase félsica, interpretados portanto unicamente como uma feição de reação.

As principais variações dos diopsídios, ocorrem através das substituições Si_T e Mg_{M1} por Al_T (até 0,383 a.f.u.), Ti_{M1} (até 0,127 apfu), Al_{M1} (até 0,07 apfu) e Fe^{3+}_{M1} (até 0,161 apfu) e numa proporção muito inferior, limitada a alguns cristais esporádicos, por Cr_{M1} (até 0,034 apfu), segundo as substituições acopladas tipos (3) e (4) de Morimoto (1990) e caracterizando moléculas do tipo tschermakíticas (*figura 33*).

Observa-se que as maiores concentrações de moléculas tschermakíticas encontram-se nas porções intermediárias entre o núcleo e a borda dos cristais. A maior quantidade na molécula do diopsídio reside no núcleo dos piroxênios das rochas tidas como mais primitivas, ou seja, as cumuláticas (UMFc, MLGc e MLGc-C). O caráter mais primitivo das rochas ultramáficas acha-se expresso pelas concentrações mais elevadas de Mg_{M2} e Cr_{M1} nos núcleos de alguns cristais (rga-117a).]

O sítio M2 é predominantemente ocupado pelo Ca (até 0,937 apfu) e subordinadamente por Fe^{2+} , Mn e Na. Nota-se um enriquecimento em Na e Mn em relação às bordas dos cristais, porém com concentrações bastante restritas, variando o Na até 0,097 apfu. As concentrações baixas de Na neste mineral, a exemplo de outras ocorrências (Morbidelli, 2000) são sugestivas do baixo grau de evolução das rochas (considerando-se o sentido absoluto das rochas alcalinas).

A proporção $\text{Fe}^{2+}_{(M1+M2)}$ aumenta progressivamente no sentido da borda dos cristais e também no sentido das rochas mais evoluídas do maciço, conforme indicado na *figura 34*. Neste sentido, também pode-se dizer que a evolução composicional dos clinopiroxênios do maciço acompanha a estratigrafia proposta para estas rochas (vide item 01), seguindo a sequência UMFc (de 0,032 até 0,145 apfu)– MLGc (de 0,031 até 0,183 apfu) - MLGc-C (de 0,047 até 0,21 apfu) - GBPf (de 0,102 até 0,18 apfu)– GBEq. (de 0,118 até 0,177 apfu) - GB-Bnd (de 0,1 até 0,198 apfu). Apesar das áreas de sobreposição entre os intervalos nota-se uma composição mais restrita e mais rica em Fe^{2+} para as rochas da sequência superior do maciço (GBPf, GBEq e GB-Bnd) em relação aos intervalos mais amplos das rochas cumuláticas.

Uma das amostras relacionadas às rochas porfiríticas (GBPf) da sequência superior (rga-46c) possui composição dos clinopiroxênios muito mais enriquecidas em Fe^{2+} que as demais, com intervalo entre 0,227 e 0,243 apfu.

Figura 34. Diagrama Si_T vs $Fe^{2+}_{(M1+M2)}$ representando a evolução composicional dos clinopiroxênios das rochas do maciço Ponte Nova em relação às moléculas de diopsídio, hedenbergita e do tipo tschermakítica. A) diferentes fácies da área principal; B) pulsos norte e leste; C) área oeste e diferenciados félsicos finais; D) área sul; E) Umf-PO e ICPs; F) rochas de matriz fina e diques; G) trends evolutivos da sequência principal; H) trends dos pulsos posteriores. Campos composicionais de diferentes fácies são apresentados para comparação, sendo identificados pela cor correspondente ao símbolo.

Nas rochas da área sul nota-se que a concentração de Fe^{2+} e Si dos piroxênios aderem bem ao campo das rochas porfíricas (GBPf) da seqüência principal, novamente concordando com o modelo geológico de que estas rochas representariam a continuidade lateral desta zona superior do pulso principal.

Quanto aos pulsos norte (Gb-PN) e leste (Gb-PL), estes possui intervalos para este elemento compatíveis com os melagabros cumuláticos (MLGc) e com as rochas porfíricas (GBPf) do pulso principal, respectivamente. Os piroxênios das fácies ICPs e de Umf-PO possuem composições de Fe^{2+} que aderem bem ao campo das rochas ultramáficas do pulso principal (UMFc) porém com tendência para menos silício que estas últimas, sendo classificados na maioria das análises como diopsídio subsilícico. Os clinopiroxênios das rochas de matriz fina do pulso principal (GB-Mf) e dos diques máficos que cortam o maciço possuem teores de Fe^{2+} e Si também compatíveis com as rochas melagábricas do pulso principal (MLGc). Os diferenciados félsicos analisados possuem maior teor deste elemento, em direção ao componente molecular Fs.

Outro elemento que apresenta aumento de concentração em direção às bordas do cristal e também em direção às rochas mais evoluídas do maciço é o Mn. A *figura 35* apresenta o diagrama Mn vs Ca_{cpx} [$\text{Ca}/(\text{Ca}+\text{Mg})$]. Para a razão Ca_{cpx} , nota-se poucas variações entre as variedades do maciço, sendo difícil estabelecer alguma consideração. Quanto ao Mn, apesar da concentração traço deste elemento no clinopiroxênio, não ultrapassando 0.4% de peso de MnO, e dos possíveis erros analíticos envolvidos, pode-se notar que as rochas mais evoluídas do pulso principal (GBPf, GBEq, GB-BNd) e as encontradas na área a sul (GB-Sul e MZ-Sul) tendem a ser mais enriquecidas que as rochas cumuláticas (UMFc, MLGc e MLGc-C).

As rochas de ICPs e de Umf-PO possuem concentrações deste elemento compatíveis com as rochas cumuláticas enquanto que os pulsos leste e norte possuem um intervalo composicional mais amplo, com teores mais elevados na direção das bordas dos cristais. As rochas de matriz fina (GB-Mf) possuem intervalo composicional de Mn próximas dos intervalos encontrados para as rochas melagábricas cumuláticas (MLGc). Os diques máficos que cortam o maciço também apresentam amplo intervalo, enquanto que os diferenciados félsicos finais possuem os teores de Mn em clinopiroxênio mais elevados do maciço, confirmando a tendência de enriquecimento deste elemento nos estágios finais de cristalização.

Um índice também bastante utilizado para rochas de intrusões acamadadas é o Mg_{cpx} [$\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$]. A variação deste índice para as análises do maciço Ponte Nova é apresentada na *figura 36*. Embora a variação deste índice seja bastante restrita, nota-se que as rochas ultramáficas no maciço (UMFc) possuem as mais elevadas médias ($\text{Mg}_{\text{cpx}} > 0.88$), junto com as rochas da provável fácies de borda (GB-Mf). As rochas melagábricas (MLGc e MLGc-C) do pulso principal possuem o intervalo de valores médios $0.86 < \text{Mg}_{\text{cpx}} < 0.88$, enquanto que as rochas da seqüência superior (GBPf, GBEq) o intervalo de $0.83 < \text{Mg}_{\text{cpx}} < 0.85$.

As médias das rochas da Área sul (0,847 para GB-Sul e 0,834 para MZ-Sul) encontram-se dentro da faixa média observada para as rochas da seqüência superior da área principal, corroborando com o modelo de continuidade desta câmara. O mesmo acontece para as rochas bandadas (0,839 para GB-Bnd), que embora num nível topográfico diferente possuem variações correspondentes com a seqüência superior.

As rochas de ICPs e Mts apresentam média de 0,890, compatível com as médias obtidas para as rochas ultramáficas cumuláticas (UMFc), indicando portanto uma reversão no trend composicional da seqüência principal. Nas grandes intrusões acamadadas, as camadas de cromita, de magnetita ou ricas em sulfetos que ocorrem nestes locais também apresentam este mesmo tipo de reversão composicional nos cristais de clinopiroxênio. Conforme já

Figura 35. Diagramas MnO vs Ca_{cpx} para os clinopiroxênios das rochas do maciço Ponte Nova. A) Rochas do pulso central e adjacências (UMFc, MLGc, MLGc-C, GBPf, GBEq, GB-Bnd). B) Rochas da área a Sul (GB-Sul, MZ-Sul). C) ICPs e Umf-PO. D), Pulso Norte e Pulso Leste (Gb-PN e Gb-PL). E) Rochas de Matriz fina (fácies de borda), diferenciados félsicos finais, diques máficos e félsicos (GB-Mf, Diff, DM-LGT, DF-TeF). $Ca_{cpx} = [Ca/(Ca+Mg)]$ (apfu).

Figura 36. Variações estratigráficas e modais conjugadas com as variações crípticas do índice Mg_{cpx} das diferentes fácies do maciço Ponte Nova. Barras representativas das variações médias globais de cada fácies desde os estágios iniciais a finais de cristalização do mineral.

comentado, a explicação para estas feições está associada a mistura de magmas, com um novo influxo de magma à câmara magmática.

Conforme a proposição de Irvine (1977), “um magma que está parcialmente diferenciado, pode ser forçado para o campo de estabilidade de uma determinada fase se misturado a um magma mais primitivo durante a recarga da câmara magmática”. Assim, influxo de magma mais primitivo (possivelmente com a mesma composição do líquido inicial do pulso principal) interagindo ou se misturando ao magma residual diferenciado da câmara implica no deslocamento do líquido de sua linha cotética de cristalização – em direção ao campo de estabilidade de alguma fase. Geralmente isto costuma ocorrer com fases cuja superfície de saturação é convexa, como é o caso dos principais óxidos e sulfetos. A composição mineralógica acompanha esta nova composição do magma, sendo neste caso menos evoluída do que o anterior líquido residual.

O pulso satélite norte possui médias compatíveis com as rochas melagábricas (0,862) enquanto que o pulso leste possui uma média intermediária entre as duas faixas (0,855).

Os diques máficos que cortam o maciço (DM-LGT) possuem médias de 0,886 enquanto que os diques félsicos analisados de 0,79.

Mesmo este índice apresentando uma variação muito sutil, ainda assim esta tende a acompanhar a estratigrafia proposta para o maciço.

As substituições acopladas do tipo tschermackíticas identificadas são típicas de rochas alcalinas básicas, sendo favorecidas pelo aumento da $\alpha\text{Al}_2\text{O}_3$ e no decréscimo da αSiO_2 (Deer *et al.*, 1978). A proporção de Fe^{3+} deve ser controlada sobretudo pela $f\text{O}_2$, de acordo com os resultados experimentais de Dolfi (1996).

Anfibólio

Anfibólio ocorre como fase predominantemente intersticial. A variedade identificada na maioria dos litotipos é a kaersutita, de coloração bastante avermelhada, com pleocroísmo variando entre marrom-avermelhado, vermelho e alaranjado. Exceção feita às rochas monzoníticas encontradas na área sul, em alguns bolsões félsicos e diques, onde a coloração do anfibólio tende a ser mais esverdeada. Assim como a biotita, esta fase ocorre geralmente como cristais intersticiais anédricos, muitas vezes poiquilíticos, englobando cristais reduzidos de opacos, piroxênio, olivina, plagioclásio e apatita. Também ocorre como substituição do piroxênio; nestes casos, principalmente às bordas e planos de fratura destes cristais. Em alguns blocos classificados entre os diferenciados félsicos finais (que poderiam chegar até a bolsões) no maciço, o anfibólio ocorre como fase máfica principal (e.g., rga158b, rga142).

A classificação dos anfibólios seguiu-se de acordo com as recomendações da IMA (Leake, 1997). Para expressar quantidades incomuns de cátions na estrutura do mineral foram utilizados prefixos e adjetivos modificadores, segundo a definição de Leake (*op cit.*).

Para a maioria das rochas do maciço Ponte Nova em que o anfibólio está presente (tabela A04), este é classificado como kaersutita. Apenas nas rochas monzoníticas com nefelina do corpo satélite a sul (MZ-Sul) e dos diferenciados félsicos finais (Diff) há ocorrência, como principal anfibólio, de hastingsita e, subordinadamente, ferro-pargasita. Desta forma, para as rochas do maciço, a evolução composicional do anfibólio seria representada pela seqüência kaersutita com K—ferro-pargasita com K e Ti — hastingsita com K e Ti e, às vezes, com F. Para os diques máficos e félsicos analisados (DM-LGT, DF-TeF), as composições acompanham a série kaersutita com K—pargasita com K e Ti — Mg-hastingsita com K e Ti. A *figura 37* apresenta os diagramas de classificação para este mineral.

Figura 37 - Diagramas classificatórios (Leake, 1997) para anfibólios cálcicos das rochas do maciço Ponte Nova e diques associados com: A) $Ca_b \geq 1,50$, $(Na + K)_b \geq 0,50$ e $Ti \geq 0,50$ (a.f.u.); B) $Ca_b \geq 1,50$, $(Na + K)_b \geq 0,50$, $Ti < 0,50$ e $Al_c \geq Fe^{3+}_c$; C) $Ca_b \geq 1,50$, $(Na + K)_b \geq 0,50$, $Ti < 0,50$ e $Al_c < Fe^{3+}_c$; e D) diagrama Ti_c vs Mg_c mostrando a evolução composicional deste mineral.

O sítio T é ocupado por Si e Al, numa proporção aproximada de 6:2, com alguns cristais apresentando uma leve deficiência em sílica (mínimo de 5,714 apfu). O sítio C é preenchido principalmente por Mg e Fe^{2+} , ocupando aproximadamente 4 sítios por fórmula unitária. Os cátions Al_c e Ti_c somam aproximadamente 1 apfu, com Ti_c (até 0,853 apfu) sempre mais abundante que Al_c (até 0,336 apfu). A quantidade de Fe^{3+} calculada é muito baixa para a maioria das amostras (<0,1 apfu), ocorrendo porém em concentrações apreciáveis nos monzonitos da área sul (MZ-Sul; até 0,416 apfu) e em alguns diques de composição tefrítica a tefrifonolítica (e.g., RGA-126d, até 0.659 apfu). Os núcleos são mais enriquecidos em Mg e em Ti do que nas respectivas bordas, que são mais enriquecidas em Fe^{2+} . O mesmo se dá em relação às rochas mais primitivas do maciço (UMFc) em direção às rochas mais evoluídas (MZ-Sul e DifF) conforme indica a *figura 37d*. Também, de uma forma geral, nota-se que os diques que cortam o maciço apresentam menor Mg_c que os anfibólitos das rochas do pulso principal.

O sítio B é praticamente ocupado pelo Ca, com pequenas concentrações de Na (até 0,271 apfu). O sítio A é quase que inteiramente ocupado por Na e K.

Biotita

A biotita apresenta também coloração predominantemente avermelhada, variando de pleocroísmo até laranja claro. Geralmente ocorre como cristais intersticiais anédricos, muitas vezes poiquilíticos, englobando cristais reduzidos de opacos, piroxênio, olivina, plagioclásio e apatita. Também ocorre associado à corrosão de piroxênio, principalmente às bordas e planos de fratura destes cristais. Além disso, a biotita ocorre também envolvendo cristais de opacos e até olivinas nas variedades melanocráticas, apresentando textura coronítica.

A composição de todos os pontos analisados (tabela A05) corresponde à mica trioctaédrica pertencente à série das biotitas (Rieder, 1999), com somatória (Σ) de cátions octaédricos (M) de 2,5 por fórmula unitária. A *figura 38* apresenta o diagrama de classificação segundo os membros finais Siderophilita – Annita – Flogopita – Eastonita. A quantidade de Fe^{3+} tetraédrico estimada (calculado estequiometricamente apenas para suprir a deficiência no sítio tetraédrico, sendo avaliado como o mínimo de Fe férrico na fórmula) para estas micas é relativamente baixa (máximo de 0,229 a.f.u.), sendo que os membros finais Tetra-ferri-annita e tetra-ferri-flogopita somados podem ser considerados desprezíveis. Os resultados obtidos situam-se no campo definido para a maioria das composições das biotitas naturais (Deer *et al.*, 1992).

Na fórmula estrutural observa-se que todo o Si e grande parte do Al disponível completam o sítio tetraédrico. As maiores quantidades de Fe^{3+}_T (até 0,229 apfu) ocorrem nas rochas melamonzodioríticas ricas em biotita da área a sul (GB-Sul, rga 26).

As maiores variações catiônicas ocorrem nos sítios octaédricos. Destacam-se as substituições de Mg por Fe^{2+} , com os termos mais ricos em Mg encontrados nas rochas mais primitivas do maciço. A *figura 39* apresenta o diagrama Al^{IV} vs Mg_{bt} [$\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$]. Pode-se observar principalmente pelo Mg_{bt} que a estratigrafia observada no pulso principal também se reflete na composição das biotitas, com variedades cumuláticas com maiores índices (0,76-0,63) e rochas mais evoluídas (GBPf, GBEq e GB-Bnd) com menores índices (0,66-0,57).

A *figura 40* apresenta as variações crípticas obtidas com este índice de acordo com o modelo geológico estratigráfico estabelecido para o maciço. As médias de Mg_{bt} para as rochas da seqüência inferior cumulática variam de 0,71 (para UMFc) a 0.66 (para MLGc-C), enquanto que para a seqüência superior as médias deste índice variaram entre 0,64 e 0,60, sendo as rochas monzoníticas da área sul ainda mais evoluídas, com teor médio de 0,44. Nota-se

Figura 38. Diagrama de classificação de biotitas segundo os componentes Eastonita-Siderophilita-Flogopita-Annita (Deer et al., 1992) para as diferentes fácies do maciço Ponte Nova.

Figura 39. Diagramas Al^{IV} vs Mg_{bt} representando a evolução composicional de biotitas das rochas do maciço Ponte Nova. A) Diferentes fácies da área principal; B) pulsos norte e leste, Umf-PO e área sul; C) rochas de matriz fina, diferenciados félsicos finais e diques.

Figura 40. Variações estratigráficas e modais conjugadas com a variações crípticas do índice Mg_{Bt} das diferentes fácies do maciço Ponte Nova.

que esta é a mesma seqüência evolutiva observada nos principais minerais cumuláticos, com enriquecimento em Fe no sentido das rochas da seqüência superior. A média deste índice observada para as rochas da fácies minério (ICPs e Mts, 0,83) indica uma reversão neste trend apoiando a hipótese destas representarem variedades híbridas relacionadas a novo aporte de magma dentro da câmara principal. Cabe ainda ressaltar que a ocorrência de mica nestas rochas está principalmente, senão totalmente, associada às bordas dos enclaves gábricos presentes, numa feição típica de reação.

Nas análises de biotitas do pulso norte (Gb-PN), a variação neste índice (Mg_{Bt} 0,60-0,72), com média de 0,66, é comparável às médias das rochas melagábricas cumuláticas pulso principal, porém um pouco inferior a estas. Para o pulso leste, os valores de Mg_{Bt} obtidos (0,58-0,51, média de 0,55) representam composições mais evoluídas neste índice que as rochas da seqüência superior, embora petrograficamente sejam semelhantes. Estas variações crípticas corroboram com o modelo geológico considerado para este maciço, principalmente diferenciando as rochas tidas como pulsos posteriores ao principal.

As biotitas da fácies kaersutita-óxido-apatita clinopiroxenitos (Umf-PO) possuem composições mais restritas, com índices Mg_{Bt} semelhantes aos das rochas ultramáficas do pulso principal (UMFc). As rochas de matriz fina (GB-Mf) e as rochas de diques (DM-LGT e DF-TeF) além dos diferenciados félsicos finais (DifF) possuem composições variadas de acordo com o índice Mg_{Bt} , com composições dentro dos intervalos observados para as rochas do pulso principal como um todo.

Significativas concentrações de Ti (até 0,710 apfu) e $\square^{VI}$ (até 0,348 apfu), além de concentrações mais reduzidas de Al^{VI} e Mn (<0,1 apfu) também são constatadas neste sítio. A entrada de Ti no sítio octaédrico implica em um mecanismo de substituição acoplada para balancear as diferenças de carga. Esse mecanismo envolve três tipos de substituições (Dymek, 1983):

1. tipo tschermak	$Ti^{VI} + 2(Al, Fe^{3+})^{IV} = (Mg, Fe^{2+})^{VI} + 2Si^{IV}$
2. tipo sítio octaédrico vago	$Ti^{VI} + \square^{VI} = 2(Mg, Fe^{2+})^{VI}$
3. tipo desidratação	$(R^{2+})^{VI} + 2(OH)^- = (Ti^{4+})^{VI} + 2O^{2-}$

A *figura 41* demonstra as relações catiônicas do sítio octaédrico envolvidas nas reações 1 e 2, onde nota-se uma clara relação destas com as biotitas do maciço Ponte Nova. Ti e vacâncias estruturais estão presentes numa proporção 2:1, com correlação positiva, enquanto que Ti e $Mg+Fe^{2+}$ apresentam correlação negativa de 2:3. Já Ti e $(Al+Fe^{3+})^{IV}$ estão presentes em proporções de aproximadamente 1:1, correlação positiva, com o $(Al+Fe^{3+})^{IV}$ ocupando 1,0 apfu a mais além do proporcional ao Ti. Cada uma das relações observadas corresponde à metade das proporções consideradas em cada uma das equações, podendo indicar que o mecanismo atuante representa a soma das equações (1) e (2).

O terceiro tipo de substituição até poderia estar presente. Porém seria camuflado pelas opções adotadas para cálculo da fórmula estrutural, dado que a quantidade de OH é desconhecida.

Nos sítios interfoliares, os cátions Ba (até 0,028 apfu) e Na (até 0,131 apfu) substituem o K, elemento predominante no sítio. Em praticamente todas as rochas os cristais apresentam-se mais enriquecidos em Na que em Ba. Porém, há exceções expressivas neste sentido, associadas às rochas do pulso leste (Gb-PL, rga29 e rga165a) e especialmente às rochas de matriz fina (GB-Mf, rga 35d e 72d) e rochas da área sul (GB-Sul, rga26 e rga27; e MZ-Sul, rga18d e rga18e) onde as micas possuem pronunciado enriquecimento em Ba e que são discutidas no capítulo 08.

Todas as micas analisadas do maciço Ponte Nova são ricas em Ti, com $TiO_2 > 5\%$ em peso.

Opacos

Os minerais opacos estão presentes em mais de um tipo mineralógico, a saber, ilmenita, magnetita e sulfetos. Ilmenita e magnetita apresentam-se em grande parte dos casos como cristais subédricos, ocorrendo sempre em concentração reduzida e geralmente com formação posterior aos cristais de piroxênio e de olivina precocemente formados, atingindo até 0,5 mm. Nas rochas melanocráticas, estes minerais quase que invariavelmente ocorrem envoltos por bordas de biotita ou anfibólio, principalmente quando em contato com minerais félsicos. Também ocorrem em menores concentrações e em dimensões ainda mais reduzidas como inclusões de cristais cumuláticos das fases principais anteriormente mencionadas. Ilmenita é encontrada livre na matriz, em alguns casos envolvendo cristais de apatita. Além disso, ocorre como lamelas e micro-lamelas de “oxi-exsolução” de titanomagnetitas. Os cristais de titanomagnetita, geralmente exsolvidos, apresentam formato irregular, na maioria dos casos subédrico. Micro-lamelas de pleonasto também foram encontrados em algumas das rochas, como “oxi-exsolução” de cristais de magnetita, associadas a lamelas maiores de ilmenita.

Na seqüência principal, definida pela morraria central do maciço, nota-se que não há cristais de ilmenita magmáticos nas rochas da seqüência superior (GBPf e GBEq) e nem na grande maioria das variedades cumuláticas ultramáficas (UMFc); nesta região central estes cristais se encontram apenas nas variedades melagábricas cumuláticas (MLGc e MLGc-C). Porém, nas rochas correlacionáveis com as da seqüência superior encontradas nos morros laterais são encontradas variedades com estes cristais. Isto podendo indicar também um possível zoneamento horizontal do maciço.

Uma pequena parte dos opacos é representada por sulfetos, principalmente pirita e pirrotita, que ocorrem ora como inclusão nos cristais de titanomagnetita, ora como cristais subédricos a euédricos submilimétricos encontrados disseminados na matriz de praticamente todos os litotipos.

Na *figura 42* é apresentado diagrama ternário $\text{TiO}_2\text{-FeO-Fe}_2\text{O}_3$ para as fases opacas analisadas, indicando uma variação composicional relativamente ampla para a titanomagnetita hospedeira. Também na *figura 44* são apresentadas imagens de alguns exemplos dos tipos de intercrescimentos e exsoluções dos cristais de titanomagnetita.

Os intercrescimentos de ilmenita em titanomagnetita podem ser correlacionados com os três tipos texturais de Haggerty (1991), a saber, *trellis*, sanduíche e composicional. Intercrescimento tipos *trellis* desenvolvem-se segundo as direções {111}, com espessuras variando de cristal para cristal ou de amostra para amostra. Intercrescimentos tipo sanduíche possuem bordas tipicamente irregulares. Intercrescimentos do tipo composto (*composite*), os mais freqüentes em todas estas rochas, ocorrem como grãos euédricos e subédricos inclusos em seu hospedeiro.

É interessante notar que, segundo Haggerty (1991), as lamelas tipo *trellis* são claramente o resultado de “exsoluções de oxidação”, enquanto os intercrescimentos tipo sanduíche e composto podem ser produtos tanto de oxidação quanto de cristalização primária. Nas rochas do maciço Ponte Nova, estes intercrescimentos ocorrem relacionados aos dois processos, sendo em boa parte dos casos, intercrescimentos do tipo composto interpretados como efeito de cristalização primária.

Os resultados químicos (tabela A06) revelam que a fase hospedeira (magnetitas e titanomagnetitas) dos cristais de opacos das rochas do maciço apresentam ampla variação composicional, que se estende de $\text{Mt}_{32}\text{-Ulv}_{68}$ a $\text{Mt}_{100}\text{-Ulv}_0$. Estas possuem teores relativamente altos de Al (até 0,22 apfu) e Mg (até 0,162 apfu) que compõe o componente espinélio, além de quantidades menores de Mn (até 0,04 apfu).

Figura 42. Diagramas ternários FeO-Fe₂O₃-TiO₂ (proporção molecular) para as composições de A) magnetitas exsolvidas (fase hospedeira+lamela) e B) ilmenitas magmáticas das rochas do maciço Ponte Nova.

Figura 43. Diagramas ternários FeO-Fe₂O₃-TiO₂ (proporção molecular) para as composições originais reconstituídas (fase hospedeira+lamela) das magnetitas das rochas do maciço Ponte Nova.

Figura 41. Diagramas apresentando as principais substituições associadas ao Ti no sítio octaédrico das biotitas das rochas do maciço Ponte Nova. A) Ti vs ^{VI}. B) Ti vs Mg+Fe²⁺. C) Ti vs Al^{IV}+Fe³⁺.

RGA-65 Lado = 566 μm

RGA-01a Lado = 1652 μm

RGA-18d Lado = 135 μm

RGA-165d Lado = 1850 μm

RGA-24b Lado = 1860 μm

RGA-146 Lado = 1235 μm

RGA-18d Lado = 1850 μm

RGA-126a Lado = 675 μm

RGA-163 Lado = 575 μm

RGA-119 Lado = 740 μm

RGA-41a Lado = 990 μm

RGA-97a Lado = 340 μm

Figura 44. Imagens de elétrons retroespalhados (BEI-Compo) para cristais de minerais opacos dos diferentes fácies do maciço Ponte Nova. Tons de cinza mais claros correspondem às fases opacas. Entre estas, ilmenita é cinza médio, titanomagnetita é cinza claro e sulfetos, badeleítas e zirconolitas são brancos. Exceção apenas para RGA119, onde todos os opacos da imagem são ilmenitas com diferenças composicionais, representados pelos diferentes tons de cinza.

As lamelas de oxi-exsolução de ilmenitas apresentam variações composicionais mais restritas que o hospedeiro, abrangendo o intervalo de $\text{Hem}_{02}\text{-Ilm}_{98}$ a $\text{Hem}_{20}\text{-Ilm}_{80}$. A composição química destas é marcada pela presença de Mg (até 0,505 apfu). As quantidades de Mn variam até 0,151 apfu para os diferenciados félsicos finais. Para os diques, os teores de Mn destas lamelas são mais elevados, variando entre 0,284 e 0,463 apfu.

A composição original é obtida ou em cristais não oxi-exsolvidos (como o caso de muitas amostras) ou reconstituindo-se os cristais que sofreram exsolução (*figura 43*).

As porcentagens em área de ilmenita exsolvida e da magnetita hospedeira obtida pelas imagens de elétrons retro-espalhados são assumidas como porcentagem volumétrica. Tais porcentagens podem então ser convertidas para uma fração de peso multiplicando-as pelas densidades da magnetita hospedeira e da ilmenita exsolvida. Para o cálculo das densidades utiliza-se o trabalho de Lindsley (1965) que apresenta os volumes molares das séries de soluções-sólidas magnetita-ulvöespinélio e hematita-ilmenita em função da composição química. Desta forma, pode-se por meio da análise de cada fase calcular sua densidade, e multiplicando-se esta pelo respectivo percentual de volume assumido tem-se a concentração relativa de hospedeiro e da lamela em fração de peso. Multiplica-se esta fração em peso pelos dados em porcentagem de peso de cada elemento da análise de cada componente. As porcentagens em pesos de cada elemento obtidas são então integradas (somadas) gerando uma composição teórica de um cristal magnetita rico em ulvöespinélio e homogêneo. O procedimento adotado segue os mesmos passos que os descritos por Bohlen & Essene (1977).

A composição reconstituída ou não exsolvida dos cristais de Ti-magnetita apresenta variação de $\text{Mt}_{56}\text{-Ulv}_{44}$ a $\text{Mt}_{20}\text{-Ulv}_{80}$ para as rochas do pulso central, da sequência oeste e sul deste e da área sul. Já os pulsos norte e leste possuem variação mais restrita, com intervalo de $\text{Mt}_{33}\text{-Ulv}_{67}$ a $\text{Mt}_{22}\text{-Ulv}_{78}$ para Gb-PN e de $\text{Mt}_{47}\text{Ulv}_{53}$ a $\text{Mt}_{22}\text{Ulv}_{78}$ para Gb-PL. As rochas híbridas da fácies ICPs apresentam variação ainda mais restrita com intervalo de $\text{Mt}_{48}\text{Ulv}_{52}$ a $\text{Mt}_{40}\text{Ulv}_{60}$, muito semelhante aos encontrados para as rochas ultramáficas cumuláticas (UMFc) do maciço. Destoante das composições do pulso principal encontram-se os cristais da fácies kaersutita-óxido-apatita clinopiroxenitos (Umf-PO), com composições entre $\text{Mt}_{78}\text{-Ulv}_{22}$ e $\text{Mt}_{62}\text{-Ulv}_{38}$. As rochas de matriz fina (GB-Mf) possuem composições semelhantes às do pulso principal, enquanto que os diques, em sua maioria, possuem composições mais enriquecidas na molécula de magnetita ($\text{Mt}_{40}\text{-Ulv}_{60}$ a $\text{MT}_{90}\text{-Ulv}_{10}$), sendo os mais enriquecidos os fonotefritos e os menos os lamprófiros que cortam o maciço. Os diferenciados félsicos também apresentam uma tendência a uma maior quantidade da molécula magnetita com intervalos amplos, variando de $\text{MT}_{33}\text{Ulv}_{67}$ a $\text{MT}_{76}\text{Ulv}_{24}$.

As composições dos cristais de ilmenita (magmáticos) possuem composição restrita, variando entre $\text{Hem}_{01}\text{-Ilm}_{99}$ e $\text{Hem}_{11}\text{-Ilm}_{89}$ para todas as rochas do maciço. Uma variação importante registrada neste mineral é relacionada com o índice Mg_{Ilm} [$\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$] (apfu) conforme indica a *figura 45*. O intervalo de valores mais elevados é registrado nas rochas híbridas da região central (ICPs), variando entre 0,34 e 0,26 para os ilmenita clinopiroxenitos e entre 0,42 e 0,41 para a amostra formada quase que exclusivamente por óxidos (ti-magnetita e ilmenita). Em seguida, com intervalo do índice ainda relativamente elevado encontra-se as rochas ultramáficas cumuláticas, com Mg_{Ilm} entre 0,29 e 0,19. Nas demais litologias do pulso principal encontra-se variação semelhante, com intervalos entre 0,22 e 0,07 para os melagabros cumuláticos (MLGc) e entre 0,18 a 0,07 para as demais fácies (MLGc-C, GBPf, GBEq e GB-Bnd).

Figura 45. Diagramas Mg_{ilm} vs Fe^{3+} para os cristais de ilmenita (magnéticos) das rochas do Maciço Ponte Nova. A) Rochas da área principal (UMFc, MLGc, MLGc-C, GBPf, GBEq, GB-Bnd). B) Pulsos norte e leste (Gb-PN, Gb-PL), Umf-PO, ICPs, rochas de matriz fina (GB-Mf) e alguns diques com ilmenita na matriz. $Mg_{ilm} = Mg/(Mg+Fe^{2+})$.

Nas rochas de matriz fina encontram-se intervalos deste índice próximos às rochas melagábricas cumuláticas (Mg_{ilm} 0,25-0,17), acompanhando a tendência associativa já observada em outros minerais, como biotita e piroxênios. Também, nas rochas da área sul, o intervalo de Mg_{ilm} (0,04-0,15) mostra-se compatível com a seqüência de topo do pulso principal (GBPf, GBEq, GB-Bnd) porém com uma variação um pouco maior, mais enriquecida em Fe na amostra rga-26. Com intervalo bastante restrito e rico em Fe^{2+} (0,13-0,07) encontram-se as ilmenitas dos kaersutita-óxido-apatita clinopiroxenitos (Umf-PO)

A *figura 46* apresenta as variações crípticas de acordo com o modelo geológico estratigráfico estabelecido para o maciço. As médias de Mg_{ilm} para as rochas da seqüência inferior cumulática variam de 0,24 (para UMFc) a 0,145 (para MLGc-C), enquanto que para a seqüência superior as médias deste índice variam entre 0,153 e 0,120, confirmando a seqüência evolutiva observada nos principais minerais cumuláticos, com enriquecimento em Fe no sentido das rochas da seqüência superior. A média deste índice observada para as rochas da fácies minério (ICPs e Mts) indica uma reversão neste trend também apoiando a hipótese destas representarem variedades híbridas relacionadas a novo aporte de magma dentro da câmara principal.

Nas análises de ilmenitas do pulso norte (Gb-PN), a variação neste índice (Mg_{ilm} 0,08-0,16) com média de 0,123 mostra também que embora as rochas deste corpo sejam comparáveis petrograficamente com as rochas melagábricas do pulso principal, a composição das ilmenitas mostra-se mais evoluída. Contudo, os menores valores de Mg_{ilm} obtidos (0,07-0,02, média de 0,046) encontram-se nas rochas do pulso leste (GB-PL), que embora petrograficamente semelhantes às rochas da seqüência superior, também possuem composições mais evoluídas neste índice. Estas tendências acima descritas podem também ser consideradas como variações crípticas que corroboram com o modelo geológico considerado para este maciço, principalmente diferenciando as rochas tidas como pulsos posteriores ao principal.

Feldspatos

Nas rochas de caráter melanocrático (MLGc), os cristais de plagioclásio geralmente são prismáticos a ripiformes euédricos, zonados, com dimensões submilimétricas e apresentando bordas de sobrecrecimento albitico em alguns casos. Nas rochas ultramáficas do maciço, ocorre como fase intersticial preenchendo os espaços de poros restantes do concentrado cumulático. Com o aumento da concentração de félsicos (acompanhando a estratigrafia do maciço, seguindo a elevação topográfica), nota-se que o plagioclásio apresenta inicialmente cristais ainda intersticiais porém de dimensões maiores, até poiquilíticos, apresentando em alguns casos estruturas zonadas e formas anédricas a subédricas. Até que ocorrem os cristais euédricos, bem formados, ripiformes acima mencionados, apresentando zoneamento oscilatório. Nestas últimas, ocorrem como félsicos intersticiais, além do próprio plagioclásio, o feldspato alcalino e a nefelina. O feldspato alcalino tem ocorrência sempre intersticial, por vezes poiquilítico, sendo também encontrado como principal constituinte de mesóstase félsica que ocorre em grande parte das rochas do maciço.

Os plagioclásios têm uma variação composicional correspondendo a quase todo espectro da série (tabela A07), com a maioria deste compreendidos nos limites entre bytownita e oligoclásio (*figura 47a*). Plagioclásios de composição albitica são raros. A maior variação entre os componentes é observada nos cumulos melagábricos (MLGc), com intervalos de $An_{79,6}Ab_{20}Or_{0,4}$ a $An_{14,9}Ab_{79,7}Or_{5,3}$. Nas demais litologias analisadas de todo o maciço observam-se composições dentro deste intervalo, porém mais confinadas aos limites labradorita-oligoclásio. Os plagioclásios possuem contribuições relevantes de K (até 0,422 apfu), Fe^{3+} (até 0,124 apfu),

Figura 46. Variações estratigráficas e modais conjugadas com a variações crípticas do índice Mg_{ilm} das diferentes fácies do maciço Ponte Nova

Figura 47. A) Composição dos feldspatos classificados segundo os componentes moleculares Ab-Or-An para as diferentes fácies do maciço Ponte Nova. B) Intervalos de variação da molécula de An (%) para os cristais de plagioclásio do maciço Ponte Nova. São plotados também os valores médios encontrados para cada fácies.

além de Ba (até 0,097 apfu) e Mg (até 0,064 apfu).

A *figura 47b* apresenta a variação do componente molecular An (%) para as diferentes fácies do maciço. O intervalo obtido para as médias das diferentes fácies do maciço (52,8-31,1%) é pouco conclusivo para o entendimento de variações crípticas diante dos amplos intervalos obtidos para este componente. A *figura 48* apresenta as variações deste índice em relação à evolução estratigráfica proposta para o maciço. Com relação às fácies da área a sul, nota-se que estas possuem médias menores nestes teores do que a coluna principal.

Esta ausência de variações significativas para este mineral, que na grande maioria das vezes é encontrado na assembléia *intercumulus* sugere que nestes estágios de cristalização a composição destes minerais consegue evoluir significativamente, sendo que os amplos intervalos encontrados são relacionados mais aos estágios de cristalização inicial e final de cada amostra do que algum tipo de variação relacionado com toda a estratigrafia do maciço.

Buscando-se ainda possíveis variações crípticas no maciço foi adotado como índice a razão $Ca_{plg} [Ca/(Ca+Al)]$ juntamente com os teores de SrO (*figura 49*). Porém, nota-se que para todas as rochas do maciço o índice Ca_{plg} apresenta variações bastante restritas e similares (0,14-0,30). Com relação à variação de SrO, nota-se apenas que as rochas da área a sul (Gb-Sul e MZ-Sul) possuem teores mais elevados (até 1,33%) em relação às demais rochas do maciço (até 0,61%).

Os feldspatos alcalinos analisados (tabela A08) possuem composições em sua maioria limitadas ao campo da sanidina, com intervalo principal entre $An_{3,8}Ab_{55,3}Or_{40,9}$ e $An_{0,1}Ab_{35}Or_{96,5}$. Neste sentido nota-se que os feldspatos alcalinos associados à mesostase félsica tendem a ter as composições mais ricas na molécula ortoclásio (Or) para todas as rochas analisadas ($An_{2,0}Ab_{11,3}Or_{86,7}$ - $An_0Ab_{3,5}Or_{96,5}$). Feldspatos intersticiais com composições de anortoclásio são poucos. Não são identificadas exsoluções nestes cristais.

Como elementos menores encontram-se o Fe^{3+} (até 0,082 apfu) e Sr (até 0,100 apfu), com Mg e Mn muito próximos dos limites de detecção. Quanto ao Ba, é interessante salientar a presença, em diferentes litotipos, de feldspatos ricos neste elemento, e estes são melhor discutidos no capítulo 08.

Algumas análises de feldspato alcalino, para diferentes litotipos, possuem um enriquecimento pronunciado na molécula anortita (até 20%An) e suas composições plotam fora do espectro das composições *solidus* dos feldspatos. Ainda não se conseguiu uma explicação plausível deste comportamento, embora entenda-se que seja pouco provável que estes dados correspondam a misturas entre os cristais.

As variações composicionais dos plagioclásios sugerem uma evolução petrológica por mecanismos de diferenciação magmática que segue um *trend* normal. À medida que o líquido evolui, a composição deste mineral torna-se cada vez mais albitica, especialmente em suas bordas e em cristais intersticiais. O feldspato alcalino, por sua vez, possui composições com tendências progressivamente mais ricas em ortoclásio em direção aos estágios finais de cristalização. O extremo enriquecimento em K observado na mesóstase félsica pode estar associado a estágios tardio-magmáticos ou mesmo pós-magmáticos (para mais detalhes veja o capítulo 06).

Nefelina

No maciço Ponte Nova este mineral está associado às fases intersticiais finais, posterior aos feldspatos, ocorrendo em grande parte dos casos já alterado parcial ou totalmente para cancrinita ou agregados sericítico-zeolíticos, sendo encontrado na maioria das rochas do maciço, mesmo nas rochas ultramáficas cumuláticas (UMFc).

Figura 48. Variações estratigráficas e modais conjugadas com a variações do teor de An% em feldspatos das diferentes fácies do maciço Ponte Nova

Figura 49. Diagramas SrO vs Ca_{plg} para as análises de plagioclásio das diferentes fácies do maciço Ponte Nova. $Ca_{plg} = Ca/(Ca+Al)$.

As nefelinas do pulso principal (*figura 50*; tabela A09) são representadas pelas composições $\text{Ne}_{69.2-59.4}\text{Qz}_{22.6-8.3}\text{Ks}_{14.5-7.8}\text{An}_{11.1-3.8}$. Já as dos diferenciados félsicos finais possuem composições menos ricas no componente Qz, com intervalos de $\text{Ne}_{69.7-66.4}\text{Qz}_{14.9-4.5}\text{Ks}_{18.8-12.4}\text{Ab}_{8.2-6.2}$. No pulso norte (Gb-PN) as variações situam-se entre $\text{Qz}_{24.9-3.8}\text{Ne}_{67.8-57.1}\text{Ks}_{12.1-9.9}\text{Ab}_{16.2-5.6}$. No pulso leste (Gb-PL) a composição tende a ser mais restrita, com $\text{Qz}_{14.3-13.0}\text{Ne}_{69.3-68.6}\text{Ks}_{11.7-11.4}\text{Ab}_{5.9-5.5}$. Para os diques máficos fonotefríticos (rga126d) a variação é $\text{Qz}_{25.9-17.5}\text{Ne}_{64.8-52.6}\text{Ks}_{10.9-8.3}\text{Ab}_{13.2-6.7}$.

O sítio tetraédrico apresenta excesso de Si (até 9,513 apfu) em relação ao Al, refletindo o comportamento comum das nefelinas naturais (Deer *et al.*, 1992). O sítio M (cavidades hexagonais e ovais) é ocupado principalmente por Na (até 6,001 apfu), K (até 1,532 apfu), Ca (até 0,665 apfu) e vacâncias. Fe^{3+} aparece como principal traço presente no sítio T (até 0,081 apfu) enquanto que Ti, Mn e Ba encontram-se abaixo dos limites de detecção para a maioria dos casos.

Analcima

Diversos trabalhos sobre a paragéneze das analcimas em rochas ígneas são controversos quanto à sua origem (Roux & Hamilton, 1976; Luhr & Kyser, 1989; Karlsson & Clayton, 1991). Estas podem ocorrer como um mineral ígneo primário, como alteração de leucita, ou de origem hidrotermal, representados pelos tipos P, L, e H de Luhr e Kyser (1989), respectivamente; e como fases subsólicas desenvolvidas pela interação da nefelina com fluídos deutéricos e/ou hidrotermais (Wilkinson & Hensel, 1994).

Nas rochas do maciço Ponte Nova, este mineral parece estar preferencialmente associado às bordas de cristais de plagioclásio, provavelmente fruto de algum tipo de alteração e presente em ocelos ou como microcristais associados à mesóstase félsica encontrada em muitas amostras.

O intervalo composicional é de $\text{Ne}_{57.2-27.6}\text{Qz}_{63.9-37.3}\text{Ks}_{3.8-0.1}\text{An}_{7.7-0}$ (tabela A10). Os demais elementos analisados apresentam concentrações ao redor dos limites de detecção. Alguns critérios estabelecidos por Luhr e Kyser (1989), levam em consideração componentes como a concentração de Si e de Fe neste mineral para classificá-los como de origem magmática primária, secundária e hidrotermal. As concentrações de silício (X_{Si}) obtidas para as análises de analcima do maciço associam estas mais ao intervalo das analcimas hidrotermais (tipo H). Adicionalmente Luhr & Kyser (1989) relaciona o conteúdo muito baixo de Fe como diagnóstico dos tipos H (hidrotermal) e S (sedimentar).

Entretanto, Karlsson & Clayton (1991) questionam a origem primária do tipo P de analcima estudadas por Luhr & Kyser (1989). Além disso, discutem que o uso de composições químicas para inferir a origem da analcima é ainda muito duvidoso.

Embora no maciço Ponte Nova entenda-se que analcima associada a bordas de plagioclásio seja resultado de processos de alteração, no caso das ocorrências junto à mesóstase ou a ocelos é interpretada como sendo de uma origem tardi-magmática, associada aos fluídos finais de preenchimento de *intercumulus* (veja o capítulo 06).

CONDIÇÕES DE CRISTALIZAÇÃO

As proporções de Ti_{M1} e Al_{total} de clinopiroxênios são interpretadas como sendo um reflexo das condições de pressão de cristalização ou ainda do grau de alcalinidade do magma (Dobosi, 1987; Dorais, 1990; Thy, 1991; Stewart *et al.*, 1996; Civetta *et al.*, 1998). Na *figura 51a* observa-se que os piroxênios do maciço Ponte Nova tem composições (Ti_{M1} , Al_{total}) comparáveis às obtidas experimentalmente por Thy (1991) para cristalização sob condições de pressões intermediárias a baixas, sugerido uma evolução do magma em níveis de profundidade raso.

Figura 50 - Diagrama Ne - Qz - Ks mostrando a evolução da composição de nefelinas do maciço máfico/ultramáfico Ponte Nova e diques associados. Plotam-se também as composições teóricas de Morozewicz (M) e Buerger (B; Tilley, 1954) e o plano: $\square_2Na_6Al_6Si_{10}O_{32}$ - $K_2Na_8Al_8Si_8O_{32}$ de Dollase & Thomas (1978). Temperaturas de equilíbrio conforme Hamilton & Mackenzie (1960) e Hamilton (1961).

Figura 51. Estimativas de pressão para as rochas do maciço Ponte Nova com base no quimismo de clinopiroxênios. A) Diagrama Ti_{M1} vs Al_{total} (apfu) incluindo os campos das composições dos piroxênios obtidos experimentalmente por Thy (1991) para diferentes pressões. B) Diagrama VCell (volume da célula unitária) vs VM1 (volume do sítio M1), calculado segundo Nimis (1995) e Nimis & Ulmer (1998) incluindo as faixas de pressão obtidas por este último autor.

Utilizando-se também do geobarômetro de Nimis (1995) e Nimis & Ulmer (1998) com base no volume do sítio M1 (VM1) e no volume total da célula unitária (Vcell), calculadas segundo o quimismo mineral, pôde-se obter um valor de pressão (*figura 51b*). Os valores obtidos, porém, variaram entre 2,3kbar e -2,3kbar, e média de -0,5kbar, com erro de $\pm 1,7$ kbar. Cabe ressaltar também que os parâmetros VCell e VM1 podem depender não só da pressão, mas de diferentes variáveis. Particularmente, a composição total da rocha e a temperatura têm alguma influência (Dal Negro *et al.*, 1984, 1989; Nimis, 1995; Nimis & Ulmer, 1998). O alto erro implícito no método para pressões baixas não permite maiores considerações, contudo, confirma-se novamente as condições de cristalização em condições intermediárias a baixas, da mesma maneira que os dados experimentais de Thy (1991), sendo que pressões entre 1 e 0.5kbar parecem ser bastante plausíveis para a cristalização destas rochas.

Para esta profundidade de colocação, entende-se que a evolução dos magmas do maciço Ponte Nova seja governada principalmente pela T , αSiO_2 e $f\text{O}_2$. Para os cálculos de temperatura, atividade de sílica e da fugacidade de oxigênio, levou-se em consideração a reação:

Equilíbrios envolvendo trocas de Fe-Mg entre olivina, clinopiroxênio e o líquido são caracterizadas por taxas de difusão mais rápidas e, desta forma, retratam condições aproximando-se do solidus. Estes minerais provavelmente registram as temperaturas mais baixas em que o líquido esteve em contato com os minerais silicáticos de Fe e Mg. Para o maciço Ponte Nova, dado que estas são as duas fases cumuláticas mais proeminentes as estimativas de temperatura representariam as temperaturas mais baixas em que o líquido esteve em contato com as fases *cumulus*. Entre as possíveis fontes de erro, que podem alterar as composições de piroxênio e olivina, encontram-se a difusão pós-magmática de Fe-Mg e a infiltração de fluidos. Nas rochas do maciço Ponte Nova a atuação destes processos é muito difícil de se diagnosticar.

O embasamento teórico para os cálculos do programa Quilf são dados por Frost & Lindsley (1992), Lindsley & Frost (1992) e Anderson *et al.* (1993). Nos cálculos realizados foram utilizadas as composições médias de olivinas e as composições dos núcleos de clinopiroxênio. O procedimento adotado procura seguir as recomendações e adaptações efetuadas por Marks & Markl (2001) para as rochas alcalinas de Ilímaussaq. Além disso, cabe ressaltar que o programa Quilf não deve ser aplicado para análises em que o piroxênio tenha mais que 10% de componentes diferentes de En, Wo e Fs.

Um primeiro modelamento das temperaturas de solidus para as rochas do maciço Ponte Nova foi obtido tendo-se como dados de entrada fixos os componentes da olivina XFo e XLa (larnita) e um dos componentes do piroxênio (XWo). Para o componente XEn do piroxênio permite-se que, antes do cálculo da temperatura, o programa Quilf calcule a composição deste componente que esteja em equilíbrio com os demais elementos de entrada de dados. Faz-se isso para minimizar as incertezas do cálculo e também para se minimizar os efeitos de um reequilíbrio difusivo posterior, durante o qual o piroxênio tende a se tornar mais enriquecido em Mg (Markl *et al.*, 1998). Os parâmetros utilizados e os resultados obtidos são apresentados na tabela 3a.

Neste modelamento, as temperaturas obtidas variaram entre 964 e 775°C para todo o maciço, com média de 855°C. Neste sentido, as amostras que apresentaram temperaturas mais elevadas e com menores correções de valores estão relacionadas aos pulsos satélites norte e leste. Porém, estas estimativas parecem um tanto baixas para minerais formados tão precocemente.

Para se estabelecer um parâmetro significativo de temperaturas optou-se por calcular a temperatura de saturação de piroxênio para os diques que cortam o maciço. Entende-se que estes diques podem ser tidos como representativos do magma inicial do maciço, como nos casos da Ilha dos Búzios (Alves, 1996) e da Ilha Monte de Trigo (Enrich, 2005). Para isso, utilizou-se a formulação de Putirka (1999), considerando-se uma pressão de 0.8 kbar e a composição da rocha como representativa do magma que a cristalizou.

O intervalo de temperaturas obtido para os diques máficos classificados petrograficamente como lamprófiros e tefritos e microgabros variou de 1196°C a 1076°C enquanto que para os diques félsicos, classificados como tefrifonólitos e fonotefritos, a variação foi de 1130°C a 1081°C. Dado que em todas estas rochas o piroxênio é principalmente encontrado como fenocristais, estas temperaturas devem ser representativas dos estágios iniciais da cristalização. Na modelagem do programa quilf as temperaturas obtidas são temperaturas de *solidus*, ou seja, as mais baixas temperaturas em que o líquido esteve em contato com o piroxênio e olivina.

Desta forma procurou-se efetuar um novo modelamento das temperaturas pelo programa Quilf. Desta vez, como primeira correção, o componente molecular larnita das olivinas (XLa) foi ajustado pelo programa Quilf para um valor de equilíbrio, devido a um relativamente amplo espalhamento dos dados obtidos pelas análises e devido às incertezas analíticas das análises de Ca na olivina. Para este cálculo do valor de equilíbrio é necessário, além das outras composições obtidas nas análises, de um valor de pressão e temperatura. O valor de pressão utilizado, 0.8 kbar, é um valor dentro do intervalo obtido pelo geobarômetro dos clinopiroxênios acima descritos. Para uma estimativa de temperatura para o cálculo desse equilíbrio foi assumida a T de 1000°C. Após isso, a variável XLa calculada por Quilf é então fixada em todos os cálculos subsequentes para uma mesma amostra. Em cada cálculo, um dos outros componentes de entrada (XFo, XEn, XWo) é também ajustado por Quilf para um valor de equilíbrio que minimize as incertezas de cálculo, sendo na grande maioria dos casos corrigido o parâmetro XEn para minimizar problemas de difusões tardias. Novamente, o resultado só foi considerado de confiança se o valor calculado estiver no intervalo de valores medidos dentro de cada amostra. Os parâmetros utilizados e os resultados obtidos são apresentados na tabela 3b.

Neste modelamento, as temperaturas obtidas variaram entre 1030 a 930°C, com erro estimado em 50°C (Marks & Markl, 2001). Para estas condições de temperatura e levando-se em consideração apenas as composições das fases *cumulus* olivina e piroxênio foi calculada também a α_{SiO_2} , com valores obtidos variando entre 0,40 e 0,57 para as rochas do maciço principal (UMFc, MLGc, MLGc-C, GBPf, GBEq) e fácies adjacentes (GB-Sul, GB-Bnd), 0,65 para as rochas do corpo satélite Norte (Gb-PN) e entre 0,51 e 0,60 para as rochas do pulso Leste (Gb-PL), com uma incerteza de $\pm 0,05$ (Marks & Markl, 2001). Estes índices, indicando uma relativamente baixa atividade de sílica, é compatível com a presença de baddeleyita e nenhuma ocorrência de zircão nestas rochas de composição gabróide.

As condições de $f\text{O}_2$ foram estimadas com base no par ilmenita-magnetita, juntamente com as temperaturas de *solidus* envolvida no equilíbrio destas duas fases, por meio do algoritmo de Ghiorso & Sack (1991). A figura 52a apresenta a variação destes dois parâmetros para os pares do maciço Ponte Nova. As composições apresentadas na figura 52b indicam um limite mínimo para a $f\text{O}_2$ no momento da cristalização algo próximo ao *buffer* QFM, variando até 0,15 unidade de log acima e até 1,58 unidade de log abaixo deste *buffer* para a maioria das rochas do maciço. Este espalhamento dos dados pode indicar um certo zoneamento lateral do maciço. É interessante notar que as amostras melagábricas cumuláticas encontradas na região sudoeste, amostra da fácies de rochas gábricas de matriz fina (GB-Mf), próxima ao contato com o embasamento e algumas amostras encontradas na região leste do pulso principal

Figura 52. Diagramas A) $T^{\circ}\text{C}$ vs $\log f\text{O}_2$ e B) $T^{\circ}\text{C}$ vs $\Delta \log f\text{O}_2$ (Frost, 1991), calculadas para o par ilmenita-magnetita das rochas das diferentes fácies do maciço Ponte Nova.

estão quase que exatamente na linha do buffer QFM, enquanto que as variedades encontradas na morraria central do maciço possuem condições de fO_2 próximas a 1 unidade de log abaixo deste buffer, indicando portanto condições relativamente mais reduzidas na porção central. Esta diferença pode também ser considerada como uma evidência favorável à hipótese de que a área a oeste e sul da morraria central representem um pulso isolado, e não uma continuidade do pulso central apenas separada por falhamentos.

As amostras da área sul estudadas (GB-Sul e MZ-Sul) possuem condições de fO_2 semelhantes às observadas para as rochas da morraria central. A amostra que indica condições mais oxidantes é RGA-121, da fácies Umf-PO, com 0,15 unidade de log acima do buffer QMF.

A variação de temperatura obtida com este par para as amostras do pulso principal (1012-754°C, com média de 861°C) pode ser entendida como magmática, com diferentes estágios de cristalização para estes óxidos, ou ainda a algum tipo de reequilíbrio a que estes cristais foram submetidos em estágios mais finais. Outro ponto importante é que, embora a variação seja ampla, as temperaturas obtidas para a maioria das amostras encontram-se abaixo das obtidas para o segundo modelamento das trocas Fe-Mg de olivina e clinopiroxênio. Isto é compatível com as observações petrográficas, em que, na maioria das amostras, os cristais de opacos não fazem parte da assembléia *cumulus*, portanto esperava-se uma temperatura um pouco menor. O mesmo acontece para os dados obtidos para os corpos satélites Norte (Gb-PN) e leste (Gb-PL). Em algumas amostras, porém as temperaturas com base no par ilmenita-magnetita são compatíveis com as temperaturas de solidus do par olivina-clinopiroxênio. Isto pode indicar que nestas estes óxidos também faziam parte da assembléia *cumulus*, ou que trocas difusivas posteriores à cristalização ocorreram no par olivina-clinopiroxênio, ou ainda podem ser entendidas como coerentes levando-se em consideração o erro estimado de $\pm 50^\circ\text{C}$ em cada um dos métodos.

Os cristais dos feldspatos, tanto plagioclásio como feldspato alcalino, fazem parte da assembléia *intercumulus*. Para tentar entender as condições de cristalização dos feldspatos estes foram plotados separadamente segundo seus componentes moleculares principais, subdivididos nas respectivas fácies do maciço e associando-se a curvas de T de *solvus* a uma pressão (estimada pelas composições dos clinopiroxênios) de 0.8kbar (figura 53a-e). De uma forma geral, os plagioclásios apresentam-se associados à curva de 600°C, indicando cristalização em condições de temperatura superiores a esta. Os feldspatos alcalinos possuem ampla variação, com a maioria dos dados acima da curva *solvus* de 800°C, sendo difícil uma associação plausível. Imaginando a cristalização em equilíbrio dos dois feldspatos em alguns litotipos em um certo momento, correlacionou-se as composições de bordas dos cristais de plagioclásio, com núcleos de feldspatos alcalinos, buscando a aplicação do geotermômetro dois feldspatos, seguindo o modelo de Elkins & Groove (1990), tendo assim obtido as estimativas mínimas do *liquidus* do sistema. As melhores correlações (com menores erros) indicaram variação de T entre 830°C até 748°C para as rochas do pulso principal. Para o pulso norte (Gb-PN), a melhor correlação indica uma temperatura de 855°C.

As temperaturas mínimas de equilíbrio durante a cristalização da nefelina podem ser estimadas conforme os estudos de Hamilton (1961). O diagrama Ne-Qz-Ks (figura 50) demonstra um pequeno trend de diferenciação em função das temperaturas de equilíbrio (Hamilton & Mackenzie, 1960; Hamilton, 1961). Neste sentido, as nefelinas dos diferenciados félsicos finais apresentam temperaturas mais reduzidas (<Qz) em relação à seqüência de topo do pulso principal (GBEq, GB-Bnd, GB-Sul) com temperaturas variando entre acima de 700°C, consideradas magmáticas e até alguns cristais com equilíbrio inferior a 500°C, indicativos de estágios tardi- a pós-magmáticos.

Figura 53. Diagramas ternários Ab-An-Or para as análises de plagioclásio das diferentes fácies do maciço Ponte Nova plotadas associadamente com as curvas solvus (Elkins & Groove, 1990). A) Rochas do pulso principal (UMFc, MLGc, MLGc-C, GBPf, GBEq). B) Rochas bandadas e melanocráticas associadas (GB-Bnd).

Figura 53. Continuação. Diagramas ternários Ab-An-Or para as análises de plagioclásio das diferentes fácies do maciço Ponte Nova plotadas associadamente com as curvas solvus (Elkins & Groove, 1990). C) Rochas da área de exposição sul (GB-Sul e MZ-Sul). D) Pulsos Norte, Leste e kaersutita-óxido-apatita clinopiroxenitos (Gb-PN, Gb-PL, Umf-PO). E) Rochas de matriz fina (GB-Mf), diferenciados finais (Diff) e diques (DM-LGT e DF-Tef).

Desta forma, com as estimativas de temperatura baseadas em diferentes pares e minerais pode-se estabelecer para o maciço Ponte Nova um intervalo de cristalização entre algo acima de 1030°C até aproximadamente 700°C.

DESLOCAMENTO DO LÍQUIDO *INTERCUMULUS* APRISIONADO (*TRAPPED MELT SHIFT*)

O conceito de líquido *intercumulus* aprisionado em cumulos de intrusões máficas foi proposto por Wager *et al.* (1960). Baseado no modelo do afundamento de cristais, dois extremos cumuláticos foram reconhecidos.

No extremo ortocumulático eles imaginaram a rápida acumulação de cristais que aprisionaram líquido intersticial. Durante subsequente cristalização em equilíbrio, num sistema fechado e selado em relação ao reservatório principal, o líquido aprisionado nos poros poderia reagir continuamente com os cristais *cumulus* para formar soluções sólidas de temperaturas mais baixa. O extremo adcumulático foi imaginado que ocorreria debaixo de condições de lenta acumulação de cristais. Os cristais estariam então aptos a manter comunicação química com o reservatório magmático principal por difusão de componentes através do líquido intersticial, e desta forma poderia crescer a uma composição constante até que virtualmente todos os espaços de poros fossem preenchidos. Por esta classificação, leva-se em consideração essencialmente a composição do material *intercumulus*. Segundo a classificação de Irvine (1982) levando-se em consideração não a forma de crescimento pós*cumulus* ou a composição, mas a quantidade do material *intercumulus*, rochas com variação de 25-50% de *intercumulus* seriam ortocumulatos, de 7-25% seriam mesocumulatos e, de 0-7% adcumulatos.

Trabalhos posteriores têm demonstrado que a redução na quantidade do líquido *intercumulus* em cumulos pode ser governada não somente por difusão mas também por convecção composicional e compactação (Tait *et al.*, 1984, Sparks *et al.*, 1985).

O efeito geoquímico do líquido aprisionado nas composições minerais das fases *cumulus* foi modelado por Barnes (1986) para os principais elementos maiores. Este argumenta que os grãos *cumulus* equilibram-se com o líquido *intercumulus* aprisionado, resultando em um deslocamento da composição dos sólidos iniciais para composições mais evoluídas, denominado **deslocamento do líquido aprisionado** (*trapped liquid shift*). Reequilíbrios completos podem ser alcançados em olivina e piroxênios, onde a difusão de Mg e Fe é rápida comparada com a escala de tempo para resfriamento de grandes intrusões máficas. A magnitude do deslocamento do líquido aprisionado depende essencialmente das proporções modais das fases *cumulus* e da porosidade inicial. Os trabalhos de Bédard (1994) e Cawthorn (1996b) também modelam este deslocamento para os elementos traços de grandes intrusões acamadadas.

Para as rochas do maciço Ponte Nova, os aspectos petrográficos e o comportamento químico geral de fases *intercumulus*, em muitos casos de final de cristalização, como biotita, compatível com a evolução dos minerais *cumulus*, favorece a idéia de estas fases, serem representativas principalmente de um líquido trapeado (*trapped liquid*) no momento da acumulação, guardando portanto a composição do líquido em equilíbrio com o cumulo formado, sendo classificadas principalmente como ortocumulato tanto pelas classificações de Wager *et al.* (1960) e Irvine (1982). De forma que, seguindo-se as equações propostas por Bédard (1994) e Cawthorn (1996b) foi modelado o deslocamento do líquido aprisionado (*trapped liquid shift*) para as rochas do maciço, em procedimento muito semelhante ao utilizado por Lundgaard *et al.* (2006).

O primeiro passo envolvido diz respeito à concentração de elementos incompatíveis, inclusive os terras-raras, no líquido inicial responsável pela formação das rochas do maciço Ponte Nova. Para isso, utilizaram-se as metodologias similares às descritas em Cawthorn (1991) e Bédard (1994), seguindo-se basicamente a formulação:

$$\sum_{j=1}^n \phi^j C_i^j = C_i^{rocha} \quad (1)$$

onde C é a concentração, i é o elemento, j é a fase *cumulus*, ϕ é a fração de peso (modal) da fase *cumulus* j. Além disso, têm-se que

$$C_i^j = D_i^j * C_i^{magma} \quad (2)$$

onde C é a concentração, i é o elemento, j é a fase mineral e D é o coeficiente de partição do elemento.

Deduzindo-se a equação (1) e combinando-a com a equação (2) para o caso da maioria das rochas da seqüência inferior do maciço Ponte Nova, cujas fases *cumulus* são unicamente clinopiroxênio e olivina tem-se:

$$C_i^{rocha} = (\phi^{cpx} C_i^{cpx}) + (\phi^{oliv} C_i^{oliv}) + (\phi^{liq_trap} C_i^{liq}) \text{ ou} \\ C_i^{liq} = C_i^{rocha} / (\phi^{cpx} D_i^{cpx} + \phi^{oliv} D_i^{oliv} + (1 - \phi^{cpx} - \phi^{oliv})) \quad (3)$$

Desta forma, pode-se calcular a concentração de um elemento i no líquido inicial das rochas cumuláticas do maciço Ponte Nova, utilizando-se para isso a amostra mais primitiva, que pode ter sido uma das primeiras a se formar no maciço. De acordo com os dados de geoquímica de rocha total, as amostras mais primitivas são rga117a e rga58b (tabela A17). Por representar a seqüência mais bem compartimentada, as modelagens focaram-se principalmente na amostra rga117a. Esta é representativa da fácies UMFc, encontrada na base da seqüência inferior da morraria principal. Mesmo que as rochas cumuláticas do setor oeste e sul da área principal possam representar pulso isolado ao central, entende-se, pelas características petrográficas e de química mineral apresentadas, que os possíveis pulsos devam ter composição semelhante, permitindo assim a reconstrução do líquido a partir de um cumulado da morraria central.

A análise modal foi realizada por contagens de pontos em seção delgada, contando-se 2000 pontos em média por amostra (tabela A01). Como pode-se notar na formulação acima apresentada, leva-se em consideração apenas as porcentagens da assembléia *cumulus*, sendo o restante assumido como líquido em equilíbrio. É necessário porém, antes dos cálculos, fazer uma correção da moda, conforme explica Bédard (1994) a fim de minimizar o efeito da interação do líquido *intercumulus* com os cumulos, dado que muitas fases pós-*cumulus* são efeito da reação dos minerais *cumulus* com o líquido intersticial. Por exemplo, nas amostras onde ocorre anfibólio, este apresenta-se substituindo os cristais de piroxênio numa textura típica de corrosão, sendo esta a única reação a ser corrigida. Para esta correção, utiliza-se as proporções cotéticas dos minerais determinados experimentalmente e apresentadas por Bédard (1994). Para o caso específico do maciço Ponte Nova, uma relação de reação é assumida entre clinopiroxênio e anfibólio, corrigindo-se com a proporção de para cada 1% de anfibólio acrescenta-se 0,5% à porcentagem modal de clinopiroxênio.

As análises pontuais *in situ* dos cristais cumuláticos de olivina (tabela A02) permitiram o cálculo do mg# do líquido em equilíbrio com este mineral (sendo esta entendida como a fase cumulática mais precocemente formada). Para isso, considerou-se novamente a equação base (2) mencionada acima. Neste sentido, estudos recentes (Kushiro & Walter, 1998; Kushiro & Mysen, 2002) têm demonstrado que o D [(XFe/XMg)_{olivina}/(XFe/XMg)_{líquido}] é principalmente função do número de NBO/T (oxigênios não ligados/cátions com coordenação tetraédrica do magma). Assim,

considerando a hipótese de um líquido inicial de composição basanítica para o maciço, utilizou-se a equação proposta por Kushiro & Walter (1998), com NBO/T médio de magmas basaníticos compilados por Mysen (1987) e obteve-se o valor de D de 0,312. Para a amostra rga117a o mg# das olivinas variou entre 74 e 75, sendo que para o líquido em equilíbrio com estas obteve-se um mg# variando entre 47.01 e 48.32.

A partir da composição da amostra rga117a, juntamente com os dados calculados referentes ao líquido em equilíbrio com esta, considerado muito próximo ao líquido parental do maciço, foi calculado o deslocamento do líquido aprisionado para diferentes elementos traços. Para tanto, fixou-se a proporção entre as fases cumuláticas obtidas por análise modal e variou-se a quantidade de líquido aprisionado, variando este de 0-100%. A tabela 04 apresenta o modelamento realizado.

A figura 54 apresenta os dados geoquímicos analisados (tabela A17) plotados juntamente com os modelos de deslocamento do líquido aprisionado. Pode-se notar que estas linhas de evolução são compatíveis com a evolução das rochas associadas aos pulsos eminentemente cumuláticos do maciço. Por meio destes modelos interpreta-se que as variações composicionais obtidas para as diferentes fácies do maciço podem ser satisfatoriamente explicadas por um gradual aumento na quantidade de líquido *intercumulus* em relação ao volume de cristais *cumulus*, sendo que as rochas cumuláticas da seqüência inferior, possuem uma variação na quantidade de *intercumulus* entre algo acima de 10% até algo inferior a 50% para a maioria dos dados. As amostras com menor intervalo na quantidade de *intercumulus* são justamente aquelas associadas às rochas ultramáficas cumuláticas (UMFc). Pode-se notar que para as rochas da seqüência superior, não cumulática, grande parte dos elementos modelados seguem o deslocamento do líquido aprisionado, com uma quantidade de *intercumulus* variando entre acima de 60% até 100% em relação a uma acumulação unicamente de piroxênio e olivina. Confere-se assim maior robustez ao modelo proposto uma vez que as rochas da seqüência superior petrograficamente já não apresentam mais o caráter cumulático.

Para algumas amostras, porém, estes modelos não são adequados, uma vez que tendem a estar sempre muito afastadas da linha de deslocamento do líquido *intercumulus*. Isto pode ser observado no caso das amostras da fácies GBEq e uma amostra da fácies GB-Bnd. A explicação para isso pode ser simples: tais amostras devem ser representativas de outro tipo de acumulação, a acumulação de plagioclásio. Em realidade, a amostra da fácies GB-Bnd que se afasta das linhas evolutivas e que se aproxima das amostras de GBEq é representativa de uma banda félsica. Pelas estruturas geológicas formadas por estas rochas bandadas, entende-se que as correntes de convecção tiveram um aspecto fundamental em muitas destas.

O mesmo tipo de explicação pode ser dado para algumas amostras das fácies cumuláticas que geralmente encontram-se mais afastadas do agrupamento maior de suas fácies: é provável para estas amostras que outro mineral também possa ter se acumulado localmente, não apenas olivina e clinopiroxênio, mas, juntamente a estes, talvez magnetita ou plagioclásio, deslocando-se assim da evolução dos líquidos aprisionados de uma simples acumulação de clinopiroxênio e olivina.

Outra explicação é que em algumas amostras (como rga01a e rga01f) pode ser que o líquido *intercumulus* não tenha ficado completamente aprisionado, já que nos afloramentos pertencentes a estas amostras são encontradas vênulas até decimétricas de diferenciados félsicos, formadas provavelmente pelo mecanismo de *filter pressing*, cortando os cumulos formados e possivelmente representando a migração do fluido *intercumulus* de algumas regiões do afloramento. Também seguindo a mesma linha, em algumas amostras localizadas mais precisamente na região norte-nordeste do pulso principal (e.g., rga141, rga146, rga133) e na região centro-oeste do

Figura 54. Concentrações de A) Zr B) Y, C) La, D) Sr, E) Nb e F) Ba, plotadas vs $Mg\#_{FeOcalc}$ das rochas das diferentes fácies do Maciço Ponte Nova. São apresentados os modelos de deslocamento de líquido aprisionado (*trapped liquid shift*; TL) para a composição da amostra rga-117a, cumulado mais primitivo do maciço, assumindo uma proporção de 75% clinopiroxênio e 25% de olivina, utilizando-se das equações de Bédard (1994) e Cawthorn (1996). O modelo de deslocamento do líquido aprisionado para o número $Mg\#$ é calculado a partir de uma relação linear do $Mg\#$ calculado para o líquido em equilíbrio com as olivinas de rga-117a e o $Mg\#$ obtido pela análise de rocha total desta amostra. O campo cinza representa provavelmente uma acumulação de plagioclásio, incluindo essencialmente amostras das fácies de topo do pulso principal (GBEq) e bandas félsicas obtidas nas rochas bandadas (GB-Bnd).

maciço (Umf-PO, rga121), cumulos ultramáficos apresentam textura de corrosão bastante proeminente, onde a concentração de anfibólio e biotita, responsáveis pela corrosão do piroxênio, é superior a 20% da composição modal (e.g., rga-141, rga-146, rga121a). Para estes casos, estas fases são as principais do preenchimento *intercumulus*. A partir disso, sugere-se que estas ocorrências sejam formadas pela interação do cumulo previamente formado com um líquido residual que não em equilíbrio com este cumulo e que, após sua interação e modificação deste cumulo, este migraria. Desta forma, para tais amostras o modelo não se aplica, e por isso não são plotadas junto aos modelos (capítulo 06).

Com relação ao comportamento das rochas da área sul, que podem ser correlacionadas com a seqüência superior do pulso central, nota-se que embora para alguns elementos esta hipótese seja perfeitamente plausível, para outros casos, especialmente o Ba (figura 54f), o enriquecimento destas rochas nestes traços foge significativamente da linha de evolução associada aos cumulos da área central. Tal enriquecimento pronunciado favorece a hipótese dos litotipos da área sul serem representativos de pulso(s) isolado(s) do pulso central da área principal. Os campos obtidos para as rochas do pulso leste (Gb-PL) e do pulso norte (Gb-PN) e da brecha magmática (BRCH) são também plotados para fins de comparação (figura 54). Pelas composições esboçadas nota-se também o caráter eminentemente cumulático relacionado às rochas do pulso norte (Gb-PN), comparável com as rochas do pulso central.

Nota-se que uma fonte de erro bastante importante para estes modelamentos concentra-se nas estimativas modais, mais especificamente na dificuldade envolvida em estimar-se a quantidade de *intercumulus* envolvida, uma vez que além das novas fases cristalizadas, o *intercumulus* também é responsável pelo sobrecrecimento de fases *cumulus*. Alguns testes demonstraram que a variação na proporção entre as fases *cumulus* e o líquido modificavam significativamente a linha de deslocamento do líquido aprisionado.

Apesar disso, para os casos apresentados, considera-se que estes modelos são bastante plausíveis, podendo ser aplicado para grande parte das rochas do maciço. Desta forma entende-se que a evolução faciológica e estratigráfica observada para o maciço pode ser explicada muito mais pelo deslocamento do líquido aprisionado (*trapped melt shift*) e a quantidade de líquido aprisionado para as diferentes rochas do maciço do que por um modelo envolvendo unicamente a cristalização fracionada.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

Diante de todos os dados e considerações apresentadas, nota-se que principalmente por meio das fases minerais cumuláticas (piroxênio e olivina) e de fases *intercumulus* como ilmenita e biotita é possível se estabelecer índices de diferenciação que acompanhem a evolução geológica das principais seqüências observadas para o maciço, conferindo assim maior fundamentação ao modelo adotado. Tais variações, em sua maioria, sugerem ainda uma semelhança bastante expressiva entre as composições da seqüência central, da área oeste e sul separadas desta por falhas, e da área satélite sul. Estas semelhanças parecem favorecer a hipótese de que todas estas fácies estariam relacionadas a um mesmo pulso principal do maciço. Porém, ainda não podem ser descartadas a hipótese destas diferentes regiões representarem pulsos isolados, dado que também são observadas algumas diferenças quanto a alguns parâmetros intensivos para estas regiões (e.g., variação de fO_2 , enriquecimento em Fe^{3+} e Ba das micas da área sul, menor teor de Fo para as olivinas de GB-Bnd em relação à GBPf e GBeq).

A variação composicional das fases *cumulus* ao longo de todo maciço, especialmente relacionada aos índices envolvendo a razão $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ tanto na olivina quanto no piroxênio, com a progressiva diminuição deste índice em

direção às rochas da seqüência superior, indicam que mecanismos de fracionamento magmático dominam a variação vertical do maciço.

O comportamento geral de fases *intercumulus*, em muitos casos de final de cristalização, como biotita, compatível com a evolução dos minerais *cumulus*, favorece a idéia de estas fases serem representativas principalmente de um líquido aprisionado (*trapped liquid*) no momento da acumulação, guardando portanto a composição do líquido em equilíbrio com o cumulo formado. Por este mesmo motivo infere-se que o processo de acumulação envolvido, com conseqüente aprisionamento de líquido, deve ter-se dado de maneira relativamente rápida. Tal consideração somada ao modelo geológico tende a indicar um processo gravitacional de acumulação para grande parte das rochas do maciço.

Desta forma, entende-se que, para a maioria dos casos, os líquidos *intercumulus* não são representativos de líquidos que migraram durante o processo magmático por correntes de convecção ou por *filter pressing*. Além disso, pode-se notar que os cumulos formados na seqüência inferior não se caracterizam por ter a compactação como um processo dominante, não havendo indícios de uma “expulsão” significativa do líquido *intercumulus*, para a maioria dos casos. Cabe ressaltar, porém, que em determinados casos mais localizados é nítida a migração destes fluidos (para mais detalhes veja o capítulo 06), embora não sejam, de acordo com as evidências de química mineral, predominantes no maciço.

Localmente, a ocorrência de camadas ricas em óxidos de Fe e Ti, associadas à presença de sulfetos em cotas topográficas acima do topo da seqüência principal sugerem mistura ou interação de magmas, entre um novo influxo de magma mais primitivo e o magma residual fracionado (Irvine, 1977). Evidência favorável a este modelo são as variações crípticas em cristais de clinopiroxênio, ilmenita e biotita. Nestas rochas, a compactação atua como um processo dominante, conforme indicam aspectos petrográficos.

Com relação aos parâmetros intensivos, as rochas do maciço Ponte Nova cristalizaram-se a uma profundidade relativamente rasa (entre 1 e 0,5 kbar), possuindo um intervalo de cristalização entre algo acima de 1030°C até 700°C, estando as temperaturas mais baixas associadas às fases intersticiais. Os dados calculados das condições de fO_2 e a α_{SiO_2} embora coerentes com a evolução de um maciço alcalino, não apresentam variações significativas que permitam conclusões significativas sobre a importância destes dois parâmetros na seqüência de cristalização. Pode-se inferir, entretanto, que a região relacionada à morraria central do maciço possui composições relativamente mais reduzidas que as rochas próximas aos limites do maciço, sugerindo uma variação lateral.

Modelos geoquímicos sugerem que a evolução faciológica e estratigráfica observada para o maciço pode ser explicada muito mais pelo deslocamento do líquido aprisionado (*trapped melt shift*) e a quantidade de líquido aprisionado para as diferentes rochas do maciço do que por um modelo envolvendo unicamente a cristalização fracionada.

Tabela 03a. Dados de entrada e resultados dos cálculos do programa QUILF. 1º Modelamento.

Olivina				Piroxênio				Parâmetros Calculados			
	XFo(anl)	XFo(calc)	XLa(anl)	XLa(calc)	XEn(anl)	XEn(calc)	XWo(anl)	XWo(calc)	P (bars)	T (°C)	asIO ₂
rga24b	0,614		0,004		0,433	0,427*	0,45		800	866	0,585
rga35a	0,663		0,004		0,483	0,445*	0,441		800	903	0,627
rga57	0,744	0,746*	0,002		0,462		0,466		800	802	0,509
rga58b	0,753		0,002		0,514	0,466*	0,46		800	813	0,566
rga65	0,648		0,003		0,454	0,442*	0,445		800	824	0,647
rga76	0,688		0,002		0,473	0,456*	0,441		800	804	0,695
rga83	0,662		0,003		0,454	0,445*	0,446		800	839	0,634
rga87a	0,725		0,003		0,495	0,456*	0,464		800	842	0,501
rga116	0,715		0,003		0,481	0,456*	0,455		800	859	0,568
rga117a	0,744		0,003		0,476	0,464*	0,455		800	872	0,567
rga120	0,614		0,004		0,502	0,426*	0,455		800	865	0,548
					0,454	0,424*	0,468		800	829	0,429
rga125	0,696		0,002		0,449	0,457*	0,445		800	802	0,673
rga141	0,73		0,001	0,001*	0,466		0,449		800	775	0,677
rga146	0,735		0,002		0,462		0,458		800	819	0,574
rga163	0,716		0,004		0,481	0,457*	0,451		800	897	0,575
rga171	0,639		0,003		0,448	0,438*	0,445		800	854	0,628
rga01a	0,709		0,003		0,463	0,453*	0,459		800	843	0,543
rga41a	0,671		0,004	0,005*	0,443	0,445*	0,442		800	939	0,601
rga29a	0,814		0,004		0,494	0,486*	0,452		800	961	0,546
rga33a	0,618		0,003		0,463	0,434*	0,438		800	847	0,672
rga165a	0,696		0,005		0,479	0,457*	0,434		800	964	0,633

Obs.: XFo, XLa, XEn, XWo são parâmetros de projeção da composição mineral específicos do Quilf (Anderson et al., 1993).

(anl) - valor da análise; (calc) - valor calculado.

* Parâmetros ajustados por Quilf para um valor de equilíbrio.

Tabela 03b. Dados de entrada e resultados dos cálculos do programa QUILF. 2º Modelamento

Olivina				Piroxênio						Parâmetros Calculados		
	XFo(anl)	XFo(calc)	XLa(anl)	XLa(calc)	XEn(anl)	XEn(calc)	XWo(anl)	XWo(calc)	P (bars)	T (°C)	aSiO ₂	
rga24b	0,614		0,004	0,01*		0,433	0,42*	0,45		800	1010	0,514
rga35a	0,663		0,004	0,008*		0,483	0,441*	0,441		800	1015	0,566
rga57	0,743		0,002	0,009*		0,462	0,456*	0,466		800	998	0,402
rga58b	0,753		0,002	0,002*		0,514	0,466*	0,46		800	813	0,566
rga65	0,648		0,003	0,008*		0,454	0,434*	0,445		800	999	0,55
rga76	0,688		0,002	0,008*		0,473	0,449*	0,441		800	1026	0,56
rga83	0,662		0,003	0,008*		0,454	0,439*	0,446		800	1003	0,542
						0,438	0,432*	0,468		800	936	0,406
rga87a	0,725		0,003	0,009*		0,495	0,451*	0,464		800	998	0,418
rga116	0,715		0,003	0,009*		0,481	0,452*	0,455		800	1023	0,475
rga117	0,744		0,003	0,008*		0,476	0,461*	0,455		800	1017	0,48
rga125	0,696		0,002	0,007*		0,449	0,451*	0,445		800	998	0,552
rga141	0,73		0,001	0,007*		0,466	0,46*	0,449		800	1004	0,526
rga146	0,735		0,002	0,008*		0,462	0,457*	0,458		800	1004	0,464
rga163	0,716		0,004	0,008*		0,481	0,454*	0,451		800	1015	0,506
rga171	0,639		0,003	0,008*		0,448	0,431*	0,445		800	995	0,552
						0,495	0,428*	0,456		800	967	0,491
rga01A	0,709		0,003	0,009*		0,451	0,444*	0,469		800	970	0,385
						0,463	0,448*	0,459		800	1008	0,453
rga41A	0,671		0,004	0,007*		0,505	0,454*	0,42		800	1030	0,654
rga29a	0,814		0,004	0,006*		0,494	0,486*	0,452		800	1011	0,512
rga33a	0,618		0,003	0,008*		0,463	0,427*	0,438		800	1001	0,589
rga165A	0,696		0,005	0,007*		0,479	0,456*	0,434		800	1020	0,6

Obs.: XFo, XLa, XEn, XWo são parâmetros de projeção da composição mineral específicos do Quilf (Andersen et al., 1993).

(anl) - valor da análise; (calc) - valor calculado.

* Parâmetros ajustados por Quilf para um valor de equilíbrio.

Tabela 04. Dados de entrada e resultados obtidos para modelamento de deslocamento do líquido aprisionado (*trapped melt shift*).

R117a											
Moda Inicial											
Piroxênio	0,68	Olivina	0,23	Trapped Melt	0,09			Mg#	76,61		

Fixando-se a proporção de fases *cumulus* e variando-se a quantidade de líquido aprisionado:

Piroxênio	0,75	0,67	0,60	0,52	0,45	0,37	0,30	0,22	0,15	0,07	0,00
Olivina	0,25	0,23	0,20	0,18	0,15	0,13	0,10	0,08	0,05	0,03	0,00
Trapped Melt	0	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9	1

Líquido Calculado em equilíbrio com amostra

Coefficientes de Partição

Zr	355
Y	32
La	73
Sr	1133
Nb	86
Ba	1268

	oliv	pirox
Zr	0,0045	0,38
Y	0,0038	0,69
La	6,4E-05	0,122
Sr	0,00217	0,12
Nb	0,00017	0,021
Ba	0,0005	0,0078

Compilados de:

Nielsen et al. (1992)

Adam & Green (2003)

Downes et al. (2004)

Zanetti et al. (2004)

Mg# líquido 47,01-48,32
 (em equilíbrio com as olivinas)

Cálculo dos teores na rocha para as diferentes quantidades de *trapped melt*

	0%	10%	20%	30%	40%	50%	60%	70%	80%	90%	100%
Zr	101	127	152	177	203	228	253	279	304	329	355
Y	16	18	19	21	22	24	25	27	29	30	32
La	7	13	20	27	33	40	47	53	60	67	73
Sr	102	205	308	411	515	618	721	824	927	1030	1133
Nb	1	10	18	27	35	44	52	61	69	77	86
Ba	8	134	260	386	512	638	764	890	1016	1142	1268

CAPÍTULO 05

EVOLUÇÃO GEOQUÍMICA DO MACIÇO ALCALINO MÁFICO-ULTRAMÁFICO PONTE NOVA (SP-MG): IMPLICAÇÕES PARA A RECONSTITUIÇÃO DO MAGMA PARENTAL

INTRODUÇÃO

Cumulatos possuem um papel central em qualquer discussão petrogenética tratando da natureza e evolução de um magma. Uma das principais linhas envolvendo o estudo de cumulos máficos e ultramáficos é centrada na obtenção de informações sobre a composição e evolução do magma que originou essas rochas.

Na busca da composição do magma parental, uma série de métodos diferentes tem sido empregada, como o estudo de bordas resfriadas (*chilled margins*), *quench zones* intraplutônicas e diques contemporâneos associados com a intrusão (e.g., Wager, 1960; Hoover, 1978; Brooks e Nielsen, 1978; Tegner *et al.*, 1993). Embora utilizados com sucesso em muitos casos, essas aproximações apresentam uma desvantagem: assume-se que as amostras das rochas selecionadas sejam verdadeiramente representativas dos magmas a partir dos quais os cumulos de interesse se cristalizaram. Para suplementar e melhor embasar os métodos acima, é geralmente vantajoso focalizar a atenção nas informações químicas e petrológicas obtidas a partir das próprias rochas cumuláticas.

Conforme descrito e discutido por Bédard (1994), a concentração de elementos químicos que coexistiram com rochas cumuláticas (ou mesmo qualquer sistema sólido-líquido em que existam dados de coeficiente de partição) pode ser estimada de três formas.

Um método é a análise de concentrados (ou separados) minerais associada aos coeficientes de partição para o cálculo da composição do líquido em equilíbrio com este mineral. Esta aproximação é altamente prejudicada pela dificuldade em se obter separados minerais limpos, livres de inclusões de fases acessórias, em particular daquelas com perfis distintos de elementos traços como apatita e titanita. Outra complicação potencial é a cristalização de líquidos trapeados nos limites dos grãos, como sobrecrecimentos minerais com composição mais evoluída, que afetariam consideravelmente as concentrações no líquido em equilíbrio calculado.

Outro método é a análise pontual, *in situ*, de elementos maiores e traços em minerais que, juntamente com os respectivos coeficientes de partição, pode ser usada para calcular o líquido em equilíbrio. Desta forma os problemas com inclusões e os efeitos da interação com líquidos *intercumulus* podem ser evitados. O requisito para uma estimativa correta da composição do magma parental é que sejam analisados os núcleos reliquiais das fases cristalizadas precocemente que não apresentam evidências de interação com o líquido *intercumulus*.

O terceiro método é a análise geoquímica de rocha-total, combinada com a análise mineralógica modal da amostra e de um banco de dados consistente de coeficientes de partição mineral/líquido, tendo por objetivo a determinação da concentração de um dado elemento no líquido em equilíbrio com o cumulo, com o auxílio de cálculos de balanço de massas. Assume-se fundamentalmente que os minerais cumuláticos se cristalizaram a partir do mesmo magma, a uma mesma temperatura, e que o equilíbrio entre essas fases prevalece. Assume-se também que esse líquido permanece aprisionado na estrutura cumulática e que é totalmente cristalizado por sobrecrecimento das

fases *cumulus* e pela formação de novos minerais *intercumulus*, sendo, assim, isolado do restante do magma próximo da temperatura de *liquidus*. Estes cálculos são limitados pela dificuldade em se estimar a quantidade de *intercumulus* presente e o grau de interação entre as fases cumuláticas e o líquido *intercumulus*.

No Maciço Ponte Nova (SP), não são encontradas *chilled margins*, *quench zones* intraplutônicas ou rochas que sejam claramente associadas ao seu magma parental. Diques máficos cortam o maciço e seus arredores, podendo ser representativos de tal magmatismo. Buscando calcular componentes do magma parental para as rochas do maciço Ponte Nova são aplicados o método das análises *in situ* e principalmente a sistemática relacionada à geoquímica de rocha-total, foco principal deste trabalho.

CONTEXTO REGIONAL

Magmatismo máfico e ultramáfico alcalino é reconhecido em grande parte das províncias alcalinas localizadas na região centro-sudeste da Plataforma Brasileira (Ulbrich & Gomes, 1981; Almeida, 1983; Morbidelli *et al.*, 1995; Comin-Chiaramonti & Gomes, 2005). Esse ocorre principalmente na forma de diques, pipes ou corpos intrusivos cumuláticos, às vezes associados a carbonatitos e/ou sienitos. A variedade litológica encontrada é extensa, com tipos magmáticos representativos desde basaltos alcalinos, basanitos, nefelinitos, até tipos mais raros como lamprófiros, kimberlitos e kamafugitos.

Na província alcalina (cf. subdivisão de Riccomini *et al.*, 2005) do Arco de Ponta Grossa (Cretáceo Inferior) e o Setor Central da província Serra do Mar (Cretáceo Superior), situada a SW, e na província Minas-Goiás (Cretáceo Superior), situadas NW do setor norte da província Serra do Mar, o magmatismo máfico-ultramáfico alcalino é freqüentemente acompanhado de ocorrências carbonatíticas. Nesta última citada, são encontrados com freqüência, inclusive, ocorrências de afinidades kimberlíticas e kamafugíticas (Gomes *et al.*, 1990; Araújo *et al.*, 2001; Ruberti *et al.*, 2005; Comin-Chiaramonti *et al.*, 2005). Já na província do Lineamento Magmático de Cabo Frio, mais especificamente no Complexo de Poços de Caldas, este magmatismo é caracterizado por associações vulcanoclásticas (derrames, brechas e aglomerados) de natureza ankaratrítica, além de diques de lamprófiro (Ulbrich & Ulbrich, 2000; Alves & Schorscher, 2002; Alves, 2003).

Na Província Alcalina Serra do Mar–Setor Norte (Riccomini *et al.*, 2005) (*figura 55*) o magmatismo máfico-ultramáfico alcalino está presente na forma de diques de natureza lamprofírica e de pequenos corpos intrusivos cumuláticos. Estes corpos cumuláticos são restritos a localidades específicas, quais sejam, Ilha de São Sebastião (Lima, 2001; Augusto, 2003), Ilha Monte de Trigo (Enrich, 2005) e Ponte Nova (Azzone *et al.*, 2004). Registram-se blocos de teralito na Ilha das Couves (Coutinho & Ens, 1992), porém sem maiores considerações sobre sua ocorrência.

Na Ilha de São Sebastião, em sua porção NNW, blocos e matacões de rochas cumuláticas, incluindo rochas bandadas, ocorrem em três praias diferentes: Ponta da Pacuíba, Armação e Canas, próximo ao stock sienítico Serraria (Lima & Schorscher, 1999; Lima, 2001). Os litotipos, produtos de diferenciação de magma máfico, variam entre peridotitos, piroxenitos, leucogabros e anortositos. Feições petrográficas e geoquímicas indicam para as ocorrências de Ponta da Pacuíba e Canas uma afinidade transicional (toleítica a alcalina), enquanto que para as da praia da Armação a afinidade é tipicamente alcalina (Enrich *et al.*, 2005). Estas ocorrências se estendem por menos de 1km². Na região Sul da ilha, ocorrem gabros acamadados com afinidade transicional, mergulhando em direção ao stock sienítico São Sebastião (Augusto, 2003). Ainda são poucos os estudos desenvolvidos para esta última ocorrência.

1. Riftes Cenozóicos e Coberturas Paleozóicas
2. Diques: diabásio e/ou lamprófiros e alcalinos
3. Rochas Alcalinas do Cretáceo e Terciário
4. Nappes Inferiores
5. Nappes Superiores

Cráton do São Francisco (CSF)
 6. Embasamento do CSF e Domínio Autóctone;
 7. Supergrupo São Francisco
 8. Metassedimentos do Domínio Autóctone

- Órógeno Ribeira
 9. Domínio Andrelândia
 10. Domínio Juiz de Fora
 11. Klippe Paraíba do Sul
 12. Terreno Oriental
 13. Granitóides do Arco Magmático Rio Negro
 14. Terreno Cabo Frio

- Órógeno Apiaí/Paranapiacaba
 15. Terrenos São Roque e Açungui
 16. Terreno Embu

CORPOS ALCALINOS

- BZ Búzios
 CA Canaã
 CF Cabo Frio
 G-M Gericinó-Mendanha
 IM Itanhaém
 IP Ipanema
 IT Itatiaia
 IU Itaúna
 MG Morro dos Gatos
 MR Morro Redondo
 MT Monte de Trigo
 PC Poços de Caldas
 PI Piedade
 PN Ponte Nova
 PQ Passa Quatro
 RB Rio Bonito
 SJ Morro de São João
 SS São Sebastião
 ST Serra dos Tamozeiros
 TA Tanguá
 TI Tinguá
 VI Vitória
 VR Volta Redonda

Figura 55 - Distribuição das ocorrências alcalinas na região do Vale do Paraíba e faixa litorânea dos Estados de São Paulo e Rio de Janeiro (Província Serra do Mar de Almeida (1983) e outras ocorrências próximas), com as principais unidades tectônicas do embasamento. Apresenta-se também a nova subdivisão das províncias alcalinas proposta por Riccomini *et al.* (2005). Compilado de Almeida (1986), Heilbron *et al.* (2004) e Riccomini *et al.* (2005).

Na Ilha Monte de Trigo, em sua porção NE da ilha, próximo à Ponta Negra há ocorrência de um corpo máfico/ultramáfico cumulático, aflorando numa área de 0,07 km², de afinidade alcalina. Este corpo antecede o magmatismo sienítico predominante na ilha. Predominam melateralitos, olivina melagabros com nefelina, olivina gabros, clinopiroxenitos e olivina clinopiroxenitos. As rochas são maciças, inequigranulares média a grossa e com grande variação modal. O caráter cumulático destas rochas é consistente com a natureza ultrabásica (mg# entre 73,4 e 44,7), os baixos conteúdos de Na e K, e as diferenças entre o mg# da rocha e da composição do líquido em equilíbrio com as olivinas, conforme a partição do Ni e do mg# (Enrich, 2005). Associados a estas litologias ocorrem diques sin-plutônicos de microteralito e microessexito, e um pequeno corpo de nefelina monzossienito, representando possivelmente diferenciados magmáticos. São rochas básicas (mg# entre 61,6 e 11,6), mesocráticas, maciças a orientadas, média a fina. Diferem do corpo máfico/ultramáfico pela cristalização inicial de feldspato alcalino, anfibólio (kaersutita a pargasita) e nefelina.

O maciço Ponte Nova (SP), por sua vez, apresenta a única ocorrência plutônica de tendência alcalina do estado de São Paulo constituída quase que essencialmente por rochas máficas, em sua maioria de aspecto cumulático.

MACIÇO PONTE NOVA - ASPECTOS GEOLÓGICOS E PETROGRÁFICOS

O maciço Ponte Nova situa-se na zona limítrofe entre os estados de São Paulo e Minas Gerais, mais especificamente entre os limites das cidades de Sapucaí-Mirim e Santo Antônio do Pinhal, nas proximidades da cidade de Campos do Jordão.

Apresenta duas áreas de exposição (*figura 56*) : uma principal, maior (~5,5 km²), de forma elíptica e contendo grande variedade de litotipos, e uma menor (~1 km²), localizada a sul da primeira. Elas estão separadas por afloramentos do embasamento pré-cambriano presente na região.

As variações modais e estratigráficas dos litotipos do maciço em relação às altitudes topográficas são apresentadas na *figura 57*.

A evolução geológica do maciço Ponte Nova pode ser assim resumida:

- 1) pulso central consistindo em uma *seqüência inferior*, cumulática, caracterizada pela presença de cumulos ultramáficos e melagábricos (e.g. olivina piroxenitos e melagabros com olivina – fácies UMFc, MLGc e MLGc-C), e uma *seqüência superior*, com rochas gábricas e monzogábricas porfiríticas (GBPf) e equigranulares (GBEq). Na região centro-oeste do maciço, com características texturais e modais pouco usuais e que podem estar associadas ao pulso central, encontram-se kaersutita-óxido-apatita clinopiroxenitos (Umf-PO), de ocorrência restrita, associada às rochas melagábricas cumuláticas.
- 2) À região oeste e sul deste pulso central encontram-se, separados por falhas, uma seqüência inferior muito semelhante (fácies UMFc e MLGc), porém com seqüência superior caracterizada principalmente pela ocorrência de rochas bandadas (GB-Bnd) e com maior concentração de nefelina em relação às rochas da área central. Rochas de matriz fina encontradas no extremo sul e sudeste da área principal (GB-MF) são tidas como representantes mais próximos de uma fácies de borda, provavelmente associada às ocorrências descritas para a região oeste e sul. Estas ocorrências acima descritas podem representar a continuidade do pulso central ou estar relacionada a um segundo pulso associado a esta área principal.
- 3) Já na área satélite a sul, separada pelo embasamento, predominam melamonzonitos com nefelina (GB-Sul) que estratigraficamente guardam correlação com as rochas da seqüência superior do pulso central, sugerindo uma

Figura 56. Mapa geológico do maciço alcalino máfico-ultramáfico Ponte Nova (SP-MG).

Figura 57. Variações estratigráficas e modais das diferentes fácies do maciço Ponte Nova em relação às suas respectivas posições topográficas.

continuidade do pulso central. Esta área ainda apresenta litotipos mais evoluídos (MZ-Sul) que podem representar ou uma continuidade da seqüência evolutiva deste pulso ou um pulso separado;

4) Associado à região de topo da morraria central, topograficamente acima da seqüência superior da região central do maciço (acima de GBEq).em faixa bastante restrita encontram-se ilmenita clinopiroxenitos sulfetados (ICPs) e magnetititos (MTs). A formação destes litotipos peculiares pode ter como explicação a proposição de Irvine (1977) de uma interação entre magmas, mais especificamente de um novo influxo magmático misturando-se como o magma residual fracionado da câmara.

5) pulsos satélite a norte (Gb-PN), com forma bem definida, subcircular, predominando rochas melagábricas, variando entre olivina melamonzodioritos a melamonzodioritos com olivina, de caráter petrográfico semelhante aos cumulos melagátricos do pulso principal;

6) pulso satélite leste (Gb-PL), com rochas mais evoluídas, com maior concentração de nefelina, variando entre nefelina monzodioritos a monzodioritos com nefelina, com características texturais e petrográficas semelhantes às fácies da seqüência superior do pulso principal.

7) diferenciados félsicos finais (Diff) ocorrem sob a forma de diques, vênulas e possivelmente bolsões; variam de leucocráticos a mesocráticos, com rochas de composições monzoníticas a monzossieníticas, chegando a nefelina sienitos em alguns casos, e possivelmente são representativos do líquido residual que sofreu migração para diferentes porções do maciço

8) brecha magmática (BRCH), confinada à região leste, posterior aos pulsos anteriormente descritos, com fragmentos líticos de todos os litotipos gabróides anteriormente descritos e;

9) diques máficos (DM-LGT) e félsicos (DF-TeF) cortando as demais rochas do maciço.

De acordo com a classificação de Wager *et al.* (1960), que se baseia na composição do material *intercumulus*, as rochas cumuláticas da *seqüência inferior* seriam definidas na sua grande maioria como “ortocumulatos” e em alguns poucos casos como “mesocumulatos”. Segundo Irvine (1982), que redefine essa classificação usando aspectos estritamente ligados à quantidade de material *intercumulus*, a maior parte das rochas do maciço está enquadrada entre ortocumulatos e mesocumulatos.

Mais detalhes sobre a estratigrafia e a evolução geológica do complexo podem ser observadas no capítulo 03.

GEOQUÍMICA DO MACIÇO PONTE NOVA

Apresentam-se a seguir considerações sobre os resultados de 72 análises de química de rocha total do maciço Ponte Nova, seus diferenciados e diques associados. Os dados analíticos, que incluem os elementos maiores, traços, inclusive terras-raras, dados normativos e índices de diferenciação magmática (mg#, D.I., A.I., R1 e R2), são apresentados na tabela A17 em anexo.

As amostras analisadas representam todas as fácies petrográficas descritas, bem como as diferentes regiões do maciço. Exceção feita à fácies Minério (ICPs e Mts), não analisada devido ao estado de alteração pronunciado das amostras, não podendo assim contribuir com a evolução geoquímica do magmatismo do maciço.

Cabe ressaltar que as amostras analisadas encontram-se descritas petrograficamente, além de também contar com o quimismo das principais fases minerais de grande parte delas. Nos diagramas apresentados a seguir também foram inseridas as análises de diques da região apresentadas por Thompson *et al.* (1998) e algumas análises obtidas por Ruberti *et al.* (1993), com dados apenas de elementos maiores e menores.

Aspectos gerais, classificação e tipologia de magmas

As classificações químicas álcalis-sílica total (TAS, Le Maitre, 2002) e R1-R2 (De La Roche *et al.*, 1980) são apresentadas respectivamente nas *figuras 58a e 58b*, para todas as litologias analisadas, ilustrando seus tipos magmáticos. O diagrama R1-R2 é apresentado apenas como referência neste trabalho, devido à sua ampla utilização em diversos trabalhos sobre complexos alcalinos brasileiros. Destaca-se em ambos diagramas a variação composicional apresentada pelas rochas que compõem os eventos e processos magmáticos do maciço, formando uma série plutônica praticamente contínua de picrito a fonotefrito, com muitas amostras acompanhando a linha limite basanita-basalto alcalino.

Praticamente todas as rochas plutônicas analisadas podem ser atribuídas à série alcalina de Irvine & Baragar (1971), variando de ultrabásica a básica, conforme ilustrado na *figura 59*. Apenas algumas amostras são um pouco mais enriquecidas em sílica e correspondem ao campo da série magmática subalcalina. Estas são representativas das rochas ultramáficas cumuláticas (UMFc: rga-01f, rga-117a), e de melagabros cumuláticos (MLGc: rga-01a, rga-58b, rga-125, rga-141), além de amostra do Pulso Norte (Gb-PN: rga-41a). Todos estes litotipos têm em comum a sua posição estratigráficas, residindo nas porções basais de morrarias na forma de grandes acumulações de clinopiroxênio e olivina.

A tendência alcalina desta suíte é também demonstrada pela sua mineralogia normativa, com a presença de nefelina em todas as análises, além de leucita nas amostras ultramáficas cumulática e em alguns melagabros.

As rochas analisadas são também comparadas com as ocorrências dos demais corpos máfico-ultramáficos cumuláticos da província Serra do Mar, conforme apresentado na *figura 59*. Neste diagrama, nota-se que a tendência geral do maciço Ponte Nova acompanha os demais corpos com afinidade alcalina (Ilha Monte de Trigo, Enrich, 2005; Praia da Armação, Lima, 2001). A química dos elementos maiores é em parte similar à das rochas da Praia da Armação e Ponta da Pacuíba, na ilha de São Sebastião, e do corpo máfico-ultramáfico da ilha Monte de Trigo (*figura 59a*). Pode-se notar que nas variedades do pulso principal, as rochas do maciço tendem a acompanhar o campo da ocorrência da ilha Monte de Trigo, principalmente as rochas melagábricas e ultramáficas, embora os diferenciados mais evoluídos sejam um pouco menos insaturados em sílica.

As rochas do pulso norte estão no limite entre picro-basalto e basalto no diagrama TAS, tendendo a ser um pouco menos insaturada em sílica que no pulso principal. As rochas do pulso leste já possuem composições tefríticas, com composições mais próximas aos traquibasaltos, também menos insaturada em sílica que o pulso principal. As rochas do pulso oeste possuem composição foidítica sendo extremamente insaturada em sílica. A brecha magmática possui composição variando nos limites entre tefritos e fonotefritos, possuindo composições muito semelhantes a diques félsicos afaníticos que cortam o pulso leste.

Quanto às rochas vulcânicas analisadas, a grande maioria também pode ser atribuída à série alcalina de Irvine & Baragar (1971), variando de ultrabásica a básica, conforme ilustrado na *figura 59b*. Apenas um dique microgábrico (rga-115d) que corta o maciço possui composição praticamente no limite entre alcalino e subalcalino.

Os diques máficos que cortam o maciço são comparados com diques lamprofíricos (monchiquitos) intrusivos no embasamento nas proximidades (Ruberti *et al.*, 1993) e com outros diques máficos da Província Serra do Mar, associados às ilhas de São Sebastião e Monte de Trigo, além daqueles que ocorrem próximos dos maciços de Itatiaia e Passa Quatro (*figura 59b*). Primeiramente, nota-se que os diques máficos que cortam o maciço tendem a ser menos insaturados que os que cortam o embasamento. Estes últimos, por sua vez, apresentam composições bastante

Figura 58. A) Diagrama TAS (Total de Álcalis vs Sílica, em % de peso) de classificação das rochas ígneas segundo a IUGS (Le Maitre, 2002). B) Diagrama R1-R2 de classificação segundo De La Roche (1980). C) Diagrama Na₂O vs K₂O com os campos das séries de alto potássio, potássica, transicional e sódica de Comin-Chiaramonti *et al.* (1997) para as rochas do maciço Ponte Nova e diques associados.

Figura 59 - Diagrama TAS (Total de Álcalis vs Sílica, em % de peso) com os campos alcalinos e subalcalinos de Irvine & Baragar (1971) e a classificação das rochas segundo o teor de sílica, para as rochas do maciço Ponte Nova. Também estão plotados os campos de variação química para as ocorrências gabróides (A) e de diques máficos (B) da Província Alcalina Serra do Mar: Ilha Monte de Trigo (Enrich, 2005), Armação, Pacuíba e Canas na Ilha de São Sebastião (Lima, 2001; Enrich *et al.*, 2005), Itatiaia e Passa Quatro (Enrich *et al.*, 2005).

semelhantes aos diques regionais próximos dos maciços de Itatiaia e Passa Quatro. Os diques máficos que cortam o maciço encaixam-se no campo dos da Ilha de São Sebastião, que cortam as rochas sieníticas e gabróides.

No diagrama K_2O vs Na_2O (figura 58c) as amostras definem uma tendência linear, correspondendo principalmente à série transicional de Comin-Chiaramonti *et al.* (1997). Algumas amostras, principalmente associadas à área de exposição sul, se desviam desta tendência no sentido de variedades mais potássicas. Isto pode ser justificado devido à uma maior concentração de feldspato alcalino e nefelina nestas amostras. Ressalte-se neste sentido que o dique afanítico analisado que corta as rochas da área sul (rga-24a) também apresenta-se dentro do campo da série potássica, no mesmo campo obtido para as rochas de GB-Sul. O mg# deste dique também apresenta-se dentro da variação obtida para GB-Sul. Estas feições favorecem à hipótese de que as rochas da área sul não representam uma continuidade da seqüência superior da área principal, e sim um pulso magmático isolado.

Diagramas bivariantes segundo o índice mg# (figura 60) caracterizam-se por ampla variação química, com os termos mais primitivos (mg#>70) sendo representados principalmente pela rochas ultramáficas cumuláticas do pulso principal (UMFc) e alguns melagabros cumuláticos (MLGc). A análise com maior mg# (74,6) corresponde a um olivina melagabro localizado na região SW da área principal (rga-58b), seguido por um olivina clinopiroxenito (mg#74,3, rga-117). De uma forma geral, os valores de mg# das rochas plutônicas do maciço tendem a apresentar uma correlação negativa com Al_2O_3 , Na_2O , K_2O e P_2O_5 , e positiva com SiO_2 , MgO e CaO . FeO_T , TiO_2 e MnO apresentam correlação negativa para as rochas ultramáficas e melanocráticas, porém com leve mudança nesta tendência para as rochas mais evoluídas do maciço, como as rochas bandadas (GB-Bnd), os gabros equigranulares (GB-Eq) e algumas variedades dos gabros porfíricos (GB-Pf), onde há a diminuição destes óxidos. Também sob o ponto de vista geoquímico pode-se notar que a evolução geológica e a estratigrafia propostas se mantêm.

As rochas da área de exposição a sul (GB-Sul) apresentam comportamento geoquímico semelhante às rochas mais evoluídas da seqüência principal, já favorável à idéia de se tratarem da continuidade da câmara em seu pulso principal.

Os dados do pulso leste (Gb-PL) tendem sempre a aparecer agrupados, geralmente próximos do limite entre as rochas eminentemente cumuláticas e as rochas mais félsicas e evoluída do pulso principal.

Os dados do pulso norte (Gb-PN) tendem também a aparecer agrupados e acompanham os melagabros cumuláticos, com apenas uma amostra (rga-41a) destoando deste agrupamento e estando associada às variedades mais primitivas do pulso principal. Esta amostra também possui localização nas cotas topográficas mais baixas, sugerindo que este pulso também possua uma estratigrafia, embora seja difícil de determiná-la.

Os kaersutita-óxido-apatita clinopiroxenitos (Umf-PO) possui a menor concentração de SiO_2 (~34%), além da maior concentração de TiO_2 , FeO_T e MnO , sendo estas composições justificadas na maior concentração de óxidos nestas amostras. Para mais detalhes sobre estas rochas com composições estranhas veja o capítulo 06.

Quanto aos diques que cortam o maciço, somente alguns destes possuem composições com mg#>50. A grande maioria possui tendências acompanhando as rochas mais evoluídas do maciço ($35,5 < mg\# < 51,0$). Apenas um dique de melateralito (rga-115d) possui composições próxima dos MLGc (mg#=67,4). Por outro lado, grande parte dos diques que cortam o embasamento (dados de Ruberti *et al.*, 1993 e Thompson *et al.*, 1998) possuem mg# mais elevado ($44,5 < mg\# < 68,6$), acompanhando as rochas melagábricas cumuláticas.

Com relação à brecha magmática, sua composição é muito similar à de diques félsicos afaníticos que cortam as rochas do pulso leste (Gb-PL), variando o mg# entre 43,4 e 45,5. As rochas de matriz fina (GB-Mf), associadas às

Figura 60. Diagramas mg# ($\text{MgO} \cdot 100 / (\text{MgO} + \text{FeO}_T)$) vs elementos maiores e menores (% em peso) para as rochas do maciço Ponte Nova e diques associados. Os campos de diques regionais, cortando o embasamento (dados de Ruberti *et al.*, 1993) são plotados: linha tracejada - diques lamprofíricos; linha contínua - diques de fonólito.

rochas bandadas (GB-Bnd), na maioria das vezes possuem praticamente mg# 65, com composições próximas a alguns melagabros cumuláticos (MLGc).

Dentre os elementos traços (*figura 61*), os metais de transição (V, Cr, Co, Ni, Cu, Sc) são, de forma geral, mais abundantes nas rochas ultramáficas (UMFc) e melagábricas (MLGc) em relação às rochas porfíriticas, aos gabros equigranulares e aos gabros bandados, e mesmo em relação à maioria dos diques que cortam o maciço (e.g., Ni: 410 até 80 ppm em relação a 116 até 3 ppm, respectivamente).

Entre os LILE, Rb e Sr parecem também acompanhar a seqüência do maciço, com enriquecimento destes elementos em relação às mais evoluídas (e.g., Sr: 902-2156 ppm para rochas porfíriticas, gabros equigranulares, bandadas e diques, e 182-1161 ppm para ultramáficas e melagabros cumuláticos). Teores de Ba mais elevados são encontrados para amostra da área sul (Gb-Sul), chegando a concentrações acima de 7000 ppm para a amostra rga178a. Com relação aos HFSE (Th, U, Zr, Nb e Y) e ETR (La, Ce, Nd) e os elementos Ga e Zn apresentam grande variação para as rochas do maciço, porém sendo sistematicamente mais empobrecido para as rochas com mg# mais elevado, *i.e.* UMFc e MLGc.

Com relação ao modelo de manto primitivo (Bulk Earth) de McDonough & Sun (1995), as rochas do maciço Ponte Nova e diques associados mostram enriquecimento entre 10-600 vezes para os LILE (Rb, Sr, Ba e Pb), HFSE (Th, Nb e Zr) e ETR Leves (La, Ce). O Y(HFSE), também incompatível, é uma exceção a esta magnitude de enriquecimento, com valores entre 10 a 4 vezes. Entre os metais de transição o Zn, Sc, V e Cu mostram um comportamento pouco incompatível a quase neutro, enquanto o Co, Cr e Ni (compatíveis) apresentam um padrão de empobrecimento em relação ao modelo pirolítico, com valores normalizados destes últimos entre 0,002 e 0,9. Diagramas multielementares normalizados de acordo com o modelo de manto primitivo de McDonough & Sun (1995) são apresentados na *figura 62*.

Para a maioria das rochas os elementos com maior enriquecimento são sempre Ba e Nb. As rochas melamonzoníticas e melamonzodioríticas da área de exposição sul (Gb-Sul) possuem um enriquecimento em Ba bastante acentuado, acima de 1000X em relação ao manto pirolítico. maior do que todas as outras rochas analisadas, inclusive os monzonitos com nefelina (MZ-Sul) associados destas rochas que mantém o padrão anteriormente mencionado. Este enriquecimento em tais litotipos é identificado petrograficamente pela ocorrência de biotitas e feldspatos alcalinos ricos em Ba.

Nota-se que as rochas são progressivamente mais enriquecidas nestes incompatíveis seguindo a estratigrafia proposta para o maciço, com ultramáficas e melagábricas sendo as mais empobrecidas. As rochas do pulso leste tendem a acompanhar o mesmo padrão observado para a fácies de rochas porfíriticas do pulso principal. Por sua vez, a brecha magmática e alguns diques félsicos afaníticos que cortam o pulso leste, possuem enriquecimento de mesmas magnitude e tendência que este pulso, sugerindo uma relação genética mais forte. Já as rochas do pulso norte possuem enriquecimento associado aos dos melagabros cumuláticos. A fácies Umf-PO também possui padrão semelhante aos melagabros cumuláticos, porém com enriquecimento um pouco maior em Nb e em alguns terras-raras leves, como, Ce e menor em Ba. Estes enriquecimentos podem ser explicados pela elevada concentração de opacos e apatita nestas rochas. Os diques, quer máficos ou félsicos, apresentam tendências muito semelhantes, acompanhando os intervalos apresentados para o maciço como um todo, embora seja possível subdividi-los em dois grupos diferenciados de enriquecimento, com os mais enriquecidos acompanhando as concentrações da área sul.

Figura 61. Diagramas Mg# (MgO*100/(MgO+FeO₇)) vs elementos traços (ppm) para as rochas do maciço Ponte Nova.

Figura 61. Continuação.

Figura 61. Continuação.

Figura 62. Diagramas multi-elementos ("spidergrams") para os elementos traços das rochas do maciço Ponte Nova. Elementos normalizados segundo o manto pirolítico ("Silicate Earth") de McDonough & Sun (1995). Áreas sombreadas representam os campos de variação de MLGc e GBPf.

Figura 62. Continuação. Diagramas multi-elementos ("spidergrams") para os elementos traços das rochas do maciço Ponte Nova. Elementos normalizados segundo o manto pirolítico ("Silicate Earth") de McDonough & Sun (1995).

Os padrões de ETR em relação ao condrito C1 de McDonough & Sun (1995) indicam tendências de enriquecimento dos ETR leves em relação aos pesados (*figura 63*). Porém há leves diferenças entre as fácies do maciço. As rochas da seqüência superior do pulso central (GBPf, GBEq) e em GB-Bnd apresentam linha de tendência retilínea com enriquecimento de leves em relação aos pesados; mesmo padrão também é apresentado pelos diferenciados félsicos finais (Diff) porém, sendo estes últimos um pouco mais enriquecidos nestes elementos. Já as rochas da seqüência inferior, cumulática, além de ser mais empobrecidas que seqüência superior, as linhas de tendência (de um modo geral) não são perfeitamente retilíneas, havendo uma distribuição ligeiramente curvilínea (côncavo para baixo) para os terras raras leves. Tal distribuição sugere um leve fracionamento destes elementos para as rochas cumuláticas.

As rochas do pulso leste (Gb-PL) possuem distribuição muito semelhante às rochas da seqüência superior, enquanto as rochas do pulso norte (Gb-PN) possuem tendência semelhante às rochas melagábricas cumuláticas. As rochas de Umf-PO possuem também linha de tendência similar às rochas melagábricas cumuláticas, com enriquecimento acompanhando as variedades relativamente mais evoluídas desta fácies. As tendências observadas para as rochas da área-sul são correlacionadas com a seqüência superior do pulso principal, estando porém levemente mais enriquecidas nos ETR leves que estas últimas. Também com distribuição praticamente retilínea compatível com a das rochas da seqüência superior encontram-se as rochas de diques e a amostra de brecha magmática analisada.

A razão La_N/Yb_N varia entre 6,5 e 15,2 para as rochas da seqüência inferior, e entre 18,6 e 22,8 para as rochas da seqüência superior da área principal. Na área sul esta razão é ainda mais elevada, variando entre 24,4 e 30,5. A razão La_N/Sm_N varia entre 1,0 e 2,0 para as rochas de UMFc e MLGc, e entre 2,9 e 3,3 para as rochas da seqüência superior da área principal. Nas rochas gabróides da área sul (GB-Sul) esta razão é menor que as da seqüência superior, variando entre 2,5 e 2,8. A variedade monzonítica da área sul (MZ-Sul) possui a razão mais elevada, 3,5. A razão Gd_N/Yb_N não apresenta variação significativa entre as fácies, estando todas as rochas dentro do intervalo 6,5-3,5. Estas diferenças associadas às rochas da área sul podem ser tidas como evidências favoráveis ao modelo que considera estas como representativas de pulso(s) magmáticos isolados da área principal.

No geral, anomalias de Eu/Eu^* são praticamente ausentes, havendo apenas inflexões muito sutis (tanto positivas quanto negativas) para as rochas cumuláticas da seqüência inferior e para as rochas de Gb-PL (negativas).

CRISTALIZAÇÃO FRACIONADA – A EVOLUÇÃO DO MACIÇO PONTE NOVA

O caráter cumulático é bastante pronunciado no maciço Ponte Nova, sendo confirmado pelos altos índices de máficos (M), os baixos conteúdos de Na e K, caráter ultrabásico e pela composição de picrito e picrobasalto de parte das amostras evidenciada nos diagramas R1R2 e TAS, respectivamente. Segundo o índice Mg#, as amostras mais primitivas correspondem às variedades ultramáficas no pulso principal (e.g., rga-117) e alguns melagabros cumulático imediatamente associados às variedades ultramáficas (e.g., rga-58). Estas observações são coerentes com a evolução geológica proposta para o maciço e com as feições químicas dos minerais (vide capítulo 03).

As variações químicas observadas nos elementos maiores podem ser explicadas por uma evolução magmática marcada por fracionamento do diopsídio, fase modal mais abundante nas rochas cumuláticas, e subordinadamente de olivina (crisolita a hialosiderita). A integração dos dados de química mineral reforça esta hipótese, conforme indicado na *figura 64*. Nota-se neste diagrama (CaO vs Al_2O_3) que a estratigrafia do maciço e as variações modais em seus litotipos se refletem de forma bastante satisfatória, com termos mais primitivos representados pelas

Figura 63. Diagramas multi-elementos para os elementos terras raras para as rochas das diferentes fácies do maciço Ponte Nova. Elementos normalizados segundo o condrito CI de McDonough & Sun (1995). Áreas sombreadas representam os campos de variação de MLGc e GBPf.

UMFc sendo os mais ricos em clinopiroxênio e subordinadamente em olivina e as variedades mais evoluídas com tendências mais próximas às composições dos feldspatos. Os gabros equigranulares (GBEq) possuem uma tendência maior em direção ao plagioclásio, sugerindo já acumulação deste mineral e um posicionamento mais próximo do topo da câmara magmática, se adequando perfeitamente ao modelo geológico proposto. Uma amostra representativa das bandas anortosíticas (rga35a) também é plotada para uma comparação entre os tipos cumuláticos e reforçam a participação da cristalização fracionada na formação destas rochas.

A cristalização dos clinopiroxênios, tem também um papel importante para o entendimento da evolução geoquímica do maciço Ponte Nova. Inicia-se com amplo predomínio da molécula de diopsídio, evoluindo de forma diferenciada nos componentes tschermakíticos (Es, CaTiTs e CaTs), incluindo oscilações destes componentes nos cristais. O final da cristalização, caracteriza-se pelo enriquecimento do componente hedenbergítico, em detrimento dos demais componentes. Este padrão de zoneamento químico sugere mudanças ou oscilações nas condições do sistema. Tais mudanças refletem a evolução química do próprio magma que pode ser controlada pelo início da cristalização de fases como titanomagnetita, ilmenita, anfibólio, biotita. Estas hipóteses também explicam de forma satisfatória a dispersão de valores apresentados em geral pelos elementos maiores nos diagramas bivariantes de mg#.

O enriquecimento de TiO_2 e FeOt das rochas eminentemente cumuláticas (*i.e.*, UMFc, MLGc, MLGc-C) com a diminuição do índice mg# parece corresponder à cristalização tardia da titanomagnetita e ilmenita em relação ao diopsídio e à olivina, acumulando-se nas amostras relativamente mais evoluídas. Os metais de transição V e Zn possuem um padrão de comportamento geoquímico semelhante ao TiO_2 e FeOt para estas rochas, sugerindo que estes elementos também são controlados pela cristalização da titanomagnetita e ilmenita.

De forma semelhante aos óxidos de Fe-Ti, o plagioclásio analisado é posterior ao início da cristalização do diopsídio e da olivina, com aumento da concentração deste mineral nas amostras mais evoluídas, conforme indicam os gráficos Al_2O_3 vs Mg# e Sr vs Mg# (*figuras 60 e 61*) e o diagrama CaO vs Al_2O_3 já comentado. A variação modal nas rochas desde melagábricas até as mais evoluídas, de 13,6 a 37,4% em volume de plagioclásio, também indicam um processo de fracionamento magmático. Neste sentido, à luz dos exemplos típicos de intrusões acamadadas (*e.g.*, Skaergaard, McBirney, 1996), concentrações ainda maiores de plagioclásio devem ter se acumulado em porções superiores da câmara magmática, porém provavelmente não se encontrando preservadas por motivos erosivos.

O comportamento geoquímico do P_2O_5 é controlado pela cristalização da apatita, única fase de fósforo presente. No diagrama mg# vs P_2O_5 (*figura 60*) nota-se que a apatita aumenta sua concentração em direção às rochas mais evoluídas do maciço, ocorrendo preferencialmente no final da cristalização. Também pode-se notar que a cristalização da apatita parece controlar os teores de ETR (+Y) e de F, devido às boas correlações positivas entre estes elementos e o P_2O_5 das análises (*figura 65*).

Figura 64. Diagramas CaO vs Al_2O_3 (% em peso) para as rochas das diferentes fácies do maciço Ponte Nova. As áreas delimitadas representam o campo de variação química dos minerais presentes nas rochas do maciço (olivina, clinopiroxênio, feldspatos, nefelina e titanomagnetita).

Figura 65. Diagramas de P_2O_5 (% de peso) vs A) La+Ce+Nd+Y e B) F (ppm) para as rochas do maciço Ponte Nova e diques associados.

RECONSTITUINDO A COMPOSIÇÃO DO MAGMA PARENTAL

Contudo, a composição do líquido que deu origem a estas rochas não se encontra representada por nenhuma das litologias presentes. Essa é uma das dificuldades encontradas no estudo de rochas cumuláticas: as composições dos líquidos que produziram a seqüência de rochas numa intrusão acamadada não são obtidas de forma direta.

As análises pontuais *in situ* dos cristais cumuláticos de olivina (tabela A02) permitiram o cálculo do mg# do líquido em equilíbrio com este mineral (sendo esta entendida como a fase cumulática mais precocemente formada). Para isso, considerou-se a seguinte equação base (Rollinson, 1993):

$$C_i^j = D_i^j * C_i^{magma} \quad (1)$$

onde C é a concentração, i é o elemento, j é a fase mineral e D é o coeficiente de partição.

A tabela 05 apresenta uma comparação do mg# do líquido calculado a partir do equilíbrio com as olivinas presentes em cada amostra e o mg# obtido da análise química de rocha total.

Para as associações alcalinas são reconhecidos diversos magmas primários mantélicos, variando entre nefelinitos, basanitos, basaltos alcalinos, carbonatitos e kimberlitos entre outros (Fitton & Uppon, 1987). Estudos realizados em diversas ocorrências alcalinas mesozóicas brasileiras, fundamentados em modelagens geoquímicas com balanço de massa, mostram que muitas delas teriam sido geradas a partir de magmas parentais basaníticos, tais como Juquiá (Beccaluva *et al.*, 1992), Ilha de São Sebastião (Bellieni *et al.*, 1990), Lages (Traversa *et al.*, 1996), Morro Redondo (Brotzu *et al.*, 1989), Passa Quatro (Brotzu *et al.*, 1992), Fortaleza (Macciotta *et al.*, 1990), Piratini (Barbieri *et al.*, 1987) e ilha Monte de Trigo (Enrich, 2005), enquanto outras ocorrências por magmas de natureza gabro/basáltica alcalina, como Tunas e Jacupiranga (Morbideilli *et al.*, 1995; Gomes *et al.*, 1996a). As rochas do maciço Ponte Nova possuem evolução acompanhando principalmente a seqüência picrito-basanito-tefrito-fonotefrito-fonolito do diagrama R1R2, sugerindo um líquido inicial de composição basanítica a tefrítica.

Estudos recentes (Kushiro & Walter, 1998; Kushiro & Mysen, 2002) tem demonstrado que o Kd $[(XFe/XMg)_{olivina}/(XFe/XMg)_{líquido}]$ é principalmente função do número de NBO/T (oxigênios não ligados/cátions com coordenação tetraédrica do magma). Assim, considerando a hipótese de um líquido inicial de composição basanítica para o maciço, utilizou-se a equação proposta por Kushiro & Walter (1998), com NBO/T médio de magmas basaníticos compilados por Mysen (1987) e obteve-se o valor de Kd de 0,312. Os resultados obtidos nesta comparação mostram que os valores do mg# das rochas (74,57-41,24) são sistematicamente superiores aos apresentados pelo mg# do líquido em equilíbrio com as olivinas (entre 49,8 e 26,01). Estes dados reforçam a natureza cumulática deste maciço, cujos líquidos cristalizaram e acumularam olivinas e, conseqüentemente, clinopiroxênios mais magnesianos que o líquido parental em equilíbrio.

Desta forma, mesmo que o mg# apresentado na rocha mais primitiva (rga-58b), de 74,57 considerando FeO_{total} e 77,58 considerando o cálculo Fe²⁺/Fe³⁺ de Middlemost (1989) seja similar ao de líquidos mantélicos primários (Kushiro, 2001), as feições petrográficas e o quimismo mineral suportam a hipótese de estas rochas representarem um fracionamento inicial de um líquido de mg# menor (mg# ~ 49).

Na tabela 05 também é apresentada a comparação dos valores de Ni (ppm) medido na rocha e o teor calculado para o líquido em equilíbrio com as olivinas de acordo com o $D_{Ni}^{ol/liq}$. Conforme demonstrado por Hirschmann & Ghiorso (1994), o $D_{Ni}^{ol/liq}$ é dependente da temperatura, e em sistemas basálticos o seu valor varia aproximadamente de 30 sob temperaturas de 1000°C a 15 sob 1200°C. Assim, considerou-se um $D_{Ni}^{ol/liq}$ de 20 (~ 1100°C) para as rochas do maciço Ponte Nova, onde a olivina é o principal mineral a particionar o Ni.

Tabela 05. Comparação entre o índice Mg# do líquido magmático obtido a partir da composição do mg# da olivina, com o mg# obtido pela análise de rocha total via FRX, para as amostras das diferentes fácies do maciço Ponte Nova.

Fácies Amostra	MLGc r58b	UMFc r117a	UMFc r146	Gb-PN r41	MLGc r125	MLGc-C r163	UMFc r57	MLGc r91	MLGc r141	MLGc r01a	MLGc r133	MLGc r171a	GB-Mf r72d
	mín. máx.	mín. máx.	mín. máx.	mín. máx.	mín. máx.	mín. máx.	mín. máx.	mín. máx.	mín. máx.	mín. máx.	mín. máx.	mín. máx.	mín. máx.
Mg# olivina	0,75 0,76	0,74 0,75	0,73 0,74	0,64 0,76	0,69 0,76	0,68 0,81	0,74 0,77	0,67 0,73	0,72 0,75	0,71 0,71	0,65 0,70	0,63 0,68	0,73 0,74
(XFe/XMg) olivina	0,32 0,33	0,33 0,35	0,35 0,37	0,32 0,36	0,43 0,56	0,45 0,23	0,47 0,30	0,37 0,49	0,33 0,39	0,41 0,41	0,43 0,54	0,47 0,59	0,35 0,37
Composições para líquido Inicial Basanítico. Kd = 0.312													
(XFe/XMg)Liq	1,01 1,07	1,07 1,13	1,13 1,19	1,01 1,80	1,37 1,44	0,75 1,51	0,96 1,13	1,19 1,58	1,07 1,25	1,31 1,31	1,37 1,73	1,51 1,88	1,13 1,19
Mg#	48,32 49,68	47,01 48,32	45,73 47,01	35,66 35,66	40,96 42,11	39,85 57,06	47,01 51,07	38,76 45,73	44,49 48,32	43,28 43,28	36,67 42,11	34,67 39,85	45,60 46,87
Mg# médio Li.=basanito													
Mg# _{FeOT} Rocha	74,57	74,26	71,61	69,86	69,04	68,18	68,64	67,20	67,94	67,85	54,00	59,82	65,13
Mg# _{FeCalc} Rocha	77,58	76,61	74,11*	73,23	72,47	71,66	71,30	70,74	70,64	70,54	57,12	62,82	68,79
*dado de Sm 4C													
Mg# médio Li.=basanito													
Ni _{olivina} (ppm)	823	1029	599	1028	877	1090	708	962	729	743	265	826	723
Ni _{Líquido} (ppm)	41	51	30	51	44	55	35	48	36	37	13	41	36
Ni _{Rocha} (ppm)	266	367		261	282	303	385	313	307	275	131	222	315
Fácies													
Amostra	GB-Mf r35d	MLGc-C r87a	GB-PN r97	MLGc r76	MLGc r65	MLGc-C r116	DM-Lamp r01c	GBPf r115c	GBPf r83	GBEq r120	GBEq r93	GB-Bnd r106	GB-Bnd r126
	mín. máx.	mín. máx.	mín. máx.	mín. máx.	mín. máx.	mín. máx.	mín. máx.	mín. máx.	mín. máx.	mín. máx.	mín. máx.	mín. máx.	mín. máx.
Mg# olivina	0,68 0,82	0,72 0,73	0,59 0,63	0,68 0,70	0,63 0,68	0,71 0,72	0,73 0,81	0,55 0,58	0,66 0,67	0,58 0,72	0,62 0,64	0,51 0,58	0,53 0,53
(XFe/XMg) olivina	0,22 0,47	0,37 0,39	0,59 0,69	0,43 0,47	0,47 0,59	0,39 0,41	0,23 0,37	0,72 0,82	0,49 0,52	0,39 0,72	0,56 0,61	0,72 0,96	0,89 0,89
Composições para líquido Inicial Basanítico. Kd = 0.312													
(XFe/XMg)Liq	0,71 1,52	1,19 1,25	1,88 2,23	1,37 1,51	1,51 1,88	1,25 1,31	0,76 1,19	2,32 2,62	1,58 1,65	1,25 2,32	1,80 1,97	2,32 3,08	2,84 2,84
Mg#	39,71 58,54	44,49 45,73	30,97 34,67	39,85 42,11	34,67 39,85	43,28 44,49	45,60 56,93	27,59 30,09	37,70 38,76	30,09 44,49	33,71 35,66	24,50 30,09	26,01 26,01
Mg# médio Li.=basanito													
Mg# _{FeOT} Rocha	64,92	64,23	62,66	62,81	61,25	46,99	50,98	43,26	47,83	43,93	45,83	48,05	41,24
Mg# _{FeCalc} Rocha	68,59	67,08	66,44	65,72	65,09	51,13	51,71	47,36	51,97	48,04	49,96	54,02	47,12
Ni _{olivina} (ppm)													
Ni _{Líquido} (ppm)	49	47	22	27	26	35	22	15	18	17	20	8	7
Ni _{Rocha} (ppm)	309	303	185	216	120	275	131	76	77	40	64	48	38

Obs.: Kds calculados segundo equação de Kushiro & Walter (1998) para valores de NBO/T médio para basanitos de 0.808 (Mysen, 1987)
 FeO_{calc} utilizado no cálculo do Mg# de acordo com a razão Fe²⁺/Fe³⁺ de Middlemost (1989).

A quantidade de Ni no líquido em equilíbrio com as olivinas do corpo máfico e ultramáfico varia entre <16 a 55±15 ppm, com média de 32 ppm. Por outro lado, os valores de Ni observados nas diferentes amostras variam entre 385 e 40, correspondendo a um enriquecimento de até uma ordem de grandeza, evidenciando a natureza fortemente cumulática da olivina no corpo.

As estimativas do mg# e do Ni do líquido em equilíbrio a partir da composição da olivina permitiu também a identificação da “*liquid line of descent*” para estas amostras conforme ilustrado no diagrama binário mg# vs Ni (figura 66).

Pode-se notar que alguns diques de lamprófito, tefritos e a brecha (e.g, rga-119d, rga-14d, rga109c, rga-112, rga-131, rga 33b, rga-15a e rga-29b) possuem mg# e teores de Ni próximos desta “*liquid line of descent*”, sugerindo que o líquido em que cristalizaram as olivinas do maciço era similar aos diques e rochas vulcânicas mais evoluídas que cortam o maciço, como lamprófitos basaníticos e tefritos e fonotefritos. Corroboram assim com a hipótese de um magma parental para o maciço Ponte Nova de composição semelhante aos diques máficos associados a este. Esta hipótese, de que os diques máficos presentes seriam representativos dos magmas parentais de rochas de corpos plutônicos associados, já havia sido adotada para alcalinas brasileiras por Alves (1996) para as rochas alcalinas da Ilha dos Búzios (sienitos eminentemente) e por Enrich (2005) para as rochas da Ilha Monte de Trigo (sienitos e corpo máfico-ultramáfico cumulático, inclusive).

Outra modelagem importante diz respeito à concentração de elementos incompatíveis, inclusive os terras-raras, no líquido inicial responsável pela formação das rochas do maciço Ponte Nova. Para isso, utilizaram-se as metodologias similares às descritas em Cawthorn (1991) e Bédard (1994), seguindo-se basicamente a formulação:

$$\sum_{j=1}^n \phi^j C_i^j = C_i^{rocha} \quad (2)$$

onde c é a concentração, i é o elemento, j é a fase *cumulus*, ϕ é a fração de peso (modal) da fase *cumulus* j .

Deduzindo-se a equação (2) e combinando-a com a equação (1) e aplicando para o caso da maioria das rochas da seqüência inferior do maciço Ponte Nova, cujas fases *cumulus* são unicamente clinopiroxênio e olivina tem-se:

$$\begin{aligned} C_i^{rocha} &= (\phi^{cpx} C_i^{cpx}) + (\phi^{oliv} C_i^{oliv}) + (\phi^{liq_trap} C_i^{liq}) \text{ ou} \\ C_i^{rocha} &= (\phi^{cpx} D_i^{cpx} C_i^{liq}) + (\phi^{oliv} D_i^{oliv} C_i^{liq}) + (\phi^{liq_trap} C_i^{liq}) \text{ ou} \\ C_i^{rocha} &= C_i^{liq} * (\phi^{cpx} D_i^{cpx} + \phi^{oliv} D_i^{oliv} + \phi^{liq_trap}) \text{ ou} \\ C_i^{rocha} &= C_i^{liq} * (\phi^{cpx} D_i^{cpx} + \phi^{oliv} D_i^{oliv} + (1 - \phi^{cpx} - \phi^{oliv})) \text{ ou} \\ C_i^{liq} &= C_i^{rocha} / (\phi^{cpx} D_i^{cpx} + \phi^{oliv} D_i^{oliv} + (1 - \phi^{cpx} - \phi^{oliv})) \end{aligned} \quad (3)$$

Desta forma, pôde-se calcular a concentração de um elemento i no líquido inicial do maciço Ponte Nova combinando-se análises de geoquímica, análises modais e um banco de dados coerente de coeficientes de partição. Empregou-se este cálculo a 6 amostras cumuláticas primitivas, que poderiam ser representativas dos primeiros cumulos formados no maciço. Estas são as representativas das fácies UMFc e MLGc.

As análises modais foram realizadas por contagens de pontos em seções delgadas, contando-se 2000 pontos em média por amostra. Como pode-se notar na formulação acima apresentada, leva-se em consideração apenas as porcentagens da assembléia *cumulus*, sendo o restante assumido como líquido em equilíbrio. É necessário porém, antes dos cálculos, fazer uma correção da moda, conforme explica Bédard (1994) a fim de minimizar o efeito da

Figura 66. Diagrama Mg# (MgO*100/MgO+FeOt) vs Ni para as rochas do maciço Ponte Nova. Também plota-se a provável *liquid line of descent* calculada.

interação do líquido *intercumulus* com os cumulos, dado que muitas fases pós-*cumulus* são produto da reação dos minerais *cumulus* com o líquido intersticial. Por exemplo, nas amostras onde ocorre anfibólio, este apresenta-se substituindo os cristais de piroxênio numa textura típica de corrosão, sendo esta a única reação a ser corrigida. Para esta correção, utiliza-se as proporções cotéticas dos minerais determinados experimentalmente e apresentadas por Bédard (1994). Para o caso específico do maciço Ponte Nova, uma relação de reação é assumida entre clinopiroxênio e anfibólio, corrigindo-se com a proporção de para cada 1% de anfibólio acrescenta-se 0,5% à percentagem modal de clinopiroxênio.

A tabela 06 apresenta os coeficientes de partição relacionados à líquidos basaníticos compilados da literatura para os minerais *cumulus* olivina e clinopiroxênio. A tabela 07 apresenta as modas corrigidas para os cálculos e o resultado dos elementos traços obtidos.

Pode-se notar por meio das *figuras 67 e 68* que o padrão dos líquidos em equilíbrio calculados tendem a seguir a mesma forma obtida para a rocha cumulática, porém estando mais enriquecida nestes elementos que estas últimas. Comparando-se as composições calculadas com os diques e rochas afaníticas do maciço, nota-se que o campo calculado segue o mesmo tipo de distribuição que estes, sendo que principalmente para os diques máficos que cortam o maciço a distribuição dos ETR ocorre dentro do campo calculado. Como diferença apresentada, nota-se que há um enriquecimento maior dos ETR pesados para os diques. Porém, entende-se que esta diferença relativamente pequena pode ser considerada dentro do erro envolvido no método do modelamento, uma vez que o enriquecimento destes elementos nestes cumulos é também muito baixo em relação aos ETR leves, tendendo-se a um aumento do erro quanto menor a concentração do elemento. Também, nota-se que o mg# do líquido em equilíbrio com os cumulos mais primitivos (mg# 46-49) é compatível com o dos principais diques máficos analisados (mg#45-55).

Desta forma, de acordo com os modelamentos realizados, entende-se que os diques máficos que cortam o maciço Ponte Nova são representativos do magma parental que levou à formação das rochas cumuláticas.

MODELOS DE FONTE

Uma vez modelado o líquido inicial para as rochas do Maciço e tendo-se em mente que os diques que cortam o maciço também podem ser considerados representativos deste líquido (de composição basanítica), uma outra consideração importante é a região mantélica e o possível enriquecimento do manto que sofre fusão parcial para a geração destes magmas.

Mesmo razões de elementos maiores, como de $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ de magmas primários são fortemente afetadas pelas condições de fusão, permitindo já uma série de considerações. Kushiro (2001) mostra, baseado em estudos experimentais em condições mantélicas, que a razão $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ para líquidos gerados pela fusão parcial de um peridotito fértil varia entre 0,9 e 1 para taxas de fusões acima de 25% e até $< 0,6$ para taxas abaixo de 7%, com os MORB primitivos apresentando uma razão média de 0,8. Inclusões vítreas em peridotitos mantélicos, que podem representar taxas ainda menores de fusão (Dawson, 1999; Schiano & Bourdon, 1999), possuem razões $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ abaixo de 0,3.

Porém, o metassomatismo mantélico carbonático pode aumentar a razão de $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ da fonte. Por exemplo, nos xenólitos peridotíticos litosféricos metassomatizados do sudeste da Austrália descritos por Yaxley *et al.* (1998), em que as razões de $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ variam de 0,68 até 5,22. De forma similar, Comin-Chiaromonte *et al.* (2005) destaca que os magmas máficos primários de ocorrências brasileiras com carbonatitos associados, como os de

Tabela 06. Coeficientes de partição utilizados nos modelos geoquímicos. Dados compilados ou calculados segundo Nielsen *et al.* (1992), Adam & Green (2003), Zanetti *et al.* (2004) e Downes *et al.* (2004)

Coeficientes de Partição		
	olivina	clinopiroxênio
Rb	0,0005	0,027
Sr	0,00217	0,12
Y	0,0038	0,69
Zr	0,0045	0,38
Nb	0,00017	0,021
Ba	0,0005	0,0078
La	0,000064	0,122
Ce	0,000057	0,21
Pr	0,000092	0,302
Nd	0,00015	0,431
Sm	0,00044	0,638
Eu	0,00056	0,679
Gd	0,00098	0,662
Tb	0,0016	0,671
Dy	0,0025	0,671
Ho	0,0048	0,673
Er	0,0091	0,621
Tm	0,0226	0,59
Yb	0,056	0,587
Lu	0,139	0,522

Tabela 7. Composição do líquido em equilíbrio com os cumulos do maciço Ponte Nova, calculados segundo a equação de Bédard (1994) e Cawthorn (1991).

Fácies	UMFc	UMFc	UMFc	MLGc	MLGc	MLGc
Amostra	rga 01 f	rga 57	rga 117a	rga 58 b	rga 141	rga 01 a
Litologia	piroxenito	piroxenito	piroxenito	melagabro	melagabro	melagabro
Geoquim.	picrobasalto	foidito	picrobasalto	basalto	picrobasalto	picrobasalto
Moda Corrigida						
Clinopiroxênio	0,76	0,5539	0,68	0,4029	0,6498	0,5845
Olivina	0,094	0,2255	0,23	0,2289	0,0805	0,127
Trapped Melt	0,146	0,2206	0,09	0,3682	0,2697	0,2885
Mg# rocha	66,54	71,30	76,61	77,58	70,64	70,54
Mg# líquido	--	47,01-51,07	47,01-48,32	48,32-49,68	44,49-48,32	43,28
Concentração no Líquido (Bédard, 1994; Cawthorn, 1991)						
Rb	20	35	103	79	53	18
Sr	663	1002	1133	988	963	1777
Y	22	29	32	24	25	18
Zr	230	252	355	271	251	164
Nb	41	61	86	88	59	25
Ba	467	1050	1268	2491	863	581
La	37	66	73	52	52	30
Ce	75	185	131	140	117	60
Pr	10	24	15	17	14	8
Nd	42	99	58	68	52	33
Sm	8	17	11	12	10	7
Eu	3	4	3	3	3	2
Gd	8	13	9	9	9	6
Tb	1	2	1	1	1	1
Dy	5	8	7	6	6	4
Ho	1	1	1	1	1	1
Er	2	3	3	3	2	2
Tm	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.2
Yb	2	2	2	2	2	1
Lu	0.2	0.2	0.3	0.2	0.2	0.2

Figura 67. A) Diagramas multi-elementos para os elementos terras raras calculados do provável magma parental das rochas do maciço Ponte Nova. Elementos normalizados segundo o condrito CI de McDonough & Sun (1995). É plotado o campo dos dados das rochas cumuláticas utilizadas para este modelamento. B) Campo de variação dos elementos terras raras obtido para o possível magma parental comparado com diques máficos e félsicos que cortam o maciço Ponte Nova.

Figura 68. A) Diagramas multi-elementos para os elementos traços calculados do provável magma parental das rochas do maciço Ponte Nova. Elementos normalizados segundo o manto primitivo de McDonough & Sun (1995). É plotado o campo dos dados das rochas cumuláticas utilizadas para este modelamento. B) Campo de variação dos elementos terras raras obtido para o possível magma parental comparado com diques máficos e félsicos que cortam o maciço Ponte Nova.

Jacupiranga, Juquiá, Lages e os da Província de Alto Paranaíba possuem razões $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ entre 1 e 6.

Além disso, Green *et al.* (2004) demonstram experimentalmente que mantos residuais (e.g., harzburgito) possuem altas razões $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ e, podem ser enriquecidos em elementos incompatíveis através de fluídos de ($\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$) em ambientes de subducção, e assim tornando-se fonte para magmas primários (e.g., ankaramitos) com razões $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ entre 1 e 1,5.

Para os diques máficos mais primitivos do maciço Ponte Nova as razões $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ varia entre 0,56 e 1,74. De forma similar, os demais diques máficos primitivos ($\text{mg}\# > 50$) do Setor Norte da Província Serra do Mar e do Alinhamento de Cabo Frio (Bellieni *et al.*, 1990; Garda *et al.*, 1995; Alves, 1996; Thompson *et al.*, 1998; Enrich *et al.*, 2006) mostram uma variação desta razão entre 0,5 e 2. Uma vez que magmas basaníticos são formados por meio de fusões parciais em torno de 5% (e.g. Edgar, 1987), sugere-se para estas associações a presença de um pequeno, porém variável, metassomatismo carbonático prévio da fonte.

Neste sentido, modelagens envolvendo elementos traços podem contribuir para um maior entendimento das possíveis regiões mantélicas que poderiam gerar este tipo de magmatismo e o enriquecimento metassomático necessário para isso.

Dois tipos de fusão parcial são comumente descritos na literatura geológica e representam modelos de membros finais de processos naturais. São eles:

- *Batch Melting*, também conhecido como fusão de equilíbrio ou fusão parcial em equilíbrio, descreve a formação de uma fusão parcial em que o líquido está continuamente reagindo e se reequilibrando com o resíduo sólido no local da fusão até que as condições mecânicas permitam que este líquido escape como um único lote de magma.
- *Fractional melting*, ou *Rayleigh melting*, onde apenas uma pequena quantidade de líquido é produzida e instantaneamente isolada da fonte, sem haver a necessidade de equilíbrio.

Porém, se sucessivas pequenas frações de líquidos produzidos por este último processo se agregarem ou misturarem, o líquido resultante é virtualmente indistinguível de um produzido por um único lote de fusão. Então, para propósitos de cálculo, o processo de *batch melting* é geralmente adotado, exceto naqueles casos onde uma série de líquidos pode somente ser explicada em termos do *fractional melting* sem a mistura completa dos sucessivos líquidos.

Para os modelos de *batch melting*, as variáveis envolvidas são:

- Composição Modal do manto (obtida principalmente por meio de xenólitos);
- Coeficientes de partição dos minerais envolvidos sob as condições específicas de geração assumidas;
- Contribuições modais para os fundidos (obtidas geralmente por diagramas de fase ou trabalhos experimentais). Quando se assume que os minerais contribuem com o fundido na proporção da concentração destes na rocha o modelo é chamado de *modal batch melting*. Quando, baseando-se em trabalhos experimentais, utilizam-se reações que indicam a contribuição relativa de cada fase para o fundido, o modelo é conhecido como *non-modal batch melting*.
- Composição de elementos traços e/ou terras-raras da fonte mantélica adotada;

Para os líquidos calculados para o maciço Ponte Nova e para os diques máficos que cortam este utilizou-se os modelos de *batch melting* do tipo não modal, uma vez que fusões modais, onde assume-se que as fases minerais entram em fusão na mesma proporção em que estão presentes na fonte, são muito improváveis (Haskin, 1984). O

modelo de *batch melting* não modal é expresso da seguinte forma por Rollinson (1993):

$$C_L/C_0 = 1/[D_0 + F \cdot (1-P)] \quad (4)$$

onde, C_L = concentração do elemento no líquido,

C_0 = concentração do elemento no sólido não-fundido

D_0 = coeficiente de distribuição global no começo da fusão

P = coeficiente de distribuição global dos minerais que constituem o fundido, ou seja

$P = p_1 \cdot Kd_1 + p_2 \cdot Kd_2 + p_3 \cdot Kd_3 + \dots$

onde p_1 etc é a fração em peso normativo do mineral 1 no fundido e kd_1 é o coeficiente de distribuição para um dado elemento traço para o mineral 1

F = fração em peso do fundido produzido

Estes modelos foram aplicados para alguns poucos traços. Estes são escolhidos pois são traços moderadamente incompatíveis além de imóveis, permitindo assim inferir informações sobre o enriquecimento da fonte mantélica.

Estudos experimentais da literatura (e.g. Edgar, 1987) estimam condições de formação para magmas basaníticos em intervalo entre 2 e 3 GPa, ou seja, gerado em profundidades entre 70 e 100 km, com taxas de fusão em torno de 5% ou menos.

Neste sentido, a transição do Sp lherzolito para o Gt lherzolito ocorre a 2.8 GPa para peridotitos férteis e a 3.1 GPa para os peridotitos refratários (McDonoug & Rudnick, 1998). Desta forma, os modelos para a geração destes magmas basaníticos devem considerar tanto a possibilidade de estes serem fundidos de sp lherzolitos quanto de gt lherzolitos.

Diante das condições estimadas, para estes modelos assume-se duas possibilidades de fontes mantélicas para as composições modais de manto, a saber, granada lherzolitos e espinélio lherzolitos. Para cada região fonte foram compiladas da literatura diferentes composições modais. Para a hipótese de um manto litosférico formado por granada-lherzolitos, foram compilados da literatura dados de xenólitos de manto superior com granada (McDonoug & Rudnick, 1998), sendo utilizadas três fontes mantélicas (E1-E3) que variam sua composição modal, especialmente a relação clinopiroxênio/granada (razão cpx/gt de 3,67 para E1, 2,0 para E2, e 1,1 para E3). O objetivo da variação da razão cpx/gt para tanto as fontes enriquecidas quanto empobrecidas é prover um teste da composição da fonte, que é independente da morfologia da coluna de fusão. O mesmo procedimento foi adotado para a hipótese de um manto litosférico formado por espinélio lherzolitos, sendo utilizadas duas fontes mantélicas (E4-E5) compilados de dados da literatura sobre xenólitos de manto superior com espinélio (McDonoug & Rudnick, 1998).

Os coeficientes de partição adotados para os cálculos foram compilados na literatura para as condições de fusão acima especificadas e encontram-se na tabela 08 abaixo. Para as contribuições modais para os fundidos, são adotadas diferentes equações de trabalhos experimentais da literatura. Para os modelos envolvendo granada lherzolitos, a equação adotada, extraída do trabalho de Walter (1998), é a seguinte:

$$1 \text{ líquido} + 0,19 \text{ ortopiroxênio} = 0,81 \text{ clinopiroxênio} + 0,30 \text{ granada} + 0,08 \text{ olivina}$$

Para os modelos envolvendo espinélio lherzolitos, a equação adotada, extraída do trabalho de Gudmundur & Presnall (2000), é a seguinte:

$$1 \text{ líquido} + 0,13 \text{ olivina} + 0,03 \text{ ortopiroxênio} = 0,91 \text{ clinopiroxênio} + 0,09 \text{ espinélio}$$

Assim, adotando-se taxas de fusão próximas a 5% (conforme já discutido acima), a única variável que resta

considerar diz respeito à composição global da fonte mantélica. Para tanto, modela-se três composições globais de manto inicial, sendo uma de composição do manto pirolítico (primitivo) de McDonough & Sun (1995) e as outras duas fontes progressivamente mais enriquecidas em relação a este. O exercício envolvido, ponto focal destes modelos, é justamente testar possibilidades de enriquecimento do manto, se este realmente é necessário, e chegar a um parâmetro de ordem de grandeza de tal enriquecimento para a formação das rochas cumuláticas do maciço Ponte Nova.

Kds					
	OI	OPx	CPx	Gt	Spin
Zr	0,0045	0,032	0,091	0,193	0,07
Hf	0,0037	0,06	0,177	0,18	0,08
La	0,000064	0,0008	0,0482	0,00112	0,0006
Yb	0,056	0,22	0,458	11,5	0,0045

Tabela 08. Coeficientes de partição utilizados nos modelos de fusão tipo *batch melting* para os diques do maciço Ponte Nova. Dados compilados ou calculados segundo Watson & Green (1981), Nielsen *et al.* (1992, 1994), Foley *et al.* (1996), Adam & Green (2003), Zanetti *et al.* (2004) e Downes *et al.* (2004). Os coeficientes de partição para o Hf foram calculados a partir de regressão linear em relação ao Zr, conforme banco de dados de Downes *et al.* (2004).

As figuras 69 e 70 apresentam os modelos por meio das razões de traço La/Zr vs. Hf/Yb e La/Yb vs. Zr, respectivamente. Pode-se notar por meio destes que, em relação à composição do Primitive Mantle (McDonough & Sun, 1995), é necessário um enriquecimento mantélico para que estas rochas sejam formadas.

Para a hipótese de fusão a partir de granada lherzolitos, os diques e os líquidos parentais calculados para o maciço Ponte Nova tendem a se encaixar melhor em uma fonte com relativamente pouca granada, com valores mínimos da razão cpx/gt próximos a 2,0. Estes modelos, conforme já apresentado por Enrich *et al.* (2006a), contrastam a afirmação de Brotzu *et al.* (2005) que, trabalhando com diques máficos da região da Serra do Mar, exclui a possibilidade destes representarem a fusão de manto com granada residual. Como pôde-se observar, esta possibilidade é bastante plausível, desde que a quantidade de granada seja, no máximo, a metade da quantidade de clinopiroxênio encontrada na fonte.

Para a hipótese de fusão a partir de espinélio lherzolitos, os campos modelados são ainda mais restritos porém também podem se encaixar perfeitamente aos dados relacionados ao maciço Ponte Nova. Quanto à composição modal destas fontes, pôde-se notar que estas não desempenharam grandes diferenças nestes casos, sugerindo uma ação mais efetiva associada ao grau de enriquecimento na composição global da fonte, ou seja, na ação do metassomatismo. Apesar disso, nota-se que, para os diferentes litotipos de fonte, há uma certa diferença nos graus de enriquecimento entre estas para os elementos modelados. Para se enquadrar aos dados do maciço Ponte Nova, com uma fonte de granada lherzolito, os modelos apontam para um maior enriquecimento em Hf e Yb e levemente menor em La em relação aos modelos de fonte de espinélio lherzolitos. Para enriquecimento em Zr, os modelos com fonte de granada lherzolitos indicam fatores muito próximos aos obtidos para uma fonte de espinélio lherzolitos.

Além disso, para ambas as composições modais da região fonte, alguns diques apresentam enriquecimento ainda maior nos elementos modelados, sugerindo uma composição global da fonte ainda mais enriquecida (modelos 2 e 4) em relação à composição modelada para a fonte que se encaixa na maioria dos dados (modelo 1 e 3). Isto pode indicar diferentes graus de enriquecimento associados ao(s) evento(s) de metassomatismo mantélico.

Figura 69. Diagrama La/Zr vs Hf/Yb apresentando os modelos de fusão por *batch melting* para os diques e líquidos calculados a partir dos cumulos do maciço Ponte Nova. No inset são apresentadas as diferentes composições destas razões obtidas para os diques associados às demais ocorrências do Setor Norte da Província Serra do Mar e do Lineamento de Cabo Frio. (Dados compilados de Enrich, 2005 e referências lá citadas).

Figura 70. Diagrama La/Yb vs Zr apresentando os modelos de fusão por *batch melting* para os diques e líquidos calculados a partir dos cumulos do maciço Ponte Nova. No *inset* são apresentadas as diferentes composições destas razões obtidas para os diques associados às demais ocorrências do Setor Norte da Província Serra do Mar e do Lineamento de Cabo Frio. (Dados compilados de Enrich, 2005 e referências lá citadas).

Pode-se notar nos *insets* nas figuras 69 e 70, que os diques máficos associados às outras localidades do Setor Norte da Província Serra do Mar e do Alinhamento Magmático de Cabo Frio possuem certas diferenças nas concentrações de traços, constituindo diferentes assinaturas geoquímicas, conforme já destacado por Enrich *et al.* (2006a). Estas diferenças também podem ser explicadas por diferentes graus de enriquecimento metassomático nas diferentes localidades de ocorrência destes magmatismos.

O metassomatismo, capaz de enriquecer diferenciadamente os elementos traços da fonte mantélica, pode ter sua origem:

- em líquidos carbonatíticos ou silicáticos (kimberlíticos) ricos em CO₂, gerados a profundidades maiores que a fonte e que teriam percolado esta previamente à fusão;
- em eventos neoproterozóicos regionais (e.g., subducções) que poderiam enriquecer a fonte, e que preservariam tais assinaturas geradas no manto litosférico, uma vez que este não participa da convecção mantélica.

A primeira situação tende a favorecer o modelo de Thompson *et al.* (1998) e Gibson *et al.* (1999), que associam a geração destas rochas da Província Serra do Mar e do Alinhamento de Cabo Frio à Pluma de Trindade. Corroborariam esta vertente as razões isotópicas que indicam uma componente astenosférica atribuída à fonte deste magmatismo.

Por outro lado, a segunda situação favorece o modelo proposto por Smith & Lewis (1999) e adaptado por Comin-Chiaramonti *et al.* (2002, 2005) que associam o magmatismo alcalino do Cretáceo e Terciário na Placa Sul-Americana a fenômenos exclusivamente litosféricos, associados à reativação de falhas e zonas de sutura pré-existent, gerando zonas de rifteamento. Tais zonas contribuiriam com a descompressão e fusão de porção do manto litosférico variavelmente metassomatizado, com diferentes assinaturas isotópicas e em diferentes períodos, conforme indicam diferentes razões isotópicas e idades modelo (e.g., Enrich *et al.*, 2005).

CONSIDERAÇÕES FINAIS

Dados geoquímicos elementais confirmam o caráter alcalino eminentemente cumulático do Maciço Ponte Nova (SP), especialmente associado ao fracionamento do diopsídio, principal fase *cumulus* no maciço. Além disso, as evidências geoquímicas dão um suporte ainda maior para o modelo geológico adotado para o maciço, no que diz respeito às diferenças apontadas entre as seqüências inferior (cumulática) e superior da área principal do maciço, bem como as correlações com os diferentes pulsos satélites associados. Também, comparando-se com os outros corpos plutônicos máfico-ultramáficos deste setor Norte da Província Serra do Mar, as rochas do maciço Ponte Nova acompanham as linhas de tendência observadas para estes.

Os diques máficos que cortam o Maciço Ponte Nova e os que são encontrados encaixados no embasamento adjacente a este podem ser considerados representativos do magma parental que levou à formação das rochas deste maciço, conforme modelamentos envolvendo a distribuição de elementos traços evidenciam.

Modelos de fusão indicam que estes diques e, conseqüentemente, o magma parental do Maciço Ponte Nova podem ter como fonte mantélica tanto espinélio lherzolitos como granada lherzolitos. Em ambos os casos o manto deve estar previamente enriquecido em elementos traços, apontando para um manto superior metassomatizado. Pode-se encontrar a explicação para este metassomatismo em ambos os principais modelos geodinâmicos aplicados para esta região. Estes são: (1) a passagem de uma pluma mantélica (e.g., Thompson *et al.*, 1998), com

enriquecimento mantélico associado a líquidos carbonatíticos e/ou kimberlíticos e (2) a fenômenos exclusivamente litosféricos (Comin-Chiaramonti *et al.*, 2005), com enriquecimento mantélico associado a eventos neoproterozóicos regionais.

CAPÍTULO 06

FASES INTERSTICIAIS DAS ROCHAS DO MACIÇO ALCALINO MÁFICO-ULTRAMÁFICO PONTE NOVA (SP-MG): PROCESSOS PÓS-CUMULUS TARDI-MAGMÁTICOS OU HIDROTERMALISMO?

INTRODUÇÃO

Numerosos estudos de intrusões acamadadas têm contribuído para a interpretação de processos básicos de cristalização e diferenciação de um magma. Nesse sentido, não apenas a investigação detalhada de fases cumulus tem se mostrado importante, como também o estudo dos processos pós-cumuláticos. O preenchimento *intercumulus* pode representar líquidos aprisionados (e.g., Wager & Brown, 1968; Barnes, 1986; Bédard, 1994), líquidos intersticiais em convecção (e.g., Tait *et al.*, 1984) ou mesmo fluidos ricos em voláteis de estágios finais a tardios (e.g., Boudreau, 1987), que interagem com as fases precocemente formadas.

As primeiras idéias relacionadas a processos e mecanismos pós-cumuláticos foram apresentadas por Hess (1939, 1960), defendendo a cimentação dos poros como um processo pós-cumulático principal e tendo como base de estudo as rochas do complexo de Stillwater. Este autor defendia a progressiva exclusão de líquido *intercumulus* por sobrecrecimento das fases *cumulus* (e cristalização de novas fases intersticiais). Isto entendido como essencialmente sob as mesmas condições produzidas pela assembléia *cumulus* inicial, e enquanto havia ainda comunicação química efetiva entre o magma principal e o líquido intersticial. Atribuiu-se a este sobrecrecimento, de mesma composição dos cristais anteriores, o mecanismo de difusão iônica.

Ao mesmo tempo em que a teoria dos cumulos estava sendo desenvolvida (Wager *et al.* 1960, Wager & Brown, 1968) com base nos complexos Skaergaard e Rhum, Jackson (1961) investigava problemas na Zona Ultramáfica da intrusão Acamadada de Stillwater. Um aspecto importante deste trabalho, que o distingue do de Wager *et al.* (1960) é a ênfase no estudo da forma dos cristais e nas relações recíprocas entre estes. Jackson (1961) fez a distinção entre os minerais precipitados primários e aqueles que cristalizaram a partir dos espaços de poro envolvendo os cristais acumulados, fazendo uma analogia com a distinção similar entre grãos detríticos e o cimento em rochas de sedimentação clástica.

Jackson (1961), em seu trabalho pioneiro, reconheceu que, na maioria dos cumulos, o material *intercumulus* consiste-se de dois componentes: (a) sobrecrecimento sin-axial nos grãos cumuláticos já existentes, e (b) cristais intersticiais não representados na assembléia *cumulus*. Jackson (1961, 1967) refere-se a estes respectivamente como (a) sobrecrecimento pós-*cumulus* e (b) preenchimento pós-*cumulus* simples. Ainda que ambos representem o preenchimento da estrutura cumulática; este também reconheceu uma terceira possibilidade, chamada (c) substituição pós-*cumulus*, em que os grãos cumuláticos originais seriam modificados por reação com o magma intersticial.

Porém, há ainda que se relacionar outros processos externos aos processos magmáticos, como hidrotermalismo e metassomatismo, que podem afetar os cumulos previamente formados. A ação destes processos nos cumulos nem sempre é diagnosticada facilmente. Em alguns casos, certas texturas e estruturas apresentadas

em rochas cumuláticas podem ser explicadas tanto por processos internos à evolução magmática quanto por processos externos. Mesmo a formação de depósitos mineralizados pode ocorrer tanto associado a processos de final de cristalização quanto por processos pós-magmáticos.

As principais fases cumuláticas encontradas em todas as rochas máficas e ultramáficas do maciço Ponte Nova são clinopiroxênio, olivina, e em algumas amostras, subordinadamente, plagioclásio e óxidos de Fe e Ti. Os estágios intercumuláticos envolvem sobrecrecimentos nestes minerais bem como cristalização de novas fases, por exemplo, apatita, biotita, anfibólio, feldspato alcalino e nefelina.

Além destas, encontra-se em diversas amostras uma mesóstase félsica, em sua maioria de composição k-feldspática, geralmente já alteradas, mas muito bem preservada em duas amostras (rga-113 e rga-115C). Em algumas amostras, em associação a esta mesóstase, encontram-se ocelos (algumas vezes subcirculares, outras mais quadráticos e outras de aspecto amebóide) compostos por analcima, muscovita e carbonato em proporções variáveis. Quando estas estruturas ocorrem, geralmente apresentam-se envoltos pela mesóstase ou por fases intersticiais finais, como biotita e anfibólio.

O que representariam estas estruturas? Seriam produto de alteração hidrotermal ou do próprio magmatismo? Um estudo minucioso foi desenvolvido neste sentido, tentando-se entender o processo de formação destas fases finais.

CONTEXTO GEOLÓGICO

O maciço Ponte Nova situa-se na zona limítrofe entre os estados de São Paulo e Minas Gerais, mais especificamente entre os limites das cidades de Sapucaí-Mirim e Santo Antônio do Pinhal, nas proximidades da cidade de Campos do Jordão.

Apresenta duas áreas de exposição (*figura 71*): uma principal, maior (~5,5 km²), de forma elíptica e contendo grande variedade de litotipos, e outra menor (~1 km²), localizada a sul da primeira. Elas estão separadas por afloramentos do embasamento pré-cambriano presente na região.

As variações modais e estratigráfica dos litotipos do maciço em relação às altitudes topográficas são apresentadas na *figura 72*.

A evolução geológica do maciço Ponte Nova pode ser assim resumida:

- 1) pulso central consistindo em uma *seqüência inferior*, cumulática, caracterizada pela presença de cumulos ultramáficos e melagábricos (e.g. olivina piroxenitos e melagabros com olivina – fácies UMFc, MLGc e MLGc-C), e uma *seqüência superior*, com rochas gábricas e monzogábricas porfiríticas (GBPf) e equigranulares (GBEq). Na região centro-oeste do maciço com características texturais e modais pouco usuais e que pode estar associado ao pulso central encontram-se kaersutita-óxido-apatita clinopiroxenitos (Umf-PO), de ocorrência restrita, associada às rochas melagábricas cumuláticas.
- 2) À região oeste e sul deste pulso central encontram-se, separados por falhas, uma seqüência inferior muito semelhante (fácies UMFc e MLGc), porém com seqüência superior caracterizada principalmente pela ocorrência de rochas bandadas (GB-Bnd) e com maior concentração de nefelina em relação às rochas da área central. Rochas de matriz fina encontradas no extremo sul e sudeste da área principal (GB-MF) são tidas como representantes mais próximos de uma fácies de borda, provavelmente associada às ocorrências descritas para a região oeste e sul. Estas ocorrências acima descritas podem representar a continuidade do pulso central ou estar relacionada a um segundo

Figura 71. Mapa geológico do maciço alcalino máfico-ultramáfico Ponte Nova (SP-MG).

Figura 72. Variações estratigráficas e modais das diferentes fácies do maciço Ponte Nova em relação às suas respectivas posições topográficas.

pulso associado a esta área principal.

3) Já na área satélite a sul, separada pelo embasamento, predominam melamonzonitos com nefelina (GB-Sul) que estratigraficamente guardam correlação com as rochas da seqüência superior do pulso central, sugerindo uma continuidade do pulso central. Esta área ainda apresenta litotipos mais evoluídos (MZ-Sul) que podem representar ou uma continuidade da seqüência evolutiva deste pulso ou um pulso separado.

4) Associado à região de topo da morraria central, estratigraficamente acima do topo da seqüência superior da região central do maciço (acima de GBEq) em faixa bastante restrita encontram-se ilmenita clinopiroxenitos sulfetados (ICPs) e magnetitos (MTs). A formação destes litotipos peculiares pode ter como explicação a proposição de Irvine (1977) de uma interação entre magmas, mais especificamente de um novo influxo magmático misturando-se com o magma residual fracionado da câmara.

5) pulsos satélite a norte (Gb-PN), com forma bem definida, subcircular, predominando rochas melagábricas, variando entre olivina melamonzodioritos a melamonzodioritos com olivina, de caráter petrográfico semelhante aos cumulos melagábricos do pulso principal.

6) pulso satélite leste (Gb-PL), com rochas mais evoluídas, com maior concentração de nefelina, variando entre nefelina monzodioritos a monzodioritos com nefelina, com características texturais e petrográficas semelhantes às fácies da seqüência superior do pulso principal.

7) diferenciados félsicos finais (Diff) ocorrem sob a forma de diques, vênulas e possivelmente bolsões; variam de leucocráticos a mesocráticos, com rochas de composições monzoníticas a monzossieníticas, chegando a nefelina sienitos em alguns casos. Estas rochas podem ser representativas do líquido residual que sofreu migração para diferentes porções do maciço.

8) brecha magmática (BRCH), confinada à região leste, é posterior aos pulsos acima descritos, contendo fragmentos líticos de todos os litotipos gabróides anteriormente descritos e;

9) diques máficos (DM-LGT) e félsicos (DF-TeF) cortando as demais rochas do maciço.

De acordo com a classificação de Wager *et al.* (1960), que se baseia na composição do material *intercumulus*, as rochas cumuláticas da *seqüência inferior* seriam definidas na sua grande maioria como “ortocumulatos” e em alguns poucos casos como “mesocumulatos”. Segundo Irvine (1982), que redefine essa classificação usando aspectos estritamente ligados à quantidade de material *intercumulus*, a maior parte das rochas do maciço está enquadrada entre ortocumulatos e mesocumulatos.

Mais detalhes sobre a estratigrafia e a evolução geológica do complexo podem ser observadas no capítulo 03.

MATERIAIS E MÉTODOS

(Veja o Capítulo 02)

PETROGRAFIA DAS FASES

Para uma melhor compreensão das estruturas e texturas encontradas segue-se primeiramente uma descrição das fases intersticiais finais encontradas no maciço Ponte Nova.

Anfibólio e Biotita. A maior concentração destas fases no maciço está associada principalmente aos litotipos encontrados na porção norte do pulso principal. Nesta região predominam as rochas cumuláticas piroxeníticas e

melagábricas. O anfibólio encontrado é a kaersutita, de coloração bastante avermelhada, com pleocroísmo variando entre marrom-avermelhado, vermelho e alaranjado. A biotita apresenta também coloração predominantemente avermelhada, variando de pleocroísmo até laranja claro. Ambos ocorrem geralmente como cristais intersticiais anédricos, muitas vezes poiquilíticos, englobando cristais reduzidos de opacos, piroxênio, olivina, plagioclásio e apatita. Também ocorre como substituição do piroxênio (principalmente o anfibólio), apresentando texturas de corrosão (*figura 73*). Além disso, a biotita ocorre também envolvendo cristais de opacos nas variedades melanocráticas, apresentando textura coronítica.

Em algumas rochas mais félsicas, como nas rochas monzodioritos com nefelina predominantemente bandada (GB-Bnd, regiões sudeste e noroeste do corpo principal) os cristais de biotita apresentam-se bem desenvolvidos e não apenas associado a fases intersticiais. No monzonito com nefelina encontrado no corpo satélite a sul (MZ-Sul), a biotita passa ser o principal mineral máfico, com anfibólio ocorrendo subordinadamente. Neste litotipo estas duas fases apresentam cristais subédrico a euédricos. Nas rochas interpretadas como bolsões félsicos (Diff, monzonitos com nefelina) encontradas esporadicamente, o anfibólio assume a característica de máfico principal, com cristais subédricos a euédricos zonados.

Feldspatos. Embora o plagioclásio ocorra como fase cumulática final em algumas amostras, sua principal ocorrência está associada à assembléia *intercumulus*. Na maioria dos litotipos ultramáficos, o plagioclásio ocorre ou intersticialmente, envolvendo os cristais de piroxênio, olivina e opacos, ou em cristais geralmente anédricos totalmente inclusos em cristais poiquilíticos de anfibólio, sendo o principal félsico. Nas rochas melanocráticas, com o aumento da concentração de félsicos, nota-se que o plagioclásio apresenta inicialmente cristais ainda intersticiais porém de dimensões maiores, até poiquilíticos, apresentando em alguns casos estruturas zonadas e formas anédricas a subédricas (rga-01g). Até que ocorrem os cristais euédricos, bem formados, ripiformes acima mencionados, apresentando zoneamento oscilatório (rga-01a). Já feldspato alcalino, não observado nas rochas ultramáficas, ocorre sempre como fase intersticial desde rochas melanocráticas (rga-65, rga-58) até as variedades relativamente mais félsicas encontradas no complexo, apresentando nas rochas inequigranulares mais evoluídas, cristais poiquilíticos em relação aos cristais de plagioclásio de granulação fina submilimétricos.

Nefelina. A nefelina é, na maioria dos casos, intersticial aos feldspatos, ocorrendo em grande parte dos casos já alteradas parcial ou totalmente para cancrinita ou agregados sericítico-zeolíticos. Porém, em alguns litotipos melagátricos (*e.g.*, rga-85) e mesmo em alguns ultramáficos (*e.g.*, sm-30B e sm-30C) associados à região norte do pulso principal, este mineral constitui a principal fase félsica intersticial, geralmente associada a pequenas vênulas ou a bolsões subcentimétricos. Registre-se a ocorrência bastante restrita em dimensões submilimétricas de sodalita associada à nefelina nos interstícios de alguns litotipos.

Apatita. Cristais de apatita variando desde milimétricos (pouco) até submilimétricos, geralmente euédricos mas também arredondados são encontrados na maioria dos litotipos, estando associada às fases finais de cristalização. Geralmente os cristais encontram-se inclusos em biotita ou anfibólio poiquilíticos, muitas vezes junto de opacos, ou ainda, inclusos em mesostase félsica.

Óxidos de Fe e Ti. Embora ti-magnetita e ilmenita possam ocorrer em algumas amostras associadas à assembléia *cumulus*, sua principal ocorrência prende-se aos *intercumulus*, geralmente associados aos estágios finais de cristalização dos cristais de clinopiroxênio. Em geral, apresentam formas subédrica a euédrica, arredondadas em muitos casos.

Sulfetos. Embora em concentrações bastante reduzidas (apenas traço), são encontrados sulfetos. Em dimensões submilimétricas, geralmente associados a opacos ou às fases intersticiais (como apatita, biotita e feldspatos), apresentam forma subédrica a euédrica e constituem-se em sua maioria de pirita e pirrotita.

Mesóstase. Nos litotipos melanocráticos e mesmo mesocráticos, o feldspato potássico é a composição principal de uma mesóstase félsica que ocorre em pequena concentração na maioria das rochas, tanto do pulso principal, como dos pulsos à leste e à norte. Também ocorre associada a fases tidas como pegmatóides (e.g., rga-90). Esta mesóstase, apresenta-se geralmente alterada e pode apresentar microcristais de plagioclásio, nefelina, biotita, muscovita (figura 74).

Carbonatos. São encontrados cristais de carbonato também associados a fases finais de cristalização. No pulso principal, cristais de carbonato, geralmente arredondados ou euédricos a subédricos são encontrados inclusos em cristais de anfibólio poiquilíticos (figura 75) ou em biotitas (e.g., rga-142), além de estar presente em ocelos. Também é encontrado intersticialmente associado às rochas monzoníticas da área de exposição a sul (MZ-Sul; e.g., rga-18).

Epídoto. Em alguns poucos litotipos (rga-142, rga-134, rga-01a) são encontrados, com fase intersticial, cristais de epídoto (figura 76a). Em algumas rochas, epídoto anédrico encontra-se até incluso em cristais de anfibólio e apresentando coroa de clorita (figura 76b).

Analcima. Embora ocorra também associada à alteração de plagioclásio em algumas rochas melagábricas, a forma de ocorrência mais importante de analcima é associada aos ocelos, representando o núcleo destes. Possuem zoneamento oscilatório e baixa birrefringência (figura 78).

Muscovita. A ocorrência de muscovita está associada ou à mesóstase félsica ou como parte integrante dos ocelos. Na mesóstase geralmente apresentam microcristais submilimétricos ripiformes. Já nos ocelos, este mineral apresenta formas anédricas a subédricas em contato com analcima (figura 78).

PROCESSOS PÓS-CUMULÁTICOS

Nas rochas do maciço Ponte Nova, os três tipos de preenchimento pós-cumulus descritos por Jackson (1961) são encontrados. Na maioria dos casos, conforme indicam as variações crípticas observadas em diferentes fases minerais e modelamentos geoquímicos, estes preenchimentos são representativos de líquidos *intercumulus* aprisionados pela formação da trama cumulática. E à medida que fases minerais são extraídas, o líquido restante tende a representar uma composição mais evoluída, levando à formação de diferentes fases minerais. Porém, algumas amostras não se enquadram perfeitamente neste modelo de aprisionamento de líquido *intercumulus*. E feições petrográficas também sugerem que outros processos devem ter atuado de forma mais localizada no decorrer da evolução magmática do maciço.

Vênulas e bolsões predominantemente félsicos (figura 77), observados tanto em escala de afloramento como em seções delgadas, “cortam” o maciço em todos os seus diferentes pulsos (e.g, pulso principal, pulso leste, área de exposição a sul). Nota-se também que estas vênulas variam em sua espessura entre centimétricas a milimétricas, e possuem composições desde anortosíticas até nefelina sieníticas. O tipo de estrutura apresentada por estas vênulas e bolsões sugere o mecanismo de *filter pressing* como o principal responsável pela sua colocação.

Já em outras rochas localizadas mais precisamente na região norte-nordeste do pulso principal, cumulos ultramáficos apresentam textura de corrosão bastante proeminente, onde a concentração de anfibólio e biotita,

Figura 73. Cumulatos de clinopiroxênio com cristais de anfibólio e biotita associados às bordas e núcleos numa textura de corrosão. A) RGA-141. B) RGA-133. N//. Lado Maior = 1,02cm.

Figura 74. Mesóstase félsica associada às fases intersticiais finais da rochas do maciço Ponte Nova. A) RGA-65, B) RGA-178, C) RGA-90, NX.

Figura 75. Cristais de carbonato euédricos a subédricos incluídos em anfibólio ou intersticiais encontrados nas rochas do maciço Ponte Nova. A), B), RGA-146. C), RGA-141. D), SM13A. A), B), C) Lado menor = 0.86mm, D) Lado Menor = 1.31 mm, NX.

Figura 76. Cristais de epidoto associado às fases intersticiais das rochas do maciço Ponte Nova. A) RGA-142a. B) RGA-01a. Lado Maior = 3,2mm.

Figura 77. Vênulas com minerais félsicos e máficos hidratados cortando rochas ultramáficas cumuláticas do maciço Ponte Nova. A), B), RGA-141. C), SM-30C. Polarizadores Paralelos. Lado Maior = 1.02cm

Figura 78. Ocelos associados às fases intersticiais das rochas do maciço Ponte Nova. A) Aspecto macroscópico - RGA-113. B), D) e E) Ocelo associado à mesóstase félsica com composição principal de muscovita e analcima. C) Ocelo de composição de carbonato e analcima. B) e D), RGA-90. C), RGA-19B, E), SM-30B.

responsáveis pela corrosão do piroxênio, é superior a 20% da composição modal (e.g., rga-141, rga-146). Para estes casos, estas são as principais fases do preenchimento *intercumulus*. A partir disso, sugere-se que estas ocorrências sejam formadas pela interação do cumulado previamente formado com um líquido residual em condições de desequilíbrio e que, após sua interação e modificação deste cumulado, migraria para outras regiões do corpo.

Na parte central-superior do pulso principal, a principal contribuição pós-cumulática, no que diz respeito a novas fases, está relacionada à ocorrência da mesóstase félsica, com restrita concentração de fases máficas hidratadas. Também, no pulso norte (interpretado como posterior ao principal) há uma concentração ínfima de fases máficas hidratadas e a mesóstase faz-se presente em relativamente elevadas concentrações.

Por estas observações, nota-se que nas regiões de ocorrência da mesóstase félsica há ínfima concentração de anfibólio e biotita, enquanto nas amostras com elevada concentração de anfibólio e biotita é muito restrita a ocorrência da mesóstase félsica. Tais diferenças sugerem que, nestes casos mais particulares do maciço Ponte Nova, ou estes preenchimentos podem resultar de diferentes líquidos residuais relacionados à cristalização fracionada, ou a condições de cristalização diferentes que favorecem a cristalização de alguns minerais em maior concentração que outros em determinadas áreas, ou hipóteses relacionadas a uma componente externa. Neste último caso, encontram-se a possibilidade de um líquido resultante da interação com a encaixante granítica durante a colocação do corpo ou um fluido hidrotermal posterior. Em realidade, é de se esperar que vários mecanismos conjugados atuem sobre estas rochas ao longo dos estágios magmáticos, tardi-magmáticos e mesmo pós-magmáticos.

Desta forma, diferentes estágios pós-cumuláticos podem ter atuado de maneira restrita em diferentes regiões do maciço, resultando em diferentes composições e variações texturais que não aquelas associadas ao líquido intersticial aprisionado.

Kaersutita óxido-apatita clinopiroxenitos

Um exemplo da ação de estágios pós-cumuláticos associados à migração de fluídos tardi-magmáticos ricos em voláteis pode estar associado à fácies Kaersutita-óxido-apatita clinopiroxenitos (Umf-PO). Esta variedade ocorre na região oeste do maciço, associado com as rochas melagábricas (fácies MLGc) do sudoeste. A ocorrência destas rochas é bastante restrita, limitadas a uma área subcircular (16.300m²) e abrangendo um pequeno morrote com topografia mais acentuada que as rochas melanocráticas à sua volta. Eles se distinguem pela concentração elevada de anfibólio poiquilítico (com biotita subordinada), opacos (óxidos de Fe-Ti e sulfetos) e apatita, sendo plagioclásio o único félsico presente. Aspectos petrográficos gerais destas rochas podem ser observados na *figura 16*. A forma da ocorrência, a densidade maior dessas rochas quando comparadas aos demais tipos petrográficos do maciço e as características texturais são sugestivas de sua natureza peculiar de formação.

De modo especial, chama a atenção a proporção modal dos minerais presentes nesses clinopiroxenitos: 39% de clinopiroxênio, 32% de anfibólio e biotita, 17% de opacos (óxidos de Fe-Ti e sulfetos subordinados), 7% de apatita e 5% de plagioclásio.

As diferenças modais apresentadas refletem a composição química desses clinopiroxenitos, caracterizada pelas baixas concentrações de SiO₂ (~34%), as menores de todo o maciço, e elevadas de TiO₂ (~8%), FeO_T (~19%) e MnO (acima de 0,2%), as maiores de todo o maciço (*figura 79*). Os teores de P₂O₅ não ultrapassam 1,5% e estão associados à presença de apatita. O mg# dessas rochas, ainda que ultramáficas, é de ~45,5, indicando que elas são mais evoluídas que os litotipos ultramáficos e melanocráticos do maciço.

Dos elementos traços destaca-se o V (*figura 79*), cujos teores são os mais altos (superiores a 600 ppm) das rochas do maciço. Os teores de Sc (em torno de 40 ppm) são compatíveis com os das rochas melagábricas cumuláticas (MLGc) e sugestivos de seu controle pelo clinopiroxênio. Zn e Co estão também presentes em concentrações elevadas (153 e 55 ppm, respectivamente), provavelmente devido à grande presença de opacos nessas rochas. A distribuição dos elementos traços nesses clinopiroxenitos assemelha-se em geral ao dos melagabros, com destaque para as anomalias positivas de Nb, Ti e P (*figura 80a*), explicadas pela grande concentração de opacos e apatita nas primeiras rochas.

Quanto às terras raras (*figura 80b*), verifica-se que os clinopiroxenitos, ao lado também do comportamento similar ao dos melagabros, exibem um padrão de enriquecimento maior para todos os elementos. A distribuição dos ETR normalizados em relação ao condrito C1 de McDonough & Sun (1995) indica ainda um maior enriquecimento dos elementos leves em relação aos pesados.

Do ponto de vista geoquímico, os kaersutita-óxido-apatita clinopiroxenitos de Ponte Nova são muito semelhantes aos óxido-apatita gabronoritos que aparecem associados a nelsonitos (rocha principalmente formada de óxidos de Fe e Ti e apatita, com ou sem rutilo) em maciços anortosíticos proterozóicos (*figuras 81 e 82*). Esses óxido-apatita gabronoritos foram interpretados por Dymek & Owens (2001) como sendo originados a partir da segregação (cumulatos) de magmas jotuníticos (equivalente a hiperstênio monzonoritos).

Contudo, apesar das semelhanças geoquímicas, as evidências petrográficas sugerem uma gênese diferente para as rochas de Ponte Nova, uma vez que os seus opacos e a apatita estão identificados com as fases mineralógicas intersticiais finais, além de incluídos poiquiliticamente em cristais de anfibólio e biotita. Parecem também confirmar essa sugestão a formação de outros minerais dos estágios finais de cristalização magmática, como carbonatos e analcima, que ocorrem na forma de inclusões em cristais poiquiliticos de anfibólio. Além disso, a presença de textura de corrosão associada à principal fase *cumulus* é indicativa da ação de fluidos pós-cumuláticos, ricos em voláteis, que teriam reagido com essas rochas.

Líquidos ricos em voláteis poderiam estar relacionados à existência de fluidos residuais tardi-magmáticos ou mesmo pós-magmáticos, em estágios hidrotermais. Meurer *et al.* (1999) associam a gênese de depósitos minerais ricos em sulfetos em intrusões acamadadas à ação de fluidos exsolvidos a partir da cristalização do líquido intersticial. Esses fluidos, enriquecidos em voláteis e formados durante os estágios finais de cristalização, seriam os agentes responsáveis pelo transporte tanto de metais de base quanto de sulfetos, com a sua migração para um determinado horizonte levando à redistribuição de uma série de elementos químicos. Nos kaersutita-óxido-apatita clinopiroxenitos do maciço, a presença de fase microgranulares de sulfetos disseminados nos cristais poiquiliticos de anfibólio e biotita parecem endossar essa interpretação.

Assim, esse processo deve ter ocorrido em várias regiões do maciço. Por exemplo, rochas ultramáficas cumuláticas (olivina-kaersutita clinopiroxenitos a biotita-kaersutita clinopiroxenitos com olivina) com alta concentração de anfibólio e biotita (anfibólio e biotita <20% modal) estão presentes na porção norte-nordeste do pulso principal. Embora elas não exibam características petrográficas e geoquímicas tão discrepantes quanto aos karsutita-óxido-apatita clinopiroxenitos elas apresentam também concentração mais elevada em sulfetos associados às fases máficas hidratadas, indicando, assim, uma correlação entre a abundância destas últimas com os sulfetos.

A composição química dos minerais dos kaersutita-óxido-apatita clinopiroxenitos dentro do campo composicional obtido para as fases intersticiais das demais fácies do pulso central (vide capítulo 04) é interpretada

Figura 79. Diagramas Mg# ($\text{MgO} \cdot 100 / (\text{MgO} + \text{FeO}_T, \text{prop. molecular})$) vs elementos maiores, menores (% em peso) e traços (ppm) para as rochas do maciço Ponte Nova e diques associados.

Figura 80. Diagrama multi-elementos para os elementos traços dos kaesutita-óxido-apatita clinopiroxenitos do maciço Ponte Nova. A) Elementos normalizados segundo o manto pirolítico ("Silicate Earth") de McDonough & Sun (1995). B) Elementos normalizados segundo o condrito CI de McDonough & Sun (1995). Para comparação, é plotado o campo obtido para as rochas melagábricas cumuláticas (MLGc).

Figura 81. Diagramas TiO_2 vs $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{T})$ e vs P_2O_5 (% de peso) comparando os kaersutita-óxido-apatita clinopiroxenitos do maciço Ponte Nova (Umf-PO) com os óxido-apatita gabronoritos e nelsonitos principais descritos na literatura, conforme os dados de Dymek & Owens (2001).

Figura 82. Diagramas bivalentes comparativos entre os kaersutita-óxido-apatita clinopiroxenitos do maciço Ponte Nova comparados com os óxido-apatita gabronoritos e nelsonitos principais descritos na literatura em maciços anortositicos (Dymek & Owens, 2001). A) Rb (ppm) vs Ba (ppm). B) Nb (ppm) vs Zr (ppm). C) V (ppm) vs Ti/1000 (ppm). D) Sc (ppm) vs $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{T})$ (%).

como uma evidência indicativa de que esses clinopiroxenitos fazem parte do contexto geral associado ao magmatismo do maciço, o que dificultaria a aceitação de uma idéia relacionada com processos de alteração hidrotermal.

Ocelos

De forma mais restrita ainda há a ocorrência dos *ocelos*, invariavelmente envolvidos ou pela mesóstase (maioria dos casos) ou por alguma outra fase félsica intersticial (como nefelina) (*figura 78*).

Neste sentido, a literatura (*e.g.*, Philpotts, 1979; Rock, 1991; Demény *et al.*, 1997) mostra que glóbulos predominantemente leucocráticos têm sido descritos em uma grande variedade de tipos de rocha, incluindo basaltos, basaltos alcalinos, espilitos, picritos e doleritos toleíticos, mas são mais comuns em lamprófiros. A origem destes glóbulos tem sido interpretada de diversas maneiras: como amígdalas, centros de nucleação para minerais leucocráticos, gotículas de imiscibilidade líquida e segregações de estágios finais do líquido dentro de vesículas.

Lamprófiros alcalinos de Meghalaya, Índia (Nambiar, 1986) também apresentam estruturas globulares interpretadas como ocelos de segregação de líquidos em estágios finais de cristalização. Inclusive, a estrutura zonada apresentada por muitos destes (partes internas formadas por carbonato e analcima e parte externa formada principalmente por feldspato e biotita), é tida como vesículas preenchidas por uma fase gasosa, onde os núcleos representariam os gases e porções mais externas o líquido final. As formas freqüentemente esféricas a sub-esféricas suportariam a interpretação da presença de fases gasosas que, durante o resfriamento do magma, se cristalizariam. A ausência de glóbulos máficos ou básicos nestes *ocelos* de composição sienítica seria uma evidência contra a possibilidade de imiscibilidade líquida.

Cabe ressaltar que magmas alcalinos são tipicamente enriquecidos em fases voláteis (Sørensen, 1974). Uma das estruturas que sugerem a presença destes gases são as cavidades mirolíticas, descrita na maioria dos complexos alcalinos (*e.g.*, Sørensen, 1974, Enrich, 2005, Ruberti, 1998, 1984). No maciço Ponte Nova, grande quantidade de variedades plutônicas apresentam estas cavidades, especialmente as mais evoluídas, encontradas em vênulas ou nas regiões de cristas dos morros (rga-113) ou mesmo representativas de pulsos posteriores mais evoluídos que o principal (rga-29, Gb-PL). De forma que os ocelos devem representar estas fases gasosas finais que, pela composição e tamanho, conseguiriam se cristalizar por completo com o resfriamento do corpo.

Outra possibilidade, principalmente quanto aos ocelos associados à analcima e aos carbonatos seria relacionada à atuação de estágios pós-magmáticos, como hidrotermalismo. Para isso, levaria-se também em consideração alguns critérios de quimismo mineral, como a composição das analcimas, que é tido tradicionalmente como mineral de origem secundária. Alguns critérios estabelecidos por Luhr e Kyser (1989), levam em consideração componentes como a concentração de Si e de Fe neste mineral para classificá-los como de origem magmática primária, secundária e hidrotermal. As concentrações de silício (X_{Si}) obtidas para as análises de analcima do maciço (veja o capítulo 04) associam estas mais ao intervalo das analcimas hidrotermais (tipo H). Adicionalmente Luhr & Kyser (1989) relaciona o conteúdo muito baixo de Fe como diagnóstico dos tipos H (hidrotermal) e S (sedimentar).

Entretanto, Karlsson & Clayton (1991) questionam a origem primária (tipo P) de analcima estudadas por Luhr & Kyser (1989). Além disso, discutem que o uso de composições químicas para inferir a origem da analcima é ainda muito duvidoso. No caso do maciço Ponte Nova, trabalhando-se com a hipótese de ocelos relacionadas a alterações hidrotermais, passar-se-ia a assumir que a mesóstase feldspática seria igualmente hidrotermal e que mesmo anfibólio e biotita das rochas da região norte-nordeste teriam essa origem. Porém, as composições tanto dos cristais de

anfibólio como de biotita são tipicamente magmáticas, não fornecendo indícios claros favoráveis a esta possibilidade.

GEOTERMOMETRIA BIOTITA-APATITA

Uma das formas de se aferir se estas fases finais nas diferentes fácies do maciço correspondem a processos tardi-magmáticos ou hidrotermais é pela utilização de geotermômetros que envolvam estes minerais finais.

O par ilmenita-titanomagnetita em paragênese nestas rochas é baseado na reação de equilíbrio $\text{Fe}_2\text{TiO}_4 + \text{Fe}_2\text{O}_3 = \text{Fe}_3\text{O}_4 + \text{FeTiO}_3$, através da qual pode-se calcular a T e a $f\text{O}_2$. Utilizou-se para isso do algoritmo de Guiorso & Sack (1991). A temperatura obtida para este par para os kaersutita-óxido-apatita clinopiroxenitos foi de 800°C com condições de $f\text{O}_2$ muito próximas do buffer QFM (veja o capítulo 04). Este resultado é compatível com temperaturas de origem magmática para este tipo de rocha.

Um geotermômetro aplicado que talvez ainda se enquadre melhor ao contexto destas fases finais em todo o maciço é o do equilíbrio biotita-apatita, de Stormer & Carmichael (1971), revisto por Ludington (1978) e recalibrado por Zhu & Sverjensky (1992) considerando propriedades de mistura recíprocas de $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Al}^{\text{iv}})$ e $(\text{F}, \text{Cl}, \text{OH})$ para biotita. É expresso pela fórmula:

$$T (^{\circ}\text{C}) = ((8852 - 0.024 P (\text{bars}) + 5000 X_{\text{Fe}}) / (1.987 \ln K_d^{\text{Ap/Bt}} + 3.3666)) - 273.15 \text{ onde,}$$

$$X_{\text{Fe}} = (\text{Fe}^{2+} + \text{Al}^{\text{vi}}) / (\text{Fe}^{2+} + \text{Mg} + \text{Al}^{\text{vi}}) \text{ e}$$

$$K_d^{\text{Ap/Bt}} = (X_{\text{F}}/X_{\text{OH}})_{\text{Ap}} / (X_{\text{F}}/X_{\text{OH}})_{\text{Bt}}$$

onde X_{F} e X_{OH} são frações molares de F e OH na apatita e biotita.

Este geotermômetro vem sendo aplicado para diversos tipos de associações litológicas como, por exemplo, o complexo ultramáfico Delitzsch, Alemanha, de tendência alcalina, e com rochas carbonatíticas associadas (Seifert *et al.*, 2000), intrusões acamadadas máficas e ultramáficas de East Kirberley, Austrália (Boudreau & Hoatson, 2004) e para a intrusão acamadada de Bushveld (Wilmore *et al.*, 2000).

Para tanto, foi realizada mais uma etapa de análise por microsonda eletrônica, especialmente para a análise das apatitas destas rochas.

Resultados

Os dados analíticos obtidos das análises de apatita por microsonda eletrônica são apresentados na tabela A11. No maciço Ponte Nova, as apatitas têm o seu sítio A quase que totalmente preenchido por Ca (variação entre 9,745 a 9,912 apfu) sendo subordinadamente preenchido por terras-raras (La+Ce+Nd com variação entre 0,013-0,088 apfu), Na (até 0,071 apfu), Fe (até 0,067 apfu), Sr (até 0,049 apfu), Mg (até 0,040 apfu) e Mn (até 0,031 apfu). O sítio T é preenchido quase que essencialmente por P (entre 5,669-6,005 apfu), com Si ocorrendo muito subordinadamente (entre 0,025 e 0,089 apfu). Tais composições encontram-se ajustadas perfeitamente aos campos composicionais relativos a apatitas em sistemas máficos, compilados e discutidos por Piccoli & Candela (2002). Exceção expressiva neste *trend* geral é a amostra r165a, relativa ao pulso leste (Gb-PL). As apatitas desta amostra apresentam composições mais enriquecidas em Fe (entre 0,610-0,200 apfu), Mn (entre 0,042 e 0,074 apfu) e Si (de 0,038 até 0,138 apfu) e mais empobrecidas em Ca (entre 9,619 e 9,777 apfu). Os diagramas apresentados na *figura 83* ilustram tais variações composicionais.

Figura 83. Diagramas ternários apresentando a variação de elementos no sítio A das apatitas das rochas do maciço Ponte Nova. Em cinza são representados os campos composicionais associados a sistemas máficos, principalmente intrusões acamadadas como Skaergaard e Stillwater, conforme compilação de Piccoli & Candela (2002).

Quanto à distribuição dos halogênios e voláteis, nota-se que há uma certa variação nas concentrações entre as diferentes fácies e mesmo entre amostras de uma mesma fácies, embora o flúor seja o principal componente na maioria dos casos, com concentrações molares de X_F entre 0,665 e 0,973, excetuando-se as amostras ricas em biotita e anfibólio. A *figura 84* apresenta a variação destes componentes.

Diante do espalhamento dos dados, pode-se notar que as amostras mais ricas em biotita e anfibólio (região norte-nordeste do pulso principal – rga146, rga133, rga165d - e rochas da porção oeste – rga121d) são as que possuem maior concentração molar de Cl e OH nas apatitas (variações: 0,073-0,337 de X_{Cl} e 0,315-0,465 de X_{OH} para a região norte-nordeste e 0,042-0,098 de X_{Cl} e 0,274-0,459 de X_{OH} para porção oeste – Umf-PO). Especificamente as amostras relacionadas a fácies kaersutita-óxido-apatita clinopiroxenitos (Umf-PO) mostram um pronunciado enriquecimento no componente X_{OH} , em relação às demais associadas à evolução principal do maciço.

Nesta linha, os resultados de Meurer *et al.* (1999) indicam que a migração de fluidos exsolvidos durante estágios finais de cristalização, ricos em voláteis, especialmente em Cl, podem redistribuir uma série de metais e sulfetos, contribuindo para a geração de depósitos ricos em platinóides como os da intrusão acamadada de Stillwater. Assim, tais concentrações mais elevadas em Cl e OH nas apatitas para as rochas de Umf-PO e para as amostras ricas em anfibólio e biotita da porção norte e nordeste do maciço também apóiam a hipótese de migração de fluidos para geração destas, dado que são bem mais ricas em sulfetos (embora ainda em concentração bastante restrita) do que as demais encontradas no maciço. Excetua-se unicamente deste contexto a fácies ICPs e Mts, ricas em sulfetos e óxidos porém de formação atribuída a uma interação entre diferentes pulsos magmáticos associados ao magmatismo principal (vide o capítulo 03).

Outras amostras que apresentam concentrações molares de Cl mais elevadas são vênulas que cortam cumalatos ultramáficos (rga117a: X_{Cl} entre 0,147 e 0,219) e uma amostra da sequência superior, porfirítica (rga83: X_{Cl} entre 0,128 e 0,163), que possui elevada concentração modal de biotita em relação às demais analisadas nesta mesma fácies. Tais amostras apresentam-se mais enriquecidas em Cl que outras amostras associadas à mesma fácies, como é o caso de rga83 em relação à rga115c e rga46c da fácies GBPf.

As amostras analisadas de GB-Bnd apresentam variação de voláteis na apatita muito semelhante à encontrada em GBPf, excetuando-se a amostra rga83. Para as rochas da área sul (GB-Sul e MZ-Sul), da porção superior do pulso principal (GBEq), para os diferenciados félsicos analisados (Diff), a concentração molar de Cl nas apatitas torna-se ainda mais restrita, com aumento na concentração molar de F e OH. Para os pulsos leste e norte, as apatitas também podem ser classificadas como fluorapatitas, sendo as concentrações de voláteis das apatitas de Gb-PL comparáveis às da área sul, no pulso principal, enquanto que as de Gb-PN, comparáveis às de GBEq.

De uma forma geral, comparando-se com apatitas de outras intrusões acamadadas nota-se que a maioria das amostras analisadas do Maciço Ponte Nova tendem a seguir o campo composicional obtido para Skaergaard, enquanto que as amostras mais ricas em biotita e anfibólio tendem mais para a composição obtida para o Great Dyke, do Zimbábue (Boudreau & McCallum, 1989; Boudreau *et al.*, 1995). Algumas amostras, devido ao seu enriquecimento em Cl, não se enquadram nestes campos, porém, não são também tão enriquecidas neste elemento quanto às intrusões de Stillwater e Bushveld (Willmore *et al.*, 2000, 2002). Neste sentido, estas tendem a ser mais comparáveis com as composições encontradas nas apatitas de Springvale, nas intrusões acamadadas máficas-ultramáficas de East Kimberley, Austrália (Boudreau & Hoatson, 2004).

Quanto às biotitas analisadas, os dados obtidos encontram-se na tabela A12. As variações composicionais seguem as já descritas no item sobre química mineral, sendo de maior interesse para esta discussão as variações obtidas entre os elementos voláteis. Em termos gerais, a concentração molar de halógenos neste mineral é bastante restrita, variando para a maioria dos casos entre 0,000 e 0,101 de X_F e entre 0,001-0,007 de X_{Cl} . Porém, as amostras representativas da fácies de gabros da área a sul (GB-Sul) analisadas apresentam biotitas com concentrações molares de flúor mais acentuada, variando entre 0,091 e 0,151 de X_F . Enquanto isso, as amostras ricas em biotita e anfibólio apresentam biotitas menos enriquecidas em flúor, variando entre 0,000 e 0,028 de X_F , e com valores de X_{Cl} dentro dos campo composicional comum obtido para outras amostras do maciço, e, portando, mais enriquecidas em X_{OH} .

Para a aplicação do geotermômetro biotita-apatita, uma vez que na maioria dos casos apatita ocorre envolta por biotita poiquilítica, procurou-se analisar vários pares de uma mesma amostra em que a ocorrência destas duas fases apresenta-se em contato uma com a outra. Os resultados da aplicação deste geotermômetro são apresentados na *figura 85*. As temperaturas máximas obtidas foram acima dos 750°C, chegando até a 770°C em rga133 (amostra rica em biotita da região norte do pulso principal - MLGc) e rga18d (MZ-Sul) e próximo a isso para rga142 (diferenciado félsico final). As temperaturas mínimas obtidas ficaram próximas à 500°C na maioria dos casos, com exceção principal relacionada à amostra rga115c, onde os cálculos para alguns pares redundaram em temperaturas abaixo dos 300°C.

Tais temperaturas máximas obtidas para a maioria das amostras (acima ou próximas a 700°C) são perfeitamente compatíveis com a evolução magmática a tardi-magmática do maciço, conforme sugerem os diferentes geotermômetros aplicados no estudo deste maciço (*figura 86*).

Além disso, as temperaturas de vários pares da maioria das amostras acima de 600°C é consistente com o hábito ígneo da biotita (Boudreau & Hoatson, 2004). Desta forma, tais fases intersticiais finais encontradas no maciço e descritas na petrografia devem ser entendidas como associadas aos estágios magmáticos a tardi-magmáticos para os diferentes processos anteriormente descritos, desde as amostras onde o *intercumulus* está relacionado com o aprisionamento do líquido em equilíbrio com os cumulos, até aquelas onde há a sugestão de migração do líquido residual ou mesmo para diferenciados félsicos finais com a presença de minerais como epidoto e carbonato que poderiam ser interpretados como resultado de alteração de baixa temperatura.

As temperaturas abaixo de 600°C poderiam ser o resultado de algum grau de mobilidade sub-solidus dos elementos halogênios em fases portadoras destes elementos (biotita, anfibólio ou apatita), mas parecem estar associadas à alteração das fases silicáticas portadoras destes elementos (principalmente biotita), contribuindo para maiores incertezas no cálculo. Neste sentido, cabe ressaltar que tanto nesta etapa de análise quanto nas anteriores (apresentadas no capítulo 04), em diversas amostras houve dificuldades para se encontrar cristais que ao serem analisados apresentassem um bom fechamento para as biotitas, tanto em porcentagem de peso quanto na distribuição estequiométrica. No caso da amostra rga115c, embora entenda-se que o grau de alteração das biotitas pode ter contribuído para temperaturas tão baixas, não descarta-se a possibilidade de uma alteração hidrotermal de mais baixa temperatura para esta amostra. Porém, para a grande maioria dos casos, inclusive para as amostras ricas em anfibólio e biotita que apresentam texturas de corrosão nos cristais cumuláticos, as temperaturas obtidas descartam a possibilidade de um hidrotermalismo de baixa temperatura.

Porém, levando em consideração hipóteses não relacionadas unicamente a uma evolução do magmática, restaria ainda a possibilidade de que fluídos oriundos da rocha encaixante (possivelmente gerados a partir da

Figura 84. Diagramas ternários Cl-OH-F apresentando as variações composicionais dos voláteis em apatitas das diferentes fácies do maciço Ponte Nova. No diagrama central, os dados obtidos são comparados com diferentes intrusões acamadas descritas na literatura (Willmore *et al.*, 2000, 2002; Boudreau & Hoatson, 2004).

Figura 85. Variações de temperatura obtidas para o par apatita-biotita das diferentes amostras analisadas do Maciço Ponte Nova.

Figura 86. Variações de temperatura obtidas por meio de diferentes geotermômetros para as rochas do maciço Ponte Nova indicando os distintos estágios de cristalização considerados para o maciço.

dissipação do calor pela colocação do magma do maciço Ponte Nova) tenham se infiltrado nas rochas do maciço nos estágios tardi- a pós-magmáticos. Esses, que poderiam explicar as amostras ricas em biotita e anfibólio da região norte-nordeste do pulso principal (e.g., rga133, rga146), teriam conferido certas diferenças composicionais, principalmente em relação aos elementos halogênicos, em minerais como biotita, com maior concentração do componente X_{OH} , e apatita, com maior concentração do componente X_{Cl} , em relação às demais amostras do maciço. Porém, as evidências petrográficas não apontam favoravelmente à possibilidade de contaminação crustal ou mesmo a algum processo de assimilação em dimensões que permitissem tal situação. Antes, a constatação que diferentes líquidos residuais interagiram com cumulos previamente formados em distintos estágios já pode ser considerada suficiente para explicar as diferenças nas concentrações de voláteis neste mineral.

Comparando-se com dados calculados para diferentes intrusões acamadadas apresentados na literatura (figura 87), as temperaturas obtidas são perfeitamente compatíveis com os de Bushveld, Great Dyke, e as intrusões de East Kimberley, Austrália, das quais se destaca novamente a intrusão de Springvale. Pode-se notar que a principal variação termal obtida para estas intrusões é praticamente a mesma da variação principal obtida para o maciço Ponte Nova, indicando a plausibilidade dos dados obtidos.

DISCUSSÃO – Conteúdo de halogênios no magma parental e suas implicações para a petrogênese do Maciço Ponte Nova.

O comportamento geoquímico do P_2O_5 nas rochas do maciço Ponte Nova é controlado pela cristalização da apatita, única fase de fósforo presente. A cristalização da apatita parece controlar os teores de flúor das amostras, dadas às boas correlações positivas entre este elemento e o P_2O_5 das análises de química de rocha (figura 88). Isto é corroborado pelas análises de química mineral, onde a concentração não só de flúor, mas de Cl e voláteis hospedados em apatita é muito superior à concentração destes em biotita e anfibólio, principais fases silicáticas hospedeiras destes elementos, com a biotita apresentando muito maior concentração destes em relação ao anfibólio. Estas composições para tais minerais silicáticos são tipicamente atribuídas à forte exclusão Fe-F e Mg-Cl que caracterizam micas e anfibólios em geral (Munoz & Swenson, 1981; Volfinger *et al.*, 1985). Desta forma, a apatita é o principal mineral de interesse entre os portadores de halogênios, além do fato de que a substituição destes halogênios neste mineral é ideal a altas temperaturas, diferentemente do que ocorre com micas e anfibólios (e.g., Volfinger *et al.*, 1985).

Apesar da tendência a ser uniformemente empobrecida em Cl e F independentemente da composição das apatitas associadas, pode-se notar que o trend composicional das biotitas segue a razão Cl/F observada nas apatitas (figura 89). Esta pode ser considerada mais uma evidência favorável às observações petrográficas de que apatita e biotita estariam em equilíbrio, validando ainda mais a utilização do geotermômetro. Além disso, permite inferir que a razão Cl/F apresentada pelas apatitas é representativa desta razão no magma parental.

Neste sentido, conforme Boudreau *et al.* (1997) e Boudreau & Hoatson (2004), a razão Cl/F em magmas modernos, em geral, correlaciona-se positivamente com as concentrações totais de voláteis do magma. Assim, segundo este trabalho, magmas “secos” formados por simples fusão por decompressão extensional, como os basaltos de dorsais meso-oceânicas, podem conter não mais que cerca de 0.2 % em peso de H_2O e têm razões Cl/F menores que 1,0. Em contraste, magmas em zonas de subducção, boninitos, e “wet” hot spots mantélicos podem conter mais que 1% em peso de H_2O e apresentar razões Cl/F maiores que 1,0. Apatitas de diferentes intrusões

Figura 87. Temperaturas de equilíbrio apatita-biotita calculadas usando o geotermômetro de Zhu & Sverjensky (1992) para as amostras das diferentes fácies do maciço Ponte Nova. Os campos de Great Dyke, Bushveld e East Kimberley são extraídos de Boudreau & Hoatson (2004).

Figura 88. Diagramas de P_2O_5 (em % de peso) vs F (em ppm) para as rochas do maciço Ponte Nova.

Figura 89. Diagrama apresentando a variação molar $OH/(OH+F+Cl)$ vs $F/(F+Cl)$ nos pares coexistentes apatita-biotita. As linhas pontilhadas apresentam os trends evolutivos sugeridos tanto para apatita como para biotita. A baixa concentração de Cl nas biotitas, próxima do limite de detecção, contribui para um maior erro na razão $F/(F+Cl)$ neste mineral.

acamadadas parecem seguir estes trends.

Assim, ainda conforme Boudreau & Hoatson (2004), a baixa razão Cl/F registradas tanto para Skaergaard quanto para Great Dyke e a associação destes com ambientes extensionais é consistente com estas intrusões serem formadas a partir de magmas mantélicos secos gerados por decompressão. Em contraste, os líquidos parentais de Stillwater e Bushveld, do tipo boninitico, tem sido considerado como formados associados a *hot spots* ou a zonas de subducção, ou ambos, de acordo com outras evidências geológicas e geoquímicas. E nestes casos os líquidos parentais devem conter uma alta concentração de voláteis, que é expressa pelas assembléias ricas em Cl destas intrusões (vide *figura 83*).

Mas esse tipo de consideração não é tão bem enquadrado à outras intrusões, como as observadas para as intrusões de East Kimberley, em que as composições das apatitas não apresentam os limitados conteúdos de Cl que as apatitas de Skaergaard, mas também não apresentam o forte enriquecimento neste elemento observado em Bushveld e Stillwater (Boudreau & Hoatson, 2004). Embora também caiba ressaltar que o condicionamento tectônico no momento de colocação das intrusões ígneas desta região ainda não seja bem entendido.

As apatitas do Maciço Ponte Nova, de um modo geral, apresentam concentrações restritas em Cl, sendo que as composições observadas para GBEq, GB-Sul, MZ-Sul, Diff no pulso principal e os pulsos posteriores Gb-PL e Gb-PN compatíveis com as observadas nas apatitas de Skaergaard, corroborando a hipótese de geração deste magmatismo de tendência alcalina associada a ambientes extensionais, formados por decompressão do manto litosférico. A principal diferença, porém, seria na correlação com magmas ‘secos’ efetuada por Boudreau & Hoatson (2004) para magmas tipicamente toleíticos. Magmas com tendência alcalina pressupõem uma apreciável concentração de voláteis. Ainda assim, é possível correlacionar as considerações de ambientes tectônicos com a concentração de voláteis para as alcalinas na porção sul da Placa Sul-Americana.

Neste sentido, para as ocorrências alcalinas do sul da Plataforma Sul-Americana dois modelos geodinâmicos são apresentados, um relacionado à passagem de uma pluma mantélica e ligado ao hot spot de Trindade (Thompson *et al.*, 1998; Gibson *et al.*, 1999) e outro que relaciona este magmatismo a processos intrínsecos à tectônica de placas e à litosfera. Este segundo, apresentado por Smith & Lewis (1999) e complementado por Comin-Chiaromonte *et al.* (2002, 2005) mostra que as forças atuantes nas placas associadas à presença de fontes mantélicas heterogêneas e ricas em voláteis poderiam dirigir o rifteamento para ocorrer paralelo a suturas pré-existentes N-S, i.e., Oceano Adamastor, na bacia do atlântico sul. Magmatismo alcalino e alcalino-carbonatítico intraplaca ocorre associado a suturas pré-existentes de segunda ordem (*e.g.*, Arco Alto Paranaíba, Arco Ponta Grossa-Moçamedes, lineamento Uruguay, Cinturão Damara) interceptando o eixo do principal do rifteamento. Desta maneira, as razões Cl/F obtidas (menores que 0,25 para a maioria das amostras), comparando-se com a associação feita a Skaergaard e ao Great Dyke, corrobora ainda mais este modelo extensional.

As fácies com amostras ricas em biotita e anfibólio e/ou cortadas por vênulas, apresentam composições um pouco mais enriquecidas em Cl e OH que as anteriormente citadas. Porém, conforme os próprios Boudreau & Hoatson (2004), os processos combinados de cristalização, fracionamento de minerais intersticiais portadores de halogênios, perda de gases, e a migração de um líquido silicático tardio, móvel ou de uma fase volátil fluída de conteúdo variável de Cl dariam origem para a maioria das variações halogênicas observadas em uma dada intrusão. Além disso, apesar de um maior enriquecimento na razão Cl/F em apatitas nestas amostras, esta razão continua abaixo de 1, portanto ainda dentro dos padrões sugeridos por Boudreau & Hoatson para ambientes extensionais. Exceções neste sentido

incluiriam amostras que podem ter sido afetadas pelas rochas encaixantes, principalmente durante o ‘*emplacement*’ do maciço (assimilação). Porém, não são encontradas evidências petrográficas significativas que confirmem tal situação.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

As fases intersticiais das rochas do maciço Ponte Nova (i.e., biotita, anfibólio, feldspatos, óxidos, nefelina, apatita e sulfetos) conforme indicam os estudos petrográficos, têm sua formação associada aos líquidos residuais finais. Em grande parte dos casos, os líquidos em equilíbrio com os cumulos são aprisionados pela própria formação da estrutura cumulática. Porém, neste trabalho apresentam-se casos em que se pode notar texturalmente que fluidos percolam os cumulos, possivelmente por diferentes mecanismos e em diferentes estágios, muitas vezes superimpondo modificações composicionais às fases precocemente formadas (e.g., corrosão de piroxênio por biotita e anfibólio). Como exemplo marcante, entende-se que a formação dos kaersutita-óxido-clinopiroxenitos do maciço esteja ligada a fluidos tardi-magmáticos, ricos em voláteis, que teriam reagido com os cumulos de composição clinopiroxenítica cristalizados previamente. Temperaturas calculadas com base em geotermômetro apatita-biotita (duas das principais fases finais do maciço), sugerem condições magmáticas a tardi-magmáticas para a maioria dos casos (T entre 770º e 600ºC). Neste sentido, a um destes estágios finais estaria associada uma mesóstase félsica, na maioria dos casos k-feldspática, representando líquidos residuais tardi-magmáticos.

Associados à esta mesóstase, há a presença de ocelos, que em sua composição apresentam carbonato, analcima e muscovita em diferentes proporções e em alguns casos, com a ausência de uma destas fases. Estes são interpretados como resultado de segregações do líquido residual já no estágio final da cristalização, onde possíveis vesículas preenchidas por fases gasosas enquanto ainda com temperaturas relativamente elevadas, passam a se cristalizar com o resfriamento do corpo. Em alguns casos, ao invés de ocelos são encontradas cavidades mirolíticas, possivelmente representando bolhas de gás que não conseguiram se preencher completamente por causa de seu tamanho ou variação composicional. Uma origem hidrotermal por fluidos de baixa temperatura para as fases finais nos diferentes processos atuantes no maciço e, conseqüentemente, para estas estruturas parece não ser viável.

A concentração de voláteis, que estão hospedados em diversas fases minerais intersticiais, especialmente de halogênios, permite diferentes discussões sobre o contexto geodinâmico que tais rochas teriam se formados. Neste sentido, as razões Cl/F obtida em apatitas para as rochas do maciço Ponte Nova, comparadas com complexos acamadados como Skaergaard e Great Dyke, apontam para um ambiente extensional, associado a zonas de rifteamento, onde os magmas teriam se formado por decompressão da região fonte.

CAPÍTULO 07

MINERAIS ENRIQUECIDOS EM BÁRIO E ZIRCÔNIO DO MACIÇO ALCALINO MÁFICO-ULTRAMÁFICO PONTE NOVA (SP-MG)

INTRODUÇÃO

Minerais enriquecidos em Ba e óxidos de Zr constituem acessórios relativamente raros que no contexto ígneo são descritos em sua grande maioria associados a magmas tipicamente alcalinos.

Quanto aos minerais enriquecidos em Ba, conforme Deer *et al.* (2001), nos exemplos conhecidos em rochas ígneas, a presença de hialofânio (feldspato enriquecido em Ba) está geralmente associada às variedades de natureza alcalina, como fonólitos, minetes e carbonatitos. Já as micas ricas em Ba e Ti são comuns em litologias alcalinas potássicas (*e.g.*, lamproítos, leucititos e basanitos), porém, relativamente mais raras nos tipos gabróides. Nestas últimas associações, de tendência marcadamente alcalina, elas foram descritas no complexo de Coldwell, Canadá (Shaw & Penczak, 1996), especificamente em gabros cumuláticos acamadados, e na suíte da ilha Monte de Trigo (Enrich, 2000), em associação com rochas cumuláticas (teralitos). Outra ocorrência mencionada na literatura, ainda que de natureza cálcio-alcalina, com origem na crosta inferior, é a da Zona Ivrea, Itália (Bigi *et al.*, 1993).

Quanto aos óxidos de Zr, zirconolita e badeleíta, os dois mais importantes minerais acessórios raros de Zr, são descritos apenas para poucas localidades, porém abrangendo diferentes ambientes geológicos terrestres e mesmo extraterrestres. O amplo espectro de rochas que hospedam estes minerais inclui carbonatitos, kimberlitos, intrusões alcalinas, pegmatitos, *skarns*, lavas potássicas, metacarbonatos, granulitos, basaltos lunares e depósitos aluviais (cf. Rajesh *et al.*, 2006). Apesar disso, a maioria das ocorrências de zirconolitas são identificadas como fase de estágio final a tardio cristalizado a partir de magmas alcalinos ou insaturados em SiO₂. Badeleítas igualmente possuem a maioria de suas ocorrências associadas a magmas alcalinos ou máficos e ultramáficos insaturados em SiO₂, estando não só associadas aos estágios finais, mas também cristalizadas em estágios precoces em magmas saturados em Zr. No Brasil foram encontradas descrições da ocorrência de zirconolita em apenas quatro ocorrências. A primeira foi encontrada em fração de minerais pesados procedente de areia piroxenítica do complexo alcalino de Jacupiranga (Hussak & Prior, 1895 apud Williams & Gieré, 1996). Outras duas ocorrências foram descritas nos carbonatitos de Catalão e Araxá (Williams & Gieré, 1996) e uma quarta ocorrência associada a diques de nefelina microssienitos agpaíticos da ilha Monte de Trigo (Enrich, 2005).

O maciço alcalino máfico-ultramáfico Ponte Nova (SP), de tendência alcalina, apresenta variedades minerais enriquecidas nesses elementos. O objetivo deste trabalho visa a caracterizar as fases ricas em Ba e óxidos de Zr, discutir as suas formações e as possíveis implicações relacionadas à petrologia do maciço.

CONTEXTO GEOLÓGICO

O maciço Ponte Nova situa-se na zona limítrofe entre os estados de São Paulo e Minas Gerais, mais especificamente entre os limites das cidades de Sapucaí-Mirim e Santo Antônio do Pinhal, nas proximidades da cidade de Campos do Jordão.

Em seu contexto regional, ele está enquadrado no Setor Norte da Província Alcalina Serra do Mar (cf. Riccomini *et al.*, 2005), reunindo ocorrências do Cretáceo Superior, e desenvolvido na região continental da borda oeste da Bacia de Santos. Essas ocorrências estão associadas a um regime extensional e condicionadas tectonicamente à reativação de antigas zonas de fraqueza, particularmente as de cisalhamento proterozóicas paralelas à atual linha de costa da região.

O maciço apresenta duas áreas de exposição (*figura 90*) : uma principal, maior ($\sim 5,5 \text{ km}^2$), de forma elíptica e contendo grande variedade de litotipos, e uma menor ($\sim 1 \text{ km}^2$), localizada a sul da primeira. Elas estão separadas por afloramentos do embasamento pré-cambriano presente na região.

A evolução geológica do maciço Ponte Nova pode ser assim resumida:

- 1) pulso central consistindo em uma *seqüência inferior*, cumulática, caracterizada pela presença de cumulos ultramáficos e melagábricos (*e.g.*, olivina piroxenitos e melagabros com olivina – fácies UMFc, MLGc e MLGc-C), e uma *seqüência superior*, com rochas gábricas e monzogábricas porfíricas (GBPf), equigranulares (GBEq).
- 2) À região oeste e sul deste pulso central encontram-se, separados por falhas, uma seqüência inferior muito semelhante (fácies UMFc e MLGc), porém com seqüência superior caracterizada principalmente pela ocorrência de rochas bandadas (GB-Bnd) e com maior concentração de nefelina em relação às rochas da área central. Rochas de matriz fina encontradas no extremo sul e sudeste da área principal (GB-MF) são tidas como representantes mais próximos de uma fácies de borda, provavelmente associada às ocorrências descritas para a região oeste e sul. Estas ocorrências acima descritas podem representar a continuidade do pulso central ou estar relacionada a um segundo pulso associado a esta área principal.
- 3) Já na área satélite a sul, separada pelo embasamento, predominam melamonzonitos com nefelina (GB-Sul) que estratigraficamente guardam correlação com as rochas da seqüência superior do pulso central, sugerindo uma continuidade do pulso central. Esta área ainda apresenta litotipos mais evoluídos (MZ-Sul) que podem representar ou uma continuidade da seqüência evolutiva deste pulso ou um pulso separado;
- 4) pulsos satélite a norte (Gb-PN), com forma bem definida, subcircular, predominando rochas melagábricas, variando entre olivina melamonzodioritos a melamonzodioritos com olivina, de caráter petrográfico semelhante aos cumulos melagábricos do pulso principal;
- 5) pulso satélite leste (Gb-PL), com rochas mais evoluídas, com maior concentração de nefelina, variando entre nefelina monzodioritos a monzodioritos com nefelina, com características texturais e petrográficas semelhantes às fácies da seqüência superior do pulso principal.
- 6) brecha magmática, confinada à região leste, posterior aos pulsos anteriormente descritos, com fragmentos líticos de todos os litotipos gabróides anteriormente descritos e;
- 7) diques máficos e félsicos cortando as demais rochas do maciço.

De acordo com a classificação de Wager *et al.* (1960), que se baseia na composição do material *intercumulus*, as rochas cumuláticas da *seqüência inferior* seriam definidas na sua grande maioria como “ortocumulos” e em alguns poucos casos como “mesocumulos”. Segundo Irvine (1982), que redefine essa classificação usando aspectos estritamente ligados à quantidade de material *intercumulus*, a maior parte das rochas do maciço está enquadrada entre ortocumulos e mesocumulos. Nestes litotipos, mais comumente os minerais enriquecidos em bário estão associados à assembléia *intercumulus*. Nos demais pulsos, há ocorrência destes minerais em diferentes estágios de cristalização. Já os óxidos de Zr, há ocorrência destes associados principalmente às assembléias *intercumulus* ou aos

Figura 90. Mapa geológico do maciço alcalino máfico-ultramáfico Ponte Nova (SP-MG).

estágios tardios de cristalização.

MATERIAIS E MÉTODOS

(Vide Capítulo 02)

PETROGRAFIA E QUÍMICA MINERAL

A presença de minerais enriquecidos em Ba e dos óxidos de zircônio foi diagnosticada principalmente por meio de imagens composicionais de elétrons retroespalhados (BEI-Compo). Algumas feições petrográficas auxiliaram esta busca em alguns casos, como por exemplo nas estruturas zonadas apresentadas pelas micas. No caso dos óxidos de Zr, porém, diante das dimensões dos cristais e das próprias características ópticas destes minerais, foi praticamente impossível seu diagnóstico petrograficamente. Foram efetuadas aproximadamente 20 análises de hialofânio, em 8 diferentes amostras de diferentes fácies do maciço. No caso das micas, 49 análises de 19 amostras apresentaram teores de BaO acima de 1% em peso. No caso dos óxidos de Zr, foi possível apenas a realização de 4 análises de baddeleyita, diante da dificuldade encontrada pela dimensão extremamente reduzida dos cristais, enquanto que para as zirconolitas foram realizadas 35 análises significativas em 5 amostras de diferentes fácies do maciço.

Feldspatos enriquecidos em Ba

Os feldspatos alcalinos ocorrem sempre como fase intersticial desde as rochas melanocráticas até as variedades mais félsicas do maciço. Nas rochas inequigranulares mais evoluídas, cristais poiquilíticos estão presentes envolvendo o plagioclásio de granulação fina, submilimétrica. Os feldspatos alcalinos estão em geral associados à assembléia *intercumulus* formada nos estágios pós-cumuláticos finais. O mineral não foi observado nas variedades cumuláticas ultramáficas.

As características distintivas entre os feldspatos enriquecidos em bário e os tipicamente sódico-potássicos são mínimas, com os primeiros apenas identificados por meio de imagens de elétrons retroespalhados e por análises de WDS. Geralmente, os cristais de hialofânio presentes possuem estrutura zonada, variando principalmente a concentração de Ba e K, com maior enriquecimento em Ba encontrado nas porções intermediárias dos grãos.

A presença de feldspatos alcalinos com teor de BaO superior a 1,5% é reconhecida em diferentes fácies, tanto da *seqüência inferior* cumulática (MLGc), quanto da *seqüência superior* (GBPf, GB-Bnd, GB-Sul e MZ-Sul), chegando mesmo a atingir mais de 9% nos casos mais extremos (*figura 91a*). A tabela A13 (em anexo) apresenta os dados obtidos para o maciço Ponte Nova. A fórmula estrutural encontrada para esses minerais é a seguinte:

$$(\text{Ba}_{0,02-0,17}\text{K}_{0,41-0,61}\text{Na}_{0,27-0,45}\text{Ca}_{0,04-0,07}\text{Sr}_{0,01-0,03})(\text{Si}_{2,73-2,92}\text{Al}_{1,07-1,24})\text{O}_8.$$

Biotitas enriquecidas em Ba

A biotita exibe coloração predominantemente avermelhada, com o pleocroísmo variável até laranja claro. Ocorre comumente na forma de cristais intersticiais anédricos, muitas vezes poiquilíticos, englobando pequenos grãos de opacos, piroxênio, olivina, plagioclásio e apatita. Aparece também como produto de substituição do piroxênio, apresentando textura de corrosão, ou ainda envolvendo cristais de opacos nas variedades melanocráticas, mostrando textura coronítica.

Em algumas rochas mais félsicas, como os monzodioritos com nefelina bandados (GB-Bnd), os cristais de biotita estão bem desenvolvidos e não apenas associados à massa intersticial. Nos monzonitos com nefelina (MZ-Sul), a biotita é o principal constituinte máfico, com o anfibólio ocorrendo subordinadamente. Nesse litotipo ela forma cristais subédricos a euédricos.

Quanto ao quimismo, os cátions Ba (até 0,226 apfu) e Na (até 0,131 apfu) substituem o K nos sítios interfoliares. Em praticamente todas as rochas os cristais se mostram mais enriquecidos em Na que em Ba. As maiores exceções são dadas pelas rochas do pulso leste (Gb-PL), e especialmente as de matriz fina (GB-Mf) e da área sul (GB-Sul, MZ-Sul), onde o teor de BaO pode alcançar valores de até 7,35%. A tabela A14 (anexo) apresenta os dados obtidos para o maciço Ponte Nova.

Como admitido por Shaw & Penczak (1996), a substituição de K por Ba na estrutura das micas implica numa compensação de carga que é obtida por meio da presença de vacâncias na estrutura ($Ba + \square = 2K$) ou por complexas substituições acopladas envolvendo cátions tanto do sítio tetraédrico como do sítio interfoliar ($Ba + Al = K + Si$).

Nas amostras do maciço Ponte Nova, as vacâncias no sítio interfoliar não excedem a 0,1 apfu, estando este na maioria dos casos quase que totalmente preenchido, o que parece favorecer a segunda alternativa. Considerando a proporção aproximada entre Al e Si e entre Ba e K, os dados de BaO acima de 1% mostram uma correlação próxima a 1:1, sugerindo, assim, ser a substituição acoplada o principal mecanismo atuante (*figura 92*).

As micas do maciço Ponte Nova são ricas em Ti, com $TiO_2 > 5\%$ em todas as amostras analisadas. Por outro lado, as litologias de ocorrência mais restrita à área sul (GB-Sul e MZ-Sul) são aquelas onde o mineral apresenta os teores máximos de TiO_2 e BaO, respectivamente, 12,01% e 7,35%. São as micas mais ricas nesses elementos até então conhecidas em associações gabbroídes (Shaw & Penczak, 1996; *figura 91b*).

Óxidos de Zircônio

Badeleíta e Zirconolita são os minerais enriquecidos em Zr encontrados no maciço Ponte Nova, sempre em concentrações modais traço e em dimensões extremamente reduzidas.

Microcristais de badeleíta (idealmente ZrO_2) ocorrem associados às rochas com presença de ilmenita magmática, principalmente melagabros cumuláticos (MLGc), geralmente como inclusões aciculares. Nestes casos, são unicamente identificados por imagens de elétrons-retroespalhados (*figura 93*) e por espectros de EDS.

Quimicamente, as impurezas mais importantes registradas como traços em badeleítas naturais são Ti, Fe e Hf. No maciço Ponte Nova, os cristais que apresentaram dimensões que permitissem análises sem contaminações contêm ZrO_2 (95,66-98,14% em peso), HfO_2 (0,45-1,60% em peso), TiO_2 (0,35-2,11% em peso), Fe_2O_3 (até 2,33%), com pequenos traços de CaO, MnO, MgO, UO_2 , K_2O e Nb_2O_5 (<0,1% em peso). A fórmula estrutural recalculada para esses minerais é a seguinte: $(Zr_{0.95-0.98}Hf_{0.01-0.02}Ti_{0.01-0.02}Fe_{0.00-0.02})O_2$. A tabela A15 (anexo) apresenta os dados obtidos para este mineral.

Microcristais de zirconolita (idealmente $CaZrTi_2O_7$; *figura 93*) são encontrados em poucas amostras, associados aos estágios finais e tardios de cristalização, ou em líquidos *intercumulus*, ou na mesóstase predominantemente félsica ou, ainda mais especificamente, em vênulas tardias que cortam as rochas previamente cristalizadas. Apresentam hábito prismático a acicular, euedral a subedral (*figura 94*).

A zirconolita compõe-se de uma estrutura acamadada, com camadas de poliedros de Ti que alternam-se com planos contendo Ca e Zr (Gieré *et al.*, 1998). A camada de Ti é composta de dois sítios distintos, um poliedro de

Figura 91. Química mineral de minerais enriquecidos em bário do maciço Ponte Nova. A) Diagrama ternário Ca-K+Na-Ba para os feldspatos alcalinos. B) Diagrama TiO₂ vs. BaO para as biotitas, incluindo os campos composicionais para as demais associações gabróides de tendência alcalina onde esse tipo de enriquecimento é registrado.

Figura 92. Diagramas apresentando a ocupação do sítio interfoliar e as possíveis substituições acopladas em biotitas das rochas do maciço Ponte Nova enriquecidas em Ba ($\text{BaO} > 1\%$ em peso). A) Diagrama Ba vs cátions interfoliares. B) $3\text{Al}^{\text{IV}} + \text{Ba}$ vs $\text{Si} + 2\text{K} - \text{Na}$ apresentando o *trend* da substituição acoplada $\text{Ba} + \text{Al} = \text{K} + \text{Si}$.

Figura 93. Imagens de elétrons retroespalhados de óxidos de zircônio do maciço Ponte Nova. Abreviações: Bd - Badeleíta, Zr - zirconolita, Mag - Magnetita, Ilm - ilmenita, Bt - biotita, Ap - apatita, r35d - nº da amostra.

Figura 94. Imagens de elétrons retroespalhados de zirconolitas do maciço Ponte Nova (SP), apresentando estruturas zonadas, sendo as zonas mais claras as mais ricas em ETR. Amostra rga165a, fácies Gb-PL.

coordenação 6 (sítio M₆) e uma bipirâmide trigonal de coordenação 5 (sítio M₅); Ca ocupa um cubo distorcido (sítio M₈) e Zr um poliedro de coordenação 7 (sítio M₇). Neste contexto, a fórmula estrutural apresentada (tabela A16 - anexo) foi calculada para 7 oxigênios, conforme Williams & Gieré (1996) e outros trabalhos recentes como Bellatreccia *et al.* (2002), alocando Ca, ETR, Y, Th, U, K e Na no sítio M₈, Zr e Hf no sítio M₇ e Si, Ti, Nb, Ta, Al, Fe, Mn, Mg e Zn nos sítios M_(5,6).

Nas análises obtidas para o maciço Ponte Nova, o Zr é responsável pelo preenchimento total do sítio M₇. O excedente deste elemento (até 0,172 apfu) é incorporado nos sítios M_(5,6), juntamente com o Hf (até 0,021 apfu), por afinidade química. Neste sentido, conforme Gieré *et al.* (1998), basaltos lunares apresentam o mesmo tipo de substituição. A incorporação de Zr pelo sítio M₈ é registrada para as ocorrências nos carbonatitos de Araxá, porém este não parece ser o caso do maciço Ponte Nova, conforme indicado pela *figura 95*.

Os sítios M_(5,6), além do excedente em Zr, encontram-se ocupados predominantemente por Ti (1.334 a 1.731 apfu), Fe (0.109 a 0.221 apfu), Nb (0.042 a 0.188 apfu), Mn (0.002 a 0.038 apfu), Mg (até 0.029 apfu), e Ta (até 0.01 apfu). Nestes sítios, Ti e Nb possuem clara correlação negativa, ocupando até 1.773 apfu, enquanto Fe e Mn ocupam até 0.259 apfu (*figuras 96a,b*).

O sítio M₈ (*figuras 96c,d*) é predominantemente ocupado por Ca (0,620 a 0,896 apfu), com quantidades moderadas de ETR (0,293 a 0,101 apfu), Th (0,002 a 0,197 apfu), Y (até 0,087 apfu) e traços de U (0,001 a 0,047 apfu) e, em alguns casos, de K (até 0,014 apfu). A entrada de ETR³⁺, Y³⁺, Th³⁺, e U⁴⁺ no lugar de Ca parece ser compensada pela entrada de Fe²⁺ e Mn²⁺ no lugar de Ti⁴⁺, de forma a compensar o excesso de cargas (*figuras 96e,f*).

A composição das zirconolitas naturais, segundo Gieré *et al.* (1998), pode ser satisfatoriamente descrita em termos de 5 membros finais: CaZrTi₂O₇, CaZrMe⁵⁺Me³⁺O₇ (onde Me representa outros cátions), ACTZrTiMe²⁺O₇ (onde ACT representa os actínídeos U e Th), ETRZrTiMe³⁺O₇ e ETRZrMe⁵⁺Me²⁺O₇. Os dois primeiros ocorrem naturalmente, sendo os demais membros finais teóricos. Contudo, nas zirconolitas analisadas houve dificuldade em acomodar cátions monovalentes (como o K⁺). Para tanto foi incluída uma molécula teórica de Me⁺ZrTiMe⁵⁺O₇.

Nas ocorrências do maciço Ponte Nova, o membro final CaZrTi₂O₇ representa entre 59% e 89% em peso de sua composição. O restante é composto pelas moléculas envolvendo os ETR, sendo que a molécula envolvendo os ACT compõe no máximo 5% em peso. Para a compensação de cargas adicionais relacionadas aos ETR, ACT e Nb, estima-se que grande parte do Fe esteja nestas duas moléculas na forma divalente.

Diferenças entre as zirconolitas das diferentes fácies são observadas para as concentrações de actínídeos. Para as zirconolitas de Gb-PL, a variação obtida para estes elementos foi de 0,003 a 0,082 apfu. As zirconolitas de Gb-Sul variaram entre 0,001 e 0,010 apfu, enquanto que as de GBPf entre 0,092 e 0,201 apfu. As zirconolitas de GB-Bnd variam seus teores de ACT entre 0,108 e 0,216 apfu, enquanto que as de GBMf apresentam teores de 0,038 apfu.

De acordo com a subdivisão de Gieré *et al.* (1998), as zirconolitas encontradas em diferentes fácies do maciço Ponte Nova são classificadas tanto com alto conteúdo de terras raras (i.e., ETR > 0.12 apfu), como com baixo conteúdo destes elementos. Nota-se que estas variações estão compartimentadas entre as diferentes fácies do maciço. Para as zirconolitas em vênulas encontradas nas rochas do pulso leste (Gb-PL), as variações obtidas foram entre 0,135 e 0,206 apfu, as maiores concentrações do maciço. Para as zirconolitas de bolsões e vênulas da área sul (GB-Sul), a soma dos ETR variou entre 0,096 e 0,170 apfu. As zirconolitas encontradas na fácies GB-Bnd apresentaram teores de ETR variando entre 0,083 e 0,169 apfu. Dentro deste último intervalo também estão as concentrações de ETR das zirconolitas de GBPf (0,080-0,087 apfu) e de GBMf (0,108 apfu), sendo estas classificadas como de baixo conteúdo de

Figura 95. Diagramas A) $\Sigma M_{(5,6)}$ vs $(Zr+Hf)-1$ e B) ΣM_8 vs $(Zr+Hf)-1$, para as zirconolitas do Maciço Ponte Nova. Pode-se notar que o excedente de Zr apresentado no sítio M_7 tende a ser incorporado nos sítios $M_{(5,6)}$, ao invés de no sítio M_8 .

Figura 96. Diagramas de variação química para as zirconolitas de diferenciados finais das rochas do Maciço Ponte Nova. A) e B): substituições no sítio $M_{(5,6)}$; C) e D): substituições no sítio $M_{(8)}$; E) e F): variações conjuntas entre os sítios $M_{(5,6)}$ e $M_{(8)}$.

ETR.

Os padrões de distribuição dos ETR (*figuras 97 a 99*) para as diferentes fácies do maciço parecem ser caracterizados por uma tendência de enriquecimento dos elementos leves em relação aos pesados. Os terras raras médios e pesados analisados (Gd e Yb) apresentam-se em grande parte dos casos abaixo dos limites mínimos de quantificação (Potts, 1987). Assim, a análise de Y, pela sua afinidade química com os ETR pesados, é fundamental para se entender o comportamento destes elementos. Para a maioria dos casos, ressalta-se a ocorrência de uma pronunciada anomalia negativa de La em relação à distribuição condrítica. Exceção expressiva neste sentido são as zirconolitas de GB-Sul, que apresentam significativa variação na concentração de La entre os diferentes cristais, porém, na maioria dos casos, apresenta uma distribuição quase linear em relação ao padrão condrítico, sendo o La o elemento mais enriquecido. Nota-se também que, para as análises obtidas nas zirconolitas de Gb-PL, há na mesma amostra sutis variações entre os padrões de distribuição, ora com maior enriquecimento de terras-raras médios, ora com uma anomalia de La mais pronunciada, porém não sendo correlacionáveis tais variações com algum controle petrográfico específico, como estágio final ou inicial de cristalização.

O padrão de enriquecimento dos ETR em relação ao líquido inicial em equilíbrio com o cumulado mais primitivo do maciço (rga117a – UMFc), não levando-se em consideração os elementos que ficaram abaixo do limite mínimo de quantificação, tende a apresentar um padrão curvilíneo, com maiores proporções de ETR médios em relação aos leves e pesados (*figura 100*). Levando-se em consideração o enriquecimento do Y em relação aos terras raras leves, há também indicação de que os ETR leves possuem menor enriquecimento que os pesados. Novamente, exceção à este tipo de distribuição é obtido para as análises de GB-Sul, que possui um maior enriquecimento dos terras raras leves. Tal variação da partição entre os ETR e a zirconolita é compatível com os modelos de coeficientes de partição de elementos traços (Blundy & Wood, 2003), cujo princípio fundamental diz respeito ao raio iônico do elemento, que varia continuamente nos ETR, em relação ao tamanho da célula unitária do mineral.

LITOGEOQUÍMICA

Do ponto de vista geoquímico, praticamente todas as rochas plutônicas analisadas do maciço Ponte Nova pertencem à série alcalina de Irvine & Baragar (1971), variando de ultrabásicas a básicas. A tendência alcalina da suíte é também demonstrada pela sua mineralogia normativa, como indicado pela presença de nefelina em todas as análises, além de leucita nas amostras ultramáficas cumuláticas e em alguns melagabros (tabela A17 - anexo).

Além disso, as rochas do maciço apresentam afinidade transicional a potássica (conforme classificação de Comin-Chiaramonti *et al.*, 1997), com as variedades mais ricas em Ba (GB-Sul e MZ-Sul) e aquelas portadoras de minerais enriquecidos em Ba (que incluem ainda outras fácies) ocupando seja o campo da série potássica, seja a sua zona de limite com o campo da série transicional (*figura 101*). Por sua vez, a amostra rga178a (GB-Sul), a mais rica em Ba de todo o maciço, situa-se no limite dos campos da série potássica e série de alto potássio.

Entre os LILE, Rb e Sr parecem acompanhar a seqüência evolutiva do maciço, exibindo enriquecimento linear e progressivo desses elementos em direção às rochas mais evoluídas (*e.g.*, Sr: 182-1161 ppm para UMFc, MLGc e MLGc-C, e 902-2156 ppm para GBPf, GBEq, GB-Bnd e diques). Essa mesma tendência é observada para o Ba, embora teores mais elevados desse elemento, com enriquecimentos muito acima do padrão de evolução linear, estejam presentes nas rochas da área sul (Gb-Sul), onde chegam a alcançar valores superiores a de 7000 ppm, como no caso da amostra rga178a (*figura 102a*).

Figura 97. Diagramas multielementares para ETR das zirconolitas da fácies GB-PL (amostra r165a) do maciço Ponte Nova, normalizados segundo o condrito C1 de McDonough & Sun (1995). O Y substitui análise de Ho devido à sua afinidade geoquímica e facilidade analítica.

Figura 98. Diagramas multielementares para ETR das zirconolitas da fácies GB-Sul do maciço Ponte Nova, normalizados segundo o condrito C1 de McDonough & Sun (1995). O Y substitui análise de Ho devido à sua afinidade geoquímica e facilidade analítica. Em cinza, o campo de variação obtido para as zirconolitas da fácies GB-PL, as mais enriquecidas em ETR encontradas no maciço Ponte Nova.

Figura 99. Diagramas multielementares para ETR das zirconolitas das fácies GBPf (A), GB-Bnd (B) e GBMf (C) do maciço Ponte Nova, normalizados segundo o condrito C1 de McDonough & Sun (1995). O Y substitui análise de Ho devido à sua afinidade geoquímica e facilidade analítica. Em cinza, o campo de variação obtido para as zirconolitas da fácies GB-PL, as mais enriquecidas em ETR encontradas no maciço Ponte Nova.

Figura 100. Diagramas multielementares para ETR das zirconolitas das diferentes fácies do maciço Ponte Nova, normalizados segundo o líquido calculado em equilíbrio com o cumulado mais primitivo do maciço Ponte Nova. O Y substitui análise de Ho devido à sua afinidade geoquímica e facilidade analítica.

Figura 101. Diagrama Na₂O vs K₂O com os campos das séries de alto potássio, potássica, transicional e sódica de Comin-Chiaramonti *et al.* (1997) para as rochas do maciço Ponte Nova e diques associados.

Figura 102. Diagramas Mg# {MgO*100/(MgO+FeO_T), prop. moleculares} vs. A) Ba (ppm) e B) vs. Zr (ppm) para as rochas do maciço Ponte Nova. O campo em cinza é representativo dos diques associados que cortam o maciço e suas adjacências.

Quanto ao comportamento do Zr (*figura 102b*), claramente há também um enriquecimento deste elemento em relação aos litotipos mais evoluídos do maciço (84-220 ppm para UMFc, MLGc e MLGc-C e 185-375 ppm para GBPf, GBEq, GB-Bnd), embora não em teores tão discrepantes quanto o Ba.

Com relação ao modelo de manto primitivo (Bulk Earth) de McDonough & Sun (1995), as rochas do maciço e os diques associados mostram padrão de enriquecimento entre 10 e 600 vezes para os LILE (Rb, Sr, Ba e Pb) e para a maioria dos HFSE (Th, Nb e Zr). Para a quase totalidade das amostras, o maior enriquecimento está ligado ao bário.

Particularmente as rochas melamonzoníticas e melamonzodioríticas da área de exposição sul (Gb-Sul) possuem valores de Ba muito elevados, 1000 vezes acima em relação ao manto pirolítico, além de maior que o de todas as outras rochas analisadas, inclusive os monzonitos com nefelina (MZ-Sul) a elas associados.

DISCUSSÃO

Origem dos minerais enriquecidos em Ba e Zr

Para a formação de minerais enriquecidos em Ba em rochas gabróides, as hipóteses aventadas na literatura incluem tanto origem magmática quanto por assimilação, e mesmo ainda metassomática ou hidrotermal.

No maciço Ponte Nova, as características geoquímicas das rochas (enriquecidas em incompatíveis) em alguns casos associadas aos mecanismos de cristalização fracionada (em que esses elementos tendem a se concentrar nos líquidos residuais pós-cumuláticos) indicam para os seus minerais ricos em Ba uma origem magmática.

Essa hipótese é reforçada pela petrografia de alguns litotipos (*e.g.*, GB-Sul e MZ-Sul), onde esses minerais mostram maior desenvolvimento, e por evidências de natureza química. Assim, para as biotitas, o padrão de zoneamento indica que os núcleos dos cristais são mais enriquecidos em Ba, com as suas bordas contendo apenas traços desse elemento. Para os feldspatos, as estruturas zonadas apontam para um maior enriquecimento em Ba nas porções intermediárias dos grãos e para composições quase que unicamente sódico-potássicas junto às suas bordas (*figura 102*).

Com relação aos óxidos de zircônio, conforme mencionado anteriormente, descrições de zirconolita foram registradas em quatro ocorrências brasileiras: nas areias de Jacupiranga (Hussak & Prior, 1895 *apud* Williams & Gieré, 1996), nos carbonatitos de Catalão e Araxá (Williams & Gieré, 1996) e nos diques de nefelina microssienitos agpaíticos da ilha Monte de Trigo (Enrich, 2005). Desta forma, a zirconolita associada ao maciço Ponte Nova parece ser a quinta ocorrência brasileira descrita e a primeira envolvendo rochas gábricas de tendência alcalina.

A presença destes óxidos de Zr já nos estágios iniciais de cristalização (inclusões em ilmenita) são indicativas de magmas saturados em Zr, permitindo o entendimento destas fases como de origem magmática a tardi-magmática, antes que algum hidrotermalismo. A ocorrência destes óxidos e a ausência de zircão em todas as amostras estudadas são indicativas de baixa αSiO_2 do sistema (Ghiorso & Carmichael, 1987) durante todos os seus estágios, como era de se esperar para um magmatismo máfico de tendência alcalina. A ocorrência de zirconolita associada a estágios tardios indica que ainda nos estágios evolutivos finais a atividade de sílica continuou baixa, contrapondo-se à idéia de assimilação ou contaminação crustal.

Figura 103. Imagens de elétrons retroespalhados (sinal invertido) de minerais enriquecidos em bário do maciço Ponte Nova (SP). A) Cristal de feldspato alcalino (hialofânio) com estrutura zonada, com maior enriquecimento em bário nas zonas intermediárias do cristal e praticamente sem a presença deste elemento nas bordas (GB-Sul, r24a). B) Biotita apresentando estrutura zonada, com núcleo mais rico em bário e bordas empobrecidas neste elemento (GB-Sul, r26).

Implicações Petrogenéticas para o Maciço Ponte Nova

Conforme Gieré *et al.* (1998), por causa de sua flexibilidade composicional, durante a cristalização a zirconolita não produz significativo fracionamento entre elementos de características químicas similares. Assim, as características químicas das zirconolitas, em geral, acompanham as de sua rocha hospedeira, especialmente em termos de elementos traços.

Neste sentido, as diferenças composicionais observadas para as zirconolitas de diferentes fácies permitem um melhor entendimento da evolução geológica do maciço Ponte Nova. Os padrões mais enriquecidos em terras raras e pouco enriquecidos em ACT (U e Th) observados para Gb-PL, confirmam estas rochas como um pulso magmático isolado mais enriquecido em incompatíveis do que o pulso central do maciço, que é mais empobrecido em ETR e mais enriquecido em ACT, conforme indicam as análises de GBPf. Analogamente, cabe lembrar que as biotitas analisadas em Gb-PL são mais enriquecidas em Ba que as da área principal, chegando a atingir quase 3% em peso de BaO.

Além disso, os padrões de enriquecimento de terras raras em zirconolitas obtidos para as rochas de GB-Sul, sem anomalia negativa de La e mais empobrecido nos ETR pesados e ACT favorecem a hipótese de estas rochas representarem um pulso magmático isolado, separado da área principal do maciço. Cabe lembrar que estas rochas apresentam um maior enriquecimento em Ba que as demais do maciço, e são as responsáveis pelas ocorrências de biotita e feldspato mais enriquecidos em Ba, sendo outra evidência favorável a um pulso magmático distinto da área principal, mais enriquecido em incompatíveis. Os monzonitos com nefelina que ocorrem na área sul (MZ-Sul) são menos enriquecidos em Ba que GB-Sul, porém um pouco mais enriquecidos em Zr. As suas características petrográficas e texturais são bastante distintas, tendo biotita como máfico principal e nenhum registro de óxidos de zircônio. Assim, a evolução de MZ-Sul parece ser distinta à de GB-Sul, podendo representar um outro pulso magmático, provavelmente de um magma um pouco mais alcalino e mais rico em voláteis que GB-Sul. A hipótese de que a área sul representa pulsos distintos da área principal é reforçada ainda mais pela composição obtida para um dique afanítico, de poucos centímetros de espessura, que corta tais litotipos (rga24a). Este dique possui teores de Ba e Zr, além de K₂O, Na₂O e do mg#, dentro da variação composicional obtida para as rochas de GB-Sul e MZ-Sul, podendo confirmar assim a existência de um pulso magmático mais enriquecido em incompatíveis e de tendência mais alcalina que o pulso central.

As análises de zirconolita de GB-Bnd apresentam-se mais enriquecidas em terras raras e em actínídeos que as análises obtidas para GBPf. Também, possuem feldspatos e biotitas mais enriquecidas em Ba do que as rochas da área central. Desta forma, estas indicações favorecem a um modelo onde GB-Bnd e as demais rochas correlacionáveis à evolução desta, que estão concentradas no setor oeste e sul da área principal, representariam um pulso magmático isolado.

Revisões sobre as ocorrências mundiais de zirconolitas são apresentadas por Williams & Gieré (1996), Gieré *et al.* (1998) e Zaccarini & Stumpfl (2004). As composições de diferentes associações litológicas são plotadas nos diagramas Ca-(ETR+Y)-(Th+U) e Ca-Th-U, juntamente com as análises obtidas para as variedades do maciço Ponte Nova (*figura 104*). As zirconolitas do maciço Ponte Nova, na maioria dos casos, tendem a acompanhar o campo de zirconolitas de carbonatitos, estando também próximas do campo de rochas metassomatizadas por carbonatos (*skarns*). Estas composições são compatíveis com as descrições petrográficas das fases intersticiais finais do Maciço Ponte Nova, com minerais ricos em voláteis, como carbonatos, apatita, analcima, bem como máficos hidratados como biotita e anfibólio em textura de corrosão com a principal fase *cumulus* do maciço. Esta associação tardi-magmática é

Figura 104. Diagrama Ca – (Th + U) – (ETR + Y) de zirconolitas do maciço Ponte Nova. Para comparação são plotados os campos composicionais obtidos para zirconolitas de carbonatitos, rochas carbonáticas metassomatizadas (*skarns*), nódulos mantélicos e lavas ricas em potássio de zonas de subducção. No detalhe, as análises do maciço Ponte Nova são plotadas no diagrama Ca-U-Th. Dados obtidos de Williams & Gieré (1996), Enrich (2005), Zaccarini & Stumpf (2004) e demais referências lá citadas.

indicativa da ação de fluidos pós-cumuláticos, ricos em voláteis e incompatíveis, possivelmente com uma afinidade carbonatítica, permitindo que as zirconolitas apresentassem tais composições.

Exceção a este comportamento é apresentada principalmente pelas análises de GB-Bnd. Porém, apesar de um maior enriquecimento em actínídeos, nota-se que parte das análises se situam ainda nos limites composicionais obtidos para as zirconolitas da Ilha Monte de Trigo e parte delas está próxima do limite do campo dos carbonatitos. Nestes casos, a ocorrência de zirconolitas está associada à assembléia *intercumulus*, geralmente inclusas em cristais poiquilíticos de biotita, ou associado à mesóstase félsica final. Esta assinatura diferenciada pode ser indicativa ou de algum processo diferenciado que ocorreu na evolução do magma ou ainda de um pulso magmático mais enriquecido nestes elementos incompatíveis.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

Minerais enriquecidos em Ba e Zr são reconhecidamente raros, restritos a poucas localidades, em sua maioria a magmas tipicamente alcalinos, sendo ainda mais exóticos em associações gabróides. A ocorrência de zirconolita associada ao maciço Ponte Nova parece ser o quinto registro brasileiro deste mineral e o primeiro envolvendo rochas gábricas de tendência alcalina. As micas enriquecidas em BaO e TiO₂, são até então as mais enriquecidas nestes elementos conhecidas em associações gabróides no mundo, com teores máximos de 7,35% e 12,01% em peso, respectivamente.

A formação de minerais enriquecidos em Ba e Zr, para grande parte dos casos encontrados no maciço Ponte Nova, está relacionada à concentração destes elementos no líquido residual gerado após a acumulação de fases como clinopiroxênio e olivina. Porém, as proporções envolvidas indicam que o magma inicial dessas rochas já se mostrava também enriquecido nesses elementos. Nos pulsos não associados a rochas cumuláticas, a formação de tais minerais parece ser consequência do próprio enriquecimento em incompatíveis do magma. Em todos os casos, portanto, a ocorrência de tais minerais implica na existência de uma fonte mantélica igualmente enriquecida em incompatíveis. Nesse sentido, um manto litosférico enriquecido, possivelmente pela ação de fluidos ricos em H₂O e CO₂ e tendo flogopita como produto desse metassomatismo, permitiria explicar essas ocorrências.

CAPÍTULO 08

CONTRIBUIÇÃO DOS ISÓTOPOS DE Sr, Nd e Pb

NA PETROGÊNESE DO MACIÇO ALCALINO MÁFICO-ULTRAMÁFICO

PONTE NOVA (SP-MG)

INTRODUÇÃO

O maciço Ponte Nova, multi-intrusivo é parte integrante do magmatismo meso-cenozóico da Placa Sul-Americana. Possui evolução geológica complexa, envolvendo diferentes processos em pulsos magmáticos distintos.

Análises dos isótopos radiogênicos de Sr, Nd e Pb podem contribuir na obtenção de diferentes indicadores petrogenéticos. Coligidas com os demais dados geoquímicos, tais indicadores são fundamentais para o entendimento dos processos ígneos envolvidos durante a evolução dessas rochas (fracionamento, assimilação de encaixantes ou mistura de magmas), produzindo modificações do líquido e da seqüência natural de cristalização, além do entendimento da natureza do magma primordial gerado no manto. Além disso, permite também contribuir com informações sobre a natureza da região mantélica onde esses magmas foram gerados, quanto à assinatura geoquímica desta e idades modelo T_{DM} , e mesmo quanto aos condicionantes geodinâmicos responsáveis por este magmatismo.

Neste capítulo são apresentados as razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ obtidas para as rochas do maciço Ponte Nova, bem como considerações envolvendo a implicação destas para o entendimento da evolução petrológica deste maciço e do magmatismo alcalino da Província Serra do Mar e das demais províncias alcalinas relacionadas a esta.

CONTEXTO GEOLÓGICO

O maciço Ponte Nova (~86Ma; Sonoki & Garda, 1988) situa-se na zona limítrofe entre os estados de São Paulo e Minas Gerais, mais especificamente entre os limites das cidades de Sapucaí-Mirim e Santo Antônio do Pinhal, nas proximidades da cidade de Campos do Jordão.

Em seu contexto regional, ele está enquadrado no Setor Norte da Província Alcalina Serra do Mar (cf. Riccomini *et al.*, 2005), reunindo ocorrências do Cretáceo Superior, e desenvolvido na região continental da borda oeste da Bacia de Santos. Essas ocorrências estão associadas a um regime extensional e condicionadas tectonicamente à reativação de antigas zonas de fraqueza, particularmente as de cisalhamento proterozóicas paralelas à atual linha de costa da região.

O maciço apresenta duas áreas de exposição: uma principal, maior (~5,5 km²), de forma elíptica e contendo grande variedade de litotipos, e uma menor (~1 km²), localizada a sul da primeira. Elas estão separadas por afloramentos do embasamento pré-cambriano presente na região.

A evolução geológica do maciço Ponte Nova pode ser assim resumida:

1) pulso central consistindo em uma *seqüência inferior*, cumulática, caracterizada pela presença de cumulos ultramáficos e melagábricos (*e.g.*, olivina piroxenitos e melagabros com olivina – fácies UMFc, MLGc e MLGc-C), e uma *seqüência superior*, com rochas gábricas e monzogábricas porfíricas (GBPf), equigranulares (GBEq).

- 2) À região oeste e sul deste pulso central encontram-se, separados por falhas, uma seqüência inferior muito semelhante (fácies UMFc e MLGc), porém com seqüência superior caracterizada principalmente pela ocorrência de rochas bandadas (GB-Bnd) e com maior concentração de nefelina em relação às rochas da área central. Rochas de matriz fina encontradas no extremo sul e sudeste da área principal (GB-MF) são tidas como representantes mais próximos de uma fácies de borda, provavelmente associada às ocorrências descritas para a região oeste e sul. Estas ocorrências acima descritas podem representar a continuidade do pulso central ou estar relacionada a um segundo pulso associado a esta área principal.
- 3) Já na área satélite a sul, separada pelo embasamento, predominam melamonzonitos com nefelina (GB-Sul) que estratigraficamente guardam correlação com as rochas da seqüência superior do pulso central, sugerindo uma continuidade do pulso central. Esta área ainda apresenta litotipos mais evoluídos (MZ-Sul) que podem representar ou uma continuidade da seqüência evolutiva deste pulso ou um pulso separado;
- 4) pulso satélite a norte (Gb-PN), com forma bem definida, subcircular, predominando rochas melagábricas, variando entre olivina melamonzodioritos a melamonzodioritos com olivina, de caráter petrográfico semelhante aos cumulos melagábricos do pulso principal;
- 5) pulso satélite leste (Gb-PL), com rochas mais evoluídas e maior concentração de nefelina, variando entre nefelina monzodioritos a monzodioritos com nefelina, com características texturais e petrográficas semelhantes às fácies da seqüência superior do pulso principal.
- 6) brecha magmática (BRCH), confinada à região leste, posterior aos pulsos acima descritos, com fragmentos líticos de todos os litotipos gabróides anteriormente descritos e;
- 7) diques máficos e félsicos cortando as demais rochas do maciço.

De acordo com a classificação de Wager *et al.* (1960), que se baseia na composição do material *intercumulus*, as rochas cumuláticas da *seqüência inferior* seriam definidas na sua grande maioria como “ortocumulatos” e em alguns poucos casos como “mesocumulatos”. Segundo Irvine (1982), que redefine essa classificação usando aspectos estritamente ligados à quantidade de material *intercumulus*, a maior parte das rochas do maciço está enquadrada entre ortocumulatos e mesocumulatos.

MATERIAIS E MÉTODOS

(Capítulo 02)

RESULTADOS

Os dados obtidos de isótopos radiogênicos de Sr, Nd e Pb permitem diversas considerações sobre a gênese e evolução do maciço Ponte Nova. As análises destes isótopos apresentaram amplos espectros composicionais (tabelas A18 a A20 em anexo), os quais são descritos a seguir.

As razões iniciais dos diferentes pares isotópicos foram calculadas para 85Ma, dentro da variação de idade obtida para as diferentes ocorrências do Setor Norte da Província Serra do Mar (Belieni, 1990; Alves, 1996, Enrich *et al.*, 2006) e do próprio maciço Ponte Nova (Cavalcante *et al.*, 1979). Novos dados de idades radiométricas serão obtidos pelo método Ar/Ar para o maciço Ponte Nova, sendo que as amostras para tal já foram encaminhadas ao laboratório correspondente.

Os resultados de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ apresentam variação entre 0,70433 e 0,70642. Os valores mais elevados ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i > 0,7060$) são obtidos para as rochas de GB-Bnd, encontrados no setor Oeste-noroeste da área principal do maciço e para as rochas monzoníticas da área sul (MZ-Sul). As rochas encontradas no pulso central, que possuem uma estratigrafia melhor definida, possuem variação de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ entre 0,70433 e 0,70525, sendo a maioria dos dados obtidos abaixo de 0,7050, inclusive as rochas de UMF-PO, ricas em anfibólio e biotita. A amostra rga58b (MLGc), representativa dos cumulos encontrados na região oeste da área principal, possui razão 0,70561, maior do que as razões do pulso central e mais próximo das rochas bandadas, às quais este parece estar associado.

As rochas melamonzoníticas a melamonzodioríticas da área de exposição a sul (GB-Sul) possuem razões de isótopos de Sr acima das obtidas para o pulso central da área principal, porém inferiores às obtidas para MZ-Sul que ocorre associadamente, variando entre 0,70549 e 0,70574. As rochas do pulso leste (Gb-PL) possuem estas mesmas razões variando entre 0,70517 e 0,70528, enquanto que as rochas do pulso norte (Gb-PN) possuem valores dentro do intervalo obtido para as rochas da área central, porém com variação mais restrita ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ 0,70449-0,70459). A brecha magmática (BRCH), apresenta razão de 0,70562, um pouco acima do intervalo obtido para as rochas do pulso leste às quais estão associadas.

Quanto aos diques, os dados de Thompson *et al.* (1998), para as ocorrências desta região, inclusive de diques que cortam o maciço Ponte Nova possuem variação $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ entre 0,70414-0,70472. Um dos diques analisados, um dos mais evoluídos (r126d) possui razão dentro desse intervalo (0,70448), porém, a grande maioria dos diques lamprofíricos que cortam o maciço apresentam razões mais elevadas que estas, entre 0,70522-0,70527, talvez indicativo de uma outra geração de diques ou mesmo de fontes diferentes.

Os resultados de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$ apresentam também ampla variação, entre 0,51222 e 0,51256. Os menores valores obtidos ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i < 0,51232$) são obtidos para as rochas da área sul, tanto os melamonzonitos e melamonzodioritos (GB-Sul), quanto às rochas monzoníticas (MZ-Sul). As rochas encontradas no pulso central, possuem variação de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$ entre 0,51244 e 0,51256. As rochas de UMF-PO também situam-se dentro deste intervalo. As rochas bandadas da região oeste da área principal (GB-Bnd) possuem razões iniciais de isótopos de Nd limitadas a 0,51235, abaixo do intervalo obtido para o pulso central mas acima do intervalo encontrado nas variedades da área sul. O cumulo r58b, que se encontra no mesmo contexto das rochas bandadas à oeste da área central possui razão inicial de 0,51234.

As rochas do pulso leste possuem estas mesmas razões limitadas a 0,51234, enquanto que as rochas do pulso norte possuem valores dentro do intervalo obtido para as rochas da área central, porém com variação mais restrita ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$ 0,51249-0,51254). A brecha magmática (BRCH), apresenta razão de 0,51230, abaixo do intervalo obtido para as rochas do pulso leste às quais estão associadas.

Quanto aos diques, os dados de Thompson *et al.* (1998), para as ocorrências desta região, possuem variação de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$ entre 0,51242-0,51254. Porém, os diques lamprofíricos, e mesmo os diques mais evoluídos analisados, que cortam o maciço apresentam razões menores que estas, entre 0,51241-0,51236.

As razões iniciais obtidas envolvendo os isótopos de Pb também apresentam, para os diferentes litotipos do maciço Ponte Nova, intervalos bastante amplos, com $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_i$ entre 17,6589 e 18,3643, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_i$ entre 15,5022 e 15,5562 e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_i$ entre 38,0364 e 38,5996.

Para as razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_i$, nota-se que as rochas do pulso central apresentam variações entre 17,9376 e 18,3643, com apenas uma amostra (rga01a-MLGc) abaixo de 18,1200. A amostra com a menor razão $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_i$ é a

amostra de MZ-Sul, com 17,6589. As amostras da fácies GB-Sul apresentam variação dessa razão entre 17,8610 e 17,9287, abaixo do intervalo obtido para o pulso central e acima do obtido para MZ-Sul. As rochas bandadas à oeste da área principal apresentam razões iniciais entre 17,9046 e 17,9823 e amostra r58b, cumulado também associado à esta região do maciço, apresenta razão de 18,0273, estando estes valores intermediários entre os obtidos para os valores do pulso central e os de GB-Sul.

As rochas do pulso leste possuem estas mesmas razões limitadas entre 18,0340 e 18,0417, enquanto que as rochas do pulso norte possuem valores dentro do intervalo obtido para as rochas da área central, porém com variação mais restrita ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_i$ 18,2827-18,3596). A brecha magmática (BRCH), apresenta razão de 18,0091, pouco abaixo do intervalo obtido para as rochas do pulso leste às quais estão em contato. Para os diques, os valores obtidos de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_i$ variaram de 18,1131 até 18,1740.

De uma forma geral, os dados obtidos para a razão $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_i$ apresentam correlação positiva com os dados de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_i$, com os mesmos padrões acima descritos. A única exceção a este quadro se dá com a amostra r14d, um dique próximo ao extremo leste da área principal do maciço e que encontra-se encaixado no embasamento granítico. Esta amostra apresenta um enriquecimento expressivo em $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_i$ com valor desta de 39,4052. Ou este dado anômalo representa um erro analítico ou pode ser considerado como indicativo de algum tipo de contaminação crustal. Esta amostra é aquela a mais enriquecida em Pb dentre as analisadas, com 11,9 ppm deste elemento.

Já os dados de $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_i$ não apresentam nenhuma correlação aparente com quaisquer das demais razões isotópicas de Pb, sendo que a grande maioria dos dados apresenta esta razão dentro do intervalo obtido para as rochas do pulso central ($^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_i$ 15,5131-15,5562). Uma exceção a este intervalo são as rochas de Umf-PO, com valor ainda menor para esta razão, 15,5022.

CONTAMINAÇÃO CRUSTAL VS HETEROGENEIDADES DO MANTO LITOSFÉRICO

Na *figura 105* as razões iniciais dos isótopos de Sr, Nd e Pb são confrontadas com o índice Mg# das rochas do maciço, o mesmo acontecendo com as concentrações de Sr, Nd e Pb (em ppm) destas amostras. Pode-se notar, principalmente levando-se em consideração a estratigrafia proposta para as rochas do pulso central (UMFc–MLGc–MLGc-C–GBPf–GBEq, da base para o topo), que a variação nas razões isotópicas dos diferentes litotipos não parece guardar qualquer relação com o índice mg# e, conseqüentemente, com os processos de cristalização fracionada.

Quanto às concentrações destes elementos radiogênicos na composição dos litotipos, nota-se a tendência de uma correlação positiva entre Sr e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$. O mesmo não ocorre porém com as relações entre Nd e Pb e suas respectivas razões isotópicas iniciais, onde são claramente evidenciadas correlações negativas (*figura 106*). As amplas variações obtidas pelos diferentes isótopos podem ter diferentes explicações.

Considerando o modelo onde as rochas da área sul e da porção oeste da área principal representariam uma continuidade do pulso central, a principal hipótese para explicar as diferentes razões isotópicas obtidas seria a de contaminação crustal. Nesse sentido, associadamente a tais razões, a distribuição de alguns elementos traços e mesmo alguns menores e maiores podem ser de auxílio neste diagnóstico. A *figura 107* compara Ba, Rb, K₂O e SiO₂, que podem ser traçadores de contaminação crustal, bem como elementos traços compatíveis como Cr+Ni, com as razões isotópicas iniciais de Sr, Nd e Pb obtidas para as rochas do maciço Ponte Nova. De uma forma geral, pode-se notar que os elementos Ba e Rb, além de K₂O seguem uma tendência de correlação positiva com $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$, e correlação negativa com $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$ e $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_i$. Os teores de SiO₂ não apresentam variação significativa e

Figura 105. Diagramas Mg# $\{ \text{MgO} \cdot 100 / (\text{MgO} + \text{FeO}_c) \}$ A) vs Sr (ppm) e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ B) vs Nd (ppm) e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$ e C) vs Pb (ppm) e $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_i$ para as rochas do maciço Ponte Nova. O campo em cinza é representativo das variações obtidas para os diques máficos analisados por Thompson *et al.* (1998). Razões iniciais calculadas para 85Ma.

Figura 106. Diagramas Sr (ppm) vs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ (A), Nd (ppm) vs $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$ (B) e Pb (ppm) vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_i$ (C) para as rochas do maciço Ponte Nova. Razões iniciais calculadas para 85Ma.

Figura 107. Diagramas de dispersão de elementos (em ppm) e óxidos (em % de peso), Ba, Rb, K_2O e SiO_2 , além de Cr+Ni vs as razões isotópicas $^{87}Sr/^{86}Sr_i$, $^{143}Nd/^{144}Nd_i$ e $^{206}Pb/^{204}Pb_i$ para as rochas do maciço Ponte Nova. O campo em cinza é representativo das variações obtidas para os diques máficos analisados por Thompson *et al.* (1998). Razões iniciais calculadas para 85Ma.

correlacionável com as variações nas razões isotópicas, o mesmo acontecendo com Cr e Ni.

Cabe salientar que, para os casos de contaminação crustal, seria de se esperar que as amostras com as maiores razões isotópicas de Sr, também fossem as que apresentassem as maiores razões isotópicas de Pb, ou seja, esperar-se-ia uma correlação positiva entre estes pares isotópicos. Porém, conforme mostra a *figura 108*, não é este o caso. Antes, as razões iniciais destes pares apresentam correlação negativa entre si. Mais que isso, a correlação negativa entre as concentrações de Pb e $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_i$ (*figura 106c*) por si só já é indicativa de que não pode ser atribuída à contaminação crustal o amplo espectro obtido para as razões isotópicas do maciço Ponte Nova.

Mesmo assim, alguns modelos simplificados de contaminação levando-se em conta apenas as razões isotópicas de Sr e Nd e com as principais unidades crustais regionais ao maciço Ponte Nova são apresentados na *figura 109*. Embora no diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ vs $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$ possa induzir a modelos envolvendo contaminação de rocha mais primitiva com as unidades crustais, quando comparados com modelos individuais de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ vs Sr e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$ vs Nd tais modelos são inviabilizados, diante das curvas de misturas apresentadas. Em realidade, as concentrações de Sr das rochas do maciço Ponte Nova são muito superiores às encontradas nas encaixantes enquanto os teores de Nd obtidos têm em sua maioria concentrações dentro do intervalo observado para essas rochas.

Desta forma, entende-se que variantes envolvendo contaminação crustal não podem ser utilizadas para explicar as variações obtidas por meio das razões isotópicas. Ademais, cabe salientar que petrograficamente já não haviam sido encontrados elementos que subsidiassem tal hipótese. Antes, as evidências petrográficas apontam unicamente para uma evolução num sistema fechado, com características inerentes aos próprios pulsos magmáticos envolvidos.

Neste sentido, com base nas variações isotópicas obtidas, o modelo geológico que propunha que as rochas da área sul e as da região oeste da área principal representariam a continuidade do pulso central não consegue se sustentar. De outra forma, as variações sistemáticas obtidas para os isótopos de Sr, Nd e Pb também não podem ser explicadas por uma origem de uma fonte mantélica homogênea.

A outra hipótese de trabalho envolvida, que parece ser a mais coerente, implica em que estas ocorrências representariam pulsos magmáticos isolados do pulso central. As variações isotópicas obtidas seriam herdadas e indicativas de heterogeneidades no manto litosférico, com fontes diferentemente enriquecidas, para a geração de tais magmas, resultando em pulsos distintamente enriquecidos.

Conforme exposto por meio dos modelos de fusão, os diques máficos associados ao maciço Ponte Nova, considerados representativos dos líquidos iniciais das rochas cumuláticas do maciço, apresentam diferentes graus de enriquecimento em relação às fusões a partir de composições mantélicas ideais. Tal enriquecimento tem sua explicação associada a eventos de metassomatismo do manto litosférico.

Os fluídos metassomáticos associados a tais eventos não atuam de forma homogênea nas rochas sujeitas a esses processos. Mais que isso, os registros amostrados de materiais mantélicos metassomatizados indicam que vênulas e bolsões de material metassomatizado são o principal resultado desta ação (*e.g.*, Nielson *et al.*, 1993; Ionov *et al.*, 2002). Mesmo localmente e até pontualmente são encontradas estas heterogeneidades, com zonas mais e menos afetadas por esse metassomatismo. A cada fusão destas porções heterogêneas, de acordo com o volume de material e as taxas de fusão envolvidos, cada pulso magmático de uma mesma região mantélica poderá ser mais ou menos enriquecido em incompatíveis e mesmo isotopicamente.

Figura 108. Diagramas de dispersão entre as diferentes razões isotópicas de Sr, Nd e Pb para as rochas do maciço Ponte Nova. Para fins de comparação, são plotados também os campos compilados da literatura para o maciço alcalino de Poços de Caldas (Ulbrich *et al.*, 2005) e a Província Alcalina Alto Paranaíba (Toyoda *et al.*, 1994; Carlson *et al.*, 1996; Gomes & Comin-Chiaramonti, 2005). Razões iniciais calculadas para 85Ma.

Figura 109. Diagramas A) $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$ vs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$, B) $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$ vs Nd e C) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ vs Sr, apresentando modelos simplificados (curvas de *mixing*) entre as rochas do maciço Ponte Nova e as rochas crustais adjacentes a este. Dados crustais compilados de Janasi (1999) e Negri (2002). Campo rosa indicativo da variação obtida para os litotipos crustais.

Desta forma, a evolução das rochas do maciço Ponte Nova pode ter se desenvolvido por diferentes pulsos magmáticos de composição basanítica, que refletem uma fonte mantélica heterogênea enriquecida diferenciadamente por eventos metassomáticos. Na região da área principal foi caracterizado um pulso central, com uma evolução estratigráfica bem definida, possuindo uma seqüência cumulática em sua porção inferior e rochas gabróides porfíricas e equigranulares em sua seqüência superior. As composições isotópicas obtidas neste pulso são muito próximas das composições obtidas para os diques máficos da região analisados por Thompson *et al.* (1998).

De evolução estratigráfica semelhante, possuindo rochas cumuláticas ultramáficas e melagábricas em sua base e rochas mais evoluídas bandadas na sua região de topo encontram-se as rochas da região oeste e sul da área principal, separadas do pulso central por diferentes falhamentos, e apresentando composições isotópicas mais enriquecidas que as do pulso central.

Na porção centro-leste da área principal são identificados mais dois pulsos: um associado ao denominado pulso leste, formado principalmente por nefelina monzodioritos, e outro relativo à brecha magmática que traz consigo fragmentos líticos dos diferentes pulsos do maciço, ambos mais enriquecidos isotopicamente que o pulso central porém apresentando diferenças entre si. No extremo norte, foi definido mais um pulso magmático, conforme indicam controles geomorfológicos e as características petrográficas, onde predominam olivina melamonzodioritos. Neste pulso, a assinatura isotópica encontra-se dentro do campo composicional obtido para as rochas do pulso central.

Na área sul, as razões isotópicas encontradas são ainda mais enriquecidas em isótopos de Sr e empobrecidas em isótopos de Nd e Pb. Os melamonzonitos a melamonzodioritos com nefelina (GB-Sul) e os monzonitos com nefelina (MZ-Sul) são as rochas mais enriquecidas em elementos traços do maciço, e também as com maior concentração de nefelina, apresentando-se como as rochas mais evoluídas do maciço. Os padrões observados pelas diferentes razões isotópicas ainda permitem considerar diferenças significativas entre tais unidades, sugerindo outros dois pulsos magmáticos distintos, sendo as rochas de MZ-Sul as mais enriquecidas e evoluídas do maciço.

Os diques analisados, em sua maioria lamprófiros, possuem composições diferentes dos diques analisados por Thompson *et al.* (1998). Tais assinaturas diferenciadas podem ser entendidas como indicativas do caráter multi-intrusivo do maciço, também com diferentes gerações de diques sincrônicos ou espaçados no tempo que confirmam a presença de heterogeneidades na fonte mantélica.

A *figura 110* apresenta o mapa geológico do maciço subdivido em seus diferentes pulsos, resumizando assim as informações acima coligidas.

CARACTERIZAÇÃO DA FONTE MANTÉLICA

O magmatismo toleítico e alcalino cretáceo da Plataforma Sul Americana segue uma tendência isotópica bem definida, conforme ilustrado na *figura 111*, envolvendo os componentes mantélicos EMI e HIMU (Comin-Chiaramonti *et al.*, 2005 e referências lá citadas). As análises obtidas para as rochas do Maciço Ponte Nova se adequam perfeitamente ao campo obtido para as ocorrências alcalinas do cretáceo superior da Plataforma Sul-Americana. Esta assinatura isotópica entre os componentes EMI e HIMU tem sido interpretada como representativa do manto litosférico subcontinental heterogêneo com diferentes graus de enriquecimento (Gibson *et al.*, 1995; Gomes *et al.*, 1996b; Comin-Chiaramonti *et al.*, 1997 e 1999; Thompson *et al.*, 1998; Alberti *et al.*, 1999; Comin-Chiaramonti *et al.*, 2005).

Por outro lado, Garda *et al.* (1995) e Thompson *et al.* (1998), considerando apenas isótopos de Sr e Nd,

Figura 110. Mapa geológico do maciço alcalino máfico-ultramáfico Ponte Nova (SP-MG), subdividido de acordo com seus diferentes pulsos magmáticos.

Figura 111. Diagramas de dispersão entre as diferentes razões isotópicas de Sr, Nd e Pb para as rochas do maciço Ponte Nova. Para fins de comparação, associadamente são plotados os campos compilados da literatura dos componentes mantélicos de Hart (1988). Razões iniciais calculadas para 85Ma. Campos das diferentes localidades são extraídos de Comin-Chiaramonti *et al.* (2005) e referências lá citadas.

propõem também, para algumas amostras da Província Serra do Mar que possuem composições próximas ao componente Bulk Earth ou ainda no quadrante empobrecido (em direção ao DM), a influência de um componente astenosférico. Enrich (2005) e Enrich *et al.* (2006b), entretanto, considerando a geoquímica de lamprófiros primitivos do Setor norte da Província Alcalina Serra do Mar e da Província do Lineamento Magmático de Cabo Frio, demonstram que tal hipótese de um componente astenosférico do tipo empobrecido (DM), com assinaturas similares à de um N-MORB não é suportada por diferentes razões entre elementos traços incompatíveis. Antes, diferentes razões entre traços incompatíveis destes lamprófiros primitivos também confirmam uma assinatura variando entre os componentes EMI e HIMU.

As razões entre elementos traços incompatíveis nos lamprófiros primitivos do setor Norte da Província Serra do Mar e da Província do Lineamento de Cabo Frio (Riccomini *et al.*, 2005), conforme discutido por Enrich (2005) e Enrich *et al.* (2006b), também indicam o caráter heterogêneo da fonte mantélica sob um contexto regional, apontando para a presença de pelo menos três assinaturas principais: (1) da região da Serra da Mantiqueira (envolvendo o Maciço Ponte Nova, os maciços de Passa Quatro e Itatiaia e o Complexo de Poços de Caldas), (2) do litoral norte paulista (à exceção da Ilha dos Búzios), e (3) aquele presente na região do litoral do estado do Rio de Janeiro, Vale do Paraíba e Ilha dos Búzios.

Isotopicamente, as heterogeneidades regionais no manto litosférico são bem caracterizadas para as diferentes províncias alcalinas brasileiras, conforme indica a *figura 112*. Evidência de que tais heterogeneidades parecem estar relacionadas a diferenças composicionais do manto litosférico é observada pelas composições isotópicas obtidas para as rochas do Maciço Ponte Nova. Os dados obtidos para o Maciço Ponte Nova em geral tendem a se enquadrar no campo obtido para a Província do Lineamento Magmático de Cabo Frio, com alguns valores também próximos da Província do Alto Paranaíba. Porém, encontram-se separados do campo obtido para as demais ocorrências do setor Norte da Província Serra do Mar (da qual este maciço faz parte) que estão limitadas ao litoral paulista, e que apresentam em sua maioria ϵ_{Nd} positivo.

Como última peculiaridade, as idades modelos de Nd (T_{DM}) indicam para o magmatismo alcalino cretáceo da Bacia do Paraná e arredores valores entre 550 e 1600 Ma (Gibson *et al.*, 1995; Gomes *et al.*, 1996b; Comin-Chiaramonti *et al.*, 1997, 1999 e 2005; Alberti *et al.*, 1999; Ruberti *et al.*, 2005). Estas idades têm sido interpretadas como representativas dos períodos em que ocorreram os eventos de enriquecimento metassomático mantélico. Conforme apresenta Ruberti *et al.* (2005), estes eventos de enriquecimento do manto, podem tanto estar relacionados a processos de subducção, como a pequenos volumes de fusões astenosféricas ricas em voláteis e que tenham venulado o manto litosférico sobrejacente em diferentes profundidades. Para que haja a preservação destes eventos, é necessário que eles ocorram no manto litosférico e assim não serem levados pela convecção astenosférica (Fitton & Upton, 1987).

Para as rochas do Maciço Ponte Nova, as idades modelos calculadas em relação ao manto empobrecido (T_{DM} : De Paolo, 1988) possuem um intervalo entre 700 e 1230Ma, com média e desvio padrão de 945 ± 115 Ma (*figura 113*). Tais idades estão próximas das calculadas para as ocorrências da subprovíncia Alto Paranaíba (0.99 ± 0.1 Ga; Gomes & Comin-Chiaramonti, 2005b). As ocorrências de Itatiaia, Passa Quatro, bem como outras associadas à Província Lineamento Magmático Cabo Frio possuem idades um pouco mais jovens (800 ± 50 Ma, Brotzu *et al.*, 2005; Thompson *et al.*, 1998). As idades obtidas para o maciço Ponte Nova ainda são bastante diferentes em relação às ocorrências do Litoral Paulista (625 ± 100 Ma para o maciço de São Sebastião, 650 ± 100 Ma para as rochas da Ilha Monte de Trigo;

Figura 112. Diagrama ϵ_{Sr_i} vs ϵ_{Nd_i} para as rochas do Maciço Ponte Nova. São também apresentados os campos de variação geral do magmatismo alcalino e toleítico Cretáceo da Bacia do Paraná e arredores, bem como a variação das províncias alcalinas mais próximas e ilhas oceânicas do Atlântico relacionadas. Compilado de Le Roex *et al.* (1985, 1990), Garda *et al.* (1995), Holfmann (1997), Thompson *et al.* (1998), Marques *et al.* (1999), Siebel *et al.* (2000), Bennio *et al.* (2002), Comin-Chiaramonti *et al.* (2002, 2005), Enrich *et al.* (2005), Ruberti *et al.* (2005) e referências lá citadas. DM, HIMU, EMI e EMII correspondem aos valores aproximados de manto, respectivamente, empobrecido, de alto μ (i.e. alto $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$), enriquecido I e enriquecido II (Hart, 1988).

Figura 113. Histograma das idades modelo calculadas a partir do manto empobrecido (T_{DM}) para as rochas do Maciço Ponte Nova. São também apresentados os campos de variação geral de outras ocorrências alcalinas próximas ao maciço Ponte Nova. Compilações extraídas de Enrich *et al.* (2005), Gomes & Comin-Chiaramonti (2005), Enrich (2005) e referências citadas nestes trabalhos.

Enrich *et al.*, 2005; Enrich *et al.*, 2006a), em relação às ocorrências de fonólitos e nefelina sienitos de Poços de Caldas (692 ± 54 Ma; Ulbrich *et al.*, 2005) e em relação às obtidas para a Ilha de Trindade (470 ± 60 Ma; Marques *et al.*, 1999a).

Porém, as idades modelo apresentadas para o maciço Ponte Nova possuem uma forte correlação com o $f_{\text{Sm/Nd}}$ (diferença da razão Sm/Nd em relação aos condritos), que varia entre -0,18 e -0,52, sugerindo novamente um manto litosférico heterogêneo para a fonte deste magmatismo. Neste sentido, De Paolo (1988) destaca que o manto litosférico subcontinental, compartilhando diversas características genéticas com a crosta, diferencia-se desta por uma maior variação das razões Sm/Nd. Ele considera que a estrutura desta litosfera pode ser similar à crosta, com os ϵNd muito negativos e proporcional a idade, ou variar entre o positivo e um limite inferior próximo ao valor médio crustal sobrejacente.

Neste sentido, os intervalos de variação de T_{DM} do maciço Ponte Nova e das demais ocorrências das Províncias Alcalinas da Plataforma Sul-Americana, são correlacionáveis aos eventos neoproterozóicos de suas encaixantes. Nesta região, a evolução da crosta continental sobrejacente ao manto litosférico que deu origem aos magmas alcalinos, i.e. Província Mantiqueira, é caracterizada por (Heilbron *et al.*, 2004): bacias tipo rift que evoluíram para margem continental passiva entre 930 e 880Ma; abertura oceânica entre 840 e 800Ma; geração de arcos magmáticos intra-oceânicos e arcos de margem continental ativa entre 790 e 585Ma; e eventos orogênicos colisionais entre 630 e 520Ma.

Assim, as idades modelos obtidas, associadas à evolução da crosta sobrejacente, sugerem que o metassomatismo mantélico neste caso esteja predominantemente ligado aos eventos de subducção neoproterozóica. Isto é confirmado pela assinatura do tipo EMI e HIMU, interpretadas como resultantes do resíduo da desidratação (através da formação de magmas cálcio-alcalinos) de uma crosta oceânica subductada e reciclada, com ou sem a adição de sedimento marinho pelágico respectivamente (Weaver, 1991, Holfmann, 1997).

CONDICIONANTES GEODINÂMICOS

Amplos debates tem sido travados tentando-se entender os condicionantes geodinâmicos que propiciaram as condições necessárias para o magmatismo alcalino Meso-Cenozóico da Placa Sul-Americana. Neste sentido, as discussões apresentadas na literatura tendem a convergir para dois modelos geodinâmicos distintos: (1) a passagem de uma pluma mantélica (*hot spot*), com as rochas alcalinas da Província Serra do Mar e do Alinhamento de Cabo Frio (conforme definições de Riccomini *et al.*, 2005) relacionadas à Pluma de Trindade que teria o início de suas manifestações no intervalo entre 80-90Ma (Thompson *et al.*, 1998 e Gibson *et al.*, 1999); e (2) a reativação de antigas zonas de sutura e falhamentos (rifteamentos) associados a fontes mantélicas ricas em voláteis (*wet spot*) (Smith & Lewis, 1999; Comin-Chiaramonti *et al.* 2002, 2005).

Conforme Riccomini *et al.* (2005), embora a fonte dos magmas das províncias alcalinas das regiões central e sudeste da plataforma Sul-Americana tem sido freqüentemente associada com plumas, algumas características do magmatismo, como proveniência, extensão e distribuição de idades, não suportam esta hipótese.

A ausência de assinaturas tipicamente astenosféricas (próximas a DMM), bem como as diferentes assinaturas obtidas para as diferentes províncias alcalinas separadas geograficamente, permitem o entendimento de que as assinaturas preservadas são estritamente ligadas ao manto litosférico, e tendem ou a inviabilizar os modelos até então propostos envolvendo plumas mantélicas para tais ocorrências, ou ainda a atribuir a contribuição de tais plumas unicamente como fontes de calor para a geração destes magmas, conforme também discutido por Turner *et al.*

(1994), Turner & Hawkesworth (1995), Peate & Hawkesworth (1996), Comin-Chiaromonti *et al.* (1997), e Marques *et al.* (1999b) para o magmatismo toleítico da Bacia do Paraná e sua relação com a possível pluma de Tristão da Cunha.

Ademais, conforme modelo de Gibson *et al.* (1995) e Thompson *et al.* (1998), a Ilha de Trindade, e o magmatismo alcalino das Províncias Alto Paranaíba, Serra do Mar e do Lineamento de Cabo Frio estariam relacionados à pluma mantélica de Trindade. Entretanto, os dados isotópicos obtidos para o maciço Ponte Nova e os das diferentes províncias, especificamente do Lineamento Magmático de Cabo Frio, tendem a acompanhar o campo obtido para as ilhas de Tristão da Cunha, Inaccessible e Gough, que é bem distinto do campo obtido para a ilha de Trindade (*figuras 110 e 111*).

Também, o modelo de Thompson *et al.* (1998) de que as ocorrências do lineamento de Cabo Frio e algumas próximas da Província Serra do Mar, bem como as da província Alto Paranaíba, estariam relacionadas com a passagem da Pluma de Trindade, não é sustentado pelos dados geocronológicos já obtidos para estas províncias. Diferentemente da proposição do modelo de Thompson *et al.* (1998) e de Gibson *et al.* (1999), de que ocorreria um decréscimo de idades de oeste para leste até as ilhas oceânicas de Trindade e Martin Vaz, os dados geocronológicos já publicados não parecem apresentar esta correlação (vide Riccomini *et al.*, 2005). Pelo contrário, os dados obtidos para estas regiões não apresentam nenhum padrão evidente de distribuição de idades, apenas encontram-se espalhadas, do Cretáceo Superior ao Paleógeno.

Ainda quanto às hipóteses de plumas mantélicas de Tristão da Cunha e de Trindade, os dados de Ernesto (2005) apresentam a reconstituição paleomagnética dos possíveis caminhamentos destas possíveis plumas em relação às suas posições relativas à movimentação das placas continentais. Surpreendentemente os caminhamentos obtidos para as ocorrências que representariam a passagem das plumas são bastante díspares dos adotados nos atuais modelos. Ernesto (2005) conclui que nenhum dos alegados “hotspots” de Tristão da Cunha e Trindade encontrava-se em posição favorável para que sejam considerados remanescentes de plumas que tenham originado as províncias alcalinas do sudeste brasileiro. Por outro lado, anomalias térmicas mantélicas de longa duração, reveladas por anomalias de geóide, poderiam ter fornecido o calor necessário para a geração desses magmas. Os mapas paleogeográficos mostram que as regiões afetadas por intenso magmatismo alcalino estiveram acima dessas anomalias por longos intervalos de tempo, podendo contar com a quantidade de calor necessária para a geração dos magmas.

Além disso, todo o magmatismo alcalino da parte central e sudeste da Plataforma Sul-Americana, variando do Mesozóico ao Cenozóico, possui um claro controle tectônico por descontinuidades crustais e uma ligação evolutiva com as principais bacias sedimentares da região. Os pulsos de magmas alcalinos encontram-se situados nas principais zonas de fraqueza regionais, geralmente zonas de falha situadas ao longo das bordas das bacias sedimentares. No caso do setor Norte da Província Serra do Mar, a qual o maciço Ponte Nova faz parte, seu desenvolvimento está associado às bordas da Bacia de Santos, onde zonas de cisalhamento Proterozóicas e outras zonas de fraqueza tiveram sua reativação facilitada, sendo o Cretáceo Superior um dos principais períodos associados à elevação da Serra do Mar (Gallagher *et al.*, 1995; Tello Saenz *et al.*, 2003; Riccomini *et al.*, 2005).

Assim, dentre os fatores que poderiam ter dado início à fusão mantélica que originou o magmatismo alcalino, destacam-se as seguintes variáveis:

- a despressurização da região fonte mantélica - pela reativação de antigas zonas de falha Proterozóicas;

- o aumento generalizado da temperatura no manto sublitosférico e, por condução de calor, no manto litosférico - mais provavelmente por meio de anomalias térmicas de geóide;
- a influência de fases voláteis abaixando a temperatura do *solidus* mantélico - por meio de uma fonte mantélica metassomatizada previamente, provavelmente por processos neoproterozóicos de subducção ou por pequenos volumes de fusões astenosféricas ricas em voláteis e que tenham venulado o manto litosférico sobrejacente em diferentes profundidades.

É possível que a soma destas variáveis, em maior ou menor proporção, ligados principalmente a fenômenos litosféricos, tenham originado este importante magmatismo das porções central e sudeste da plataforma Sul-Americana.

CAPÍTULO 09

CONSIDERAÇÕES FINAIS

O maciço alcalino máfico-ultramáfico Ponte Nova (SP-MG) apresenta uma associação litológica eminentemente gabróide, gerada por sucessivos pulsos de magma basanítico, há aproximadamente 86 Ma (Cavalcante *et al.*, 1979; Garda & Chieragatti, 1997). Constitui a única ocorrência de tendência alcalina do setor norte da província Serra do Mar (Riccomini *et al.*, 2005) com predomínio acentuado de rochas máficas e ultramáficas cumuláticas. O estudo de detalhe inédito para estas rochas contribui significativamente em diferentes temáticas, permitindo que parte da lacuna encontrada na ocorrência de magmatismo alcalino nessa região fosse preenchida. A seguir são apresentados alguns dos pontos relevantes desenvolvidos no decorrer de toda a tese e que culminaram no entendimento petrogenético das rochas do maciço Ponte Nova.

EVOLUÇÃO GEOLÓGICA

Durante o desenvolvimento de todo o trabalho um dos principais desafios encontrados foi a elaboração de um modelo geológico que explicasse de maneira satisfatória a evolução dos litotipos do maciço. A partir do esboço apresentado no capítulo 3, com diferentes dúvidas ainda a serem melhor equacionadas diante das complexidades dos afloramentos e de seus condicionantes estruturais, os refinamentos a este modelo são apresentados desde o capítulo 04 até o capítulo 08. Pode-se notar que no tratamento dos dados de química mineral, geoquímica e geoquímica isotópica, uma das preocupações é quanto à contribuição destes dados para a evolução geológica do maciço e ao modelo proposto. Os dados dos diferentes capítulos coligidos permitem a descrição do modelo geológico final da seguinte maneira:

- 1) pulso central consistindo em uma *seqüência inferior*, cumulática, caracterizada pela presença de cumulos ultramáficos e melagábricos (*e.g.* olivina piroxenitos e melagabros com olivina – fácies UMFc, MLGc e MLGc-C), e uma *seqüência superior*, com rochas gábricas e monzogábricas porfíricas (GBPf) e equigranulares (GBEq). Tal seqüência associada a um mesmo pulso é confirmada pelas variações crípticas em minerais, pela composição geoquímica das rochas e pela assinatura isotópica obtida. Na região centro-oeste do maciço com características texturais e modais pouco usuais e associado ao pulso central encontram-se kaersutita-óxido-apatita clinopiroxenitos (Umf-PO), de ocorrência restrita, associada às rochas melagábricas cumuláticas e representativa da ação dos líquidos residuais enriquecidos em voláteis sobre os cumulos previamente formados, assim como ocorre no extremo norte-nordeste da área principal; as assinaturas isotópicas confirmam tais evidências;
- 2) À região oeste e sul deste pulso central encontram-se, separados por falhas, uma seqüência inferior muito semelhante, cumulática (fácies UMFc e MLGc), porém com a seqüência superior caracterizada principalmente pela ocorrência de rochas bandadas (GB-Bnd) e com maior concentração de nefelina em relação às rochas da área central. Rochas de matriz fina encontradas no extremo sul e sudeste da área principal (GB-MF) são tidas como representantes mais próximos de uma fácies de borda, provavelmente associada às ocorrências descritas para a região oeste e sul. Estas ocorrências acima descritas parecem estar relacionadas a um segundo pulso associado à esta área principal, conforme indicado pela evolução da seqüência superior, pelas assinaturas isotópicas e condições de fO_2 calculadas e por variações crípticas encontradas em alguns minerais nas rochas bandadas, como olivina.

- 3) Já na área satélite a sul, separada pelo embasamento, predominam melamonzonitos com nefelina (GB-Sul) que embora permitam algumas correlações com as rochas da seqüência superior do pulso central, o enriquecimento em diferentes traços bem como a assinatura isotópica apontam para um pulso magmático isolado. A composição de dique afanítico que corta tais litotipos (rga24a), comparável a dos GB-Sul, e mais evoluído que a dos diques que cortam a área principal, favorece ainda mais a idéia de um pulso magmático mais enriquecidos e isolado da área principal. Esta área ainda apresenta litotipos mais evoluídos (MZ-Sul) que, conforme as características isotópicas e também a distribuição dos traços, permite individualiza-lo como pulso separado;
- 4) Associado à região de topo da morraria central, topograficamente acima do topo da seqüência superior da região central do maciço (acima de GBEq), em faixa bastante restrita encontram-se ilmenita clinopiroxenitos sulfetados (ICPs) e magnetitos (MTs). A formação destes litotipos peculiares pode ter como explicação a proposição de Irvine (1977) de uma interação entre magmas, mais especificamente de um novo influxo magmático misturando-se com o magma residual fracionado da câmara. As evidências obtidas das variações crípticas em minerais (principalmente das registradas nos clinopiroxênios) favorecem este argumento, implicando na existência de mais um pulso;
- 5) pulsos satélite a norte (Gb-PN), com forma bem definida, subcircular, predominando rochas melagábricas, variando entre olivina melamonzodioritos a melamonzodioritos com olivina, de caráter petrográfico semelhante aos cumulos melagábricos do pulso principal;
- 6) pulso satélite leste (Gb-PL), com rochas mais evoluídas, com maior concentração de nefelina, variando entre nefelina monzodioritos a monzodioritos com nefelina, com características texturais e petrográficas semelhantes às fácies da seqüência superior do pulso principal e com uma assinatura isotópica também distinta ;
- 7) diferenciados félsicos finais (Diff) ocorrem sob a forma de diques, vênulas e possivelmente bolsões; variam de leucocráticos a mesocráticos, com rochas de composições monzoníticas a monzossieníticas, chegando a nefelina sienitos em alguns casos, e podem ser considerados representativas do líquido residual dos diferentes pulsos que sofreram migração para diferentes porções do maciço. Inclusive, nas regiões e fácies distintas estas vênulas apresentam também composições diferentes, reveladas pelas características composicionais de zirconolitas;
- 6) brecha magmática (BRCH), confinada à região leste, posterior aos pulsos anteriormente descritos, com fragmentos líticos de todos os litotipos gabróides anteriormente descritos;
- 8) diques máficos (DM-LGT) e félsicos (DF-TeF) cortando as demais rochas do maciço, representativos de diferentes fontes mantélicas e possivelmente ocorrendo em estágios diferentes. As diferentes assinaturas isotópicas obtidas para os diques confirmam as razões isotópicas obtidas para os diferentes pulsos do maciço e seu caráter multi-intrusivo.

De acordo com a classificação de Wager *et al.* (1960), que se baseia na composição do material *intercumulus*, as rochas cumuláticas encontradas nos pulsos mais expressivos volumetricamente (*seqüência inferior*) seriam definidas na sua grande maioria como “ortocumulatos” e em alguns poucos casos como “mesocumulatos”. Segundo Irvine (1982), que redefine essa classificação usando aspectos estritamente ligados à quantidade de material *intercumulus*, a maior parte das rochas do maciço está enquadrada entre ortocumulatos e mesocumulatos.

EVOLUÇÃO MAGMÁTICA

O caráter cumulático é bastante pronunciado nos principais pulsos do maciço Ponte Nova. Os altos índices de máficos (M), os baixos conteúdos de Na e K, o caráter ultrabásico e a composição de picrito e picrobasalto de parte das amostras evidenciam este caráter e apontam a cristalização fracionada como principal mecanismo atuante na

evolução do maciço. Neste sentido, o desequilíbrio das olivinas (fase *cumulus* mais precoce) em relação à composição química da rocha hospedeira, conforme a partição cristal/líquido para o mg# e para o Ni, confirmam esta característica e também apontam para um magma parental de composição semelhante à dos diques máficos que cortam as rochas do maciço.

A variação composicional das fases *cumulus* ao longo de todo maciço, especialmente relacionada aos índices envolvendo a razão $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ tanto na olivina quanto no piroxênio, com a progressiva diminuição deste índice em direção às rochas da seqüência superior, indicam que mecanismos de fracionamento magmático dominam a variação vertical modal e geoquímica do maciço em seus principais pulsos. Variações crípticas obtidas também em fases *intercumulus*, em muitos casos de final de cristalização (como biotita), compatíveis com o *trend* evolutivo dos minerais *cumulus*, favorecem a idéia de estas fases serem representativas principalmente de um líquido aprisionado (*trapped liquid*) no momento da acumulação, guardando portanto a composição do líquido em equilíbrio com o cumulado formado.

Por este mesmo motivo infere-se que o processo de acumulação envolvido, com conseqüente aprisionamento de líquido, deve ter-se dado de maneira relativamente rápida. Tal consideração tende a indicar um processo gravitacional de acumulação para grande parte das rochas do maciço. Já os casos onde são encontradas estruturas bandadas, alternando-se bandas máficas e félsicas (associadas a regiões próximas ao contato com o embasamento), apontam para uma possível ação mais efetiva de correntes de convecção.

Para a maioria dos casos, entende-se que os líquidos *intercumulus* não são representativos de líquidos que migraram durante o processo magmático por correntes de convecção ou por *filter pressing*, embora estes processos também seja diagnosticados em porções localizadas do maciço. Além disso, pode-se notar que os cumulos formados na seqüência inferior não se caracterizam por ter a compactação como um processo dominante, não havendo indícios de uma “expulsão” significativa do líquido *intercumulus*, embora algumas exceções também sejam registradas.

CONDIÇÕES DE CRISTALIZAÇÃO

Com relação aos parâmetros intensivos, a química mineral forneceu os principais parâmetros para a aplicação de geotermômetros, geobarômetros e para cálculo de outros parâmetros intensivos. As rochas do maciço Ponte Nova cristalizaram-se a uma profundidade relativamente rasa (entre 1 e 0,5 kbar), conforme indicado pela composição dos clinopiroxênios. A história de cristalização do maciço inicia-se algo acima de 1030°C, que representa o início do equilíbrio olivina-clinopiroxênio, terminando em $\pm 600^\circ\text{C}$, com o equilíbrio apatita-biotita (fases intersticiais finais).

Os dados calculados das condições de fO_2 e a αSiO_2 embora coerentes com a evolução de um maciço alcalino, não apresentam variações significativas que permitam conclusões significativas sobre a importância destes dois parâmetros na seqüência de cristalização. As composições das fases titanomagnetita e ilmenita indicam um limite mínimo para a fO_2 no momento da cristalização algo próximo ao buffer QFM, variando até 0,15 unidades de log acima e até 1,58 unidades de log abaixo deste buffer para a maioria das rochas do maciço, apresentando algumas diferenças de fugacidade entre os diferentes pulsos. Para as condições de temperatura obtidas por modelamento levando-se em consideração apenas as composições das fases *cumulus* olivina e piroxênio pôde ser calculada também a αSiO_2 , com valores obtidos variando entre 0,40 e 0,57 para as rochas do maciço principal (UMFc, MLGc, MLGc-C, GBPf, GBEq.) e fácies adjacentes (GB-Sul, GB-Bnd), 0,65 para as rochas do corpo satélite Norte (Gb-PN) e entre 0,51 e 0,60 para as rochas do pulso Leste (Gb-PL), com uma incerteza de $\pm 0,05$ (Marks & Markl, 2001). Estes índices, indicando uma

atividade de sílica relativamente baixa, são compatíveis com a presença de badeleíta e nenhuma ocorrência de zircão nesta rochas de composição eminentemente gabróide.

MAGMA INICIAL

Constitui um outro grande desafio tentar se estabelecer a composição do magma inicial a partir do qual se formaram as rochas cumuláticas do maciço. Com a ausência de *chilled margins* ou *quench zones*, os estudos convergiram na procura de modelos de reconstituição deste magma a partir dos cumulos mais primitivos encontrados.

Conforme modelamentos envolvendo a distribuição de elementos traços e mesmo do mg# a partir dos líquidos em equilíbrio com os cumulos evidenciam, os diques máficos junto ao Maciço Ponte Nova e os que são encaixados no embasamento adjacente a este, de composição principalmente basanita-tefrítica, podem ser considerados representativos do magma parental que levou à formação das rochas cumuláticas do maciço.

Estudos experimentais da literatura (*e.g.* Edgar, 1987) estimam condições de formação para magmas basaníticos em intervalo entre 2 e 3 GPa, ou seja, gerado em profundidades entre 70 e 100 km, com taxas de fusão em torno de 5% ou menos. O intervalo de temperaturas de saturação de piroxênio (Putirka, 1999) obtido para os diques máficos, classificados petrograficamente como lamprófiros, tefritos e microgabros, variou de 1196°C a 1076°C. Dado que nestas rochas o piroxênio é principalmente encontrado como fenocristais, estas temperaturas devem ser consideradas como representativas dos estágios iniciais da cristalização.

FONTE MANTÉLICA

Modelos de fusão indicam que os diques máficos que cortam o maciço e, conseqüentemente, o magma parental do Maciço Ponte Nova, podem ter como fonte mantélica tanto espinélio lherzolitos como granada lherzolitos. Em ambos os casos o manto deve estar previamente enriquecido em elementos traços. A este enriquecimento é atribuído como causa o metassomatismo mantélico. Como destacado por Ruberti *et al.* (2005), estes eventos de enriquecimento do manto, podem tanto estar relacionados a processos de subducção, como a pequenos volumes de fusões astenosféricas ricas em voláteis e que tenham venulado o manto litosférico sobrejacente em diferentes profundidades. Para que haja a preservação destes eventos, é necessário que eles ocorram no manto litosférico e assim não serem levados pela convecção astenosférica (Fitton & Upton, 1987).

Pode-se encontrar a explicação para este metassomatismo em ambos os principais modelos geodinâmicos aplicados para esta região. Estes são: (1) a passagem de uma pluma mantélica (*e.g.*, Thompson *et al.*, 1998), com enriquecimento mantélico associado a líquidos carbonatíticos e/ou kimberlíticos e (2) a fenômenos exclusivamente litosféricos (Comin-Chiaramonti *et al.*, 2005), com enriquecimento mantélico associado a eventos neoproterozóicos regionais.

As assinaturas isotópicas encontradas para os diferentes litotipos do maciço Ponte Nova pressupõe uma fonte mantélica heterogênea, representativa de membros intermediários entre os componentes EMI e HIMU. As heterogeneidades apresentadas são tidas como representativas dos diferentes graus de enriquecimento do manto litosférico. As idades modelo (T_{DM}) obtidas, que podem ser atribuídas aos períodos de enriquecimento metassomático do manto, são correlacionáveis com os eventos regionais de evolução crustal neoproterozóica, principalmente ligados a eventos de subducção. Neste sentido, as assinaturas do tipo EMI-HIMU são interpretadas como resultantes do

resíduo da desidratação (através da formação de magmas cálcio-alcálicos) de uma crosta oceânica subductada e reciclada, com ou sem a adição de sedimento marinho pelágico respectivamente (Weaver, 1991, Holfmann, 1997).

CONDICIONANTES GEODINÂMICOS

Os modelos geodinâmicos que explicam o magmatismo alcalino da região sul-sudeste da Plataforma Sul-Americana são bastante destoantes, conforme apresentados no capítulo 08. As evidências significativas das heterogeneidades mantélicas (tanto em escala regional quanto numa escala local) com assinaturas isotópicas tipicamente litosféricas, do enriquecimento geoquímico da fonte (indicando um metassomatismo mantélico e uma fonte rica em voláteis) e do claro controle tectônico dos pulsos alcalinos (associados à reativação das principais zonas de fraqueza regionais), tendenciam uma interpretação favorável a modelos relacionados principalmente a fenômenos litosféricos (*e.g.*, Comin-Chiaramonti & Gomes, 2005), se comparadas aos modelos envolvendo plumas mantélicas (*e.g.*, Thompson *et al.*, 1998).

Um espaço ainda muito amplo existe no entendimento destes condicionantes que parecem estar associados a diferentes variáveis de difícil certificação. O entendimento pleno da dinâmica da geração dos magmas alcalinos na plataforma Sul-Americana esbarra justamente na limitação do conhecimento que se tem do manto, fonte de tal magmatismo. As observações e evidências encontradas representam situações indiretas, imagens ainda um tanto distorcidas, as quais serão ainda melhor equacionadas e visualizadas com a evolução das técnicas de investigação e do conhecimento científico.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ADAM, J. & GREEN, T., 2003. The influence of pressure, mineral composition and water on trace element partitioning between clinopyroxene, amphibole and basanitic melts. *Eur. J. Mineral.*, 15 (5): 831-841.
- ALBERTI, A., CASTORINA, F., CENSI, P., COMIN-CHIARAMONTI, P & GOMES, C. B., 1999. Geochemical characteristics of Cretaceous carbonatites from Angola. *J. African Earth Sci.*, 29 (4): 735-759.
- ALMEIDA, F. F. M. de, 1976. The system of continental rifts bordering the Santos Basin, Brasil. *An. Acad. Bras. Ciênc.*, 48 (suplemento), 15-26.
- ALMEIDA, F. F. M. de, 1983. Relações tectônicas das rochas alcalinas mesozóicas da região meridional da plataforma sul-americana. *Rev. Bras. Geoc.*, 13: 139-158.
- ALMEIDA, F. F. M. de, 1986. Distribuição regional e relações tectônicas do magmatismo pós-paleozóico no Brasil. *Rev. Bras. Geoc.*, 16: 325-349.
- ALMEIDA, F. F. M. de, 1991. O Alinhamento Magmático de Cabo Frio. In: 2 *Simp. Geol. Sudeste, São Paulo, atas.* pp. 423-428.
- ALMEIDA, F. F. M. de, AMARAL, G., CORDANI, U.G. & KAWASSHITA, K., 1973. The Pre-Cambrian evolution of the South American cratonic margin south of the Amazon River. In: Nairn, E.M. & Stheli, F.G. (Eds.), *The Ocean Basins and Margins*, vol. 1. Plenum Publishing Co, New York, pp. 441-446.
- ALMEIDA, F. F. M. de, Brito Neves, B. B. & CARNEIRO, C. D. R., 2000. The origin and evolution of South American Platform. *Earth Sci. Rev.*, 50:77-111.
- ALVES, A.D. & SCHORCHER, H. D., 2002. Pyroclastic breccias and related deposits of the Poços de Caldas Alkaline Complex, MG/SP, SE-Brazil. *An. Acad. Bras. Ciênc.*, 74 (3): 539-540.
- ALVES, A.D., 2003. Rochas vulcanoclásticas no Complexo Alcalino de Poços de Caldas - Mg/SP. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, USP, 106pp.
- ALVES, F.R. & GOMES, C. B., 2001. Ilha dos Búzios, Litoral Norte do Estado de São Paulo: Aspectos Geológicos e Petrográficos. *Geologia USP Ser. Cient.*, 1: 101-114.
- ALVES, F.R., 1978. O corpo gabróide de Sapucaí Mirim, SP/MG. XXX Cong.Bras. Geol., Resumo dos Trabalhos, Recife, PE.
- ALVES, F.R., 1996. Contribuição ao Conhecimento Geológico e Petrológico das Rochas Alcalinas da Ilha dos Búzios, SP. Tese de Doutorado, IGc-USP, 274pp.
- ALVES, F.R., RUBERTI, E. & VLACH, S.R.F., 1992. Magmatismo meso-cenozóico da região da Serra da Mantiqueira, SP/MG. *Bol. IG-USP, publicação especial*, 12:7-9.
- ANDERSON, D.J., LINDSLEY, D.H. & DAVIDSON, P.M., 1993. Quilf: a pascal program to assess equilibria among Fe-Mg-Mn-Ti oxides, pyroxene, olivine, and quartz. *Comp. Geosci.*, 19:1333-1350.
- ARAÚJO, A. L. N., CARLSON, R. W., GASPAR, J. C. & BIZZI, L. A., 2001. Petrology of kamafugites and kimberlites from the Alto Paranaíba Alkaline Province, Minas Gerais, Brazil. *Contrib. Min. Petrol.*, 142: 163-177.

- AUGUSTO, T., 2003. Petrografia e quimismo mineral de rochas gábricas e sieníticas do maciço de São Sebastião, Ilha de São Sebastião, SP. Monografia de Trabalho de Formatura, IGc-USP, 50p.
- AZZONE, R. G., RUBERTI, E., ENRICH, G. E. R. & ALVES, F. R., 2004. Aspectos geológicos do complexo alcalino máfico-ultramáfico de Ponte Nova, SP. In: *XLII Congresso Brasileiro de Geologia, 2004, Araxá, MG. Anais*. CD-ROM.
- BARBIERI, M., BECCALUVA, L., BROTZU, P., CONTE, A., GARBARINO, C., GOMES, C. B., LOSS, E. I., MACCIOTTA, G., MORBIDELLI, L., SCHEIBE, L. F., TAMURA, R. M., TRAVERSA, G., 1987. Petrological and geochemical studies of alkaline rocks from continental Brazil; 1, The phonolite suite from Piratini, RS. *Geochim. Brasil.*, 1 (1): 109-138.
- BARNES, S.J., 1986. The effect of trapped liquid crystallization on cumulus mineral compositions in layered intrusions. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 93:524-531
- BASEI, M.A.S., SIGA JUNIOR, O., SATO, K. & SPROESER, W.M., 1995. A Instalação da metodologia U-Pb na Universidade de São Paulo. *An. Acad. Bras. Ciênc.*, 67(2):221-237.
- BASTIN, G. F., VAN LOO, F. J. J. & HEIJLIGERS, H. J. M., 1984. Evaluation and use of gaussian $\Phi(\rho z)$ curves in quantitative electron probe microanalysis: a new optimization. *X-Ray Spectrometry*, 13: 91-97.
- BECCALUVA, L., BARBIERI, M., BORN, H., BROTZU, P., COLTORTI, M., CONTE, A., GARBARINO, C., GOMES, C. B., MACCIOTTA, G., MORBIDELLI, L., RUBERTI, E., SIENA, F. & TRAVERSA, G., 1992. Fractional crystallization and liquid immiscibility processes in the alkaline-carbonatite complex of Juquiá, São Paulo, Brazil. *J. Petrol.*, 33: 1371-1404.
- BÉDARD, J.H., 1994. A procedure for calculating the equilibrium distribution of trace elements among the minerals of cumulate rocks, and the concentration of trace elements in the coexisting liquids. *Chem. Geol.*, 118:143-153.
- BELLATRECCIA, F., DELLA VENTURA, G., WILLIAMS, C. T., LUMPKIN, G. R., SMITH, K. L. & COLELLA, M., 2002. Non-metamitic zirconolite polytypes from the feldspathoid-bearing alkalisyenitic ejecta of the vico volcanic complex (Latium, Italy). *Eur. J. Mineral.*, 14: 809-820.
- BELLIENI, G., MONTES LAUAR, C. R., DE MIN, A., PICCRILLO, E. M., CAVAZZINI, G., MELFI, A. J. & PACCA, I. G., 1990. Early and late cretaceous magmatism from São Sebastião Island (SE - Brazil): Geochemistry and petrology. *Geochim. Brasil.*, 4 (1): 59-83.
- BIGI, S., BRIGATTI, M.F., MAZZUCHELLI, M., & RIVALENTI, G., 1993. Crystal chemical variations in Ba-rich biotites from gabbroic rocks of lower crust (Ivrea Zone, NW Italy). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 113: 87-99.
- BLUNDY, J. D. & WOOD, B. J., 2003. Partitioning of trace elements between crystals and melts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 210: 283-397.
- BOHLEN, S.R. & ESSENE, E.L., 1977. Feldspar and oxide thermometry of granulites in the Adirondack Highlands. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 62:153-169.
- BOUDREAU, A.E. & McCALLUM, I.S., 1989. Investigations of the Stillwater Complex. Part 4. Apatites as indicators of evolving fluid composition. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 102:138-153.
- BOUDREAU, A.E., & HOATSON, D.M., 2004. Halogen variations in the Paleoproterozoic Layered mafic-ultramafic intrusions of east kimberley, western Australia: Implications for platinum group element mineralization. *Econ. Geol.*, 99:1015-1026.
- BOUDREAU, A.E., 1987. Pattern formation during crystallization and the formation of fine-scale layering. In: Parson, I (Ed.), *Origins of Igneous Layering*, D. Reidel, Boston, p. 453-471.

- BOUDREAU, A.E., LOVE, C. & PRENDERGAST, M.D., 1995. Halogen geochemistry of the Great Dyke, Zimbabwe. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 122:289–300.
- BOUDREAU, A.E., STEWART, M.A., AND SPIVACK, A.J., 1997, Stable chlorine isotopes and the origin of high-Cl magmas of the Stillwater Complex, Montana. *Geology*, 25:791–794.
- BOWEN, N.L., 1915. Crystallization differentiation in silicate liquids. *Amer. J.Sci.* 4th Ser., 39: 175-91.
- BOWEN, N.L., 1928. *The evolution of the igneous rocks*. Princeton University Press. 332p.
- BROOKS, C.K. & NIELSEN, T.F.D., 1978. Early stages in the differentiation of the Skaergaard magma as revealed by a closely related suit of dyke rocks. *Lithos*, 11:1-14.
- BROTZU, P., BARBIERI, M., BECCALUVA, L., GARBARINO, C., GOMES, C.B., MACCIOTTA, G., MELLUSO, L., MORBIDELLI, L., RUBERTI, E., SÍGOLO, J.B. & TRAVERSA, G., 1992. Petrology and geochemistry of the Passa Quatro alkaline complex (MG-SP-RJ), Brazil. *J. South Am. Earth Sci.*, 4(6):237-252.
- BROTZU, P., BECCALUVA, L., CONTE, A., FONSECA, M., GARBARINO, C., GOMES, C.B., LEONG, R., MACCIOTTA, G., MANSUR, R.L., MELUSO, L., MORBIDELLI, L., RUBERTI, E., SÍGOLO, J.B., TRAVERSA, G. & VALENÇA, J.G., 1989. Petrological and geochemical studies of alkaline rocks from continental Brazil. 8. The syenitic intrusion of Morro Redondo, RJ. *Geochim. Brasil.*, 3(1): 63-80.
- BROTZU, P., MELLUSO, L., d'AMELIO, F. & LUSTRINO, M., 2005. Potassic dykes and intrusions of the Serra do Mar Igneous Province (SE Brazil). in: Comin-Chiaramonti & Gomes (Eds.) *Mesozoic to Cenozoic Alkaline Magmatism in the Brazilian Platform*. Edusp/Fapesp, pp. 443-472.
- CAVALCANTE, J.C., CUNHA, H.C.S., CHIERAGATI, L.A., KAEFER, L.Q., ROCHA, J.M., DAITX, E.C., COUTINHO, M.G.N., YAMAMOTO, K, DRUMOND, J.B.V., ROSA, D.B. & RAMALHO, R., 1979. Projeto Sapucaí. Relatório final de Geologia. Brasília, DNPM, Série Geologia 4. Sec.Geol.Básica, 2, 299p.
- CAWTHORN, R.G., & COLLERSON, K.D., 1974. The recalculation of pyroxene End Member Parameters and the Estimation of Ferrous and Ferric Iron Content from Electron Microprobe Analyses. *Am. Mineral.*, 59: 1203-1208.
- CAWTHORN, R.G., 1996a. *Layered Intrusions*. Developments in Petrology 15. Elsevier Science, Amsterdam, 531p.
- CAWTHORN, R.G., 1996b. Models for incompatible trace-element abundances in cumulus minerals and their application to plagioclase and pyroxenes in the Bushveld Complex. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 123:109-115
- CAWTHORN, R.G., MEYER, P.S. & KRUGER, F.J., 1991. Major addition of magma at the pyroxenite marker in the western Bushveld Complex, South Africa. *J. Petrol.*, 32:739-763.
- CIVETTA, L., DANTONIO, M., ORSI, G. & TILTON, G. R., 1998. The geochemistry of volcanic rocks from Pantelleria island, Sicily channel: Petrogenesis and characteristics of the mantle source region. *J. Petrol.*, 39 (8): 1453-1491.
- COMIN-CHIARAMONTI, P. & GOMES, C. B., 2005. *Mesozoic to Cenozoic Alkaline Magmatism in the Brazilian Platform*. Edusp/Fapesp, 750pp.
- COMIN-CHIARAMONTI, P., CUNDARI, A., DEGRAFF, J. M., GOMES, C. B. & PICCIRILLO, E. M., 1999. Early Cretaceous-Tertiary magmatism in Eastern Paraguay (western Paraná basin): geological, geophysical and geochemical relationships. *J. Geodyn.*, 28: 375-391.
- 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., 1997. Potassic and Sodic Igneous Rocks from Eastern Paraguay: their Origin from the Lithospheric Mantle and Genetic Relationships with the Associated Paraná Flood Tholeiites. *J. Petrol.*, 38(4): 495-528.

- COMIN-CHIARAMONTI, P., GOMES, C. B., MARQUES, L. S., CENSI, P., RUBERTI, E. & ANTONINI, P., 2005. Carbonatites from southeastern Brazil: geochemistry, O-C, Sr-Nd-Pb isotopes and relationships with the magmatism from the Paraná-Angola-Namibia Province. In: Comin-Chiaramonti & Gomes (Eds.) *Mesozoic to Cenozoic Alkaline Magmatism in the Brazilian Plataform*. Edusp/Fapesp, p. 657-688.
- COMIN-CHIARAMONTI, P., GOMES, C.B., CASTORINA, F., CENSI, P., ANTONINI, P., FURTADO, S., RUBERTI, E. & SCHEIBE, F., 2002. Geochemistry and geodynamic implications of the Anitápolis and Lages alkaline-carbonatite complexes, Santa Catarina State, Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, 32 (1): 43-58.
- CORRÊA DA COSTA, P. C., 2003. Petrologia, geoquímica e geocronologia dos diques máficos da região de Crixás-Goiás, porção centro-oeste do Estado de Goiás. Tese de Doutorado. IGc-USP. 151p.
- COUTINHO, J. M. V. & ENS, H. H., 1992. Diques lamprofíricos e diferenciados carbonatíticos da região de São Sebastião e Itanhaém - SP (resultados preliminares). In: XXXVII Congr. Bras. Geol., São Paulo, Bol. Resumos Expandidos, v.1, pp.512-513.
- DAL NEGRO, A., CARBONIN, S., DOMENEGHETTI, C., MOLIN, G.M., CUNDARI, A. & PICCIRILLO, E.M., 1984. Crystal Chemistry and Evolution of the Clinopyroxene in a Suite of high pressure Ultramafic Nodules from the Newer Volcanics of Victoria, Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 86:221-229.
- DAL NEGRO, A., MANOLI, S., SECCO, L. AND PICCIRILLO, E.M., 1989. Megacrystic Clinopyroxenes from Victoria (Australia): Crystal Chemical Comparisons of Pyroxenes from High and Low Pressure regimes. *Eur. J. Mineral.*, 1: 105-121
- DARWIN, C., 1844. Geological Observations on the Volcanic Islands and parts of South America visited during the voyage of H.M.S. "Beagle". Appleton, New York, 3ª ed.(1897), 648p.
- DAWSON, J. B., 1999. Metasomatism and Melting in Spinel Peridotite Xenoliths from Labait, Tanzania. In: GURNEY, J. J., GURNEY, J. L., PASCOE, M. D. & RICHARDSON, S. H. (Eds.). *Proceedings of the VIIth International Kimberlite Conference*, The Dawson Volume, 1: 164-173.
- DE LA ROCHE, H., LETERRIER, J., GRANDCLAUDE, P. & MARCHAL, M., 1980. A Classification of Vulcanics and Plutonics Rocks Using R1R2 - Diagram and major element analyses - its relationships with current nomenclature. *Chem. Geol.*, 29: 183-210.
- DE PAOLO, D. J., 1988. *Neodymium isotope geochemistry: An introduction*. Springer Verlag, New York.
- DEER, W. A., HOWIE, R. A. & ZUSSMAN, J., 1978. Single-Chain silicates. Vol. 2a, Second edition. Longman, London. 668p.
- DEER, W. A., HOWIE, R. A. & ZUSSMAN, J., 1992. *An Introduction to the Rock-Forming Minerals*. Second Edition. Longman Scientific & Tecnical, 696p.
- DEER, W.A., HOWIE, R.A. & ZUSSMAN, J., 2001. *Rock-Forming Minerals. V. 4A. Framework silicates: feldspars*. Second Edition. Longman Scientific & Tecnical, 972pp.
- DEMÉNY, A. HARANGI, S., FÓRIZS, I. & NAGY, G., 1997. Primary and secondary features of analcimes formed in carbonate-zeolite ocelli of alkaline basalts (Mecsek Mts., Hungary): textures, chemical and oxygen isotope compositions. *Geochem. J.*, 31:37-47.
- DERBY, O. A., 1887. On nefelinic rocks in Brazil, with special reference to the association of phonolite and foyaite. *Quart. Jour. Geol. Soc.*, 43:457-473.

- DOBOSI, G., 1987. Chemistry of clinopyroxenes from the Lower Cretaceous alkaline volcanic rocks of the Mecsk Mountains, South Hungary. *N. Jb. Miner. Abh.*, 156 (3): 281-301.
- DOLFI, D., 1996. Preliminary results on the effect of oxygen fugacity on magmatic clinopyroxene and coexisting liquid compositions. *Per. Mineral.*, 65: 5-14.
- DOLLASE, W. A. & THOMAS, W. M., 1978. The crystal chemistry of silica-rich, alkali-deficient nepheline. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 66(3): 311-318.
- DORAIS, M. J., 1990. Compositional variations in pyroxenes and amphiboles of the Belknap Mountain complex, New Hampshire: Evidence for the origin of silica-saturated alkaline rocks. *Am. Mineral.*, 75: 1092-1105.
- DOWNES, H., BEARD, A. & HINTON, R., 2004. Natural experimental charges: an ion-microprobe study of trace element distribution coefficients in glass-rich hornblendite and clinopyroxenite xenoliths. *Lithos*, 75: 1-17.
- DROOP, G. T. R., 1987. A general equation for estimating Fe^{3+} concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. *Mineral. Mag.*, 51: 431-435.
- DYMEK, R.F & OWENS, B.E., 2001. Petrogenesis of Apatite-Rich Rocks (Nelsonites and Oxide-Apatite Gabbro-norites) Associated with Massif Anorthosites. *Econ. Geol.*, 96:797–815
- DYMEK, R.F., 1983. Titanium, aluminum and interlayer cation substitutions in biotite from high-grade gneisses, West Greenland. *Am. Mineral.*, 68: 880-899
- EDGAR, A. D., 1987. The genesis of alkaline magmas with emphasis on their source regions: inferences from experimental studies. In: Fitton, J. G. & Upton, B. G. J (Eds.). *Alkaline Igneous Rocks*. Geol. Soc. Spec. Pub., 30: 29-52.
- ELKINS, L. T. & GROVE, T. L., 1990. Ternary feldspar experiments and thermodynamic models. *Am. Mineral.*, 75: 544-559.
- ENRICH, G. E. R., 2000. Geologia e química mineral da Ilha Monte de Trigo, litoral norte do Estado de São Paulo. Dissertação de Mestrado, IGc-USP. 227p.
- ENRICH, G. E. R., 2005. Petrogênese da suíte alcalina da Ilha Monte de Trigo, SP. Tese de Doutorado, IGc-USP. 229p.
- ENRICH, G. E. R., AZZONE, R. G., RUBERTI, E., GOMES, C. B. & COMIN-CHIARAMONTI, P., 2005. Itatiaia, Passa Quatro and São Sebastião island, the major alkaline syenitic complexes from the Serra do Mar Region. In: Comin-Chiaramonti & Gomes (Eds.). *Mesozoic to Cenozoic Alkaline Magmatism in the Brazilian Platform*. Edusp/Fapesp, p. 419-442.
- ENRICH, G. E. R., RUBERTI, E., GOMES, C. B., AZZONE, R. G. & TASSINARI, C.C.G., 2006b. Isotope Geochemistry Of Monte De Trigo Island Alkaline Suite: Mantle Source Characterization. V SSAGI – V Simpósio Sul-americano de Geologia Isotópica. 24–27 de abril 2006 – Uruguai.
- ENRICH, G.E.R., RUBERTI, E., GOMES, C.B. & AZZONE R.G., 2006a. Diques de lamprófito alcalino da ilha Monte de Trigo (SP): Magmas primários e características da fonte. XLIII Congresso Brasileiro de Geologia - 3 a 8 de setembro de 2006 – Aracaju.
- ERNESTO, M., 2005. Paleomagnetism of the post-Paleozoic alkaline magmatism in the Brazilian Platform: questioning the mantle plume model. In: Comin-Chiaramonti & Gomes (Eds.) *Mesozoic to Cenozoic Alkaline Magmatism in the Brazilian Platform*. Edusp/Fapesp, p. 689-706.
- FAURE, G. & MENSING, T.M., 2005. Isotopes: Principles and Applications. John Wiley & Sons, Inc., New Jersey, 928p.

- FITTON, J. G. & UPTON, B. G. J. (Eds), 1987. *Alkaline Igneous Rock. Geological Society, Special Publication*, 30. Blackwell Scientific Publications, 568pp.
- FREITAS, R.O., 1947. Geologia e Petrologia da Ilha de São Sebastião. *Bol. Fac. Fil., Ciênc. Letr., Univ. S. Paulo*, 85, Geologia 3, 244p.
- FROST, B.R., 1991. Introduction to oxygen fugacity and its petrologic importance. In: Lindsley (Ed.), *Rev. Mineral.*, 25:1-9.
- FROST, B.R., & LINDSLEY, D.H., 1992. Equilibria among Fe-Ti oxides, pyroxenes, olivine and quartz: Part II. Application. *Am. Mineral.*, 77:1004-1020
- GALLAGHER, K., HAWKESWORTH, C.J. & MANTOVANI, M.S.M., 1995. Denudation, fission track analysis and the long term evolution of passive margin topography: application to the Brazilian margin. *J. South Am. Earth Sci.*, 8:65-77.
- GARDA, G., SCHORSCHER, J. H. D., ESPERANÇA, S. & CARLSON, R. W., 1995. The Petrology and Geochemistry of Coastal Dikes from São Paulo State, Brazil: Implication for Variable Litospheric Contributions to Alkaline Magmas from the Western Margins of the South Atlantic. *An. Acad. Bras. Ci.*, 67: 191-216.
- GARDA, G.M. & CHIERAGATTI, L.A., 1997. As Rochas Máficas-Ultramáficas do Complexo de Ponte Nova, MG-SP. In: V Simp. Geol. Sudeste, Penedo, Itatiaia – RJ, pp.29-30.
- GASPAR, J. C., 1996. Obtenção e interpretação de dados por microsonda eletrônica. *Geochim. Brasil.*, 10 (1): 93-99.
- GHIORSO, M. S. & CARMICHAEL, I. S. E., 1987. Modeling magmatic systems: Petrological applications. in: CARMICHAEL, I. S. E. & EUGSTER, H. P. (Eds.). *Thermodynamic modeling of geological materials: minerals, fluids and melts. Rev. Mineral.*, 17: 467-499.
- GHIORSO, M. S. & SACK, R. O., 1991. Fe - Ti oxide geothermometry: thermodynamic formulation and the estimation of intensive variables in silicic magmas. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 108 (4):485-510.
- GIBSON, S. A., THOMPSON, R. N., LEONARDOS, O. H., DICKIN, A. P. & MITCHELL, J. G., 1995. The Late Cretaceous Impact of the Trindade Mantle Plume. Evidence from Large-Volume Mafic, Potassic Magmatism in SE, Brazil. *J. Petrol.*, 36: 189-230.
- GIBSON, S.A., THOMPSON, R.N., LEONARDOS, O.H., DICKIN, A.P., MITCHELL, J.G., 1999. The limited extent of plume-litosphere interactions during continental flood-basalt genesis: geochemical evidence from Cretaceous magmatism in southern Brazil. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 137:147-169.
- GIERÉ, R., WILLIAMS, C. T. & LUMPKIN, G. R., 1998. Chemical characteristics of natural zirconolite. *Schweiz. Mineral. Petrol. Mitt.*, 78 (3): 433-459.
- GLASBY, G.B., 2007. The Life and Times of Lawrence Wager. *Geochemical News*, 131: *on line* version.
- GOMES, C. B. & COMIN-CHIARAMONTI, P., 2005a. An introduction to the alkaline and alkaline-carbonatitic magmatism in and around the Paraná-Basin. In: Comin-Chiaramonti & Gomes (Eds.) *Mesozoic to Cenozoic Alkaline Magmatism in the Brazilian Plataform*. Edusp/Fapesp, p. 21-30.
- GOMES, C. B. & COMIN-CHIARAMONTI, P., 2005b. Some Notes on the Alto Paranaíba Igneous Province. In: Comin-Chiaramonti & Gomes (Eds.) *Mesozoic to Cenozoic Alkaline Magmatism in the Brazilian Plataform*. Edusp/Fapesp, p. 317-340.

- GOMES, C. B., COMIN-CHIARAMONTI, P., VELÁZQUEZ, V. F. & ORUÉ, D., 1996b. Alkaline Magmatism in Paraguay: a Review. In: COMIN-CHIARAMONTI, P. & GOMES, C. B., (Eds.). *Alkaline Magmatism in Central-Eastern Paraguay. Relationships with Coeval Magmatism in Brazil*, 31-56.
- GOMES, C. B., MORBIDELLI, L., RUBERTI, E. & COMIN-CHIARAMONTI, P., 1996a. Comparative Aspects Between Post-Paleozoic Alkaline Rocks from the Western and Eastern Margins of the Paraná Basin. In: COMIN-CHIARAMONTI, P. & GOMES, C. B., (Eds.). *Alkaline Magmatism in Central-Eastern Paraguay. Relationships with Coeval Magmatism in Brazil*, 249-274.
- GOMES, C. B., RUBERTI, E., MORBIDELLI, L., 1990. Carbonatite complexes from Brazil: A review. *J. South Am. Earth Sci.*, 3: 51-63.
- GREEN, D. H., SCHIMDT, M. W. & HIBBERSON, W. O., 2004. Island-arc Ankaramites: Primitive Melts from Fluxed Refractory Lherzolitic Mantle. *J. Petrol.*, 45: 391-403.
- GUALDA, G.A.R. & VLACH, S.R.F., 2005. Stoichiometry-based estimates of ferric iron in calcic, sodic-calcic and sodic amphiboles: A comparison of various methods. *An. Acad. Bras. Ciênc.*, 77(3): 521-534
- HACKSPACKER, P.C., HADLER, J.C., IUNES, P.J., PAULO, S.R., RIBEIRO, L.F.B., TELLO SAEZ, C.A., 1999. Alguns dados sobre o período Cretáceo na Serra da Mantiqueira através de traços de fissão de apatita (ATFA). 5º Simp. sobre Cretáceo no Brasil/1º Simp. sobre el Cretácico de América de Sur, Serra Negra, Boletim, pp.33-37.
- HAGGERTY, S.E., 1991. Oxide Textures – A Mini Atlas. In: Lindsley (Ed.), *Rev. Mineral.*, 25:129-219.
- HAMA, M., ALGARTE, J.P., KAEFER, L.Q. & ARTUR, A.C., 1979. Idade Rb/Sr na região sul de Minas Gerais e leste de São Paulo. In: Simp. Regional de Geol., SBG, Rio Claro. Atas, 1:71-86.
- HAMILTON, D. L. & MACKENZIE, W. S., 1960. Nepheline solid solution in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - KAlSi_3O_8 - SiO_2 . *J. Petrol.*, 1: 56-72.
- HAMILTON, D. L., 1961. Nephelines as crystallization temperature indicators. *J. Geol.*, 69: 321-329
- HASKIN L. A., 1984. Petrogenetic modelling - Use of rare earth elements. In: Henderson, P. (eds.). *Rare Earth Element Geochemistry*, pp.115-151. Elsevier.
- HAWTHORNE, F.C., OBERTI, R., ZANETTI, A. & CZAMANSKE, G.K., 1998. The role of Ti in hydrogendeficient amphiboles: Sodic-calcic and sodic amphiboles from Coyote Peak, California. *Can. Mineral.* 36:1253–1265.
- HEILBRON, M., PEDROSA-SOARES, A. C., CAMPOS NETO, M. C. SILVA, L. C., TROUW, R. A. J. & JANASI, V. A., 2004. Província Mantiqueira. in: Mantesso-Neto *et al.* (Eds). *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Beca Produções Culturais Ltda., São Paulo, 203-234.
- HERZ, N., 1977. Timing of spreading in the South Atlantic: information from Brazilian alkalic rocks. *Geol.Soc.Amer.Bull.*, 88:101-112.
- HESS, H.H., 1939. Extreme fractional crystallization of a basaltic magma: the Stillwater igneous complex. *Transactions of the American Geophysical Union, Reports and Papers, Volcanology*, 3:430-2.
- HESS, H.H., 1960. Stillwater Igneous Complex, Montana: a quantitative mineralogical study. *Memoir of Geological Society of America*, 80:1-230.
- HIRSCHMANN, M.M. & GHIORSO, M.S., 1994. Chemical potentials of $\text{NiSi}_{0.5}\text{O}_2$, $\text{CoSi}_{0.5}\text{O}_2$, and $\text{MnSi}_{0.5}\text{O}_2$ in magmatic liquids and applications to olivine-liquid partitioning. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 58:4109-4126.
- HOLFMANN, A. W., 1997. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism. *Nature*, 385:219-229.

- HOOVER, J.D., 1978. Melting relations of a new chilled margin sample from the Skaergaard intrusion. *Carnegie Inst. Wash. Yearb.*, 77:739-743.
- HUNTER, R.H., 1996. Texture Development in Cumulate Rocks. In: Cawthorn, R.G. (ed.). *Layered Intrusions*. Elsevier Science B.V., pp.77-101.
- Ionov et al., 2002
- IRVINE, T.N. & BARAGAR, W. R. A., 1971. A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks. *Canad. J. Earth Sci.*, 8: 523-548.
- IRVINE, T.N., 1977. Origin of chromitite layers in the Muskox intrusion and other stratiform intrusions. *Geology*, 5:273-7.
- IRVINE, T.N., 1982. Terminology for layered intrusions. *J. Petrol.*, 23: 127-162.
- JACKSON, E.D., 1961. Primary textures and mineral associations in the ultramafic zone of the Stillwater complex, Montana. U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 358:1-106.
- JACKSON, E.D., 1967. Ultramafic cumulates in the Stillwater, Great Dyke and Bushveld intrusion. In: Wyllie, P.J. (ed.). *Ultramafic and Related Rocks*. New York, John Wiley & Sons, Inc., pp 30-8.
- JANASI, V.A., 1999. Petrogênese de granitos crustais na nappe de empurrão Socorro-Guaxupé (SP-MG): uma contribuição da geoquímica elemental e isotópica. Tese de Livre-Docência, IGc-USP. 304p.
- KARLSSON, H. R. & CLAYTON, R. N., 1991. Analcime phenocrysts in igneous rocks; primary or secondary? *Am. Mineral.*, 76 (1-2): 189-199.
- KUSHIRO, I. & MYSEN, B. O., 2002. A possible effect of melt structure on the Mg-Fe²⁺ partitioning between olivine and melt. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 66 (12): 2267–2272.
- KUSHIRO, I. & WALTER, M. J., 1998. Mg-Fe partitioning between olivine and mafic-ultramafic melts. *Geophys. Res. Lett.*, 25 (13): 2337–2340
- KUSHIRO, I., 2001. Partial Melting Experiments on Peridotite and Origin of Mid-Ocean Ridge Basalt. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 29: 71-107.
- LE MAITRE, R. W. (Ed.) 2002. *Igneous rocks. A classification of igneous rocks and glossary of terms*. 2nd ed. Cambridge: Cambridge University Press, 236p.
- LEAKE, B. E. (Chairman), 1997. Nomenclature of amphiboles, Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Minerals Names. *Eur. J. Mineral.*, 9: 623-651.
- LIMA, G. A., & SCHORSCHER, H. D., 1999. Complexo gábrico estratiforme da Ponta da Pacuíba - Ilha de São Sebastião - São Paulo. VI Simpósio de Geologia do Sudeste, São Pedro. Boletim de Resumos, p.65.
- LIMA, G. A., 2001. Gabros estratiformes da região norte da Ilha de São Sebastião, SP. Dissertação de Mestrado, IGc-USP, 170p.
- LINDSLEY, D.H. & FROST, B.R., 1992. Equilibria among Fe-Ti oxides, pyroxenes, olivine and quartz: Part I. Theory. *Am. Mineral.*, 77:987-1003.
- LINDSLEY, D.H., 1965. Iron-titanium oxides. *Carnegie Institution of Washington Yearbook*, 64: 144-148.
- LUDINGTON, S., 1978. The biotite–apatite geothermometer revisited. *Am. Mineral.*, 63: 551–553.
- LUHR, J.F. & KYSER, T.K., 1989. Primary igneous analcime, the Colima minettes. *Am. Mineral.*, 74 (1-2): 216-223.

- LUNDGAARD, K.L., TEGNER, C., CAWTHORN, R.G., KRUGER, F.J. & WILSON, J.R., 2006. Trapped intercumulus liquid in the Main Zone of the eastern Bushveld Complex, South Africa. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 151:352-369.
- MACCIOTTA, G., ALMEIDA, A., BARBIERI, M., BECCALUVA, L., BROTZU, P., COLTORTI, M., CONTE, A., GARBARINO, C., GOMES, C. B., MORBIDELLI, L., RUBERTI, E., SIENA, F. & TRAVERSA, G., 1990. Petrology of the tephrite-phonolite suite and cognate xenoliths of the Fortaleza district (Ceara, Brazil). *Eur. J. Mineral.*, 2 (5): 687-709.
- MACHADO, N., VALLADARES, C., HEILBRON, M. & VALERIANO, C., 1996. U-Pb geochronology of the central Ribeira belt (Brazil) and implications for the evolution of the Brazilian Orogeny. *Precambrian Res.*, 79, 347-361.
- MARKL, M., FROST, B.R., & BUCKER, K., 1998. The origin of anorthosites and related rocks from the Lofoten islands, Northern Norway: I. Field relations and estimation of intrinsic variables. *J. Petrol.*, 39:1425-1452.
- MARKS, M. & MARKL, G., 2001. Fractionation and Assimilation Processes in the Alkaline Augite Syenite Unit of the Ilímaussaq Intrusion, South Greenland, as Deduced from phase equilibria. *J. Petrol.*, 42:1947-1969.
- MARQUES, L. S., ULBRICH, M. N.C., RUBERTI, E. & TASSINARI, C. G., 1999a. Petrology, geochemistry and Sr-Nd isotopes of the Trindade and Martin Vaz volcanic rocks (Southern Atlantic Ocean). *J. Volc. Geoth. Res.*, 93: 191-216.
- MARQUES, L.S., DUPRÉ, B. & PICCIRILLO, E.M., 1999b. Mantle source compositions of the Paraná Magmatic Province (southern Brazil): evidence from trace element and Sr- Nd- Pb isotope geochemistry. *J. Geodyn.*, 28: 439-458
- McBIRNEY, A. R., 1995. Mechanisms of differentiation in the Skaergaard Intrusion. *J. Geol. Soc. London*, 152:421-435.
- McBIRNEY, A. R., 1996. The Skaergaard Intrusion. In: Cawthorn (Ed.) *Layered Intrusions*. Developments in Petrology 15. Elsevier Science. p. 147-180.
- McDONOUGH, W. F. & SUN, S., 1995. The composition of the Earth. *Chem. Geol.*, 120: 223-253.
- McDONOUGH, W.F. & RUDNICK, R.L., 1998. Mineralogy and composition of the upper mantle. *Rev. Mineral. Geochem.*, 37: 139-164.
- MELCHER, G.C. & MELCHER, B.A., 1972. Novas ocorrências de rochas alcalinas no estado de São Paulo. XXVI Cong.Bras.Geol., Bol.1:216-217. Resumo das Comunicações.
- MEURER, W.P., WILLMORE, C.C. & BOUDREAU, A.E., 1999. Metal redistribution during fluid exsolution and migration in the Middle Banded series of the Stillwater Complex, Montana. *Lithos*, 47:143-156.
- MIDDLEMOST, E.A.K., 1989. Iron oxidation ratios, norms and the classification of volcanic rocks. *Chem. Geol.*, 77: 19-26.
- MINIOLLI, B., 1971. Determinações potássio-argônio em rochas localizadas no litoral norte do Estado de São Paulo. *An. Acad. Brasileira Ciências*, 43:443-448.
- MONTES-LAUAR, C.R., PACCA, I.G., MELFI, A.J. & KAWASHITA, K. (1995). Late Cretaceous alkaline complexes, southeastern Brazil: paleomagnetism and geochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 134:425-440.
- MORBIDELLI, L., GOMES, C.B., BECCALUVA, L., BROTZU, P., CONTE, A.M., RUBERTI, E., TRAVERSA, G., 1995. Mineralogical, petrological and geochemical aspects of alkaline and alcaline-carbonatite associations from Brazil. *Earth Sci. Rev.*, 39:135-168.
- MORIMOTO, N., 1990. Nomenclatura de piroxênios. Tradução do original em inglês "Nomenclature of pyroxenes" realizada com a permissão da IMA por GARDA, M.G. e ATENCIO, D., *Rev.Bras. Geoc.*, 20 (1-4): 318-328.
- MOTOKI, A., 1986. Geologia e petrologia do Complexo alcalino da Ilha de Vitória, SP. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências-USP.245p.

- MUNOZ J.L., AND SWENSON, A., 1981. Chloride-hydroxyl exchange in biotite and estimation of relative HCl/HF activities in hydrothermal fluids: *Econ. Geol.*, 76:2212–2221.
- MYSEN, B. O., 1987. Magmatic silicate melts: Relations between bulk composition, structure and properties. In: MYSEN, B. O. (Ed.). *Magmatic Processes: Physicochemical Principles*. The Geochemical Society. Special Publication No 1, p. 375-395.
- NAMBIAR, R.A., 1986. Ocellar structures of late stage melt segregation in alkaline lamprophyres from Meghalaya. *Current Science*, 55:682-684.
- NASLUND, H.R. & MCBIRNEY, A.R., 1996. Mechanisms of formation of Igneous Layering. In: Cawthorn, R.G. (ed.). *Layered Intrusions*. Elsevier Science B.V., pp.1-43.
- NAVARRO, M. S. 2004. A implantação de rotina, e seu refinamento, para a determinação de elementos terras raras em materiais geológicos por ICP-OES e ICP-MS. Aplicação ao caso dos granitóides de Piedade-Ibiúna (SP) e Cunhaporanga (PR). Dissertação de Mestrado. IGc-USP. 132pp.
- NEGRI, F.A., 2002. Petrologia das rochas charnockito-graníticas e encaixantes de alto grau associadas na região de São Francisco Xavier, SP. Inst. Geoc. Cienc. Exatas UNESP, Rio Claro, 404p.
- NIELSEN, R. L., GALLAHAN, W. E. & NEWBERGER, F., 1992. Experimental determined mineral-melt partition coefficients for Sc, Y and REE for olivine, orthopyroxene, pigeonite, magnetite and ilmenite. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 110: 488-499.
- NIELSON, J.E., BUDAHN, J.R., UNRUH, D.M. & WILSHIRE, H.G., 1993. Actualistic models of mantle metassomatism documented in a composite xenolith from Dish Hill, Califórnia. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 57:105-121.
- NIMIS, P., & ULMER, P., 1998. Clinopyroxene geobarometry of magmatic rocks. Part 1. An expanded structural geobarometer for anhydrous and hydrous, basic to ultrabasic systems. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 133: 314-327.
- NIMIS, P., 1995. A clinopyroxene geobarometer for basaltic systems based on crystal-structure modeling. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 121: 115-125.
- PEATE, D. & HAWKESWORTH, C.J., 1996. Lithospheric to astenospheric transition in low-Ti flood basalts from Southern Paraná, Brazil. *Chem. Geol.*, 127:1-24.
- PHILPOTTS, A.R., 1979. Silicate Liquid Immiscibility in Tholeiitic basalts. *J. Petrol.*, 20:99-118.
- POTTS, P. J., 1987. *A handbook of Silicate Rock Analysis*. Blackie Academic & Professional, 622p.
- PUTIRKA, K., 1999. Clinopyroxene + liquid equilibria to 100 kbar and 2450 K. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 135: 151-163.
- RAGLAND, P. C., 1989. *Basic Analytical Petrology*. Oxford University Press, 369p.
- RAJESH, V.J., YOKOYAMA, K., SANTOSH, M., ARAI, S., OH, C.W. & KIM, S.W., 2006. Zirconolite and baddeleyite in a Ultramafic Suite from Southern India: Early Ordovician Carbonatite-type Melts Associated with Extensional Collapse of the Gondwana Crust. *J. Geol.*, 114:171-188.
- RICCOMINI, C., VELÁZQUEZ, V.F. & GOMES, C.B., 2005. Tectonic controls of the Mesozoic and Cenozoic alkaline magmatism in the central-southeastern Brazilian Platform. In: Comin-Chiaramonti & Gomes (Eds.) *Mesozoic to Cenozoic Alkaline Magmatism in the Brazilian Platform*. Edusp/Fapesp, p. 31-56.
- RICHARD, L. R., 1995. *Mineralogical and Petrological Data Processing System. Minpet for Windows version 2.02*. Geological Software, Canadá.
- RIEDER, M. (Chairman), 1999. Nomenclature of the micas. *Mineral. Mag.*, 63(2): 267-279.
- ROCK, N. M. S., 1991. *Lamprophyres*. Blackie/Van Nostand Reinhold, 285p.

- ROLLINSON, H. R., 1993. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. Longman Scientific & Technical. 351p
- ROUX, J. & HAMILTON, D., 1976. Primary igneous analcite; an experimental study. *J. Petrol.*, 17 (2): 244-257.
- RUBERTI E. 1998. Petrologia e geoquímica das suítes carbonatíticas de Mato Preto (PR) e da Barra de Itapirapuã (PR-SP). Tese de Livre-Docência, Universidade de São Paulo, 211p.
- RUBERTI, E., 1984. Petrologia do Maciço Alcalino do Banhadão, PR. Tese de doutoramento, IGc-USP. 248p.
- RUBERTI, E., ALVES, F.R., KAWASHITA, K., VLACH, S.R.F., 1993. Geologia e petrologia do maciço máfico-ultramáfico de Ponte Nova e diques associados. Relatórios - Projeto FAPESP 90/4848-0
- RUBERTI, E., GOMES, C. B. & COMIN-CHIARAMONTI, P., 2005. The alkaline magmatism from the Ponta Grossa Arch. In: Comin-Chiaramonti, P. & Gomes, C. B. (Eds.). *Mesozoic to Cenozoic Alkaline Magmatism in the Brazilian Plataform*. Edusp/Fapesp, p. 473-522
- SADOWSKI, G. R. & DIAS NETO, C. de M., 1981. O lineamento simotectônico de Cabo Frio. *Rev. Brasil. Geoc.*, 11: 209-212.
- SAMCHUK, A. I. & PILIPENKO, A. T., 1987. *Analytical Chemistry of Minerals*. VNU Science Press, 168p.
- SANTORO, E., 1998. Evolução Geológica do Pré-Cambriano da Região de Santo Antônio do Pinhal, SP: Importância Tectônica das Zonas de Cisalhamentontônio do Pinhal. Tese de Doutorado, IGc-USP, 153p.
- SATO, K., TASSINARI, C. C. G., KAWASHITA, K., PETRONILHO, L., 1995. O método geocronológico Sm-Nd no IG/USP e suas aplicações. *An. Acad. Brasil. Ci.*, 67: 313-336.
- SCHIANO, P. & BOURDON, B., 1999. On the preservation of mantle information in ultramafic nodules: glass inclusions within minerals versus interstitial glasses. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 169:173-188
- SEIFERT, W., KÄMPF, H. & WASTERNAK, J., 2000. Compositional variation in apatite, phlogopite and other accessory minerals of the ultramafic Delitzsch complex, Germany: implication for cooling history of carbonatites. *Lithos*, 53: 81-100.
- SHAW, C.S.J. & PENCZAK, R.S., 1996. Barium- and titanium-rich biotite and phlogopite from the western and eastern gabbro, Coldwell alkaline complex, northwestern Ontario. *Can. Mineral.*, 34:967-975.
- SMITH, A.F. & LEWIS, C., 1999. The Planet Beyond the plume hypotesis. *Earth Sci. Rev.*, 48:135-182
- SONOKI, I. K. & GARDA, G. M., 1988. Idades K-Ar de rochas alcalinas do Brasil Meridional e Paraguai Oriental: compilação e adaptação às novas constantes de decaimento. *Bol. IG-USP*, 19: 63-85.
- SØRENSEN, H. 1974. *The Alkaline Rocks*. Jonh Wiley & Sons, 622pp.
- SPARKS, R.J., HUPPERT, H.E. KERR, R.C., MCKENZIE, D.P., TAIT, S.R., 1985. Postcumulus processes in layered intrusion . *Geol. Mag.*, 122(5):549-554.
- STEWART, K., TURNER, S., KELLEY, S., HAWKESWORTH, C., KIRSTEIN, L., MANTOVANI, M., 1996. 3-D, ^{40}Ar - ^{39}Ar geochronology in the Parana continental flood basalt province. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 143 (1-4): 95-109.
- STORMER, J. C. & NICHOLLS, J. 1978. XLFRAC: A Program for the Interactive Testing of Magmatic Differentiation Models. *Comp. Geosci.*, 4: 143-159.
- STORMER, J.C. & CARMICHAEL, S.E., 1971. Fluorine-hydroxyl exchange in apatite and biotite: a potential igneous geothermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 31: 121-131.
- STORMER, J.C. Jr., PIERSON, M.L. & TACKER, R.C., 1993. Variation of F and Cl X-ray intensity due to anisotropic diffusion in apatite during electron microprobe analysis. *Am. Mineral.*, 78:641-648.

- TAIT, S.R., HUPPERT, H.E., SPARKS, R.J.S., 1984. The hole of compositional convection in the formation of adcumulate rocks. *Lithos*, 17:139-46.
- TAYLOR, S.R. & McLENNAN, S.M., 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell, Oxford, 312p.
- TEGNER, C., WILSON, J.R., BROOKS, C.K., 1993. Intraplutonic quench zones in the Kap Edvard Holm layered gabbro complex, East Greenland. *J. Petrol.*, 34: 681-710.
- TELLO SAENZ, C.A., HACKSPACKER, P.C., HADLER NETO, J.C. IUNES, GUEDES, P.J., GUEDES, S., RIBEIRO, L.F.B. & PAULO, S.R., 2003. Recognition of Cretaceous, Paleocene, and Neogene tectonic reactivation through apatite fission-track analysis in Precambrian areas of southeast Brazil: association with the opening of the south Atlantic Ocean. *J. South Am. Earth Sci.*, 15:765-774.
- THOMPSON, R. N., GIBSON, S. A., MITCHELL, J. G., DICKIN, A. P., LEONARDOS, O. H., BROD, J. A. & GREENWOOD, J. C., 1998. Migrating Cretaceous-Eocene Magmatism in the Serra do Mar Alkaline Province, SE Brasil: Melts from the Deflected Trindade Mantle Plume? *J. Petrol.*, 39: 1493-1526.
- THORNTON, C. P. & TURTLE, O. F., 1960. Chemistry of Igneous Rocks. 1. Differentiation Index. *Amer. J. Sci.*, 258: 664-684.
- THY, P., 1991. High and Low Pressure Phase Equilibria of a Mildly Alkalic Lava from the 1965 Surtsey Eruption: Experimental Results. *Lithos*, 26: 223-243.
- TORQUATO, J. R. & KAWASHITA, K., 1994. Geologia nuclear - Capítulo V - O método Rb/Sr. *Revista de Geologia*, 7: 91-123.
- TRAVERSA, G., BARBIERI, M., BECCALUVA, L., COLTORTI, M., CONTE, A. M., GARBARINO C., GOMES, C. B., MACCIOTTA G., MORBIDELLI, L., RONCA, S. & SCHEIBE, L. F., 1996. Mantle sources and differentiation of alkaline magmatic suite of Lages, Santa Catarina, Brazil. *Eur. J. Mineral.*, 8 (1): 193-208.
- TURNER, S. & HAWKESWORTH, C.J., 1995. The nature of the continental mantle lithosphere: constraints from the major-element compositions of continental flood basalts. *Chem. Geol.*, 120: 295-314.
- TURNER, S., REGELOUS, M., KELLEY, S., HAWKESWORTH, C. & MANTOVANI, M., 1994. Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: high precision ^{40}Ar - ^{39}Ar geochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 121:333-348.
- ULBRICH, H. H. G. J. & GOMES, C. B., 1981. Alkaline Rocks From Brazil. *Earth Sci. Rev.*, 17: 135-154.
- ULBRICH, H. H. G. J., ULBRICH, M. N. C., 2000. The Iujavrite and khibinite bodies in the Poços de Caldas alkaline massif, Southeastern Brazil: a structural and petrographic study. *Rev. Bras. Geoc.*, 30 (4): 615-622.
- ULBRICH, H.H.G.J., VLACH, S.R.F., DEMAIFFE, D. & ULBRICH, M.N.C., 2005. Structure and origin of the Poços de Caldas Alkaline Massif, SE Brazil. In: Comin-Chiaramonti, P. & Gomes, C. B. (Eds.). *Mesozoic to Cenozoic Alkaline Magmatism in the Brazilian Plataform*. Edusp/Fapesp, p. 367-418.
- USSING, N. V., 1912. Geology of the country around Julianehaab, *Greenland. Meddr. Grønland*, 38: 1-376.
- VIGNOL-LELARGE, M.L.M., SOLIANI JR., E. & POUPEAU, G., 1994. Datação pelos traços de fissão do domínio meridional da Serra do Mar (Arco de Ponta Grossa). XXXVIII Congresso Brasileiro de Geologia, Camboriú, Boletim de Resumos Expandidos, 2: 379-380.
- VOLFINGER, M., ROBERTS, J.-L., VIELZEUF, D., AND NEIVA, A.M.R., 1985. Structural control of the chlorine content of OH-bearing silicates (micas and amphiboles). *Geochim. Cosmochim. Acta*, 49:37-48.
- WAGER, L.R. & BROWN, G. M., 1968. Layered igneous rocks. San Francisco, W. H. Freeman. 588 p.

- WAGER, L.R. & DEER, W. A., 1939. Geological investigations in east Greenland. Part III. The petrology of the Skaergaard intrusion, Kangerdlugssuaq, East Greenland. *Meddelelser om Grønland* 105(4), 352 pp.
- WAGER, L.R. BROWN, G.M. & WADSWORTH, W.J., 1960. Types of igneous cumulates. *J. Petrol.*, 1:73-85.
- WAGER, L.R., 1960. The major element variation of the layered series of Skaergaard Intrusion and a re-estimation of the average composition of the hidden layered series and aof the successive residual magmas. *J. Petrol.*, 1:364-398.
- WALTER, M.J., 1998. Melting of garnet peridotite and the origin of komatiite and depleted lithosphere. *J. Petrol.*, 39:29-60.
- WEAVER, B.L., 1991. The origin of ocean island basalt end-member compositions: trace element and isotopic constraints. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 104: 381-397.
- WILKINSON, J.F.G. & HENSEL, H.D., 1994. Nepheline and analcimes in some alkaline igneous rocks *Contrib. Mineral. Petrol.*, 118 (1): 79-91.-
- WILLIAMS, C.T. & GIERÉ, R., 1996. Zirconolite: a review of localities worldwide, and a compilation of its chemical compositions. *Bull. Nat. Hist. Mus. Lond. (Geol.)*, 52: 1-24.
- WILLMORE, C.C., BOUDREAU, A.E. & KRUGER, F.J., 2000. The Halogen Geochemistry of the Bushveld complex, republic of South Africa: Implications for chalcophile element distribution in the lower and critical zones. *J. Petrol.*, 41:1517-1539.
- WILLMORE, C.C., BOUDREAU, A.E., SPIVACK, A., KRUGER, F.J., 2002. Halogens of the Bushveld Complex, South Africa: $\delta^{37}\text{Cl}$ and Cl/F evidence for hydration melting of the souce region in a back-arc setting. *Chem. Geol.*, 182:503-511.
- WOLLEY, A. R., BERGMAN, S. C., EDGAR, A. D., LE BAS, M. J., MITCHELL, R. H., ROCK, N. M. S. & SCOTT SMITH, B. H. 1996. Classification of Lamprophyres, Lamproites, Kimberlites, and the Kalsilitic, Melilitic, and Leucitic Rocks. *Can. Mineral.*, 34: 175-186.
- YOUNG, E.J. & MUNSON, E.L., 1966. Fluor-chlor-oxy-apatite and sphene from crystal lode pegmatite near Eagle, Colerado. *Am. Mineral.*, 51:1476–1493.
- ZACCARINI, F. & STUMPFL, E.F., 2004. Zirconolite And Zr–Th–U Minerals in Chromitites of the Finero complex, western Alps, Italy: Evidence for Carbonatite-type metasomatism in a subcontinental mantle plume. *Can. Mineral.*, 42:1825-1845.
- ZANETTI, A., TIEPOLO, M., OBERTI, R. & VANNUCCI, R., 2004. Trace-element partitioning in olivine: modelling of a complete data set from a synthetic hydrous basanite melt. *Lithos*, 75: 39-54.
- ZHU, C. & SVERJENSKY, D. A., 1992. F-Cl-OH partitioning between biotite and apatite. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 56: 3435-3467.

ANEXO I

TABELA DE ANÁLISES MODAIS

Tabela A01. Continuação. Composição modal dos diferentes litotipos do Maciço Ponte Nova.

Fácies	Umf-PO	Gb-PN	Gb-PN	Gb-PL	Gb-PL	GB-Bnd	GB-Bnd	GB-Bnd	GB-Bnd	GB-Bnd	GB-Bnd	Diff
Amostra	RGA-121D	RGA-41A3	RGA-97.5	RGA-33A3	RGA-165a3	RGA-65,2	RGA-35A2(1)	RGA-35A(1)	RGA-106.3	RGA-126.1	RGA-158d1	
Pontos	2009	2004	2028	2042	2094	2000	2014	2050	1845	2033	1949	
Piroxênio	38,3	54,9	47,8	29,1	33,3	57,2	7,8	28,9	21,4	12,3	2,3	
Olivina	-	15,7	7,3	2,6	0,9	3,9	3,4	9,7	2,2	2,6	-	
Opacos	17,5	2,1	8,2	9,6	9,1	7,5	4,8	5,5	6,1	9,7	5,0	
Anfibólio	29,7	-	0,3	2,1	2,2	1,0	0,8	0,3	0,3	2,0	34,3	
Biotita	2,4	1,1	1,3	6,2	11,4	5,3	2,3	3,4	16,4	7,4	1,0	
Apatita	7,2	1,7	2,2	1,2	0,8	2,3	2,9	3,0	3,5	2,1	1,8	
Acessórios	0,2	0,1	-	0,1	-	0,2	-	0,2	-	-	0,5	
M ⁻	95,2	75,6	67,1	50,8	57,7	77,3	22,1	50,9	49,8	36,1	44,9	
Plagioclásio	4,6	17,0	26,0	27,4	23,4	13,4	61,6	37,9	25,9	37,4	30,8	
Feldspato Alcalino	0,1	6,5	5,2	16,0	14,4	8,1	12,6	7,0	20,1	21,1	20,3	
Nefelina	0,1	0,9	1,6	5,5	4,4	1,3	3,5	4,1	4,2	5,4	4,0	
Isótopos	-	-	-	0,4	-	-	-	-	-	-	-	
TOTAL	100	100,01	99,96	100,04	99,76	100	99,78	99,89	99,92	99,95	99,96	

ANEXO II

TABELAS DE ANÁLISES QUÍMICAS DE MINERAIS

Tabela A02. Composição Química, em porcentagem de peso, de olivinas das rochas do Macico Ponte Nova.

Fácies	UMFc	UMFc	UMFc	UMFc	UMFc	UMFc	UMFc	UMFc	UMFc	UMFc	UMFc	UMFc	UMFc	UMFc	UMFc	UMFc	UMFc	UMFc	UMFc	UMFc	UMFc	UMFc	UMFc	UMFc
Amostra	r117a	r117a	r117a	r117a	r117a	r117a	r117a	r117a	r117a	r117a	r117a	r117a	r117a	r117a	r117a	r117a	r117a	r117a	r117a	r117a	r117a	r117a	r117a	r117a
Crístal	1	1	2	2	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3
Localização	n	bd	n	bd	n	bd	n	bd	n	bd	n	bd	n	bd	n	bd	n	bd	n	bd	n	bd	n	bd
SiO ₂	37,33	37,98	37,73	37,86	36,17	37,85	38,01	37,76	37,53	37,67	37,47	36,40	37,57	37,78	37,46	37,86	37,62	37,75	37,36	37,60	38,01	37,60	38,01	37,60
TiO ₂	0,01	0,01	0,04	0,03	0,01	0,05	0,03	0,02	n.d.	n.d.	0,07	0,04	0,08	0,01	0,04	0,09	0,08	n.d.	0,02	0,04	0,06	0,02	0,06	
Al ₂ O ₃	0,01	n.d.	n.d.	0,04	n.d.	n.d.	0,04	n.d.	0,04	n.d.	0,03	0,01	0,01	0,01	0,03	n.d.	0,04	0,05	0,02	n.d.	0,02	0,02	0,02	
Cr ₂ O ₃	0,02	0,01	n.d.	n.d.	0,02	0,03	0,04	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,01	0,04	0,03	0,02	n.d.	0,02	n.d.	n.d.	n.d.	0,01	0,01	0,01	
FeO	23,91	23,44	22,74	22,88	23,79	23,70	24,07	24,89	23,15	23,17	25,52	25,53	24,34	23,55	23,29	24,18	23,82	24,00	23,53	23,75	23,01	23,75	23,01	
MnO	0,41	0,43	0,43	0,38	0,34	0,42	0,42	0,41	0,40	0,41	0,49	0,44	0,44	0,43	0,47	0,43	0,39	0,42	0,37	0,42	0,35	0,42	0,35	
MgO	38,27	38,98	38,38	38,76	38,09	38,35	37,44	36,39	37,53	38,55	36,17	36,38	37,23	37,28	37,57	37,16	37,79	37,41	37,77	37,88	37,82	37,77	37,82	
CaO	0,20	0,11	0,17	0,09	0,20	0,22	0,08	0,06	0,13	0,09	0,08	0,01	0,14	0,09	0,16	0,11	0,13	0,20	0,20	0,12	0,14	0,20	0,14	
NiO	0,12	0,16	0,09	0,19	0,11	0,12	0,12	0,08	0,09	0,06	0,12	0,08	0,08	0,09	0,07	0,07	0,09	0,10	0,11	0,06	0,11	0,10	0,06	
Na ₂ O	n.d.	n.d.	0,01	n.d.	n.d.	0,02	0,02	0,01	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,01	0,02	n.d.	n.d.	n.d.	0,02	0,01	n.d.	n.d.	n.d.	
K ₂ O	n.d.	0,01	n.d.	0,01	0,01	0,01	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	
Total	100,27	101,12	99,60	100,23	98,74	100,77	100,28	99,62	98,87	99,95	99,94	98,90	99,92	99,26	99,11	99,91	99,97	99,93	99,39	99,87	99,51	99,87	99,51	
Fórmula Estrutural calculada na base de 4 oxigénios																								
Si	0,980	0,984	0,990	0,988	0,967	0,986	0,996	1,000	0,994	0,987	0,993	0,978	0,990	0,998	0,991	0,996	0,988	0,993	0,987	0,989	0,998	0,998	0,998	
Ti			0,001	0,001		0,001	0,001				0,001	0,001	0,001		0,001	0,002	0,002	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	
Al				0,001					0,001															
Cr																								
Fe ²⁺	0,525	0,508	0,499	0,499	0,532	0,516	0,527	0,551	0,513	0,508	0,565	0,574	0,537	0,520	0,515	0,532	0,523	0,528	0,520	0,522	0,505	0,505	0,505	
Mn	0,009	0,009	0,010	0,008	0,008	0,009	0,009	0,009	0,009	0,009	0,011	0,010	0,010	0,010	0,010	0,010	0,009	0,009	0,008	0,009	0,008	0,008	0,008	
Mg	1,497	1,506	1,502	1,507	1,518	1,490	1,462	1,436	1,482	1,505	1,429	1,457	1,463	1,468	1,482	1,458	1,480	1,467	1,488	1,485	1,481	1,481	1,481	
Ca	0,006	0,003	0,005	0,002	0,006	0,006	0,002	0,002	0,004	0,003	0,002	0,002	0,004	0,003	0,005	0,003	0,004	0,006	0,003	0,003	0,004	0,004	0,004	
Ni	0,003	0,003	0,002	0,004	0,002	0,003	0,003	0,002	0,002	0,001	0,003	0,002	0,002	0,002	0,002	0,001	0,002	0,002	0,002	0,001	0,002	0,002	0,002	
Na						0,001	0,001	0,001						0,001	0,001				0,001					
K																								
Cations	3,020	3,013	3,009	3,010	3,033	3,012	3,002	3,001	3,005	3,013	3,005	3,022	3,007	3,002	3,008	3,002	3,009	3,006	3,013	3,010	3,000	3,000	3,000	
Fa	0,26	0,25	0,25	0,25	0,26	0,26	0,26	0,28	0,26	0,25	0,28	0,28	0,27	0,26	0,26	0,27	0,26	0,26	0,26	0,26	0,25	0,25	0,25	
Fe	0,74	0,75	0,75	0,75	0,74	0,74	0,74	0,72	0,74	0,75	0,72	0,72	0,73	0,74	0,74	0,73	0,74	0,74	0,74	0,74	0,75	0,75	0,75	

Fórmula Estrutural calculada na base de 4 oxigênios

Si	0.980	0.984	0.990	0.988	0.967	0.986	0.996	1.000	0.994	0.987	0.993	0.978	0.990	0.998	0.991	0.996	0.988	0.993	0.987	0.989	0.998
Ti			0.001	0.001		0.001	0.001				0.001	0.001	0.001		0.001	0.002	0.002		0.001	0.001	0.001
Al				0.001			0.001		0.001												
Cr																					
Fe ²⁺	0.525	0.508	0.499	0.499	0.532	0.516	0.527	0.551	0.513	0.508	0.565	0.574	0.537	0.520	0.515	0.532	0.523	0.528	0.520	0.522	0.505
Mn	0.009	0.009	0.010	0.008	0.008	0.009	0.009	0.009	0.009	0.009	0.011	0.010	0.010	0.010	0.010	0.010	0.009	0.009	0.008	0.009	0.008
Mg	1.497	1.506	1.502	1.507	1.518	1.490	1.462	1.436	1.482	1.505	1.429	1.457	1.463	1.468	1.482	1.458	1.480	1.467	1.488	1.485	1.481
Ca	0.006	0.003	0.005	0.002	0.006	0.006	0.002	0.002	0.004	0.003	0.002	0.002	0.004	0.003	0.005	0.003	0.004	0.006	0.006	0.003	0.004
Ni	0.003	0.003	0.002	0.004	0.002	0.003	0.003	0.002	0.002	0.001	0.003	0.002	0.002	0.002	0.002	0.001	0.002	0.002	0.002	0.001	0.002
Na						0.001	0.001	0.001						0.001	0.001				0.001		
K																					
Cations	3.020	3.013	3.009	3.010	3.033	3.012	3.002	3.001	3.005	3.013	3.005	3.022	3.007	3.002	3.008	3.002	3.009	3.006	3.013	3.010	3.000
Fa	0.26	0.25	0.25	0.25	0.26	0.26	0.26	0.28	0.26	0.25	0.28	0.28	0.27	0.26	0.26	0.27	0.26	0.26	0.26	0.26	0.25
Fo	0.74	0.75	0.75	0.75	0.74	0.74	0.74	0.72	0.74	0.75	0.72	0.72	0.73	0.74	0.74	0.73	0.74	0.74	0.74	0.74	0.75

Observações: Fe_{Total} calculado como Fe²⁺; Fe³⁺ necessário para preencher sítio tetraédrico.

Abrev.: n - núcleo, bd - borda, mt - matriz, incl. - inclusão, xen. - cristal de enclave, n.d. não detectado

Tabela A03. Continuação. Composição Química, em porcentagem de peso, de piroxênios das rochas do Maciço Ponte Nova.

Fácies	Diff	Diff	Diff	Diff	Diff	Diff	Diff	Diff	Diff	Diff	Diff	Diff	Diff	Diff	Diff	Diff	Diff	Diff	Diff
Amostra	r142a	r142a	r142a	r19	r19	r19	r2	r2	r2	r2	r2	r2	r2	r2	r2	r2	r2	r2	r2
Crístal	19	19	20	13	13	2	2	2	9	9	9	14	14	14,1	14,1	14,2	14,2	14,3	14,3
Localização	p n	p bd	p n	n	bd	xen n	xen bd	bc-vd n	bc-vd n	bc-vd n	bc-vd n	bc-vd n	bc-vd n	bc-vd n	bc-vd n	bc-vd n	bc-vd n	bc-vd n	bc-vd n
SiO ₂	50,30	50,12	50,89	50,06	50,09	49,92	50,65	50,71	50,45	52,15	51,28	51,25	51,51	51,05	51,61	49,66	51,29	51,39	51,85
TiO ₂	1,33	1,36	0,99	1,16	1,80	1,97	1,70	1,37	1,56	0,21	0,21	1,28	n.d.	1,56	0,12	1,86	0,32	1,50	n.d.
Al ₂ O ₃	2,79	2,40	2,30	2,48	3,08	3,57	3,77	3,13	3,49	3,00	2,18	1,86	2,63	3,04	1,82	3,32	2,24	3,17	1,64
Cr ₂ O ₃	0,02	n.d.	n.d.	0,01	0,01	0,01	n.d.	n.d.	n.d.	0,04	0,03	n.d.	n.d.	0,01	n.d.	0,02	0,02	n.d.	0,02
FeO	10,15	10,29	8,75	11,10	8,42	8,66	8,77	6,36	6,57	7,67	17,98	19,66	7,76	6,89	22,12	7,55	18,68	6,95	22,66
MnO	0,35	0,35	0,34	0,38	0,20	0,19	0,25	0,31	0,20	0,20	0,28	0,22	0,27	0,24	0,12	0,26	0,34	0,16	0,15
MgO	12,42	11,76	13,32	13,77	13,10	12,23	13,72	13,99	13,60	5,99	5,54	13,28	5,55	14,22	3,73	12,95	5,83	13,91	3,39
CaO	22,92	23,15	23,23	23,10	22,43	22,52	22,88	22,99	23,42	16,87	16,80	23,11	17,18	22,87	13,60	22,02	17,52	22,27	12,36
Na ₂ O	0,58	0,74	0,55	0,94	0,52	0,61	1,10	1,10	1,05	0,95	4,54	4,50	1,14	1,03	6,10	1,18	4,11	1,18	6,58
K ₂ O	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,01	0,02	n.d.	0,02	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,01	0,01	0,01	n.d.	0,01
Total	100,84	100,17	100,37	100,56	100,88	100,72	100,62	99,46	100,01	100,87	100,26	100,11	100,72	99,42	100,92	98,80	100,35	100,52	98,66

Fórmula Estrutural calculada na base de 6 oxigênios																			
TSi	1,870	1,880	1,889	1,873	1,869	1,855	1,848	1,875	1,867	1,852	1,968	1,949	1,884	1,969	1,865	1,977	1,862	1,944	1,885
TAI	0,122	0,106	0,101	0,109	0,131	0,145	0,152	0,125	0,133	0,130	0,032	0,051	0,114	0,031	0,131	0,023	0,138	0,056	0,115
TFe ³⁺	0,008	0,014	0,010	0,018						0,018			0,002		0,004				
ΣT	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
M1Al	0,037	0,038	0,028	0,033	0,003	0,011	0,012	0,012	0,018		0,064	0,032		0,068		0,059	0,009	0,044	0,021
M1Ti	0,011	0,011	0,011	0,012	0,006	0,055	0,047	0,033	0,038	0,043	0,006	0,006			0,043	0,003	0,052	0,009	0,041
M1Fe ³⁺	0,096	0,097	0,095	0,130	0,065	0,068	0,124	0,125	0,113	0,129	0,287	0,338	0,126	0,274	0,122	0,410	0,110	0,295	0,094
M1Fe ²⁺	0,178	0,207	0,140	0,199	0,125	0,143	0,141	0,072	0,063	0,083	0,280	0,287	0,110	0,320	0,061	0,299	0,105	0,297	0,082
M1Cr											0,001	0,001						0,001	
M1Mg	0,688	0,657	0,737	0,632	0,757	0,723	0,675	0,757	0,768	0,744	0,337	0,314	0,728	0,316	0,774	0,213	0,724	0,329	0,760
ΣM1	0,999	0,999	1,000	0,994	1,000	1,000	0,999	0,999	1,000	0,999	0,975	0,978	1,000	0,978	1,000	0,984	1,000	0,975	0,994
M2Mg																			
M2Fe ²⁺	0,034	0,004	0,026		0,070	0,057	0,006		0,026	0,005					0,024		0,021	0,036	
M2Mn	0,011	0,011	0,011	0,012	0,006	0,006	0,008	0,010	0,006	0,006	0,009	0,007	0,008	0,007	0,008	0,004	0,008	0,011	0,005
M2Ca	0,913	0,931	0,924	0,926	0,887	0,893	0,907	0,912	0,893	0,921	0,682	0,684	0,910	0,704	0,895	0,558	0,884	0,711	0,875
M2Na	0,042	0,054	0,040	0,068	0,037	0,044	0,079	0,079	0,075	0,068	0,332	0,331	0,082	0,311	0,073	0,453	0,086	0,302	0,084
M2K								0,001	0,001		0,001					0,001			0,001
ΣM2	1,000	1,000	1,001	1,006	1,000	1,000	1,000	1,002	1,000	1,000	1,024	1,022	1,000	1,022	1,000	1,016	0,999	1,024	1,000
Total Cátions	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	3,999	4,000	4,000	3,999	4,000	4,000	4,000	4,000	3,999	4,000	4,000	3,999

Componentes Moleculares																			
Jd					0,16	0,57	0,66	0,64	1,00		3,95	1,96		4,15		3,90	0,47	2,69	1,16
Ae	2,26	2,91	2,13	3,74	1,83	1,79	3,72	3,72	3,10	3,73	16,45	18,55	4,46	14,71	4,00	25,88	4,25	15,75	3,39
Es	2,96	2,31	2,96	3,39	1,64	1,87	3,17	3,16	3,11	3,37	1,23	2,42	2,43	1,86	2,68	1,04	1,80	2,27	1,76
CaTiTs	2,01	2,08	1,49	1,78	2,66	2,96	2,62	1,83	2,08	2,37	0,37	0,38	1,94		2,34	0,22	2,88	0,56	2,25
CaTs																			
Wo	44,26	45,82	45,05	45,56	42,97	43,19	44,39	45,12	43,75	44,84	40,20	39,52	45,38	40,77	43,97	35,38	43,90	40,53	43,61
En	37,11	35,46	39,48	34,63	40,36	38,86	37,32	41,59	42,10	40,87	20,64	19,43	39,76	19,15	42,38	13,98	39,74	20,08	41,37
Fs	11,41	11,43	8,90	10,90	10,38	10,76	8,12	3,94	4,88	4,83	17,15	17,75	6,03	19,36	4,63	19,61	6,96	18,12	6,46
Nomenclatura	dlopsi	dlopsi	dlopsi	dlopsi	dlopsi	dlopsi	dlopsi	dlopsi	dlopsi	dlopsi	dlopsi	dlopsi	dlopsi	dlopsi	dlopsi	dlopsi	dlopsi	dlopsi	dlopsi
Morimoto (1990)																			

com Fe3+ com Fe3+ com Fe3+ com Fe3+ com Fe3+ com Fe3+ com Fe3+ com Fe3+ com Fe3+ com Fe3+ com Fe3+ com Fe3+ com Fe3+ com Fe3+ com Fe3+ com Fe3+ com Fe3+ com Fe3+ com Fe3+ com Fe3+

Observações: Fe²⁺/Fe³⁺ calculado por estequiometria.

Abrev.: n - núcleo, bd -borda, mt -matriz, ints- intersticial, rg - região de, i - z. intermediária, n.d. não detectad

Tabela A03. Continuação. Composição Química, em porcentagem de peso, de piroxênios das rochas do Maciço Ponte Nova.

Fácies	DM-LGT	DM-LGT	DM-LGT	DF-TeF	DF-TeF	DF-TeF
Amostra	r126d	r126d	r126d	r110a	r110a	r110a
Cristal	13	16	16	03 diq	03 diq	03 diq
Localização	fen bd	xen i	xen bd	n	i	bd
SiO ₂	49,26	48,52	47,44	51,25	49,43	50,03
TiO ₂	1,99	1,15	1,66	0,94	1,70	1,35
Al ₂ O ₃	3,98	3,36	4,67	2,76	4,41	4,24
Cr ₂ O ₃	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,05
FeO	6,34	10,82	9,16	9,09	9,03	9,00
MnO	0,20	0,48	0,32	0,31	0,27	0,25
MgO	14,31	10,52	11,16	15,00	13,85	14,03
CaO	22,60	22,48	22,11	20,29	20,76	21,18
Na ₂ O	0,65	1,12	1,28	0,39	0,46	0,55
K ₂ O	n.d.	n.d.	0,01	n.d.	n.d.	0,02
Total	99,33	98,46	97,82	100,02	99,91	100,68

Fórmula Estrutural calculada na base de 6 oxigênios					
TSi	1,829	1,853	1,808	1,899	1,840
TAI	0,171	0,147	0,192	0,101	0,160
TFe ³⁺					
ΣT	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
M1Al	0,003	0,004	0,018	0,020	0,033
M1Ti	0,056	0,033	0,048	0,026	0,047
M1Fe ³⁺	0,103	0,159	0,174	0,056	0,064
M1Fe ²⁺	0,046	0,187	0,118	0,069	0,086
M1Cr					
M1Mg	0,792	0,599	0,634	0,829	0,769
ΣM1	1,000	0,982	0,992	1,000	0,999
M2Mg					
M2Fe ²⁺	0,048			0,157	0,130
M2Mn	0,006	0,016	0,010	0,010	0,009
M2Ca	0,899	0,920	0,903	0,806	0,828
M2Na	0,047	0,083	0,095	0,028	0,033
M2K					
ΣM2	1,000	1,019	1,008	1,001	1,000
Total Cations	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000

Componentes Moleculares					
Jd	0,17	0,23	1,01	1,05	1,79
Ae	2,40	4,41	4,44	0,43	
Es	3,23	4,49	5,48	2,53	3,48
CaTiTs	3,04	1,85	2,72	1,39	2,57
CaTs				0,01	
Wo	42,81	45,09	43,38	38,75	38,77
En	43,24	33,50	36,21	43,90	41,63
Fs	5,12	10,44	6,77	11,97	11,74
Nomenclatura Morimoto (1990)	diopsídio	diopsídio	diopsídio	diopsídio	diopsídio

com Fe3+ com Fe3+ com Fe3+

Observações: Fe²⁺/Fe³⁺ calculado por estequiometria.

Abrev.: n - nucleio, bd -borda, mt -matriz, ints- intersticial, rg - região de, i - z. intermediária, n.d. não detectad

Tabela A04. Composição Química, em porcentagem de peso, de anfibólios das rochas do Maciço Ponte Nova.

Fácies	UMFc	UMFc	UMFc	UMFc	UMFc	UMFc	UMFc	UMFc	UMFc	UMFc	UMFc	UMFc	UMFc	UMFc	UMFc	UMFc	UMFc	UMFc	UMFc
Amostra	r01f	r117	r117	r117	r141b	r141b	r141b	r141b	r141b	r146	r146	r146	r146	r146	r146	r146	r146	r57	r57
Análise	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Localização	ints	ints	ints	ints	pg n	pg bd	ints n	ints n	ints n	ints n	ints n	ints n	ints n	ints n	ints n	ints n	ints n	ints n	ints n
SiO ₂	39,29	39,28	39,92	39,22	39,04	39,32	39,66	39,10	39,98	40,12	39,42	39,95	40,84	39,87	39,50	39,16	39,88	39,72	39,44
TiO ₂	7,23	7,42	6,85	6,94	6,55	5,92	6,43	6,25	6,06	5,92	6,55	5,67	5,34	6,13	6,87	6,81	6,47	6,50	7,14
Al ₂ O ₃	13,43	13,37	13,15	13,23	13,69	13,40	13,12	13,47	13,35	12,89	13,45	13,25	12,98	13,20	14,00	14,05	13,22	13,32	13,31
FeO	10,56	9,92	10,46	10,26	9,97	10,41	10,22	9,85	10,45	12,13	10,51	10,92	10,41	10,96	10,20	10,31	10,18	10,22	10,61
MnO	0,13	0,12	0,10	0,08	0,11	0,11	0,08	0,12	0,12	0,14	0,10	0,08	0,10	0,15	0,12	0,16	0,12	0,09	0,11
MgO	11,98	12,17	12,29	12,26	12,46	12,73	12,51	12,58	12,43	11,96	12,45	13,39	13,54	12,84	12,60	12,60	12,37	12,27	12,03
CaO	11,91	12,36	11,99	12,16	11,67	11,75	11,55	11,93	11,68	11,51	11,63	11,47	11,44	11,60	11,58	11,91	11,45	11,54	11,54
Na ₂ O	2,34	2,46	2,40	2,45	2,36	2,35	2,37	2,25	2,37	2,30	2,45	2,44	2,46	2,46	2,43	2,40	2,65	2,61	2,51
K ₂ O	1,59	1,56	1,63	1,64	1,40	1,41	1,44	1,39	1,48	1,51	1,42	1,52	1,41	1,52	1,57	1,47	1,48	1,49	1,48
F	0,25	0,09	0,20	0,17	n.d.	0,15	0,12	0,01	0,10	0,01	0,08	0,03	0,03	n.d.	0,24	0,25	0,07	0,21	0,18
Cl	0,04	0,04	0,06	0,05	0,02	0,04	0,03	0,01	0,03	0,06	0,04	0,04	0,05	0,04	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01
Total	98,76	98,78	99,05	98,44	97,27	97,57	97,53	96,93	98,05	98,53	98,09	98,77	98,59	98,76	98,55	99,12	97,90	97,99	98,10
-O=F,Cl	0,11	0,04	0,10	0,08	n.d.	0,07	0,05	n.d.	0,05	0,02	0,04	0,02	0,02	0,01	0,10	0,11	0,03	0,09	0,08
Total	98,65	98,74	98,95	98,36	97,27	97,50	97,48	96,93	98,00	98,51	98,05	98,75	98,57	98,75	98,45	99,01	97,87	97,90	98,02
Fórmula Estrutural calculada na base anidra de 23 oxigênios																			
Si	5,848	5,859	5,917	5,865	5,827	5,854	5,911	5,859	5,931	5,938	5,849	5,836	5,958	5,859	5,853	5,761	5,934	5,922	5,886
Al	2,152	2,141	2,083	2,135	2,173	2,146	2,089	2,141	2,069	2,062	2,151	2,164	2,042	2,141	2,147	2,239	2,066	2,078	2,114
Σ T	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al	0,203	0,208	0,212	0,194	0,234	0,204	0,214	0,236	0,263	0,185	0,199	0,116	0,188	0,144	0,297	0,195	0,250	0,259	0,227
Ti	0,809	0,833	0,763	0,780	0,735	0,663	0,721	0,704	0,676	0,659	0,731	0,623	0,586	0,677	0,766	0,754	0,724	0,728	0,795
Fe ³⁺	2,657	2,707	2,715	2,733	2,773	2,824	2,781	2,810	2,749	2,638	2,753	2,917	2,945	2,814	2,659	2,763	2,745	2,727	2,677
Mg	1,314	1,237	1,297	1,283	1,244	1,295	1,274	1,234	1,297	1,501	1,304	1,098	1,120	1,344	1,264	1,268	1,267	1,274	1,324
Fe ²⁺	0,017	0,015	0,013	0,010	0,014	0,014	0,010	0,015	0,015	0,017	0,013	0,010	0,012	0,018	0,015	0,020	0,015	0,012	0,014
Mn	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000
Σ C																			
Mg																			
Fe ²⁺																			
Mn																			
Ca																			
Na																			
K																			
Σ A																			
Ca	0,576	0,687	0,595	0,658	0,550	0,551	0,530	0,568	0,538	0,486	0,553	0,487	0,484	0,528	0,537	0,563	0,589	0,598	0,575
Na	0,302	0,296	0,308	0,312	0,267	0,268	0,274	0,265	0,280	0,285	0,268	0,284	0,261	0,284	0,297	0,275	0,280	0,284	0,280
K	0,878	0,983	0,903	0,970	0,817	0,819	0,804	0,833	0,818	0,771	0,821	0,770	0,745	0,812	0,834	0,838	0,869	0,881	0,876
Σ A																			
Total Cations	15,878	15,983	15,903	15,970	15,817	15,819	15,804	15,833	15,818	15,771	15,821	15,770	15,745	15,812	15,834	15,838	15,869	15,881	15,855
F	0,116	0,040	0,093	0,082	0,068	0,068	0,055	0,003	0,048	0,005	0,037	0,013	0,012	0,112	0,112	0,118	0,033	0,101	0,083
Cl	0,011	0,009	0,016	0,012	0,004	0,011	0,007	0,002	0,008	0,015	0,011	0,011	0,013	0,009	0,002	0,002	0,005	0,005	0,003
Nomenclatura (Leake, 1997)	Kaersulita	Kaersulita	Kaersulita	Kaersulita	Kaersulita	Kaersulita	Kaersulita	Kaersulita	Kaersulita	Kaersulita	Kaersulita	Kaersulita	Kaersulita	Kaersulita	Kaersulita	Kaersulita	Kaersulita	Kaersulita	Sadanagaita
	com K	com K	com K	com K	com K	com K	com K	com K	com K	com K	com K	com K	com K	com K	com K	com K	com K	com K	com K

Observações: Fe²⁺/Fe³⁺ calculado por limites na fórmula estrutural.
Abrev.: n - núcleo, bd - borda, mt - matriz, pq - poiquilítico, ints- intersticial, alt - alteração, n.d. não detectado

Tabela A04. Continuação. Composição Química, em porcentagem de peso, de anfíbios das rochas do Maciço Ponte Nova.

Fólias	MLGc	MLGc	MLGc	MLGc	MLGc	MLGc	MLGc-C	MLGc-C	MLGc-C	MLGc-C	MLGc-C	MLGc-C	MLGc-C	GBPf	GBPf	GBPf	GBPf	GBPf
Amostra	r133	r133	r133	r133	r133	r165d	r165d	r165d	r165d	r165d	r165d	r165d	r165d	r115c	r46c	r46c	r46c	r46c
Análise	1	1	2	2	2	1	1	1	1	1	1	1	1	18	6	6	9	9
Localização	ints n	ints bd	ints n	ints bd	ints n	ints n	ints bd	ints n	ints bd	ints n	ints bd	ints n	ints bd	ints n	ints n	ints bd	ints n	ints bd
SiO ₂	39,16	39,90	39,45	39,69	38,94	38,44	39,54	39,28	39,19	39,34	38,99	39,14	39,87	40,89	38,78	39,97	39,24	39,59
TiO ₂	6,34	5,61	6,28	6,08	6,48	6,27	6,92	6,91	6,62	6,90	7,59	6,65	7,15	6,46	6,29	6,13	6,18	6,02
Al ₂ O ₃	13,36	12,63	13,71	13,14	13,33	12,82	13,38	13,49	13,33	13,35	13,63	13,15	12,86	12,42	13,65	13,25	13,19	12,54
FeO	11,68	11,70	11,01	11,76	11,27	12,70	10,35	10,61	10,26	10,53	10,38	9,95	10,08	11,57	11,03	11,30	11,18	13,42
MnO	0,16	0,13	0,11	0,13	0,13	0,15	0,11	0,08	0,11	0,15	0,13	0,09	0,09	0,16	0,14	0,12	0,18	0,15
MgO	12,25	12,01	12,24	12,31	11,79	11,26	12,21	12,42	12,15	12,20	11,67	11,80	12,27	12,19	11,96	11,72	11,76	10,53
CaO	11,72	11,30	11,61	11,72	11,43	11,50	11,56	11,83	11,60	11,73	11,45	11,58	11,60	11,53	11,92	11,80	11,61	11,45
Na ₂ O	2,60	2,49	2,43	2,39	2,49	2,53	2,33	2,38	2,41	2,35	2,40	2,45	2,51	2,63	2,32	2,48	2,20	2,55
K ₂ O	1,46	1,45	1,45	1,44	1,49	1,68	1,49	1,43	1,44	1,46	1,51	1,57	1,45	1,53	1,40	1,38	1,38	1,36
F	n.d.	0,03	n.d.	0,06	n.d.	0,25	0,03	n.d.	0,12	0,18	0,26	0,18	0,36	0,24	0,06	0,21	0,46	0,19
Cl	0,04	0,06	0,04	0,03	0,02	0,05	0,02	0,01	0,04	0,01	0,05	0,05	0,05	0,06	0,01	0,01	0,04	0,04
Total	98,76	97,30	98,33	98,75	97,38	97,64	97,94	98,43	97,26	98,19	98,04	96,61	98,29	99,67	97,56	98,36	97,41	97,82
-O=F,Cl	0,01	0,02	0,01	0,03	0,01	0,11	0,02	n.d.	0,06	0,08	0,12	0,09	0,16	0,11	0,03	0,09	0,20	0,09
Total	98,75	97,28	98,32	98,72	97,37	97,53	97,92	98,43	97,20	98,11	97,92	96,52	98,13	99,56	97,53	98,27	97,21	97,73
Fórmula Estrutural calculada na base anidra de 23 oxigênios																		
Si	5,796	5,976	5,837	5,862	5,843	5,825	5,878	5,814	5,879	5,854	5,830	5,942	5,944	6,016	5,811	5,959	5,901	5,989
Al	2,204	2,024	2,163	2,138	2,157	2,175	2,122	2,186	2,121	2,146	2,170	2,058	2,056	1,984	2,189	2,041	2,099	2,011
Σ T	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al	0,126	0,205	0,225	0,147	0,199	0,112	0,220	0,165	0,234	0,194	0,231	0,294	0,203	0,167	0,220	0,284	0,236	0,224
Ti	0,706	0,632	0,699	0,675	0,731	0,714	0,774	0,769	0,747	0,772	0,853	0,760	0,802	0,715	0,709	0,687	0,699	0,685
Fe ³⁺																		
Mg	2,703	2,682	2,700	2,709	2,638	2,544	2,706	2,741	2,718	2,706	2,601	2,671	2,727	2,674	2,671	2,605	2,636	2,375
Fe ²⁺	1,446	1,465	1,362	1,452	1,414	1,610	1,286	1,314	1,287	1,310	1,298	1,264	1,257	1,424	1,382	1,408	1,406	1,697
Mn	0,020	0,016	0,014	0,017	0,017	0,020	0,014	0,010	0,014	0,018	0,017	0,012	0,012	0,020	0,018	0,016	0,023	0,019
Σ C	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000
Mg																		
Fe ²⁺																		
Mn																		
Ca																		
Na	1,859	1,814	1,840	1,854	1,838	1,867	1,841	1,875	1,864	1,870	1,834	1,883	1,853	1,818	1,914	1,884	1,871	1,856
Na	0,141	0,186	0,160	0,146	0,162	0,133	0,159	0,125	0,136	0,130	0,166	0,117	0,147	0,182	0,086	0,116	0,129	0,144
Σ B	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Ca																		
Na	0,607	0,538	0,539	0,538	0,561	0,610	0,513	0,557	0,564	0,550	0,530	0,604	0,579	0,568	0,587	0,602	0,513	0,602
K	0,275	0,277	0,273	0,271	0,286	0,325	0,282	0,270	0,275	0,278	0,287	0,305	0,275	0,287	0,267	0,263	0,264	0,262
Σ A	0,882	0,815	0,811	0,809	0,847	0,935	0,795	0,827	0,839	0,828	0,817	0,908	0,854	0,855	0,855	0,865	0,777	0,865
Total Cations	15,882	15,815	15,811	15,809	15,847	15,935	15,795	15,827	15,839	15,828	15,817	15,908	15,854	15,855	15,855	15,865	15,777	15,865
F	0,013	0,013	0,028	0,028	0,017	0,117	0,016	0,001	0,059	0,085	0,121	0,088	0,170	0,109	0,026	0,097	0,220	0,089
Cl	0,009	0,015	0,009	0,009	0,006	0,012	0,005	0,003	0,009	0,003	0,012	0,013	0,014	0,014	0,004	0,003	0,009	0,009
Nomenclatura (Leake, 1997)	Kaersulita	Kaersulita	Kaersulita	Kaersulita	Kaersulita	Kaersulita	Kaersulita	Kaersulita	Kaersulita	Kaersulita	Kaersulita	Kaersulita	Kaersulita	Kaersulita	Kaersulita	Kaersulita	Kaersulita	Kaersulita
	com K	com K	com K	com K	com K	com K	com K	com K	com K	com K	com K	com K	com K	com K	com K	com K	com K	com K

Observações: Fe²⁺/Fe³⁺ calculado por limites na fórmula estrutural.

Abrev.: n - núcleo, bd - borda, mt - matriz, pq - poiquilítico, ints- intersticial, alt - alteração, n.d. não detectado

Tabela A04. Continuação. Composição Química, em porcentagem de peso, de anfíbolos das rochas do Maciço Ponte Nova.

Fóries	Diff	Diff	Diff	Diff	Diff	Diff	Diff	Diff	Diff	Diff	Diff	Diff	Diff
Amostra	r142	r142	r158b	r158b	r158b	r158b	r158b	r158b	r158b	r158b	r158b	r158b	r19
Análise	16	17	17	1	1	2	2	3	3	3	3	7	7
Localização	bd	bd	n	n	bd	n	bd	n	bd	n	bd	mt	mt
SiO ₂	39,26	39,43	39,80	39,16	38,87	37,86	38,89	38,76	38,78	38,78	40,91		
TiO ₂	1,92	5,05	6,48	4,82	5,31	6,53	4,98	6,29	4,44	4,56			
Al ₂ O ₃	11,11	12,37	13,22	13,40	13,22	14,45	13,16	13,96	13,50	11,52			
FeO	24,73	17,47	11,73	16,05	16,13	12,28	16,65	13,13	17,38	15,91			
MnO	0,57	0,42	0,16	0,35	0,46	0,16	0,44	0,21	0,42	0,28			
MgO	5,74	8,56	11,55	9,43	9,10	10,69	8,87	10,27	8,41	10,25			
CaO	10,37	11,35	11,83	11,55	11,38	12,13	11,48	12,24	11,54	11,47			
Na ₂ O	3,28	2,58	2,42	2,54	2,34	2,50	2,47	2,41	2,54	2,50			
K ₂ O	1,58	1,60	1,38	1,88	1,86	1,46	1,86	1,55	1,82	1,70			
F	0,25	0,21	0,11	0,16	0,13	0,12	0,04	0,26	0,12	0,29			
Cl	0,01	0,04	0,02	0,08	0,07	0,01	0,06	0,01	0,07	0,04			
Total	98,80	99,08	98,70	99,41	98,88	98,19	98,89	99,09	99,02	99,43			
-O=F,Cl	0,11	0,10	0,05	0,09	0,07	0,05	0,03	0,11	0,07	0,13			
Total	98,69	98,98	98,65	99,32	98,81	98,14	98,86	98,98	98,95	99,30			
Fórmula Estrutural calculada na base anidra de 23 oxigênios													
Si	6,112	5,994	5,920	5,897	5,885	5,714	5,903	5,832	5,901	6,131			
Al	1,888	2,006	2,080	2,103	2,115	2,286	2,097	2,168	2,099	1,869			
Σ T	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000			
Al	0,149	0,208	0,236	0,273	0,241	0,283	0,256	0,306	0,320	0,165			
Ti	0,225	0,578	0,724	0,545	0,604	0,742	0,569	0,712	0,508	0,514			
Fe ³⁺	0,525												
Mg	1,331	1,939	2,561	2,116	2,054	2,405	2,006	2,303	1,907	2,291			
Fe ²⁺	2,694	2,221	1,459	2,022	2,042	1,550	2,113	1,652	2,211	1,995			
Mn	0,075	0,054	0,020	0,044	0,058	0,020	0,056	0,027	0,054	0,036			
Σ C	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000			
Mg													
Fe ²⁺													
Mn													
Ca													
Na													
K													
Σ A													
Ca	0,720	0,608	0,583	0,605	0,532	0,693	0,594	0,676	0,629	0,568			
Na	0,314	0,310	0,262	0,360	0,363	0,281	0,361	0,298	0,354	0,325			
K	1,034	0,918	0,846	0,965	0,895	0,974	0,954	0,974	0,983	0,893			
Total Cátions	16,034	15,918	15,846	15,965	15,895	15,974	15,954	15,974	15,983	15,893			
F	0,124	0,103	0,053	0,077	0,061	0,057	0,018	0,122	0,057	0,139			
Cl	0,003	0,010	0,006	0,020	0,017	0,002	0,016	0,003	0,019	0,009			
Nomenclatura (Leake, 1997)	Hastingsia	Kaersutita	Kaersutita	Kaersutita	Kaersutita	Kaersutita	Kaersutita	Kaersutita	Kaersutita	Kaersutita			
	com K	com K	com K	com K	com K	com K	com K	com K	com K	com K			

Observações: Fe²⁺/Fe³⁺ calculado por limites na fórmula estrutural.
Abrev.: n - núcleo, bd -borda, mt -matriz, pq - poiquilítico, ints- intersticial, alt - alteração, n.d. não detectado

Tabela A05. Continuação. Composição Química, em porcentagem de peso, de biotitas das rochas do Maciço Ponte Nova.

Fácies	ICPs	ICPs	Umf-PO	Umf-PO	Umf-PO	Gb-PN	Gb-PN	Gb-PN	Gb-PN	Gb-PN	Gb-PN	Gb-PN	Gb-PN	Gb-PN	Gb-PN	Gb-PN	Gb-PN
Amostra	r119b	r119b	r121d	r121d	r121d	r41a	r41a	r41a	r41a	r41a	r41a	r41a	r41a	r41a	r41a	r41a	r97
Localização	ints	ints bd	ints	ints	bd	mt	bd	mt	bd	bd opc	ints	ints	ints	ints	ints	bd	bd
SiO ₂	36,94	37,24	35,91	35,81	35,77	37,64	37,37	35,82	36,02	36,37	36,61	36,30	36,05	35,68	34,82	34,82	
TiO ₂	8,18	7,92	7,86	8,39	8,64	5,98	8,06	7,13	9,32	9,51	6,98	9,12	9,30	10,49	10,38	10,38	
Al ₂ O ₃	15,14	15,47	15,13	14,51	14,67	14,28	14,04	14,02	14,62	13,92	14,19	14,30	14,39	14,10	14,12	14,12	
FeO	6,45	7,72	12,74	14,12	15,16	10,95	11,88	11,31	12,02	13,52	13,51	14,05	15,03	15,42	15,18	15,18	
MnO	0,04	0,06	0,06	0,10	0,11	n.d.	0,07	0,04	0,05	0,12	0,02	0,09	0,12	0,06	0,09	0,08	
MgO	18,93	17,74	14,71	13,48	12,82	16,63	15,04	15,46	13,98	12,80	13,19	14,38	12,18	11,67	11,61	11,61	
CaO	n.d.	0,06	0,04	n.d.	n.d.	n.d.	0,02	n.d.	0,04	n.d.	0,04	0,08	0,04	0,02	n.d.	n.d.	
BaO	0,25	0,15	0,05	n.d.	0,15	0,08	0,30	0,27	0,60	1,27	1,50	0,83	0,69	1,63	1,86	1,86	
Na ₂ O	0,42	0,57	0,55	0,56	0,38	0,19	0,37	0,23	0,28	0,40	0,36	0,17	0,24	0,27	0,26	0,54	
K ₂ O	9,48	9,12	9,40	9,28	9,48	9,86	9,74	9,51	9,62	9,05	8,96	9,38	9,35	9,32	8,86	8,86	
F	0,58	0,34	0,27	0,20	0,30	0,75	0,59	0,29	0,64	0,54	0,64	0,51	0,64	0,30	0,50	0,34	
Cl	0,02	0,03	0,04	0,04	0,03	0,07	0,03	0,06	0,04	0,03	0,04	0,05	0,04	0,05	0,03	0,01	
Total	96,43	96,41	96,75	96,48	97,50	96,42	97,51	94,14	97,67	97,19	97,86	96,74	97,70	97,69	99,17	97,80	
O_F-Cl	0,25	0,15	0,12	0,09	0,13	0,33	0,26	0,14	0,28	0,23	0,28	0,23	0,14	0,21	0,15	0,15	
CTotal	96,18	96,26	96,63	96,39	97,37	96,09	97,26	94,00	97,39	96,95	97,59	97,42	97,55	98,95	97,66	97,66	
Fórmula Estrutural calculada na base de 11 oxigênios																	
Si	2,670	2,684	2,648	2,662	2,653	2,784	2,743	2,707	2,686	2,691	2,702	2,729	2,704	2,674	2,644	2,612	
Al ^{IV}	1,289	1,315	1,315	1,271	1,282	1,216	1,215	1,249	1,269	1,226	1,243	1,256	1,200	1,258	1,232	1,249	
Fe ³⁺	0,041	0,001	0,036	0,067	0,065	-	0,043	0,044	0,045	0,083	0,056	0,015	0,096	0,068	0,125	0,140	
Σ s.tetraédrico	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	
Al ^{VI}	-	-	-	-	-	0,028	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Ti	0,445	0,429	0,436	0,469	0,482	0,333	0,445	0,405	0,516	0,534	0,506	0,391	0,511	0,519	0,585	0,586	
Fe ²⁺	0,349	0,464	0,750	0,810	0,876	0,678	0,687	0,671	0,695	0,761	0,783	0,828	0,779	0,865	0,831	0,813	
Mn	0,003	0,003	0,003	0,006	0,007	-	0,004	0,003	0,003	0,008	0,001	0,005	0,008	0,004	0,005	0,005	
Mg	2,039	1,906	1,618	1,494	1,417	1,834	1,646	1,741	1,534	1,426	1,461	1,597	1,474	1,346	1,289	1,298	
Σ s.octaédrico	2,835	2,802	2,807	2,780	2,781	2,872	2,782	2,820	2,749	2,729	2,752	2,821	2,772	2,734	2,709	2,702	
Ca	-	0,004	0,003	-	-	-	0,002	-	0,003	0,000	0,003	0,007	0,003	0,001	-	-	
Ba	0,007	0,004	0,001	-	0,004	0,002	0,009	0,008	0,017	0,037	0,044	0,005	0,024	0,020	0,047	0,055	
Na	0,059	0,080	0,078	0,081	0,055	0,027	0,053	0,033	0,039	0,058	0,051	0,024	0,035	0,039	0,037	0,078	
K	0,874	0,838	0,884	0,880	0,897	0,931	0,912	0,917	0,904	0,862	0,849	0,940	0,892	0,885	0,881	0,848	
Σ s.interfoliar	0,940	0,927	0,967	0,960	0,956	0,960	0,976	0,958	0,964	0,957	0,946	0,976	0,954	0,945	0,965	0,981	
F	0,133	0,078	0,063	0,048	0,071	0,176	0,137	0,070	0,150	0,127	0,149	0,120	0,150	0,071	0,116	0,081	
Cl	0,002	0,004	0,005	0,005	0,004	0,008	0,004	0,008	0,005	0,003	0,005	0,006	0,006	0,006	0,003	0,002	
OH	1,864	1,919	1,931	1,948	1,925	1,816	1,859	1,922	1,845	1,870	1,846	1,874	1,845	1,923	1,881	1,917	

Observações: Fe_{total} calculado como Fe³⁺. Fe³⁺ necessário para preencher sítio tetraédrico.

Abrev.: n - núcleo, bd -borda, mt -matriz, pq - poliquíptico, ints- intersticial, alt - alteração, n.d., não detectado

Tabela A05. Continuação. Composição Química, em porcentagem de peso, de biotitas das rochas do Maciço Ponte Nova.

Fácies	DM-LGT	DM-LGT	DM-LGT	DM-LGT	DM-LGT	DM-LGT	DF-TeF	DF-TeF
Amostra	r01b	r115a	r126d	r119	r119	r119	DF-TeF	DF-TeF
Cristal	7	3	4	5	4	5	DF-TeF	DF-TeF
Localização	mt	n	mt n	mt n	mt n	mt n	mt n	mt n
SiO ₂	34,95	36,16	35,70	35,63	37,35	37,31		
TiO ₂	5,28	10,77	7,57	7,80	5,67	6,03		
Al ₂ O ₃	14,64	14,37	15,32	14,37	14,30	14,02		
FeO	15,04	11,69	11,65	10,74	11,19	10,41		
MnO	0,26	0,09	0,20	0,23	0,46	0,35		
MgO	14,00	13,87	15,17	15,23	17,02	17,56		
CaO	n.d.	n.d.	0,06	0,01	0,01	n.d.		
BaO	0,14	0,38	0,34	0,33	0,17	0,19		
Na ₂ O	0,28	0,20	0,24	0,32	0,21	0,24		
K ₂ O	9,49	9,48	9,12	9,33	9,81	9,70		
F	0,14	0,15	0,41	n.d.	1,07	1,19		
Cl	0,04	0,02	0,01	0,03	0,03	0,05		
Total	94,26	97,19	95,79	94,02	97,29	97,05		
O_F_Cl	0,07	0,07	0,18	0,01	0,46	0,51		
CTotal	94,19	97,12	95,62	94,02	96,83	96,54		
Fórmula Estrutural calculada na base de 11 oxigênios								
Si	2,679	2,641	2,653	2,672	2,767	2,768		
Al ^{IV}	1,321	1,238	1,342	1,270	1,233	1,226		
Fe ³⁺	-	0,121	0,005	0,057	-	0,005		
Σ s.tetraédrico	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000		
Al ^{VI}	0,001	-	-	-	0,016	-		
Ti	0,305	0,592	0,423	0,440	0,316	0,337		
Fe ²⁺	0,964	0,593	0,720	0,616	0,693	0,641		
Mn	0,017	0,006	0,013	0,014	0,029	0,022		
Mg	1,600	1,510	1,681	1,703	1,880	1,942		
Σ s.octaédrico	2,886	2,700	2,837	2,774	2,935	2,942		
Ca	-	-	0,005	0,001	0,001	-		
Ba	0,004	0,011	0,010	0,010	0,005	0,006		
Na	0,042	0,029	0,035	0,047	0,030	0,035		
K	0,928	0,883	0,864	0,893	0,927	0,919		
Σ s.interfoliar	0,974	0,923	0,914	0,950	0,963	0,959		
F	0,034	0,035	0,097	-	0,250	0,278		
Cl	0,005	0,002	0,001	0,003	0,004	0,006		
OH	1,961	1,963	1,902	1,997	1,746	1,715		

Observações: Fe_{Total} calculado como Fe³⁺ : Fe²⁺ necessário para preencher sítio tetraédrico.
Abrev.: n - núcleo, bd -borda, mt -matriz, pq - poliquítico, ints- intersticial, alt - alteração, n.d., não detectado

Tabela A06. Continuação. Composição Química, em porcentagem de peso, de minerais opacos das rochas do maciço Ponte Nova.

Fácies	GB-Mf	GB-Mf	GB-Mf	GB-Mf	GB-Mf	GB-Mf	GB-Mf	GB-Mf	GB-Mf
Amostra	r72d	r72d	r72d	r72d	r72d	r72d	r72d	r72d	r72d
Cristal	17	17	17	17	18	18	18	18	18
Mineral	il	m	lm	m	s	il	l	m	rec
SiO ₂	0,03	0,03	0,83	0,83	0,02	0,07	0,05		
TiO ₂	52,06	8,32	17,37	51,97	11,22	22,42			
Al ₂ O ₃	0,04	2,15	2,98	0,07	2,90	2,12			
Cr ₂ O ₃	0,01	0,37	0,22	0,04	0,32	0,24			
Fe ₂ O ₃	5,16	50,41	27,89	4,97	44,34	23,37			
FeO	37,29	36,75	45,22	38,37	40,87	49,32			
MnO	0,61	0,18	0,67	0,99	0,69	0,77			
MgO	5,06	1,29	1,10	4,10	0,35	1,38			
CaO	n.d.	0,02	0,12	0,03	0,06	0,05			
ZnO	0,35	0,07	n.d.	0,09	n.d.	0,02			
Nb ₂ O ₅	n.d.	0,25	0,17	n.d.	0,06	0,04			
Total	100,25	99,13	96,06	100,51	100,43	99,43			
FeO _{Total}	41,94	82,12	70,33	42,85	80,78	70,35			
Si	0,002	0,001	0,031	0,001	0,003	0,002			
Ti	1,896	0,234	0,497	1,904	0,313	0,092			
Al	0,003	0,095	0,133	0,004	0,127	0,623			
Cr		0,011	0,007	0,001	0,009	0,007			
Fe ³⁺	0,188	1,419	0,798	0,182	1,235	0,649			
Fe ²⁺	1,510	1,151	1,440	1,563	1,266	1,523			
Mn	0,025	0,006	0,022	0,041	0,022	0,024			
Mg	0,365	0,072	0,062	0,298	0,019	0,076			
Ca		0,001	0,005	0,001	0,002	0,002			
Zn	0,008	0,001		0,002					
Nb		0,007	0,005		0,002	0,001			
Cátions	3,997	2,998	3,000	3,997	2,998	2,999			

Observações: Fe²⁺/Fe³⁺ calculado por estequiometria. Abrev.: n - núcleo, bd -borda, mt -matriz, ints- intersticial, rg - região de, m - magnetita, il - ilmenita, l - lamela, s - sem exsolução, rec - recalculado, n.d. - não detectado.

Fórmulas estruturais calculadas na base de 4 oxigênios para fases cúbicas e 6 oxigênios para fases romboedrais

Tabela A07. Composição Química, em porcentagem de peso, de plagioclásios das rochas do Macico Ponte Nova.

Fácies	UMFc	UMFc	UMFc	UMFc	UMFc	UMFc	UMFc	UMFc	UMFc	UMFc	UMFc	UMFc	UMFc	UMFc	UMFc	UMFc	UMFc	UMFc	UMFc	UMFc	UMFc	UMFc	UMFc	UMFc
Amostra	r117a	r117a	r117a	r117a	r117a	r117a	r117a	r117a	r117a	r117a	r117a	r117a	r117a	r117a	r117a	r117a	r117a	r117a	r117a	r117a	r117a	r117a	r117a	r117a
Crístal	1	1	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
Localização	ints	n	interst	ints	pg	ints	n	ints	n	ints	n	ints	n	ints	n	ints	n	ints	n	ints	n	ints	n	ints
SiO ₂	55,95	52,97	56,89	54,81	53,04	53,04	56,65	61,23	54,71	57,79	57,79	57,92	64,31	57,18	56,92	55,09	51,81	55,55	58,73	57,09	55,27	58,16	58,18	58,18
Al ₂ O ₃	28,14	29,99	28,19	29,49	30,38	30,38	27,40	24,79	29,26	27,28	27,28	26,17	22,62	27,33	27,20	28,43	30,47	28,59	26,30	27,45	25,81	25,97	26,00	26,00
TiO ₂	0,14	0,14	0,12	0,03	0,09	0,09	0,09	0,09	0,15	0,07	0,07	0,16	0,01	0,15	0,08	0,12	0,11	0,07	0,10	0,07	0,09	0,04	0,06	0,06
Fe ₂ O ₃	0,14	0,28	0,10	0,09	0,12	0,11	0,11	0,06	0,22	0,32	0,32	0,38	0,11	0,23	0,47	0,35	0,36	0,39	0,30	0,40	0,89	0,42	0,40	0,40
MnO	n.d.	0,01	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,02	0,02	0,02	n.d.	n.d.	n.d.	0,02	0,03	n.d.	0,01	0,02	0,01	n.d.	0,01	0,02	n.d.	0,02	0,02
MgO	0,02	0,03	0,03	n.d.	0,01	n.d.	n.d.	n.d.	0,02	0,05	0,05	0,02	n.d.	0,03	0,03	0,01	0,02	0,01	0,04	0,03	0,23	0,04	0,03	0,03
CaO	9,72	11,81	9,47	10,94	12,42	12,42	9,16	6,04	11,30	8,56	7,88	7,88	3,41	8,83	8,94	10,04	12,65	10,09	7,66	9,27	8,92	7,72	8,01	8,01
BaO	0,06	n.d.	0,06	0,18	0,03	0,03	0,06	n.d.	0,06	0,07	0,10	0,12	n.d.	n.d.	0,12	n.d.	0,13	0,05	0,12	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
SrO	0,32	0,29	0,28	0,30	0,37	0,33	0,33	0,48	0,28	0,29	0,29	0,14	0,44	0,23	0,16	0,33	0,50	0,23	0,10	0,09	0,05	0,17	0,14	0,14
Na ₂ O	5,07	4,76	5,95	5,08	3,79	5,02	7,15	4,45	5,61	6,80	9,89	6,41	6,29	5,40	6,29	5,40	3,90	5,38	6,61	6,13	5,98	6,82	6,49	6,49
K ₂ O	0,39	0,20	0,42	0,28	0,21	0,50	0,22	0,18	0,38	0,38	0,26	0,07	0,37	0,48	0,48	0,42	0,23	0,46	0,81	0,15	0,50	0,37	0,37	0,37
Total	99,95	100,48	101,50	101,19	100,45	99,33	100,06	100,65	100,65	100,41	99,83	100,87	100,78	100,68	100,68	100,21	100,19	100,83	100,76	100,68	97,76	99,71	99,68	99,68

Fórmula estrutural calculada na base de 32 oxigênios

Si	10,067	9,570	10,096	9,800	9,567	10,228	10,867	9,813	9,813	10,308	10,405	11,288	10,206	10,191	9,931	9,931	9,424	9,947	10,456	10,187	10,201	10,453	10,452	10,452
Al	5,963	6,381	5,891	6,209	6,453	5,826	5,181	6,181	5,731	5,731	5,536	4,676	5,745	5,735	6,035	6,035	6,527	6,030	5,514	5,768	5,610	5,497	5,501	5,501
Fe ³⁺	0,019	0,039	0,013	0,012	0,016	0,014	0,008	0,030	0,043	0,043	0,052	0,015	0,031	0,063	0,047	0,047	0,049	0,052	0,039	0,054	0,124	0,056	0,054	0,054
Ti	0,019	0,019	0,016	0,003	0,012	0,012	0,012	0,021	0,009	0,009	0,022	0,001	0,020	0,011	0,016	0,016	0,015	0,009	0,013	0,009	0,012	0,005	0,008	0,008
Σ _T	16,068	16,009	16,016	16,024	16,048	16,080	16,068	16,045	16,091	16,091	16,015	15,980	16,002	16,000	16,029	16,015	16,038	16,022	16,022	16,018	15,947	16,011	16,015	16,015
Mn	0,001	0,001	0,001	0,001	0,002	0,001	0,003	0,004	0,004	0,013	0,005	0,003	0,004	0,004	0,004	0,002	0,003	0,001	0,001	0,002	0,003	0,002	0,002	0,002
Mg	0,005	0,009	0,007	0,007	0,002	0,001	0,001	0,006	0,006	0,013	0,013	0,005	0,007	0,004	0,004	0,004	0,005	0,003	0,011	0,008	0,064	0,012	0,007	0,007
Ca	1,874	2,285	1,800	2,095	2,401	1,772	1,148	2,171	1,635	1,635	1,516	0,640	1,688	1,716	1,939	2,465	1,936	1,936	1,460	1,772	1,764	1,487	1,542	1,542
Ba	0,004	0,004	0,004	0,012	0,002	0,004	0,004	0,004	0,005	0,005	0,007	0,007	0,009	0,009	0,009	0,009	0,009	0,003	0,008	0,008	0,008	0,008	0,008	0,008
Sr	0,030	0,030	0,030	0,030	0,040	0,030	0,050	0,030	0,030	0,030	0,010	0,040	0,020	0,020	0,030	0,030	0,050	0,020	0,010	0,010	0,010	0,020	0,010	0,010
Na	1,770	1,667	2,047	1,762	1,324	1,756	2,459	1,549	1,940	2,368	2,368	3,367	2,217	2,183	1,889	1,374	1,869	2,283	2,119	2,119	2,140	2,377	2,260	2,260
K	0,089	0,046	0,096	0,063	0,048	0,114	0,049	0,040	0,086	0,086	0,060	0,016	0,083	0,110	0,097	0,053	0,105	0,185	0,185	0,034	0,117	0,084	0,084	0,084
Σ _M	3,772	4,038	3,984	3,963	3,817	3,680	3,706	3,804	3,709	3,709	3,966	4,067	4,019	4,042	3,961	3,959	3,957	3,937	3,957	3,945	4,098	3,980	3,905	3,905
Cátions	19,844	20,047	20,004	19,999	19,867	19,764	19,774	19,853	19,853	19,805	19,988	20,047	20,021	20,051	19,990	19,983	19,978	19,987	19,987	19,963	20,045	19,991	19,920	19,920

Componentes Moleculares

Ab	47,0	41,4	51,5	44,5	34,7	47,8	66,4	40,8	52,5	59,8	82,9	55,3	54,1	47,8	34,8	47,5	57,9	53,9	53,1	59,9	58,0
An	49,8	56,7	45,3	52,9	62,9	48,2	31,0	57,2	44,2	38,3	15,8	42,1	42,5	49,0	62,4	49,2	37,0	45,0	43,8	37,5	39,6
Or	2,4	1,1	2,4	1,6	1,3	3,1	1,3	1,1	2,3	1,5	0,4	2,1	2,7	2,5	1,3	2,7	4,7	0,9	2,9	2,1	2,2
Cn	0,1	0,0	0,1	0,3	0,1	0,1	0,0	0,1	0,1	0,2	0,0	0,0	0,2	0,0	0,2	0,1	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0
AnSr	0,8	0,7	0,8	0,8	1,1	0,8	1,4	0,8	0,8	0,3	1,0	0,5	0,5	0,8	1,3	0,5	0,3	0,3	0,3	0,5	0,3

Observações: Fe_{total} calculado como Fe³⁺.

Abreviações: n - núcleo, bd - borda, i - porção intermediária, ints. - intersticial, pq - poiquilítico, mt- matriz, alt. - alterado, n.d. - não detectado.

Tabela A07_Continuação. Composição Química, em porcentagem de peso, de plagioclásios das rochas do Maciço Ponte Nova.

Fácies	UMFc	UMFc	UMFc	UMFc	MLGc	MLGc	MLGc	MLGc	MLGc	MLGc	MLGc	MLGc	MLGc	MLGc	MLGc	MLGc	MLGc	MLGc	MLGc	MLGc	MLGc	MLGc	MLGc
Amostra	r57	r57	r57	r57	r01a	r01a	r01a	r01a	r01a	r01a	r125	r125	r125	r125	r125	r133	r133	r133	r133	r133	r133	r133	r133
Crístal	1	1	2	3	1	1	1	2	4	4	1	1	1	3	5	1	5	1	2	2	3	3	3
Localização	ints	2	ints	n	bd	bd	bd	n	n	n	bd	bd	bd	ints	ints	n	bd	bd	bd	bd	bd	bd	n
SiO ₂	61,20	61,61	62,02	64,51	47,45	48,32	52,74	48,61	48,01	54,26	53,91	62,42	63,53	53,50	51,83	54,64	56,82	47,70	52,30	50,31	52,30	50,31	50,31
Al ₂ O ₃	23,92	23,85	24,28	22,76	32,81	32,61	29,75	33,63	32,65	28,89	29,06	23,52	22,13	28,00	28,97	28,37	26,91	33,21	29,88	31,94	29,88	31,94	31,94
TiO ₂	0,16	0,14	0,08	0,07	0,05	0,15	0,05	0,12	0,06	0,14	0,07	0,12	0,02	0,11	0,09	0,13	0,05	0,09	0,11	0,17	0,09	0,11	0,17
Fe ₂ O ₃	0,27	0,29	0,21	0,32	0,16	0,15	0,17	0,14	0,31	0,23	0,30	0,13	0,14	0,32	0,53	0,33	0,40	0,19	0,26	0,31	0,26	0,31	0,31
MnO	n.d.	0,02	n.d.	0,02	0,01	0,02	0,03	n.d.	0,05	n.d.	0,02	0,03	n.d.	n.d.	0,02	n.d.	0,05	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
MgO	n.d.	n.d.	0,02	0,10	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,04	0,01	n.d.	0,02	0,01	0,02	0,06	0,02	0,03	0,01	n.d.	0,01	n.d.	n.d.
CaO	5,31	5,25	5,25	3,34	15,92	15,16	11,75	15,54	15,13	11,02	10,39	4,15	3,19	10,33	11,21	10,41	8,70	16,05	11,91	13,88	16,05	11,91	13,88
BaO	0,07	0,11	0,03	0,02	0,08	0,08	0,17	0,12	0,16	n.d.	0,33	0,22	0,35	0,26	0,06	0,08	n.d.	0,02	0,04	0,06	0,02	0,04	0,06
SrO	0,35	0,26	0,13	0,06	0,30	0,36	0,40	0,41	0,32	0,48	0,35	0,26	0,10	0,49	0,33	0,25	0,27	0,24	0,23	0,29	0,24	0,23	0,29
Na ₂ O	7,78	7,84	8,35	9,44	2,44	2,53	4,55	2,32	2,54	5,26	5,11	8,79	9,40	5,35	4,75	5,22	6,65	2,23	4,45	3,41	2,23	4,45	3,41
K ₂ O	1,30	1,28	0,73	0,47	0,10	0,12	0,28	0,08	0,15	0,27	0,30	0,99	0,96	0,30	0,24	0,33	0,34	0,06	0,22	0,17	0,06	0,22	0,17
Total	100,36	100,64	101,09	101,10	99,32	99,51	99,90	100,97	99,36	100,59	99,84	100,61	99,83	98,67	98,05	99,82	100,19	99,82	99,41	100,53	99,82	99,41	100,53

Fórmula estrutural calculada na base de 32 oxigênios																							
Si	10,908	10,942	10,928	11,282	8,784	8,900	9,597	8,825	8,868	9,783	9,787	11,059	11,310	9,845	9,607	9,895	10,218	8,769	9,549	9,138	8,769	9,549	9,138
Al	5,022	4,989	5,037	4,688	7,152	7,072	6,375	7,190	7,103	6,134	6,212	4,907	4,640	6,068	6,324	6,051	5,700	7,191	6,424	6,832	7,191	6,424	6,832
Fe ³⁺	0,036	0,038	0,028	0,043	0,023	0,021	0,023	0,020	0,042	0,031	0,041	0,017	0,019	0,045	0,073	0,045	0,054	0,026	0,036	0,042	0,026	0,036	0,042
Ti	0,021	0,019	0,010	0,009	0,007	0,021	0,007	0,017	0,008	0,019	0,009	0,015	0,002	0,015	0,013	0,017	0,006	0,012	0,014	0,023	0,012	0,014	0,023
Σ _T	15,987	15,988	16,003	16,022	15,966	16,014	16,002	16,052	16,021	15,967	16,049	15,998	15,971	15,973	16,017	16,008	15,978	15,998	16,023	16,035	15,998	16,023	16,035
Mn	0,003	0,003	0,003	0,003	0,001	0,003	0,005	0,007	0,007	0,011	0,002	0,004	0,006	0,001	0,003	0,016	0,007	0,008	0,003	0,007	0,008	0,003	0,007
Mg	0,004	0,004	0,004	0,025	3,156	2,992	2,290	3,023	2,995	2,129	2,021	0,788	0,608	2,037	2,226	2,019	1,675	3,161	2,331	2,702	3,161	2,331	2,702
Ca	1,014	0,999	0,991	0,626	0,006	0,006	0,012	0,009	0,011	0,030	0,040	0,030	0,024	0,018	0,005	0,006	0,001	0,001	0,003	0,004	0,001	0,003	0,004
Ba	0,005	0,007	0,002	0,002	0,030	0,040	0,040	0,040	0,030	0,050	0,040	0,030	0,010	0,050	0,040	0,030	0,030	0,030	0,020	0,030	0,030	0,020	0,030
Sr	0,040	0,030	0,010	0,010	0,877	0,903	1,606	0,817	0,909	1,840	1,798	3,021	3,246	1,910	1,707	1,833	2,320	0,793	1,575	1,199	0,793	1,575	1,199
Na	2,689	2,699	2,853	3,200	0,877	0,903	1,606	0,817	0,909	1,840	1,798	3,021	3,246	1,910	1,707	1,833	2,320	0,793	1,575	1,199	0,793	1,575	1,199
K	0,295	0,289	0,165	0,104	0,023	0,028	0,065	0,018	0,035	0,061	0,069	0,223	0,217	0,070	0,058	0,077	0,079	0,015	0,051	0,038	0,015	0,051	0,038
Σ _M	4,043	4,027	4,025	3,970	4,093	3,972	4,018	3,907	3,987	4,091	3,957	4,082	4,111	4,088	4,043	3,981	4,116	4,008	3,983	3,973	4,008	3,983	3,973
Cátions	20,035	20,022	20,030	19,994	20,065	19,992	20,032	19,968	20,019	20,058	20,029	20,095	20,106	20,079	20,065	19,995	20,094	20,007	20,009	20,012	20,007	20,009	20,012

Componentes Moleculares																							
Ab	66,5	67,1	71,0	81,2	21,4	22,8	40,0	20,9	22,8	45,1	45,5	74,1	79,1	46,8	42,3	46,2	56,5	19,8	39,6	30,2	19,8	39,6	30,2
An	25,1	24,8	24,7	15,9	77,1	75,4	57,1	77,4	75,3	52,2	51,2	19,3	14,8	49,9	55,2	50,9	40,8	79,0	58,6	68,0	79,0	58,6	68,0
Or	7,3	7,2	4,1	2,6	0,6	0,7	1,6	0,5	0,9	1,5	1,8	5,5	5,3	1,7	1,4	1,9	1,9	0,4	1,3	1,0	0,4	1,3	1,0
Cn	0,1	0,2	0,1	0,1	0,2	0,2	0,3	0,2	0,3	0,0	0,6	0,4	0,6	0,4	0,1	0,2	0,0	0,0	0,1	0,1	0,0	0,1	0,1
AnSr	1,0	0,8	0,3	0,3	0,7	1,0	1,0	1,0	0,8	1,2	1,0	0,7	0,2	1,2	1,0	0,8	0,7	0,8	0,5	0,8	0,8	0,5	0,8

Observações: Fe_{total} calculado como Fe³⁺.

Abreviações: n - núcleo, bd - borda, i - porção intermediária, ints. - intersticial, pq - poiquilítico, mt- matriz, alt. - alterado, n.d. - não detectado.

Tabela A07. Continuação. Composição Química, em porcentagem de peso, de plagioclásios das rochas do Maciço Ponte Nova.

Fácies	MLGc	MLGc	MLGc	MLGc	MLGc	MLGc	MLGc	MLGc	MLGc	MLGc	MLGc	MLGc	MLGc	MLGc	MLGc	MLGc	MLGc	MLGc	MLGc	MLGc	MLGc	MLGc	MLGc	MLGc
Amostra	r133	r133	r133	r133	r133	r133	r133	r133	r133	r133	r133	r133	r133	r133	r133	r133	r133	r133	r133	r133	r133	r133	r133	r133
Crístal	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3
Localização	bd	2	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd
SiO ₂	56,77	58,17	54,61	55,61	53,86	61,60	48,26	48,15	57,13	59,46	52,34	52,10	55,04	51,70	54,21	55,61	59,69	59,67	56,55	54,02	60,73			
Al ₂ O ₃	26,54	26,42	28,70	28,19	28,72	24,05	32,63	33,08	27,27	25,35	30,85	30,61	28,09	30,70	29,18	28,69	25,01	25,10	27,30	29,15	24,96			
TiO ₂	0,09	0,05	0,08	0,08	0,13	0,11	0,04	0,12	0,09	0,07	0,21	0,13	0,07	0,17	0,19	0,12	0,08	0,11	0,17	0,13	0,12			
Fe ₂ O ₃	0,24	0,39	0,40	0,22	0,25	0,27	0,22	0,16	0,16	0,37	0,14	0,15	0,11	n.d.	0,12	0,04	0,18	0,23	0,12	0,23	0,28			
MnO	n.d.	0,02	n.d.	0,01	0,01	0,04	0,03	0,02	0,01	n.d.	n.d.	n.d.	0,01	n.d.	0,02	n.d.	0,01	0,01	0,01	0,02	n.d.			
MgO	0,05	0,02	0,02	n.d.	n.d.	0,02	n.d.	n.d.	0,02	n.d.	n.d.	0,01	n.d.	0,01	n.d.	0,01	0,01	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.			
CaO	8,48	7,83	10,66	10,07	10,62	5,36	15,18	15,38	8,74	6,86	12,12	12,71	9,98	12,95	11,05	9,68	6,27	6,66	9,19	11,04	6,23			
BaO	n.d.	n.d.	0,13	0,07	0,18	0,01	0,04	0,08	0,05	n.d.	0,03	0,01	0,17	0,01	0,15	0,18	0,09	0,09	0,57	n.d.	0,07			
SRo	0,22	0,18	0,47	0,27	0,26	0,21	0,35	0,28	0,31	0,15	0,33	0,34	0,29	0,34	0,27	0,38	0,25	0,28	0,32	0,27	0,18			
Na ₂ O	6,53	6,99	5,21	5,80	5,52	8,54	2,66	2,45	6,42	7,65	4,06	4,13	5,27	3,82	5,04	5,69	7,36	6,52	4,93	4,27	6,62			
K ₂ O	0,39	0,58	0,31	0,27	0,21	0,57	0,07	0,08	0,33	0,38	0,28	0,28	0,49	0,28	0,35	0,37	0,87	0,56	0,51	0,27	0,63			
Total	99,29	100,64	100,56	100,59	99,76	100,78	99,49	99,81	100,52	100,29	100,36	100,47	99,51	99,96	100,59	100,77	99,83	99,23	99,66	99,40	99,82			
Fórmula estrutural calculada na base de 32 oxigênios																								
Si	10,279	10,385	9,844	9,985	9,788	10,904	8,892	8,841	10,222	10,608	9,462	9,435	9,989	9,405	9,766	9,963	10,698	10,716	10,217	9,802	10,813			
Al	5,659	5,555	6,091	5,961	6,148	5,013	7,081	7,153	5,747	5,325	6,568	6,529	6,003	6,576	6,190	6,055	5,280	5,309	5,809	6,230	5,233			
Fe ³⁺	0,032	0,053	0,054	0,030	0,034	0,036	0,031	0,022	0,021	0,050	0,019	0,020	0,015	0,015	0,017	0,005	0,024	0,032	0,016	0,031	0,038			
Ti	0,012	0,006	0,010	0,011	0,018	0,015	0,005	0,017	0,012	0,009	0,028	0,018	0,009	0,023	0,026	0,015	0,010	0,015	0,023	0,017	0,016			
Σ _T	15,982	15,999	15,999	15,987	15,988	15,968	16,009	16,033	16,002	15,992	16,077	16,002	16,016	16,004	15,999	16,038	16,012	16,072	16,065	16,080	16,100			
Mn	0,004	0,004	0,004	0,001	0,001	0,006	0,005	0,003	0,002	0,002	0,002	0,002	0,001	0,003	0,003	0,002	0,002	0,001	0,001	0,004	0,004			
Mg	0,012	0,006	0,004	0,001	0,001	0,006	0,006	0,006	0,006	0,006	0,006	0,006	0,006	0,006	0,006	0,006	0,006	0,006	0,006	0,006	0,006			
Ca	1,645	1,497	2,058	1,937	2,068	1,017	2,997	3,026	1,676	1,312	2,347	2,467	1,941	2,524	2,133	1,859	1,205	1,282	1,779	2,146	1,189			
Ba	0,009	0,009	0,009	0,005	0,013	0,013	0,003	0,006	0,004	0,004	0,002	0,001	0,012	0,001	0,010	0,013	0,006	0,006	0,040	0,040	0,005			
Sr	0,020	0,020	0,050	0,030	0,030	0,020	0,040	0,030	0,030	0,020	0,030	0,040	0,030	0,040	0,030	0,040	0,030	0,030	0,030	0,030	0,020			
Na	2,292	2,418	1,820	2,020	1,944	2,933	0,951	0,872	2,227	2,648	1,424	1,450	1,854	1,347	1,762	1,976	2,558	2,271	1,728	1,501	2,285			
K	0,090	0,131	0,072	0,062	0,049	0,129	0,017	0,018	0,075	0,087	0,064	0,064	0,112	0,065	0,081	0,085	0,199	0,127	0,118	0,063	0,143			
Σ _M	4,059	4,076	4,013	4,055	4,106	4,111	4,013	3,955	4,020	4,067	3,867	4,024	3,950	3,980	4,019	3,975	4,004	3,717	3,695	3,745	3,642			
Cátions	20,041	20,075	20,021	20,047	20,107	20,079	20,025	19,994	20,026	20,059	19,946	20,027	19,978	19,985	20,028	20,026	20,022	19,795	19,800	19,825	19,747			
Componentes Moleculares																								
Ab	56,6	59,5	45,4	49,8	47,4	71,6	23,7	22,1	55,5	65,1	36,8	36,1	47,0	33,9	43,9	49,7	64,0	61,1	46,8	40,1	62,7			
An	40,7	36,8	51,3	47,8	50,4	24,8	74,8	76,6	41,8	32,3	60,7	61,3	49,2	63,5	53,1	46,8	30,1	34,5	48,2	57,4	32,7			
Or	2,2	3,2	1,8	1,5	1,2	3,2	0,4	0,5	1,9	2,1	1,7	1,6	2,8	1,6	2,0	2,1	5,0	3,4	3,2	1,7	3,9			
Cn	0,0	0,0	0,2	0,1	0,3	0,0	0,1	0,2	0,1	0,0	0,1	0,0	0,3	0,0	0,3	0,3	0,2	0,2	0,2	1,1	0,0			
AnSr	0,5	0,5	1,3	0,7	0,7	0,5	1,0	0,8	0,8	0,5	0,8	1,0	0,8	1,0	0,8	1,0	0,8	0,8	0,8	0,8	0,6			

Observações: Fe_{total} calculado como Fe³⁺.

Abreviações: n - núcleo, bd - borda, i - porção intermediária, ints. - intersticial, pq - poiquilítico, mt- matriz, alt. - alterado, n.d. - não detectado.

Tabela A07. Continuação. Composição Química, em porcentagem de peso, de plagioclásios das rochas do Maciço Ponte Nova.

Fácies	GB-Bnd	GB-Bnd	GB-Bnd	GB-Bnd	GB-Bnd	GB-Bnd	GB-Bnd	GB-Bnd	GB-Bnd	GB-Bnd	GB-Bnd	GB-Bnd	GB-Bnd	GB-Bnd	GB-Bnd	GB-Bnd	GB-Bnd	GB-Bnd	GB-Bnd	GB-Bnd	GB-Bnd	GB-Bnd	GB-Bnd	GB-Bnd	GB-Bnd
Amostra	r106	r106	r106	r106	r126a	r126a	r126a	r126a	r126a	r126a	r126a	r126a	r126a	r126a	r126a	r126a	r126a	r126a	r126a	r126a	r126a	r126a	r126a	r126a	r126a
Crístal	1	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
Localização	bd	n	bd	inters	ints	bd	n	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd
SiO ₂	59,35	54,86	59,38	62,27	55,28	57,91	55,44	55,57	54,86	61,06	61,53	53,91	60,37	53,59	52,63	54,23	52,29	52,86	59,60	52,41	60,14	60,14	60,14	60,14	60,14
Al ₂ O ₃	25,21	28,48	25,66	22,52	28,26	27,01	28,66	28,63	28,54	22,65	22,58	28,94	24,38	28,76	28,64	28,85	29,91	29,99	25,61	29,57	25,64	25,64	25,64	25,64	25,64
TiO ₂	0,08	0,08	0,13	0,08	0,16	0,19	0,11	0,17	0,10	0,20	0,20	0,05	0,14	0,12	0,11	0,11	0,10	0,16	0,14	0,14	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12
Fe ₂ O ₃	0,23	0,11	0,15	0,02	0,11	0,12	0,12	0,08	0,12	0,22	0,10	0,18	0,13	0,14	0,19	0,19	0,20	0,18	0,14	0,29	0,27	0,27	0,27	0,27	0,27
MnO	0,05	0,03	0,01	0,01	0,03	n.d.	0,02	n.d.	0,02	0,02	0,03	0,01	n.d.	n.d.	n.d.	0,01	0,02	n.d.	0,02	n.d.	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
MgO	0,01	0,03	0,03	n.d.	n.d.	n.d.	0,02	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,01	0,01	n.d.	n.d.	0,19	n.d.	n.d.	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
CaO	6,44	10,58	6,90	3,41	9,81	8,20	10,18	10,22	10,39	3,88	4,02	11,34	5,73	10,80	10,55	10,52	11,61	12,40	6,96	11,80	6,57	6,57	6,57	6,57	6,57
BaO	0,16	0,12	0,25	0,65	0,19	0,57	0,22	0,36	0,26	0,59	0,91	0,18	0,08	0,15	0,31	0,25	0,23	0,12	0,11	0,16	0,22	0,22	0,22	0,22	0,22
Na ₂ O	0,26	0,40	0,29	0,20	0,46	0,30	0,42	0,31	0,15	0,33	0,47	0,34	0,26	0,39	0,25	0,21	0,38	0,26	0,21	0,46	0,36	0,36	0,36	0,36	0,36
K ₂ O	7,41	5,07	7,29	6,37	5,44	6,47	5,39	5,27	5,44	5,74	5,90	4,50	7,85	4,89	5,61	5,76	4,89	4,31	7,62	4,38	7,27	7,27	7,27	7,27	7,27
Total	99,67	100,00	100,48	100,49	100,18	101,22	101,01	101,01	100,16	99,48	100,31	99,72	99,42	99,21	98,48	100,46	99,81	100,50	100,95	99,46	101,45	101,45	101,45	101,45	101,45
Fórmula estrutural calculada na base de 32 oxigênios																									
Si	10,651	9,914	10,584	11,202	9,976	10,310	9,931	9,949	9,904	11,106	11,125	9,789	10,826	9,788	9,712	9,788	9,535	9,558	10,581	9,582	10,630	10,630	10,630	10,630	10,630
Al	5,328	6,062	5,387	4,772	6,005	5,662	6,047	6,035	6,067	4,851	4,807	6,188	5,148	6,186	6,223	6,131	6,424	6,385	5,355	6,366	5,338	5,338	5,338	5,338	5,338
Fe ³⁺	0,030	0,015	0,020	0,003	0,015	0,015	0,016	0,011	0,017	0,030	0,013	0,025	0,017	0,020	0,026	0,026	0,028	0,024	0,019	0,040	0,035	0,035	0,035	0,035	0,035
Ti	0,010	0,010	0,017	0,011	0,022	0,025	0,014	0,022	0,014	0,027	0,027	0,007	0,019	0,016	0,015	0,014	0,014	0,021	0,019	0,019	0,015	0,015	0,015	0,015	0,015
Σ _T	16,019	16,001	16,008	15,988	16,018	16,012	16,008	16,017	16,002	16,014	15,972	16,009	16,010	16,010	15,976	15,959	16,001	15,988	15,974	16,007	16,018	16,018	16,018	16,018	16,018
Mn	0,008	0,004	0,001	0,002	0,004		0,003		0,004	0,003	0,005	0,001				0,002	0,003	0,001	0,003	0,004	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003
Mg	0,003	0,007	0,008				0,006						0,002			0,050			0,004	0,004	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001
Ca	1,238	2,049	1,318	0,657	1,898	1,564	1,953	1,961	2,010	0,756	0,779	2,206	1,101	2,113	2,086	2,034	2,269	2,402	1,323	2,311	1,244	1,244	1,244	1,244	1,244
Ba	0,011	0,008	0,018	0,046	0,013	0,040	0,016	0,025	0,019	0,042	0,064	0,013	0,005	0,011	0,022	0,018	0,016	0,009	0,007	0,012	0,015	0,015	0,015	0,015	0,015
Sr	0,030	0,040	0,030	0,020	0,050	0,030	0,040	0,030	0,020	0,040	0,050	0,040	0,030	0,040	0,030	0,020	0,040	0,030	0,020	0,050	0,040	0,040	0,040	0,040	0,040
Na	2,578	1,777	2,521	2,221	1,905	2,234	1,870	1,829	1,904	2,025	2,069	1,583	2,731	1,732	2,008	2,015	1,730	1,510	2,624	1,552	2,492	2,492	2,492	2,492	2,492
K	0,110	0,058	0,087	1,137	0,102	0,105	0,101	0,092	0,063	1,111	1,053	0,066	0,108	0,085	0,045	0,035	0,041	0,048	0,120	0,056	0,191	0,191	0,191	0,191	0,191
Σ _M	3,978	3,943	3,983	4,083	3,972	3,973	3,989	3,937	4,020	3,977	4,020	3,909	3,977	3,981	4,191	4,174	4,099	4,000	4,101	3,985	3,986	3,986	3,986	3,986	3,986
Cátions	20,008	19,952	20,009	20,117	20,003	20,025	20,013	19,979	20,041	20,033	20,056	19,931	19,992	20,002	20,189	20,151	20,116	19,997	20,082	20,004	20,019	20,019	20,019	20,019	20,019
Componentes Moleculares																									
Ab	65,0	45,2	63,4	54,4	48,0	56,2	47,0	46,5	47,4	51,0	51,5	40,5	68,7	43,5	47,9	48,9	42,2	37,8	64,1	39,0	62,6	62,6	62,6	62,6	62,6
An	31,2	52,1	33,2	16,1	47,8	39,4	49,1	49,8	50,1	28,0	19,4	56,5	27,7	53,1	49,8	49,3	55,4	60,1	32,3	58,1	31,2	31,2	31,2	31,2	31,2
Or	2,8	1,5	2,2	27,9	2,6	2,6	2,5	2,3	1,6	19,0	26,2	1,7	2,7	2,1	1,1	0,9	1,0	1,2	2,9	1,4	4,8	4,8	4,8	4,8	4,8
Cn	0,3	0,2	0,5	1,1	0,3	1,0	0,4	0,6	0,5	1,1	1,6	0,3	0,1	0,3	0,5	0,4	0,4	0,2	0,2	0,3	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4
AnSr	0,8	1,0	0,8	0,5	1,3	0,8	1,0	0,8	0,5	1,0	1,3	1,0	0,8	1,0	0,7	0,5	1,0	0,8	0,5	1,3	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0

Observações: Fe_{total} calculado como Fe³⁺.

Abreviações: n - núcleo, bd - borda, i - porção intermediária, ints. - intersticial, pq - poiquilítico, mt- matriz, alt. - alterado, n.d. - não detectado.

Tabela A07. Continuação. Composição Química, em porcentagem de peso, de plagioclásios das rochas do Maciço Ponte Nova.

Fácies	Gb-PN	Gb-PN	Gb-PN	Gb-PN	Gb-PN	Gb-PN	Gb-PN	Gb-PN	Gb-PN	Gb-PN	Gb-PN	Gb-PN	Gb-PN	Gb-PN	Gb-PN	Gb-PN	Gb-PN	Gb-PN	Gb-PN	Gb-PL	Gb-PL	Gb-PL
Amostra	r100b	r100b	r100b	r100b	r100b	r100b	r100b	r100b	r100b	r100b	r100b	r100b	r100b	r100b	r100b	r100b	r100b	r100b	r100b	r165a	r165a	r165a
Crístal	5	6	6	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Localização	mt	n	bd	n	bd	n	bd	n	bd	n	bd	n	bd	n	bd	n	bd	n	bd	inters	n	bd
SiO ₂	57,94	52,00	56,04	50,43	54,17	55,85	52,15	58,26	52,25	61,11	52,27	55,39	51,82	57,09	56,88	56,91	60,19	63,34	54,93	61,41	61,41	61,41
Al ₂ O ₃	25,77	30,06	27,42	32,24	29,01	28,05	30,60	26,25	30,65	24,55	30,20	27,60	29,86	26,46	26,62	27,08	25,07	22,07	28,75	24,42	24,42	24,42
TiO ₂	0,18	n.d.	0,15	0,14	0,12	0,16	0,11	0,14	0,14	0,10	0,12	0,16	0,18	0,07	0,11	0,16	0,15	0,07	0,09	0,06	0,06	0,06
Fe ₂ O ₃	0,13	0,07	0,05	0,28	0,18	0,19	0,15	0,11	0,12	0,17	0,17	0,11	0,10	0,14	0,17	0,15	0,15	0,07	0,19	0,24	0,24	0,24
MnO	0,04	n.d.	n.d.	0,01	n.d.	n.d.	n.d.	0,01	0,01	n.d.	n.d.	n.d.	0,02	n.d.	n.d.	0,01	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
MgO	n.d.	n.d.	0,03	n.d.	0,03	0,02	n.d.	n.d.	0,02	n.d.	0,02	0,02	n.d.	0,02	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
CaO	7,47	12,41	9,44	14,24	10,78	9,80	12,87	7,86	11,96	5,26	12,10	8,96	11,77	7,77	8,13	8,27	6,17	2,93	10,03	5,07	5,07	5,07
BaO	0,32	0,16	0,16	0,10	0,24	0,38	n.d.	0,15	0,01	0,45	0,01	0,20	0,17	0,44	0,29	0,37	0,36	0,32	0,08	0,16	0,16	0,16
SnO	0,30	0,28	0,24	0,35	0,35	0,18	0,33	0,28	0,33	0,32	0,40	0,39	0,34	0,38	0,39	0,41	0,49	0,32	0,41	0,31	0,31	0,31
Na ₂ O	6,70	3,99	5,62	3,13	4,79	5,64	3,80	6,67	4,51	7,57	4,42	6,34	4,75	6,64	6,74	6,43	7,28	6,63	5,61	8,50	8,50	8,50
K ₂ O	0,37	0,24	0,31	0,12	0,36	0,42	0,19	0,49	0,26	1,27	0,22	0,38	0,20	0,73	0,64	0,54	1,23	5,15	0,20	0,71	0,71	0,71
Total	99,22	99,21	99,46	101,03	100,03	100,70	100,19	100,21	100,26	100,80	99,92	99,54	99,21	99,73	99,98	100,31	101,09	100,89	100,29	100,89	100,89	100,89
Fórmula estrutural calculada na base de 32 oxigênios																						
Si	10,479	9,521	10,139	9,116	9,806	10,025	9,454	10,433	9,466	10,857	9,506	10,056	9,505	10,329	10,273	10,235	10,701	11,321	9,896	10,872	10,872	10,872
Al	5,488	6,481	5,844	6,864	6,184	5,928	6,533	5,537	6,539	5,137	6,468	5,900	6,451	5,638	5,662	5,736	5,249	4,645	6,100	5,093	5,093	5,093
Fe ³⁺	0,017	0,009	0,007	0,038	0,024	0,026	0,020	0,015	0,017	0,022	0,024	0,015	0,014	0,018	0,023	0,020	0,020	0,009	0,026	0,031	0,031	0,031
Ti	0,024	0,020	0,018	0,018	0,016	0,021	0,015	0,018	0,019	0,014	0,016	0,021	0,025	0,010	0,015	0,022	0,021	0,009	0,012	0,008	0,008	0,008
Σ _T	16,008	16,011	16,010	16,036	16,030	16,000	16,022	16,003	16,041	16,030	16,014	15,992	15,995	15,995	15,973	16,013	15,991	15,984	16,034	16,004	16,004	16,004
Mn	0,007	0,001	0,007	0,001	0,007	0,006	0,001	0,001	0,002	0,002	0,005	0,006	0,004	0,006	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,002	0,002	0,002
Mg	1,447	2,435	1,830	2,759	2,091	1,885	2,499	1,507	2,322	1,001	2,358	1,743	2,312	1,506	1,573	1,593	1,175	0,561	1,936	0,962	0,962	0,962
Ca	0,023	0,011	0,011	0,007	0,017	0,027	0,011	0,011	0,001	0,032	0,014	0,014	0,012	0,031	0,021	0,026	0,025	0,023	0,006	0,011	0,011	0,011
Sr	0,030	0,030	0,030	0,040	0,040	0,020	0,030	0,030	0,030	0,030	0,040	0,040	0,040	0,040	0,040	0,040	0,050	0,030	0,040	0,030	0,030	0,030
Na	2,349	1,418	1,972	1,098	1,682	1,964	1,335	2,315	1,583	2,606	1,558	2,233	1,689	2,329	2,361	2,242	2,509	2,299	1,958	2,917	2,917	2,917
K	0,086	0,057	0,071	0,028	0,084	0,096	0,045	0,112	0,059	0,287	0,051	0,088	0,047	0,168	0,148	0,123	0,279	1,174	0,046	0,160	0,160	0,160
Σ _M	3,942	3,952	3,921	3,934	3,921	3,998	3,909	3,976	4,002	3,956	4,012	4,124	4,104	4,080	4,143	4,025	4,038	4,087	3,986	4,082	4,082	4,082
Cátions	19,973	19,974	19,942	19,977	19,968	20,025	19,931	19,990	20,044	20,018	20,026	20,130	20,111	20,106	20,137	20,064	20,054	20,094	20,026	20,097	20,097	20,097
Componentes Moleculares																						
Ab	59,7	35,9	50,4	27,9	43,0	49,2	34,2	58,2	39,6	65,9	38,9	54,2	41,2	57,2	57,0	55,7	62,1	56,3	49,1	71,5	71,5	71,5
An	36,8	61,6	46,8	70,2	53,4	47,2	63,9	37,9	58,1	25,3	58,9	42,3	56,4	37,0	38,0	39,6	29,1	13,7	48,6	23,6	23,6	23,6
Or	2,2	1,4	1,8	0,7	2,2	2,4	1,2	2,8	1,5	7,3	1,3	2,1	1,2	4,1	3,6	3,1	6,9	28,7	1,2	3,9	3,9	3,9
Cn	0,6	0,3	0,3	0,2	0,4	0,7	0,0	0,3	0,0	0,8	0,0	0,3	0,3	0,8	0,5	0,7	0,6	0,6	0,2	0,3	0,3	0,3
AnSr	0,8	0,8	0,8	1,0	1,0	0,5	0,8	0,8	0,8	0,8	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,2	0,7	1,0	0,7	0,7	0,7

Observações: Fe_{total} calculado como Fe³⁺.

Abreviações: n - núcleo, bd - borda, i - porção intermediária, inters. - intersticial, pq - poliquilítico, mt- matriz, alt. - alterado, n.d. - não detectado.

Tabela A08. Continuação. Composição Química, em porcentagem de peso, de feldspato alcalino das rochas do Maciço Ponte Nova.

Fácies	DM-LGT	DM-LGT	DF-TeF	DF-TeF	DF-TeF	DF-TeF	DF-TeF	DF-TeF	DF-TeF
Amostra	r126d	r01b	r110a	r110a	r119a	r119a	r119a	r119a	r119a
Cristal	8	ven	3	5	7,1	1	2	3	3
Localização	mt	ints	matriz	matriz	matriz	int	mant	fa	mt
SiO ₂	64,90	64,69	63,88	64,45	64,77	64,91	64,91	64,66	
Al ₂ O ₃	19,18	18,77	18,47	18,95	19,63	19,55	19,55	19,28	
TiO ₂	n.d.	0,03	0,05	0,08	0,03	0,12	0,12	n.d.	
Fe ₂ O ₃	0,16	0,01	0,26	0,59	0,24	0,25	0,25	0,12	
MnO	0,01	n.d.	0,03	0,04	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	
MgO	n.d.	n.d.	0,01	0,20	0,02	n.d.	n.d.	n.d.	
CaO	0,48	0,06	1,63	0,50	0,61	0,68	0,61	0,61	
BaO	0,65	0,90	0,65	0,60	0,62	0,58	0,58	0,60	
SrO	0,27	0,14	0,15	0,15	0,24	0,17	0,17	0,17	
Na ₂ O	4,24	2,19	2,75	2,69	2,93	3,44	3,44	3,32	
K ₂ O	9,89	12,98	11,53	11,64	11,86	11,26	11,26	11,34	
Total	99,77	99,76	99,40	99,87	100,94	100,96	100,96	100,11	

Fórmula estrutural calculada na base de 32 oxigênios									
Si	11,851	11,930	11,821	11,825	11,774	11,773	11,824		
Al	4,125	4,077	4,025	4,094	4,202	4,176	4,152		
Fe ³⁺	0,022	0,001	0,036	0,082	0,032	0,034	0,016		
Ti		0,004	0,007	0,011	0,004	0,016			
Σ _T	15,998	16,012	15,889	16,012	16,012	15,999	15,992		
Mn	0,001		0,005	0,006					
Mg			0,002	0,054	0,004	0,001			
Ca	0,093	0,011	0,322	0,098	0,119	0,132	0,120		
Ba	0,046	0,065	0,047	0,043	0,044	0,041	0,043		
Sr	0,030	0,010	0,020	0,020	0,030	0,020	0,020		
Na	1,500	0,782	0,986	0,958	1,032	1,208	1,178		
K	2,305	3,053	2,722	2,724	2,751	2,606	2,646		
Σ _M	3,975	3,921	4,104	3,903	3,980	4,008	4,007		
Cátions	20,019	19,998	20,04	19,958	20,036	20,048	20,042		

Componentes Moleculares									
Ab	37,8	19,9	24,1	24,9	26,0	30,2	29,4		
An	2,3	0,3	7,9	2,6	3,0	3,3	3,0		
Or	58,0	77,9	66,4	70,9	69,2	65,0	66,0		
Cn	1,2	1,7	1,2	1,1	1,1	1,0	1,1		
AnSr	0,8	0,3	0,5	0,5	0,8	0,5	0,5		

Observações: Fe_{total} calculado como Fe³⁺.
Abreviações: n - núcleo, bd -borda, i - porção intermediária, ints. - intersticial, pq- poiquilitico, mt- matriz, alt. - alterado, n.d. - não detectado

Tabela A09. Composição química, em porcentagem de peso, de nefelinas das rochas do maciço Ponte Nova.

Fácies	MLGc-C	MLGc-C	GBEq	GBEq	GB-Bnd	GB-Bnd	GB-Bnd	GB-Bnd	GB-Mf	GB-Sul	GB-Sul	GB-Sul	GB-Sul	GB-Sul	GB-Sul	Diff	Diff	Diff	Diff	Diff
Amostra	r87a	r87a	r120	r120	r35a	r76	r76	r76	r35d	r24b	r26	r19	r19	r19	r19	r92	r92	r92	r92	r92
Cristal	1	2	1	2	3	1	2	7	1	1	1	1	1	1	2	5	7	7	8	15
Localização	intrs	intrs	intrs	intrs	mt	intrs	bd	intrs	intrs	intrs	intrs	poiq	poiq	poiq	poiq	n	bd	n	n	mes?
SiO ₂	44,76	44,29	45,29	45,00	46,99	46,80	46,66	46,66	47,96	48,41	46,37	47,11	46,78	45,42	44,15	43,90	45,42	44,93	42,41	
Al ₂ O ₃	32,20	33,87	33,41	32,88	31,68	33,54	32,49	32,49	32,11	31,21	32,96	32,10	32,20	33,59	34,06	34,10	32,87	33,42	34,83	
TiO ₂	0,09	0,05	0,03	0,02	n.d.	n.d.	0,03	0,03	0,03	0,04	n.d.	n.d.	0,02	0,03	0,05	n.d.	0,02	0,12	0,02	
Fe ₂ O ₃	0,42	0,50	0,22	0,33	0,30	0,44	0,32	0,32	0,28	0,29	0,34	0,26	0,32	0,54	0,53	0,51	0,45	0,57	0,09	
MnO	n.d.	0,03	n.d.	0,01	0,05	0,02	0,01	0,01	n.d.	n.d.	0,02	n.d.	0,03	0,01	0,01	0,03	n.d.	n.d.	n.d.	
MgO	n.d.	n.d.	0,03	0,14	0,22	0,01	0,35	0,35	n.d.	0,03	0,02	n.d.	0,01	n.d.	n.d.	n.d.	0,02	0,01	n.d.	
CaO	1,18	1,76	1,77	1,44	1,82	1,71	2,40	2,40	1,07	0,86	1,29	1,17	1,16	1,45	1,62	1,69	1,31	1,33	1,39	
BaO	n.d.	0,02	n.d.	0,07	0,01	0,03	0,10	0,10	0,01	0,01	n.d.	0,01	0,02	0,07	0,08	0,02	0,02	n.d.	0,02	
SrO	n.d.	n.d.	n.d.	0,03	0,03	n.d.	0,02	0,02	0,01	0,02	n.d.	n.d.	n.d.	0,02	0,08	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	
Na ₂ O	17,12	15,80	15,31	15,37	14,39	15,44	14,85	14,85	15,81	16,50	16,58	15,64	16,10	15,78	15,39	15,37	15,56	15,41	15,24	
K ₂ O	4,65	4,88	4,42	3,94	4,56	4,02	3,55	3,55	3,00	2,99	3,93	3,67	3,57	4,56	5,00	5,06	4,42	4,72	6,26	
Total	100,43	101,18	100,47	99,23	100,04	102,01	100,76	100,76	100,26	100,37	101,49	99,96	100,22	101,46	100,94	100,67	100,09	100,50	100,26	

Fórmula estrutural calculada na base de 32 oxigénios

Si	8,530	8,365	8,548	8,584	8,871	8,666	8,733	8,952	9,044	8,657	8,866	8,802	8,515	8,354	8,330	8,608	8,499	8,137	
Al	7,228	7,533	7,426	7,386	7,041	7,314	7,161	7,058	6,867	7,248	7,115	7,135	7,416	7,590	7,619	7,337	7,445	7,868	
Ti	0,013	0,006	0,004	0,003			0,004	0,004	0,006			0,003	0,004	0,007	0,003	0,003	0,017	0,003	
Fe ³⁺	0,060	0,071	0,031	0,047	0,043	0,062	0,044	0,039	0,041	0,047	0,037	0,045	0,076	0,076	0,072	0,063	0,081	0,013	
Σ _T	15,831	15,975	16,009	16,020	15,955	16,042	15,942	16,053	15,958	15,952	16,018	15,985	16,011	16,027	16,021	16,011	16,042	16,021	
Mg			0,009	0,041	0,061	0,003	0,098		0,008	0,004	0,001	0,003	0,001	0,001	0,005	0,006	0,004		
Mn		0,004		0,002	0,008	0,003	0,002	0,001		0,003		0,005	0,010	0,010					
Ba				0,010			0,010												
Sr																			
Na	6,328	5,786	5,602	5,686	5,268	5,545	5,390	5,722	5,976	6,001	5,705	5,874	5,735	5,645	5,656	5,719	5,653	5,670	
Ca	0,241	0,355	0,357	0,294	0,368	0,339	0,481	0,213	0,173	0,257	0,237	0,234	0,290	0,328	0,344	0,267	0,269	0,286	
K	1,131	1,175	1,065	0,958	1,097	0,949	0,846	0,715	0,713	0,935	0,881	0,857	1,091	1,206	1,224	1,068	1,138	1,532	
Σ _M	7,700	7,320	7,033	6,991	6,802	6,839	6,827	6,651	6,870	7,200	6,824	6,973	7,127	7,200	7,229	7,060	7,064	7,488	
Cátions	23,531	23,295	23,042	23,011	22,757	22,881	22,769	22,704	22,828	23,152	22,842	22,958	23,138	23,227	23,250	23,071	23,106	23,509	
Al+Fe ³⁺	7,288	7,604	7,457	7,433	7,084	7,376	7,205	7,097	6,908	7,295	7,152	7,180	7,492	7,666	7,691	7,400	7,526	7,881	
2Ca+Na+K	7,941	7,671	7,381	7,232	7,101	7,172	7,198	6,863	7,035	7,450	7,060	7,199	7,406	7,507	7,568	7,321	7,329	7,774	

Componentes Moleculares

Ne	74,19	69,17	65,54	66,24	59,38	63,99	61,72	63,92	66,08	69,32	64,35	66,73	67,35	67,57	67,90	66,44	66,51	69,68	
Ks	14,05	14,05	12,46	11,16	12,37	10,95	9,69	7,99	7,88	10,80	9,94	9,74	12,81	14,44	14,69	12,41	13,39	18,83	
Oz	7,32	8,30	13,65	15,75	19,95	17,24	17,58	23,34	22,21	13,94	20,37	18,21	13,02	10,14	9,15	14,95	13,77	4,46	
Ab	5,65	8,49	8,35	6,85	8,30	7,82	11,02	4,76	3,83	5,94	5,35	5,32	6,81	7,85	8,26	6,20	6,33	7,03	

Observações: Fe_{total} calculado como Fe³⁺. Abreviações: n - núcleo, bd -borda, ints. - intersticial, alt.- alteração, n.d. - não detectado

Tabela A09. Continuação. Composição química, em porcentagem de peso, de nefelinas das rochas do maciço Ponte Nova.

Fácies	Gb-PN	Gb-PN	Gb-PN	Gb-PN	Gb-PN	Gb-PL	Gb-PL	DM-LGT	DM-LGT
Amostra	r100b	r41a	r97	r97	r97	r165a	r165a	r126d	r126d
Cristal	5	2	1	1	1	1	1	10 - ven	9 - ven
Localização	ints	ints	ints	ints	bd	ints	bd	ints	bd
SiO ₂	46,17	45,93	46,60	43,80		46,37	46,37	46,07	45,66
Al ₂ O ₃	32,15	33,71	32,78	34,89		33,17	32,83	32,04	32,41
TiO ₂	n.d.	0,05	0,03	0,01		0,04	0,01	0,03	0,02
Fe ₂ O ₃	0,35	0,43	0,39	0,19		0,40	0,42	0,44	0,51
MnO	n.d.	0,02	0,03	n.d.		0,01	0,02	n.d.	n.d.
MgO	0,01	n.d.	n.d.	0,03		0,04	n.d.	0,01	0,02
CaO	1,21	1,63	1,59	3,31		1,27	1,19	1,50	1,44
BaO	0,03	0,06	n.d.	0,05		0,07	0,03	n.d.	n.d.
SrO	0,04	n.d.	n.d.	n.d.		n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Na ₂ O	15,07	15,35	16,54	15,31		16,58	16,42	15,20	15,27
K ₂ O	4,01	4,34	3,61	4,18		4,27	4,17	3,88	3,91
Total	99,03	101,51	101,57	101,77		102,21	101,45	99,17	99,25

Fórmula estrutural calculada na base de 32 oxigênios									
Si	8,789	8,573	8,684	8,213		8,619	8,669	8,766	8,691
Al	7,208	7,409	7,194	7,706		7,261	7,228	7,181	7,266
Ti		0,006	0,004	0,001		0,005	0,001	0,004	0,003
Fe ³⁺	0,050	0,060	0,054	0,027		0,056	0,060	0,063	0,073
Σ _T	16,047	16,048	15,936	15,947		15,941	15,958	16,014	16,033
Mg	0,002			0,008		0,011		0,003	0,006
Mn		0,003	0,005			0,002	0,003		
Ba									
Sr									
Na	5,564	5,555	5,978	5,568		5,976	5,952	5,606	5,634
Ca	0,246	0,327	0,317	0,665		0,253	0,239	0,305	0,294
K	0,973	1,032	0,858	1,001		1,013	0,994	0,942	0,949
Σ _M	6,785	6,917	7,158	7,242		7,255	7,188	6,856	6,883
Cations	22,832	22,965	23,094	23,189		23,196	23,146	22,870	22,916
Al+Fe ³⁺	7,258	7,469	7,248	7,733		7,317	7,288	7,244	7,339
2Ca+Na+K	7,029	7,241	7,470	7,899		7,495	7,424	7,158	7,171

Componentes Moleculares									
Ne	63,31	64,80	68,84	67,79		69,34	68,66	63,95	64,83
Ks	11,07	12,04	9,88	12,19		11,75	11,47	10,75	10,92
Oz	20,03	15,54	13,98	3,82		13,04	14,36	18,34	17,49
Ab	5,60	7,63	7,30	16,19		5,87	5,51	6,96	6,77

Observações: Fe_{total} calculado como Fe³⁺. Abreviações: n - núcleo, bd -borda, ints. - intersticial, alt.- alteração, n.d. - não detectado

Tabela A11. Continuação. Composição Química, em porcentagem de peso, de apatitas das rochas do Maciço Ponte Nova.

Fácies	MLGc	MLGc	MLGc	MLGc	MLGc	MLGc	MLGc	MLGc	MLGc	MLGc	MLGc	MLGc	MLGc	MLGc	MLGc	MLGc	MLGc	Umf-PO	Umf-PO
Amostra	r65	r65	r65	r65	r65	r65	r165d	r165d	r165d	r165d	r165d	r165d	r165d	r165d	r165d	r165d	r165d	r121d	r121d
Ponto	3	1	4	5	n	1n	1b	1n	1b	1n	1b	1n	1b	1n	1b	1n	1b	3	3
Cristal	bd	n	bd	n	n	1n	1b	1n	1b	1n	1b	1n	1b	1n	1b	1n	1b	1n	1n
Obs.:	+ bt.anf + bt.anf + bt.anf + bt.anf + bt.anf + bt.anf + bt.anf + bt.anf + bt.anf + bt.anf + bt.anf + bt.anf + bt.anf + bt.anf + bt.anf + bt.anf + bt.anf + bt.anf + bt.anf + bt.anf																		
P ₂ O ₅	40,95	40,66	40,86	41,11		41,67	41,13	40,49	39,97	41,17	41,35	41,98	41,59	40,37	40,45	40,68	40,20	40,37	40,12
SiO ₂	0,27	0,17	0,20	0,18		0,26	0,26	0,29	0,38	0,26	0,20	0,27	0,22	0,17	0,19	0,25	0,20	0,24	0,27
La ₂ O ₃	0,32	0,21	0,25	0,28		0,03	0,28	0,17	0,24	0,10	0,18	0,18	0,15	0,13	0,12	0,18	0,25	0,10	0,12
Ce ₂ O ₃	0,55	0,39	0,55	0,50		0,26	0,26	0,34	0,52	0,21	0,16	0,27	0,29	0,24	0,26	0,22	0,36	0,20	0,34
Nd ₂ O ₃	0,35	0,17	0,27	0,25		0,11	0,27	0,23	0,22	0,21	0,21	0,17	0,07	0,06	0,11	0,22	0,20	0,20	0,14
MgO	0,08	0,06	0,05	0,09		0,15	0,05	0,05	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,14	0,17	0,13	0,11	0,12	0,04
CaO	53,07	53,52	53,22	53,62		54,36	54,27	54,63	54,65	54,27	54,65	54,59	54,99	53,45	53,23	53,76	53,06	53,42	54,04
MnO	0,04	0,03	0,01	0,01		0,05	0,05	0,01	0,03	n.d.	0,02	0,05	0,03	0,03	0,06	0,10	0,04	0,05	0,10
FeO	0,10	0,13	0,22	0,16		0,17	0,15	0,10	0,23	0,23	0,07	0,15	0,07	0,26	0,25	0,27	0,27	0,19	0,17
SrO	0,17	0,25	0,15	0,21		0,30	0,15	0,16	0,16	0,16	0,25	0,22	0,28	0,28	0,30	0,20	0,20	0,23	0,22
Na ₂ O	0,11	0,10	0,10	0,12		0,04	0,07	0,04	0,05	0,03	0,04	0,04	0,05	0,05	0,09	0,08	0,07	0,08	0,06
F	2,57	2,77	3,15	2,48		2,12	2,25	2,50	2,40	2,18	2,14	2,18	2,19	1,66	1,58	1,31	1,50	1,43	1,82
Cl	0,63	0,55	0,53	0,77		0,74	0,61	0,38	0,32	0,50	0,64	0,54	0,59	1,17	0,95	1,45	1,49	1,40	0,64
total	99,20	98,98	99,56	99,77		100,26	99,79	99,38	99,16	99,32	99,90	3,13	100,55	98,00	97,76	98,83	97,80	98,01	98,01
C _{-total}	97,98	97,69	98,11	98,55		99,20	98,70	98,24	98,08	98,29	98,86	2,09	99,50	97,04	96,88	97,95	96,83	97,09	97,10

Fórmula Estrutural calculada fixando-se 10 cátions para o sítio A																		
Sítio A	0,020	0,013	0,016	0,018		0,002	0,018	0,011	0,015	0,006	0,011	0,011	0,009	0,008	0,007	0,011	0,016	0,006
La	0,035	0,024	0,035	0,031		0,016	0,016	0,021	0,032	0,013	0,010	0,017	0,018	0,015	0,017	0,014	0,023	0,012
Ce	0,022	0,010	0,017	0,015		0,006	0,016	0,014	0,013	0,012	0,012	0,012	0,004	0,004	0,007	0,013	0,004	0,012
Nd	0,021	0,015	0,014	0,022		0,039	0,013	0,012	0,002	0,006	0,005	0,006	0,006	0,037	0,044	0,032	0,027	0,032
Ca	9,830	9,857	9,836	9,831		9,863	9,871	9,899	9,870	9,904	9,912	9,893	9,905	9,849	9,821	9,832	9,842	9,854
Mn	0,006	0,005	0,002	0,001		0,008	0,006	0,001	0,004	-	0,002	0,006	0,005	0,004	0,009	0,014	0,006	0,007
Fe	0,014	0,018	0,032	0,022		0,025	0,021	0,013	0,032	0,032	0,009	0,021	0,009	0,037	0,036	0,038	0,039	0,027
Sr	0,017	0,025	0,015	0,020		0,029	0,015	0,015	0,015	0,016	0,025	0,022	0,028	0,028	0,030	0,019	0,020	0,022
Na	0,036	0,032	0,034	0,039		0,012	0,024	0,014	0,017	0,011	0,013	0,014	0,017	0,018	0,030	0,026	0,023	0,026
Sítio T	5,993	5,917	5,967	5,957		5,973	5,911	5,798	5,704	5,938	5,926	6,011	5,920	5,878	5,897	5,879	5,892	5,884
P	0,047	0,029	0,034	0,031		0,045	0,044	0,050	0,064	0,044	0,034	0,046	0,037	0,028	0,033	0,042	0,034	0,040
Si		0,054	0,000	0,012		-	0,045	0,153	0,232	0,019	0,039	-	0,044	0,094	0,070	0,079	0,074	0,076
*C																		
F	1,407	1,504	1,716	1,344		1,135	1,208	1,339	1,279	1,172	1,145	1,168	1,165	0,905	0,860	0,704	0,821	0,780
Cl	0,185	0,160	0,153	0,223		0,212	0,174	0,108	0,091	0,145	0,182	0,154	0,168	0,340	0,278	0,418	0,437	0,408
OH	0,408	0,337	0,131	0,433		0,653	0,618	0,553	0,630	0,683	0,673	0,678	0,667	0,755	0,862	0,878	0,742	0,812
Carga Catiónica	50,03	49,93	50,00	49,98		49,99	49,94	49,83	49,75	49,96	49,95	50,04	49,93	49,89	49,90	49,89	49,91	49,89
X _{OH}	0,20	0,17	0,07	0,22		0,33	0,31	0,28	0,31	0,34	0,34	0,34	0,33	0,38	0,43	0,44	0,37	0,41
X _F	0,70	0,75	0,86	0,67		0,57	0,60	0,67	0,64	0,59	0,57	0,58	0,58	0,45	0,43	0,35	0,41	0,39
X _{Cl}	0,09	0,08	0,08	0,11		0,11	0,09	0,05	0,05	0,07	0,09	0,08	0,08	0,17	0,14	0,21	0,22	0,20
X _F /X _{OH}	3,45	4,47	13,10	3,11		1,74	1,95	2,42	2,03	1,71	1,70	1,72	1,75	1,20	1,00	0,80	1,11	0,96

Obs.: *C estimado apenas para o complemento do sítio T.

Abrev.: n.d., não detectado; n, núcleo; bd, borda, i - intermediário.

Tabela A15. Composição química, em percentagem de peso, de badeleítas das rochas do Maciço Ponte Nova.

Fácies	GBPf	GB-Bnd	GB-Bnd	GB-Bnd
Amostras	r83	r126a	r126a	r126a
Cristal	1	2	3	4
região	incl.opc	incl.opc	mesost.	incl.opc
SiO ₂	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
TiO ₂	2,11	0,57	0,51	0,35
ZrO ₂	95,66	97,94	97,47	98,14
HfO ₂	0,45	1,22	1,39	1,60
Nb ₂ O ₅	0,16	n.d.	n.d.	n.d.
Ta ₂ O ₅	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Al ₂ O ₃	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Y ₂ O ₃	n.d.	n.d.	0,02	0,01
La ₂ O ₃	n.d.	0,10	n.d.	n.d.
Ce ₂ O ₃	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Pr ₂ O ₃	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Nd ₂ O ₃	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Sm ₂ O ₃	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Gd ₂ O ₃	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Yb ₂ O ₃	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
ThO ₂	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
UO ₂	n.d.	0,05	n.d.	n.d.
PbO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Fe ₂ O ₃	2,33	n.d.	0,10	0,59
MnO	0,08	n.d.	n.d.	n.d.
MgO	0,04	n.d.	n.d.	n.d.
CaO	0,06	n.d.	0,05	n.d.
Na ₂ O	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
K ₂ O	n.d.	n.d.	0,07	n.d.
Total	101,04	100,82	99,73	100,86
Fórmula estrutural calculada na base de 2 oxigénios				
Zr	0,954	0,981	0,980	0,976
Hf	0,005	0,012	0,014	0,016
Si	-	-	-	-
Ti	0,021	0,006	0,005	0,003
Nb	0,002	-	-	-
Ta	-	-	-	-
Al	-	-	-	-
Fe	0,023	-	0,001	0,006
Mn	0,001	-	-	-
Mg	0,000	-	-	-
Ca	0,001	-	0,001	-
Y	-	-	0,000	0,000
La	-	0,001	-	-
Ce	-	-	-	-
Pr	-	-	-	-
Nd	-	-	-	-
Sm	-	-	-	-
Gd	-	-	-	-
Yb	-	-	-	-
Th	-	-	-	-
U	-	0,001	-	-
Pb	-	-	-	-
K	-	-	0,001	-
Na	-	-	-	-
Total Cations	1,006	1,000	1,001	1,001

Abrev.: n.d. -não detectado.

Tabela A16. Composição química, em porcentagem de peso, de zirconolitas das rochas do Maciço Ponte Nova.

Fácies Local	Amostra cristal região	Gb-PL vênula r165a 1 bd	Gb-PL vênula r165a 2 c	Gb-PL vênula r165a 2 bd esc	Gb-PL vênula r165a 3 c cla	Gb-PL vênula r165a 4 bd esc	Gb-PL vênula r165a 4 bd cla	Gb-PL vênula r165a 10	Gb-PL vênula r165a 11	Gb-PL vênula r165a 13 c	Gb-PL vênula r165a 14 c cla	Gb-PL vênula r165a 14 bd esc	Gb-PL vênula r165a 14 i
L.M.D.													
SiO ₂	0,03	0,10	0,13	0,10	0,10	0,12	0,13	0,05	0,10	0,03	0,13	0,12	0,11
TiO ₂	0,05	29,58	28,75	28,75	31,04	32,40	31,18	28,21	28,47	26,22	29,52	31,16	29,50
ZrO ₂	0,06	33,08	32,21	32,45	33,01	34,24	33,65	32,31	32,56	31,27	32,99	33,89	33,39
HfO ₂	0,12	0,32	0,23	0,25	0,37	0,36	0,33	0,24	0,33	0,24	0,34	0,41	0,36
Nb ₂ O ₅	0,07	5,47	5,82	4,68	4,96	4,63	5,24	5,66	6,25	5,94	5,93	5,56	5,82
Ta ₂ O ₅	0,15	0,27	0,31	0,33	0,25	a.l.d.	a.l.d.	0,41	0,45	0,41	0,27	a.l.d.	0,32
Al ₂ O ₃	0,02	0,41	0,40	0,43	0,36	0,36	0,42	0,41	0,37	0,38	0,37	0,36	0,37
Y ₂ O ₃	0,04	1,77	1,87	2,16	1,68	0,76	1,38	2,21	1,82	2,34	1,33	1,11	1,12
La ₂ O ₃	0,06	0,61	0,49	0,42	0,56	0,63	0,67	0,53	0,61	0,47	0,68	0,67	0,73
Ce ₂ O ₃	0,09	3,18	2,82	2,47	2,95	2,91	3,07	2,77	3,43	2,52	3,59	3,17	3,44
Pr ₂ O ₃	0,16	0,51	0,47	0,47	0,57	0,39	0,51	0,59	0,61	0,35	0,56	0,34	0,54
Nd ₂ O ₃	0,08	2,24	2,32	2,50	2,41	1,51	2,17	2,56	2,74	2,49	2,01	1,70	1,79
Sm ₂ O ₃	0,08	0,51	0,58	0,60	0,53	0,22	0,50	0,76	0,57	0,70	0,32	0,27	0,36
Gd ₂ O ₃	0,15	0,41	0,59	0,62	0,43	a.l.d.	0,40	0,74	0,50	0,67	0,20	0,18	0,22
Yb ₂ O ₃	0,10	a.l.d.	0,16	0,20	0,17	a.l.d.	a.l.d.	0,20	0,14	0,22	a.l.d.	a.l.d.	0,15
ThO ₂	0,06	1,13	1,91	2,84	0,57	0,16	0,42	2,62	1,12	3,74	0,78	0,45	0,63
UO ₂	0,09	0,12	0,44	0,90	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	0,55	0,18	1,41	0,13	a.l.d.	0,17
PbO	0,11	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.
Fe ₂ O ₃	0,07	7,27	7,67	7,63	6,56	6,06	6,81	7,66	7,63	8,39	7,09	6,77	6,62
MnO	0,05	0,54	0,56	0,57	0,42	0,47	0,53	0,60	0,64	0,63	0,58	0,63	0,54
MgO	0,02	0,10	0,16	0,17	0,10	0,08	0,12	0,18	0,15	0,19	0,11	0,10	0,09
CaO	0,04	9,90	9,62	8,91	10,74	11,66	10,90	9,14	9,70	8,36	10,67	11,15	10,93
Na ₂ O	0,07	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.
K ₂ O	0,03	0,05	0,04	0,06	a.l.d.	a.l.d.	0,04	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.
Total		97,80	97,56	97,55	97,86	97,21	98,66	98,39	98,38	96,99	97,73	98,33	97,26
Formula Estrutural calculada na base de 7 oxigênios													
Zr (M7)	0,002	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000
Zr	0,002	0,070	0,055	0,075	0,052	0,075	0,060	0,064	0,059	0,068	0,061	0,067	0,076
Hf	0,002	0,006	0,004	0,005	0,007	0,007	0,006	0,005	0,006	0,005	0,006	0,008	0,007
Si	0,002	0,007	0,009	0,007	0,006	0,008	0,009	0,004	0,006	0,002	0,009	0,007	0,007
Ti	0,003	1,476	1,453	1,469	1,526	1,569	1,516	1,432	1,428	1,382	1,465	1,514	1,466
Nb	0,002	0,164	0,177	0,144	0,147	0,135	0,153	0,173	0,188	0,188	0,177	0,162	0,174
Ta	0,003	0,005	0,006	0,006	0,004	-	-	0,008	0,008	0,008	0,005	-	0,006
Al	0,002	0,032	0,032	0,034	0,028	0,027	0,032	0,033	0,029	0,031	0,029	0,027	0,029
Fe	0,002	0,182	0,194	0,195	0,161	0,147	0,166	0,195	0,191	0,221	0,176	0,164	0,165
Mn	0,003	0,030	0,032	0,033	0,023	0,026	0,029	0,034	0,036	0,038	0,032	0,035	0,030
Mg	0,002	0,010	0,016	0,017	0,010	0,007	0,011	0,018	0,015	0,020	0,011	0,009	0,008
Sítios M(5,6)		1,982	1,977	1,985	1,965	2,000	1,981	1,964	1,966	1,963	1,971	1,994	1,967
Ca	0,003	0,704	0,693	0,649	0,752	0,804	0,755	0,661	0,693	0,628	0,754	0,772	0,774
Y	0,001	0,062	0,067	0,078	0,058	0,026	0,047	0,079	0,065	0,087	0,047	0,038	0,040
La	0,002	0,015	0,012	0,011	0,014	0,015	0,016	0,013	0,015	0,012	0,017	0,016	0,018
Ce	0,002	0,077	0,069	0,061	0,071	0,069	0,073	0,068	0,084	0,065	0,087	0,075	0,083
Pr	0,004	0,012	0,011	0,012	0,014	0,009	0,012	0,015	0,015	0,009	0,013	0,008	0,013
Nd	0,002	0,053	0,056	0,061	0,056	0,035	0,050	0,062	0,065	0,062	0,047	0,039	0,042
Sm	0,002	0,012	0,013	0,014	0,012	0,005	0,011	0,018	0,013	0,017	0,007	0,006	0,008
Gd	0,003	0,009	0,013	0,014	0,009	0,003	0,009	0,017	0,011	0,016	0,004	0,004	0,005
Yb	0,002	-	0,004	0,005	0,004	-	0,002	0,005	0,003	0,005	0,002	0,002	0,003
Th	0,001	0,017	0,029	0,044	0,008	0,002	0,006	0,040	0,017	0,060	0,012	0,007	0,009
U	0,001	0,002	0,007	0,014	0,001	0,001	-	0,008	0,003	0,022	0,002	-	0,002
Pb	0,002	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
K	0,003	0,004	0,003	0,005	-	-	0,004	-	0,003	-	-	-	-
Na	0,010	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Sítio M8		0,970	0,977	0,967	0,999	0,971	0,985	0,985	0,986	0,982	0,994	0,969	0,999
Total Cátions		3,952	3,954	3,952	3,964	3,971	3,968	3,949	3,952	3,945	3,965	3,965	3,967
Componentes Moleculares													
CaZrTi ₂ O ₇	0,704	0,693	0,649	0,752	0,804	0,755	0,661	0,693	0,628	0,754	0,772	0,774	
CaZr(Me ₅ Me ₃)O ₇	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
ETRZr(TiMe ₃)O ₇	0,095	0,095	0,154	0,094	0,031	0,075	0,136	0,094	0,137	0,056	0,032	0,043	
ETRZr(Me ₅ Me ₂)O ₇	0,165	0,179	0,145	0,151	0,133	0,151	0,180	0,194	0,196	0,181	0,163	0,179	
ACTZr(TiMe ₂)O ₇	0,002	0,007	0,014	0,001	0,001	0,001	0,008	0,003	0,022	0,002	0,001	0,004	
Me1ZrTiMe5O7	0,004	0,003	0,005	0,000	0,002	0,004	0,000	0,003	0,000	0,001	0,001	0,000	

Abrev.: a.l.d. - abaixo do limite de detecção; c - centro; bd - borda; i - porção intermediária

Tabela A16. Continuação.

Fácies Local	Gb-PL vênula r165a	Gb-PL vênula r165a	Gb-PL vênula r165a	Gb-PL vênula r165a	Gb-PL vênula r165a	Gb-PL vênula r165a	Gb-PL vênula r165a	Gb-PL vênula r165a	Gb-Sul bolsão r19a	Gb-Sul bolsão r19a	Gb-Sul bolsão r19a	Gb-Sul bolsão r19a
Amostra cristal região	15	15	15	8	8	9	9	9	2	2	3	3
	c esc sj	od esc sj	od esc sj	c	bd	c	i	i 2	cla	esc	c	i cla
SiO ₂	0,11	0,14	0,11	0,06	0,08	0,22	0,05	0,08	0,19	0,23	0,36	0,43
TiO ₂	30,55	32,01	30,15	27,81	28,85	29,49	27,66	29,17	37,20	37,04	33,18	33,39
ZrO ₂	32,62	33,94	32,87	32,32	32,73	32,30	32,13	32,10	35,08	35,43	35,18	34,87
HfO ₂	0,40	0,44	0,38	0,22	0,23	0,27	0,27	0,18	1,20	0,86	0,43	0,47
Nb ₂ O ₅	5,21	5,12	6,07	5,66	5,13	5,05	5,38	4,98	1,49	1,75	4,89	4,68
Ta ₂ O ₅	0,16	a.l.d.	0,23	0,23	0,34	0,31	0,51	0,30	a.l.d.	a.l.d.	0,30	0,27
Al ₂ O ₃	0,40	0,34	0,39	0,42	0,41	0,52	0,36	0,41	0,23	0,24	0,33	0,34
Y ₂ O ₃	1,45	0,90	1,29	2,35	2,28	1,97	2,31	2,25	0,17	0,22	0,30	0,30
La ₂ O ₃	0,65	0,75	0,78	0,52	0,45	0,52	0,53	0,41	2,09	1,92	1,11	1,25
Ce ₂ O ₃	3,19	3,03	3,43	2,66	2,81	3,02	2,75	2,51	2,46	2,41	2,41	2,60
Pr ₂ O ₃	0,45	0,34	0,46	0,48	0,41	0,54	0,56	0,51	0,22	0,22	0,25	0,19
Nd ₂ O ₃	2,12	1,43	1,98	2,48	2,39	2,64	2,67	2,49	0,37	0,47	0,47	0,48
Sm ₂ O ₃	0,43	0,29	0,35	0,67	0,71	0,62	0,61	0,60	0,09	a.l.d.	0,11	a.l.d.
Gd ₂ O ₃	0,32	a.l.d.	a.l.d.	0,65	0,71	0,47	0,69	0,72	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.
Yb ₂ O ₃	0,14	0,12	a.l.d.	0,12	0,13	0,22	0,18	0,11	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.
ThO ₂	0,94	0,38	0,74	2,77	1,75	1,50	2,82	1,95	0,11	0,09	0,20	0,27
UO ₂	0,16	a.l.d.	0,12	0,79	0,48	0,26	0,88	0,61	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	0,12
PbO	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	0,12	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.
Fe ₂ O ₃	6,85	6,56	7,04	7,90	7,40	7,42	7,69	7,66	4,68	4,89	5,60	5,65
MnO	0,51	0,54	0,60	0,59	0,64	0,62	0,58	0,61	0,05	0,08	0,09	0,07
MgO	0,11	0,08	0,08	0,20	0,14	0,14	0,20	0,17	0,04	0,05	0,05	0,06
CaO	10,38	11,60	10,51	8,74	9,32	9,40	8,61	9,19	12,98	12,89	13,03	12,83
Na ₂ O	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.
K ₂ O	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	0,12	0,07	0,17	0,18
Total	97,15	98,32	97,73	97,63	97,40	97,51	97,49	97,12	98,87	98,98	98,61	98,49
Formula Estrutural calculada na base de 7 oxigénios												
Zr (M7)	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000
Zr	0,050	0,061	0,052	0,075	0,075	0,052	0,075	0,058	0,058	0,066	0,076	0,067
Hf	0,008	0,008	0,007	0,004	0,004	0,005	0,005	0,004	0,021	0,015	0,008	0,008
Si	0,007	0,009	0,007	0,004	0,005	0,015	0,003	0,005	0,012	0,014	0,023	0,027
Ti	1,517	1,544	1,489	1,426	1,462	1,482	1,428	1,483	1,731	1,720	1,565	1,577
Nb	0,156	0,148	0,180	0,174	0,156	0,152	0,167	0,152	0,042	0,049	0,139	0,133
Ta	0,003	0,003	0,004	0,004	0,006	0,006	0,010	0,006	-	-	0,005	0,005
Al	0,031	0,025	0,030	0,034	0,033	0,041	0,029	0,032	0,017	0,017	0,024	0,025
Fe	0,170	0,158	0,174	0,203	0,187	0,187	0,199	0,195	0,109	0,114	0,132	0,133
Mn	0,029	0,029	0,033	0,034	0,037	0,035	0,034	0,035	-	0,004	0,005	0,004
Mg	0,011	0,007	0,008	0,020	0,014	0,014	0,020	0,017	0,004	0,004	0,005	0,005
Sítios M(5,6)	1,983	1,994	1,985	1,978	1,979	1,988	1,969	1,986	1,994	2,004	1,980	1,985
Ca	0,734	0,797	0,739	0,639	0,673	0,673	0,633	0,665	0,860	0,853	0,876	0,863
Y	0,051	0,031	0,045	0,085	0,082	0,070	0,084	0,081	0,006	0,007	0,010	0,010
La	0,016	0,018	0,019	0,013	0,011	0,013	0,013	0,010	0,048	0,044	0,026	0,029
Ce	0,077	0,071	0,082	0,067	0,069	0,074	0,069	0,062	0,056	0,054	0,055	0,060
Pr	0,011	0,008	0,011	0,012	0,010	0,013	0,014	0,012	0,005	0,005	0,006	0,004
Nd	0,050	0,033	0,046	0,061	0,057	0,063	0,065	0,060	0,008	0,010	0,011	0,011
Sm	0,010	0,006	0,008	0,016	0,017	0,014	0,015	0,014	0,002	-	0,002	-
Gd	0,007	0,003	0,003	0,015	0,016	0,010	0,016	0,016	-	-	-	-
Yb	0,003	0,003	-	0,003	0,003	0,005	0,004	0,003	-	0,002	0,002	-
Th	0,014	0,006	0,011	0,043	0,027	0,023	0,044	0,030	0,002	0,001	0,003	0,004
U	0,002	0,001	0,002	0,012	0,007	0,004	0,013	0,009	-	-	-	0,002
Pb	-	-	-	-	-	-	-	0,002	-	-	-	-
K	-	-	-	-	-	-	-	-	0,009	0,005	0,014	0,014
Na	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Sítio M8	0,975	0,975	0,968	0,964	0,973	0,964	0,972	0,966	0,997	0,982	1,004	0,997
Total Cátions	3,958	3,970	3,953	3,942	3,952	3,952	3,941	3,952	3,993	3,986	3,985	3,982
Componentes Moleculares												
CaZrTi ₂ O ₇	0,734	0,797	0,739	0,639	0,673	0,673	0,633	0,665	0,860	0,853	0,860	0,858
CaZr(Me ₅ Me ₃)O ₇	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,016	0,005
ETRZr(TiMe ₃)O ₇	0,080	0,026	0,042	0,135	0,130	0,130	0,148	0,132	0,095	0,081	0,000	0,000
ETRZr(Me ₅ Me ₂)O ₇	0,159	0,151	0,184	0,179	0,162	0,156	0,177	0,157	0,032	0,044	0,114	0,119
ACTZr(TiMe ₂)O ₇	0,002	0,001	0,002	0,012	0,008	0,004	0,014	0,011	0,000	0,000	0,001	0,002
Me1ZrTiMe5O7	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,002	0,000	0,001	0,009	0,005	0,014	0,014

Abrev.: a.l.d. - abaixo do limite de detecção; c - centro; bd - borda; i - porção intermediária

Tabela A16. Continuação.

Fácies Local Amostra cristal região	Gb-Sul bolsão r19a 1 bd esc	Gb-Sul bolsão r19a 1 cla	Gb-Sul bolsão r19a 1 bd cla	GBPf intercm. r83 1	GBPf intercm. r83 2	GBPf intercm. r83 2	GB-Bnd intercm. r126a 1	GB-Bnd mesost. r126a 2	GB-Bnd intercm. r126a 3	GBMf intercm. r35d 1
SiO ₂	0,18	0,21	0,12	0,18	0,35	0,43	0,07	0,14	0,32	0,14
TiO ₂	32,77	34,48	32,19	29,87	30,74	31,28	26,06	23,52	26,55	32,48
ZrO ₂	34,64	35,43	34,55	34,70	33,95	34,46	33,96	30,48	33,02	34,42
HfO ₂	0,78	0,87	0,78	0,30	0,41	0,40	0,77	0,40	0,46	0,26
Nb ₂ O ₅	4,54	4,13	4,96	3,58	3,47	3,35	4,20	5,19	3,12	3,12
Ta ₂ O ₅	a.l.d.	a.l.d.	0,16	0,26	0,23	0,18	0,25	0,43	0,22	0,20
Al ₂ O ₃	0,30	0,30	0,26	0,50	0,57	0,57	0,41	0,38	0,42	0,44
Y ₂ O ₃	0,56	0,25	0,74	0,78	0,67	0,75	1,36	1,56	0,71	0,83
La ₂ O ₃	0,89	0,95	1,06	0,26	0,34	0,40	0,57	0,35	0,28	0,35
Ce ₂ O ₃	2,79	2,29	3,55	1,50	1,64	1,62	2,95	2,00	1,44	1,86
Pr ₂ O ₃	0,34	0,24	0,39	0,26	0,28	0,29	0,46	0,24	0,16	0,41
Nd ₂ O ₃	1,19	0,71	1,60	0,97	0,82	0,98	1,84	1,66	0,86	1,40
Sm ₂ O ₃	0,19	0,08	0,36	0,23	0,14	0,08	0,33	0,44	0,20	0,36
Gd ₂ O ₃	a.l.d.	a.l.d.	0,33	0,26	a.l.d.	0,26	0,23	0,35	0,16	0,28
Yb ₂ O ₃	a.l.d.	a.l.d.	0,10	0,18	a.l.d.	a.l.d.	0,25	0,17	0,13	a.l.d.
ThO ₂	0,47	0,21	0,53	5,24	5,39	5,39	5,01	8,85	12,13	2,22
UO ₂	0,10	a.l.d.	0,19	1,03	0,75	0,89	1,60	2,81	1,16	0,35
PbO	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	0,12	a.l.d.	a.l.d.
Fe ₂ O ₃	5,70	4,99	6,37	7,58	6,43	6,55	7,33	7,00	7,51	7,68
MnO	0,11	0,07	0,14	0,17	0,13	0,11	0,16	0,15	0,14	a.l.d.
MgO	0,08	0,05	0,09	0,27	0,22	0,21	0,19	0,26	0,27	0,15
CaO	12,41	13,44	11,56	10,35	10,82	10,48	8,18	7,31	8,08	11,25
Na ₂ O	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.
K ₂ O	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	0,16	a.l.d.	a.l.d.	0,11	0,15	0,15	a.l.d.
Total	98,24	98,80	100,01	98,64	97,62	98,70	96,40	93,95	97,47	98,29
Formula Estrutural calculada na base de 7 oxigênios										
Zr (M7)	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000
Zr	0,075	0,075	0,072	0,126	0,098	0,102	0,172	0,120	0,152	0,088
Hf	0,014	0,015	0,014	0,006	0,008	0,007	0,016	0,009	0,009	0,005
Si	0,011	0,013	0,008	0,012	0,023	0,028	0,005	0,010	0,023	0,009
Ti	1,569	1,613	1,540	1,496	1,534	1,543	1,388	1,334	1,429	1,583
Nb	0,131	0,116	0,143	0,108	0,104	0,099	0,135	0,177	0,101	0,091
Ta	-	-	0,003	0,005	0,004	0,003	0,005	0,009	0,004	0,003
Al	0,022	0,022	0,019	0,040	0,044	0,044	0,034	0,033	0,035	0,034
Fe	0,136	0,117	0,152	0,190	0,160	0,162	0,195	0,199	0,202	0,187
Mn	0,006	0,003	0,008	0,010	0,007	0,006	0,009	0,009	0,009	-
Mg	0,007	0,005	0,008	0,027	0,022	0,020	0,020	0,029	0,029	0,014
Sítios M(5,6)	1,972	1,979	1,967	2,018	2,005	2,016	1,978	1,929	1,994	2,015
Ca	0,846	0,896	0,788	0,738	0,769	0,737	0,620	0,591	0,620	0,781
Y	0,019	0,008	0,025	0,027	0,024	0,026	0,051	0,062	0,027	0,029
La	0,021	0,022	0,025	0,006	0,008	0,010	0,015	0,010	0,007	0,008
Ce	0,065	0,052	0,083	0,036	0,040	0,039	0,076	0,055	0,038	0,044
Pr	0,008	0,006	0,009	0,006	0,007	0,007	0,012	0,007	0,004	0,010
Nd	0,027	0,016	0,036	0,023	0,020	0,023	0,047	0,045	0,022	0,032
Sm	0,004	0,002	0,008	0,005	0,003	0,002	0,008	0,011	0,005	0,008
Gd	-	-	0,007	0,006	0,003	0,006	0,005	0,009	0,004	0,006
Yb	-	-	0,002	0,004	-	-	0,006	0,004	0,003	-
Th	0,007	0,003	0,008	0,079	0,081	0,080	0,081	0,152	0,197	0,033
U	0,001	0,001	0,003	0,015	0,011	0,013	0,025	0,047	0,018	0,005
Pb	-	-	-	-	-	-	0,002	0,002	-	-
K	-	-	-	0,014	-	-	0,010	0,014	0,014	-
Na	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Sítio M8	1,001	1,006	0,993	0,962	0,970	0,945	0,959	1,009	0,959	0,958
Total Cátions	3,975	3,985	3,960	3,979	3,975	3,961	3,938	3,939	3,954	3,975
Componentes Moleculares										
CaZrTi ₂ O ₇	0,846	0,889	0,788	0,738	0,769	0,737	0,620	0,591	0,620	0,781
CaZr(Me ₅ Me ₃)O ₇	0,000	0,007	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
ETRZr(TiMe ₃)O ₇	0,021	0,000	0,057	0,095	0,080	0,093	0,172	0,184	0,216	0,077
ETRZr(Me ₅ Me ₂)O ₇	0,132	0,109	0,145	0,099	0,106	0,100	0,129	0,171	0,092	0,094
ACTZr(TiMe ₂)O ₇	0,001	0,001	0,003	0,016	0,012	0,013	0,027	0,050	0,018	0,005
Me1ZrTiMe5O7	0,001	0,000	0,000	0,014	0,002	0,002	0,010	0,014	0,014	0,001

Abrev.: a.l.d. - abaixo do limite de detecção; c - centro; bd - borda; i - porção intermediária

ANEXO III

TABELAS DE ANÁLISES QUÍMICAS DE ROCHA TOTAL

Tabela A17. Composição química (óxidos, % de peso; traços, ppm) das rochas do maciço Ponte Nova e diques associados.

Fácies	UMFc	UMFc	UMFc	MLGc	MLGc	MLGc	MLGc	MLGc	MLGc	MLGc
Amostra	rga 117 a	rga 01 f	rga 57	mt 59	rga 141	mt 58 b	rga 01 a	rga 125	rga 133	rga 165 d
Litologia	piroxenito	piroxenito	piroxenito	melagabro	melagabro	melagabro	melagabro	melagabro	melagabro	melagabro
Geoquim.	picrobasalto	picrobasalto	foidito	picrobasalto	picrobasalto	picrobasalto	picrobasalto	basalto	foidito	foidito
SiO ₂	44,49	41,41	38,58	42,69	42,87	41,77	43,52	45,52	40,63	38,98
TiO ₂	2,27	4,17	4,81	3,37	3,19	3,87	2,78	2,45	4,51	5,73
Al ₂ O ₃	5,55	5,90	3,89	6,62	6,57	8,08	9,75	7,44	9,79	11,40
Fe ₂ O _{3T}	11,55	15,99	15,93	14,45	13,93	14,01	12,47	13,13	17,47	19,19
MnO	0,16	0,16	0,20	0,17	0,16	0,18	0,15	0,19	0,19	0,20
MgO	16,82	14,14	17,60	15,18	14,90	12,00	13,28	14,78	10,35	7,12
CaO	16,36	17,23	15,07	15,22	15,19	15,93	16,13	12,13	13,11	12,13
Na ₂ O	0,69	0,43	0,36	1,06	1,00	1,59	1,06	1,50	1,62	2,11
K ₂ O	0,44	0,19	0,29	0,61	0,67	0,91	0,32	1,48	1,04	1,44
P ₂ O ₅	0,09	0,08	1,20	0,33	0,19	0,40	0,10	0,55	0,40	0,39
P.F. ⁽¹⁾	0,58	0,39	1,33	0,56	0,51	0,16	0,34	0,14	0,28	0,32
Total	99,01	100,09	99,26	100,26	99,19	98,91	99,90	99,31	99,39	99,01
mg# _{FeOT} ⁽²⁾	74,26	63,66	68,64	67,55	67,94	62,92	67,85	69,04	54,00	42,37
mg# _{FeOcalc} ⁽³⁾	76,61	66,54	71,30	70,26	70,64	65,83	70,54	72,47	57,12	46,45
Ne ⁽⁴⁾	3,16	1,97	1,65	4,86	4,58	7,29	4,86	2,57	7,4	9,64
Ol ⁽⁴⁾	20,42	20,08	27,62	21,05	19,74	15,01	16,78	22,74	17,54	12,3
V	292	545	402	376	351	391	374	268	519	566
Cr	1162	794	1087	800	847	523	755	820	314	49
Co	67	75	79	73	68	62	64	65	63	59
Ni	367	343	385	328	307	266	275	282	131	60
Cu	24	279	29	100	83	248	173	23	31	49
Sc	50	57	48	46	48	46	49	39	38	33
Zn	74	98	97	90	89	101	79	98	125	141
Ga	13	16	12	15	16	18	17	14	23	24
Rb	11,2	3,29	8,28	15	15,3	20,0	5,52	38	26,9	32
Sr	195	157	288	358	335	448	638	509	591	737
Y	17,7	15,0	17,5	21	17,6	23,0	12,5	23	21,6	25
Zr	124	100	109	130	130	191	83,8	184	166	249
Nb	8,96	6,61	14,2	17	16,8	25,0	7,52	30	24,3	35
Cs	0,18	0,08	0,18		0,22		0,10		0,41	
Ba	121	71,0	236	282	237	323	170	1257	349	492
La	12,7	8,80	19,0	31	18,0	34,0	10,7	48	25,8	37
Ce	30,4	22,8	62,2	92	47,3	102,0	24,5	110	64,9	123
Pr	4,55	3,83	9,46		6,32		3,68		8,37	
Nd	22,3	19,9	45,4	45	28,5	59,0	18,1	55	36,6	70
Sm	5,61	5,28	9,55		6,64		4,55		8,11	
Eu	1,78	1,68	2,56		1,97		1,67		2,48	
Gd	5,09	4,99	7,68		6,11		4,34		7,40	
Tb	0,78	0,69	0,96		0,83		0,57		0,99	
Dy	3,86	3,57	4,50		4,19		3,00		5,05	
Ho	0,67	0,62	0,74		0,73		0,51		0,87	
Er	1,57	1,40	1,65		1,66		1,17		2,05	
Tm	0,16	0,15	0,18		0,19		0,12		0,24	
Yb	1,02	0,91	0,96		1,13		0,77		1,38	
Lu	0,12	0,12	0,13		0,15		0,09		0,18	
Hf	4,04	3,77	3,67		4,36		3,09		5,10	
Ta	0,69	<0,01	1,73		1,03		6,29		1,76	
Pb	1,43	1,25	0,36	7	1,83	6,00	0,94	6	2,59	10
Th	1,42	0,50	0,80	9	1,98	9,00	0,72	10	2,73	17
U	0,35	0,11	0,15	< 3	0,42	<3	0,18	< 3	0,58	8
F	455	744	1056	440	596	627	483	831	445	550
S	414	1559	1753	1362	806	842	858	265	1642	3893
CL	< 39	< 39	< 39	< 39	71	< 39	< 39	< 39	158	< 39
La _N /Yb _N		6,56	13,40		10,84		9,53		12,73	
Eu/Eu*		0,998	0,911		0,944		1,145		0,976	
Total	99,27	100,36	99,56	100,54	99,46	99,19	100,18	99,69	99,65	99,29

(1) Perda ao fogo

(2) MgO/(MgO/FeO_T) em proporção molar

(3) MgO/(MgO/FeO_{calc}) em proporção molar

(4) Minerais Normativos CIPW

Tabela A17. Continuação.

Fácies	MLGc	MLGc	MLGc	MLGc	MLGc	MLGc	MLGc-C	MLGc-C	MLGc-C	MLGc-C
Amostra	rga 171	rga 47	rga 58 b	rga 65	rga 76	rga 85	rga 116	rga 87 b	rga 91	rga 163
Litologia	melagabro	melagabro	melagabro	melagabro	melagabro	gabro c/ nef	gabro	piroxenito	melagabro	melagabro
Geoquim.	picrobasalto	foidito	basalto	basanita	picrobasalto	picrobasalto	basanita	picrobasalto	basanita	basalto
SiO ₂	42,77	39,24	45,29	44,82	43,25	41,28	42,48	42,24	43,90	45,43
TiO ₂	3,81	6,64	2,55	3,79	4,515	3,613	4,27	3,516	2,913	2,85
Al ₂ O ₃	11,15	12,61	6,24	8,66	9,09	7,98	13,07	8,96	9,57	9,38
Fe ₂ O _{3T}	14,24	15,89	11,62	13,49	14,44	14,04	14,84	14,69	12,93	12,16
MnO	0,17	0,17	0,15	0,18	0,187	0,186	0,19	0,184	0,178	0,17
MgO	10,70	7,46	17,20	10,76	12,31	12,98	6,64	13,31	13,37	13,15
CaO	13,80	14,81	12,71	13,58	13,42	16,24	11,39	13,63	12,77	12,12
Na ₂ O	1,59	1,30	1,12	1,58	1,45	1,37	3,04	1,49	1,91	1,93
K ₂ O	0,90	0,43	1,12	1,62	1,08	0,85	2,08	0,84	1,17	1,25
P ₂ O ₅	0,25	0,38	0,44	0,53	0,255	0,766	0,74	0,606	0,476	0,44
P.F. ⁽¹⁾	0,02	0,24	1,27	0,22	0,12	0,53	0,84	< 0,01	0,14	0,14
Total	99,39	99,16	99,71	99,24	100,12	99,84	99,58	99,47	99,33	99,02
mg# _{FeOT} ⁽²⁾	59,82	48,19	74,57	61,25	62,81	64,69	46,99	64,23	67,20	68,18
mg# _{FeOcalc} ⁽³⁾	62,82	51,36	77,58	65,09	65,72	67,52	51,13	67,08	70,74	71,66
Ne ⁽⁴⁾	5,69	4,68	1,47	3,7	4,71	6,28	11,05	6,05	6,4	3,41
OI ⁽⁴⁾	15,87	8,88	24,46	12,86	17,21	18,37	10,52	20,81	19,82	19,37
V	493	476	251	410	431	421	289	403	289	285
Cr	289	55	1193	222	579	451	795	612	720	717
Co	59	51	67	52	63	62	48	65	59	60
Ni	222	70	410	120	216	222	275	303	313	303
Cu	31	42	43	35	27	145	56	90	55	44
Sc	39	34	38	44	40	42	42	37	33	36
Zn	100	100	81	101	105	110	110	108	99	97
Ga	21	22	12	17	18	19	17	19	19	16
Rb	19,2	9,20	29,8	39,8	24	19	8	17	26	30,6
Sr	733	1100	412	559	698	533	760	657	756	607
Y	18,8	19,2	15,4	26,2	20	27	22	22	23	20,7
Zr	168	122	142	229	157	205	142	172	188	176
Nb	18,4	18,6	33,2	34,8	30	28	14	25	34	28,0
Cs	0,29	0,15	0,69	0,50						0,32
Ba	322	192	925	872	683	478	154	408	539	430
La	19,9	15,6	21,7	33,0	22	32	25	33	35	32,0
Ce	52,7	37,3	63,3	97,7	88	108	109	115	119	75,7
Pr	7,01	6,65	8,53	13,4						9,15
Nd	31,3	31,6	36,7	58,5	53	62	54	47	56	37,7
Sm	7,01	7,49	7,32	12,1						7,69
Eu	2,22	2,22	1,98	3,14						2,25
Gd	6,35	6,65	6,00	9,89						6,83
Tb	0,86	0,91	0,77	1,33						0,91
Dy	4,31	4,51	3,79	6,44						4,66
Ho	0,77	0,81	0,66	1,14						0,84
Er	1,79	1,81	1,57	2,62						2,00
Tm	0,22	0,21	0,19	0,32						0,25
Yb	1,25	1,17	1,07	1,78						1,43
Lu	0,17	0,16	0,15	0,26						0,20
Hf	4,89	3,68	3,92	6,83						4,66
Ta	1,33	1,72	1,74	2,56						2,01
Pb	1,63	1,47	2,35	3,76	5	14	9	< 4	6	3,11
Th	2,05	1,20	2,76	2,92	9	12	13	9	9	4,89
U	0,45	0,23	0,48	0,55	< 3	< 3	8	< 3	< 3	0,99
F	415	581	705	961	545	875	514	< 355	581	750
S	< 150	4218	1093	319	655	842	976	167	< 150	< 150
CL	< 39	< 39	< 39	< 39	< 39	97	< 39	70	104	44
La _N /Yb _N	10,84	9,02	13,82	12,57						15,23
Eu/Eu*	1,013	0,961	0,911	0,875						0,946
Total	99,66	99,40	100,09	99,54	100,44	100,13	99,87	99,78	99,66	99,33

(1) Perda ao fogo

(2) MgO/(MgO/FeO_T) em proporção molar(3) MgO/(MgO/FeO_{calc}) em proporção molar

(4) Minerais Normativos CIPW

Tabela A17. Continuação.

Fácies Amostra Litologia Geoquim.	GBPf rga 83 gabro basanita	GBPf rga 113 gabro tefrito	GBPf rga 115 c gabro basanita	GBPf rga 46 c gabro tefrito	GBEq rga 120 gabro basanita	GBEq rga 93 gabro basanita	GB-Bnd rga 106 gabro tefrito	GB-Bnd rga 108 gabro tefrito	GB-Bnd rga 126 a gabro tefrito
SiO ₂	44,37	43,26	41,80	44,60	44,80	44,59	47,18	43,16	46,52
TiO ₂	3,826	4,28	4,58	3,86	4,26	3,726	3,72	4,75	3,69
Al ₂ O ₃	13,18	14,43	14,79	17,06	17,68	19,65	14,29	13,78	15,14
Fe ₂ O _{3T}	14,50	14,57	15,81	10,67	11,33	9,86	12,75	15,25	12,48
MnO	0,202	0,20	0,21	0,14	0,15	0,114	0,18	0,20	0,18
MgO	6,71	5,93	5,70	4,43	4,48	4,21	5,71	6,90	4,42
CaO	10,24	9,82	9,81	9,77	10,40	12,26	8,83	8,75	7,58
Na ₂ O	2,86	3,85	3,46	3,75	3,41	2,87	3,20	2,83	3,65
K ₂ O	2,18	2,77	2,44	2,32	1,53	0,89	2,93	2,33	3,72
P ₂ O ₅	0,660	0,87	0,91	1,51	0,77	0,389	0,99	1,12	1,19
P.F. ⁽¹⁾	0,46	0,50	0,15	0,76	0,53	0,31	0,32	< 0,01	0,50
Total	99,19	100,48	99,66	98,88	99,34	98,87	100,10	99,07	99,08
mg# _{FeOT} ⁽²⁾	47,83	44,64	41,67	45,13	43,93	45,83	47,02	47,27	41,24
mg# _{FeOcalc} ⁽³⁾	51,97	50,60	45,74	51,09	48,04	49,96	52,98	53,24	47,12
Ne ⁽⁴⁾	6,3	13,96	12,31	6,75	4,88	3,72	3,72	3,79	6,26
Ol ⁽⁴⁾	12,63	9,37	11,71	7,79	8,46	6,62	11	14,35	9,44
V	357	348	366	217	257	331	292	397	226
Cr	106	54	58	8	27	121	69	103	50
Co	40	42	53	25	30	27	33	43	29
Ni	77	70	76	10	40	64	48	67	38
Cu	50	76	83	58	50	31	23	24	35
Sc	23	24	19	16	18	24	23	22	17
Zn	115	121	127	96	91	77	107	125	114
Ga	22	25	26	24	25	23	23	23	23
Rb	46,2	73,5	42,4	52	28,3	13	69,7	47	102
Sr	845	1037	1229	1700	1603	1857	1097	1234	1272
Y	28,4	31,5	29,0	38	22,5	15	27,3	27	33,5
Zr	275	317	291	297	199	119	280	251	342
Nb	38,6	73,1	69,3	64	53,6	23	51,7	48	67,3
Cs	0,62	1,05	0,70		0,56		0,65		0,78
Ba	798	1055	1023	912	908	639	2089	1649	2722
La	50,4	65,0	63,1	74	48,7	21	58,1	45	76,4
Ce	104	133	128	154	98,1	83	126	139	166
Pr	12,8	16,4	15,6		11,9		16,2		20,8
Nd	52,1	66,0	62,6	75	48,9	40	66,2	74	83,7
Sm	10,4	12,8	12,1		9,48		12,3		15,3
Eu	2,91	3,89	3,70		3,32		3,77		4,40
Gd	8,74	10,9	10,1		7,91		9,83		12,3
Tb	1,20	1,44	1,34		1,02		1,25		1,56
Dy	6,02	7,32	6,68		5,11		6,30		7,75
Ho	1,10	1,28	1,17		0,89		1,10		1,36
Er	2,59	3,01	2,77		2,12		2,67		3,32
Tm	0,33	0,37	0,33		0,25		0,32		0,41
Yb	1,84	2,10	1,90		1,45		1,92		2,32
Lu	0,26	0,28	0,26		0,20		0,27		0,32
Hf	6,10	7,74	6,92		5,08		6,99		8,37
Ta	2,91	4,54	4,64		3,35		3,52		5,05
Pb	5,02	3,25	2,91	11	3,17	< 4	5,52	6	5,90
Th	5,15	7,06	6,42	16	2,98	11	4,55	12	5,82
U	1,04	1,68	1,52	15	0,70	16	0,98	7	1,26
F	933	1038	585	1000	512	< 355	1188	1452	1227
S	700	399	218	2079	< 150	< 150	245	< 150	266
CL	108	84	274	366	< 39	< 39	106	88	< 39
La _N /Yb _N	18,63	21,06	22,53		22,76		20,57		22,33
Eu/Eu*	0,931	1,004	1,024		1,168		1,046		0,978
Total	99,50	100,85	100,04	99,26	99,70	99,22	100,55	99,51	99,63

(1) Perda ao fogo

(2) MgO/(MgO/FeO_T) em proporção molar(3) MgO/(MgO/FeO_{calc}) em proporção molar

(4) Minerais Normativos CIPW

Tabela A17. Continuação.

Fácies	GB-Bnd	GB-Bnd	GB-Mf	GB-Mf	GB-Mf	DifF	DifF	DifF	GB-Sul
Amostra	rga 35 a	rga 35 b	rga 72 a	rga 72 b	rga 35 d	rga 92 b	rga 142 a	rga 158 b	rga 178 a
Litologia	gabro banda	gabro c/nef.	microgabro	microgabro	micromelaga	nef.sienito	diorito	monzodiorito	melamonzog
Geoquim.	tefrito	basalto	basanito	basanito	basanito	tefrifonolito	fonotefrito	tefrito	tefrito
SiO ₂	49,06	45,58	43,29	43,70	43,39	49,84	50,13	46,67	45,13
TiO ₂	2,20	3,25	3,60	3,580	3,60	1,306	2,33	3,26	4,28
Al ₂ O ₃	20,82	13,46	9,64	10,05	9,84	19,80	19,13	17,99	14,56
Fe ₂ O _{3T}	7,51	11,90	13,53	13,60	13,63	6,09	7,54	10,30	12,61
MnO	0,09	0,16	0,18	0,178	0,18	0,085	0,13	0,20	0,17
MgO	2,83	7,78	12,62	12,82	12,73	2,42	2,60	3,20	4,08
CaO	8,13	10,61	10,96	10,34	10,61	4,62	6,55	8,66	8,55
Na ₂ O	4,44	2,53	2,10	2,21	2,05	6,47	4,96	4,30	2,92
K ₂ O	2,81	2,44	1,87	1,69	1,97	5,89	3,91	3,06	4,39
P ₂ O ₅	0,83	0,74	0,68	0,722	0,68	0,451	0,78	0,94	1,70
P.F. ⁽¹⁾	0,66	0,52	0,40	0,23	0,37	2,64	1,82	0,80	0,52
Total	99,39	98,97	98,87	99,12	99,05	99,61	99,88	99,38	98,91
mg# _{FeOT} ⁽²⁾	42,75	56,43	64,89	65,13	64,92	44,05	40,59	38,10	39,06
mg# _{FeOcalc} ⁽³⁾	48,67	60,45	68,56	68,79	68,59	51,71	47,32	43,88	44,88
Ne ⁽⁴⁾	6,1	4,75	6,55	5,08	6,06	24,07	8,84	9,58	7,9
Ol ⁽⁴⁾	6,93	12,92	20,3	21,99	21,19	3,76	5,29	5,9	5,77
V	137	243	316	300	302	85	121	162	240
Cr	57	266	603	554	583	59	6	10	14
Co	20	42	59	59	62	12	15	10	28
Ni	43	116	294	315	309	40	8	3	26
Cu	15	44	51	55	50	76	16	6	47
Sc	11	27	32	24	30	8	9	9	17
Zn	68	94	103	104	104	75	85	117	116
Ga	26	21	18	18	19	23	26	25	20
Rb	59	58	38	32	49	143	104	79,4	144
Sr	2378	1302	808	829	802	1356	1430	2197	1910
Y	19	25	26	27	25	14,4	32,5	34,1	32,9
Zr	185	227	212	226	218	216	365	319	311
Nb	44	44	45	49	47	62,7	89,3	104	84,8
Cs						2,02	1,19	1,12	1,51
Ba	2196	1528	1290	1411	1336	1533	1394	1831	7408
La	52	56	49	54	46	44,5	77,4	83,7	84,5
Ce	102	113	128	138	124	80,1	150	174	203
Pr						8,31	17,8	21,4	26,9
Nd	41	67	61	64	68	29,8	68,2	83,4	109
Sm						5,21	12,6	14,9	18,7
Eu						1,71	3,91	4,58	5,15
Gd						4,51	10,9	12,1	14,0
Tb						0,59	1,42	1,56	1,69
Dy						3,02	7,19	7,83	8,18
Ho						0,55	1,30	1,39	1,37
Er						1,39	3,14	3,33	3,25
Tm						0,18	0,40	0,41	0,37
Yb						1,03	2,31	2,28	2,06
Lu						0,14	0,32	0,32	0,28
Hf						3,73	8,67	7,59	8,28
Ta						2,08	5,92	7,50	8,43
Pb	6	6	< 4	< 4	7	10,5	9,03	4,77	5,79
Th	10	11	9	9	11	8,27	11,4	6,35	6,09
U	30	5	< 3	< 3	< 3	2,03	2,44	1,42	1,12
F	735	947	1072	1218	960	< 355	1253	795	1458
S	426	270	2009	1136	538	1535	203	1189	782
CL	1110	250	109	156	176	614	< 39	96	161
La _N /Yb _N						29,20	22,79	24,99	27,80
Eu/Eu*						1,078	1,020	1,042	0,970
Total	99,93	99,40	99,28	99,55	99,47	100,00	100,29	99,92	100,00

(1) Perda ao fogo

(2) MgO/(MgO/FeO_T) em proporção molar(3) MgO/(MgO/FeO_{calc}) em proporção molar

(4) Minerais Normativos CIPW

Tabela A17. Continuação.

Fácies	GB-Sul	GB-Sul	GB-Sul	GB-Sul	MZ-Sul	MZ-Sul	Gb-PN	Gb-PN	Gb-PN	Gb-PN
Amostra	rga 180	rga 24 b	rga 26	rga 19 a	rga 18 c	rga 18 d	rga 41 a	rga 97	rga 100 b	rga 88
Litologia	melamonzog	melamonzog	melamonzog	microsientio	monzonito	monzonito	melagabro	melagabro	melagabro	melagabro
Geoquim.	basanita	foidito	foidito	basanita	tefrito	tefrito	basalto	basanita	basalto	basalto
SiO ₂	43,16	40,89	40,55	43,73	46,85	45,99	45,83	44,84	45,75	45,32
TiO ₂	4,41	5,35	5,47	4,67	3,16	3,22	2,41	3,092	2,83	3,023
Al ₂ O ₃	13,02	11,77	11,35	12,17	15,13	14,75	9,35	9,80	11,12	10,57
Fe ₂ O _{3T}	13,64	15,62	15,70	14,08	10,05	10,25	11,18	12,79	11,65	11,94
MnO	0,18	0,19	0,19	0,18	0,14	0,15	0,16	0,180	0,16	0,168
MgO	6,82	6,48	6,66	6,27	3,43	3,57	13,08	10,83	9,92	10,08
CaO	10,22	11,25	11,46	10,50	7,14	7,53	14,05	14,08	13,70	14,16
Na ₂ O	3,05	2,15	2,40	2,55	3,82	3,58	1,86	1,80	2,26	2,03
K ₂ O	2,86	3,09	3,19	3,16	4,20	4,16	1,16	1,25	1,42	1,28
P ₂ O ₅	0,94	1,75	1,77	1,38	1,14	1,20	0,38	0,594	0,49	0,507
P.F. ⁽¹⁾	0,56	0,42	0,60	0,38	4,07	4,82	0,08	0,10	0,28	0,12
Total	98,86	98,96	99,34	99,06	99,14	99,22	99,54	99,36	99,57	99,20
mg# _{FeOT} ⁽²⁾	49,77	45,11	45,67	46,87	40,34	40,83	69,86	62,66	62,79	62,59
mg# _{FeOcalc} ⁽³⁾	53,90	49,24	49,79	51,01	46,20	46,71	73,23	66,44	66,56	66,37
Ne ⁽⁴⁾	10,48	7,91	10,64	6,59	6,83	6,79	5,73	4,85	6,28	5,56
Ol ⁽⁴⁾	10,95	11,05	10,31	10,18	6,12	6,07	16,27	13,48	11,72	11,46
V	361	424	477	351	187	210	247	292	277	316
Cr	164	45	68	103	6	< 5	743	457	485	423
Co	37	43	41	36	22	25	53	49	47	46
Ni	109	54	67	59	19	26	261	185	162	155
Cu	66	61	40	38	30	33	40	80	48	59
Sc	25	32	29	31	13	14	36	37	34	38
Zn	104	129	131	119	106	115	82	98	88	88
Ga	23	19	21	21	22	24	18	18	19	18
Rb	65	96,7	95,3	91,6	121	102	24,5	31,4	31,7	18
Sr	1145	1543	1230	1192	1296	1265	569	798	732	748
Y	32	30,8	30,0	30,7	29,5	33	19,7	23,1	20,0	26
Zr	310	260	261	323	364	375	177	192	179	198
Nb	70	48,0	47,4	65,5	78,4	74	27,1	32,8	30,2	34
Cs		0,83	0,92	0,64	1,63		0,35	0,40	0,46	
Ba	1841	5938	4181	4055	3211	2898	366	451	438	630
La	65	69,1	80,0	71,5	85,8	80	25,1	30,7	30,0	42
Ce	158	165	188	167	186	163	64,7	81,0	70,2	112
Pr		22,4	24,6	21,9	23,0		8,05	10,3	8,68	
Nd	78	93,9	100	89,6	88,3	72	34,3	43,5	36,3	57
Sm		17,1	17,7	16,0	15,0		7,32	9,19	7,64	
Eu		4,68	4,37	4,30	4,14		2,19	2,72	2,42	
Gd		13,1	12,4	12,4	11,6		6,60	7,59	6,80	
Tb		1,58	1,52	1,53	1,43		0,91	1,04	0,90	
Dy		7,64	7,49	7,46	7,03		4,51	5,22	4,59	
Ho		1,29	1,26	1,27	1,22		0,82	0,95	0,81	
Er		3,00	2,95	3,03	2,97		1,87	2,16	1,89	
Tm		0,34	0,33	0,36	0,36		0,23	0,26	0,22	
Yb		1,86	1,78	1,99	2,09		1,28	1,44	1,29	
Lu		0,26	0,25	0,28	0,29		0,18	0,20	0,17	
Hf		7,89	6,86	9,02	8,94		4,48	4,83	4,59	
Ta		5,42	4,69	6,27	6,31		2,13	2,86	1,59	
Pb	6	4,32	5,07	4,97	9,31	11	1,97	2,49	2,47	8
Th	13	3,44	5,75	4,99	8,01	12	3,21	3,18	3,86	12
U	7	0,66	1,15	0,95	1,56	8	0,73	0,71	0,88	< 3
F	1213	1556	2053	1596	1579	1746	< 355	458	481	847
S	725	1100	1151	302	1608	1531	< 150	138	< 150	< 150
CL	171	< 39	< 39	38	< 39	< 39	< 39	< 39	< 39	< 39
La _N /Yb _N		25,18	30,57	24,42	27,91		13,34	14,48	15,85	
Eu/Eu*		0,954	0,898	0,931	0,955		0,960	0,991	1,021	
Total	99,33	99,88	100,06	99,76	99,74	99,77	99,82	99,65	99,85	99,50

(1) Perda ao fogo

(2) MgO/(MgO/FeO_T) em proporção molar(3) MgO/(MgO/FeO_{calc}) em proporção molar

(4) Minerais Normativos CIPW

Tabela A17. Continuação.

Fácies Amostra Litologia Geoquim.	Gb-PL rga 30 a gabro tefrito	Gb-PL rga 32 gabro basanito	Gb-PL rga 165 a gabro basanito	Umf-PO rga 121 a melagabro foidito?	Umf-PO rga 121 d melagabro foidito?	BRCH rga 15 a tufo/brecha fonotefrito	BRCH rga 29 b tufo tefrito	DM-LGT rga 01 b lamprófiro tefrito
SiO ₂	46,82	45,82	45,74	34,52	34,09	49,06	48,85	44,34
TiO ₂	3,23	3,52	3,59	7,74	7,97	3,03	3,05	3,88
Al ₂ O ₃	13,78	13,20	12,89	8,26	8,14	15,85	15,45	14,06
Fe ₂ O _{3T}	11,56	12,16	12,48	21,07	21,53	10,40	10,46	13,54
MnO	0,17	0,18	0,18	0,24	0,23	0,19	0,19	0,18
MgO	6,47	6,72	7,31	8,88	9,07	4,03	4,40	5,80
CaO	8,84	9,46	9,63	15,05	14,91	7,65	7,70	9,79
Na ₂ O	3,81	3,15	3,25	1,18	1,12	4,15	3,96	3,57
K ₂ O	2,95	2,75	2,70	0,76	0,73	3,58	3,50	2,48
P ₂ O ₅	0,80	0,78	0,78	1,22	1,33	1,02	0,99	0,85
P.F. ⁽¹⁾	1,02	1,76	0,30	0,34	0,34	0,30	0,16	0,78
Total	99,45	99,49	98,85	99,26	99,46	99,25	98,70	99,27
mg# _{FeOT} ⁽²⁾	52,58	52,27	53,72	45,51	45,50	43,43	45,46	45,91
mg# _{FeOcalc} ⁽³⁾	58,48	56,37	57,80	48,66	48,65	50,24	51,42	51,87
Ne ⁽⁴⁾	8,35	6,33	7,66	5,41	5,13	5,78	5,05	9,32
Ol ⁽⁴⁾	9,84	11,37	12,1	17,3	18,22	6,96	8,02	9,08
V	228	262	272	633	605	167	183	363
Cr	234	246	271	71	59	72	90	33
Co	33	33	36	65	63	20	17	42
Ni	118	114	126	42	42	34	46	65
Cu	54	49	50	35	30	21	21	59
Sc	20	21	23	40	37	14	14	25
Zn	115	118	113	153	152	124	117	129
Ga	23	23	24	21	22	24	23	24
Rb	71	64,3	68,5	15,4	16	85	103	53,1
Sr	1018	958	947	493	550	1342	1316	1023
Y	34	32,0	31,6	28,3	33	40	38,5	29,9
Zr	338	345	330	215	231	411	425	286
Nb	61	79,5	61,0	29,9	41	74	79,3	54,3
Cs		1,23	0,77	0,25			1,06	0,80
Ba	1106	977	964	318	358	1344	1357	1083
La	61	65,0	64,1	30,5	36	74	84,8	60,4
Ce	136	134	132	88,3	169	179	175	124
Pr		16,7	16,4	12,4			21,5	15,4
Nd	61	66,8	65,9	58,0	95	82	84,2	62,3
Sm		12,9	12,8	12,8			15,8	12,1
Eu		3,45	3,52	3,76			4,22	3,67
Gd		10,6	10,8	10,9			12,9	10,1
Tb		1,43	1,44	1,44			1,73	1,32
Dy		7,25	7,16	7,00			8,67	6,73
Ho		1,32	1,29	1,18			1,59	1,19
Er		3,11	3,05	2,63			3,77	2,85
Tm		0,39	0,38	0,29			0,48	0,34
Yb		2,18	2,14	1,63			2,68	1,99
Lu		0,31	0,30	0,22			0,38	0,27
Hf		8,10	8,00	7,06			9,78	7,35
Ta		3,60	4,06	2,78			5,29	2,23
Pb	10	6,74	6,45	0,81	6	10	8,88	5,52
Th	13	7,37	7,21	1,98	18	15	9,65	6,14
U	4	1,49	1,48	0,44	5	11	1,97	1,39
F	1456	1847	1538	1255	1075	1277	1423	838
S	789	782	1354	5673	6421	360	299	1131
CL	843	< 39	534	46	77	376	599	234
La _N /Yb _N		20,30	20,30	12,73			21,46	20,57
Eu/Eu*		0,897	0,912	0,970			0,902	1,009
Total	99,83	99,86	99,22	99,50	99,72	99,67	99,13	99,63

(1) Perda ao fogo

(2) MgO/(MgO/FeO_T) em proporção molar(3) MgO/(MgO/FeO_{calc}) em proporção molar

(4) Minerais Normativos CIPW

Tabela A17. Continuação.

Fácies Amostra Litologia Geoquim.	DM-LGT rga 01 c tefrito	DM-LGT rga 01 d tefrito	DM-LGT rga 114 lamprófiro	DM-LGT rga 115 a lamprófiro	DM-LGT rga 112 lamprófiro	DM-LGT rga 109 c microgabro	DM-LGT rga 14 d lamprófiro	DM-LGT rga 119 d lamprófiro	DM-LGT rga 115 d gabro	DM-LGT rga 75 a microgabro
	foidito	fonotefrito	foidito	basanita	tefrito	fonotefrito	fonotefrito	tefrito	picrobasilto	basanita
SiO ₂	40,24	49,69	39,61	42,32	45,52	50,05	51,18	44,61	42,60	43,88
TiO ₂	4,74	2,77	4,65	4,22	3,69	2,72	2,07	4,04	3,34	4,723
Al ₂ O ₃	11,99	15,72	11,44	12,73	16,15	16,45	17,59	15,00	8,35	11,98
Fe ₂ O _{3T}	15,85	10,45	16,36	14,67	12,09	10,19	8,53	13,51	13,31	13,99
MnO	0,21	0,15	0,22	0,20	0,21	0,20	0,23	0,20	0,18	0,183
MgO	8,32	4,34	8,09	7,31	3,95	3,38	2,37	4,15	13,86	6,81
CaO	12,42	7,20	13,97	12,49	9,22	6,51	4,68	9,79	14,48	11,34
Na ₂ O	2,18	4,09	2,06	2,63	4,25	4,34	4,18	3,46	1,22	2,41
K ₂ O	1,39	3,39	0,61	1,12	3,19	3,75	5,63	2,99	0,39	2,52
P ₂ O ₅	1,19	0,80	1,01	0,93	1,08	1,15	1,17	1,54	0,54	1,033
P.F. ⁽¹⁾	0,68	0,46	0,49	1,07	0,58	0,51	1,61	0,63	0,86	0,02
Total	99,21	99,06	98,51	99,69	99,94	99,25	99,23	99,92	99,13	98,89
mg# _{FeOT} ⁽²⁾	50,98	45,14	49,49	49,68	39,30	39,66	35,51	37,84	67,36	49,10
mg# _{FeOcalc} ⁽³⁾	55,10	51,97	52,65	53,81	45,12	46,36	41,99	43,60	70,08	53,23
Ne ⁽⁴⁾	7,5	3,9	7,84	6,73	12,86	3,73	5	8,35	3,7	5,7
Ol ⁽⁴⁾	14,26	8,18	13,16	11,55	6,41	7,96	7,91	7,59	19,65	9,76
V	410	204	386	298	225	156	97	184	392	379
Cr	138	60	225	201	16	< 5	< 5	39	84	137
Co	51	24	46	40	20	19	9	26	55	39
Ni	131	39	93	77	8	4	4	18	64	80
Cu	86	38	76	85	13	9	3	95	44	40
Sc	25	17	30	25	14	10	8	15	26	29
Zn	135	115	139	115	128	138	135	117	114	109
Ga	23	26	22	21	25	25	25	25	23	22
Rb	26,6	91,4	9	21	74,4	97	161	73	47	61
Sr	1262	981	1593	1460	1409	1218	2085	1426	901	1103
Y	34,6	30,4	34	32	35,7	35	33,7	39	31	32
Zr	231	356	214	234	355	350	401	351	292	263
Nb	63,2	64,6	27	43	91,5	67	126	86	63	58
Cs	0,29	0,86			0,99		1,67			
Ba	1308	1188	802	1003	1232	1846	3027	1262	956	1781
La	76,8	79,1	51	54	79,4	80	115	86	73	60
Ce	158	151	163	156	161	161	251	180	141	166
Pr	19,5	17,4			19,7		30,6			
Nd	78,2	66,0	66	72	78,0	69	113	78	63	82
Sm	14,6	12,0			14,7		17,8			
Eu	4,41	3,44			4,46		5,03			
Gd	12,2	9,90			12,3		13,3			
Tb	1,55	1,28			1,62		1,60			
Dy	7,98	6,60			8,08		7,94			
Ho	1,39	1,18			1,44		1,34			
Er	3,30	2,90			3,41		3,35			
Tm	0,39	0,36			0,42		0,41			
Yb	2,19	2,14			2,39		2,35			
Lu	0,30	0,30			0,33		0,34			
Hf	6,56	8,24			8,05		10,4			
Ta	2,63	2,95			5,46		11,1			
Pb	1,78	8,55	7	5	5,09	25	11,9	10	< 4	8
Th	2,58	10,7	13	10	8,03	12	8,79	18	9	14
U	0,50	2,04	14	8	1,93	11	1,67	12	< 3	6
F	1460	1308	747	735	1032	1560	1317	856	1340	1082
S	1550	807	6596	12535	2595	1886	< 150	612	2091	< 150
CL	< 39	237	< 39	147	741	550	< 39	271	86	85
La _N /Yb _N	23,82	25,18			22,61		33,23			
Eu/Eu*	1,007	0,962			1,014		0,995			
Total	99,64	99,42	98,91	100,08	100,34	99,69	99,91	100,33	99,47	99,34

(1) Perda ao fogo

(2) MgO/(MgO/FeO_T) em proporção molar(3) MgO/(MgO/FeO_{calc}) em proporção molar

(4) Minerais Normativos CIPW

Tabela A17. Continuação.

Fácies	DF-TeF	DF-TeF	DF-TeF	DF-TeF	DF-TeF	DF-TeF	Diques Regionais		
Amostra	rga 29 c	rga 31 e	rga 33 b	rga 24 a	rga 126 d	rga 131	MT-67 A	MT - 73D	MT-73C
Litologia	dique félsico	dique félsico	dique félsico	d.félsico	tefrifonólito	d.félsico	Lamp	Lamp	Lamp
Geoquim.	tefrito	fonotefrito	fonotefrito	tefrito	fonotefrito	fonotefrito	picrobasalto	tefrito	foidito
SiO ₂	43,77	49,19	51,74	42,18	46,89	51,08	43,41	45,47	40,74
TiO ₂	3,97	3,02	2,53	5,18	3,22	2,26	2,182	2,804	3,395
Al ₂ O ₃	15,40	15,18	16,51	13,02	16,89	17,27	12,93	14,77	15,49
Fe ₂ O _{3T}	12,96	10,56	9,25	13,72	10,42	8,73	11,57	10,85	11,56
MnO	0,20	0,19	0,19	0,18	0,19	0,16	0,177	0,164	0,166
MgO	4,56	4,62	3,24	5,00	3,50	2,70	10,61	6,47	5,31
CaO	9,34	7,76	6,30	10,10	7,58	6,06	10,53	8,27	10,76
Na ₂ O	4,03	4,29	4,37	3,08	5,11	4,64	2,48	3,40	3,23
K ₂ O	2,96	3,46	4,19	4,13	3,68	4,45	2,20	3,44	2,71
P ₂ O ₅	1,22	0,95	0,84	1,57	1,13	0,69	1,341	1,273	0,906
P.F. ⁽¹⁾	0,68	0,46	0,16	0,68	0,67	1,13	2,84	2,78	5,15
Total	99,09	99,68	99,32	98,83	99,28	99,18	100,27	99,69	99,42
mg# _{FeOT} ⁽²⁾	41,08	46,43	40,97	41,93	39,96	38,00	64,50	54,16	47,65
mg# _{FeOcalc} ⁽³⁾	46,96	53,27	47,72	47,84	46,67	44,62	68,19	60,01	51,78
Ne ⁽⁴⁾	12,27	6,73	3,84	12,82	14,21	7,06	5,9	6,81	13,08
Ol ⁽⁴⁾	7,64	7,28	6,53	5,57	5,55	5,5	17,08	10,63	5,57
V	235	168	137	373	184	130	186	179	286
Cr	5	105	39	< 5	< 5	28	307	181	38
Co	28	21	17	34	16	15	40	28	34
Ni	8	57	22	23	4	15	251	84	28
Cu	18	32	13	20	4	16	55	28	36
Sc	18	14	13	24	12	11	22,7	19	20
Zn	125	121	125	130	116	117	82	98	86
Ga	24	24	25	22	24	25	15	17	19
Rb	65	87	127	156	117	113	55,0	65	56
Sr	1322	1284	1269	1368	1525	1267	1561	1916	1465
Y	37	39	39,8	31,3	37,0	36	27,8	30	31
Zr	354	401	502	343	417	492	279	264	259
Nb	83	72	87,5	81,8	104	84	80,6	64	96
Cs			1,35	1,51	1,52		0,8		
Ba	1137	1318	1510	4484	2026	1662	1866	2038	1280
La	78	69	94,3	81,2	93,0	91	94,4	80	65
Ce	180	173	191	188	191	174	173,0	147	128
Pr			23,0	24,4	23,4		19,1		
Nd	83	71	87,2	98,8	90,4	66	71,1	81	57
Sm			15,9	17,3	16,3		11,8		
Eu			4,20	4,68	4,69		3,4		
Gd			13,1	13,2	13,4		9,0		
Tb			1,76	1,61	1,74		1,2		
Dy			8,85	7,82	8,53		6,05		
Ho			1,63	1,32	1,50		1,12		
Er			3,95	3,10	3,64		2,67		
Tm			0,51	0,36	0,45		0,37		
Yb			2,90	2,00	2,55		2,19		
Lu			0,42	0,28	0,36		0,32		
Hf			11,0	9,58	9,79		5,65		
Ta			5,75	7,20	7,91		4,33		
Pb	7	11	10,9	5,19	8,29	22	7,57	12	6
Th	14	16	11,7	6,37	10,3	15	11,6	11	10
U	10	10	2,31	1,32	2,31	21	2,63	<3	<3
F	1178	1534	1654	2186	1256	1087	488	868	860
S	254	397	317	3455	1538	2681	242	1265	1803
CL	1309	653	250	535	921	87	50	57	16
La _N /Yb _N			22,07	27,66	24,76		29,28		
Eu/Eu*			0,888	0,945	0,967		1,014		
Total	99,47	100,09	99,76	99,59	99,79	99,61	100,80	100,23	99,82

(1) Perda ao fogo

(2) MgO/(MgO/FeO_T) em proporção molar(3) MgO/(MgO/FeO_{calc}) em proporção molar

(4) Minerais Normativos CIPW

Tabela A18. Dados de isótopos de Sr obtidos para as rochas do Maciço Ponte Nova.
Razões iniciais calculadas para 85Ma.

Fácies	Amostra	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$
UMFc	rga01f	3,3	157	0,0604	0,70469	0,70462
MLGc	rga01a	5,5	638	0,0251	0,70453	0,70450
MLGc	rga58b	29,8	412	0,2094	0,70586	0,70561
MLGc	rga141	15,3	335	0,1323	0,70504	0,70488
MLGc	rga133	26,9	591	0,1317	0,70541	0,70525
GB-Bnd	rga106	69,7	1097	0,1837	0,70602	0,70580
GB-Bnd	rga126a	102,5	1272	0,2331	0,70606	0,70578
GBPf	rga113	73,5	1037	0,2050	0,70457	0,70433
GBPf	rga83	46,2	845	0,1581	0,70510	0,70491
GBEq	rga120	28,3	1603	0,0512	0,70514	0,70508
Umf-PO	rga121a	15,4	493	0,0905	0,70469	0,70458
GB-Sul	rga178a	144,2	1910	0,2185	0,70575	0,70549
MZ-Sul	rga18c	121,3	1296	0,2708	0,70675	0,70642
GB-Sul	rga24b	96,7	1543	0,1814	0,70596	0,70574
GB-Sul	rga26	95,3	1230	0,2241	0,70596	0,70569
Gb-PL	rga32	64,3	958	0,1943	0,70551	0,70528
Gb-PL	rga165a	68,5	947	0,2094	0,70542	0,70517
Gb-PN	rga41a	24,5	569	0,1248	0,70464	0,70449
Gb-PN	rga97	31,4	798	0,1139	0,70473	0,70459
BRCH	rga29b	103,5	1316	0,2275	0,70589	0,70562
DF-TeF	rga126d	115,6	1496	0,2236	0,70475	0,70448
DM-LGT	rga01b	53,1	1023	0,1500	0,70541	0,70522
DM-LGT	rga01c	26,6	1262	0,0609	0,70535	0,70527
DM-LGT	rga14d	161,4	2085	0,2240	0,70550	0,70523

Tabela A19. Dados de isótopos de Nd obtidos para as rochas do Maciço Ponte Nova.
Razões iniciais calculadas para 85Ma.

Fácies	Amostra	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$	$\epsilon_{\text{(Nd)}}$
UMFc	rga01f	5,3	19,9	0,1605	0,51262	0,51253	-0,01
MLGc	rga01a	4,5	18,1	0,1520	0,51264	0,51256	0,56
MLGc	rga58b	7,3	36,7	0,1207	0,51240	0,51234	-3,76
MLGc	rga141	6,6	28,5	0,1407	0,51252	0,51245	-1,61
MLGc	rga133	8,1	36,6	0,1339	0,51252	0,51244	-1,64
GB-Bnd	rga106	12,3	66,2	0,1123	0,51241	0,51235	-3,48
GB-Bnd	rga126a	15,3	83,7	0,1103	0,51241	0,51235	-3,49
GBPf	rga113	12,8	66,0	0,1173	0,51261	0,51254	0,26
GBPf	rga83	10,4	52,1	0,1209	0,51253	0,51246	-1,29
GBEq	rga120	9,5	48,9	0,1173	0,51253	0,51247	-1,17
Umf-PO	rga121a	12,8	58,0	0,1330	0,51253	0,51245	-1,46
GB-Sul	rga178a	18,7	108,8	0,1039	0,51237	0,51232	-4,14
MZ-Sul	rga18c	15,0	88,3	0,1029	0,51227	0,51222	-6,07
GB-Sul	rga24b	17,1	93,9	0,1102	0,51235	0,51229	-4,73
GB-Sul	rga26	17,7	100,5	0,1067	0,51235	0,51229	-4,61
Gb-PL	rga32	12,9	66,8	0,1165	0,51241	0,51234	-3,62
Gb-PL	rga165a	12,8	65,9	0,1173	0,51241	0,51234	-3,68
Gb-PN	rga41a	7,3	34,3	0,1290	0,51257	0,51249	-0,68
Gb-PN	rga97	9,2	43,5	0,1277	0,51261	0,51254	0,13
BRCH	rga29b	15,8	84,2	0,1132	0,51237	0,51230	-4,38
DF-TeF	rga126d	16,1	89,9	0,1085	0,51247	0,51241	-2,40
DM-LGT	rga01b	12,1	62,3	0,1178	0,51246	0,51240	-2,61
DM-LGT	rga01c	14,6	78,2	0,1131	0,51248	0,51241	-2,23
DM-LGT	rga14d	17,8	113,2	0,0953	0,51241	0,51236	-3,25

Tabela A20. Dados de isótopos de Pb obtidos para as rochas do Maciço Ponte Nova.
Razões iniciais calculadas para 85Ma.

Fácies	Amostra	U (ppm)	Th (ppm)	Pb (ppm)	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_m$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_m$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_m$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_i$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_i$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_i$
UMFc	rga01f	0,11	0,50	1,25	18,441	15,537	38,636	18,364	15,534	38,525
MLGc	rga01a	0,18	0,72	0,94	18,094	15,524	38,295	17,938	15,517	38,085
MLGc	rga58b	0,48	2,76	2,35	18,200	15,560	38,851	18,027	15,552	38,526
MLGc	rga141	0,42	1,98	1,83	18,344	15,544	38,774	18,151	15,535	38,475
MLGc	rga133	0,58	2,73	2,59	18,314	15,546	38,700	18,126	15,537	38,409
GB-Bnd	rga106	0,98	4,55	5,52	18,131	15,558	38,435	17,982	15,551	38,208
GB-Bnd	rga126a	1,26	5,82	5,90	18,083	15,545	38,400	17,905	15,537	38,129
GBPf	rga113	1,68	7,06	3,25	18,771	15,534	39,030	18,330	15,513	38,423
GBPf	rga83	1,04	5,15	5,02	18,425	15,565	38,885	18,249	15,556	38,600
GBEq	rga120	0,70	2,98	3,17	18,344	15,537	38,536	18,160	15,528	38,277
Umf-PO	rga121a	0,44	1,98	0,81	18,644	15,524	38,937	18,179	15,502	38,252
GB-Sul	rga178a	1,12	6,09	5,79	18,034	15,535	38,557	17,872	15,527	38,267
MZ-Sul	rga18c	1,56	8,01	9,31	17,798	15,532	38,272	17,659	15,525	38,036
GB-Sul	rga24b	0,66	3,44	4,32	17,989	15,531	38,349	17,861	15,525	38,131
GB-Sul	rga26	1,15	5,75	5,07	18,120	15,530	38,586	17,929	15,521	38,273
Gb-PL	rga32	1,49	7,37	6,74	18,228	15,533	38,733	18,042	15,524	38,430
Gb-PL	rga165a	1,48	7,21	6,45	18,228	15,538	38,743	18,034	15,528	38,433
Gb-PN	rga41a	0,73	3,21	1,97	18,599	15,526	38,923	18,283	15,511	38,469
Gb-PN	rga97	0,71	3,18	2,49	18,603	15,546	38,956	18,360	15,534	38,600
BRCH	rga29b	1,97	9,65	8,88	18,196	15,525	38,698	18,009	15,516	38,397
DF-TeF	rga126d	2,24	10,30	8,11	18,390	15,517	38,700	18,157	15,505	38,348
DM-LGT	rga01b	1,39	6,14	5,52	18,363	15,554	38,678	18,151	15,544	38,370
DM-LGT	rga01c	0,50	2,58	1,78	18,352	15,534	38,658	18,113	15,523	38,256
DM-LGT	rga14d	1,67	8,79	11,87	18,295	15,554	39,613	18,174	15,548	39,405