UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**ESTUDO PETROGRÁFICO E QUÍMICA MINERAL DA INTRUSÃO KIMBERLÍTICA
RÉGIS, NO OESTE DE MINAS GERAIS**

Leandro Vasconcelos Thomaz

Orientador: Prof. Dr. Excelso Ruberti

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Mineralogia e Petrologia

São Paulo

2009

SUMÁRIO

RESUMO	14
ABSTRACT	15
1. INTRODUÇÃO	16
1.1. Apresentação	16
1.2. Localização e acessos	18
1.3. Materiais e Métodos.....	20
1.3.1. Familiarização com a geologia local.....	20
1.3.2. Análises petrográficas	20
1.3.3. Aquisição e tratamento de imagens de elétrons retroespalhados	21
1.3.4. Análises minerais por microsonda eletrônica.....	22
2. GEOLOGIA REGIONAL	24
2.1. A Província Magmática do Alto do Paranaíba	24
2.2. Cráton do São Francisco	28
2.3. Faixa Brasília	32
3. GEOLOGIA LOCAL.....	35
4. CLASSIFICAÇÃO DAS ROCHAS DE AFINIDADE KIMBERLÍTICA	37
4.1. Kimberlitos	37
4.1.1. Kimberlitos Grupo I.....	37
4.1.2. Kimberlito Grupo II – Orangeitos.....	39
4.2. Lamproítos	40
5. RESULTADOS OBTIDOS	42
5.1. Nomenclatura.....	42
5.2. Mapeamento geológico	42
5.2.1. Unidade de Conglomerados Lamosos	43
5.2.2. Unidade de Argilitos	46
5.3. Estratigrafia da Intrusão kimberlítica Régis	48
5.3.1. Unidade Fácies Cratera Areno-Argilosa (Fluvio - Lacustrina).....	48
5.3.2. Unidade Fácies Cratera – Conglomerado lamoso.....	52
Subunidade – Intercalação de Kimberlito Vulcanoclástico Acamadado (Intercalação de tufos)	
.....	54
5.3.3. Unidade Fácies cratera – Kimberlito Vulcanoclástico Acamadado (Fácies Piroclástica de queda de grãos rica em xenólitos).....	55
5.3.4. Unidade Fácies Diatrema – Kimberlito Vulcanoclástico Maciço (Magmaclástico)	58
Subunidade – Kimberlito Vulcanoclástico Maciço Olivina Lapilito.....	58
Subunidade Kimberlito Vulcanoclástico Maciço Magmaclástico	60
Subunidade – Kimberlito Vulcanoclástico Maciço Peletal (Transicional a Magmático).....	62
6. CARACTERÍSTICAS PETROGRÁFICAS.....	64
6.1. Kimberlito fácies Cratera.....	66
6.1.1. Unidade Fácies Cratera Areno-Argilosa (Fluvio - Lacustrina).....	66
6.1.2. Unidade Fácies Cratera – Conglomerado lamoso (Kimberlito vulcanoclástico re-sedimentado)	69
6.1.3. Unidade Fácies cratera – Kimberlito Vulcanoclástico Acamadado (Fácies Piroclástica de queda de grãos rica em xenólitos).....	69
6.2. Kimberlito fácies Diatrema.....	73
6.2.1. Unidade Fácies Diatrema – kimberlito vulcanoclástico maciço (magmaclástico)	73

Subunidade – Kimberlito Vulcanoclástico Maciço Olivina Lapilito.....	73
Subunidade Kimberlito Vulcanoclástico Maciço Magmaclástico	75
Subunidade – Kimberlito Vulcanoclástico Maciço Peletal (Transicional a Magmático).....	78
6.3. Xenólitos Crustais	82
6.5. Xenólitos Mantélicos	83
6.5.1. Granada-lherzolito	83
6.5.2. Dunito	86
6.5.3. Flogopitito.....	88
7.1. Química Mineral Quantitativa por Microsonda Eletrônica	92
7.1.1. Granada	92
7.1.2. Olivina.....	101
7.1.3. Ortopiroxênio	102
7.1.4. Clinopiroxênio	107
7.1.5. Flogopita	113
7.2. Química Mineral Qualitativa e caracterização por Microscópio Eletrônico de Varredura....	115
7.2.1. Perovskita.....	115
7.2.2. Ilmenita	116
7.2.3. Espinélio	117
7.3. Caracterização de minerais e imageamento	118
7.4. Geotermobarometria	125
8. CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	128

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1. Localização e acessos da área de estudo. O traçado em azul indica o melhor acesso a partir de São Paulo (balão “A”). No município Carmo do Paranaíba (balão “B”) localiza-se o Kimberlito Régis.	19
Figura 2. 1. Províncias alcalinas da região centro-sudeste da Plataforma Brasileira e suas relações com os principais regimes estruturais (cf. Riccomini <i>et al.</i> , 2005). 1) Bacia do Paraná - Ordoviciano Superior ao Cretáceo Inferior; 2) lavas toleíticas - Cretáceo Inferior; 3) Bacia Bauru - Cretáceo Superior; 4) bacias marinhas marginais; 5) ocorrências alcalinas; 6) idades de rochas alcalinas (losango, Permo-Triássico; quadrado, Cretáceo Inferior; triângulo, Cretáceo Superior; círculo, Paleoceno); 7) eixos de arcos principais (AX, Alto Xingu; SV, São Vicente; BJ, Bom Jardim; PG, Ponta Grossa; RG, Rio Grande; PP, Ponta Porã); 8) Sinclinal de Torres; 9) zonas de falhas (Rifts: MR, Mercedes; RM, Rio das Mortes; MG Moirão; SR, Santa Rosa; AR, Assunção; Lineamentos: TB, Transbrasiliano; AP, Alto Paranaíba; MJ, Moji-Guaçu; CF, Cabo Frio; RT, Rio Tietê; SL, São Carlos-Leme; PR, Paranapanema; PI, Piedade; GP, Guapiara; JC, Jerônimo-Curiúva; RA, Rio Alonzo; PQ, Rio Piquiri; AM, Santa Lúcia-Aiguá-Merin).	25
Figura 2.2. Mapa geológico simplificado do Cráton do São Francisco (Alkmim, 2004, modificado de Alkmim et al. 1993).	29
Figura 2.3. Seção sísmica regional da Bacia do São Francisco com as principais unidades litoestratigráficas, estruturas e os limites atuais e propostos para o Cráton do São Francisco. (Romeiro-Silva e Zalán, 2005).	30
Figura 2.4. - Mapa geológico simplificado da porção centro-leste da Província Tocantins. 1 – Bloco arqueano de Crixás-Goiás, 2 – Terrenos Paleoproterozóicos de Almas-Natividade, 3 - Complexos máfico-ultramáficos, 4 – Complexo Anápolis-Itauçu, 5 – Arco Magmático de Goiás	33
Figura 5.1. Panorâmica mostrando diferença de coloração entre o solo de alteração do kimberlito Régis e o dos filitos da Formação Paraopeba (Grupo Bambuí).	43
Figura 5.2. Contato com discordância angular entre camadas inclinadas da fácies cratera (epiclástica ?) do kimberlito Régis e filitos da Formação Paraopeba (Grupo Bambuí).	45
Figura 5.3. Camadas inclinadas de conglomerados da fácies cratera do kimberlito Régis exibindo granocrescência ascendente.	45
Figura 5.4. Detalhe da granocrescência ascendente em camada conglomerática. Os seixos são predominantemente de filitos da rocha encaixante.	46
Figura 5.5. O autor descrevendo uma espessa camada siltosa/areia muito fina de coloração cinza clara que grada para avermelhada quando mais alterada.	47
Figura 5.6. A caneta indica a presença de seixo subarredondado de metapelito em camada siltosa.	47

Figura 5.7. Estratigrafia do Furo RDH-01 na posição superior (0- 28 m) demonstrando uma sucessão grano-estrato decrescente.	49
Figura 5.8. Feições sedimentares de deposição subaquosa (fluidização e intraclastos lamosos) no testemunho RDH-01, profundidade da base 19,76 m e 20,76 m. Observe também a granodecrescência ascendente (de areia fina a silte/argila) nos dois intervalos do testemunho.	50
Figura 5.9. Sequência de afinamento em direção ao topo (granodecrescência ascendente) em camada sedimentar da fácies cratera lacustrina no testemunho RDH-01, profundidade de 37,83 m.	51
Figura 5.10. Furo RDH-01, metragem de 63,09 a 71,03 (topo na esquerda superior, base direita inferior). Seção típica que possui diversas estruturas: (1) sequência de granodecrescência ascendente; (2) camadas com mergulho inclinado; (3) acamamento planar subhorizontal; (4) maciço com textura fina; (5) maciço com textura grossa.	53
Figura 5.11. Furo RDH-01, profundidade de 63,55 m. Conglomerado lamoso composto predominantemente por fragmentos angulosos de filito, contendo alguns fragmentos de rochas vulcânicas de textura similar aos kimberlitos (autólito?) e rara granada piropo.	53
Figura 5.12. Kimberlito Vulcanoclástico Acamadado. Algumas direções de acamamento estão indicadas pelas linhas tracejadas alaranjadas. (1) Xenólito Mantélico com borda de reação, (2) xenólito localmente derivado (filito) com deformação plástica, (3) magmaclastos com contatos ameboidais, (4) sequência de afinamento em direção ao topo (em direção a seta).	56
Figura 5. 13. Xenólito mantélico (granada-lherzolito) com borda de reação contínua. A borda de reação é dada pela presença de serpentina. Furo RDH-02, profundidade de 88,20 m.	57
Figura 5.14. Kimberlito Vulcanoclástico Maciço Olivina Lapilito brechado (xenólitos maiores que 4 mm perfazem mais de 15% da rocha). (1) indica cristais de olivina ou lapili peletal, (2) Xenólito de Filito com borda de reação, (3) Autólitos ou magmaclastos, (4) Granada piropo.	59
Figura 5.15. Kimberlito Vulcanoclástico Maciço Magmaclástico contendo bomba peletal, lapili peletal, xenólitos de filito, e matriz composta por cristais de olivina e magmaclastos finos.	61
Figura 5.16. Kimberlito Vulcanoclástico com textura maciça e abundantes magmaclastos (95% da amostra) de coloração azul-esverdeado, contendo macrocristais de olivina serpentinizadas.	63
Figura 5.17. Possível dique de “Kimberlito Vulcanoclástico Maciço transicional a magmático” intrudindo “Kimberlito Vulcanoclástico Maciço Peletal”.	63
Figura 6.1. Lapili peletal (<i>Pelletal lapili</i>) característico de fácies “diatrema” – Ontário, Canadá (Mitchell, 1997).	65

Figura 6.2. Autólitos de kimberlito em fácies diatrema, Arkhangelsk, Rússia (Mitchell, 1997).	65
Figura 6.3. Brecha autolítica em kimberlito de fácies hipoabissal, Canadá (Mitchell, 1997).	66
Figura 6.4. Ponto 0 – Arenito muito fino, composto predominantemente por grãos de quartzo e de metapelitos (com diferentes graus de alteração).	67
Figura 6.5. Ponto 0 – Arenito quartzoso com fragmento de kimberlito alterado para esmectita (centro da imagem).	67
Figura 6.6. Ponto 3 – Siltito arenoso mal selecionado com grãos angulosos de quartzo, metapelito, e outros fragmentos de rocha.	68
Figura 6.7. RDH01 – Arenito fino, moderadamente selecionado com grãos de metapelitos (destacado em azul), quartzo (destacado em verde) e de flogopita-kimberlito (destacado em laranja). Os grãos apresentam diferentes graus de alteração.	68
Figura 6.8. Detalhe de camada piroclástica contendo: lapili peletal (juvenil) com bordas ameboidais (plástica) com olivina no centro e minerais orientados centripetamente pelo fluxo; magmaclastos com fenocristais euédricos de olivina serpentinizada; megacristais de olivina. Os locais brancos são buracos de defeitos na lâmina. Testemunho RDH-02 profundidade 86,10.	70
Figura 6.9. Detalhe de magmaclasto de flogopita olivina kimberlito, contendo flogopita, perovskita, magnetita e olivina. Testemunho RDH-01, profundidade 85,44 metros.	71
Figura 6.10. Magmaclasto (à esquerda) com borda de resfriamento e formato oval contendo olivina serpentinizada e flogopita. Outro magmaclasto (à direita) contendo perovskita e possível melilita alterado.	71
Figura 6.11. Granada piropo com borda kelyfítica (<i>kelyphitic rim</i>) dentro de magmaclasto. A rocha apresenta cristais de olivina (porção direita da imagem) tamanho lapili.	71
Figura 6.12. Textura geral de magmaclasto detalhando as seções das próximas figuras. Retângulo verde equivale à figura 6.13. Retângulo azul equivale à figura 6.14.	72
Figura 6.13. Detalhe do magmaclasto evidenciando cristais de olivina (serpentinizada, cristais esbranquiçados maiores) e abundante flogopita na matriz e circundando os cristais de olivina (ripas alaranjadas na imagem à esquerda e alta birrefringência e “bird’s eye” na figura à direita).	72
Figura 6.14. Detalhe maior evidenciando cristal euédrico de olivina (serpentinizada, canto direito) e abundante flogopita na matriz (ripiforme e tabular, com cor de interferência alta na imagem à direita).	72

Figura 6.15. Olivina lapilistone contendo lapili peletal. A matriz é composta por serpentina. Testemunho RDH-02 profundidade 129 metros.	74
Figura 6.16. Olivina lapilistone com lapili peletal e lapili juvenil. Observe o empacotamento fechado entre os clastos (“grãos sustentado”). Testemunho RDH-02, profundidade 110,20 metros.	74
Figura 6.17. Detalhe de Olivina lapilistone com lapili peletal. Observe a abundância de cristais de olivina serpentinizados. O Lapili peletal, ao centro, possui um núcleo com um megacristal de olivina e minerais orientados (predominantemente olivina) em fluxo radial. Testemunho RDH-02, profundidade 110,20 metros.	75
Figura 6.18. Kimberlito vulcanoclástico com macro e microcristais de olivina dispersos na matriz e dentro dos magmaclastos. Testemunho RDH-02, profundidade 191,85 metros	76
Figura 6.19. Kimberlito vulcanoclástico com macrocristais de olivina serpentinizada ocorrendo de forma parcialmente inclusa no magmaclasto (semelhante à lapili peletal - <i>peletal lapili-like</i> , porém com borda incompleta) e como componente clástico da rocha. Testemunho RDH-02, profundidade 191,85 metros.	76
Figura 6.20. Kimberlito vulcanoclástico com abundante microcristais de olivina (>0.5 mm). Os microcristais de olivina ocorrem dispersos na rocha, de forma homogênea, dentro do magmaclasto (microfenocristais, <i>sensu</i> Mitchel 1997) e na matriz da rocha. Observe também a presença de microcristais de olivina parcialmente inclusos no magmaclasto. Testemunho RDH-02, profundidade 191,85 metros	77
Figura 6.21. Matriz da rocha contendo micro e macrocristais de olivina euédrica serpentinizada.	77
Figura 6.22. Kimberlito Vulcanoclástico maciço peletal, composto predominantemente por lapili peletal (0,5 – 1 mm), com contatos pontuais ou soldados (?), excelente seleção e arredondamento. A matriz inter-lapili é composta por serpentina e carbonato. Testemunho RDH-01, profundidade 305,85 metros.	79
Figura 6.23. Kimberlito vulcanoclástico composto por lapilis peletais com cimento intergranular carbonático.	80
Figura 6.24. Lapili juvenil ameboidal composto por lapilis peletais imersos em material magmático (“cimento magmático”). Testemunho RDH-01, profundidade 308,30 metros.	80
Figura 6.25. Detalhe de lapili juvenil ameboidal contendo lapilis peletais. Observe a diferença na textura e mineralogia entre os lapilis peletais e o material magmático “cimentante”. Testemunho RDH-01, profundidade 308,30 metros.	81
Figura 6. 26. Xenólito de biotita-gnaiss com borda de reação.	82
Figura 6.27. Xenólito de granada-lherzolito com Cr-diopsídio e fina borda de reação contínua. Testemunho RDH-02, profundidade 92,60 m.	84

Figura 6.28. Xenólito de granada-lherzolito com Cr-diopsídio. Testemunho RDH-02, profundidade 104,15 m.	84
Figura 6.29. Seção delgada de xenólito de granada lherzolito evidenciando a presença de serpentina (alteração de olivina?), clinopiroxênio e granada (piropo). Apesar da alteração observa-se uma textura em mosaico entre os cristais serpentinizados.	85
Figura 6.30. Seção delgada de xenólito de granada lherzolito evidenciando a presença de serpentina (alteração de olivina?) e clinopiroxênio. Apesar da alteração observa-se uma textura em mosaico entre os cristais serpentinizados.	85
Figura 6.31. Xenólito de Dunito (porção esquerda da imagem limitada pela linha amarela) com borda de reação (linha violeta), caracterizada pela substituição da olivina (Ol) pela serpentina (S). Ocorre alguns cristais de ortopiroxênio (opx). O arranjo granoblástico dos cristais de olivina está ressaltado pela linhas verdes. A linha azul destaca o magmaclasto kimberlítico.	86
Figura 6.32. Textura granoblástica em xenólito dunitico. Observe o excelente grau de preservação das olivinas. Testemunho RDH-01 profundidade 91 metros.	87
Figura 6.33. Xenólito de Dunito com Cr-diopsídio. Testemunho RDH-02, profundidade 135,00.	88
Figura 6. 34. Possível xenólito mantélico de flogopitito. Testemunho RDH-01, profundidade 85,44 metros.	88
Figura 7.1. Imagens de elétrons retroespalhados obtidas em Microscópio eletrônico de Varredura, lâmina 92,60 (xenólito de granada-lherzolito). (A) Cristal de granada arredondado sem zoneamentos. (B) pontos 1 a 4 sobre cristal de granada homogêneo, os pontos 5, 6 e 7 encontram-se sobre olivina serpentinizada. (C) detalhe em granada homogênea com inclusões (ponto 3) de olivina. (D) os pontos 1 e 2 localizam-se sobre pequenos cristais de sulfeto de níquel secundários sobre olivina serpentinizada.	119
Figura 7.2. Imagens de elétrons retroespalhados obtidas em Microscópio eletrônico de Varredura, lâmina 104,15 (xenólito de granada-lherzolito A e B; magmaclasto kimberlítico C e D). (A) Cristal de granada arredondado sem zoneamentos, com raras inclusões. (B) Granada homogênea (lado esquerdo) em contato com ortopiroxênio (centro). (C) contato entre xenólito mantélico e matriz kimberlítica. Os cristais grandes (direita) de granada (porção superior) e clinopiroxênio (com clivagens proeminente e levemente curvadas) (D) diminutos cristais de ilmenita imersos em matriz kimberlítica, e localização das análises químicas pontuais no centro dos cristais.	120
Figura 7.3. Magmaclasto kimberlítico com textura inequigranular com microfenocristais de olivina serpentinizada. Imagem a esquerda com zoom de 30X e imagem à direita com 100X. Amostra RDH-01, profundidade 89,40 metros.	121
Figura 7.4. Imagens composicionais por elemento químico. Abreviações: O, olivina; A, apatita; M?, melilita?; P, perovskita. Amostra RDH-01, profundidade	122

89,40 metros.	
<p>Figura 7.5. Minerais identificados. (A) textura geral do magmaclasto com localização da figura B no quadrado tracejado. (B) espinélio ao centro e flogopita alterada e expandida no canto superior esquerdo. (C) Possíveis olivinas, serpentinizadas. (D) Análises em flogopitas, alteradas.</p> <p>Amostra RDH-01, profundidade 91 metros.</p>	123
<p>Figura 7.6. Imagens composicionais por elemento. Abreviações: O, olivina; F, flogopita; P, perovskita; E, espinélio; A, apatita. Amostra RDH-01, profundidade 91 metros</p>	124

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 1. Padrões analíticos utilizados nas análises de química mineral.	23
Tabela 2.7. Nomenclatura de lamproítos. *Madupítico = contém flogopita poiquilítica na matriz.	42
Tabela 7.1. Composição química de granadas de xenólitos mantélicos do testemunho RDH01 (profundidade 88,20 metros). Abreviações: calc., calculado; tot. cat., total catiônico; Ca-Ti Gt, granadas de Ca-Ti; n.d., abaixo do limite de detecção.	97
Tabela 7.2. Composição química de granadas de xenólitos mantélicos do testemunho RDH01 (profundidade 92,60 metros). Abreviações: calc., calculado; tot. cat., total catiônico; Ca-Ti Gt, granadas de Ca-Ti; n.d., abaixo do limite de detecção.	98
Tabela 7.3. Composição química de granadas de xenólitos mantélicos do testemunho RDH01, profundidade 101,15 (amostra b) e 104,15 metros (amostras A e B). Abreviações: calc., calculado; tot. cat., total catiônico; Ca-Ti Gt, granadas de Ca-Ti; n.d., abaixo do limite de detecção.	99
Tabela 7.4. Composição química de granadas de xenólitos mantélicos do testemunho RDH01 (profundidade 134,80 metros). Abreviações: calc., calculado; tot. cat., total catiônico; Ca-Ti Gt, granadas de Ca-Ti; n.d., abaixo do limite de detecção.	100
Tabela 7.5. Composição química de olivina de xenólitos mantélicos do testemunho RDH01 (profundidade 91,00 metros). Abreviações: Cr, Crisólita; Fo, forsterita; n.d., abaixo do limite de detecção.	102
Tabela 7.6. Composição química de ortopiroxênios de xenólitos mantélicos do testemunho RDH01 (profundidade 58,20 metros). Abreviações: no., número; n.d., abaixo do limite de detecção.	104
Tabela 7.7. Composição química de ortopiroxênios de xenólitos mantélicos do testemunho RDH01 (profundidade 91,00 metros). Abreviações: no., número; n.d., abaixo do limite de detecção.	105
Tabela 7.8. Composição química de ortopiroxênios de xenólitos mantélicos do testemunho RDH01 profundidades 104,15 (amostra A) e 134,00. Abreviações: no., número; n.d., abaixo do limite de detecção.	106
Tabela 7.9. Composição química de piroxênios de xenólitos mantélicos da intrusão Régis, testemunho RDH-01, profundidade 92,60 metros. Abreviações: No.; número; n.d.; abaixo do limite de detecção.	110

Tabela 7.10. Composição química de piroxênios de xenólitos mantélicos da intrusão Régis, testemunho RDH-01, profundidades 104,15 (amostra 0 e A) e 58,20 metros. Abreviações: No.; número; n.d.; abaixo do limite de detecção.	111
Tabela 7.11. Composição química de piroxênios de xenólitos mantélicos da intrusão Régis, testemunho RDH-01, profundidades 104,15 (amostra B), 134,80 e 88,20 metros. Abreviações: No.; número; n.d.; abaixo do limite de detecção.	112
Tabela 7.12. Composição química de macrocristais e microfenocristais de flogopita encontradas em magmaclastos da intrusão Régis, testemunho RDH-01, profundidades 104,15 (amostra B) e 134,80 metros. Abreviações: No.; número; n.d.; abaixo do limite de detecção.	113
Tabela 7.13. Composição química de microcristais de perovskita encontradas em magmaclastos da intrusão Régis, testemunho RDH-01, profundidades 104,15 (amostra B) e 89,40 metros. Abreviações: n.d.; abaixo do limite de detecção. Observação: Análise por EDS.	116
Tabela 7.14. Composição química de microcristais de ilmenita encontradas em magmaclastos da intrusão Régis, testemunho RDH-01, profundidades 72,00 e 89,40 metros. Abreviações: n.d.; abaixo do limite de detecção. Observação: Análise por EDS	117
Tabela 7.15. Composição química de microcristal de espinélio encontrado em magmaclastos da intrusão Régis, testemunho RDH-01, profundidades X metros. Observação: Análise por EDS.	118
Tabela 7.16. Resultados de termometria e barometria dos xenólitos mantélicos das lâminas 58,20; 91,00; 104,15; 134,00 e 134.80. Os cálculos utilizaram a metodologia da referência indicada. Os valores em negrito estão plotados no gráfico 7.18.	126

ÍNDICE DE GRÁFICOS

Gráfico 1.1. Gráfico de produção anual de diamantes, com a produção de cada país. O campo “Outros” integra os países com produção de diamantes conhecido, dentre estes estão inclusos Namíbia, Angola e Brasil. Museu Americano de História Natural.	16
Gráfico 5.1. Diagrama de classificação textural de Folk (1966). Em destaque os principais litotipos desta unidade: (1) Conglomerado, (2) Conglomerado lamoso, (3) Conglomerado lamo-arenoso, (4) Arenito conglomerático, (5) Lamito conglomerático.	44
Gráfico 6.1 . Diagrama de classificação de rochas ultramáficas (Streckeisen, 1976).	83
Gráfico 7.1. Classificação de granadas modificadas de Grütter <i>et al.</i> (2004). Grupo 3 e grupo 5 correspondem as granadas eclogíticas.	90
Gráfico 7.2. Comparação entre Cr-diopsídio crustal e mantélico, respectivamente (Morris <i>et al.</i> 2002).	92
Gráfico 7.3. Fluxograma que ilustra os passos utilizados para subdividir as granadas mantélicas em grupos representativos de eclogitos, peridotitos e megacristais pobres em Cr. O Fluxograma da porção inferior ilustra o detalhamento das granadas peridotíticas em harzburgito, lherzolito e werlito. Adaptado de Schulze, 2003.	93
Gráfico 7.4. Composição das granadas evidenciando sua origem mantélica, conforme campo definido por Schulze (2003). O gráfico a direita é uma comparação com mais de 2000 análises de granadas de xenólitos ultramáficos encontrados em kimberlitos (Schulze, 2003).	94
Gráfico 7.5. Composição das granadas da intrusão Régis (losango azul) e das inclusões em diamantes do Alto Paranaíba (quadrados rosa, Kaminsky <i>et al.</i> , 2001) em função do teor de Cr ₂ O ₃ (%peso) e da proporção Mg/(Mg+Fe), demonstrando clara correlação com <i>trend</i> peridotito, como no gráfico à direita superior (Schulze, 2003) em relação ao <i>trend</i> eclogito.	94
Gráfico 7.6. Composição das granadas analisadas (em azul) em gráfico Cr ₂ O ₃ <i>versus</i> CaO de Schulze 2003. Observe que as granadas plotam no campo (<i>trend</i>) lherzolítico. As análises em preto correspondem a composições de granadas da America do Norte (Schulze 2003).	95
Gráfico 7.7. Classificação das granadas dos xenólitos mantélicos do kimberlito Régis plotados em gráfico de Grütter <i>et al.</i> 2004.	96
Gráfico 7.8. Análises químicas em granada referenciadas pelos membros moleculares finais Almandina – Grossulária – Piropo. Observe o predomínio da molécula piropo e grande homogeneidade.	96

Gráfico 7.9. Histograma de composição química de porfiroblastos e porfiroclastos de olivina de xenólitos (dunito e granada-lherzolito) encontrados na intrusão Régis, no testemunho RDH01, profundidade 91 metros.	101
Gráfico 7.10. Diagrama de classificação de piroxênios segundo Morimoto (1988), onde $Q=Ca+Mg+Fe^{2+}+J=2Na$	103
Gráfico 7.11. Diagrama de classificação de piroxênios (Enstatita – Ferrosilita – Wollastonita) segundo Morimoto (1988), onde $En=100Mg/(Ca+Mg+Fe^{2+}+Fe^{3+}+Mn+Na)$, $Fs=100(Fe^{2+}+Fe^{3+}+Mn)/(Ca+Mg+Fe^{2+}+Fe^{3+}+Mn+Na)$ e $Wo=100Ca/(Ca+Mg+Fe^{2+}+Fe^{3+}+Mn+Na)$. Abreviações: En., Enstatita; Fs., Ferrosilita; Wo., Wollastonita.	103
Gráfico 7.12. Composição química de clinopiroxênios de xenólitos mantélicos do kimberlito Régis, testemunho de sondagem RDH01. Diagrama de classificação de piroxênios segundo Morimoto (1988), onde $Q=Ca+Mg+Fe^{2+}$ e $J=2Na$.	108
Gráfico 7.13. Composição química de clinopiroxênios de xenólitos mantélicos do kimberlito Régis, testemunho de sondagem RDH01. Diagrama de classificação de piroxênios (Enstatita – Ferrosilita – Wollastonita) segundo Morimoto (1988), onde $En=100Mg/(Ca+Mg+Fe^{2+}+Fe^{3+}+Mn+Na)$, $Fs=100(Fe^{2+}+Fe^{3+}+Mn)/(Ca+Mg+Fe^{2+}+Fe^{3+}+Mn+Na)$ e $Wo=100Ca/(Ca+Mg+Fe^{2+}+Fe^{3+}+Mn+Na)$. Abreviações: En., Enstatita; Fs., Ferrosilita; Wo., Wollastonita.	108
Gráfico 7.14. Composição química de clinopiroxênios de xenólitos mantélicos do kimberlito Régis, testemunho de sondagem RDH01. Diagrama de classificação de clinopiroxênios (Enstatita–Ferrosilita–Wollastonita e Jadeíta-Aegirina) segundo Morimoto (1988). Abreviações: En, Enstatita; Fs; Ferrosilita; Wo, Wollastonita	109
Gráfico 7.15. Variação composicional das flogopitas da intrusão Régis em função aos valores (% peso) de Al_2O_3 e $FeOT$, Os <i>trends</i> de referência e campos composicionais são extraídos de Mitchell (1995).	114
Gráfico 7.16. Variação composicional das flogopitas da intrusão Régis em função dos valores (%peso) de Al_2O_3 e TiO_2 . Os trends de referência e campos composicionais são extraídos de Beard et al. 2000.	115
Gráfico 7.17. Composição das ilmenitas (análises EDS) da intrusão Régis (estrela vermelha=lamina 72, estrela amarela=lamina 89,40) em comparação com análises de ilmenitas cratônicas da America do Norte (dados de Schulze, 1995) em campo definido por Wyatt (2004).	116
Gráfico 7.18. Termobarometria dos xenólitos das lâminas 58,20; 91,00; 104,15; 134,00 e 134.80. Os cálculos utilizaram a metodologia da referência indicada.	126

RESUMO

O kimberlito Régis localiza-se no município do Carmo do Paranaíba, Minas Gerais. A intrusão possui formato elíptico e área aproximada de 1 km². Com provável idade cretácea intrude rochas metassedimentares Neoproterozóicas do Grupo Bambuí. O ambiente geotectônico permanece em debate entre Faixa Brasília e Cráton do São Francisco. A presente dissertação contempla a descrição de afloramentos e de dois testemunhos de sondagem, com 250,6 e 316,4 metros. Através da caracterização macroscópica e petrográfica buscou-se subdividir a intrusão em fácies e compreender os mecanismos formadores destes depósitos, além de caracterizar o manto através dos xenólitos. A química mineral foi utilizada para caracterizar os minerais de xenólitos mantélicos e alguns minerais kimberlíticos, com aproveitamento para classificação de rocha.

A área mapeada e os dois testemunhos descritos foram subdivididos em 9 unidades faciológicas principais, com base na estrutura, contatos, textura e associação mineral. Duas unidades, descritas em superfície, são correlacionáveis a outras duas descritas nos testemunhos. Estas fácies demonstram uma sucessão sedimentar grano-estrato decrescente interpretadas como produtos de fluxo de detritos e decantação em ambiente subaquoso, possivelmente lacustrino. As outras 5 unidades são distinguidas entre si pela estrutura, textura, tipo e proporção entre cristais, magmaclastos e xenólitos. Estas últimas foram interpretadas como sendo piroclásticas com base nas seguintes feições: (1) xenólitos mantélicos, crustais e de rochas encaixantes com borda de reação; (2) presença de lapili peletal com borda vítrea de resfriamento; (3) presença de magmaclastos amebóides; (4) acumulações de cristais de olivinas em camadas; entre outras.

Os xenólitos mantélicos foram caracterizados petrograficamente como granada-lherzolito e dunitos. A granada é composta predominantemente pela molécula piropo, sua composição química situa-se no campo de peridotito lherzolítico. A olivina é forsterítica, com Fo entre 0,90 e 0,92%. O ortopiroxênio predominante é enstatita. Dentre os clinopiroxênios identificam-se variedades de augita, diopsídio, onfacita e aegirina-augita. A geotermobarometria indica amostragem em condições de equilíbrio com o diamante.

As análises químicas de flogopita kimberlítica situam-se no campo do kimberlito tipo I e do lamproíto, e seguem a linha de tendência do kimberlito tipo I. A composição da ilmenita localiza-se no campo de kimberlitos cratônicos.

As análises indicaram que o kimberlito Régis apresenta potencial diamantífero, e as fácies caracterizadas podem ser empregadas visando um melhor aproveitamento da lava.

ABSTRACT

The Regis Kimberlite surfaces in the Carmo do Paranaíba County, western of the State of Minas Gerais, Brazil. The pipe forms a 1km^2 elliptical body. A Cretacic age for the intrusion seems the most probable. It intruded Neoproterozoic metamorphic rocks of Bambuí Group, and if it is located on Sao Francisco Craton or Brasilia Belt remains on doubt. The studies comprise two drills hole, with 250.6 and 316.4 meters, and outcrops descriptions. The kimberlite rocks and their mantle xenoliths samples were investigated through the macroscopic and microscopic characterization. The mantle and kimberlitic minerals have been analysed chemically and were used to support the rocks classification.

The surveyed area, including the drilled hole cores, was subdivided into nine facies units. The division was based on structures, contact types, correlated rock texture and mineral association. Two units, with outcrop description, are correlated to two units with drill hole core description. This facies shows a fining-upward sedimentary sequence understood as deposited by debris flow and decantation on lacustrine environment. In respect to the other five units each one has a specific proportion of crystals, magmaclasts and mantle xenoliths, furthermore a structure and rock fabric. This was explained as formed by pyroclastic flows based on: (1) crustal and mantle xenoliths with reaction rims; (2) pelletal lapilli with glassy rims; (3) ameboid magmaclasts; (4) accumulation of olivine in layers, and others.

The mantle xenoliths were characterized through petrographic examination as garnet lherzolite and dunite. The garnet is predominantly pyrope, and plots on the lherzolitic field. The olivine is forsteritic, with Fo between 0.90 to 0.92%. The orthopyroxene is predominantly enstatite. Among the clinopyroxene recognizes augite, diopside, omphacite and aegirine-augite. The geothermobarometry reveals sampling on diamond P-T conditions.

The kimberlitic phlogopite chemical composition plots on kimberlite type-1 and lamproite field, with the kimberlite type-1 trend. The ilmenite chemical compositions reflect a cratonic environment.

The results presented here indicate a diamondiferous potential of the Regis kimberlite. The facies units characterized here may be used to a better mine planning.

1. INTRODUÇÃO

1.1. Apresentação

Os diamantes são utilizados como gema desde a antiguidade. Este importante mineral foi produzido predominantemente em depósitos aluviais ou detríticos até a descoberta da rocha fonte primária do diamante em Kimberley, África do Sul, em 1869. Esta rocha foi, então, batizada de kimberlito.

A descoberta da rocha matriz do diamante modificou completamente o panorama geoeconômico do diamante. O Brasil, após 150 anos como maior produtor, não mais ocupou posição de destaque e, atualmente, é responsável por menos de 1% da produção mundial de diamantes.

A descoberta de kimberlitos em outros países, como Angola, Rússia, Botswana, Canadá e do lamproíto (também matriz de diamantes) na Austrália, tornaram possível um acréscimo de mais de 100 vezes na produção anual de diamantes, **gráfico 1.1**. O início da exploração nestes lugares ocasionou um decréscimo de 80% para 25% (entre 1960 e 1990) da proporção de diamantes oriundos de fontes aluviais secundárias (Jennings, 1995). Países, como o Canadá e a Austrália, que até então não possuíam histórico de produção de diamantes passaram rapidamente a ser um dos maiores produtores mundiais.

Gráfico 2.1. Gráfico de produção anual de diamantes, com a produção de cada país. O campo “Outros” integra os países com produção de diamantes conhecido, dentre estes estão inclusos Namíbia, Angola e Brasil. Museu Americano de História Natural.

Apesar desta relação entre diamantes e kimberlitos, deve-se ressaltar que o diamante é um xenocristal mantélico que pode não ocorrer, ou ocorrer em quantidade economicamente inviável, na maioria dos kimberlitos. Segundo Field *et. al.* (2008) estima-se que apenas 1% dos kimberlitos conhecidos, na região sul da África, foram explotados com sucesso. Este fato deve-se a uma série de complexos processos que envolvem desde o crescimento dos diamantes no manto, a posterior remoção e o transporte para a superfície pelos magmas kimberlíticos (Meyer, 1985, Field et al. 2008). Outra limitação à ocorrência de depósitos de diamantes é conhecida como lei de Clifford (“Clifford’s rule”), na qual kimberlitos diamantíferos só ocorreriam em regiões cratônicas Arqueanas (Clifford, 1966) com raízes profundas e frias.

Neste sentido diversas ferramentas têm sido utilizadas para auxiliar na identificação e caracterização destas rochas e dos seus xenólitos, visando também encontrar os litotipos com maior probabilidade de ocorrência de diamantes. Dentre estas ferramentas, utilizou-se no presente estudo a petrografia e a química mineral.

A petrografia pode ser encarada como uma ferramenta básica e inicial que permite caracterizar a rocha, agrupar litotipos e interpretar processos geológicos. Além disso, pode auxiliar na distinção entre potenciais rochas diamantíferas, como kimberlito, orangeíto e lamproíto de rochas de aparência similar, porém não-econômicas como os lamprófiros, através de classificações genéticas mineralógicas (Mitchell, 1995).

A química mineral é uma ferramenta valiosa, que permite avaliar as condições em que o mineral foi formado. Pode ser utilizada em minerais indicadores¹ ou no próprio kimberlito e xenólitos mantélicos. A maioria dos minerais indicadores (Cr-pyropo, granada eclogítica, cromodiopsídio, cromita, enstatita, olivina e diamante) é utilizada na compreensão da química e composição do manto amostrado. Muitos destes minerais indicadores possuem assinaturas composicionais similares às inclusões no diamante, indicando que o magma kimberlítico amostrou o campo de estabilidade do diamante. Alguns podem ser utilizados como fases únicas para geotermômetros e/ou geobarômetros (Fraser *et al.*, 2000, Mercier, 1980, Wells, 1977), sendo possível determinar pressões e temperaturas mantélicas que o magma amostrou. Além disso, conhecendo a temperatura e a pressão é possível determinar as geotermas (Kopylova *et al.*, 1999, Pollack & Chapman, 1977) que permitem conhecer o ambiente geotectônico (cráton, faixa móvel cratonizada, ou faixa móvel) em que a intrusão ocorre. Outros minerais indicadores, cristalizados a

¹ Minerais indicadores são fragmentos de minerais de rochas de afinidade kimberlítica e de seus xenólitos mantélicos encontrados dispersos em aluviões, solos, etc (e.g. Grutter *et al.* 2004).

partir do magma kimberlítico, oferecem importantes informações sobre as condições químicas de cristalização magmática. Com este intuito a ilmenita vem sendo utilizada para demonstrar as condições de fugacidade de oxigênio do magma kimberlítico (Sobolev (1977 apud Wyatt et al., 2004) e para fazer uma distinção entre ilmenitas derivadas de fontes kimberlíticas de não-kimberlíticas (Wyatt et al., 2004).

1.2. Localização e acessos

A área em estudo localiza-se no município de Carmo do Paranaíba (MG), entre as cidades de Patos de Minas e Carmo do Paranaíba, cerca de 520 km a N da cidade de São Paulo e 280 km a NW da cidade de Belo Horizonte (**Figura 1.1**).

O melhor acesso, a partir de São Paulo, dá-se pela rodovia Anhanguera (SP-330) até a divisa com Minas Gerais, onde a rodovia muda o nome para BR-050, seguindo até a cidade de Uberlândia, onde toma-se a BR-365 até o município de Patos de Minas e finalmente a BR-354. Na BR-354, em direção a Carmo do Paranaíba, toma-se uma estrada vicinal na altura do distrito de Lagoa Formosa, e assim chega-se à Fazenda Régis, onde encontra-se o kimberlito de mesmo nome.

Figura 1.1. Localização e acessos da área de estudo. O traçado em azul indica o melhor acesso a partir de São Paulo (balão “A”). No município Carmo do Paranaíba (balão “B”) localiza-se o Kimberlito Régis.

1.3. Materiais e Métodos

1.3.1. Familiarização com a geologia local

A primeira etapa do trabalho foi a realização de uma pesquisa bibliográfica para compor o quadro geológico da área estudada e familiarizar com as classificações de rochas de afinidade kimberlítica.

Após esta etapa inicial foram realizadas duas viagens ao kimberlito Régis e à empresa SAMSUL mineração, que permitiu a descrição de dois testemunhos de sondagem rotativa e coleta de algumas amostras. Nas visitas ao kimberlito Régis, na fazenda homônima, foram realizadas caracterização das fácies observadas, obtenção de mergulho de camadas, realização de acervo fotográfico e coleta de amostras. Nestas atividades de campo foram empregados mapas topográficos na escala aproximada de 1:5.000, que permitiram a locação dos pontos examinados, o registro das observações geológicas e a correspondente coleta de amostras. No total foram selecionadas 80 amostras, sendo:

5 amostras de afloramentos (ponto 0, 1, 2, 3 e 4)

35 amostras do furo de sondagem rotativa de número 01 (RDH-01)

40 amostras do furo de sondagem rotativa de número 02 (RDH-02).

Estes trabalhos de campo contaram com a participação dos geólogos Harrison Cokenboo, Jefferson Miranda e Maurício.

1.3.2. Análises petrográficas

As amostras representativas do kimberlito (amostras de afloramentos e do testemunho de sondagem) foram examinadas e agrupadas com base nas suas características macroscópicas (textura, granulação, mineralogia, além de presença e tipo de xenólitos e autólitos). A partir disto foram selecionados aquelas com menor grau de alteração e aquelas mais representativas da unidade. No total foram obtidas 46 seções delgadas normais visando a caracterização petrográfica e análises por microsonda eletrônica.

As observações foram efetuadas em microscópio petrográfico da marca Olympus BXP-50 e Zeiss Axioplan. As fotomicrografias foram obtidas através do fotomicroscópio petrográfico Zeiss Axioplan.

As descrições foram focadas no reconhecimento dos minerais transparentes, opacos e dos diversos tipos de xenólitos e autólitos, aspectos texturais da rocha e de cada fase mineral. As quantificações modais foram obtidas com a utilização de contador de pontos acoplado ao microscópio Zeiss Axioplan, ou através de contagem modal visual qualitativa.

1.3.3. Aquisição e tratamento de imagens de elétrons retroespalhados

As imagens de elétrons retroespalhados foram efetuadas no laboratório de microscopia eletrônica do Centro de Pesquisa e Desenvolvimento Leopoldo Américo Miguez de Mello (CENPES/Petrobras), empregando-se os instrumentais de fabricação JEOL modelos JSM 840A e JSM 6460 LV.

As imagens de mapeamento pontual de elementos químicos foram efetuadas no mesmo laboratório utilizando detectores de energia dispersiva de raios-x (EDS) do instrumental JEOL modelo JSM 840A.

As imagens foram obtidas em lâminas delgadas e amostras polidas. As lâminas delgadas foram as mesmas utilizadas nas análises quantitativas por dispersão de comprimento de onda (WDS) ou utilizadas na caracterização petrográfica. A aquisição de imagens no Microscópio eletrônico de varredura foi realizada anteriormente a utilização da microsonda eletrônica, como forma de verificar possíveis variações químicas nos minerais analisados. A aquisição de imagens de elétrons retroespalhados e de mapeamento químico, além de análises químicas qualitativas, utilizando detectores de energia dispersiva de raios-x (EDS), foi realizada simultaneamente as descrições petrográficas como forma de auxiliar na caracterização e identificação dos minerais.

A condição analítica utilizada foi de 15 kV de potencial de aceleração e 20 nA para a corrente de feixe eletrônico.

As imagens de elétrons retroespalhados são obtidas através da incidência de elétrons do feixe que sofrem amplas deflecções na amostra e re-emergem da superfície. Elétrons retroespalhados possuem altas energias (nos intervalos de keV), quando comparados com elétrons secundários (< 50 eV) utilizados para a produção de imagens de imagens topográficas, por exemplo. As leituras dos

elétrons retroespalhados são feitas por detectores de estado sólido ou por cintiladores. A diferença de tonalidade nas imagens de elétrons retroespalhados é relacionada com o número atômico médio da região analisada, e, portanto, possui informações composicionais. Esta técnica é particularmente útil para a compreensão de estruturas zonadas nos minerais. Nota-se que quanto maior o número atômico médio dos elementos químicos mais claros são as regiões que contêm este elemento na imagem. As imagens são confeccionadas em tons de cinza.

1.3.4. Análises minerais por microsonda eletrônica

As análises químicas quantitativas de minerais foram realizadas no Laboratório de Microsonda Eletrônica do Departamento de Mineralogia e Geotectônica do Instituto de Geociências da USP. O equipamento utilizado é da marca JEOL modelo JXA-8600S, que contém 5 espectrômetros de dispersão de comprimento de onda (WDS), cada qual com dois cristais analisadores, com automação de fabricação NORAN, e sistema Voyager 3.6.1.

Para as análises foram confeccionadas seções delgadas polidas, que foram metalizadas com carbono em câmara de vácuo. Estas seções foram selecionadas com base em estudo petrográfico, com exclusão das rochas alteradas.

As determinações quantitativas dos elementos foram feitas com 15 kV de potencial de aceleração e aproximadamente 20,1 nA de corrente do feixe eletrônico, e diâmetro de 5 µm para todos os minerais analisados. Os tempos de integração de contagem estiveram entre 10 e 30 segundos. Os elementos selecionados para cada mineral analisado encontram-se listados na **Tabela 1**, juntamente com as linhas espectrais definidas, os padrões utilizados e o cristal de detecção. Foram realizadas correções de efeito da matriz (número atômico, absorção de massa e fluorescência secundária) com o procedimento PROZA (procedimento completo em Bastin *et al.* 1984).

		Minerais analisados			
Linha	Cristal	Piroxênio	Flogopita	Olivina	Granada
Si K α	TAP	Wollastonita	Wollastonita	Enstatita	Almandina SPI
Ti K α	LIF	Rutilo	Rutilo	Rutilo	Rutilo
Al K α	TAP	Hornblenda	Anortita	Corindon	Almandina SPI
Fe K α	LIF	Olivina	Olivina	Olivina	olivina
Mn K α	LIF	Olivina	-	Olivina (MnHor)	Olivina (MnHor)
Mg K α	TAP	Diopsídio	Diopsídio	Olivina	Diopsídio
Zn K α	LIF	ZnO	ZnO	-	-
Ca K α	PET	Wollastonita	Anortita	wollastonita	Anortita
Ba L α	LIF	-	Barita	-	-
Sr K α	PET	-	-	-	-
Na K α	TAP	Albita	Albita	-	Albita
K K α	PET	Microclínio	Microclínio	microclínio	Microclínio
Cl K α	PET	Apatita	Apatita	-	-
F K α	TAP	Fluorita	Fluorita		
Cr K α		Cromita			Cromita
Ni K α		NiO		NiO	

Padrões

Tabela 1. Padrões analíticos utilizados nas análises de química mineral.

Os erros máximos estimados variam entre 1 e 2% para os elementos maiores, são da ordem de 5% para os menores (1-3% em peso do elemento) e estão em torno de 10% para os elementos traços (< 1% em peso do elemento).

Para tratamento dos dados e apresentação dos diagramas de composição química foram utilizados os programas Geochemical Data Toolkit (GCDkit), PowerPoint® e Microsoft Excel® (Office 1997).

O objetivo foi caracterizar quimicamente os minerais máfico e opacos, para auxiliar na classificação das rochas. Além disso, os dados dos minerais de xenólitos mantélicos foram utilizados para o cálculo de pressão e temperatura.

2. GEOLOGIA REGIONAL

2.1. A Província Magmática do Alto do Paranaíba

Na região meridional brasileira, o magmatismo alcalino intracontinental é bastante difundido e representado por uma grande variedade de ocorrências, incluindo diques, *pipes*, *plugs*, intrusões hipoabissais a subvulcânica e também algumas grandes estruturas (e.g. Poços de Caldas, 800 Km²; Itatiaia, 330 Km²; Passa Quatro, 148 Km²).

As colocações dessas rochas datam desde o Cretáceo ao Eoceno, sendo controladas por feições tectônicas maiores (Almeida, 1971 e 1972) consistindo principalmente de fraturas profundas com direção geral NW, desenvolvidas em estruturas de arco. Estas rochas têm sido agrupadas em províncias alcalinas com base nas evidências tectônicas, associações petrográficas, geocronologia e distribuição geográfica (e.g: Herz, 1977; Ulbrich & Gomes, 1981; Almeida, 1983; Berbert, 1984). Almeida (1983) agrupou as numerosas ocorrências conhecidas em diversas províncias com base principalmente em evidências tectônicas, incluídas aqui aquelas dos países vizinhos: Piratini, Santa Catarina, Arco de Ponta Grossa, Ipanema, Poços de Caldas, Alto Paranaíba, Rio Verde-Iporá, Serra do Mar, Mariscal (Uruguai), Paraguai Oriental, Candelaria e Velasco (as duas últimas na Bolívia). Ainda segundo esse autor, as ocorrências brasileiras podem, por sua vez, ser reunidas em dois grandes conjuntos: 1) bordas da Bacia do Paraná e 2) cinturão litorâneo São Paulo-Rio de Janeiro.

Um novo esquema de classificação das províncias alcalinas, a partir de seu condicionamento tectônico, é proposto por Riccomini *et al.* (2005) (Fig. 1). Os autores agrupam o magmatismo alcalino da região centro-sudeste da Plataforma Brasileira em quinze províncias: Alto Paraguai, Arco de Ponta Grossa, Valle Chico, Misiones, Paraguai Central, Amambay e Rio Apa, todas localizadas na borda da Bacia do Paraná; Antéclise de Rondonópolis e Minas-Goiás, na borda da Bacia Bauru; Serra do Mar e Piratini adjacente, respectivamente, à Bacia de Santos e de Pelotas; Assunção, relacionada à evolução cenozóica do sistema de rifte homônimo; Lineamento Magmático de Cabo Frio, relacionando eventos magmáticos ao longo dessa zona estrutural; e Velasco e Candelária junto à porção oriental da Bolívia, no Cráton Amazônico.

Seguindo as classificações de Almeida (1983) e de Riccomini *et al.* (2005) a Província Magmática do Alto Paranaíba (**figura 2. 1**) localiza-se na borda nordeste da Bacia do Paraná, e possui aproximadamente 200 km de largura, estendendo-se da área do Rio Verde – Iporá (Sudeste

do estado de Goiás), a aproximadamente 1500 Km a S – SE para a região do Bambuí em Minas Gerais.

Figura 2. 1. Províncias alcalinas da região centro-sudeste da Plataforma Brasileira e suas relações com os principais regimes estruturais (cf. Riccomini *et al.*, 2005). 1) Bacia do Paraná - Ordoviciano Superior ao Cretáceo Inferior; 2) lavas toleíticas - Cretáceo Inferior; 3) Bacia Bauru - Cretáceo Superior; 4) bacias marinhas marginais; 5) ocorrências alcalinas; 6) idades de rochas alcalinas (losango, Permo-Triássico; quadrado, Cretáceo Inferior; triângulo, Cretáceo Superior; círculo, Paleoceno); 7) eixos de arcos principais (AX, Alto Xingu; SV, São Vicente; BJ, Bom Jardim; PG, Ponta Grossa; RG, Rio Grande; PP, Ponta Porã); 8) Sinclinal de Torres; 9) zonas de falhas (Rifts: MR, Mercedes; RM, Rio das Mortes; MG Moirão; SR, Santa Rosa; AR, Assunção; Lineamentos: TB, Transbrasiliano; AP, Alto Paranaíba; MJ, Moji-Guaçu; CF, Cabo Frio; RT, Rio Tietê; SL, São Carlos-Leme; PR, Paranapanema; PI, Piedade; GP, Guapiara; JC, Jerônimo-Curiúva; RA, Rio Alonzo; PQ, Rio Piquiri; AM, Santa Lúcia-Aiguá-Merin).

O arco do Alto Paranaíba é um alto estrutural e gravimétrico, sendo seu eixo marcado por extensos e contínuos diques basálticos, cuja mineralogia e química é similar aos basaltos da Bacia do Paraná. O arqueamento deste ocorreu no Cretáceo resultando em um alto topográfico que separa a Bacia do Paraná da São Franciscana, e portanto separa a sedimentação Bauru da Areado (Braun, 1970; Ladeira *et al.*, 1971; *apud* Leonardos e Meyer, 1991).

Este arco coincide estruturalmente com a porção de um antigo cinturão Proterozóico, conhecido como Faixa Brasília. Este cinturão é uma estrutura maior com direção NW/SE a N/S, localizada na porção central do Brasil, com extensão de 1500 km, e formado durante o ciclo Brasileiro (800 – 450 Ma; Almeida, 1967; Schobbenhaus e Campos, 1984). A Faixa Brasília corresponderia a uma possível sutura unindo o cráton do São Francisco e um núcleo cratônico antigo hipotético, localizado abaixo da Bacia do Paraná (Leonardos e Fyfe, 1974). A colisão de dois crátons é sugerida pelo encurtamento e cavalgamento tectônico da Faixa Brasília. O limite oeste do cráton do São Francisco é marcado pelo contato com sedimentos Proterozóicos fortemente deformados (e.g. Bernasconi, 1983; Tompkins & Gonzaga, 1989).

A Província Magmática do Alto Paranaíba consiste de complexos carbonatíticos maiores e intrusões alcalinas menores potássicas-ultrapotássicas de afinidade kimberlítica-kamafugítica, além de rochas vulcânicas e tufos associado à Formação Mata da Corda (Leonardos *et al.*, 1991). As intrusões ocorrem como estruturas isoladas, geminadas ou múltiplas. Determinações radiométricas K/Ar e U/Pb dessas rochas revelaram idades no intervalo de 80 – 90 Ma (Cordani & Hasui, 1968; Davis, 1977), sendo equivalente temporalmente às intrusões ao SE de Minas Gerais.

Pertencem a esta Província os grandes complexos carbonatíticos de Catalão (I e II), Serra Negra, Salitre, Araxá e Tapira em Minas Gerais, estes contêm reservas de nióbio, fosfato, titânio e elementos terras raras. Esses complexos mostram um estágio evolutivo inicial representado por mica-peridotitos e piroxênitos, seguidos por um estágio carbonatítico com o desenvolvimento de minerais carbonáticos, flogopita, perovskita, apatita, ilmenita e outras fases. O estágio hidrotermal comumente completa a sequência com carbonato remobilizado, sulfetos, barita e quartzo (Danni *et al.*, 1991; Mariano & Marchetto, 1991).

A nomenclatura de muitas das intrusões menores de afinidade kimberlítica-kamafugítica ainda não está bem estabelecida, pois, na maioria, os estudos sobre elas são apenas preliminares. As feições texturais, mineralógicas e geoquímicas das rochas que compõem as intrusões sugerem mais de uma tipologia litológica, como por exemplo variedades da linhagem de kimberlitos, kamafugitos,

olivina basaltos e lamproítos. Os estudos isotópicos Rb/Sr de mica em várias intrusões (Bizzi *et al.*, 1993) demonstram idades de colocação entre 85 e 109 Ma.

Um programa sistemático de prospecção de kimberlito iniciado pela Sopemi S. A./BRGM em 1967 teve como resultado a locação de muitos corpos Kimberlíticos (*sensu lato* - mais de 300 ocorrências) ao redor dos municípios de Coromandel, Monte Carmelo, Estrela do Sul, Douradoquara, Patrocínio e Patos de Minas. Entretanto, a petrografia detalhada indicou que apenas alguns seriam kimberlitos verdadeiros (*sensu stricto*), denominação dada àqueles contendo concentrações econômicas de diamantes. Aparentemente todos possuem idade Cretáceo superior (Shobbenhaus *et al.*, 1981; Tompkins e Gonzaga, 1989).

Desde então extensivos trabalhos tem sido realizados para a caracterização destas rochas alcalinas, em especial ao kimberlito. Barbosa *et al.* (1976) sustenta que a descoberta do primeiro kimberlito verdadeiro na região de Coromandel ocorreu em 1969. Leonardos & Ülbrich (1987) reportam a descoberta de Lamproítos madupíticos na região de Presidente Olegário. Bizzi *et al.* (1991) apresentam a primeira análise de rocha total de kimberlitos, além de caracterização petrográfica e comparação com kimberlitos da África do Sul. As intrusões kimberlíticas de Pântano, Vargem 1, Vargem 2 e Poço Verde foram estudados por alguns autores (e.g. Svisero *et al.*, 1986, 1987, 1990). Na região Rio Verde – Iporá (margem nordeste da Bacia do Paraná) Gaspar & Danni (1976), Danni (1985) e Moraes *et al.* (1988) descreveram suítes de rochas kamafeugíticas. Meyer *et al.* (1993) baseando-se em informações geológicas e petrológicas demonstra que a Província do Alto Paranaíba pode ser dividida em cinco sub-províncias inter-relacionadas, a saber:

- Sub-província Iporá – Rio Verde, sul de Goiás, com rochas kamafeugíticas – carbonatíticas, de caráter vulcânico e plutônico (Danni, 1985).
- Intrusões alcalinas e rochas relacionadas, incluindo carbonatitos da área de Catalão – Patrocínio (Svisero *et al.*, 1984; Danni *et al.*, 1991; Meyer & Svisero, 1991; Meyer *et al.*, 1991; Bizzi *et al.* 1993).
- Sub-província Araxá-Bambu, com intrusões alcalinas e rochas relacionadas (Barbosa, 1991).
- Tufos e rochas associadas de Uberaba (Barbosa *et al.*, 1970).
- Associação vulcânica – plutônica Mata da Corda, predominantemente na região que se estende de Coromandel a Patos de Minas e sul (Barbosa *et al.*, 1970; Moraes *et al.*, 1988; Leonardos *et al.*, 1991).

2.2. *Cráton do São Francisco*

O Cráton do São Francisco foi caracterizado por Almeida (1977) e entendido como “uma entidade tectônica do Ciclo Brasileiro” por ter seu contorno definido pelas frentes orogênicas do final do Proterozóico (**figura 2.2**) e desta forma, representar uma parte da crosta poupada por estes eventos.

O Cráton do São Francisco (CSF, Almeida 1967, Teixeira et al. 2000) está situado na parte oeste a centro-oeste do Brasil (**Figura 2.2**), representando a melhor e a mais acessível exposição de escudo pré-cambriano brasileiro. Acha-se praticamente encoberto por grandes unidades morfotectônicas (Bacia do São Francisco, o aulacógeno do Paramirim e grande parte do “rift” Recôncavo – Tucano) e bacias neoproterozóicas de antepaís. No extremo sul e leste do escudo, essas unidades são parcialmente recobertas pelos grupos Bambuí e Paranoá (Neoproterozóico) e sedimentos fanerozóicos.

Os limites do CSF foram traçados por Almeida (1977) ao longo de zonas de suturas nos orógenos brasileiros, e encontra-se representados a sul e a oeste pela Faixa Brasília, a noroeste pela Faixa Rio Preto, a norte pelas Faixas Riacho do Pontal e Sergipana e leste pela Faixa Araçuaí, indo de encontro às bacias do Jequitinhonha, Almada Camamu e Jacuipe. Seu embasamento é formado por um núcleo arqueano consolidado (2,6 Ga), que se estabilizou após o término do Evento Transamazônico. A partir daí, deu-se a formação de complexa cobertura sedimentar, armazenada nas bacias do São Francisco e no aulacógeno Paramirim. Nestes sítios, registram-se duas fases de rifteamento (1,75 Ga e 950 Ma), inversão parcial durante o evento Brasileiro no Neoproterozóico, glaciação permo-carbonífera de residência Gondwânica e marcantes repercussões da abertura do Atlântico no Eocretáceo, com renovado rifteamento (Alkmim, 2004).

Figura 2.2. Mapa geológico simplificado do Cráton do São Francisco (Alkmim, 2004, modificado de Alkmim et al. 1993).

Seguindo a definição original de Almeida (1977), de que o cráton não teria sido envolvido nos processos orogênicos do Evento Brasiliano, Zalán & Silva (2007) propõem um novo limite para o cráton. Com base em linhas sísmicas regionais Zalán & Silva (2007) sugerem que a definição moderna do CSF deve ter como limites as faixas dobradas marginais brasileiras quando envolvendo o embasamento (estilo estrutural *thick-skinned*) (Romeiro-Silva e Zalán, 2005). Assim sendo, a parte oriental da Faixa Brasília, claramente do tipo epidérmico em seções sísmicas, foi incluída por esses autores como parte do cráton e, conseqüentemente, como parte da Bacia do São Francisco. O limite ocidental do Cráton do São Francisco estaria no interior da Faixa Brasília, aproximadamente a oeste do Domo de Cristalina, feição esta já resultante de tectônica do tipo *thick-skinned* (Romeiro-Silva e

Zalán, 2005). O limite proposto por esses autores para o cráton do São Francisco está localizado na **figura 2.3**.

Figura 2.3. Seção sísmica regional da Bacia do São Francisco com as principais unidades litoestratigráficas, estruturas e os limites atuais e propostos para o Cráton do São Francisco. (Romeiro-Silva e Zalán, 2005).

Nas linhas sísmicas regionais, da Faixa Araçuai até o Domo de Cristalina, o embasamento sob a superseqüência mais basal apresenta sismo-fácies típicas de rochas cristalinas (Romeiro-Silva e Zalán, 2005). Assim sendo, Zalán e Silva (2007) sugerem que o embasamento da Bacia do São Francisco deve ser constituído por gnaisses, granitos e rochas metamórficas de alto grau, com idades superiores a 1,8 Ga (critério adotado por Alkmim e Martins-Neto, 2001 para definição de cráton), ainda não perfuradas pelos poços exploratórios de petróleo, mas presente na borda sul (a noroeste de Belo Horizonte) e em esparsos afloramentos em sua parte central (no Estado da Bahia), ocorrentes

ao longo de um alto estrutural (Romeiro-Silva e Zalán, 2005; Alto Cratônico Central) demarcado por importante anomalia gravimétrica longitudinal ao centro da bacia.

Através de modelamento 2D magneto telúrico para o manto litosférico, na região da Província Ígnea do Alto Paranaíba, Bologna et al. (2006) indicaram um profundo mergulho resistivo (profundidades superiores a 150 km) abaixo do centro desta província, rodeado por um material mantélico mais condutivo abaixo da profundidade de aproximadamente 100 km. Bologna et al. (2006) discorrem que estes resultados são consistentes com dados geoquímicos, que indicam que intrusões máfica-potássicas foram geradas por fontes heterogêneas em distintas profundidades no manto superior litosférico, e sugerem que heterogeneidades reliquiares estavam realmente presentes no período do evento magmático do Cretáceo. O bloco altamente resistivo é tentativamente interpretado como uma extensão lateral do cráton do São Francisco, abaixo da tectônica *thin-skinned* mais nova da faixa Brasília, localmente afetada por um efeito termal maior debaixo da bacia Sanfranciscana. O domínio pericratônico do São Francisco estende-se, então, para além do sudoeste e além dos limites indicados pela geologia de superfície.

A extensão do domínio pericratônico (Bologna et al., 2006) é concordante com a distribuição espacial dos diamantes aluviais e com a ocorrência dos kimberlitos diamantíferos Três Ranchos e Canastra, localizados a mais de 100 km para o oeste do afloramentos de rochas do Arqueano ao Paleoproterozóico do cráton do São Francisco. A presença de diamantes nos kimberlitos do Cretáceo Inferior indica que o manto abaixo de parte da Província Ígnea do Alto Paranaíba estava suficientemente frio e espesso para manter os diamantes em equilíbrio estável naquele tempo e a detecção nos dias atuais de uma resistiva, profunda e inclinada abaixo da faixa Brasília indica que a região não foi extensivamente marcada pelo evento tectonotermal do Cretáceo Inferior. A ocorrência de uma espessa litosfera inferida pelo modelamento magnetotelúrico (Bologna et al., 2006), e, presença de kimberlitos diamantíferos também suportaria o conceito de uma fonte não-pluma para a geração do magmatismo Cretácico.

A condutividade aumentada e interpretação de dados geoquímicos e petrológicos (Read et al., 2004) concordam com uma raiz de manto cratônico abaixo da bacia Sanfranciscana, localmente removida pelo evento tectonotermal do Cretáceo Inferior. De qualquer modo, os dados geofísicos, impõem restrição a uma origem não-termal para o significativo incremento de condutividade no manto superior nesta região, que favorecem o modelo de descompressão mecânica para o processo de geração de magmas (Bologna et al., 2006).

Desta forma demonstra-se a importância de novas tecnologias nestes últimos anos, como a sísmica de refração regional (Zalán e Silva, 2007) e o modelamento magnetotelúrico (Bologna *et al.* 2006), para uma melhor delimitação do cratôn do São Francisco. Esta nova proposta de delimitação do cratôn é muito importante para a prospecção de diamantes, uma vez que a regra de Clifford (Clifford, 1966), na qual kimberlitos diamantíferos só ocorreriam em regiões cratônicas Arqueanas, passa a ser válido para a Província Ígnea do Alto Paranaíba.

2.3. Faixa Brasília

A Faixa Brasília ocupa a porção leste da Província Tocantins (Almeida *et al.*, 1977; 1981) e se estende por aproximadamente 1100 km na direção NS (**Figura 2.4**), balizando a margem ocidental oeste do CSF. A estrutura, composta predominantemente por metassedimentos, é considerada parte de um orógeno neoproterozóico desenvolvido entre os crátons do São Francisco, Amazônico e um terceiro, hoje encoberto por rochas sedimentares da Bacia do Paraná.

A faixa Brasília é um dos orógenos Neoproterozóicos mais bem preservados e mais completos no Brasil. Ele compreende: (1) uma espessa pilha sedimentar Meso-Neoproterozóica que incluem os Grupos Paranoá, Canastra, Araxá, Ibiá, Vazante e Bambuí que sobrepõem o embasamento Paleoproterozóico e Arqueano (Almeida *et al.*, 1981; Fuck *et al.*, 1993, 1994; Pimentel *et al.*, 2000); (2) o maciço Goiás, uma possível microplaca ou terreno siálico alóctone, composta por unidades de rochas Arqueanas e formações proterozóicas associadas; e (3) um amplo arco Neoproterozóico juvenil no oeste (arco magmático Goiás).

Figura 2.4 - Mapa geológico simplificado da porção centro-leste da Província Tocantins. 1 – Bloco arqueano de Crixás-Goiás; 2 – Terrenos Paleoproterozóicos de Almas-Natividade; 3 - Complexos máfico-ultramáficos; 4 – Complexo Anápolis-Itaçu; 5 – Arco Magmático de Goiás.

As diversas unidades sedimentares/metassedimentares que ocorrem na porção leste da faixa Brasília demonstram vergência para leste, em direção ao cráton do São Francisco. Estes são mais intensamente deformados e metamorfisados no oeste e alcançam condições de fácies anfibolito e granulito na parte central da faixa (Fuck *et al.*, 1993, 1994; Dardenne, 2000). Rochas metassedimentares dos Grupos Araxá e Canastra sobrepõem amplas áreas na parte centro-sul da faixa Brasília. Frentes de empurrões dessas unidades sobrepõem um embasamento Paleoproterozóico representado por sequências vulcanossedimentares e granitos associados (J. H. Laux et al. 2005).

O maciço de Goiás, na parte central da faixa Brasília (Figura 2.4) é representada por (1) Greenstone belts Arqueanos; (2) Ortognaisses Paleoproterozóicos, cobertos por rochas supracrustais mais novas; e (3) complexos acamadados máfico-ultramáficos de Barro Alto, Niquelândia, e Cana Brava e sequências vulcanossedimentares associadas. A margem leste do maciço Goiás é marcada por uma descontinuidade gravimétrica típica de zonas de suturas (Haralyi & Hasui, 1981; Marangoni et al., 1995 *apud* J. H. Laux et al. 2005).

3. GEOLOGIA LOCAL

O kimberlito Régis foi descoberto pela De Beers na década de 1970. A De Beers testou 1200 m³ de amostras de exposições em superfície e na época não foi recuperado diamantes (Cookenboo, 2009). A Brazilian Diamonds começou uma reavaliação do kimberlito em 2004 devido a química mineral favorável, que é comparável àquela do kimberlito diamantífero Canastra 1 e outros corpos diamantíferos da faixa Brasília. Essa reavaliação integrou mapeamento geológico, análises de minerais indicadores, testemunhagem e geofísica (*ground magnetic*, CSAMT e GPR). Seis testemunhagens começaram em 2006 na porção central (não testada anteriormente pela De Beers), intersectando o kimberlito e retornando micro-diamantes (Cookenboo, 2009).

Até o momento praticamente inexistem trabalhos publicados sobre esta intrusão. Os trabalhos iniciais realizados já indicam uma potencialidade para ocorrência de diamantes. Alguns destes dados estão disponibilizados no site da empresa (<http://www.braziliandiamonds.com>).

Um dos dados publicados do kimberlito Régis está em Read *et al.* (2004). Neste trabalho os dados de termobarometrias de xenocristais de clinopiroxênios mantélicos da intrusão Régis e dos kimberlitos Canastra 01 e Três Ranchos demonstram que esses kimberlitos intrudiram no Cretáceo Inferior através de uma litosfera cratônica e fria, adequada para a preservação do diamante.

Apesar dos poucos trabalhos publicados para esta intrusão, os trabalhos de detalhe em outras ocorrências potássica-ultrapotássicas da mesma região (e.g. Svisero *et al.*, 1986, 1987, 1990) mostram que a intrusão Régis ocorre num contexto petrogenético bastante similar, podendo pertencer a qualquer um dos grupos de rocha existentes, seja kimberlito, kamafigito ou lamproíto.

A intrusão ultramáfica do Pântano (Svisero *et al.*, 1990) está situada nas cabeceiras do Rio Santo Antônio das Águas Vermelhas, distando 11 km do vilarejo do Pântano e 7 km da estrada que liga Patos de Minas a Coromandel. A rocha é constituída por uma matriz escura e afanítica com estrutura fluidal bem definida. Contêm abundantes macrocristais de olivinas subeudrais que alcançam até 2 cm, e ocasionalmente flogopitas ripiformes que podem atingir até 4 cm. Observações microscópicas revelaram a presença de perovskita, vidro, opacos e provavelmente monticellita. Xenólitos de dunitos ocorrem em vários pontos da intrusão. Levantamentos geológicos e geofísicos (magnetometria, gamaespectrometria) revelaram que a intrusão do Pântano é um diatrema subelíptica e côncava na sua porção mediana sul, com cerca de 850 m na direção EW a 300 m na direção NS. Situa-se no contato entre filitos rosa claro do Grupo Bambuí a leste e micaxistos com

lentes de hematita do Grupo Araxá a oeste. No flanco SE da intrusão ocorrem tufos esverdeados contendo amígdalas preenchidas por quartzo secundário.

O kimberlito Vargem 1 (Svisero *et. al.*, 1986) aflora na altura do nível médio de água do Rio Santo Inácio. A Sandel realizou trabalhos de cubagem dos aluviões da Fazenda Vargem (mineralizados em diamantes), envolvendo a abertura de poços de pesquisa, sendo que alguns destes atingiram o topo do kimberlito. O Kimberlito Vargem 1 é constituído por um solo argiloso, verde amarelado, e de aspecto escamoso que se encontra em avançado estado de alteração. Em meio a essa massa argilosa encontra-se um grande número de manchas serpentinizadas, resultantes provavelmente, da alteração de olivina. Além disso, ocorrem cristais de granada de coloração vermelha intensa, diopsídio, e diversos opacos, entre eles ilmenita magnesiânica. Os levantamentos geológicos e geofísicos definem um diatrema de contorno irregular, com dimensões de 260x130 metros, controlada por falhas de direção NW e NS.

O kimberlito Vargem 2 (Svisero *et. al.*, 1986) localiza-se nas proximidades da igreja da Fazenda da Vargem, distando aproximadamente 800 m do kimberlito Vargem 1. As rochas encaixantes são metassiltitos arroxeados pertencentes ao Grupo Bambuí. A intrusão de Vargem 2 é representada por um dique de 250 m de largura e 150 m de comprimento, orientado NE. A cobertura de alteração desse corpo é representada por um solo argiloso escuro contendo grande quantidade de opacos e granadas de coloração vermelha intensa, com dimensões de alguns milímetros. As informações químicas sobre estas granadas comprovaram a natureza kimberlítica dessa intrusão.

O kimberlito Poço Verde (Svisero *et. al.* 1987) localiza-se a 7 km a norte da cidade de Coromandel. É intrusivo em quartzo mica xistos do Grupo Araxá, situando-se em uma pequena depressão preenchida com solos de coloração avermelhada proveniente da alteração das rochas do referido grupo. O corpo possui 200 m ao longo do seu eixo maior, sendo controlado por fraturas NNE. A composição e a textura destas rochas variam ao longo dos afloramentos existentes, sendo localmente maciço e compacto seja com xenólitos abundantes ou sem xenólitos, ou então, a quantidade de mica aumenta a ponto de tornar a rocha foliada. Além da mica, a rocha é composta por serpentina, magnetita, ilmenita, granada, cromita, zircão e limonita. As características químicas da granada e da ilmenita indicam que esta intrusão é um kimberlito típico, correspondendo a um flogopita kimberlito na classificação de Skinner & Clement (1979).

4. CLASSIFICAÇÃO DAS ROCHAS DE AFINIDADE KIMBERLÍTICA

4.1. Kimberlitos

Kimberlitos são petrograficamente complexos por conterem não somente fases cristalizadas do líquido magmático, mas também fragmentos policristalinos ou cristais derivados de diversos tipos de xenólitos (McCall, 2005).

Kimberlitos são correntemente divididos em Grupo I e Grupo II (Smith et al. 1985; Skinner, 1989). O kimberlito Grupo I corresponde à rocha original (arquétipo) de Kimberley, África do Sul, que foi formalmente denominada de “kimberlitos basálticos” por Wagner (1914). O Grupo II, por outro lado, corresponde aos kimberlitos lamprofíricos ou micáceos de Wagner (1914).

Petrólogos ativamente estudando kimberlitos tem concluído que existem significantes diferenças entre os dois grupos, embora sejam divididas as opiniões e muito extensas as revisões requeridas para estas nomenclaturas.

4.1.1. Kimberlitos Grupo I

A definição mais utilizada para os kimberlitos do grupo I é dada por Mitchell (1995), que utilizou critérios texturais e químicos, como a seguir:

Os kimberlitos do Grupo I são um grupo de rochas ultrabásicas potássicas ricas em voláteis (dominantemente CO₂), que comumente exhibe uma textura inequigranular distintiva resultante da presença de macrocristais (um termo geral para cristais grandes, tipicamente 0,5 – 10 mm de diâmetro) e, em alguns casos megacristais (cristais ainda maiores, tipicamente 1 – 20 cm) colocados em uma matriz de granulação fina. A assembléia de macrocristais-megacristais, em que ao menos alguns são xenocristais, inclui cristais anédricos de olivina, ilmenita magnésiana, piropo, diopsídio (algumas vezes subcálcico), flogopita, enstatita e cromita pobre em Ti. Macrocristais de olivina são característica e constituinte dominante nos kimberlitos.

A matriz contém uma segunda geração de olivina primária euédrica a subeuédrica que ocorre junto com um ou mais dos seguintes minerais primários: monticellita, flogopita, perovskita, espinélio (soluções sólidas de ulvoespinélio magnésiano - Mg-cromita – ulvoespinélio – magnetita), apatita, carbonato e serpentina. Muitos kimberlitos contêm

micas poikilíticas tardias pertencentes à série Ba-flogopita – kinoshitalita. Sulfetos níquelíferos e rutilo são comuns minerais acessórios. A substituição dos minerais precoces olivina, flogopita, monticellita e apatita por minerais deutéricos como serpentina e calcita são comuns.

Membros evoluídos do Grupo I podem ser pobres ou desprovidos de, macrocristais, e compostos essencialmente por olivinas de segunda geração, calcita, serpentina e magnetita, junto com flogopita, apatita e perovskita.

É evidente que kimberlitos são rochas híbridas complexas em que o problema de distinção entre constituintes primários de xenocristais dificulta uma definição simples. A caracterização acima atenta para o reconhecimento que a composição e mineralogia dos kimberlitos não são totalmente derivadas de um magma parental, e os termos não-genéticos macrocristais e megacristais são usados para descrever minerais de origem desconhecida (criptogênicos).

Macrocristais incluem olivina forsterita, Cr-piropo, almandina-piropo, Cr-diopsídio, ilmenita magnésiana e cristais de flogopita, que agora acredita-se serem gerados pela desagregação de lherzolito de manto-derivado, harzburgito, eclogito e xenólitos peridotíticos metassomatizados. Os diamantes pertencem à suíte dos minerais menos comuns da definição acima.

Megacristais são predominantemente dados por ilmenita magnésiana, Ti-piropo, diopsídio, olivina e enstatita que têm composições relativamente pobres em Cromo (<2% Cr₂O₃). A origem dos megacristais permanece ainda em debate (e.g. Mitchell, 1986), e alguns petrólogos acreditam que eles possam ser cognatos.

Ambas estas suítes de minerais são inclusas na caracterização devido a sua presença comum nos kimberlitos. Pode ser debatido se a referência dos constituintes característicos deve ser removida da “definição” de kimberlito. Estritamente, minerais que são conhecidamente xenocristais não devem ser incluídos em definições petrológicas, por não terem sido cristalizados pelo magma parental.

Grãos pequenos de ambas as suítes de macrocristais e megacristais também podem ocorrer, mas eles podem ser facilmente caracterizados a partir da sua composição. Neste sentido, é importante distinguir diopsídio pseudoprimário da matriz (“groundmass”) dos clinopiroxênios macrocristais e megacristais. Kimberlitos Grupo I não contêm geralmente exceções formadas como um produto de cristalização induzida pela assimilação de xenólitos silicosos (Scott Smith *et al.*,

1983). A natureza primaria da serpentina serpofítica na matriz foi originalmente reconhecida por Mitchell & Putnis (1988).

4.1.2. Kimberlito Grupo II – Orangeítos

Estudos recentes (Smith *et al.*, 1985; Skinner, 1989; Mitchell, 1995; Tainton & Browning, 1991) tem demonstrado que o Grupo I e o Grupo II são mineralogicamente diferentes e as rochas tipo separadas petrogeneticamente.

Uma definição do Grupo II não tem sido bem aceita, assim como estas rochas têm sido insuficientemente estudadas. Mitchell (1986, 1994, 1995) sugeriu que estas rochas não são kimberlíticas como um todo e sugeriu o termo “orangeíto”, em reconhecimento a sua distinta característica e única ocorrência no Estado livre de Orange da África do Sul. Wagner (1928) previamente sugeriu que estas rochas que foram inicialmente chamadas de kimberlito micáceo (Wagner, 1914) poderiam ser renomeadas para “orangeíto”. A seguinte caracterização destas rochas segue a correntemente descritas como kimberlito Grupo II ou kimberlito micáceo conforme Mitchell (1995).

Kimberlitos Grupo II (ou orangeítos) pertencem a um clã de rochas ultrapotássica, peralcalinas ricas em voláteis (dominantemente H₂O), caracterizadas por macrocristais de flogopita e microfenocristais junto a uma massa de micas que variam em composição desde “tetraferriflogopita” a flogopita. Macrocristais arredondados de olivina são comuns, mas não são invariavelmente constituintes principais.

Fases primárias características na matriz (groundmass) incluem: diopsídio, comumente zonado a manteado por, aegirina titanífera, espinélios variando de composição desde cromita contendo Mg e magnetita contendo Ti; perovskita rica em Sr e ETR, apatita rica em Sr; fosfatos ricos em ETR (monazita, daqingshanita); titanatos ricos em Ba e K, pertencentes ao grupo hollandita; triskaidecatitanatos potássicos (K₂Ti₁₃O₂₇), rutilo contendo Nb e ilmenita contendo Mn. Estes estão em uma mesostasis que contêm calcita, dolomita, ancylita, e outros carbonatos terras-raras, witherita, norsethita e serpentina.

Membros evoluídos do grupo contêm sanidina na matriz e K-richerita. Silicatos de Zr (wadeita, zircão, granada kimzeyitica, silicato Ca-Zr) podem ocorrer como uma fase tardia dos minerais da matriz. Barita é um mineral deutérico secundário comum.

Note que estas rochas têm uma afinidade mineralógica maior com os lamproítos do que os kimberlitos do Grupo I. De qualquer forma, existem significantes diferenças, na composição e sobretudo na assembléia mineral, como detalhado acima, que permite sua discriminação dos lamproítos (Mitchell 1994, 1995).

4.2. Lamproítos

O sistema de classificação de lamproíto descrito por Mitchell & Bergman (1991) recomendado envolve ambos os critérios mineralógicos e geoquímicos.

Crítérios mineralógicos

Lamproítos ocorrem como dique ou pequenas extrusões. Mineralogicamente eles são caracterizados pela presença de amplamente variada quantidade das seguintes fases:

- (1) Fenocristais de flogopita titanífera pobre em Al (TiO_2 2% - 10%; Al_2O_3 5% - 12%).
- (2) “Tetraferroflogopita” poiquilítica titanífera na matriz (groundmass) (TiO_2 5% - 10%).
- (3) Richterita potássica titanífera (TiO_2 3% - 5%; K_2O 4% - 6%).
- (4) Olivina forsterítica
- (5) Diopsídio pobre em Na e Al ($\text{Al}_2\text{O}_3 < 1\%$; $\text{Na}_2\text{O} < 1\%$)
- (6) Leucita rica em Ferro não-estequiométrico (Fe_2O_3 1% - 4%)
- (7) Sanidina rica em Ferro (tipicamente Fe_2O_3 1% - 5%)

A presença de todas as fases acima não é requerida em ordem para classificar a rocha como sendo um lamproíto. Qualquer mineral pode ser dominante e esse, junto com dois ou três minerais maiores presentes, é suficiente para determinar o nome petrográfico.

Fases menores ou acessórias incluem priderita, wadeita, apatita, perovskita, magnesiocromita titanífera e magnetita titanífera magnesiânica e menos comum, mas característico jeppeita, armacolita, shcherbakovita, ilmenita e enstatita.

A presença dos seguintes minerais impede uma rocha de ser classificada como um lamproíto: plagioclásio primário, melilita, monticellita, kalsilita, nefelina, feldspato alcalino rico em Na, sodalita, noseana, háüyna, melanita, schorlomita ou kimzeyta.

Critério químico

Lamproítos conforma a seguinte característica química:

- (1) Molar $K_2O/Na_2O > 3$, ou seja eles são ultrapotássicos.
- (2) Molar $K_2O/Al_2O_3 > 0,8$, e frequentemente > 1 .
- (3) Molar $(K_2O + Na_2O)/Al_2O_3$ tipicamente > 1 , ou seja, eles são peralcalinos.
- (4) Tipicamente FeO e CaO são ambos $< 10\%$, TiO_2 1% - 7%, Ba > 2000 ppm (comumente > 5000 ppm), Sr > 1000 ppm, Zr > 500 ppm e La > 200 ppm.

Nomenclatura

A subdivisão dos lamproítos deve seguir o esquema de Mitchell & Bergmann (1991), em que a terminologia histórica está descartada em favor de nomes compostos baseados na predominância de flogopita, richterita, olivina, diopsídio, sanidina e leucita, como dado na tabela 2.7. Deve ser notado que o termo “madupítico” na tabela 2.7. indica que a rocha contém flogopita poiquilitica na matriz, como oposto à flogopita lamproíto, no qual a flogopita ocorre como fenocristal.

O complexo critério composicional e mineralógico requeridos para definir lamproítos como resultante de diversas condições envolvidas na sua gênese, comparadas com aquelas rochas que podem ser rapidamente classificadas usando o sistema IUGS. Os principais fatores petrogenéticos que contribuem para a complexidade composicional e mineralógica dos lamproítos são: a variável natureza de suas regiões de fontes metassomatizadas no manto, profundidade e extensão da fusão parcial, adicionadas com suas diferenciações extensivas e comuns

Nome histórico	Nome recomendado
Wyomingito	Diopsídio-leucita flogopita lamproíto
Orendito	Diopsídio-sanidina-flogopita lamproíto
Madupito	Diopsídio madupítico* lamproíto
Cedricito	Diopsídio-leucita lamproíto
Mamilito	Leucita-richterita lamproíto
Wolgidito	Diopsídio-leucita-richterita-madupítico* lamproíto
Fitzroyto	Leucita-flogopita lamproíto
Verito	Hyalo-olivina-diopsídio-flogopita lamproíto
Jumillito	Olivina-diopsídio-richterita madupítico* lamproíto
Fortunito	Hyalo-enstatita-flogopita lamproíto
Canalito	Enstatita-sanidina-flogopita lamproíto

Tabela 2.7. Nomenclatura de lamproítos. *Madupítico = contém flogopita poiquilitica na matriz.

5. RESULTADOS OBTIDOS

5.1. Nomenclatura

Devido à ausência de uma nomenclatura descritiva e universalmente aceita para as rochas kimberlíticas faz-se necessário, aqui, delinear quais nomenclaturas serão utilizadas a seguir.

Nomenclaturas descritivas, apesar de abundantes em outras áreas da geologia, somente nos últimos anos têm sido aplicadas para as rochas kimberlíticas, e ainda permanecem em debate. Quatro trabalhos, em especial, sugeriram termos e utilizaram em casos de estudo, a saber: Sparks *et al.* 2006; Kurzslovakis & Lorenz, 2008; Scott Smith *et al.* 2008; Cas *et al.* 2008.

5.2. Mapeamento geológico

O kimberlito Régis aflora em uma área de aproximadamente 1km² (>120 hectares na superfície), formando uma colina suave, sem drenagens significativas, próximo ao Município de

Carmo do Paranaíba, oeste de Minas Gerais. Apresenta-se com geometria elíptica e contém raros afloramentos de rochas alteradas, geralmente apresenta-se recoberto por um solo de alteração com coloração verde-amarelado e avermelhado próximo a superfície (**figura 5.1**). A vegetação local é típica de cerrado. Na região, inclusive acima do kimberlito Régis, são comuns as plantações de milho.

Figura 5.1. Panorâmica mostrando diferença de coloração entre o solo de alteração do kimberlito Régis e o dos filitos da Formação Paraopeba (Grupo Bambuí).

O kimberlito Régis intrude xistos e filitos da Formação Paraopeba do Grupo Bambuí (**figura. 5.2**) de idade pré-Cambriana (Neoproterozóico). Esta rocha encaixante encontra-se geralmente alterada, formando um solo de coloração rósea. Em alguns locais é possível reconhecer o acamamento e a foliação superimposta. Mesmo alterado é possível identificar muscovita e quartzo. A alteração da rocha é dada pela presença de argilominerais, como a caulinita, que confere a coloração esbranquiçada ao saprólito.

No mapeamento geológico de superfície foi identificada duas unidades litológicas principais, a saber: **Unidade de Conglomerados Lamosos** e **Unidade de argilitos**. Estas “unidades” foram também observadas, com maior detalhe, através dos furos de sondagem e discutidas no capítulo: Estratigrafia da Intrusão kimberlítica Régis.

5.2.1. Unidade de Conglomerados Lamosos

Esta unidade foi observada em alguns afloramentos nos limites laterais do corpo e próximo à drenagem que corta a intrusão. Estes afloramentos, em sua maioria, correspondem aos locais aonde a De Beers realizou amostragem para testar a potencialidade para diamantes e, aparentemente, não conseguiu resultados satisfatórios.

Esta unidade é caracterizada pela presença de camadas com mergulho geral em direção ao centro do corpo. Estas camadas são compostas predominantemente por conglomerados, conglomerados lamosos, conglomerados areno-lamosos e lamitos conglomeráticos (*sensu* Folk, 1966), que correspondem às rochas que caem nos campos indicados no **gráfico 5.1**. Apesar da ampla variação predominam conglomerados sustentados pela matriz lamosa. Estas camadas apresentam comumente: (1) gradação inversa (granocrescência ascendente, **figuras 5.3 e 5.4**), com clastos de até tamanho seixo sustentado pela matriz argilosa (**figura 5.4**); (2) gradação normal e; (3) sem estrutura (maciças).

A maioria dos seixos observados corresponde a fragmentos da rocha encaixante (Filito da Formação Paraopeba, Gr. Bambuí), sendo pouco comum a presença de minerais indicadores, dos quais os identificados foram: granda piropo, Cr-diopsídio, olivina (?) e minerais opacos. Foram identificados alguns grãos de material vulcânico (kimberlito) arredondado, principalmente na fração areia, e geralmente alterado para argila (esmectita?). Em termos composicionais, *sensu* Folk (1966), estas rochas podem ser classificadas como litarenito (*litharenite*), e especificamente sedarenito (*sedarenite*). Seguindo a classificação de Fisher (1961 e 1966) estas rochas podem ser classificadas como rochas epiclásticas (vulcanoclásticas), porém como a quantidade de material vulcânico é inferior a 50% (Fisher 1966), os termos conglomerados vulcânicos ou arenitos tufáceos, não são sugeridos.

Nestes afloramentos das laterais do corpo, esta unidade sobrepõe o filito (rocha encaixante) da Formação Paraopeba, Grupo Bambuí – **figura 5.2**.

Gráfico 5.1. Diagrama de classificação textural de Folk (1966). Em destaque os principais litotipos desta unidade: (1) Conglomerado, (2) Conglomerado lamoso, (3) Conglomerado lamo-arenoso, (4) Arenito conglomerático, (5) Lamito conglomerático.

Figura 5.2. Contato com discordância angular entre camadas inclinadas da fácies cratera (epiclástica?) do kimberlito Régis e filitos da Formação Paraopeba (Grupo Bambuí).

Figura 5.3. Camadas inclinadas de conglomerados da fácies cratera do kimberlito Régis exibindo granocrescência ascendente.

Figura 5.4. Detalhe da granocrescência ascendente em camada conglomerática. Os seixos são predominantemente de filitos da rocha encaixante.

5.2.2. Unidade de Argilitos

Esta unidade ocupa a posição superior dos afloramentos do kimberlito Régis e sobrepõem-se à Unidade de depósitos gravitacionais, podendo interdigitar-se lateralmente com esta. Aflora nas partes centrais, com exceção da área onde a drenagem corta o corpo, e expõe a unidade subjacente.

Esta unidade é caracterizada pela presença de rochas sedimentares argilosas, lamosas e siltosas (argilito, lamito e siltito), que intercalam-se com algumas camadas de areia fina de cor acinzentada. Os depósitos apresentam tipicamente acamamento planar e subhorizontal, e possuem coloração cinza (camadas de argila não alteradas), cinza clara (camadas de areia fina, silte) e vermelho quando alterado (solo superficial), como na **figura 5.5**. Localmente é observado gradação normal em algumas camadas arenosas, assim como a presença rara de seixos subarredondados de metapelitos (**figura 5.6**).

A presença de minerais indicadores, nesta unidade, é rara, mas quando presente identifica-se granada piropo, Cr-diopsídio e opacos.

Figura 5.5. O autor descrevendo uma espessa camada siltosa/areia muito fina de coloração cinza clara que grada para avermelhada quando mais alterada.

Figura 5.6. A caneta indica a presença de seixo subarredondado de metapelito em camada siltosa.

5.3. Estratigrafia da Intrusão kimberlítica Régis

A estratigrafia apresentada aqui corresponde a integração de dois furos de sondagem, RDH-01 e RDH-02. A perfuração do RDH-01 e RDH-02 ocorreu na parte central do corpo e distantes cerca de 100 m, sendo ambos verticais. Os furos RDH-01 e RDH-02 obtiveram profundidade, respectivamente, 316,4 e 250,6 de metragem perfurada. A SAMSUL realizou mais 4 furos (RDH-03, 04, 05 e 06; Cookemboo, 2009) no kimberlito Régis que não foram utilizados no presente trabalho.

Os termos cratera e diatrema utilizados, nesta parte descritiva, foi tentativamente relacionado à geometria da intrusão e mergulhos do contato com as rochas encaixantes. O mergulho dos contatos na fácies cratera, segundo a definição clássica de Hawthorn (1975), refere-se àqueles menores que 82°, enquanto na fácies diatrema predomina mergulhos subverticais de 80 a 85°. Os trabalhos de Scott Smith *et al.*, 2008 e Cas *et al.*, 2008 ressaltam a necessidade de utilizar estes termos de forma descritiva, relacionada à geometria do corpo, e posteriormente genética, relacionado ao processo formador do depósito, ao invés de somente genética.

De forma tentativa, também, é colocado entre parênteses o nome genético geralmente utilizado para este tipo de sucessão litológica.

5.3.1. Unidade Fácies Cratera Areno-Argilosa (Fluvio - Lacustrina)

A parte central do corpo kimberlítico amostrado pelos dois furos possui em seu topo (de 0 a aproximadamente 36 metros) uma sucessão grano-estrato decrescente. Esta sucessão é caracterizada pelo afinamento da espessura das camadas de conglomerado/areia e proporcionalmente um aumento na espessura das camadas de argila/silte em direção ao topo (**figura 5.7**). Na posição mais basal desta unidade estas camadas atingem até 1 metro, sendo nesta posição constituída predominantemente por seixos e grânulos (furo RDH-01 de 26 a 27 metros). Na posição superior (e.g.: RDH-01, posição 7 m) as camadas de areia possuem espessuras centimétricas e são compostas de areia fina/silte.

Figura 5.7. Estratigrafia do Furo RDH-01 na posição superior (0- 28 m) demonstrando uma sucessão grano-estrato decrescente.

Os depósitos possuem tipicamente um acamamento subhorizontal, coloração variando de cinza escuro (camadas de argila/silte) a cinza esbranquiçado (camadas de areia), com cores avermelhadas quando alterados (solo de alteração).

Muitas camadas de areia fina possuem estrutura de fluidização em sua base (contato com camadas de argila, **figura 5.8**), além de intraclastos lamosos de diversos tamanhos (de escala microscópica até 3 cm). Granodecrescência ascendente são comuns nas camadas arenosas e conglomeráticas (**figura 5.8 e 5.9**). Estruturas cruzadas e possíveis dobras convolutas são raras.

Figura 5.8. Feições sedimentares de deposição subaquosa (fluidização e intraclastos lamosos) no testemunho RDH-01, profundidade da base 19,76 m e 20,76 m. Observe também a granodecrescência ascendente (de areia fina a silte-argila) nos dois intervalos do testemunho.

Em geral os arenitos apresentam-se bem selecionados, porém com grãos angulosos.

As camadas de areia são compostas por grãos de quartzo, fragmentos de filitos, feldspatos, intraclastos lamosos, além de raros minerais indicadores (granada piropo e opacos). Em geral apresentam-se com pouca ou sem matriz argilosa. Uma caracterização da mineralogia é dada no item “**Características Petrográficas – Unidade fácies Cratera Areno-Argilosa (Fluvio - Lacustrina)**”.

Figura 5.9. Sequência de afinamento em direção ao topo (granodecrescência ascendente) em camada sedimentar da fácies cratera lacustrina no testemunho RDH-01, profundidade de 37,83 m.

Esta posição superior, composta predominantemente por camadas de argila (não consolidadas) corresponde a “Unidade de argilitos” descrita no mapeamento geológico (**capítulo 5.1**).

Discussão

Interpreta-se que esta sucessão litológica tenha sido depositada em ambiente subaquoso, o que é evidenciado pela seleção granulométrica e presença de estruturas como a granodecrescência ascendente.

A presença de intraclastos lamosos e gretas de contração podem estar associadas à exposição em ambiente árido, ou associadas a assoreamento do lago ou diminuição da coluna d’água.

Os grãos angulosos sugerem um transporte relativamente curto, o que condiz com o diâmetro da intrusão (~ 1 km). A proveniência híbrida, dada pela presença de feldspatos, clastos de fílitto, material vulcânico argilizado sugere um retrabalhamento do material trazido pelo kimberlito.

O ambiente sedimentar lacustre, com um grande volume de argila, e um ambiente fluvial com depósitos de areia fina a muito fina, tornam este depósito pouco promissor para a seleção e concentração do diamante.

Esta fácies recobre toda (ou praticamente toda) a intrusão Régis, de modo que a amostragem de rochas em afloramentos pode não ser representativa do potencial diamantífero da intrusão. De forma semelhante, outros kimberlitos mineralizados, desta região, podem estar encobertos por fácies não mineralizadas, fazendo-se o estudo faciológico tão importante quanto o detalhamento da tipologia da rocha (e.g. kimberlito, kamafigito etc).

5.3.2. Unidade Fácies Cratera – Conglomerado lamoso

Nos furos RDH-01 e RDH-02, entre as profundidades de 36 e 85 metros, aproximadamente, ocorre uma sucessão de rochas conglomeráticas, pobremente selecionadas, com clastos sustentados pela matriz lamosa, ou eventualmente arenosa. Os clastos são tipicamente angulosos, com os fragmentos de filito tipicamente tabulares. Embora menos comuns são observadas camadas de material silte/argila. Estes conglomerados são formados por grânulos e seixos de uma mistura de filitos, mármore, quartzo, feldspato, mica e por material de origem kimberlítica. De um modo geral o material kimberlítico (magmaclastos e olivina) corresponde a menos de 10% do total.

Em geral apresenta aspecto maciço, com limites sutis entre camadas. Estas camadas são tipicamente métricas (1 - 6 m), subhorizontais, ocasionalmente inclinadas (**figura 5.10**), por vezes exibem granodecrescência ascendente. Os clastos tabulares de filito, frequentemente em proporção de 50% ou mais (**figura 5.11**), podem apresentar-se orientados na direção do acamamento.

Figura 5.10. Furo RDH-01, metragem de 63,09 a 71,03 (topo na esquerda superior, base direita inferior). Seção típica que possui diversas estruturas: (1) sequência de granodecrescência ascendente; (2) camadas com mergulho inclinado; (3) acamamento planar subhorizontal; (4) maciço com textura fina; (5) maciço com textura grossa.

Figura 5.11. Furo RDH-01, profundidade de 63,55 m. Conglomerado lamoso composto predominantemente por fragmentos angulosos de filito, contendo alguns fragmentos de rochas vulcânicas de textura similar aos kimberlitos (autólito?) e rara granada piropo.

Estas rochas apresentam-se bastante alteradas e friáveis.

Este material pode ser distinguido das unidades subjacente baseado na abundância de xenólitos de rochas metassedimentares (tipicamente mais de 50%), texturas matriz suportada e empacotamento fechado, fábrica subhorizontal de xenólitos sedimentares alongados, seleção granulométrica de xenólitos, grãos angulosos e sem bordas de reação, gradação granulométrica comum, além de cor e alteração.

Discussão

O predomínio de fácies conglomeráticas com matriz lamosa (ou areno-lamosa) sugere que esta sucessão foi depositada por fluxo de detrito, em ambiente de alta energia. A abundância de xenólitos (ou clastos) de rochas encaixantes, predominantemente filitos, sugere que a principal fonte foi a parede da intrusão ou que o material magmaclástico tenha sido retirado deste sistema. Como hipótese pode-se levantar que o material magmaclástico tenha sido substituído por argilominerais devido à exposição subárea, ou reação com o meio aquoso.

A riqueza de grãos angulosos, subarredondados, demonstra que a área fonte encontrava-se próxima. A variação na quantidade de argila na matriz pode estar associada a sua disponibilidade ou a evolução do fluxo sedimentar. A disponibilidade da argila pode estar relacionada a efeitos climáticos, por exemplo, ambientes úmidos favoreceriam a alteração e geração de argilominerais. Por outro lado é possível explicar a variação na quantidade de matriz argilosa pela evolução do fluxo sedimentar, uma vez que um fluxo de detritos à medida que incorpora água consegue segregar a fração mais fina.

Subunidade – Intercalação de Kimberlito Vulcanoclástico Acamadado (Intercalação de tufos)

Localmente são observadas camadas decimétricas compostas predominantemente de grãos de olivina (olivina tufo), similares à unidade **Kimberlito Vulcanoclástico Acamadado, subunidade Kimberlito Vulcanoclástico Maciço Olivina Lapilito**. Nestes locais os grãos de olivina são parcialmente ou completamente substituídos por serpentina (?), esmectita, carbonatos, e oxi-hidróxidos de ferro. Em alguns casos, os grãos de olivina contêm um fino contorno de material

kimberlítico, similar aos lapilis peletais ao encontrados na **Subunidade Kimberlito Vulcanoclástico Maciço Magmaclástico**, por exemplo.

Texturas clasto-suportadas são dominantes, e clastos de rochas encaixantes, cristais de olivina e lapili pelletal encontram-se em um empacotamento fechado com espaços porosos irregulares preenchidos por serpentina, esmectita e hematita.

Discussão

A intercalação de camadas com predomínio de cristais de olivina e de magmaclastos entre camadas sedimentares, com predomínio de clastos de filitos (localmente derivados), remete a duas hipóteses principais. A primeira hipótese é a de que estas camadas tenham origem piroclástica, possivelmente através da queda de grãos. Outra hipótese é que estas camadas tenham sido formadas pela erosão e deposição muito próximas aos depósitos tufáceos (primários). Vale ressaltar que a presença de olivina é tida como indicadora de proximidade da área fonte (e.g. Leckie et al. 1997), em ambientes sedimentares, uma vez que este é um mineral bastante reativo em condições atmosféricas e apresenta baixa resistência a abrasão.

Ambas as hipóteses teriam como produto uma rocha similar a descrita, composta predominantemente por cristais de olivina e magmaclastos em um arranjo grão-suportado, com acamamento horizontal ou subhorizontal.

5.3.3. Unidade Fácies cratera – Kimberlito Vulcanoclástico Acamadado (Fácies Piroclástica de queda de grãos rica em xenólitos)

Entre as profundidades de 85 a 110 metros (testemunhos RDH-01 e RDH-02) ocorre kimberlito acamadado, dado pela variação da granulação em escala centimétrica ou decimétrica, ou localmente maciço. As camadas possuem tipicamente mergulho inclinado entre 10 e 30°, com direção provável ao centro do corpo.

Esta unidade é caracterizada pelo aparecimento e presença de lapili e bomba (juvenis), com formato irregulares a arredondados, e pela abundância relativa de macroxenólitos mantélicos (cerca de 1 macroxenólito mantélico a cada 2-3 m do furo RDH-02). Esta unidade, porém, é composta predominantemente (mais de 50%) por micro a macroxenólitos localmente derivados (predominantemente filitos), com tamanhos variando de poucos milímetros a 30 cm. Em geral há um

predomínio de textura matriz suportada sobre texturas clasto-suportada. A proporção de magmaclastos (incluindo os lapílis peletais e piromagmaclastos, *sensu* Scott Smith *et al.* 2008) não ultrapassam 15%, podendo, portanto, ser classificado como pobres em magmaclastos.

Figura 5.12. Kimberlito Vulcanoclástico Acamadado. Algumas direções de acamamento estão indicadas pelas linhas tracejadas alaranjadas. (1) Xenólito Mantélico com borda de reação, (2) xenólito localmente derivado (filito) com deformação plástica, (3) magmaclastos com contatos ameboidais, (4) sequência de afinamento em direção ao topo (em direção a seta).

Uma característica comumente observada nos macroxenólitos mantélicos é uma fina borda de reação (contínua ao redor do xenólito), dada pela substituição dos minerais primários (olivina, piroxênios etc.) por serpentina, **figura 5.13**. Os xenólitos localmente derivados, predominantemente filitos, apresentam-se muito comumente com seu bandamento interno com feições de deformação

plástica (similar a dobras, **figura 5.12**). Alguns magmaclastos apresentam bordas ameboidais e contatos amalgamados com outros grãos, o que sugere que estes magmaclastos estavam em estado plástico na época de deposição.

Figura 5. 13. Xenólito mantélico (granada-lherzolito) com borda de reação contínua. A borda de reação é dada pela presença de serpentina. Furo RDH-02, profundidade de 88,20 m.

A matriz das rochas desta unidade é composta por serpentina e esmectita, além de grãos de rochas encaixantes, lapílis e cinzas juvenis. Os lapílis e bombas podem conter um núcleo de olivina (fresca ou serpentinizada). Em geral as rochas apresentam-se pouco friáveis. A coloração é tipicamente acinzentada.

Discussão

A presença de um acamadamento associado a piroclastos e piromagmaclastos (sensu Scott-Smith, 2008) com bordas irregulares, amebóides, sugerem que estes foram depositados enquanto ainda plásticos, possivelmente por queda piroclástica.

Os xenólitos de filito com aparente deformação plástica e bordas de reação contínua sugerem que estes foram submetidos a algum processo de aquecimento e eventual reação química. O que

evidencia que estes fragmentos foram, de alguma forma, incorporados ao fluxo piroclástico e depositados sem feição de retrabalhamento, confirmando ser um depósito primário.

Os xenólitos mantélicos (incluindo os micro e macroxenólitos) também possuem borda de reação contínua, o que procede com a interpretação de depósito primário. A presença e abundância de macroxenólitos mantélicos compõem uma das principais características desta fácies. Estas características revelam que o processo formador deste depósito (desta fácies) fragmentou menos os constituintes mantélicos (em comparação com as outras fácies). Em termos de potencialidade para diamantes, esta fácies pode corresponder a um intervalo onde os diamantes sejam maiores (em função da menor fragmentação dos constituintes mantélicos), embora sua distribuição possa ser mais aleatória (em função da menor homogeneização).

5.3.4. Unidade Fácies Diatrema – Kimberlito Vulcanoclástico Maciço (Magmaclástico)

Subunidade – Kimberlito Vulcanoclástico Maciço Olivina Lapilito

Esta é a segunda unidade mais abundante nas duas testemunhagens: RDH-01 e RDH-02. Em ambos os testemunhos esta fácies ocorre desde a profundidade aproximada de 110 metros e estende-se até a profundidade de 140 metros.

O kimberlito é tipicamente maciço e composto por lapíli (e eventualmente bomba) arredondados ou irregulares e clastos juvenis de tamanho cinza colocados em uma matriz de serpentina e carbonato com alguns minerais opacos. Exibe uma ampla variação na granulação e textura matriz suportada (predominantemente)

A maioria dos magmaclastos tem margens difusas entre a matriz inter-lapíli e o lapíli juvenil. Lapílis maiores podem ter núcleo de olivina (lapíli peletal, *sensu* Clement & Skinner, 1985) ou sem núcleo, mas a maioria dos clastos de tamanho cinza não possuem núcleo. Alguns magmaclastos são compostos por núcleos de xenólitos diversos manteados por uma fina criptocristalina, auréola de material kimberlítico, sendo também referidos como lapíli peletal ou *pelletal lapilli* (*sensu* Clement & Skinner, 1985).

Estas rochas possuem também olivina substituída por argila (esmectita) ou serpentina, por vezes com uma fina auréola de material kimberlítico (similar a lapíli peletal). O material juvenil (lapílis, bombas e cristais) perfaz frequentemente 50% da rocha, esta é uma das principais características desta fácies. A abundância de olivina (presente como cristais dispersos ou dentro de

magmaclastos) é similar àquelas encontradas nos kimberlitos hipoabissais, a exceção é feita devido à diluição pelos xenólitos.

As rochas desta unidade possuem textura uniforme e contêm xenólitos derivados da rocha encaixante, em geral de 10-20% (média), angulares, geralmente tabulares (predomínio de filitos) e frescos, com borda de reação comum, **figura 5.14**. Textura matriz-suportada são comuns. A matriz inter-lapíli é composta por material similar aos encontrados nos magmaclastos, e minerais de alteração como serpentina e clorita.

Os xenólitos incluem os metassedimentares localmente derivados (metapelito e metacalcário), além do embasamento granítico-gnaissico e de origem mantélica. Estes xenólitos são tipicamente arredondados, apresentam frequentemente algum grau de alteração e uma borda de reação contínua.

Figura 5.14. Kimberlito Vulcanoclástico Maciço Olivina Lapilito brechado (xenólitos maiores que 4 mm perfazem mais de 15% da rocha). (1) indica cristais de olivina ou lapili peletal, (2) Xenólito de Filito com borda de reação, (3) Autólitos ou magmaclastos, (4) Granada piropo.

Discussão

A presença de borda de reação contínua nos xenólitos de filito e nas granadas demonstra a incorporação destes no fluxo piroclástico e formação de um depósito primário.

A abundância de olivina sobre os magmaclastos pode indicar dois processos, ou duas hipóteses. A primeira é a de que a olivina tenha origem magmática, ou seja seriam fenocristais do magma kimberlítico que concentraram-se devido à segregação de cristais do líquido magmático kimberlítico. A segunda hipótese é a de que a olivina tenha origem mantélica, ou seja, uma alta proporção de xenólitos mantélicos teriam sido fragmentados e incorporados pelo magma kimberlítico durante sua ascensão.

A grande variação nos tamanhos dos constituintes (xenólitos, magmaclastos, cristais, etc) sugerem um processo de formação com uma menor taxa de seleção. Neste sentido a deposição dentro da zona de diatrema pelo colapso da coluna piroclástica é um dos processos preferidos.

Subunidade Kimberlito Vulcanoclástico Maciço Magmaclástico

Esta subunidade é encontrada no testemunho RDH-01, da profundidade aproximada de 140 a 305 metros, e no testemunho RDH-02 da profundidade 140 a 231 metros. Isto torna esta subunidade como a mais abundantemente amostrada.

Apresentam-se em geral maciços e não acamadados. Em alguns casos observam-se camadas, estas, porém apresentam mais de uma dezena de metros e são definidas pela mudança (por vezes sutil) na granulação da rocha, ou maior presença de xenólitos (em geral localmente-derivados, filitos).

Esta rocha é composta tipicamente por componentes de granulação lapíli ou cinza grossa, e desprovido de material com granulação cinza fina, porém apresentando material do tamanho de bomba, **figura 5.15**. Uma feição importante e muito comum é a presença de piroclastos (juvenis) peletais – “*pelletal lapilli*”, que consistem de um núcleo de olivina (geralmente substituída por serpentina) manteado por uma aureóla de material argiloso, que possivelmente corresponde à alteração de um material vítreo ou muito fino do magma kimberlítico resfriado. Em alguns casos observa-se perovskita e espinélio nestas auréolas argilosas, o que corrobora com esta descrição e interpretação de alteração.

Esta unidade apresenta características adotadas por alguns autores na definição da fácies “Kimberlito Tufisítico” (*Tuffisitic Kimberlites*), no entanto este termo tem sido descartado para as rochas kimberlíticas (Sparks *et al*, 2006; Scott Smith *et al*. 2008; Kurszlaukis & Lorenz, 2008). Uma das características é a presença de olivina macrocristal e fenocristal em proporção similar àqueles

das fácies hipobissais, em geral 25% para cada tipo de olivina. Neste trabalho identificou-se um valor próximo a este para a quantidade de olivina.

Em geral apresenta xenólitos ($> 4\text{mm}$) de filito e de calcário branco, que quando em proporção maior que 15% utiliza-se o termo **Kimberlito Vulcanoclástico Maciço Magmaclástico Brechado**. As transições entre o **Kimberlito Vulcanoclástico Maciço Magmaclástico** e o **Kimberlito Vulcanoclástico Maciço Magmaclástico Brechado** são, em geral, graduais.

Figura 5.15. Kimberlito Vulcanoclástico Maciço Magmaclástico contendo bomba peletal, lapíli peletal, xenólitos de filito, e matriz composta por cristais de olivina e magmaclastos finos.

Discussão

As descrições e interpretações desta Subunidade são bastante similares a do **Kimberlito Vulcanoclástico Maciço Olivina Lapilito**, principalmente no que se refere à presença de bordas de reação nos xenólitos (localmente derivados, filito) e abundância de olivina e magmaclastos. Uma

grande diferença, no entanto, é o predomínio de magmaclastos sobre os cristais de olivina (manteado por uma fina auréola de material kimberlítico ou não). Esta diferença pode ressaltar a hipótese de que a abundância de olivina na unidade sobrejacente tenha sido devido à concentração destes cristais através de processos de segregação do líquido magmático.

Subunidade – Kimberlito Vulcanoclástico Maciço Peletal (Transicional a Magmático)

Esta subunidade é encontrada no testemunho RDH-01, da profundidade aproximada de 305 até 316,4 metros (base do testemunho), e no testemunho RDH-02 da profundidade 231 a 250,6 metros (base do testemunho).

Esta subunidade é composta por rochas maciças, bastante homogêneas, de coloração verde-azulada (**figura 5.16**) e de fácil distinção. Contêm abundantes magmaclastos (~95%) de tamanho lapili (em geral com tamanhos próximos a 1 mm), exibindo excelente grau de seleção e arredondamento.

Em alguns magmaclastos é possível identificar olivina serpentinizada (**figura 5.16**).

Nas rochas desta unidade é menos comum a presença de xenólitos e fácies brechadas.

O contato com a unidade sobrejacente ocorre através da intercalação desta fácies em um intervalo de aproximadamente 2 metros. Nestas intercalações observam-se camadas inclinadas e discordantes, com espessura de poucos centímetros (5-15 cm, **figura 5.17**), freqüentemente com um contato abrupto na base e mistura heterogênea com a camada acima. Interpreta-se que estas intercalações possam representar diques deste material na fácies sobrejacente.

Nas profundidades correspondentes a esta fácies foram recuperados a maior quantidade de microdiamantes (Cookenboo, 2009) em ambos os testemunhos. No testemunho RDH-02, na profundidade entre 229,6 e 243,9, foi recuperado 18 dos 22 microdiamantes encontrados neste testemunho. O testemunho RDH-01 tem como intervalo de maior recuperação de microdiamantes entre as profundidades de 301,7 e 311,5 metros.

Figura 5.16. Kimberlito Vulcanoclástico com textura maciça e abundantes magmaclastos (95% da amostra) de coloração azul-esverdeado, contendo macrocristais de olivina serpentinizadas.

Figura 5.17. Possível dique de “Kimberlito Vulcanoclástico Maciço transicional a magmático” intrudindo “Kimberlito Vulcanoclástico Maciço Peletal”.

Discussão

A grande homogeneidade composicional desta fácies associadas ao excelente grau de seleção granulométrica permite sugerir um processo formador seletivo e um grande volume (e homogêneo) de material magmático. Alguns processos são invocados na literatura para explicar a ausência de finos e excelente seleção em fácies similares. Dentre estes processos cita-se a fluidização sin a pós deposicional que poderia depletar a porção fina de um depósito piroclástico por elutriação (Sparks *et al.*, 2006, Walter *et al.* 2006) ou retirar os finos através da alteração da rocha, substituindo os finos por outras fases de alteração (Kurszlaukis & Lorenz, 2008).

6. CARACTERÍSTICAS PETROGRÁFICAS

Classificações genético-texturais

Classificações genético-texturais são baseadas na premissa que o magma é ser submetido à diferenciação e cristalização em diversos regimes de pressão-temperatura e desenvolvimentos, resultando em um amplo espectro de rochas texturalmente e petrograficamente diferentes. Neste sentido, Hawthorn (1975), Clement & Skinner (1985) e Clement (1982) reconheceram três grupos genético-texturais de kimberlito associados com um estilo particular de atividade magmática (fácies cratera, diatrema e hipoabissal). Mitchell (1995) propôs esquema análogo abrangendo os *clans* orangeito e melilitito.

Assim, uma rocha específica pode ser descrita como “kimberlito fácies diatrema com textura lapíli peletal” (*pelletal lapili-textured diatrema fácies kimberlite*). Convém nesta nomenclatura utilizar o máximo de informação disponível.

A maioria dos termos utilizados em classificações genético-texturais são específicas para um processo físico-químico em particular, e podem ser utilizados para qualquer *clan*.

A terminologia convencional pode ser aplicada à qualquer rocha da fácies cratera ou hipoabissal. Alguns termos específicos são aplicáveis somente às fácies diatrema ou hipoabissais.

Pelletal lapili: clastos esféricos ou elípticos com tamanho de lapíli (2-64 mm) consistindo de material ígneo primário granular. Comumente, lapíli contém em seu centro um cristal euédrico relativamente grande ou fragmento de cristal. Estes núcleos tipicamente consistem de olivina (**figura 6.1**), ou mais raramente flogopita. Microxenólitos da rocha encaixante muito raramente

formam os núcleos do lapíli. Nestes lapilis é comum a presença de microfenocristais prismáticos alinhados pelo fluxo. *Pelletal lapili* não é encontrado na fácies hipoabissal.

Figura 6.1. Lapíli peletal (*Pelletal lapili*) característico de fácies “diatrema” – Ontário, Canadá (Mitchell, 1997).

Autólitos: clastos angulares a subarredondados com tamanho de lapíli formados pela fragmentação de material ígneo sólido pré-existente. Autólitos (**figura 6.2**) podem ser derivados de qualquer fácies, mas são tipicamente de material hipoabissal finos. Autólitos diferem de *pelletal lapili* por não ocorrer os minerais alinhados circularmente pelo fluxo.

Figura. 6.2. Autólitos de kimberlito em fácies diatrema, Arkhangelsk, Rússia (Mitchell, 1997).

Brecha heterolítica: uma rocha da fácies diatrema ou hipoabissal (**figura 6.3**) contendo mais de 15% de clastos de autólitos ou xenólitos.

Figura. 6.3. Brecha autolítica em kimberlito de fácies hipoabissal, Canadá (Mitchell, 1997).

6.1. Kimberlito fácies Cratera

6.1.1. Unidade Fácies Cratera Areno-Argilosa (Fluvio - Lacustrina)

Esta unidade é composta por rochas sedimentares, predominantemente arenitos médios, finos ou muito finos, além de siltitos, siltitos arenosos, lamitos, lamitos arenosos e argilitos.

Os arenitos, em geral, são bem selecionados (**figura 6.4**), com grãos angulosos e subangulosos, com predomínio de quartzo (mais de 80%), além de fragmentos de metapelitos, partículas vulcânicas (kimberlíticas) e raros minerais indicadores (opacos e granada). O exame petrográfico revela também a presença de intraclastos lamosos, pseudo-matriz e argila intergranular com coloração marrom clara, possivelmente composto por uma mistura de argilas (caulinita e esmectita). Exibem textura grãos-suportada.

Entre as rochas mais finas (siltitos, siltitos arenosos, lamitos, lamitos arenosos e argilitos) predominam os siltitos arenosos. Estes siltitos são comumente mal-selecionados (**figura 6.6**), com grãos angulosos de quartzo e de fragmentos de rocha (tipicamente metapelitos). Exibem uma textura matriz-suportada.

Em praticamente todos litotipos desta unidade observa-se fragmentos finos de metapelitos em diferentes estágios de alteração. A natureza vulcanoclástica (re-sedimentada) destes sedimentos é demonstrada pelas partículas de material vulcânico (em geral com tamanhos inferiores a 1 mm,

figuras 6.5 e 6.7) com formato comumente arredondado, e tipicamente alterado (com diferentes graus de alteração). Nas seções delgadas analisadas a proporção destes materiais vulcânicos não ultrapassa 5%. Em alguns casos é possível identificar, nestas partículas vulcânicas, microfenocristais (*sensu* Mitchel, 1997) de olivina substituída por serpentina e esmectita, e de flogopita substituída por clorita e oxi-hidróxidos de ferro. Os grãos de kimberlito não apresentam borda de resfriamento, assim como os de metapelitos e as granada não apresentam bordas de reação.

Figura 6.4. Ponto 0 – Arenito muito fino, composto predominantemente por grãos de quartzo e de metapelitos (com diferentes graus de alteração). Fotomicrografia com polarizadores paralelos (esquerda) e cruzados (direita), aumento 5x.

Figura 6.5. Ponto 0 – Arenito quartzoso com fragmento de kimberlito alterado para esmectita (centro da imagem). Fotomicrografia com polarizadores paralelos (esquerda) e cruzados (direita), aumento 20x.

Figura 6.6. Ponto 3 – Siltito arenoso mal selecionado com grãos angulosos de quartzo, metapelito, e outros fragmentos de rocha. Fotomicrografia com polarizadores paralelos (esquerda) e cruzados (direita), aumento 5x.

Figura 6.7. RDH01 – Arenito fino, moderadamente selecionado com grãos de metapelitos (destacado em azul), quartzo (destacado em verde) e de flogopita-kimberlito (destacado em laranja). Os grãos apresentam diferentes graus de alteração. Fotomicrografia com polarizadores paralelos (esquerda) e cruzados (direita), aumento 10x.

Discussão

As descrições petrográficas corroboram com as observações macroscópicas no que refere à gênese sedimentar destes depósitos. Grãos vulcânicos (magmaclastos) com mesmo tamanho dos outros grãos e alteração intensa sugerem que estes fragmentos sofreram os mesmos processos de alteração, erosão e transporte que os outros grãos. A baixa proporção de magmaclastos/outros grãos demonstra que os primeiros são mais susceptíveis à abrasão e alteração. A ausência de bordas kelifíticas (*kelyphitic rims*) na granada mantélica e borda de reação nos clastos de filitos também sugere transporte sedimentar com abrasão.

A predominância de grãos angulosos demonstra uma pequena distância de transporte. A boa seleção nos arenitos demonstra um processo de transporte eficiente, preferivelmente aquoso, que combinado com as feições macroscópicas descritas sugerem um transporte fluvial. Os siltitos e lamitos, com feições macroscópicas de dessecação, podem ter sido depositados em um sistema meandrante ou lacustrino, sujeito a períodos de raseamento.

6.1.2. Unidade Fácies Cratera – Conglomerado lamoso (Kimberlito vulcanoclástico re-sedimentado)

Uma vez que esta unidade é composta por grãos grossos e matriz argilosa, com predominância de esmectita (expansiva) tornou-se inviável a confecção de seções petrográfica, porém sem prejuízos para a dissertação. Os seixos foram descritos macroscopicamente, com amplo predomínio de filitos, além de raros grãos de material kimberlítico alterado. Em termos composicionais, tanto de matriz quanto de arcabouço, esta unidade assemelha-se as porções grossas da Unidade Fácies Cratera – Areno-Argilosa, como na **figura 6.7**.

6.1.3. Unidade Fácies cratera – Kimberlito Vulcanoclástico Acamadado (Fácies Piroclástica de queda de grãos rica em xenólitos)

As amostras desta unidade exibem uma textura magmaclástica brechada em seção delgada que consiste na presença de microcristais e macrocristais de olivinas (10-40%), magmaclastos (5-15%), xenocristais diversos (quartzo, feldspato, granadas, etc.) e xenólitos diversos (xenólitos mantélicos, crustais e localmente derivados). Os clastos ocorrem sustentados pela matriz (rica em serpentina) ou clasto-sustentado (com contatos pontuais entre clastos). Em escala petrográfica é possível também visualizar uma laminação, dada pela variação no tamanho dos componentes.

Olivina está presente como componente clástico (subeuédrica) ou inclusa nos magmaclastos, como microfenocristais e cristais exóticos. A olivina encontra-se, essencialmente, substituída por serpentina.

Dentre os magmaclastos é identificado lapilis peletais (**figura 6.8**) e lapilis juvenis sem núcleo (**figuras 6.8; 6.9; 6.10 e 6.11**).

Os lapilis peletais são arredondados ou subarredondados, com bordas ameboidais (plásticas). Contêm macrocristais ou microcristais de olivina (**figura 6.8**), flogopita, granada (**figura 6.11**), aglomerados de cristais (figura 6.10) ou xenólitos diversos. Possuem cristais euédricos (olivina, flogopita e melilita?) orientados radialmente por fluxo (**figura 6.8**). Apresenta comumente uma borda fina e escura, interpretada como sendo de resfriamento rápido (**figura 6.10**).

Os lapilis juvenis sem núcleo possuem uma textura inequigranular (**figuras 6.9; 6.10; 6.13 e 6.14**), contêm microfenocristais de olivina serpentinizada (tipicamente 0,1-0,3 mm), flogopita (tipicamente 0,05-0,1 mm), magnetita, perovskita (~0,1 mm) e pseudomorfos de monticellita (?) na matriz. Nesta unidade identificou-se lapilis juvenis ricos em flogopita (**figuras 6.9; 6.12; 6.13 e 6.14**), que compõem inclusive a matriz (cristais menores que 0,05 mm – **figura 6.14**) e assemelham-se texturalmente aos orangeítos *East Star* e *Roberts Victor*, ambos na África do Sul (e.g.; Mitchel, 1997).

Alguns xenocristais exóticos (mantélicos), como a granada piropo, contêm borda kelifítica (*kelyphitic rim*), **figura 6.11**. Uma das características especiais desta unidade é a ocorrência de macroxenólitos mantélicos (em geral de 1 a 15 cm de comprimento), estes contêm uma borda de reação contínua, com alguns milímetros de espessura, caracterizada pela substituição de olivina por serpentina. Os xenólitos mantélicos são descritos no item “**6.5. Xenólitos Mantélicos**”.

Figura 6.8. Detalhe de camada piroclástica contendo: lapíli peletal (juvenil) com bordas ameboidais (plástica) com olivina no centro e minerais orientados centripetamente pelo fluxo; magmaclastos com fenocristais euédricos de olivina serpentinizada; megacristais de olivina. Os locais brancos são buracos de defeitos na lâmina. Testemunho RDH-02 profundidade 86,10 m. Fotomicrografia com polarizadores paralelos (esquerda) e cruzados (direita), aumento 10x.

Figura 6.9. Detalhe de magmaclastos de flogopita olivina kimberlito, contendo flogopita, perovskita, magnetita e olivina. Testemunho RDH-01, profundidade 85,44 metros. Fotomicrografia com polarizadores paralelos (esquerda) e cruzados (direita), aumento 5x.

Figura 6.10. Magmaclastos (à esquerda) com borda de resfriamento e formato oval contendo olivina serpentinizada e flogopita. Outro magmaclasto (à direita) contendo perovskita e possível melilita alterada. Fotomicrografia com polarizadores paralelos (esquerda) e cruzados (direita), aumento 20x.

Figura 6.11. Granada piropo com borda kelifítica (*kelyphitic rim*) dentro de magmaclasto (lapili peletal). A rocha apresenta cristais de olivina (porção direita da imagem) tamanho lapíli. Fotomicrografia com polarizadores paralelos (esquerda) e cruzados (direita), aumento 5x.

Figura 6.12. Textura geral de magmaclasto detalhando as seções das próximas figuras. Retângulo verde equivale à figura 6.13. Retângulo azul equivale à figura 6.14. Fotomicrografia com polarizadores paralelos (esquerda) e cruzados (direita), aumento 5x.

Figura 6.13. Detalhe do magmaclasto evidenciando cristais de olivina (serpentinizada, cristais esbranquiçados maiores) e abundante flogopita na matriz circundando os cristais de olivina (ripas alaranjadas na imagem à esquerda e “bird’s eye” com alta cor de interferência na figura à direita). Fotomicrografia com polarizadores paralelos (esquerda) e cruzados (direita), aumento 10x.

Figura 6.14. Detalhe maior evidenciando cristal euédrico de olivina (serpentinizada, canto direito) e abundante flogopita na matriz (ripiforme e tabular, com cor de interferência alta na imagem à direita). Fotomicrografia com polarizadores paralelos (esquerda) e cruzados (direita), aumento 20x.

Discussão

A presença de um acamadamento e de uma laminação sutil, associados às bordas de reação entre xenocrístais e xenólitos, presença de magmaclastos com bordas plásticas, além de deformação plástica de xenólitos de filitos (descritos no item “**5.2.1. Estratigrafia da Intrusão Kimberlítica Régis, Kimberlito Vulcanoclástico Acamadado**”) suportam uma classificação de rochas piroclásticas. As bordas amebóides, plásticas, dos magmaclastos suportam que estes encontravam-se em estado plástico na época de deposição. A “abundância” de macroxenólitos mantélicos e crustais, de diferentes composições, com uma borda de reação pouca espessa (em geral 1-4 mm), sugerem um processo deposicional rápido, menos fragmentador do que as outras unidades e menos efetivo na homogeneização composicional. Sugere-se assim que o mecanismo formador desta unidade seja a de queda de grãos (*pyroclastic air-fall*) ou *surge* piroclástica.

6.2. Kimberlito fácies Diatrema

6.2.1. Unidade Fácies Diatrema – kimberlito vulcanoclástico maciço (magmaclástico)

Esta unidade é composta por três subunidades, a saber: Kimberlito Vulcanoclástico Maciço Olivina Lapilito, Kimberlito Vulcanoclástico Maciço Magmaclástico e Kimberlito Vulcanoclástico Maciço Peletal. Estas subunidades têm em comum a abundância de material kimberlítico juvenil, e diferenças em relação à textura e tipo de material magmaclástico, conforme será demonstrado a seguir.

Subunidade – Kimberlito Vulcanoclástico Maciço Olivina Lapilito

As amostras exibem uma textura magmaclástica em seção delgada e consiste em uma textura clasto-suportada composta por abundantes olivinas (50 a 70%), magmaclastos com contatos amebóides (20 a 30%) e xenólitos localmente derivados (mármore e filitos, 10 a 30%). Os cristais de olivina encontram-se substituídos por serpentina, calcita e, por vezes, clorita. Além da olivina é observado flogopita, xenólitos de filito e cristais mantélicos como núcleo de lapíli juvenis (lapíli peletal). Dentre os magmaclastos, os lapilis juvenis sem núcleo são os mais comuns, embora lapilis peletais (ou seja, com núcleo) e bombas peletais também ocorram, podendo ser, localmente, os mais abundantes.

As rochas desta unidade exibem baixa seleção granulométrica. Os clastos em geral apresentam um baixo grau de arredondamento. A textura varia de clasto-sustentado a matriz sustentando. Quando a textura é clasto-sustentada, os contatos entre os clastos são pontuais ou retos. Os limites dos magmaclastos são bem definidos.

Os xenólitos de rochas metassedimentares possuem uma fina auréola de material magmático (kimberlítico). Estas auréola contêm alguns pseudomorfos de olivina, espinélio, perovskita e algumas vezes flogopita e possível melilita (pseudomorfo?), todos colocados em uma fina criptocrystalina matriz de serpentina e argilominerais. A granada piropo (mantélica) possui comumente borda kelifítica (*kelyphitic rim*).

Figura 6.15. Olivina lapilstone contendo lapili peletal. A matriz é composta por serpentina. Testemunho RDH-02 profundidade 129 metros. Fotomicrografia com polarizadores paralelos (esquerda) e cruzados (direita), aumento 5x.

Figura 6.16. Olivina lapilstone com lapili peletal e lapili juvenil. Observe o empacotamento fechado entre os clastos (“grãos sustentado”). Testemunho RDH-02, profundidade 110,20 metros. Fotomicrografia com polarizadores paralelos (esquerda) e cruzados (direita), aumento 1,25x.

Figura 6.17. Detalhe de Olivina lapilstone com lapíli peletal. Observe a abundância de cristais de olivina serpentinizadas. O Lapíli peletal, ao centro, possui um núcleo com um megacristal de olivina e minerais orientados (predominantemente olivina) em fluxo radial. Testemunho RDH-02, profundidade 110,20 metros. Fotomicrografia com polarizadores paralelos (esquerda) e cruzados (direita), aumento 2,5x.

Subunidade Kimberlito Vulcanoclástico Maciço Magmaclástico

As rochas desta unidade são compostas por macrocristais e microcristais de olivina (50-70%, **figura 6.18**), além de magmaclastos (20-40%) e alguns xenólitos de rocha localmente derivada (mármore e filitos, em geral menos de 10%). Dentre os magmaclastos, os lapílis juvenis sem núcleo (*uncored lapilli*) são os mais abundantes (em especial na porção mais fina), seguidos por aqueles que se assemelham a lapilis peletais (*Peletal lapili-like*, **figura 6.19**) e lapilis peletais (com núcleo e borda preservada).

Os magmaclastos são compostos por macrocristais e microcristais de olivina, sendo os microcristais tipicamente euédricos (podendo ser chamados de microfenocristais, *sensu* Mitchell 1997) completamente substituídos por serpentina, carbonato e parcialmente por esmectita. Em alguns magmaclastos é observada a presença de microfenocristais tabulares alterados, possivelmente melilita (**figura 6.20**). Os magmaclastos possuem formas arredondadas a curvilíneas (amebóides) e contêm cristais de olivina protuberantes (parcialmente inclusas, **figuras 6.19 e 6.20**).

Os macrocristais e microcristais de olivina que ocorrem como componentes clásticos, ou seja, excetuando-se aqueles inclusos nos magmaclastos, apresentam-se euédricos a subeuédricos (**figuras 6.18, 6.19, 6.20 e 6.21**). A proporção de macrocristais e microcristais de olivina na rocha e

inclusa nos magmaclastos é bastante similar, e segue uma proporção (25% de macrocristais e 25% de microcristais) similar àquelas encontradas nos kimberlitos hipoabissais.

A matriz inter-clástica (ou seja, entre cristais, lapilis e xenólitos) é composta por serpentina, carbonato microcristalino e esmectita.

Figura 6.18. Kimberlito vulcanoclástico com macro e microcristais de olivina dispersos na matriz e dentro dos magmaclastos. Testemunho RDH-02, profundidade 191,85 metros. Fotomicrografia com polarizadores paralelos (esquerda) e cruzados (direita), aumento 1,25x.

Figura 6.19. Kimberlito vulcanoclástico com macrocristais de olivina serpentinizada ocorrendo de forma parcialmente inclusa no magmaclasto (semelhante à lapili peletal - *peletal lapili-like*, porém com borda incompleta) e como componente clástico da rocha. Testemunho RDH-02, profundidade 191,85 metros. Fotomicrografia com polarizadores paralelos (esquerda) e cruzados (direita), aumento 2,5x.

Figura 6.20. Kimberlito vulcanoclástico com abundante microcristais de olivina (>0.5 mm). Os microcristais de olivina ocorrem dispersos na rocha, de forma homogênea, dentro do magmaclasto (microfenocristais, *sensu* Mitchel 1997) e na matriz da rocha. Observe também a presença de microcristais de olivina parcialmente inclusos no magmaclasto. Testemunho RDH-02, profundidade 191,85 metros. Fotomicrografia com polarizadores paralelos (esquerda superior) e cruzados (direita superior e imagem inferior), aumento 2,5x.

Figura 6.21. Matriz da rocha contendo micro e macrocristais de olivina euédrica serpentinizada. Fotomicrografia com polarizadores paralelos (esquerda) e cruzados (direita), aumento 5x.

Discussão

Os formatos arredondados e curvilíneos (amebóides) dos magmaclastos demonstram que estes encontravam-se em estado plástico no período da deposição. Os formatos amebóides permitem sugerir uma baixíssima viscosidade do magma kimberlítico, que associadas a uma borda vítrea permitem também associá-los a um rápido resfriamento. Os cristais de olivina protuberantes nas margens dos magmaclastos kimberlíticos demonstram um processo de separação de olivinas do magma de baixa viscosidade, o que também sugere que a presença destes cristais euédricos a subeuédricos encontrados na matriz provêm deste processo. A proporção de macrocristais e microcristais de olivina, similares às encontradas nos kimberlitos hipoabissais (ou kimberlitos coerentes – *coherent kimberlite*, *sensu* Cas et al. 2008) demonstram a alta porcentagem de material magmático.

Subunidade – Kimberlito Vulcanoclástico Maciço Peletal (Transicional a Magmático)

As amostras desta unidade são compostas por abundantes lapilis peletais, em geral mais de 80%, com componentes de tamanho variando de cinza grossa a lapíli (tipicamente até 2,5 mm), e ausência de partículas de dimensão menores (exceto matriz intergranular de alteração ou cimentação). Apresenta textura grão-suportada (**figura 6.22 e 6.23**), com contatos pontuais, excelente seleção e grau de arredondamento dos lapílis. (**figura 6.22 e 6.23**). Apresenta uma textura bastante homogênea.

Figura 6.22. Kimberlito Vulcanoclástico maciço peletal, composto predominantemente por lapíli peletal (0,5 – 1 mm), com contatos pontuais ou soldados (?), excelente seleção e arredondamento. A matriz inter-lapíli é composta por serpentina e carbonato. Testemunho RDH-01, profundidade 305,85 metros. Fotomicrografia com polarizadores paralelos (esquerda superior) e cruzados (direita superior e imagem inferior), aumento 2,5x.

Os lapilis peletais são compostos por pseudomorfos de olivina, substituídos por serpentina, carbonato e localmente outros argilominerais (esmectita preferencialmente). Os pseudomorfos de olivina são tipicamente euédricos, sendo caracterizados como microfenocristais (*sensu* Mitchell, 1997), com dimensões variando de 0,1 a 0,5 mm. As auréolas dos lapilis peletais são compostas por perovskita, magnetita e espinélio, além de uma matriz afanítica alterada (serpentina microcristalina?). Estas auréolas possuem dimensão variando de 0,1 a 0,5 mm, predominantemente.

Entre os lapilis peletais pode ocorrer cimentação carbonática (dolomita?) (cimentação intergranular ou inter-lapíli). Alguns cristais de carbonato possuem serpentina (ou esmectita) inclusa, indicando que a cimentação, em alguns lugares, é uma fase tardia a matriz. Como material exótico ocorrem grãos de quartzo, microclínio, plagioclásio e xenólitos de rochas localmente derivadas (filitos e mármore).

Figura 6.23. Kimberlito vulcanoclástico composto por lapilis peletais com cimento intergranular carbonático. Fotomicrografia com polarizadores paralelos (esquerda) e cruzados (direita), aumento 5x.

Uma feição observada na profundidade de 308,30 (testemunho RDH-01) é a ocorrência de lapilis peletais (por vezes cinza grossa peletal) imersos (“cimentados”) por material magmático (**figura 6.24 e 6.25**). Este material possui diferenças texturais e mineralógicas em relação aos lapilis peletais inclusos. Dentre as quais a presença de um mineral tabular, branco, alterado, possivelmente melilita. A perovskita e cristais euédricos (microfenocristais) de olivina estão presentes tanto nos lapilis quanto no material magmático inter-lapili.

Figura 6.24. Lapili juvenil ameboidal composto por lapilis peletais imersos em material magmático (“cimento magmático”). Testemunho RDH-01, profundidade 308,30 metros. Fotomicrografia com polarizadores paralelos (esquerda) e cruzados (direita), aumento 2,5x.

Figura 6.25. Detalhe de lapili juvenil ameboidal contendo lapilis peletais. Observe a diferença na textura e mineralogia entre os lapilis peletais e o material magmático “cimentante”. Testemunho RDH-01, profundidade 308,30 metros. Fotomicrografia com polarizadores paralelos (esquerda superior) e cruzados (direita superior e imagem inferior), aumento 5x.

Discussão

A abundância de lapili peletal associada ao excelente grau de arredondamento, seleção e homogeneidade sugerem um processo formador de grande energia.

A ausência de finos pode estar relacionada a processos de fluidização sin a pós-deposicional (Sparks et al., 2006, Walter et al. 2006) que depletaria a porção fina de um depósito piroclástico por elutriação. Outros processos (Kurszlaukis & Lorenz, 2008) relacionam a ausência de finos a processos de fluidização, que poderiam retirar os finos ou, através da alteração da rocha, substituir os finos por outras fases de alteração.

A presença de material magmático inter-lapili com composição diferenciada em relação ao material do lapili peletal (profundidade 308,30 metros) sugere um processo de magmatismo

multifásico. Esta textura (**figura 6.25**) sugere que um magma intruiu plasticamente uma rocha vulcanoclástica peletal já consolidada. Este magma, por ter uma concentração pequena e uma baixíssima viscosidade, conseguiria entrar pelos espaços porosos e cimentar os lapilis peletais (anteriormente formados e com outra textura interna).

6.3. Xenólitos Crustais

Os xenólitos crustais são comuns em todo o corpo da intrusão Régis, particularmente na primeira centena de metros a partir da superfície. Dentre estes xenólitos os mais abundantes correspondem à porção mais rasa da crosta, representada pelas rochas metassedimentares do Grupo Bambuí, em especial os filitos e mármore.

Como xenólito crustal, que possivelmente represente o embasamento da Bacia do São Francisco, foi descrito um biotita-gnaiss (**figura 6.26**). Este xenólito apresenta porfiroblastos de feldspato com até 1 cm, biotita subcentimétrica orientada e quartzo.

Figura 6. 26. Xenólito de biotita-gnaiss com borda de reação.