

**A ORIGEM DO FOSFATO NAS ROCHAS VULCÂNICAS E  
VULCANOCLÁSTICAS DO GRUPO MATA DA CORDA NAS  
REGIÕES DE PATOS DE MINAS E PRESIDENTE  
OLEGÁRIO, MG**

---







**UFOP**

**FUNDAÇÃO UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO**

*Reitor*

João Luiz Martins

*Vice-Reitor*

Antenor Rodrigues Barbosa Júnior

*Pró-Reitor de Pesquisa e Pós-Graduação*

Tanus Jorge Nagem

**ESCOLA DE MINAS**

*Diretor*

José Geraldo Arantes de Azevedo Brito

*Vice-Diretor*

Wilson Trigueiro de Souza

**DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA**

*Chefe*

Issamu Endo



EVOLUÇÃO CRUSTAL E RECURSOS NATURAIS

**CONTRIBUIÇÕES ÀS CIÊNCIAS DA TERRA – VOL. 70**

**DISSERTAÇÃO DE MESTRADO**

**Nº 304**

**A ORIGEM DO FOSFATO NAS ROCHAS VULCÂNICAS E  
VULCANOCLÁSTICAS DO GRUPO MATA DA CORDA NAS REGIÕES  
DE PATOS DE MINAS E PRESIDENTE OLEGÁRIO, MG**

**Marilane Gonzaga de Melo**

*Orientador*

Dr. Newton Souza Gomes

*Co-Orientadora*

Dr<sup>a</sup>. Angélica Fortes Drumond Chicarino Varajão

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais do Departamento de Geologia da Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto como requisito parcial à obtenção do Título de Mestre, Área de Concentração: Petrogênese/Depósitos Minerais/Gemologia

**OURO PRETO**

**2012**

---



Universidade Federal de Ouro Preto – <http://www.ufop.br>  
Escola de Minas - <http://www.em.ufop.br>  
Departamento de Geologia - <http://www.degeo.ufop.br/>  
Programa de Pós-Graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais  
Campus Morro do Cruzeiro s/n - Bauxita  
35.400-000 Ouro Preto, Minas Gerais  
Tel. (31) 3559-1600, Fax: (31) 3559-1606 e-mail: [pgrad@degeo.ufop.br](mailto:pgrad@degeo.ufop.br)

Os direitos de tradução e reprodução reservados.

Nenhuma parte desta publicação poderá ser gravada, armazenada em sistemas eletrônicos, fotocopiada ou reproduzida por meios mecânicos ou eletrônicos ou utilizada sem a observância das normas de direito autoral.

ISSN

Depósito Legal na Biblioteca Nacional

Edição 1ª

Catálogo elaborado pela Biblioteca Prof. Luciano Jacques de Moraes do  
Sistema de Bibliotecas e Informação - SISBIN - Universidade Federal de Ouro Preto

M528o	<p>Melo, Marilane Gonzaga.</p> <p>A origem do fosfato nas rochas vulcânicas e vulcanoclásticas do Grupo Mata da Corda nas regiões de Patos de Minas e Presidente Olegário, MG [manuscrito] / Marilane Gonzaga de Melo - 2012.</p> <p>xxii, 170f.; il. color.; grafs.; tabs.; mapas. (Contribuições às Ciências da Terra. Série M, v. 70, n. 304)</p> <p>Orientador: Prof. Dr. Newton Souza Gomes. Coorientadora: Profª Drª Angélica Fortes Drumond Chicarino Varajão.</p> <p>Dissertação (Mestrado). Universidade Federal de Ouro Preto. Escola de Minas. Departamento de Geologia. Programa de Pós-graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais.</p> <p>Área de concentração: Petrogênese/ Depósitos Minerais/ Gemologia</p> <p>1. Vulcanismo - Teses. 2. Fosfatos - Teses. 3. Diques (Geologia) - Teses. 4. Rochas ígneas alcalinas - Kamafugitos - Teses. 5. Vulcanoclásticas - Teses. I. Universidade Federal de Ouro Preto. II. Título.</p> <p style="text-align: right;">CDU: 552.313(815.1)</p>
-------	---

<http://www.sisbin.ufop.br>



# DEDICATÓRIA

---

À minha mãe (*in memoriam*).





# Agradecimentos

---

Em primeiro lugar agradeço ao meu orientador, professor Dr. Newton Souza Gomes, e à minha co-orientadora Angélica Fortes Drumond Chicarino Varajão, pela paciência, disposição e orientação segura durante o desenvolvimento deste trabalho.

À Terrativa Minerais e à Universidade Federal de Ouro Preto, que proporcionaram as condições necessárias para a realização deste trabalho.

À CAPES pela concessão da bolsa de mestrado.

Ao Prof. José Roberto Secioso Chiavegatto, aos prospectores da Terrativa (Mário Conceição Araújo, Milton França e Osvaldo França) e ao graduando Flávio Azevedo Neves Amarante pela colaboração nas etapas de campo.

Ao Vanderlei, Ana Cláudia, Ana Carolina e Daniara pela ajuda na preparação das amostras para difração de raios X e, também, na interpretação dos difratogramas.

À minha família, pelo interesse e envolvimento no andamento do trabalho no decorrer destes dois anos.

Ao Rafael pelo amor, companheirismo e paciência que propiciou a tranquilidade necessária para o desenvolvimento deste trabalho.

Aos amigos e amigas, Kássia, Marcelo, Alice, Tiago e Edgar que me ajudaram em momentos difíceis.

Aos colegas da pós-graduação pelo convívio ao longo do curso e a todos aqueles que contribuíram direta ou indiretamente para a realização deste trabalho.



# Sumário

---

<b>AGRADECIMENTOS.....</b>	<b>ix</b>
<b>LISTA DE ILUSTRAÇÕES.....</b>	<b>xv</b>
<b>LISTA DE TABELAS.....</b>	<b>xvii</b>
<b>RESUMO .....</b>	<b>xix</b>
<b>ABSTRACT .....</b>	<b>xxi</b>
<b>CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO.....</b>	<b>1</b>
1.1 – Considerações Gerais .....	1
1.2 – Justificativa .....	2
1.3 – Localização da Área .....	3
1.4 – Objetivos .....	4
1.5 – Materiais e Métodos .....	4
1.5.1 – Revisão Bibliográfica.....	4
1.5.2 – Etapas de Campo.....	4
1.5.3 – Petrografia.....	5
1.5.4 – Difração de Raios X.....	5
1.5.5 – Catodoluminescência .....	7
1.5.6 – Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) acoplada ao Espectômetro de Energia Dispersiva (EDS) .....	8
1.5.7 – Microsonda Eletrônica.....	8
1.5.8 – Química de Rocha .....	9
1.5.9 – Elaboração da Dissertação .....	10
<b>CAPÍTULO 2 – GEOLOGIA REGIONAL.....</b>	<b>11</b>
2.1 – Trabalhos Anteriores .....	11
2.2 – Contexto Geotectônico .....	12
2.3 – Estratigrafia .....	13
2.3.1 – Grupo Bambuí.....	14
Formação Carrancas.....	15
Formação Sete Lagoas.....	16
Formação Samburá .....	16
Formação Serra de Santa Helena.....	16
Formação Lagoa do Jacaré.....	16
Formação Serra da Saudade.....	17
Formação Três Marias.....	17
2.3.2 – Grupo Areado.....	17

Formação Abaeté.....	18
Formação Quiricó.....	18
Formação Três Barras.....	18
2.3.3 – Grupo Mata da Corda .....	18
Formação Patos.....	19
Formação Capacete.....	20
2.4 – Evolução Tectono Sedimentar.....	21
<b>CAPÍTULO 3 - ROCHAS ALCALINAS RICAS EM POTÁSSIO .....</b>	<b>25</b>
3.1 – Considerações Gerais .....	25
3.2 – Carbonatitos .....	26
3.3 – Kamafugitos .....	28
3.4 – Kimberlitos .....	30
3.5 – Lamprófios .....	33
3.6 – Lamproítos.....	33
<b>CAPÍTULO 4 - GEOLOGIA LOCAL .....</b>	<b>37</b>
4.1 – Introdução.....	37
4.2 – Grupo Areado .....	40
4.3 – Grupo Mata da Corda.....	40
4.3.1 – Uganditos.....	42
4.3.2 – Mafuritos .....	43
4.3.3 – Brechas .....	43
Brecha A.....	47
Brecha B.....	48
Brecha C.....	48
Brecha D.....	50
4.3.4 – Lapillitos.....	50
4.4 – Cobertura Detrito-Laterítica .....	52
<b>CAPÍTULO 5 - GEOLOGIA ESTRUTURAL .....</b>	<b>55</b>
5.1 – Considerações Gerais .....	55
5.2 – Dobras .....	55
5.3 – Falhas.....	57
5.4 – Fraturas .....	57
5.5 – Seções Geológicas .....	57
<b>CAPÍTULO 6 - PETROGRAFIA .....</b>	<b>63</b>
6.1 – Introdução.....	63
6.2 – Subarcóseos .....	63

6.3 – Uganditos .....	72
6.4 – Mafuritos .....	73
6.5 – Brechas.....	79
6.5.1 – Brecha A .....	79
6.5.2 – Brecha C.....	80
6.5.3 – Brecha D .....	86
6.6 – Lapillitos .....	86
6.7 – Soleiras e Diques Clásticos .....	91
<b>CAPÍTULO 7 - QUÍMICA MINERAL .....</b>	<b>99</b>
7.1 – Considerações Gerais .....	99
7.2 – Apatita .....	99
7.3 – Wavellita .....	104
7.4 – Gorceixita .....	105
7.5 – Olivina.....	109
7.6 – Clinopiroxênio .....	112
7.7 – Perovskita .....	115
7.8 – Grupo do Espinélio.....	118
7.9 – Micas .....	121
7.10 – Pseudomorfos de Leucita .....	124
<b>CAPÍTULO 8 - LITOGEOQUÍMICA.....</b>	<b>130</b>
8.1 – Considerações Gerais .....	130
8.2 – Uganditos e Mafuritos .....	130
8.3 – Brechas.....	135
8.4 – Diques Clásticos e Microveios .....	140
<b>CAPÍTULO 9 - DISCUSSÃO DOS RESULTADOS E CONCLUSÕES .....</b>	<b>145</b>
9.1 – Considerações Gerais .....	145
9.2 – Uganditos .....	145
9.3 – Mafuritos .....	146
9.4 – Brechas.....	147
9.5 – Lapillitos .....	148
9.6 – Soleiras e Diques Clásticos .....	149
9.7 – Microveios .....	151
9.8 – Modelo para a Mineralização de Fosfato .....	152
9.9 – Conclusões .....	152
<b>REFERÊNCIAS .....</b>	<b>155</b>
<b>APÊNDICES.....</b>	<b>163</b>



<b>ANEXO 1.....</b>	<b>165</b>
<b>FICHA DE APROVAÇÃO.....</b>	<b>169</b>

## Lista de Ilustrações

---

<b>Figura 1.1</b> - Histograma de produtos fosfáticos importados de 2008 a 2010 .....	2
<b>Figura 1.2</b> - Mapa de localização .....	3
<b>Figura 1.3</b> - Mapa de pontos .....	6
<b>Figura 2.1</b> - Localização das províncias alcalinas nas margens da Bacia do Paraná .....	13
<b>Figura 2.2</b> - Mapa geológico simplificado da Província Ígnea do Alto Paranaíba.....	14
<b>Figura 2.3</b> - Coluna estratigráfica.....	15
<b>Figura 2.4</b> - Evolução tectono-sedimentar .....	23
<b>Figura 3.1</b> - Classificação química dos carbonatitos.....	27
<b>Figura 4.1</b> – Mapa geológico simplificado.....	38
<b>Figura 4.2</b> - Vista em perfil das coberturas cretácicas .....	39
<b>Figura 4.3</b> - Rochas vulcanoclásticas do Grupo Mata da Corda .....	39
<b>Figura 4.4</b> - Arenitos do Grupo Areado .....	41
<b>Figura 4.5</b> - Afloramento de ugandito do Grupo Mata da Corda .....	42
<b>Figura 4.6</b> - Blocos de mafurito .....	43
<b>Figura 4.7</b> - Brechas intercaladas com lapillitos .....	44
<b>Figura 4.8</b> - Diques e sills clásticos.....	46
<b>Figura 4.9</b> - Dique clástico subverticalizado.....	47
<b>Figura 4.10</b> - Brecha da Fácies A.....	48
<b>Figura 4.11</b> - Intercalação de brechas das Fácies A e B.....	49
<b>Figura 4.12</b> - Brecha da Fácies C .....	49
<b>Figura 4.13</b> - Brecha da Fácies D.....	50
<b>Figura 4.14</b> - Afloramentos de lapillitos .....	51
<b>Figura 4.15</b> - Separação entre dois episódios magmáticos.....	53
<b>Figura 4.16</b> - Perfil da porção superior da escarpa que mostra 3 horizontes distintos .....	54
<b>Figura 4.17</b> - Cobertura laterítica .....	54
<b>Figura 5.1</b> - Dobras desarmônicas em arenitos eólicos do Grupo Areado .....	51
<b>Figura 5.2</b> - Arenitos eólicos da Formação Três Barras na BR-354 .....	58
<b>Figura 5.3</b> - Seção geológica 1 esquemática em corte de estrada na Fazenda Andorinhas.....	60
<b>Figura 5.4</b> - Seção geológica 2 esquemática em corte da BR-354 .....	61
<b>Figura 6.1</b> - Fotomicrografias do arenito da Formação Três Barras .....	65
<b>Figura 6.2</b> - Fotomicrografias do arenito da Formação Três Barras .....	67
<b>Figura 6.3</b> - Fotomicrografias do arenito da Formação Três Barras .....	69
<b>Figura 6.4</b> - Curvas de solubilidade x temperatura .....	70
<b>Figura 6.5</b> - Fotomicrografias do arenito da Formação Três Barras .....	71

<b>Figura 6.6</b> - Composição do arcabouço das amostras da Formação Três Barras .....	72
<b>Figura 6.7</b> - Fotomicrografias de uganditos do Grupo Mata da Corda.....	74
<b>Figura 6.8</b> - Fotomicrografias de uganditos do Grupo Mata da Corda.....	75
<b>Figura 6.9</b> - Fotomicrografias do mafurito do Grupo Mata da Corda .....	77
<b>Figura 6.10</b> - Fotomicrografias do mafurito do Grupo Mata da Corda .....	78
<b>Figura 6.11</b> - Fotomicrografias da brecha da Fácies A do Grupo Mata da Corda.....	81
<b>Figura 6.12</b> - Difratomogramas da matriz da brecha .....	82
<b>Figura 6.13</b> - Difratomogramas de pó total e na fração argila.....	83
<b>Figura 6.14</b> - Fotomicrografias da brecha da Fácies C do Grupo Mata da Corda.....	84
<b>Figura 6.15</b> - Fotomicrografias da brecha da Fácies D do Grupo Mata da Corda.....	85
<b>Figura 6.16</b> - Fotomicrografias da brecha da Fácies D do Grupo Mata da Corda.....	87
<b>Figura 6.17</b> - Fotomicrografias dos lapillitos .....	88
<b>Figura 6.18</b> - Difratomogramas na fração argila e por saturação em MgCl <sub>2</sub> dos microveios.....	90
<b>Figura 6.19</b> - Fotomicrografias do veio alterado de granulação fina.....	92
<b>Figura 6.20</b> - Difrátograma do material do veio que corta os lapillitos.....	93
<b>Figura 6.21</b> - Fotomicrografias do veio de calcita.....	94
<b>Figura 6.22</b> - Fotomicrografias das injeções clásticas .....	96
<b>Figura 6.23</b> - Fotomicrografia que indica os dois pontos analisados por MEV-EDS. ....	97
<b>Figura 6.24</b> - Fotomicrografias das injeções clásticas .....	97
<b>Figura 6.25</b> - Difratomogramas das injeções clásticas .....	98
<b>Figura 7.1</b> - Diagramas binários mostrando as correlações dos parâmetros químicos .....	101
<b>Figura 7.2</b> - Diagramas ternários mostrando as variações de conteúdo .....	101
<b>Figura 7.3</b> - Classificação das olivinas dos mafuritos do Grupo Mata da Corda. ....	110
<b>Figura 7.4</b> - Diagramas de correlação das olivinas dos mafuritos .....	110
<b>Figura 7.5</b> - Clinopiroxênios dos uganditos e lapillitos.....	113
<b>Figura 7.6</b> - Sistema FeO-Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> -TiO <sub>2</sub> .....	119
<b>Figura 7.7</b> - Classificação triangular em termos de Al, Mg e Fe <sub>t</sub> .....	122
<b>Figura 7.8</b> - Variação de Ti e Fe <sup>2+</sup> (Fe <sup>2+</sup> +Mg) das micas .....	124
<b>Figura 8.1</b> - Diagramas de variação da % dos óxidos vs. MgO (%).....	132
<b>Figura 8.2</b> - Diagramas binários de elementos maiores de uganditos e mafuritos .....	133
<b>Figura 8.3</b> - Padrão de distribuição dos elementos terras raras de uganditos e mafuritos .....	134
<b>Figura 8.4</b> - Padrão de distribuição dos elementos terras raras de kamafugitos.....	135
<b>Figura 8.5</b> - Diagramas binários de óxidos de elementos maiores <i>versus</i> P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> de brechas .....	139
<b>Figura 8.6</b> - Padrão de distribuição dos elementos terras raras das brecha .....	140
<b>Figura 8.7</b> - Diagramas binários de óxidos de elementos maiores <i>versus</i> P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> .....	142
<b>Figura 8.8</b> - Padrão de distribuição dos elementos terras raras dos microveios .....	143
<b>Figura 9.1</b> - Modelo esquemático para a evolução geológica da área.....	153

## Lista de Tabelas

---

<b>Tabela 1.1</b> - Número de análises químicas de minerais feitas por microsonda .....	9
<b>Tabela 1.2</b> - Limite de detecção dos métodos analíticos .....	9
<b>Tabela 1.3</b> - Dados físicos de produção.....	10
<b>Tabela 3.1</b> - Minerais que ocorrem nos carbonatitos .....	27
<b>Tabela 3.2</b> - Valores de elementos maiores constituintes de carbonatitos .....	28
<b>Tabela 3.3</b> - Composição de elementos maiores de kamafugitos.....	30
<b>Tabela 3.4</b> - Composição química de kimberlitos .....	34
<b>Tabela 6.1</b> - Constituintes dos arenitos da Formação Três Barras .....	66
<b>Tabela 6.2</b> - Evolução diagenética dos arenitos da Formação Três Barras .....	68
<b>Tabela 7.1</b> - Análises químicas da apatita .....	102
<b>Tabela 7.2</b> - Análises químicas da apatita .....	103
<b>Tabela 7.3</b> - Análises químicas da apatita .....	104
<b>Tabela 7.4</b> - Análises químicas da wavellita .....	105
<b>Tabela 7.5</b> - Análises químicas da gorceixita.....	107
<b>Tabela 7.6</b> - Análises químicas da gorceixita.....	108
<b>Tabela 7.7</b> - Análises químicas da olivina.....	111
<b>Tabela 7.8</b> - Análises químicas do clinopiroxênio .....	113
<b>Tabela 7.9</b> - Análises químicas do clinopiroxênio .....	114
<b>Tabela 7.10</b> - Análises químicas do clinopiroxênio .....	115
<b>Tabela 7.11</b> - Termos composicionais do grupo da perovskita .....	116
<b>Tabela 7.12</b> - Análises químicas da perovskita .....	117
<b>Tabela 7.13</b> - Série do grupo dos espinélios.....	118
<b>Tabela 7.14</b> - Análises químicas do grupo dos espinélios.....	120
<b>Tabela 7.15</b> - Análises químicas das micas .....	121
<b>Tabela 7.16</b> - Análises químicas das micas .....	123
<b>Tabela 7.17</b> – Fórmula estrutural das micas .....	124
<b>Tabela 7.18</b> - Análises químicas dos pseudomorfos de leucita .....	126
<b>Tabela 7.19</b> - Análises químicas dos pseudomorfos de leucita .....	127
<b>Tabela 8.1</b> - Composição de elementos maiores dos kamafugitos .....	130
<b>Tabela 8.2</b> - Resultados analíticos da matriz das brechas .....	137
<b>Tabela 8.3</b> - Resultados analíticos da matriz das brechas .....	138
<b>Tabela 8.4</b> - Resultados analíticos dos diques clásticos e microveios.....	141



## Resumo

---

Na região do Triângulo Mineiro, entre os municípios de Patos de Minas e Presidente Olegário, são encontradas rochas vulcânicas e vulcanoclásticas do Grupo Mata da Corda, de idade cretácica, que apresentam teores elevados de fosfato (de até 22,64% em peso de  $P_2O_5$ ). Estudos petrológicos, mineralógicos, geoquímicos e de química mineral permitiram a identificação e caracterização das fases minerais das rochas vulcânicas e vulcanoclásticas.

Os litotipos do Grupo Mata da Corda descritos neste trabalho englobam brechas piroclásticas, lapillitos, mafuritos e uganditos. As brechas piroclásticas são constituídas por fragmentos de rochas vulcânicas e vulcanoclásticas e, subordinadamente, por piroxênio, perovskita, flogopita, apatita e magnetita. A matriz das brechas mais alteradas é composta essencialmente por fluorapatita, gorceixita, wavellita, argilominerais e zeólitas. Os lapillitos apresentam a composição mineralógica idêntica à das brechas, observando-se, entretanto, uma matriz constituída por micrólitos de piroxênio, perovskita, flogopita, apatita, vidro vulcânico alterado além magnetita. Uma característica comum aos dois litotipos é a presença de microveios ricos em fluorapatita, wavellita e gorceixita cortando a sequência vulcanoclástica. Diques de rochas com afinidade kamafugítica (uganditos e mafuritos), relacionados provavelmente ao estágio final da manifestação magmática cretácica, cortam as brechas e os lapillitos. Os mafuritos são constituídos por Mg-olivina, diopsídio, perovskita, titano-magnetita, flogopita e apatita. Já os uganditos apresentam composição mineralógica similar aos mafuritos diferenciando-se pela presença de pseudomorfos de leucita e menor proporção de olivina.

Na base do Grupo Mata da Corda foram descobertos soleiras e diques clásticos constituídos por grãos de quartzo, plagioclásio, microclínio, ortoclásio, fluorapatita, moscovita, fosfato amorfo e fragmentos da rocha encaixante, imersos em uma matriz argilosa bastante alterada, composta essencialmente por illita. Nesses corpos são observadas fraturas centimétricas e poros preenchidos, em grande parte, por fluorapatita. Análises químicas por fluorescência de raios X mostram um enriquecimento de  $P_2O_5$  na matriz das brechas piroclásticas mais alteradas por intemperismo, nas injeções clásticas e nos microveios.

A presença de fluorapatita tanto nas brechas como nas injeções clásticas e microveios sugerem que o derrame de lavas e fluxos piroclásticos depositados sobre os sedimentos inconsolidados da porção superior do Grupo Areado, associados às atividades sísmicas, induziram os processos de liquefação e fluidização nos sedimentos arenosos. A injeção desse material clástico associado a uma fase fluida, ao longo de fraturas e/ou zonas de fraquezas das rochas vulcanoclásticas recém depositadas, condicionou, provavelmente, a remobilização do fosfato das brechas piroclásticas tanto para as soleiras/diques clásticos, como para as fraturas.



## Abstract

---

In the Triângulo Mineiro region, between Patos de Minas and Presidente Olegário, occur volcanic and volcanoclastic rocks of Mata da Corda Group, Cretaceous, which have high phosphate contents (up to 22,64% wt). Petrological, mineralogical, geochemical and mineral chemistry studies allowed the identification and characterization of mineral phases volcanic and volcanoclastic rocks.

The lithotypes of Mata da Corda Group described in this work include pyroclastic breccias, lapillites, mafurites and ugandites. The pyroclastic breccias consist of volcanic and volcanoclastic rocks fragments and subordinately of pyroxene, perovskite, phlogopite, apatite and magnetite. The matrix of the breccia more altered consists essentially in fluorapatite, gorceixite, wavellite, clays and zeolites. The lapillites presents the mineralogical composition identical to that of the breccias, noting, however, an array consisting of pyroxene, perovskite, phlogopite, apatite, magnetite microliths, besides altered volcanic glass. A common feature to both lithotypes is the presence of rich microveins in fluorapatite, wavellite and gorceixite cutting volcanoclastic sequence. Kamafugitic dykes (ugandites and mafurites), probably related to a final stage of Cretaceous magmatic event, cut the breccias and lapillites. The mafurites containing Mg-olivine, clinopyroxene, perovskite, Ti-magnetite, phlogopite and apatite. Already the ugandites presents similar mineralogical composition of mafurites distinguishes for presence leucita pseudomorphs and less proportion olivine.

At the base of Mata da Corda Group were discovered clastic dykes and sills that are composed of quartz, plagioclase, microcline, orthoclase, fluorapatite, moscovite, amorphous phosphate and fragments of rock, immersed in a clay matrix significantly amended mainly composed of illite. These bodies display centimeter fractures and pores filled, in large part, by fluorapatite. Chemical analysis by X-ray fluorescence showed enrichment of  $P_2O_5$  in the matrix of pyroclastic breccias more altered, clastic injections and microveins.

The presence fluorapatite in breccias, clastics injections and microveins suggests that the effusion of lava and pyroclastic flows deposited on unconsolidated sediments of the upper Areado Group, associated with seismic activity induced liquefaction and fluidization processes in sandy sediments. The injection of clastic material associated with a fluid phase, along fractures and/or weakness zones of volcanoclastic rocks newly deposited, conditioned probably the phosphate remobilization of pyroclastic breccias as far clastic dikes/sills as for fractures.





# CAPÍTULO 1

## INTRODUÇÃO

---

### 1.1 – CONSIDERAÇÕES GERAIS

As rochas alcalinas despertam grande interesse econômico nas empresas do setor mineral, pois são fonte de minerais economicamente importantes como apatita, pirocloro, magnetita, diamante, elementos terras raras e outros (Biondi, 2003). Nas regiões de Patos de Minas e Presidente Olegário em Minas Gerais, as rochas alcalinas vulcânicas e vulcanoclásticas do Grupo Mata da Corda apresentam teores anômalos de fosfato ( $P_2O_5$ ) que podem atingir 27,11% em peso (Lara, 2010) e até o momento não foram objeto de estudo mais detalhado com enfoque na origem e enriquecimento do fosfato dos litotipos. Esse enriquecimento de fósforo pode estar relacionado a processos supergênicos, em que há a lixiviação de minerais mais susceptíveis ao intemperismo e concentração dos mais resistentes (apatita) ou estar relacionado a processos diagenéticos e hidrotermais.

O fósforo (P) é um elemento químico não metálico e por ser um elemento muito reativo, não é encontrado livre na natureza. Sua distribuição no globo terrestre ocorre através de seus compostos, principalmente, na forma de fosfatos. A fonte primária do fósforo é o magma, que ao se solidificar gera, preferencialmente, o mineral apatita. O fósforo representa 0,23% da composição química média da crosta terrestre e as rochas ígneas são as que possuem maior proporção desse elemento, devido ao conteúdo médio de  $P_2O_5$  ser maior nessas rochas e, também, por sua abundância na litosfera (Amaral, 1997). De acordo com Slansky (1986) as rochas sedimentares apresentam valores médios de fosfato em torno de: 0,03 a 0,07% nos arenitos; sedimentos abissais (carbonáticos = 0,08 a 0,18%; argilosos = 0,14 a 0,33%; silicosos = 0,13 a 0,27%). Já nas rochas metamórficas a concentração de fósforo varia entre 0,1 e 1,3% (Nasch, 1984, *apud* Amaral, 1997).

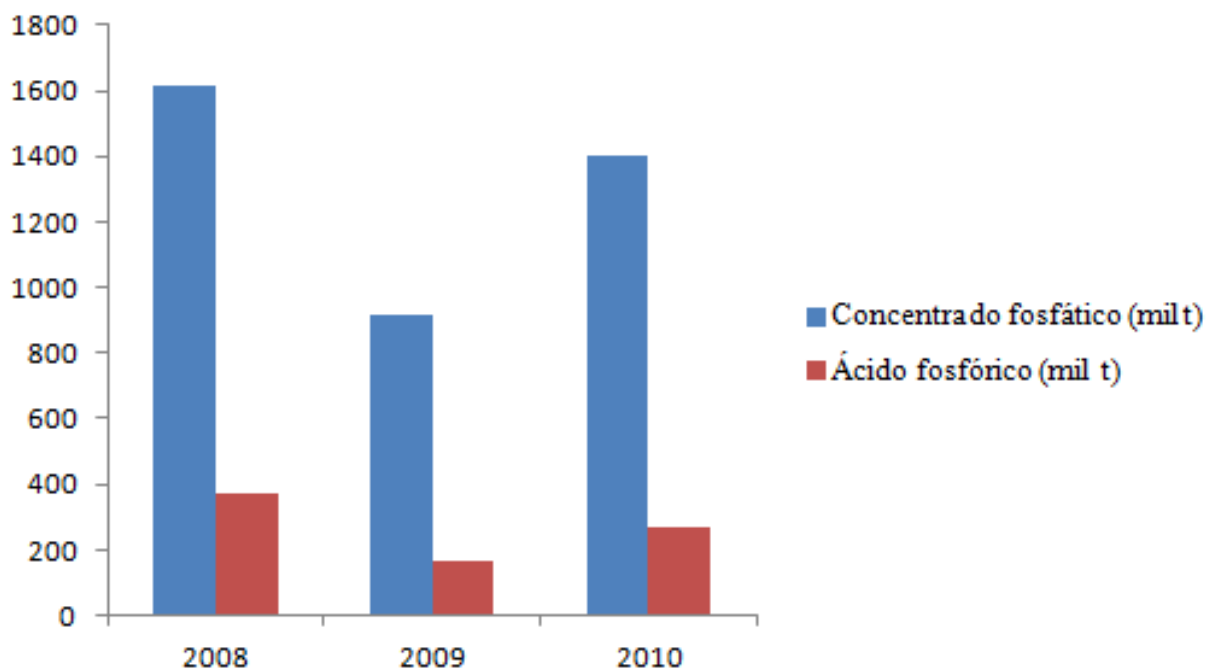
Outra fonte de fósforo na natureza é o guano que resulta de acumulações de excrementos de animais, principalmente aves marinhas e, mais raramente, morcegos. Inicialmente, o guano é nitrogenado (amoniaco) e o seu conteúdo de  $P_2O_5$  é baixo (4%). Ao sofrer processo de dessecação e, também, perda de voláteis, ele se transforma no tipo fosfático denominado de guano velho (10 a 12% de  $P_2O_5$ ).

Com a evolução do conhecimento científico, observou-se que o fósforo é de fundamental importância no desenvolvimento de vegetais. Por isso, sua maior utilização é na agricultura, sob a forma de fertilizantes de solos. O setor agrícola brasileiro vem crescendo ao longo dos últimos anos,

tendo um aumento significativo nas exportações de produtos, como milho, soja e outros. Como os solos brasileiros, em sua maior parte, são pobres e carentes de nutrientes é de fundamental importância o emprego de fertilizantes para promover um reequilíbrio dos solos e assim, torná-los propícios ao plantio. Além disso, há a questão do aumento do número de habitantes tanto no Brasil como no mundo, que tem como consequência uma demanda cada vez maior de alimentos. Logo, são necessárias mais áreas propícias para plantio e, conseqüentemente, mais fertilizantes.

## 1.2 – JUSTIFICATIVA

Atualmente, o governo federal vem incentivando as empresas do setor mineral a investir na pesquisa de áreas com potencial favorável para fosfato, com intuito de diminuir a grande dependência externa dos nutrientes fosfatados. De acordo com os dados do Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM), as importações de concentrado fosfático e ácido fosfórico aumentaram em 2010 em relação a 2009, indicando uma recuperação do setor após a crise internacional de 2008 (Figura 1.1). Dessa forma, a relevância do estudo das rochas alcalinas vulcânicas e vulcanoclásticas do Grupo Mata da Corda decorre da importância que o fosfato representa na economia brasileira no presente momento.

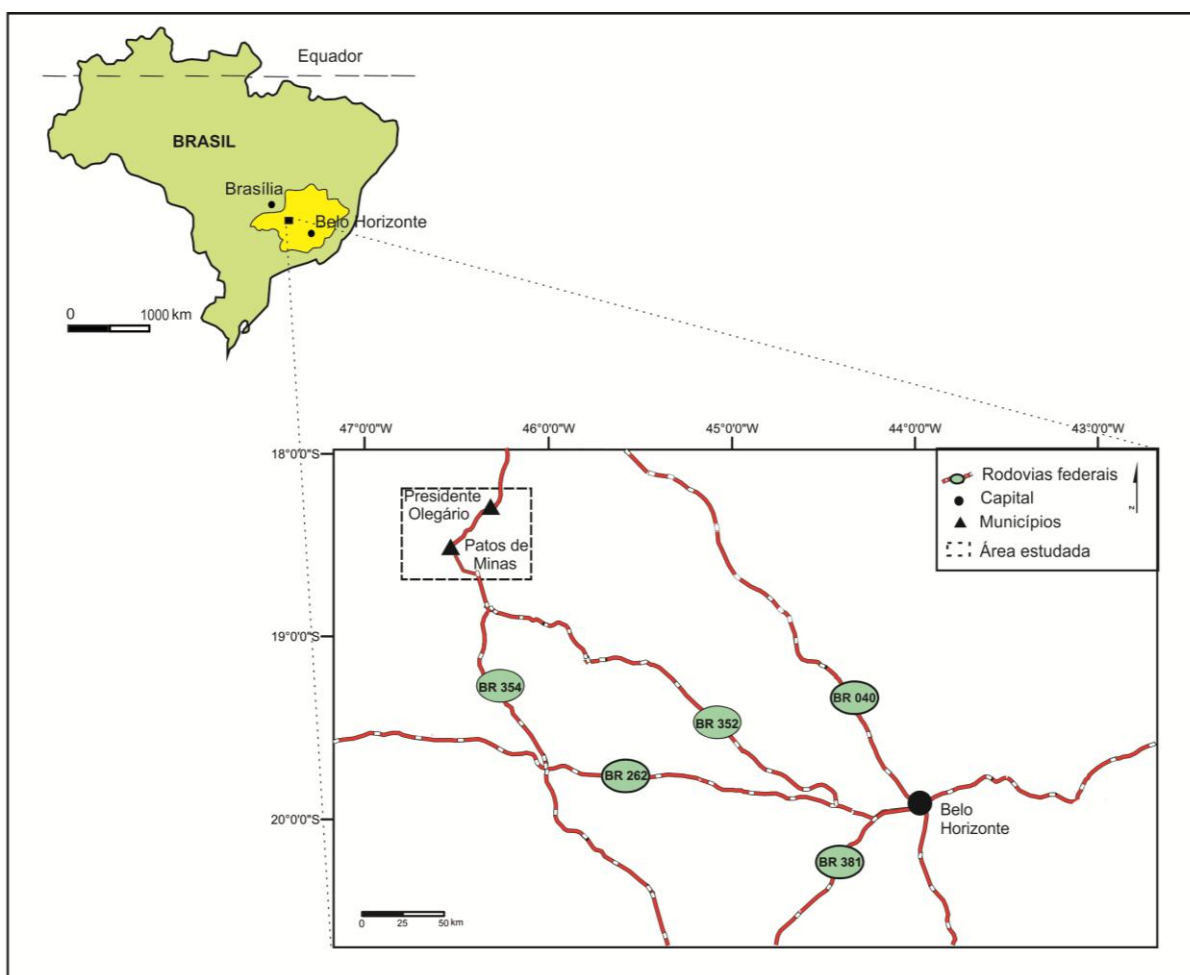


**Figura 1.1** - Histograma mostrando a quantidade, em toneladas, de produtos fosfáticos importados de 2008 a 2010. Fonte: DNPM

### 1.3 – LOCALIZAÇÃO DA ÁREA

A área estudada localiza-se na porção oeste do estado de Minas Gerais, na região do Alto Paranaíba, abrangendo regiões de Patos de Minas e Presidente Olegário, e tem uma extensão de, aproximadamente, 400 km<sup>2</sup>. Os municípios mais importantes como referência são: Coromandel, a oeste; Lagamar, a noroeste; Patrocínio, a sudoeste; e Lagoa Formosa, a sudeste.

O acesso ao local é feito pela BR 262 que liga Belo Horizonte a Araxá e pela BR 354 que conduz até a cidade de Patos de Minas, perfazendo no total 404 km. Seguindo-se mais 28 km nessa mesma rodovia chega-se ao município de Presidente Olegário (Figura 1.2).



**Figura 1.2** – Mapa de localização com as principais vias de acesso da área estudada, modificado de GEOMINAS.

## **1.4 – OBJETIVOS**

Tendo em vista a importância de rochas alcalinas como fonte de fosfato (Biondi, 2003), esta dissertação tem como objetivos principais realizar estudos petrográficos, petroquímicos e geoquímicos que permitam compreender quais foram os processos responsáveis pelos teores anômalos de fosfato nos litotipos do Grupo Mata da Corda.

## **1.5 – MATERIAIS E MÉTODOS**

Para atingir os objetivos propostos neste trabalho foram realizadas várias atividades entre setembro de 2010 e agosto de 2012, que consistem em compilação bibliográfica, etapas de campo e de laboratório e elaboração da dissertação. Cada etapa desenvolvida ao longo do projeto está descrita detalhadamente a seguir.

### **1.5.1 – Revisão Bibliográfica**

No início deste projeto foi feita a compilação bibliográfica, que consistiu na pesquisa de trabalhos anteriores sobre a Província Ígnea do Alto Paranaíba na região do oeste mineiro, abrangendo aspectos petrológicos, geoquímicos e geotectônicos, além da leitura de dissertações de mestrado, teses de doutorado, roteiros geológicos e trabalhos geológicos de conclusão de curso. A compilação cartográfica iniciou-se com as seguintes aquisições: mapa topográfico de Patos de Minas (SE-23-Y-A), escala de 1:250.000, produzido pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE), em 1979; mapa geológico na escala 1:1.000.000, da Folha SE-23 realizado pelo Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil da CPRM, em 2004; e mapa geológico, na escala 1:100.000, da Folha Presidente Olegário (SE-23-Y-B-I) produzido pelo Projeto de Mapeamento Geológico CODEMIG/UFMG, em 2011.

### **1.5.2 – Etapas de campo**

As atividades de campo ocorreram em quatro períodos distintos, sendo que: a primeira etapa foi realizada em janeiro/2011, com duração de 5 dias, para reconhecimento da área; a segunda ocorreu em julho/2011, com a duração de 14 dias, em que foram feitos levantamentos de perfis para detalhar os litotipos do Grupo Mata da Corda em áreas com ocorrência de fosfato e uma amostragem dos

litotipos para estudos petrológicos e geoquímicos; a terceira aconteceu em fevereiro/2012, com duração de 5 dias; e a quarta foi realizada em abril/2012, com duração de 7 dias. Essas duas últimas serviram para esclarecer eventuais dúvidas sobre o controle da mineralização de fosfato na região.

Durante a execução dessas atividades foram feitos caminhamentos pelas estradas, trilhas e drenagens, que permitiram o reconhecimento dos principais litotipos, coleta de amostras de afloramentos e observações das feições geológicas locais. A utilização de testes químicos expeditos no trabalho de campo, também, é uma ferramenta importante na identificação de rochas e saprólitos com conteúdo de apatita e colofana (Pereira, 2003). Neste trabalho foi utilizada uma solução nítrica ( $\text{HNO}_3$ ) à qual se acrescentou um pouco de molibdato de amônio. A presença de apatita nos afloramentos é confirmada pela formação de manchas de coloração amarelada bem intensa. A figura 1.3 exibe o mapa de pontos, onde está representada a localização dos pontos descritos neste trabalho. O anexo I apresenta as coordenadas UTM de cada ponto com suas respectivas litologias.

### **1.5.3 – Petrografia**

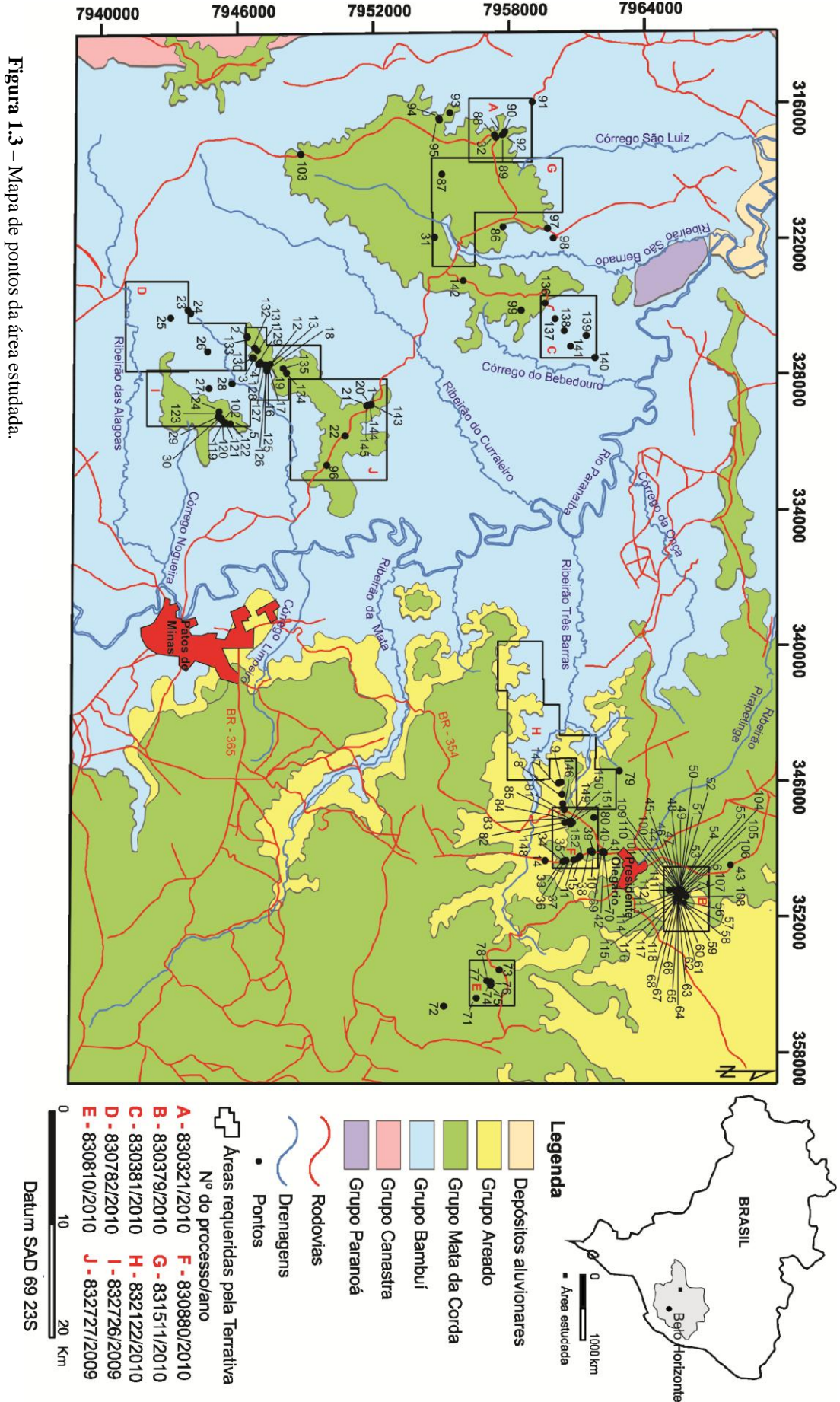
Os estudos petrográficos consistiram na descrição macroscópica (mineralogia principal, texturas e estruturas) das amostras de mão de rochas “frescas” e das amostras com certo grau de alteração coletadas durante as etapas de campo, totalizando 258 amostras, e na descrição de 44 lâminas delgadas ao microscópio petrográfico, caracterizando os minerais constituintes e texturas.

A principal dificuldade encontrada em relação à descrição macroscópica das rochas amostradas refere-se ao alto grau de alteração apresentada pela maioria das amostras. A quantificação modal da composição mineralógica das rochas em lâminas delgadas é de caráter estimativo, pois a granulação da matriz é extremamente fina e, comumente, apresenta alterações. Outra característica observada nas rochas que dificulta a quantificação mineralógica são as fases intersticiais ocorrentes que, frequentemente, estão alteradas para argilominerais.

### **1.5.4 – Difração de Raios X**

A difração de raios X é um método analítico capaz de identificar compostos cristalinos através da emissão de raios X sobre o átomo. Após a colisão, o fóton de raios X muda a direção, mas não perde energia. A caracterização do composto cristalino é feita pela identificação dos planos de difração com suas respectivas distâncias interplanares. O princípio de difração é regido pela lei de Bragg, conforme equação abaixo:

$$n \lambda = 2 d_{hkl} \text{ sen } \theta, \text{ onde:}$$



$$n = 1, 2, 3, \dots;$$

$\lambda$  = comprimento de onda da radiação utilizada;

$d_{hkl}$  = espaçamento interplanar dos planos difratantes com índices de Miller (hkl);

$\theta$  = ângulo de difração de Bragg.

As análises de difração de raios X foram realizadas, no Laboratório de Difração de Raios X do Departamento de Geologia/Escola de Minas/UFOP, para caracterizar a mineralogia principal e eventuais contribuições de minerais de argila da matriz das brechas, dos diques clásticos e do material de granulometria pelítica que preenche as fraturas das rochas vulcanoclásticas. A análise mineralógica foi realizada usando um difratômetro marca Panalytical, modelo Empyrean.

Foram selecionadas 27 amostras para análise mineralógica da fração pó total e a preparação do material foi feita no próprio laboratório com o auxílio do almofariz de ágata para a desagregação do material. Os difratogramas obtidos nesta fase abrangem um intervalo entre 2 e 70°. Das amostras analisadas para a fração pó total, 17 apresentaram picos nos difratogramas correspondentes a argilominerais e, portanto, foram selecionadas para a caracterização da fração argila (fração < 2 m). Após a análise dos difratogramas resultantes da fração argila (intervalo entre 2 e 35°), observou-se a necessidade de saturar 5 amostras com cloreto de lítio e cloreto de magnésio para a identificação do tipo de esmectita presente na amostra.

### **1.5.5 – Catodoluminescência**

A catodoluminescência é um fenômeno produzido pelo bombardeamento de um feixe de elétrons em uma amostra, que pode originar a emissão de fótons de comprimento de onda pertencentes ao espectro eletromagnético (radiações ultravioleta, visível e infravermelho). Os principais ativadores da catodoluminescência em apatitas são os elementos terras raras e o  $Mn^{2+}$ , sendo que a intensidade da emissão da catodoluminescência é correlacionável com a concentração do elemento ativador no mineral (Marshall, 1988).

Os estudos por este método foram realizados no Laboratório de Microscopia e Catodoluminescência do Departamento de Geologia da Universidade Federal de Ouro Preto. O equipamento usado é da marca Technosyn, modelo 8200 MK II. O uso desta técnica associada com os resultados obtidos por difração de raios X foi importante para confirmar a presença de microapatitas na matriz das brechas piroclásticas, que não eram visíveis no microscópio óptico convencional.



### **1.5.6 – Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) acoplada ao Espectômetro de Energia Dispersiva (EDS)**

O microscópio eletrônico de varredura é um equipamento que permite visualizar imagens com alta resolução e ampliação. Através do acoplamento do espectômetro de energia dispersiva é possível obter uma análise qualitativa e semiquantitativa da composição química dos minerais. Este método analítico consiste em incidir um feixe de elétrons sobre um mineral, fazendo com que os elétrons das camadas mais externas dos átomos excitam-se e mudem de nível energético. Quando esses elétrons retornam à sua posição inicial, é liberada uma energia na forma de comprimento de onda no espectro de raios x. Através de um detector é possível relacionar essa energia com o seu respectivo elemento químico e, assim, identificar o mineral analisado.

As análises por esse método foram realizadas no Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura e Microanálise (Microlab) do Departamento de Geologia da UFOP, através do microscópio eletrônico da marca Jeol, modelo JSM-5510, acompanhado de um analisador EDS. As 3 lâminas delgadas (MC-13, MC-73 e MC-103B) selecionadas para a análise foram, primeiramente, metalizadas por carbono e, posteriormente, analisaram-se as fases minerais de interesse.

### **1.5.7 – Microsonda Eletrônica**

As análises químicas quantitativas das fases minerais primárias e secundárias foram realizadas com microsonda eletrônica no Laboratório de Microscopia Eletrônica e Microanálise do Departamento de Física/Icex/UFMG. Essas análises foram pontuais quantitativas (WDS) obtidas por microsonda eletrônica da marca JEOL, modelo JXA-8900RL, utilizando 15 kV de voltagem de aceleração e 20 nA de corrente. Foram analisados minerais primários (clinopiroxênio, olivina, apatita, mica, perovskita e espinélio) e minerais secundários (apatita, gorceixita, wavellita e pseudomorfos de leucita). A tabela 1.1 exibe o número de análises químicas por microsonda realizadas em cada mineral.

Para o cálculo da fórmula estrutural dos minerais foram utilizados os programas *Microsoft Excel 2007* e MINPET 02 (Richard, 1995). As planilhas de Excel para cálculo da fórmula mineral foram criadas por David Mogk do Departamento de Ciências da Terra da Universidade Estadual de Montana (Bozeman, Estados Unidos) e estão disponíveis para *download* no site da universidade (Vide bibliografia). A confecção dos diagramas binários e ternários de variação composicional foi feita utilizando-se o programa Petrograph (Petrelli *et al.*, 2005).

**Tabela 1.1** - Número de análises químicas de minerais feitas por microsonda.

	Ap	Wav	Gor	Ol	Cpx	Prv	Esp	Mc	Lct
Mafuritos				11		13			
Uganditos	6				17		7	8	15
Lapillitos					3		6	5	
Diques clásticos	28								
Microveios		13	20						

Ap = apatita, Wav = wavellita, Gor = gorceixita, Ol = olivina, Cpx = clinopiroxênio, Prv = perovskita, Esp = grupo do espinélio, Mc = mica e Lct = pseudomorfo de leucita.

### 1.5.8 – Química de Rocha

Devido a maior parte das amostras de rochas apresentarem-se alteradas, somente três amostras de uganditos e três de mafuritos foram selecionadas para análises químicas para elementos maiores, traço e terras raras. Outras 23 amostras com certo grau de alteração foram destinadas para análises químicas quantitativas do teor de P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> e de elementos terras raras. Os trabalhos analíticos foram realizados pela SGS GEOSOL Laboratórios Ltda em Vespasiano, Minas Gerais.

Os elementos maiores (SiO<sub>2</sub>, TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MnO, MgO, CaO, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O e P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>) foram analisados por XRF (*X-ray Fluorescence Spectrometry*) e os traço e terras raras (Ce, Dy, Er, Eu, Gd, Ho, La, Lu, Nd, Pr, Sm, Tb, Th, Tm, U, Y, Yb e Pt) por ICP-MS (*Inductive Coupled Plasma Mass Spectrometer*). O limite de detecção referente às amostras analisadas por XRF e ICP-MS está listado na tabela 1.2.

**Tabela 1.2** - Limite de detecção dos métodos analíticos.

XRF		ICP-MS		ICP-MS	
Análise	Limite de Detecção (% em peso)	Análise	Limite de Detecção (ppm)	Análise	Limite de Detecção (ppm)
SiO <sub>2</sub>	0.1	Ce	0.1	Sm	0.1
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.1	Dy	0.05	Tb	0.05
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.01	Er	0.05	Th	0.1
CaO	0.01	Eu	0.05	Tm	0.05
MgO	0.1	Gd	0.05	U	0.05
TiO <sub>2</sub>	0.01	Ho	0.05	Y	0.05
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.01	La	0.1	Yb	0.1
Na <sub>2</sub> O	0.1	Lu	0.05	Pt*	5
K <sub>2</sub> O	0.01	Nd	0.1		
MnO	0.01	Pr	0.05		

\*limite de detecção em ppb.

A norma CIPW dos mafuritos e uganditos foi calculada pelo *Excel spreadsheet program* criado pelo professor Kurt Hollocher do Departamento de Geologia do Colégio União Schenectady (Nova York, Estados Unidos). Este programa está disponível para *download* no site da universidade (Vide bibliografia).

### 1.5.9 – Elaboração da Dissertação

Após os procedimentos descritos anteriormente, foi feita a integração de todos os dados interpretados, tratados e discutidos para a elaboração do relatório seguindo as normas preestabelecidas pelo Programa de Pós Graduação. Para execução das atividades acima discriminadas foram utilizados os softwares *Microsoft Word 2007, Microsoft Excel 2007, Arcgis 9.3 e Corel Draw X6*. A tabela 1.3 apresenta os dados físicos de produção.

**Tabela 1.3** - Dados físicos de produção.

---

Dias de campo	31
Número total de pontos descritos	152
Número de amostras coletadas	258
Número de lâminas delgadas descritas	44
Número de análises por difração de raios x	49
Número de análises por MEV	90
Número de análises por microsonda eletrônica WDS	152
Número de análises por XRF	29
Número de análises por ICP-MS	29

---

#### 2.1 - TRABALHOS ANTERIORES

Desde o início do século XX, a Serra da Mata da Corda era objeto de estudo de pesquisadores que buscavam compreender os mecanismos de formação da sequência cretácica do oeste mineiro e, também, procuravam por chaminés alcalinas. Williams & Rimman (1917, *apud* Grossi Sad *et al.*, 1971) descreveram tufos e lavas intercalados com arenitos nessa serra, sendo que essa associação ficou conhecida na literatura como tufos vulcânicos da Mata da Corda. Guimarães (1927, *apud* Barbosa *et al.*, 1970) realizou estudos petrográficos nas rochas do Planalto Mata da Corda e identificou basalto melilítico, tufo, picrito-porfirítico e brecha vulcânica. Essa última apresentava perovskita, augita, olivina alterada e fragmentos de nefelinito, limburgito e lamprófito. O cimento dessa brecha, muitas vezes, apresentava-se alterado, dificultando a identificação precisa dos variados tipos petrográficos.

Rochas piroclásticas e derrames de lavas foram descritos, também, por Hasui (1968, *apud* Ladeira *et al.*, 1971) que denominou essa associação de Formação Patos. Nessa mesma época, Ladeira & Brito (1968, *apud* Ladeira *et al.*, 1971) designaram de Grupo Mata da Corda as rochas vulcânicas intercaladas com arenitos, subdividindo-o em quatro fácies: Fácies Patos, constituída de lavas melanocráticas porfiríticas, tufitos e brechas piroclásticas; Fácies São Gonçalo, que englobava arenitos cinzentos brancos; Fácies Fragata, que consistia em conglomerados de matriz areno-argilosa micácea; e Fácies Capacete, que incluía arenitos esverdeados a róseo-avermelhados. Ladeira *et al.* (1971) propuseram englobar as rochas vulcanoclásticas e vulcânicas do Planalto Mata da Corda sob a denominação de Formação Mata da Corda e manter apenas duas das fácies propostas por Ladeira & Brito (1968, *apud* Ladeira *et al.*, 1971) (Patos e Capacete). Posteriormente, Campos & Dardenne (1997a) elevaram essa unidade ao *status* de grupo e as fácies ao de formação.

Segundo Barbosa *et al.* (1970), a composição química média dos tufos é semelhante aos vulcanitos do tipo melteigito, que são constituídos por nefelina, apatita, biotita, piroxênio, granada, titanita, perovskita, magnetita e calcita. Essa semelhança demonstra que os tufos possuem constituição de rochas melano-alcalinas. Esses autores já indicavam nessa época que os tufos tinham alguma importância econômica por apresentarem teores anômalos de platina (1,95 a 4,76 g/t) e titânio (6%), substâncias fertilizantes para solos (fosfato 2 a 4%), além de componentes argilosos que poderiam ser

empregados na indústria de bentonita. Por isso, as rochas dessa região careciam de uma investigação mais detalhada para averiguar sua economicidade.

De acordo com Moraes *et al.* (1987), as rochas vulcânicas da Formação Patos apresentam abundância de clinopiroxênio, ausência de feldspato, frequência de leucita, olivina, flogopita, perovskita e titanomagnetita. Para esses autores o vulcanismo, quimicamente, aproxima-se muito da série kamafugítica. Seer & Moraes (1988) realizaram estudos petrográficos em rochas vulcânicas na região de Lagoa Formosa (MG) e as caracterizaram, baseando-se no índice de coloração e na natureza dos minerais félsicos, como melaleucititos, olivina-melaleucititos, flogopita-melaleucititos e, subordinadamente, álcali-piroxenitos, basaltos e sienitos.

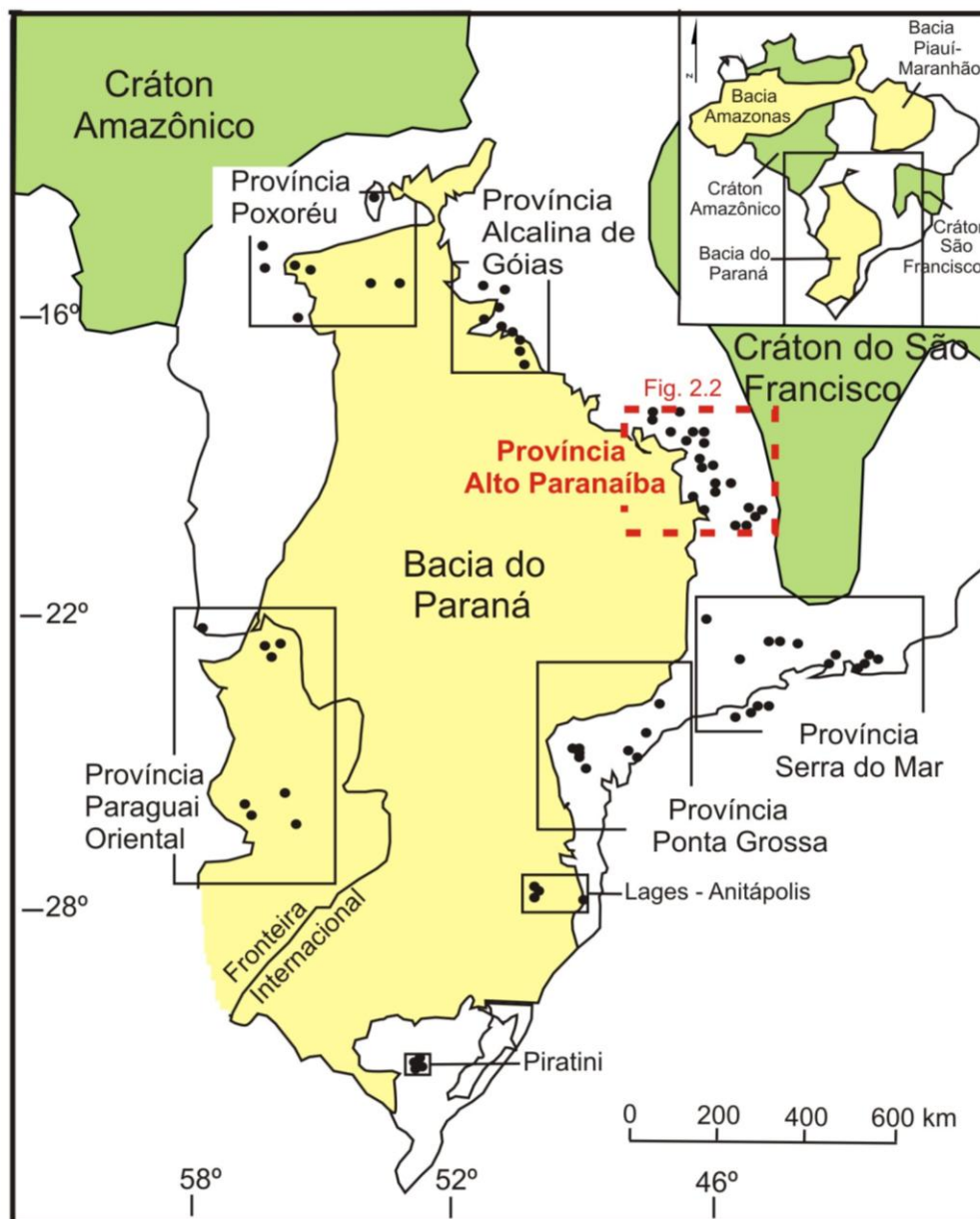
O primeiro trabalho a evidenciar uma afinidade kamafugítica para as rochas vulcânicas do Grupo Mata da Corda deve-se a Sgarbi & Valença (1993). Esses autores encontraram o mineral kalsilita e observaram semelhanças químicas e petrográficas com as rochas kamafugíticas descritas por Holmes (1950) no braço oeste do Rift do Leste Africano, ao longo da fronteira entre o sudoeste de Uganda e o Zaire. De acordo com o *International Union of Geological Sciences* (IUGS), os kamafugitos são rochas vulcânicas alcalinas máficas que contêm kalsilita, leucita e melilita, sendo classificados pelas paragênese dos minerais principais como: katungito, contêm melilita, olivina e vidro vulcânico rico em K; mafurito, composto por kalsilita, olivina, clinopiroxênio, titanomagnetita e perovskita; e ugandito, constituído por leucita, clinopiroxênio, titanomagnetita e perovskita (Woolley *et al.*, 1996).

## 2.2 – CONTEXTO GEOTECTÔNICO

Geologicamente, a área em estudo está inserida na Província Ígnea do Alto Paranaíba (Almeida, 1983) (Figura 2.1) ao longo do arco homônimo (Ladeira *et al.*, 1971), o qual é uma estrutura alongada segundo NW-SE desenvolvido durante o Jurássico Superior e Cretáceo sobre a Faixa Brasília (Fuck *et al.* 1993), sendo um importante divisor paleogeográfico das bacias do Paraná (Melfi *et al.*, 1988) e Sanfranciscana (Ladeira *et al.*, 1971, Sgarbi, 1989). O arco é marcado por anomalias magnéticas que permitem distinguir os derrames da Formação Serra Geral, na bacia do Paraná, e da Formação Patos, na bacia Sanfranciscana. Entre essas duas áreas são visíveis anomalias geofísicas tridimensionais relacionadas aos complexos alcalino-carbonatíficos de Tapira, Barreiro, Salitre, Serra Negra, Catalão I e II (Bosum, 1973).

A Província Ígnea do Alto Paranaíba é considerada uma das províncias potássicas mais volumosas do mundo (>15.000 km<sup>3</sup>), abrangendo um grande número de rochas alcalinas máficas e ultramáficas que são encontradas sob a forma de corpos intrusivos (diques, diatremas, *pipes* e

complexos plutônicos) e extrusivos (lavas e piroclásticas). As rochas constituintes dessa província englobam kimberlitos, olivina lamproitos madupíticos, kamafugitos, complexos alcalino-carbonatíficos e diques de flogopita picrito (Gibson *et al.*, 1995).

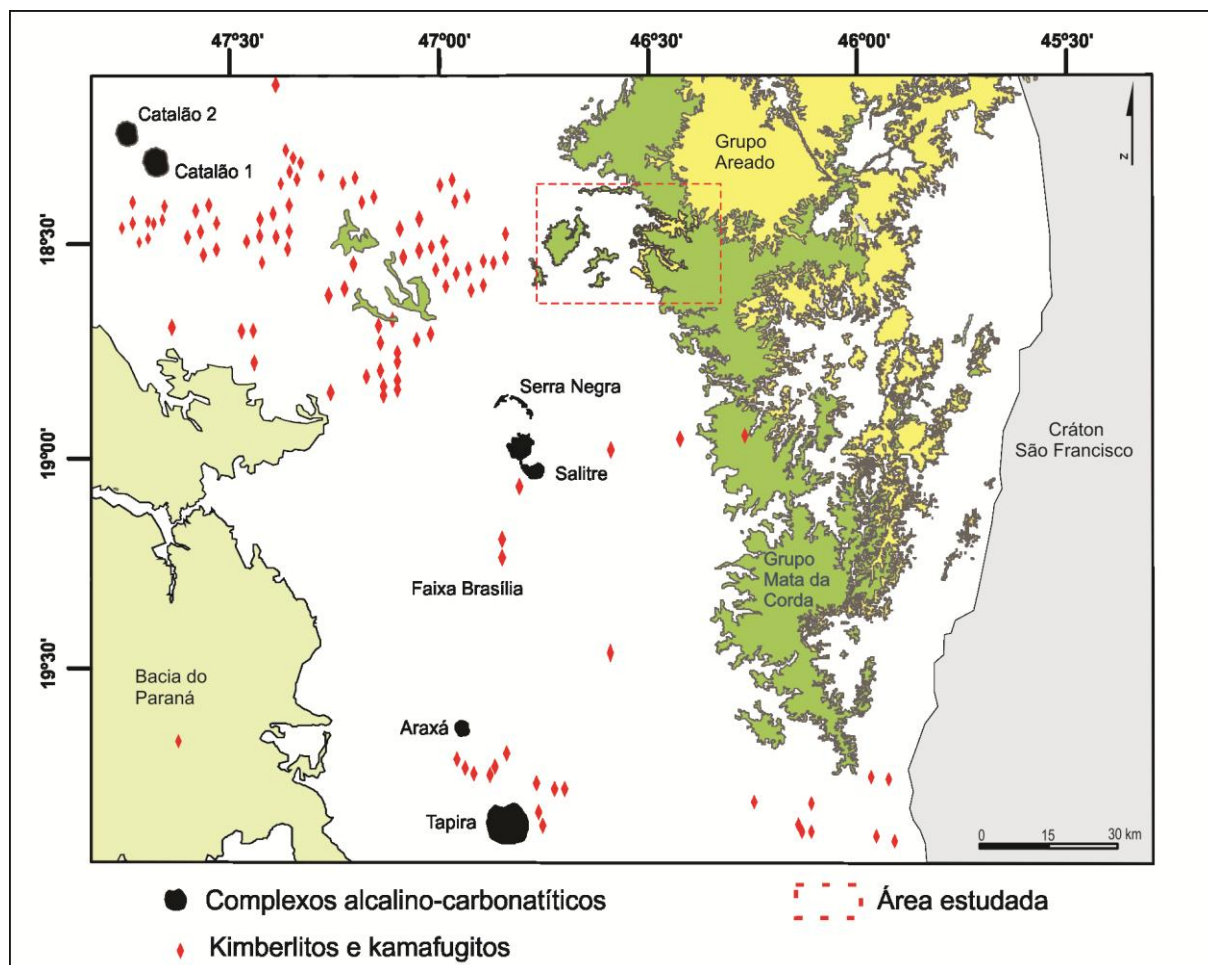


**Figura 2.1** – Localização das províncias alcalinas das margens da Bacia do Paraná (modificado de Gibson *et al.*, 1997). O retângulo em vermelho refere-se à Província Ígnea do Alto Paranaíba e as unidades estratigráficas que a compõe estão sintetizadas na figura 2.2. ● = Complexos alcalino-carbonatíficos, kimberlitos e kamafugitos.

### 2.3 – ESTRATIGRAFIA

Na área em estudo, a Província Ígnea do Alto Paranaíba é representada pelas rochas alcalinas, de afinidade kamafugítica, do Grupo Mata da Corda, que se apresentam como derrames, pequenos corpos subvulcânicos (*plugs*) e depósitos piroclásticos e epiclásticos, que foram depositados sobre as

rochas dos grupos Bambuí e Areado. A figura 2.2 ilustra as principais ocorrências de rochas alcalinas na Província Ígnea do Alto Paranaíba com destaque das unidades ocorrentes na área estudada, na região oeste de Minas Gerais. A figura 2.3 apresenta a coluna estratigráfica do substrato neoproterozóico (Grupo Bambuí) e das sequências cretácicas (Grupos Areado e Mata da Corda) (Campos & Dardenne, 1997a).



**Figura 2.2** – Mapa geológico simplificado da Província Ígnea do Alto Paranaíba com destaque dos complexos alcalino-carbonatíficos (Tapira, Araxá, Salitre, Serra Negra, Catalão 1 e Catalão 2) e algumas ocorrências de kimberlitos e kamafugitos. O retângulo em vermelho refere-se à área estudada. Compilado do Mapa Geológico de Minas Gerais (Oliveira *et al.*, 2004), realizado pela CPRM.

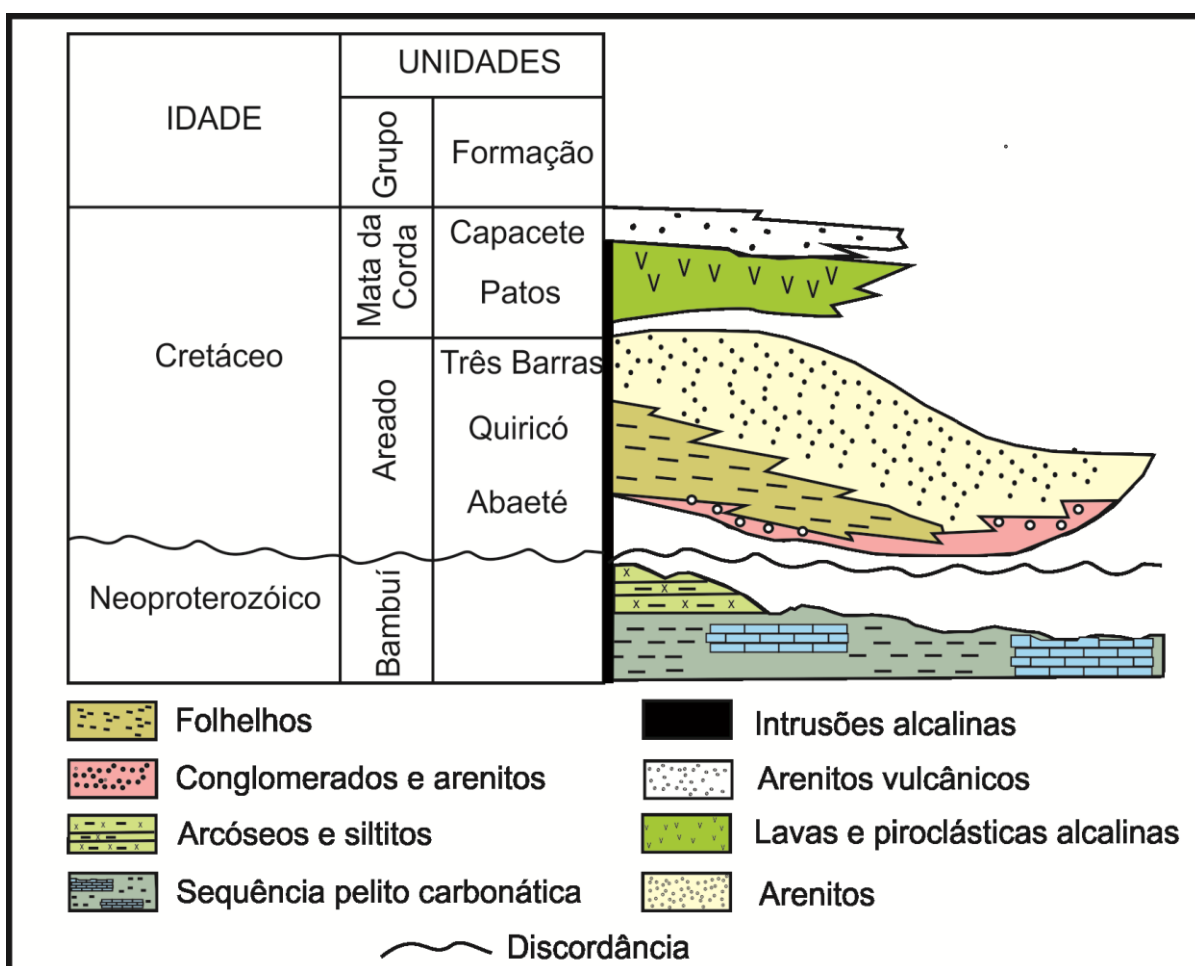
### 2.3.1 – Grupo Bambuí

O Grupo Bambuí, de idade neoproterozóica, é uma sequência, predominantemente, pelitocarbonatada e, subordinadamente, psamítica que recobre diversas unidades da Faixa Brasília e do Cráton do São Francisco. Os sedimentos desse grupo foram depositados em uma plataforma

epicontinental (Castro & Dardenne, 2000; Dardenne, 2000) e em ambiente marinho (Chiavegatto, 1992). De acordo com Alkmim & Martins Neto (2001), essa unidade é subdividida, da base para o topo, nas formações: Carrancas, Sete Lagoas, Samburá, Serra de Santa Helena, Lagoa do Jacaré, Serra da Saudade e Três Marias.

### *Formação Carrancas*

A Formação Carrancas (Branco & Costa, 1961) consiste em ritmitos, pelitos, arenitos, ortoconglomerados, paraconglomerados, diamictitos e brechas sustentadas pelos clastos (Alkmim & Martins-Neto, 2001; Uhlein & Carvalho, 2011), depositadas, provavelmente, em ambiente do tipo fan-delta (Uhlein & Carvalho, 2011).



**Figura 2.3** – Coluna estratigráfica esquemática do substrato neoproterozóico e das seqüências cretácicas, modificado de Campos & Dardenne (1997a).



### ***Formação Sete Lagoas***

A Formação Sete Lagoas (Branco & Costa, 1961) é uma unidade essencialmente carbonática, com dolomitos, finos níveis argilosos, dolomitos laminados, estromatolíticos, brechas intraformacionais, dolarenitos e calcários oolíticos. Babinski *et al.* (2007) realizaram estudos geocronológicos, método Pb-Pb, em rochas dessa unidade e obtiveram uma isócrona bem ajustada com idade de  $740 \pm 20$  Ma. Esses autores interpretam essa idade como a melhor estimativa para a deposição das rochas dessa formação.

### ***Formação Samburá***

A Formação Samburá é constituída de conglomerados, arenitos e pelitos depositados em leques aluviais, sendo a porção distal adentrante em corpos, provavelmente, marinhos (Castro & Dardenne, 1995). Seixos e matacões derivados de rochas do Grupo Canastra foram encontrados nos conglomerados dessa unidade, indicando que a bacia recebeu aporte de sedimentos da área próxima soerguida (Castro & Dardenne, 2000).

### ***Formação Serra de Santa Helena***

A Formação Serra de Santa Helena (Branco & Costa, 1961) consiste, predominantemente, de folhelhos e siltitos laminados. Localmente, ocorrem níveis de arenitos muito finos (Alkmim & Martins-Neto, 2001). Segundo Guimarães (1997), essa unidade foi depositada em uma plataforma dominada pela ação de ondas e tempestades.

### ***Formação Lagoa do Jacaré***

A Formação Lagoa do Jacaré (Branco & Costa, 1961) compreende siltitos esverdeados calcíferos e margosos com intercalações finas de calcários, laminações argilosas e bancos de calcários oolíticos e pisolíticos (Alkmim & Martins-Neto, 2001).

### ***Formação Serra da Saudade***

A Formação Serra da Saudade (Branco & Costa, 1961), de ocorrência mais restrita na bacia, é constituída por litofácies de ritmitos pelito-arenosos, carbonatos retrabalhados, arenitos finos com estratificação cruzada *hummocky*, ritmito fosfático e ritmito areno-pelíticos verde (conhecido na literatura como verdete). Os ritmitos fosfáticos são classificados como fosforitos do tipo alóctone por apresentar evidências de retrabalhamento, associação com fácies tempestítica, presença de estruturas sedimentares e partículas não fosfatizadas. Os verdetes são considerados fácies de tempestitos devido à ocorrência de ciclos granodrecrescentes ascendentes associados com arenitos com estratificações cruzadas *hummockys* (Lima *et al.*, 2007).

### ***Formação Três Marias***

A Formação Três Marias foi descrita pela primeira vez com o nome de Arenito Pirapora (Eschwege, 1832, *apud* Branco & Costa, 1961) e, posteriormente, renomeada por Branco & Costa (1961). Essa unidade é composta por arcóseos finos e siltitos arcoseanos de cor verde escura, geralmente, com estratificação plano-paralela, abundantes marcas de ondas e estratificação cruzada *hummocky*. O contato dessa unidade com a inferior, entre as regiões de João Pinheiro e Felixlândia, é concordante e transicional (Chiavegatto, 1992). De acordo com esse autor, os sedimentos foram depositados em plataforma siliclástica dominada pela ação de ondas de tempestade.

#### **2.3.2 - Grupo Areado**

Os primeiros trabalhos com enfoque na sedimentação Areado na região do Triângulo Mineiro remontam do século XIX (Oliveira, 1881) e início do século XX (Lisboa, 1906). Rimann (1917) designou os arenitos como Série Areado e, posteriormente, Freyberg (1932, *apud* Sgarbi *et al.*, 2001) batizou-os de Série Gondwana. Barbosa (1965) introduziu pela primeira vez na literatura a denominação de Formação Areado e a subdividiu nos membros Abaeté, Quiricó e Três Barras. Costa & Grossi Sad (1968) e Kattah (1991) a elevaram ao *status* de Grupo. Segundo Sgarbi (1989) essa unidade é composta por três formações que se encontram fortemente interdigitadas. Kattah (1991) identificou radiolários em um nível delgado de silexito que se encontra intercalado em sequências eólicas desse grupo. Essa evidência sugere uma contribuição de ambiente marinho durante a fase deposicional.

### ***Formação Abaeté***

A Formação Abaeté é a base do grupo, sendo constituída de conglomerados arenosos cinzas e verdes, arenitos conglomeráticos cinzas e argilitos vermelhos, apresentando depósitos do tipo *wadi* que são indicativos de ambiente desértico (Sgarbi, 1989). Essa formação apresenta distribuição areal esparsa com continuidade na faixa entre São Gonçalo do Abaeté e Abaeté, tendo espessura máxima de 8 metros (Grossi Sad *et al.*, 1971). Segundo esses autores, os conglomerados ocorrem nas áreas mais elevadas da bacia, onde os matacões podem atingir diâmetros superiores a 30 centímetros. Nas porções mais distais da bacia há um decréscimo no tamanho dos seixos.

### ***Formação Quiricó***

A Formação Quiricó é representada por folhelhos, siltitos, argilitos e arenitos, com intercalações locais de calcários finamente laminados e margas. Os arenitos são calcíferos de coloração rósea predominante, os siltitos e argilitos apresentam cores variadas com destaque para verde, amarelo e róseo (Grossi Sad *et al.*, 1971). Scorza & Santos (1955) descrevem a ocorrência de restos de *Dastilbe* e folhas de coníferas em folhelhos localizados na Fazenda São José, próximo a Varjão. As rochas pelíticas foram formadas em lagos do tipo *playa*, apresentando bioturbações fósseis e icnofósseis (Sgarbi, 1989).

### ***Formação Três Barras***

A Formação Três Barras é composta por arenitos eólicos e flúvio-deltaicos (Sgarbi, 1989) que apresentam estratificações cruzadas com amplos *foresets*, podendo mostrar ângulos superiores a 30 graus. Essa formação possui maior espessura no Ribeirão Três Barras onde atinge 140 metros (Grossi Sad *et al.*, 1971).

## **2.3.3 - Grupo Mata da Corda**

O Grupo Mata da Corda, de idade neocretácica, é caracterizado por derrames, pequenos corpos subvulcânicos (*plugs*) e depósitos piroclásticos e epiclásticos, todos de afinidade kamafugítica (Sgarbi & Valença, 1993; Brod *et al.*, 2000; Sgarbi *et al.*, 2000). Essas rochas encontram-se divididas

em duas unidades denominadas por Campos & Dardenne (1997a) em formações Patos e Capacete. O contato entre esse grupo e o Areado é de caráter erosivo (Sgarbi *et al.*, 2001).

### ***Formação Patos***

A Formação Patos, unidade basal do Grupo Mata da Corda, é composta de rochas alcalinas máficas a ultramáficas de natureza efusiva e piroclástica, sendo este último tipo o predominante. Sobre essa formação há uma espessa canga laterítica brechóide de coloração ocre/amarelada, que se distingue nitidamente de outros lateritos ocorrentes sobre as outras unidades litoestratigráficas (Campos & Dardenne, 1997a). Texturalmente, as rochas são descritas como lavas maciças afaníticas ou porfíricas, basanitos vesiculares ou amigdalóidais, tufos lapilíticos, cineritos (tufos a cinzas), brechas vulcânicas e aglomerados (Moraes *et al.*, 1986).

Para Sgarbi *et al.* (2000) as rochas vulcânicas dessa unidade são kamafugíticas por apresentarem alto conteúdo de CaO, FeO<sub>t</sub> e TiO<sub>2</sub>, baixo teor MgO, presença do feldspatóide kalsilita e enriquecimento de elementos incompatíveis e elementos litófilos de raio iônico grande. Para eles, as rochas kamafugíticas são mafuritos e uganditos que, mineralogicamente, se diferenciam pelo conteúdo de leucita na fase félsica. Segundo Sgarbi & Valença (1993), os mafuritos são ricos em MgO (devido a presença de olivina) e CaO e pobres em SiO<sub>2</sub> e K<sub>2</sub>O, quando comparados com os uganditos. Estudos isotópicos de O<sup>18</sup> em clinopiroxênio/magnetita dos kamafugitos mostraram temperaturas de 920°-1140°C para os mafuritos e 830°-920°C para os uganditos, sendo essas rochas derivadas de magmas mantélicos (Sgarbi *et al.* 1998).

Geoquimicamente, os kamafugitos são ultrabásicos (SiO<sub>2</sub> = 37-45%), com valores percentuais em peso: altos de CaO (8,0 – 17,5), FeO<sub>t</sub> (10,5 – 14,4), TiO<sub>2</sub> e BaO (0,4 – 2,7); moderados de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, álcalis e P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>; e baixos de MgO. A característica alcalina dessas rochas é determinado pelos conteúdos de TiO<sub>2</sub> (4,1 – 7,8%), K<sub>2</sub>O (1,2 – 6,8%) e Na<sub>2</sub>O (0,49 – 2,0 %) e, também, pela presença de nefelina, leucita, acmita e kalsilita normativas (Sgarbi *et al.*, 2001; Sgarbi *et al.*, 2004). Sgarbi *et al.* (2001) sugerem que houve um processo de cristalização fracionada controlando a composição dos magmas, pois observaram em diagramas de elementos traço que a concentração de elementos compatíveis (Ni, Cr e Co) aumenta enquanto a dos elementos incompatíveis (Zr) diminui com MgO.

As rochas piroclásticas ocorrem, geralmente, na base da unidade, tendo em seu topo as rochas oriundas dos derrames vulcânicos. Todo esse pacote apresenta-se intensamente intemperizado e em avançado processo de erosão, caracterizando um relevo mais suave nos derrames e tufos e mais acidentado nas brechas vulcânicas e lapilitos (Seer *et al.* 1989). Segundo Campos & Dardenne (1997a), as rochas piroclásticas apresentam-se, na maioria das vezes, cimentadas por fases minerais

tardi-magmáticas (carbonatos) e durante o processo diagenético dessas rochas houve a formação de zeólitas e calcedônia.

Brod *et al.* (2000) encontraram xenólitos de piroxenitos e sienitos ultrapotássicos nas rochas piroclásticas, indicando a presença de complexos carbonatíticos em profundidade. Essa evidência corrobora com as pequenas anomalias aeromagnetométricas na área de ocorrência do Grupo Mata da Corda, que foram interpretadas por Bosum (1973) como possíveis associações alcalina-carbonatíticas em profundidade.

Hasui & Cordani (1968) obtiveram uma idade em torno de  $68 \pm 3,4$  Ma (método K-Ar) em rocha total no picrito do Morro das Broas (MG). A idade encontrada é bem mais nova do que as idades das rochas alcalinas de Serra Negra, Catalão e Salitre e esses autores sugerem que isso se deve à perda de argônio por alteração superficial, já que a amostra analisada se apresentava um pouco alterada. Pelo método  $U^{238}/Pb^{206}$  em perovskitas de mafuritos, uganditos e piroxenitos, Sgarbi *et al.* (2004) encontraram idades para os kamafugitos Mata da Corda em torno de 75-81 Ma e 88-90 Ma para os kamafugitos de Santo Antônio da Barra. De acordo com essas idades, o magmatismo ultramáfico ocorrente em Santo Antônio da Barra é cerca de 10 Ma mais velho que o do Mata da Corda e esses autores interpretaram que o mecanismo gerador desse magma deve estar relacionado a um *hotspot*.

### ***Formação Capacete***

A Formação Capacete é constituída de argilitos, arenitos líticos, *wackes* líticos, ortoconglomerados e paraconglomerados vulcânicos. Essas rochas apresentam coloração esverdeada e quando intemperizadas seus tons variam entre rosados e avermelhados (Campos & Dardenne 1997a). Para esses autores, as rochas dessa formação são resultantes do retrabalhamento das rochas vulcânicas da Formação Patos, em um sistema de leques aluviais distais que transicionam para fácies fluviais entrelaçadas, tendo, também, certa contribuição eólica que é observada pelos grãos de quartzo esféricos e polidos.

A unidade apresenta-se, na maioria das vezes, bastante caulinizada e oxidada em suas porções superiores, tendo no seu topo uma cobertura de laterita ferruginosa que pode atingir 5 metros de espessura. Já nas porções basais são observados clastos vulcânicos de coloração verde a preta com pouca alteração. Na Formação Capacete é possível distinguir as seguintes fácies (Sgarbi *et al.*, 2001):

- fácies de conglomerados suportados pela matriz: ocorre tanto na base como no topo da sequência vulcanoclástica, sendo depositada por leques aluviais;

- fácies de conglomerados suportados por clastos: os clastos são, na maioria, vulcânicos alterados a semialterados, podendo-se encontrar, também, fragmentos de quartzitos, rochas do Grupo Areado e quartzo de veio. Essa fácies formou-se em ambiente fluvial entrelaçado;

- fácies de arenitos e siltitos líticos vulcânicos: ocorrem intercalados nas sequências conglomeráticas e vulcânicas;

- fácies de materiais piroclásticos: são lapilitos e tufos estratificados que podem atingir até 10 metros de espessura;

- fácies de aglomerado de borda de conduto: está associada às lavas nas bordas de condutos vulcânicos.

## 2.4 - EVOLUÇÃO TECTONO-SEDIMENTAR

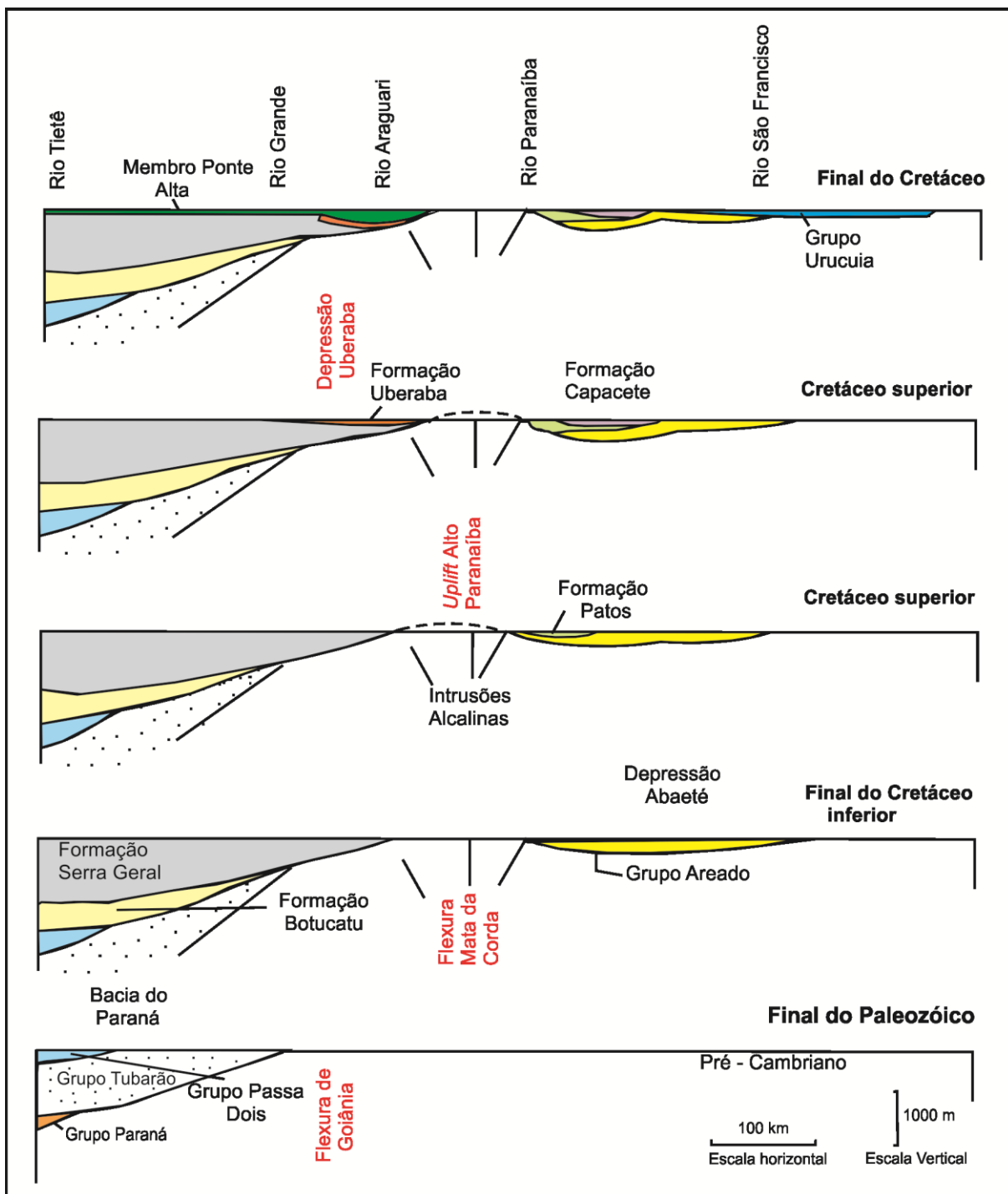
Por volta de 790 Ma, o paleocontinente São Francisco começou a colidir com outros paleocontinentes e com placas menores. Essas colisões resultaram no surgimento de faixas de dobramentos e, também, na formação da bacia de antepaís do Grupo Bambuí (Alkmim & Martins-Neto, 2001). Ao término dessas colisões ocorreu uma glaciação na Bacia Sanfranciscana, que resultou na deposição de sedimentos glácio-lacustres e glácio-fluviais do Grupo Santa Fé (Campos, 1992; Alkmim & Martins-Neto, 2001).

A partir do Jurássico ocorreu a Reativação Wealdeniana (Almeida, 1967, 1969) na porção meridional da Plataforma Sul Americana. Durante esse episódio houve soerguimento de arcos, subsidência da Bacia do Paraná, abatimentos de bacias costeiras, reativação de antigos falhamentos e, também, surgimento de blocos de falhas. Segundo Hasui *et al.* (1975), no Eojurássico houve a reativação da Flexura de Goiânia, ocasionando a formação de uma depressão e, posteriormente, a deposição dos sedimentos que formaram o Grupo São Bento (Bacia do Paraná). Já no Eocretáceo ocorreu uma flexura na borda leste do Alto Paranaíba gerando a Depressão do Abaeté, que recebeu aporte dos sedimentos do Grupo Areado (Bacia Sanfranciscana) em um ambiente com características desérticas (Sgarbi, 1989; Sgarbi *et al.*, 2001) (Figura 2.4).

No Neocretáceo houve o soerguimento do Arco do Alto Paranaíba, que influenciou a evolução tectono-estratigráfica nas bacias Paraná e Sanfranciscana (Hasui *et al.*, 1975). De acordo com Almeida (1971), a ascensão do magmatismo alcalino que ocorreu na Província Ígnea do Alto Paranaíba foi propiciada pelos falhamentos profundos capazes de permitir a diferenciação do magma proveniente do manto e sua ascensão na crosta. Para Gibson *et al.* (1995) esta província teve como origem a ascensão da Pluma Mantélica de Trindade, que estaria relacionada, também, ao derrame basáltico da Bacia do Paraná. Entretanto, outros autores (Bizzi *et al.*, 1991; Bizzi *et al.*, 1995) sugerem que os magmas da

província tiveram como fonte a mesma pluma associada ao *hot spot* de Tristão da Cunha. Na Bacia Sanfranciscana, esse magmatismo gerou derrames e depósitos piroclásticos (Formação Patos).

Ainda no Cretáceo Superior, o Arco do Alto Paranaíba passou por um episódio erosivo, que culminou com a deposição dos sedimentos das formações Capacete, na Bacia Sanfranciscana, e Uberaba, na Bacia do Paraná (Hasui *et al.*, 1975; Sgarbi & Dardenne, 1997). No fim do Cretáceo ocorreu a deposição do Grupo Urucuia (Hasui *et al.*, 1975) e no Cenozóico originou-se um amplo sistema de drenagem paralelo na Sub Bacia Urucuia, oriundo da fase de reativação neotectônica (Campos & Dardenne, 1997b).



**Figura 2.4** – Evolução tectono-sedimentar das sucessões cretácicas das bacias do São Francisco e Paraná nas imediações do Alto Paranaíba, modificado de Hasui *et al.* (1975).



Melo, M. G., 2012. A origem do fosfato nas rochas vulcânicas e vulcanoclásticas... ..

## CAPÍTULO 3

### ROCHAS ALCALINAS RICAS EM POTÁSSIO

---

#### 3.1 – CONSIDERAÇÕES GERAIS

As rochas alcalinas são definidas por Winter (2010) como rochas ígneas deficientes em  $\text{SiO}_2$  e que apresentam álcalis em excesso na sua composição, sendo que quando a quantidade de álcalis é superior àquela que seria acomodada em feldspatos, ocorre, por exemplo, a formação de feldspatóides, piroxênio/anfibólio sódicos e outras fases que sejam ricas em álcalis. No caso das rochas alcalinas ricas em potássio, há um excesso de  $\text{K}_2\text{O}$  em relação a  $\text{Na}_2\text{O}$  formando minerais, como leucita, feldspato potássico, vidro vulcânico rico em K e, às vezes, flogopita (Sahama, 1974). De acordo com esse autor, a formação de rochas com feldspatóides ricos em K somente ocorre em ambientes vulcânicos a subvulcânicos, onde há condições físico-químicas estáveis que possibilitam a formação desses minerais.

O estudo das rochas alcalinas intensificou-se mundialmente a partir do momento que foram descobertos minerais (diamante, apatita, fluorita, barita, vermiculita e zircão) e/ou elementos químicos (nióbio, tântalo e elementos terras raras) de interesse econômico (Deans, 1966; Biondi, 2003). Essas descobertas impulsionaram as pesquisas científicas no sentido de se compreender o ambiente tectônico onde essas rochas são geradas, as características do magma, o campo de estabilidade dos minerais (condições de pressão e temperatura) e os processos de cristalização fracionada e imiscibilidade de líquidos a que o magma é submetido.

Diversos autores (Holmes, 1950; Mitchell, 1970; Sahama, 1974; Skinner & Clement, 1979; Smith, 1983; Foley *et al.*, 1987; Mitchell & Bergman, 1991; Le Maitre *et al.*, 2002) sugeriram mudanças quanto à nomenclatura e classificação das rochas alcalinas potássicas/ultrapotássicas com intuito de uniformizar, na literatura, os vários nomes de rochas encontrados que apresentavam as mesmas características mineralógicas, petrográficas e geoquímicas. Atualmente, adotam-se as recomendações sugeridas por Woolley *et al.* (1996), que seguem as orientações da IUGS (*International Union of Geological Sciences*).

O objetivo deste capítulo é descrever, sucintamente, aspectos mineralógicos, petrográficos e geoquímicos das rochas alcalinas ricas em K (kamafugitos, kimberlitos, lamprófiros e lamproítos) e de carbonatitos, permitindo maior compreensão das diferenças petrológicas e geoquímicas dessa série de rochas. Apesar dos carbonatitos não serem considerados rochas potássicas, esses litotipos apresentam

relação genética com os kimberlitos, visto que coexistem, espacialmente e temporalmente, em regiões cratônicas estáveis (Biondi, 2003) e, por isso, são descritos neste capítulo.

### 3.2 – CARBONATITOS

Os carbonatitos são de grande importância econômica, sendo explorados para pirocloro (Nb), apatita (fósforo (P) e elementos terras raras (ETR)), monazita e florencita (ETR), barita (Ba), vermiculita, anatásio, rutilo, brookita (Ti), bastnaesita (ETR), zircão (Zr) e magnetita (Fe) (Deans, 1966; Biondi, 2003). Woolley *et al.* (1996) definem os carbonatitos como rochas ígneas alcalinas que contêm, pelo menos, 50% de carbonatos primários como: calcita ( $\text{CaCO}_3$ ), dolomita ( $\text{MgCO}_3$ ), ankerita ( $\text{Ca(Fe,Mg)(CO}_3)_2$ ), siderita ( $\text{FeCO}_3$ ), nyerereita ( $\text{Na}_2\text{Ca(CO}_3)_2$ ) e gregoryita ( $\text{(Na}_2\text{,K}_2\text{,Ca)CO}_3$ ). Essas rochas ocorrem como corpos intrusivos de pequena dimensão, podendo ocorrer, raramente, como rochas extrusivas e estão associadas com rochas silicáticas, sugerindo uma ligação comum em sua gênese (Winter, 2010).

A classificação dos carbonatitos deve ser baseada nas proporções modais dos tipos de carbonato presentes e não depende do caráter plutônico ou vulcânico da rocha (Le Maitre *et al.*, 2002). Segundo esses autores, os carbonatitos podem ser divididos em quatro classes de acordo com a mineralogia principal:

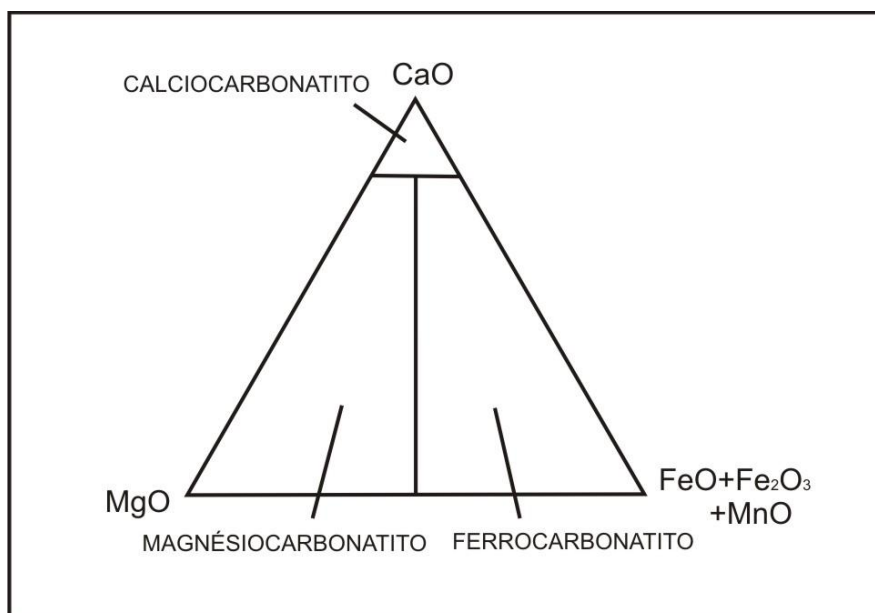
- Calcita-carbonatito: o principal carbonato é a calcita. Se os grãos forem de granulação grossa define-se a rocha como sovito, caso forem médio a fino, alvikito;
- Dolomita-carbonatito: a dolomita é o mineral principal, a rocha também pode ser chamada de beforsito;
- Ferrocarbonatito: o carbonato principal é rico em ferro (ankerita e siderita);
- Natrocarbonatito: essencialmente constituído de carbonatos de sódio, potássio e cálcio.

Woolley & Kempe (1989) determinaram que quando a granulação do carbonatito for muito fina, ou quando não for possível determinar a espécie de carbonato predominante, utiliza-se a percentagem em peso de CaO, MgO, FeO,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  e MnO para classificar o tipo de carbonatito (Figura 3.1). Deve-se aplicar esse método somente quando  $\text{SiO}_2 < 20\%$ , caso contrário designa-se a rocha como silicocarbonatito.

As rochas carbonatíticas são intrusivas ou extrusivas em áreas cratônicas estáveis e segundo Winter (2010), alguns carbonatitos são gerados em margem continental, podendo ser resultantes de processos orogênicos ou de separação de placas. Os corpos intrusivos são relativamente pequenos, formando *pipes* de 3 a 4 km de diâmetro, diques, *sills* e *plugs* e estão associados a rochas alcalinas

silicáticas como fonolitos, nefelina sienitos, ijolitos, nefelinitos e urtitos. Ocasionalmente, essas rochas aparecem associadas a piroxenitos, peridotitos, melilitolitos, kimberlitos do Grupo I e lamproítos (Winter, 2010).

Os carbonatitos são gerados por magmas que apresentam alta pressão de CO<sub>2</sub> e alguns dos minerais mais comuns encontrados nessas rochas está representado na tabela 3.1. Geoquimicamente, os carbonatitos apresentam baixos valores de SiO<sub>2</sub> e altos de elementos terras raras, além de voláteis (CO<sub>2</sub>, F, Cl, S) (Winter, 2010). A tabela 3.2 mostra valores de elementos maiores (expresso em porcentagem) de calcita-carbonatito, dolomita-carbonatito, ferrocarbonatito e natrocarbonatito. O magma carbonatítico pode ser produzido por fusão parcial de lherzolitos, por cristalização fracionada e por imiscibilidade de líquidos (Winter, 2010).



**Figura 3.1** – Classificação química dos carbonatitos para rochas com SiO<sub>2</sub> < 20%, modificado de Woolley & Kempe (1989).

**Tabela 3.1** - Minerais que ocorrem nos carbonatitos (Winter, 2010).

Silicatos	Carbonatos	Óxidos-Hidróxidos	Sulfetos	Fosfatos	Haletos
Aegirina-augita	Calcita	Magnetita	Pirrotita	Apatita	Fluorita
Diopsídio	Dolomita	Pirocloro	Pirita	Monazita	
Augita	Ankerita	Perovskita	Galena		
Olivina	Siderita	Hematita	Esfalerita		
Monticellita	Strontanita	Ilmenita			
Alkali anfibólio	Bastnasita	Rutilo			
Allanita	Nyerereita	Baddeleyita			
Andradita	Gregoryta	Pirolusita			
Flogopita					
Zircão					

**Tabela 3.2** – Valores de elementos maiores constituintes de quatro tipos de carbonatitos (Winter, 2010).

%	Calcita-Carbonatito	Dolomita-Carbonatito	Ferro-Carbonatito	Natro-Carbonatito
SiO <sub>2</sub>	2.72	3.63	4.7	0.16
TiO <sub>2</sub>	0.15	0.33	0.42	0.02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.06	0.99	1.46	0.01
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.25	2.41	7.44	0.05
FeO	1.01	3.93	5.28	0.23
MnO	0.52	0.96	1.65	0.38
MgO	1.8	15.06	6.05	0.38
CaO	49.1	30.1	32.8	14
Na <sub>2</sub> O	0.29	0.29	0.39	32.2
K <sub>2</sub> O	0.26	0.28	0.39	8.38
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	2.1	1.9	1.97	0.85
H <sub>2</sub> O+	0.76	1.2	1.25	0.56
CO <sub>2</sub>	36.6	36.8	30.7	31.6
BaO	0.34	0.64	3.25	1.66
SrO	0.86	0.69	0.88	1.42
F	0.29	0.31	0.45	2.5
Cl	0.08	0.07	0.02	3.4
S	0.41	0.35	0.96	-----
SO <sub>3</sub>	0.88	1.08	4.14	3.72

### 3.3 – KAMAFUGITOS

Os kamafugitos são rochas bastante raras encontradas em apenas quatro localidades no mundo (África do Sul, Itália, Brasil e China). A descoberta dessas rochas por Holmes (1950) no braço oeste do Rift do Leste Africano, ao longo da fronteira entre o sudoeste de Uganda e o Zaire, marcou o início do conhecimento científico sobre essas rochas.

Na Itália, a ocorrência de kamafugitos é descrita na Província Magmática Romana (Peccerillo *et al.*, 1988; Boari & Conticelli, 2007), na Província Ultra-alcalina Intramontane (Lavecchia *et al.*, 2006) e no Distrito Ultra-alcalino Umbria-Latium (Stoppa & Cundari, 1998; Stoppa *et al.*, 2002). Stoppa *et al.* (1997) fizeram uma investigação mineralógica de detalhe em melilitolito associado com venanzito e piroclastos carbonatíticos no *sill* Pian de Celle (San Venanzo, Itália) e descobriram uma nova paragênese de minerais acessórios macdonaldita (BaCa<sub>4</sub>Si<sub>16</sub>O<sub>36</sub>(OH)<sub>2</sub>.10H<sub>2</sub>O), (gotzenita (Na<sub>2</sub>Ca<sub>5</sub>Ti(Si<sub>2</sub>O<sub>7</sub>)<sub>2</sub>F<sub>4</sub>), khibinskita (K<sub>2</sub>ZrSi<sub>2</sub>O<sub>7</sub>), Zr-cuspidina (Ca<sub>4</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>7</sub>(F,OH)<sub>2</sub>), delhayelita ((K,Na)<sub>10</sub>Ca<sub>5</sub>Al<sub>6</sub>Si<sub>32</sub>O<sub>80</sub>(Cl<sub>2</sub>,F<sub>2</sub>,SO<sub>4</sub>)<sub>3</sub>.18H<sub>2</sub>O), (Fe, Ni, Co) monoarsenida e bartonita (K<sub>3</sub>Fe<sub>10</sub>S<sub>14</sub>)), que

foi considerada como característica da associação kamafugítica-carbonatítica. Esses autores sugerem que a formação dessa rara paragênese é reflexo de uma súbita mudança na composição do líquido que foi cristalizado, como, também, está relacionada à imiscibilidade de líquidos silicáticos e carbonatíticos.

No Brasil, a ocorrência de rochas kamafugíticas restringe-se à Província Ígnea do Alto Paranaíba, nas subprovíncias Mata da Corda, em Minas Gerais (Sgarbi *et al.*, 2000), e nas subprovíncias Santo Antônio da Barra e Iporá, em Goiás (Junqueira-Brod *et al.*, 2002; Sgarbi & Valença, 1993; Sgarbi & Valença, 1995; Sgarbi, 1998).

Xuehu *et al.* (2003) realizaram estudos petrológicos, mineralógicos e geoquímicos em rochas vulcânicas e subvulcânicas da Província Gansu, na China, que mostraram composição similar aos kamafugitos de Toro-Ankole, na Uganda. Esses dados permitiram reclassificar essas rochas, que até então eram consideradas kimberlitos, como de afinidade kamafugítica. A tabela 3.3 exibe a composição química de kamafugitos da África do Sul, Itália, Brasil e China a fim de mostrar as similaridades químicas entre algumas localidades.

Os kamafugitos (katungito- mafurito- ugandito) consistem em rochas vulcânicas de caráter máfico a ultramáfico, sendo subsaturadas em  $\text{SiO}_2$  (44,9 a 36,6%). As fases félsicas são feldspatóides (kalsilita e leucita) e as fases máficas são melilita, clinopiroxênio, olivina, perovskita, titanomagnetita, e, às vezes, flogopita.

De acordo com Woolley *et al.* (1996) os katungitos são constituídos, predominantemente, por melilita  $[(\text{Ca},\text{Na})_2(\text{Mg},\text{Al}) (\text{Si},\text{Al})_2 \text{O}_7]$ , olivina  $(\text{Mg},\text{Fe})_2[\text{SiO}_4]$  e vidro vulcânico rico em K. Os uganditos possuem como assembléia mineralógica principal leucita  $(\text{KAlSi}_2\text{O}_6)$ , clinopiroxênio, titanomagnetita  $(\text{Fe}_2\text{TiO}_4)$  e perovskita  $(\text{Ca},\text{Na},\text{Fe}^{2+},\text{Ce},\text{Sr})(\text{Ti},\text{Nb})\text{O}_3$ . Já os mafuritos são constituídos por kalsilita  $(\text{KAlSiO}_4)$ , olivina  $(\text{Mg},\text{Fe})_2[\text{SiO}_4]$ , clinopiroxênio, titanomagnetita  $(\text{Fe}_2\text{TiO}_4)$  e perovskita  $(\text{Ca},\text{Na},\text{Fe}^{2+},\text{Ce},\text{Sr})(\text{Ti},\text{Nb})\text{O}_3$ .

A natureza ultrapotássica das rochas de afinidade kamafugítica deve-se à riqueza de potássio encontrado nos minerais essenciais como flogopita, leucita e kalsilita. Wernick (2004) relata que rochas contendo flogopita são formadas sob condições de elevadas pressões de vapor de água, ao passo que rochas portadoras de leucita, kalsilita e Mg-olivina indicam cristalização sob condições de baixa pressões de vapor de água, que são condizentes com ambientes vulcânicos a subvulcânicos (Sahama, 1974).

Com base em diversas análises químicas de rochas ultrapotássicas apresentadas pela literatura, Foley *et al.* (1987) classificou-as em 4 grupos: grupo I, abrange os lamproítos; grupo II, engloba os kamafugitos; grupo III, consiste em rochas típicas da Província Romana; e grupo IV, composto por rochas transicionais entre os tipos dos outros grupos. Segundo esses autores, as rochas do grupo II (kamafugitos) apresentam baixo conteúdo de  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  e  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , alto de  $\text{CaO}$  e são formadas,

predominantemente, em áreas distensivas (ambiente de *rifts*). As rochas kamafugíticas caracterizam-se por enriquecimento em elementos incompatíveis.

**Tabela 3.3** - Composição de elementos maiores, expressos em percentagem por peso, de kamafugitos do Brasil, Itália, África do Sul e China.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	39,9	42,5	42,50	41,6	41,2	35,37	35,51	35,91	43,15
TiO <sub>2</sub>	3,7	3,7	0,89	0,61	0,76	3,87	4,88	3,61	2,64
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,6	11,1	12,60	15,6	11,9	6,50	6,83	8,51	9,77
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,5	8,3	6,24	5,92	3,08	7,23	9,68	8,21	4,66
FeO	6,3	4,1	1,74	0,74	3,74	5,0	2,70	3,03	5,1
MnO	0,21	0,22	0,13	0,16	0,09	0,24	0,22	0,13	0,15
MgO	15,2	7,5	7,28	2,80	11,90	14,08	11,67	8,74	11,16
CaO	12,9	12,5	15,40	13,4	15,20	16,79	16	18,09	14,32
Na <sub>2</sub> O	2,2	4,3	2,49	1,07	0,98	1,32	1,56	0,57	2,63
K <sub>2</sub> O	0,51	1,2	5,11	5,48	7,58	4,09	3,3	0,69	1,03
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,55	0,84	0,46	0,47	0,47	0,74	1,18	1,6	1,14
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,17	0,032	n.a.	n.a.	n.a.	0,01	0,02	0,04	0,04
BaO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,25	0,27	n.a.	n.a.
CO <sub>2</sub>	0,22	0,31	< ld	5,87	0,81	0,09	1,47	6,72	0,22
NiO	0,041	0,008	n.a.	n.a.	n.a.	0,19	0,02	0,03	0,02
F	0,24	0,46	n.a.	n.a.	n.a.	0,16	0,27	0,09	0,12
Cl	<0,002	<0,002	0,08	0,01	n.a.	0,02	< ld	n.a.	n.a.
S	0,006	0,022	0,96	0,08	0,04	0,35	n.a.	n.a.	n.a.
LOI	2,81	2,39	3,29	10,30	1,39	2,78	3,11	4,05	3,12
Total	99,06	99,48	99,2	99,8	99,1	99,08	98,69	100,02	99,27

1 - Mafurito de Santo Antônio da Barra, Goiás (Sgarbi & Gaspar, 2002), 2 - Ugandito de Santo Antônio da Barra, Goiás (Sgarbi & Gaspar, 2002), 3 - Lapilli da Grotta del Cervo, Abruzzo na Itália (Stoppa *et al.*, 2002), 4 - Tufo da Grotta del Cervo, Abruzzo na Itália (Stoppa *et al.*, 2002), 5 - Lava alcalina de San Venanzo na Itália (Stoppa *et al.*, 2002), 6 - Katungito da Cratera Katwe, Uganda na África do Sul (Holmes, 1950), 7 - Katungito da porção oeste do Vulcão Katunga, África do Sul (Holmes, 1937, *apud* Holmes, 1950), 8 e 9 - kamafugitos do oeste de Qinling, Província Gansu na China (Xuehu *et al.*, 2003). n.a. = não analisado e < ld = menor que o limite de detecção

### 3.4 – KIMBERLITOS

Os kimberlitos, principal rocha portadora de diamantes, são rochas que somente foram conhecidas no ano de 1872 em Kimberley, na África do Sul. Os diamantes de Kimberley foram primeiramente encontrados em um material laterizado, conhecido por *yellow ground*, por garimpeiros. Ao término da garimpagem nesse material, os garimpeiros chegaram à rocha “fresca” e acreditavam que não haveria mais diamantes ali, já que pensavam que se tratasse de um depósito aluvial. Posteriormente, geólogos estudaram o local e descobriram que não se tratava de um depósito aluvial e

que essa rocha “fresca”, conhecida como *blue ground*, era a fonte primária dos diamantes (Gonzaga & Tompkins, 1991).

De acordo com a composição mineralógica, Wagner (1914, *apud* Mitchell, 1989) divide as rochas kimberlíticas em: kimberlito “basáltico”, rico em olivina e com fenocristais de mica (<5%); e kimberlito “lamprofirico”, com mais de 50% de mica. Vários autores (Mitchell, 1970; Skinner & Clement, 1979; Smith, 1983) propõem algumas modificações quanto à constituição mineralógica e a nomenclatura (“basáltico” e “lamprofirico”) dada por Wagner (1914, *apud* Mitchell, 1989). Posteriormente, Smith *et al.* (1985) dividem os kimberlitos da África do Sul em dois grupos distintos, sendo denominados de Grupo I e Grupo II.

O Grupo I corresponde ao kimberlito “basáltico” de Wagner (1914, *apud* Mitchell, 1989), sendo constituído por olivina, flogopita, monticellita, calcita e serpentina, podendo ter megacristais. A presença de diopsídio pode estar relacionada à assimilação crustal do magma. O Grupo II consiste no kimberlito “lamprofirico” de Wagner (1914, *apud* Mitchell, 1989), sendo composto por fenocristais de flogopita e olivina em uma matriz de flogopita e diopsídio, com espinélio, perovskita e calcita. Smith *et al.* (1985) interpretam esses dois grupos como geoquimicamente distintos, devido o Grupo II apresentar alto conteúdo de P, Ba, Rb e baixo de Ti e Nb quando comparado com o Grupo I.

Mitchell (1989) e Biondi (2003) definem kimberlitos como rochas ígneas híbridas constituídas pela mistura de constituintes magmáticos primários e xenocristais, derivados do manto superior, e xenólitos, adquiridos durante a ascensão do magma kimberlítico em direção à superfície terrestre. Os trabalhos petrográficos de vários autores (Dawson, 1980; Mitchell, 1989; Kirkley *et al.*, 1991) foram de suma importância para se compreender as diferentes fontes dos cristais presentes nessas rochas.

Dawson (1980) admite que os xenocristais encontrados nos kimberlitos são derivados de rochas mantélicas como granada-lherzolitos, harzburgitos, eclogitos e dunitos. Segundo esse autor, para diferenciar xenocristais dos minerais cristalizados do magma kimberlítico é necessário observar, por exemplo, se a composição química dos xenocristais é equivalente à dos xenólitos. Nos kimberlitos podem ser encontrados megacristais (1-20 cm) de piropo titanífero de baixo Cr, ilmenita magnésiana, diopsídio cálcico a subcálcico, enstatita, flogopita e zircão (Mitchell, 1989).

De acordo com Mitchell (1989) e Kirkley *et al.* (1991), os minerais que se cristalizam diretamente de magmas kimberlíticos são olivina, flogopita, espinélio, ilmenita, perovskita, diopsídio, monticellita, apatita, calcita e serpentina. A textura observada nas rochas kimberlíticas é inequigranular com fenocristais e microfenocristais idiomorfos a subdiomorfos dispersos em uma matriz fina. Essas rochas podem apresentar como mineral acessório o diamante, visto que esse mineral somente é formado a grandes profundidades ( $\pm 150$  km) (Biondi, 2003).

Como descrito acima, a nomenclatura e classificação dos kimberlitos foram modificadas ao longo das últimas décadas (Mitchell, 1970; Skinner & Clement, 1979; Smith, 1983; Le Maitre *et al.*,



2002), por serem consideradas inadequadas quanto às suas características mineralógicas e petrográficas e, atualmente, adota-se a recomendação proposta por Woolley *et al.* (1996). Logo, kimberlito é a rocha ígnea constituída de 35-55% de olivina (podendo ser macrocristais, fenocristais e xenocristais), com ausência de leucita, e podendo como minerais primários na matriz ocorrerem monticellita, flogopita, carbonato, serpentina ou diopsídio.

Os kimberlitos são resultantes de magmatismo alcalino intraplaca continental, ou seja, são restritos a regiões cratônicas estáveis, ocorrendo sob a forma de diques e soleiras em zona de raiz, diatremas em forma de cone e fácies de cratera (Mitchell, 1989). De acordo com Biondi (2003), os minerais indicadores de rochas kimberlíticas são microilménita, Cr-diopsídio e Cr-piropo com baixo teor de Ca.

Estudos geoquímicos em kimberlitos não constituem uma tarefa muito fácil, visto que pode haver contaminação pela assimilação de material da crosta e/ou por água subterrânea. De acordo com Mitchell (1989) e Kirkley *et al.* (1991), os kimberlitos são rochas ultrabásicas (25-35% SiO<sub>2</sub>) com baixo conteúdo de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (<5%). A natureza potássica dessas rochas é reflexo do maior teor de K em relação ao Na (Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O ≤ 0,5). Segundo Kirkley *et al.* (1991) e Winter (2010), essas rochas são ricas em voláteis, sendo as do Grupo I ricas em CO<sub>2</sub> e as do Grupo II ricas em H<sub>2</sub>O. Os kimberlitos apresentam alto teor de elementos compatíveis como Ni e Cr, devido à presença na matriz de olivinas e espinélios ricos nesses elementos, respectivamente. Quanto aos elementos incompatíveis, essas rochas apresentam abundância de Ba, Sr, Zr, Hf, Nb, Ta, U, Th, Rb e elementos terras raras (Mitchell, 1989).

Dados de isótopos radiogênicos (Sr, Nd e Pb) dos kimberlitos africanos dos Grupos I e II mostram padrões diferenciados. Os kimberlitos do Grupo I apresentam valores de  $\epsilon_{Nd}$  entre -0,5 e +6,0 e baixos valores  $^{87}Sr/^{86}Sr$  (0,703-0,705), com idades de 80 a 114 Ma. Já os kimberlitos africanos do Grupo II apresentam valores negativos de  $\epsilon_{Nd}$  entre -7,0 e -12,0, altos valores  $^{87}Sr/^{86}Sr$  (0,707-0,712) e são empobrecidos em Pb, com idades de 114 a 150 Ma. Smith (1983) conclui que os padrões isotópicos das rochas kimberlíticas do Grupo I podem ser consideradas derivadas de fontes mantélicas indiferenciadas por apresentarem alta razão Sm/Nd. Em contrapartida, os padrões isotópicos das rochas do Grupo II sugerem que os kimberlitos passaram por um processo de diferenciação com enriquecimento em Rb e Nd e empobrecimento em U e Th, mostrando baixa razão Sm/Nd.

### 3.5 – LAMPRÓFIROS

Os lamprófiros constituem um grupo de rochas muito complexas que apresentam a composição mineralógica semelhante às rochas kimberlíticas e lamproíticas. Segundo Woolley *et al.* (1996), lamprófiros são rochas peralcalinas que apresentam razões  $K_2O/Na_2O > 3$  e  $K_2O/Al_2O_3 > 0,8$ .

Petrograficamente, essas rochas são constituídas, essencialmente, por pórfiros de mica e/ou anfibólio e, às vezes, clinopiroxênio. Subordinadamente podem ocorrer na matriz plagioclásio, K-feldspato, feldspatóide, mica, anfibólio, olivina, carbonato, monticellita, perovskita, vidro e óxidos de Fe e Ti. Os lamprófiros apresentam alto conteúdo de  $H_2O$ ,  $CO_2$ , F, Cl,  $SO_3$ , K, Na, Sr, Th, P, Ba e elementos terras raras leves. A característica peculiar dessas rochas é o elevado conteúdo de voláteis, em especial a  $H_2O$ , que resulta na abundância de pórfiros de micas e/ou anfibólios (Winter, 2010).

Tradicionalmente, os lamprófiros são encontrados em intrusões hipoabissais sob a forma de diques, soleiras, *stocks*, *pipes ou necks* vulcânicos e, às vezes, podem ocorrer como corpos plutônicos e extrusivos (Winter, 2010).

### 3.6 – LAMPROÍTOS

Os lamproítos tornaram-se uma rocha de grande importância econômica após a descoberta de diamantes em magmas lamproíticos (Atkinson *et al.*, 1984, *apud* Gonzaga & Tompkins, 1991). Desde então, vários estudos foram feitos no sentido de compreender as características do magma envolvido no processo de formação dessas rochas, bem como suas características mineralógicas, petrográficas e geoquímicas. De maneira similar aos kimberlitos, os lamproítos são rochas ígneas híbridas, constituídas pela mistura de constituintes magmáticos primários e xenocristais (granada, olivina, clinopiroxênio, ortopiroxênio e cromita) derivados do manto superior e xenólitos de rochas eclogíticas e/ou peridotíticas.

Os lamproítos consistem em um grupo de rochas máficas ultrapotássicas ( $K_2O/Na_2O > 4$  e  $K_2O/Al_2O_3 > 0,7$ ), que apresentam como minerais primários Ti-flogopita pobre em Al, Ti-Fe-flogopita, K-Ti-richterita, Mg-olivina, diopsídio, leucita e sanidina. Os minerais acessórios mais comumente encontrados nessas rochas são a enstatita, apatita, Mg-cromita, ilmenita, priderita ( $(K,Ba)_{1,33}(Ti,Fe)_8O_{16}$ ), wadeíta ( $Zr_2K_4Si_6O_{18}$ ), cherbakovita, armalcolita ( $(Mg, Fe^{2+})Ti_2O_5$ ), jeppeíta ( $(K, Ba)_2(Ti, Fe^{3+})_6O_{13}$ ) e diamante (Mitchell, 1989; Wernick, 2004). Mitchell & Bergman (1991) atribuem a presença de zeólita, clorita, serpentina, barita, carbonato e argilominerais ao produto de alteração de outros minerais e/ou ao resultado de fases secundárias. Outra característica apresentada por essas rochas é a presença de vidro vulcânico na matriz.

Da mesma forma que as rochas kimberlíticas, a nomenclatura e a classificação dos lamproítos passaram por modificações ao decorrer das últimas décadas (Mitchell & Bergman, 1991) e, atualmente, são classificados com base em critérios mineralógicos e geoquímicos. De acordo com Woolley *et al.* (1996), os lamproítos são rochas ígneas constituídas por fenocristais e/ou matriz de Ti-flogopita pobre em Al, leucita rica em ferro e/ou Mg-olivina, K-Ti-richterita, diopsídio pobre em Al e Na, sanidina rica em Fe e, subordinadamente, wadeíta e priderita dispersas na matriz.

Geoquimicamente, os lamproítos apresentam 40-55% SiO<sub>2</sub>, 4-10% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 1-5% TiO<sub>2</sub>, 2-10% CaO, 5-10% K<sub>2</sub>O, 0,2-1,5% Na<sub>2</sub>O, 0,5-2% P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> e 1-3% BaO, sendo classificados como rochas básicas saturadas em SiO<sub>2</sub>, peralcalinas (deficientes em sódio e alumínio) e ultrapotássicas (Bergman, 1987; Foley *et al.*, 1987). Essas rochas são ricas em voláteis como HF, H<sub>2</sub>O e CH<sub>4</sub>. Diferenciam-se dos kimberlitos por apresentarem alto conteúdo de SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e K<sub>2</sub>O e baixo conteúdo de MgO, CaO, H<sub>2</sub>O e CO<sub>2</sub>. Pela divisão proposta por Foley *et al.* (1987) para rochas ultrapotássicas, os lamproítos são enquadrados no Grupo I. A tabela 3.4 mostra as diferenças da composição química de kimberlitos (Grupos I e II) e lamproítos.

**Tabela 3.4** – Composição química de kimberlitos (Smith *et al.*, 1985) e lamproítos (Bergman, 1987) da África do Sul.

%	Kimberlito Grupo I	Kimberlito Grupo II	Lamproíto
SiO <sub>2</sub>	25,7	36,3	52,7 ± 3,8
TiO <sub>2</sub>	3,0	1,0	2,4 ± 0,3
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,1	3,2	10,8 ± 1,4
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,7*	8,4*	
FeO			5,1 ± 1,4**
MnO	0,2	0,2	0,9 ± 0,03
MgO	23,8	29,7	8,4 ± 2,3
CaO	14,1	6,0	6,7 ± 3,8
Na <sub>2</sub> O	0,2	0,1	1,3 ± 0,5
K <sub>2</sub> O	0,6	3,2	10,4 ± 2,4
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1,1	1,1	1,5 ± 0,6
CO <sub>2</sub>	8,6	3,6	1,0 ± 1,0
BaO			0,67 ± 0,3
ZrO <sub>2</sub>			0,22 ± 0,7
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	7,2	5,3	2,6 ± 1,2
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,5	0,7	
Total	100,8	98,8	

\* Fe total calculado como Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>

\*\* Fe total calculado como FeO

De acordo com Bergman (1987) e Woolley *et al.* (1996), os lamproítos são enriquecidos em elementos incompatíveis como Zr, Ba, Rb, Ti e LREE, sendo esta, uma característica que possibilita a distinção entre essas rochas e os kimberlitos do Grupo I.

Os lamproítos mineralizados são restritos às faixas móveis adjacentes aos crátons e em bacias marginais de crátons antigos (Biondi, 2003), ocorrendo como rochas extrusivas, subvulcânicas e hipoabissais (Mitchell, 1991). Os minerais indicadores dos lamproítos portadores de diamante são a wadeíta ( $Zr_2K_4Si_6O_{18}$ ), a priderita ( $(K,Ba)_{1,33}(Ti,Fe)_8O_{16}$ ), Ti-cromita e flogopita rica em Ba (Biondi, 2003).

Dados de isótopos radiogênicos (Sr, Nd e Pb) mostram baixos valores de  $\epsilon_{Nd}$  e valores variáveis de  $^{87}Sr/^{86}Sr$  para os lamproítos australianos e norte-americanos. De acordo com Mitchell (1989), os baixos valores de  $\epsilon_{Nd}$  são correlacionáveis com magmas mantélicos enriquecidos em elementos terras raras leves e com baixa razão Sm/Nd.

Melo, M. G., 2012. A origem do fosfato nas rochas vulcânicas e vulcanoclásticas... ..

# CAPÍTULO 4

## GEOLOGIA LOCAL

---

### 4.1 - INTRODUÇÃO

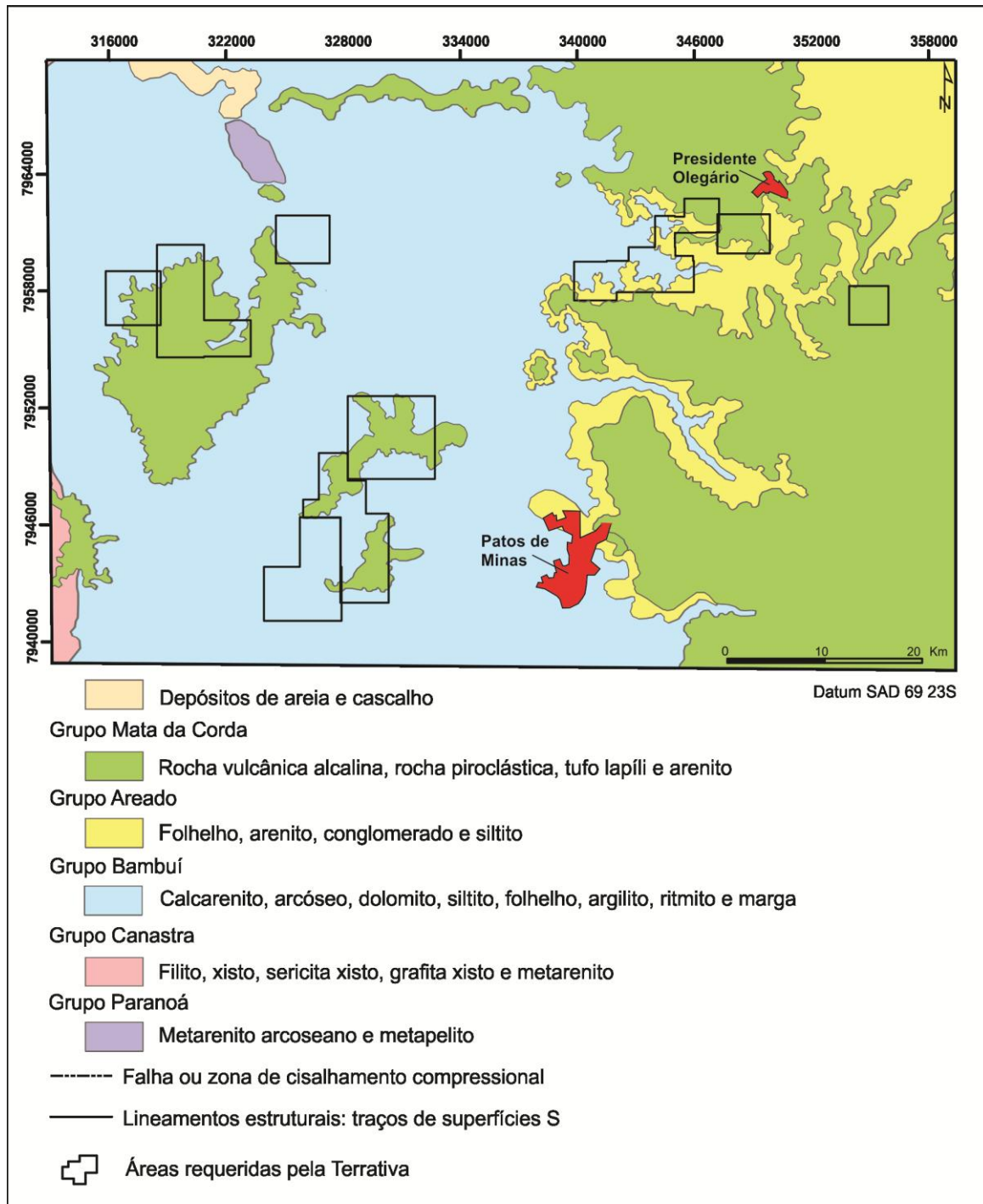
Nas regiões de Patos de Minas e Presidente Olegário são encontradas rochas dos grupos Bambuí (Neoproterozóico), Areado (Eocretáceo) e Mata da Corda (Neocretáceo) (Figura 4.1). O Grupo Bambuí é constituído por metapelitos que se apresentam fortemente deformados pelo evento Brasileiro, sendo o substrato das sequências cretácicas. O Grupo Areado é composto por arenitos, conglomerados, folhelhos, siltitos e argilitos (Sgarbi, 1989). O Grupo Mata da Corda consiste em rochas vulcânicas de afinidade kamafugítica, vulcanoclásticas e epiclásticas (Campos & Dardenne, 1997a).

Os trabalhos de campo em Patos de Minas e Presidente Olegário permitiram identificar arenitos, lapillitos, brechas, uganditos e mafuritos. Esses litotipos são atribuídos aos grupos Areado (arenitos) e Mata da Corda (os outros litotipos) conforme os trabalhos realizados por vários autores na região (Barbosa *et al.*, 1970; Campos & Dardenne, 1997a; Moraes *et al.*, 1987; Seer & Moraes, 1988; Seer *et al.*, 1989; Sgarbi, 1989; Kattah, 1991; Sgarbi & Valença, 1993; Sgarbi *et al.*, 2000; Sgarbi *et al.*, 2001; Oliveira *et al.*, 2004; Sgarbi *et al.*, 2004). Vale a pena ressaltar que os metapelitos do Grupo Bambuí presentes na área estudada encontram-se em avançado estágio de alteração, impossibilitando estudos petrográficos e mineralógicos de maior detalhe.

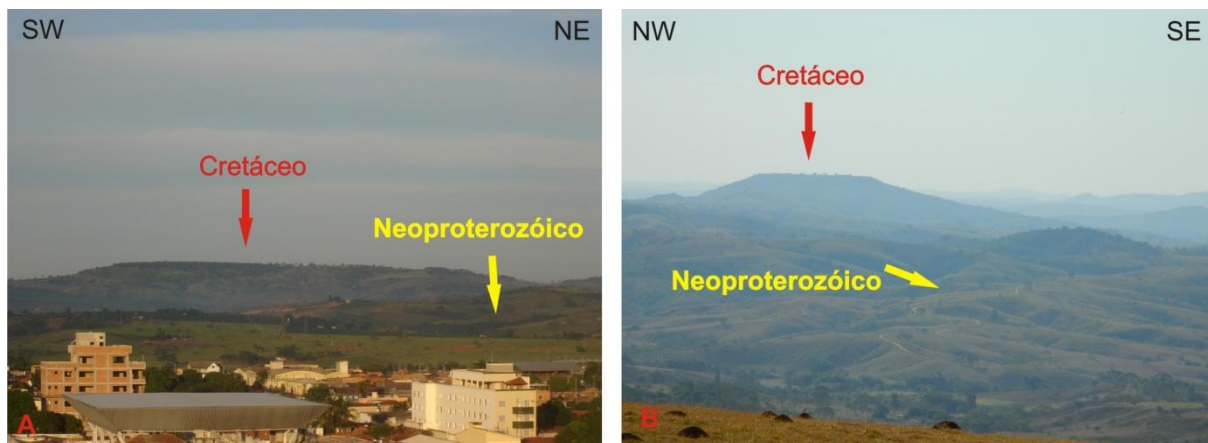
Geomorfologicamente, os litotipos vulcânicos e vulcanoclásticos são encontrados na porção escarpada das áreas com topos planos como tabuleiros e mesas (Figuras 4.2A e 4.2B) de cotas entre 917 e 1022 metros, repousando sobre os arenitos do Grupo Areado e, às vezes, sobre os metassedimentos neoproterozóicos do Grupo Bambuí. Entretanto, em certos locais é possível encontrar arenitos do Grupo Areado em cotas de 895 a 1005 metros. Isso indica que a altitude não é um parâmetro viável para a separação das unidades estratigráficas sedimentares e vulcânicas/vulcanoclásticas.

Sobre os litotipos da Formação Patos ocorre, frequentemente, canga laterítica brechóide de coloração ocre/avermelhada, sustentando o relevo. O contraste geomorfológico entre o Grupo Bambuí e as coberturas cretácicas é bem nítido, facilitando a localização das rochas estudadas. Observa-se que as áreas ricas em fosfato apresentam tipos de vegetação que servem como guias de prospecção, como: *Terminalia argentea*; *Rapanea guianensis*; *Astronium urundeuva*; *Chorisia speciosa*; e *Andropogon*

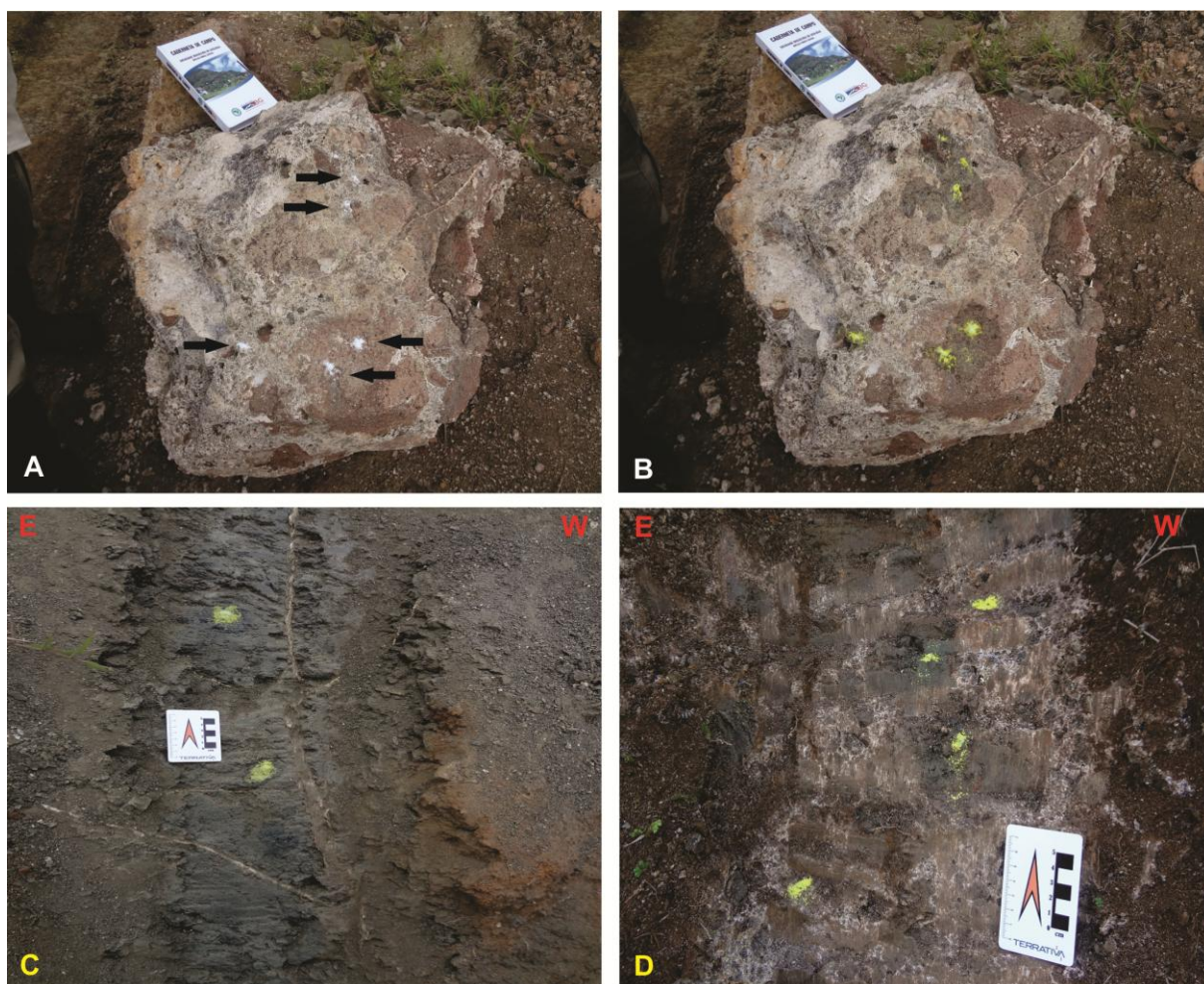
*rufus*. Estes exemplos florísticos são popularmente conhecidos na região estudada como árvore capitão, pororoca, aroeirinha, paineira e capim de jaraguá, respectivamente. A presença de apatita nos afloramentos é confirmada pela formação de manchas de coloração amarelada bem intensa (Figura 4.3) ao se aplicar uma solução nítrica ( $\text{HNO}_3$ ) e molibdato de amônio na rocha.



**Figura 4.1** – Mapa geológico simplificado compilado de Oliveira *et al.* (2004) em que se observa a ocorrência dos litotipos dos grupos Bambuí, Areado e Mata da Corda nas áreas estudadas (áreas requeridas pela Terrativa Minerais).



**Figura 4.2** – Vista em perfil das coberturas cretácicas de topos planos em forma de tabuleiro (A – Localização: Patos de Minas) e mesa (B – Localização: Distrito de Curraleiro) em contraste com o relevo ondulado de colinas baixas do Grupo Bambuí, de idade neoproterozóica.



**Figura 4.3** - Rochas vulcanoclásticas do Grupo Mata da Corda que apresentaram manchas amareladas indicativas de fosfato ao entrarem em contato com o teste químico. A) Bloco rolado de brecha antes da aplicação do ácido nítrico sobre os grãos de molibdato de amônio (Ponto MC-109, vide anexo 1). A seta indica as áreas onde foram colocados pequenos grãos de coloração branca de molibdato de amônio. B) Brecha depois da reação química. C) Lapillito (Ponto MC-152, vide anexo 1). D) A matriz e os fragmentos de rochas da brecha apresentaram reação ao teste químico (Ponto MC-151, vide anexo 1).



## 4.2 – GRUPO AREADO

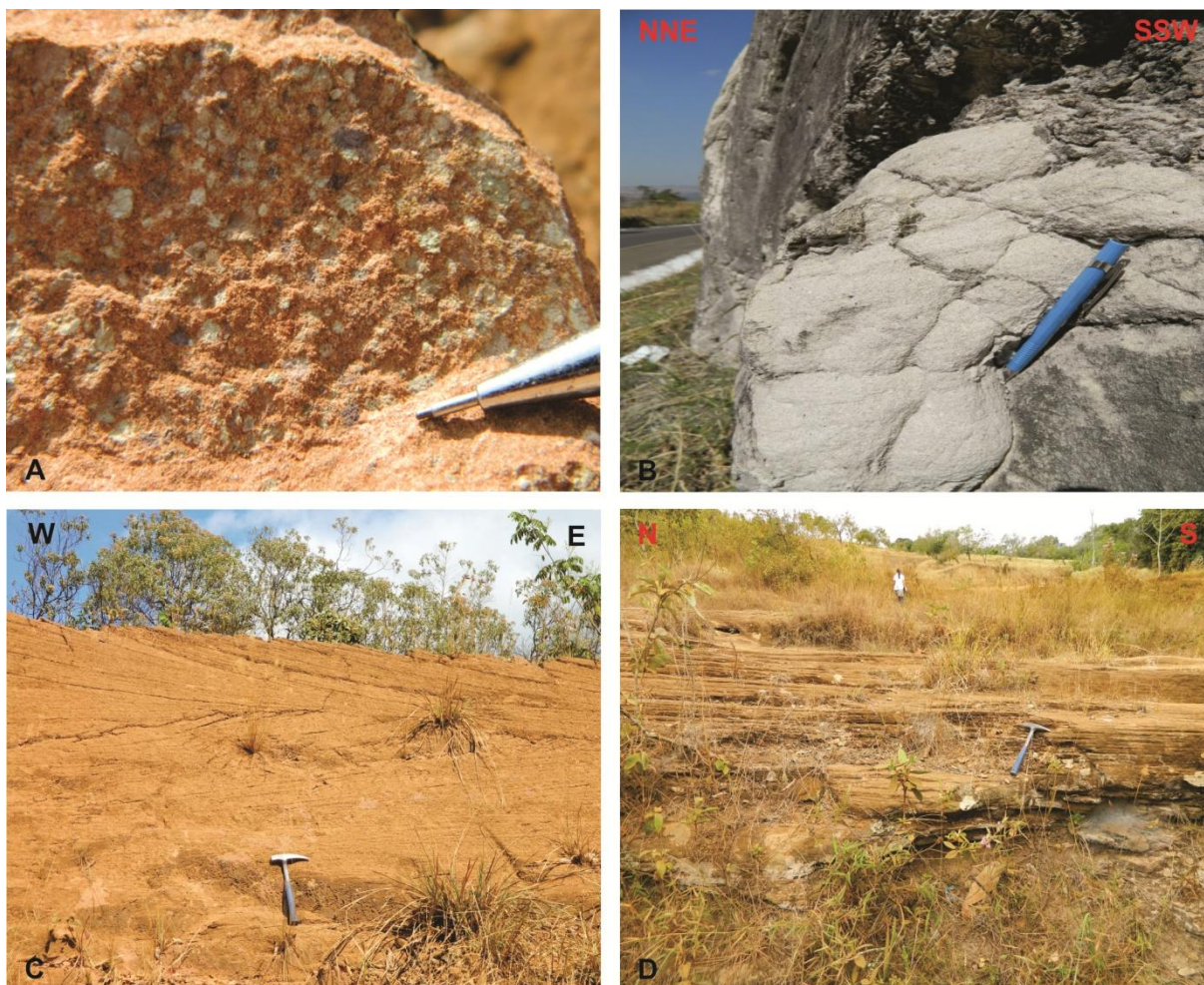
Os arenitos apresentam-se bem preservados dos processos intempéricos e sua ocorrência é mais expressiva em Presidente Olegário, onde são encontrados afloramentos métricos desse litotipo. Citam-se como exemplos os cortes da BR-354 que liga as cidades de Patos de Minas e Presidente Olegário, os paredões às margens do Ribeirão Três Barras e os afloramentos nos distritos de Tiririca (sudeste de Presidente Olegário) e de Boassara (porção oeste do referido distrito). O contato entre os arenitos e as vulcanoclásticas do Grupo Mata da Corda é de caráter erosivo, como é observado em alguns afloramentos de Presidente Olegário. No distrito de Curraleiro, porção noroeste de Patos de Minas, as rochas do Grupo Areado desaparecem e nota-se que as rochas vulcanoclásticas do Grupo Mata da Corda assentam-se diretamente sobre os metapelitos neoproterozóicos do Grupo Bambuí. Em campo podem-se individualizar duas fácies com base no tipo de estratificação (cruzada de grande porte e plano-paralela). Essas características associadas com a composição mineralógica e a textura são similares às descritas por Sgarbi *et al.* (2001) para os arenitos eólicos da Formação Três Barras que são encontrados no topo do Grupo Areado.

Macroscopicamente, os arenitos apresentam uma coloração que varia de avermelhada (Figura 4.4A) a acinzentada (Figuras 4.4B). A granulometria do arcabouço varia de fina a média e os grãos apresentam uma leve variação em seu grau de arredondamento, observando-se desde grãos arredondados a subarredondados. Os minerais comumente observados nesse litotipo são o quartzo e os feldspatos. Localmente, é possível observar uma bimodalidade dos grãos de areia, alternando de areia grossa/média a fina. As estruturas sedimentares consistem em estratificações cruzadas acanaladas (Figura 4.4C) com *sets* métricos e, também, em corpos tabulares que exibem estratificações plano-paralelas (Figura 4.4D) com aproximadamente 3 metros de espessura.

## 4.3 – GRUPO MATA DA CORDA

Esta unidade é constituída, na área estudada, por rochas vulcânicas e vulcanoclásticas que se apresentam, comumente, em estágio avançado de alteração por processos de intemperismo. Grossi Sad *et al.* (1971) englobam as rochas vulcânicas e subvulcânicas de afinidade kamafugítica (mafuritos e uganditos) na Formação Patos, unidade basal deste grupo, e as rochas vulcanoclásticas (lapillitos, brechas e tufos) na Formação Capacete, unidade superior do grupo. Entretanto, são observados em campo diques máficos, similares aos kamafugitos, cortando a sequência vulcanoclástica. Essas intrusões geram dúvidas quanto ao posicionamento dos litotipos na coluna estratigráfica proposta

pelos autores citados acima. Neste trabalho adotou-se a colocação das rochas vulcânicas e vulcanoclásticas na Formação Patos.



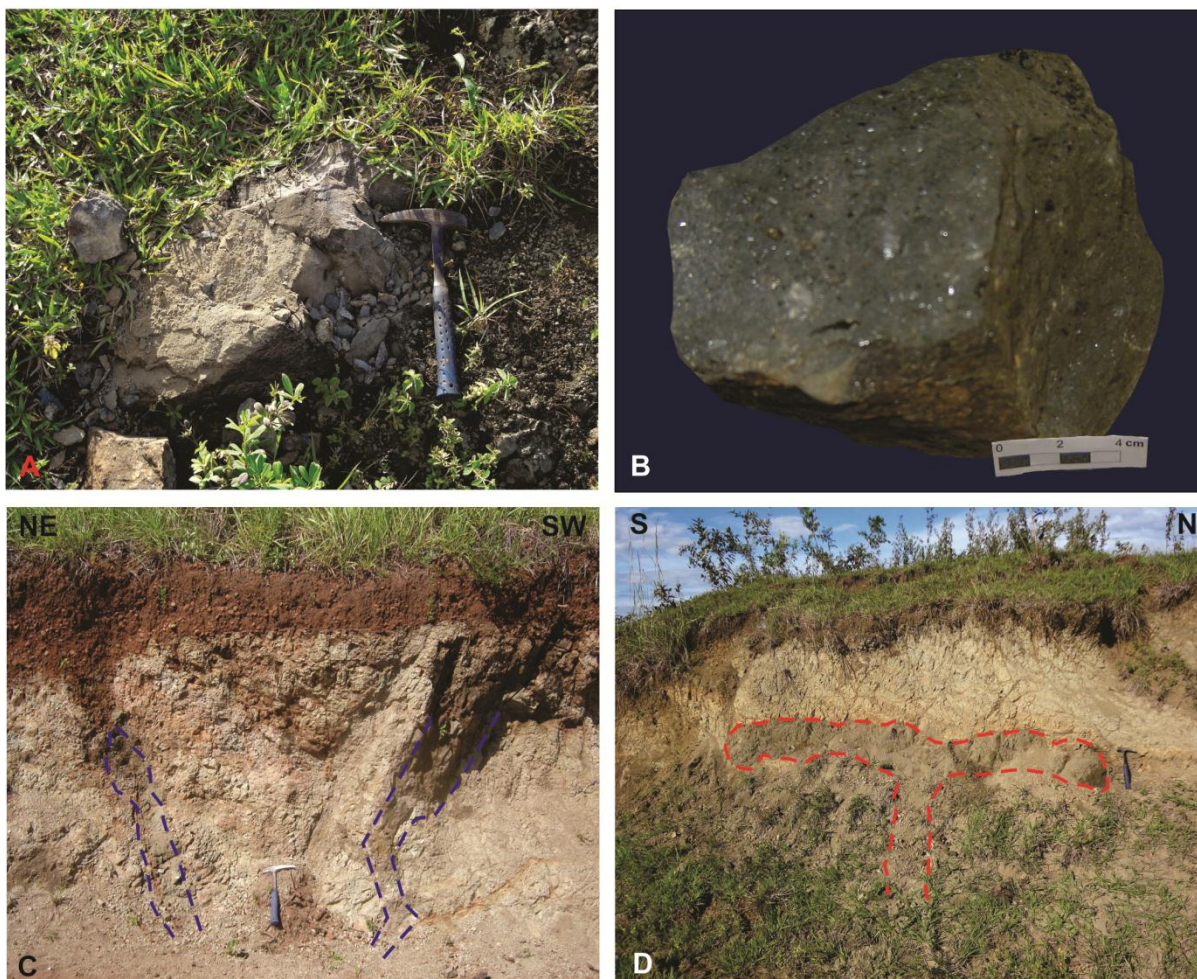
**Figura 4.4** – Arenitos da Formação Três Barras (Grupo Mata da Corda). A) Arenito de coloração avermelhada no distrito de Curraleiro (Ponto MC-20, vide anexo 1). B) Arenito branco acimentado, na BR-354, próximo a Presidente Olegário (Ponto MC-37, vide anexo 1). C) Arenito com estratificação cruzada acanalada, próximo a Fazenda da Serra, noroeste de Patos de Minas (Ponto MC-92, vide anexo 1). D) Arenito com estratificação plano-paralela no distrito de Tiririca.

A Formação Patos representa a unidade basal do Grupo Mata da Corda, que consiste em rochas vulcânicas e subvulcânicas de caráter kamafugítico, representada na área pelos uganditos e mafuritos, e, também por rochas vulcanoclásticas. A maior parte dos afloramentos correspondentes a estes litotipos encontra-se bastante alterada, o que dificulta as descrições macroscópicas e microscópicas. As fácies vulcanoclásticas são constituídas por intercalações de lapillitos e brechas, sendo observadas variações texturais e mineralógicas da sequência basal para a superior.

### 4.3.1 - Uganditos

As rochas inalteradas deste litotipo são de coloração cinza escura (Figuras 4.5A e 4.5B) e são mais expressivas entre os distritos de Cavas e Curraleiros, noroeste de Patos de Minas, correspondendo a pequenos afloramentos em relevos mais suaves. Comumente são observados diques (Figura 4.5C) e *sills* (Figura 4.5D) bastante alterados, de coloração esverdeada e acinzentada, de material semelhante aos uganditos “frescos” cortando lapillitos e brechas por toda a área estudada.

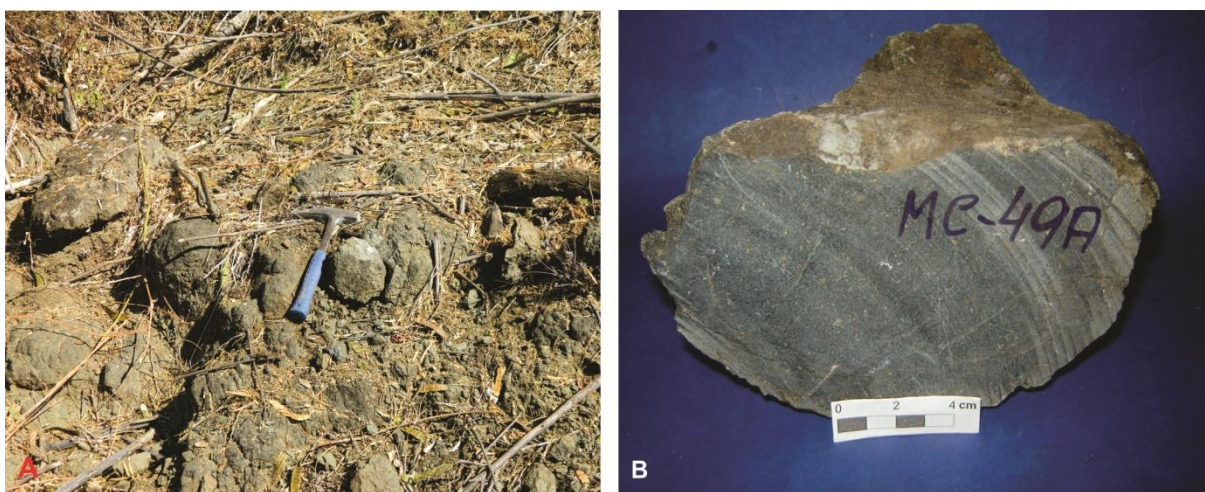
Macroscopicamente, é possível observar uma textura fluidal, que é caracterizada pela orientação dos cristais prismáticos de piroxênio. É comum observar plaquetas de flogopita de até 1 cm nessa rocha. Diferente das brechas e dos lapillitos que apresentam fraturas visíveis a olho nu, as fraturas dos uganditos somente são observadas em lâminas delgadas, e foram preenchidas por zeólitas.



**Figura 4.5** – A) Afloramento de ugandito inalterado (Ponto MC-4, vide anexo 1) no distrito de Curraleiro. B) Detalhe do ugandito. C) Diques alterados de uganditos cortando as rochas vulcanoclásticas na porção noroeste de Patos de Minas (Ponto MC-12, vide anexo 1). D) Soleira de material semelhante ao dos diques.

### 4.3.2 - Mafuritos

A ocorrência de mafuritos inalterados restringe-se a porção noroeste de Patos de Minas, distrito de Curraleiro, sendo que os afloramentos são pouco expressivos (ponto 18, vide anexo 1) concentrando-se em relevos suaves (Figura 4.6A). Da mesma forma que os uganditos, os mafuritos alterados são encontrados por toda a região. Macroscopicamente, a rocha é de coloração cinza escura e apresenta textura porfirítica com matriz afanítica (Figura 4.6B). Nas rochas inalteradas, os fenocristais de olivina são verdes e quando apresentam sinais de alterações são de coloração avermelhada.



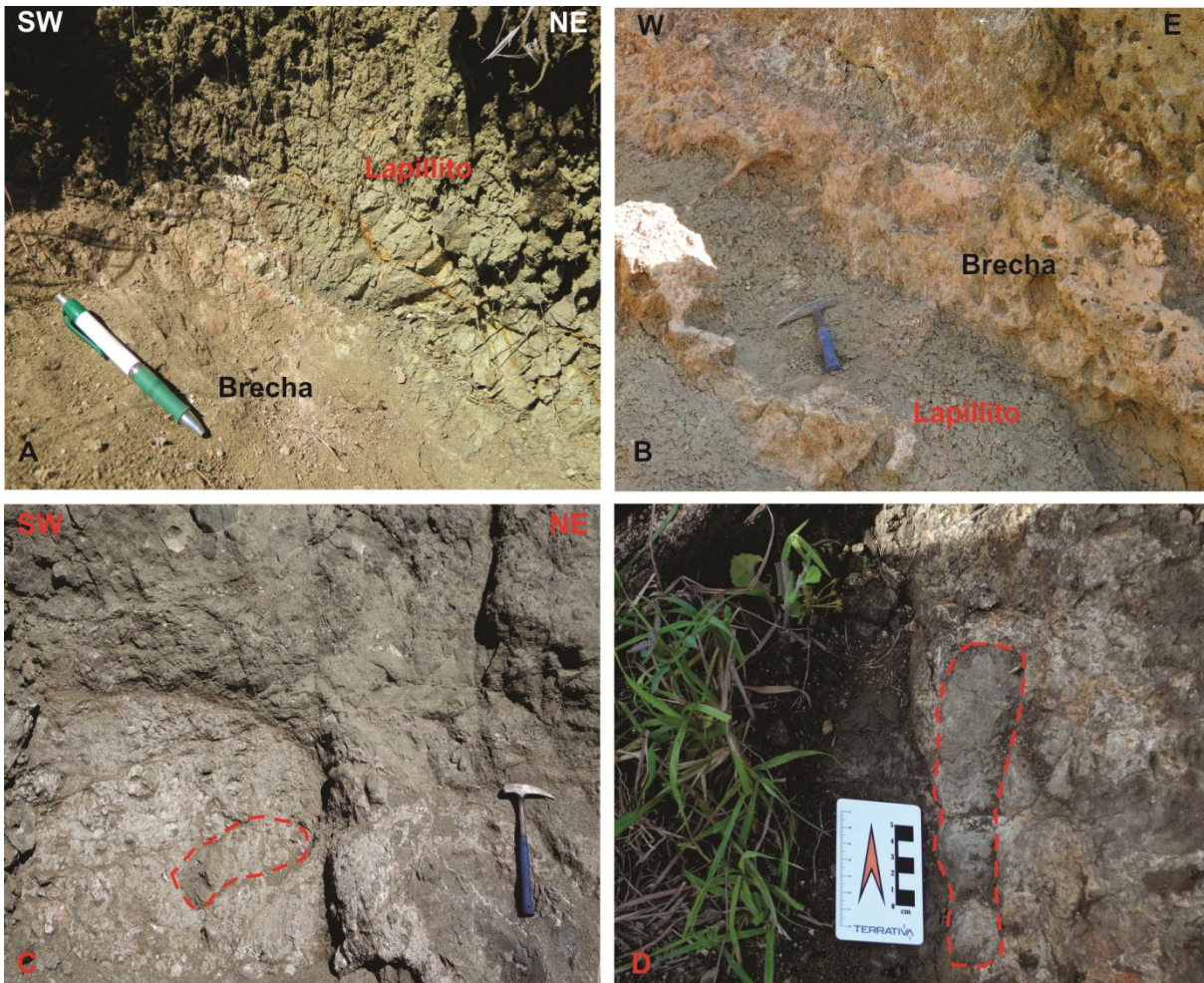
**Figura 4.6** – A) Blocos de mafurito encontrados no distrito de Curraleiro (Ponto MC-18, vide anexo 1). B) Detalhe em corte do bloco de mafurito.

### 4.3.3 - Brechas

As brechas possuem grande distribuição areal nas regiões de Patos de Minas e Presidente Olegário, sendo, na maioria das vezes, intercaladas com os lapillitos. Apesar do avançado grau de alteração intempérica de grande parte dos afloramentos descritos, a intercalação entre esses litotipos é bem nítida nos afloramentos devido ao fato das brechas apresentarem-se, muitas vezes, menos susceptíveis aos processos de intemperismo se comparadas aos lapillitos e, também, pelo contraste de coloração apresentado em algumas intercalações (Figura 4.7A). Essa feição é bem marcante na região de Presidente Olegário, sendo possível visualizar camadas inclinadas mais proeminentes de brechas intercaladas com material mais alterado de coloração esverdeada dos lapillitos (Figura 4.7B). Provavelmente, essa inclinação das camadas deve-se à proximidade dos condutos vulcânicos.

Observa-se que a espessura de cada um desses níveis, na maioria das vezes, é pequena (não ultrapassa 2,0 metros), sugerindo que cada manifestação vulcânica deve ter sido de curta duração.

Como são observadas repetições dessas intercalações, pode-se inferir que ocorreram vários episódios vulcânicos na região. Outra característica visível nos afloramentos das brechas é em relação ao tamanho dos fragmentos de rochas encontrados no arcabouço (Figuras 4.7C e 4.7D), que em alguns níveis chegam a atingir 63 cm.



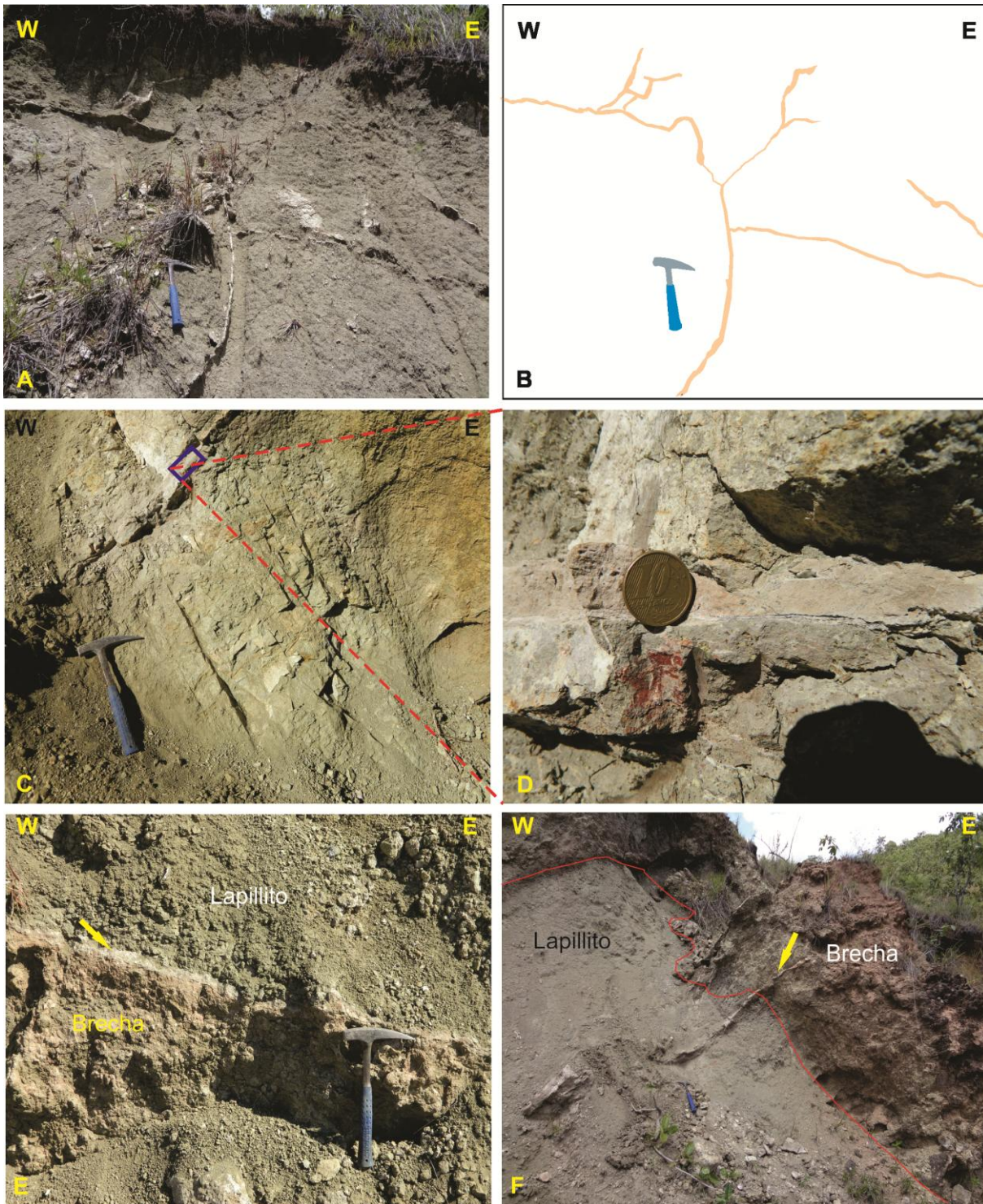
**Figura 4.7** – A) Contato abrupto entre brecha e lapillito, que mostra um contraste nítido de coloração entre os dois litotipos na Fazenda Andorinhas (Ponto MC-57, vide anexo 1). B) Camadas inclinadas mais proeminentes de brecha intercaladas com lapillitos mais alterados na Fazenda Andorinhas (Ponto MC-109, vide anexo 1). C) Fragmento centimétrico de vulcanoclástica na brecha encontrado no Ponto MC-147 (vide anexo 1) a sudoeste de Presidente Olegário. D) Fragmento angular de rocha vulcânica na brecha (Ponto MC-123, vide anexo 1 – oeste de Patos de Minas).

Diques centimétricos de rochas ígneas relacionados provavelmente a um estágio final da manifestação magmática cretácica cortam as brechas e os lapillitos e estão dispersos por toda região. Esses diques são de coloração variada (amarronzada, acinzentada e esbranquiçada), sendo que a maioria se encontra bastante alterada, o que dificulta a identificação petrográfica. Localmente, foram encontrados diques inalterados de rochas de afinidade kamafugítica (uganditos e mafuritos).

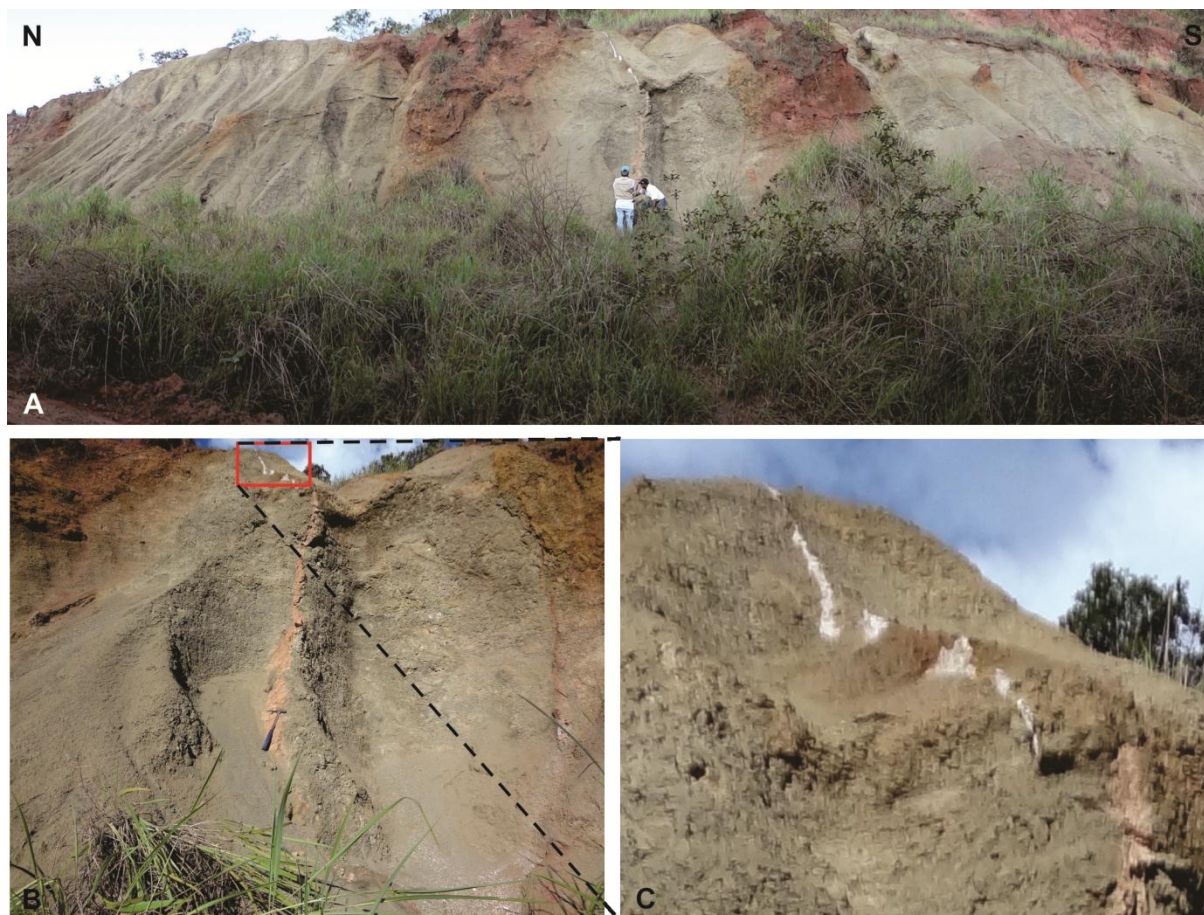
Na Fazenda Andorinhas, porção norte de Presidente Olegário, foram observados no corte da estrada soleiras e diques (Figuras 4.8A e 4.8B) de material clástico, de espessura centimétrica, cortando as brechas e os lapillitos, que até o presente momento não tinham sido referenciados na literatura. Esses corpos são de coloração rosada contrastando com as rochas encaixantes de coloração esverdeada/acinzentada, de granulometria muito fina (Figuras 4.8C e 4.8D). Os diques são predominantes na área estudada e penetram nas rochas adjacentes tanto na vertical como também com alguma inclinação, mas sempre discordante com a estruturação apresentada pela rocha hospedeira (Figura 4.8E). Subordinadamente ocorrem soleiras com a mesma composição mineralógica dos diques e concordantes com a estruturação observada na rocha adjacente (Figura 4.8F). Nessas injeções clásticas são observados grãos detríticos de quartzo, feldspato, micas e, também, fragmentos milimétricos, geralmente angulosos a subangulosos, de lapillitos que foram arrancados da rocha encaixante. Nota-se que as soleiras e diques clásticos são restritos à base do Grupo Mata da Corda, nas proximidades com o contato com o Grupo Areado. Essa camada arenosa, provavelmente, foi a fonte alimentadora dos diques e sills clásticos, que ascenderam ao longo de fraturas e/ou zonas de fraquezas das rochas vulcanoclásticas, impulsionados pelos processos de liquefação e fluidização no material arenoso que foram induzidos, possivelmente, por atividade sísmica.

Na área estudada, também, foram registrados diversos veios milimétricos preenchidos por material esbranquiçado de características pelíticas que apresentam elevados teores de fosfato. Nota-se que esses veios ocorrem, majoritariamente, na parte inferior dos depósitos vulcanoclásticos, principalmente, nos corpos lapillíticos e de brechas, próximos à ocorrência das injeções clásticas e aparentemente não possuem orientação preferencial, ou seja, ocorrem aleatoriamente.

Soleiras e diques clásticos, com características similares às aquelas apresentadas anteriormente, foram encontrados, também, a sudeste de Presidente Olegário. No corte da estrada entre os distritos de Bertioiga e Gurita, oeste de Patos de Minas, encontrou-se um dique clástico subverticalizado, mais espesso do que os anteriores (Ponto MC-103, vide anexo 1). Sua espessura diminui em direção ao topo, sendo que sua base mede aproximadamente 17 cm. Essa injeção clástica corta os lapillitos e as brechas e apresenta as mesmas feições descritas dos pontos anteriores. Neste afloramento é nítida a visualização do limite máximo atingido pela injeção clástica. Nota-se que acima deste material clástico houve a formação de material esbranquiçado (fosfato) de características pelíticas que se prolonga verticalmente em direção ao topo do afloramento (Figura 4.9). Na área estudada encontraram-se quatro fácies distintas de brechas (Fácies A, Fácies B, Fácies C e Fácies D), que foram individualizadas através da descrição macroscópica nos afloramentos e pela caracterização mineralógica e textural ao microscópio óptico das amostras que se encontravam em estado apropriado para confecção de lâminas. Outra característica importante para a separação dessas fácies é a variação dos teores de fosfato observado nesses litotipos, que permite delimitar níveis mineralizados e não mineralizados.



**Figura 4.8** – Soleiras e diques clásticos encontrados na estrada que passa pela Fazenda Andorinhas, norte de Presidente Olegário. A) Soleiras e diques clásticos sem orientação preferencial (Ponto MC-101, vide anexo 1). B) Prancha de A para melhor visualização da trajetória das injeções clásticas. C) Dique clástico discordante da estruturação do lapillito (Ponto MC-52, vide anexo 1). D) Detalhe do contraste de coloração entre o dique clástico (rosado) e o lapillito (esverdeado). E) Dique clástico (seta em vermelho) discordante da estruturação das rochas adjacentes. Observar que a injeção clástica formou-se entre o lapillito e a brecha (Ponto MC-59, vide anexo 1). F) Soleira clástica (seta em vermelho) concordante com a estruturação observada no lapillito. Nota-se que essa injeção clástica é intrusiva tanto no lapillito quanto na brecha (Ponto MC-101, vide anexo 1).

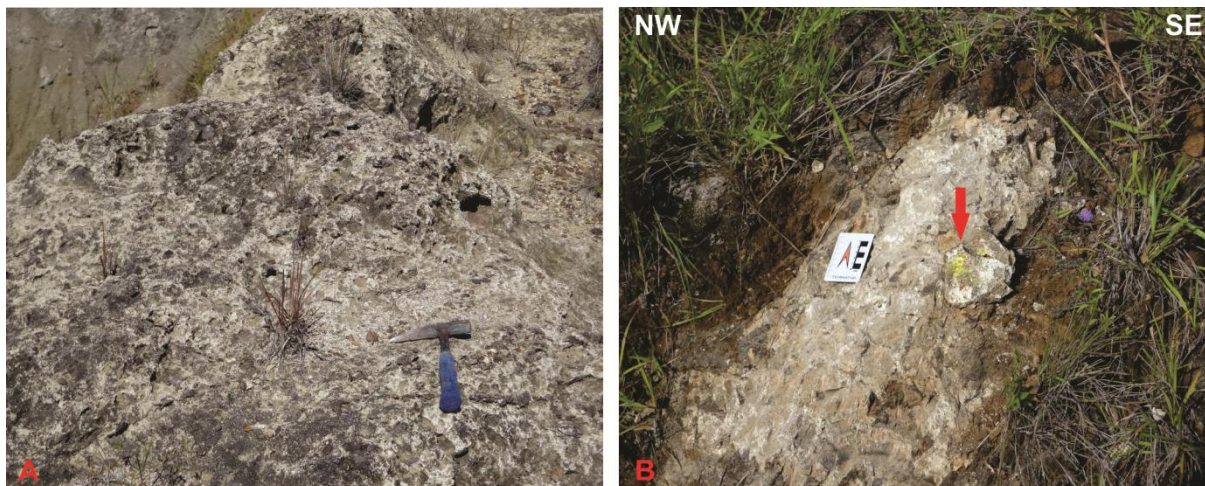


**Figura 4.9** – A) Vista panorâmica do corte de estrada entre os distritos de Bertioiga e Gurita, em que se observa um dique clástico subverticalizado (centro da foto) cortando as rochas vulcanoclásticas (Ponto MC-103, vide anexo 1). B) Detalhe do dique clástico da foto anterior. C) Material pelítico branco rico em fósforo da porção superior do corte da estrada.

### *Fácies A*

As brechas da *Fácies A* são as de maior ocorrência e apresentam-se constituídas por fragmentos angulosos a subarredondados de rochas vulcânicas e vulcanoclásticas (lapillitos), cujo diâmetro máximo dos blocos é de 22 cm, e, subordinadamente, por micrólitos de olivina, piroxênio, flogopita, perovskita e minerais opacos que estão dispersos em uma matriz de coloração esbranquiçada/acinzentada (Figura 4.10A). Essa cor deve-se, provavelmente, ao avançado grau de alteração, sendo observada uma fácil desagregação em boa parte das amostras. Essa matriz é composta essencialmente por fluorapatita, gorceixita, wavellita, argilominerais e zeólitas (conforme dados de petrografia e de difratometria de raios X). Na maior parte das amostras é possível observar material argiloso de coloração branca preenchendo fraturas milimétricas, que é composto por zeólitas, wavellita, gorceixita e argilominerais (identificados por difratometria de raios X).





**Figura 4.10** - A) Brecha da Fácies A encontrada na Fazenda Andorinhas, norte de Presidente Olegário (Ponto MC-113, vide anexo 1 ). B) A seta em vermelho indica a presença de manchas amareladas na brecha após a reação do teste químico para fosfato, que sugerem a presença de apatita (Ponto MC-119, vide anexo 1).

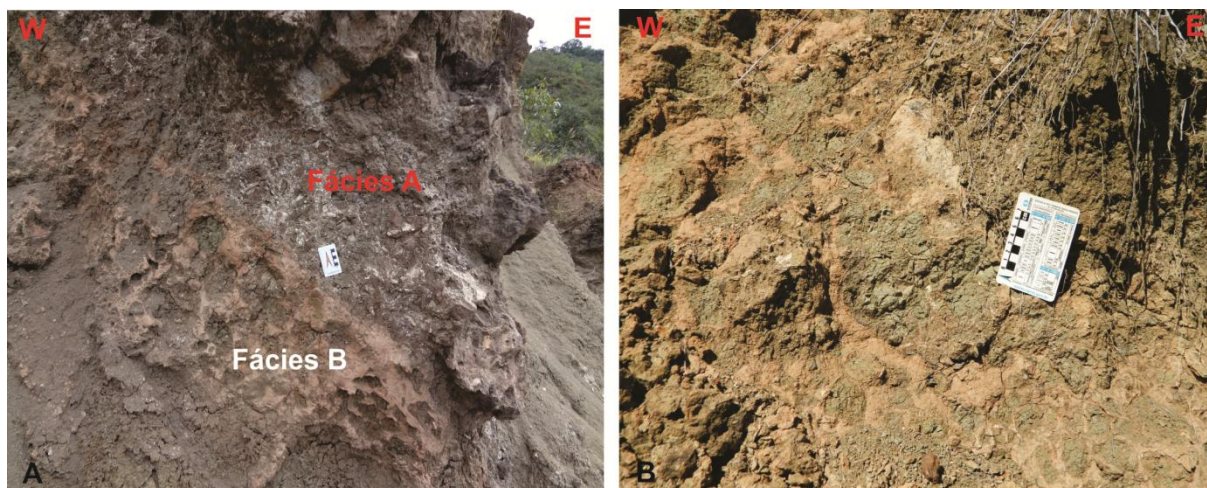
Estruturas amigdalóides e vesiculares centimétricas são comuns nessa rocha, sendo que as amígdalas foram preenchidas por zeólitas. Estas brechas correspondem às rochas de maiores teores de fosfato e são encontradas na porção basal da sequência vulcanoclástica. A figura 4.10B mostra uma mancha amarelada decorrente da reação entre o fosfato presente na matriz da rocha e o teste químico.

### ***Fácies B***

As brechas desta fácies são compostas por fragmentos de rochas com características similares aos da Fácies A, diferenciando-se pelo diâmetro dos blocos que podem atingir 63 cm. A matriz é argilosa de coloração avermelhada com pequenos níveis esbranquiçados de fosfato. O contato entre as fácies A e B é bem nítido em um corte de estrada da Fazenda Andorinhas (Ponto MC-109, vide anexo 1), demonstrando visualmente seu caráter abrupto (Figura 4.11A). Nestas brechas são observadas, frequentemente, fraturas milimétricas preenchidas por material branco pelítico rico em fosfato (Figura 4.11B).

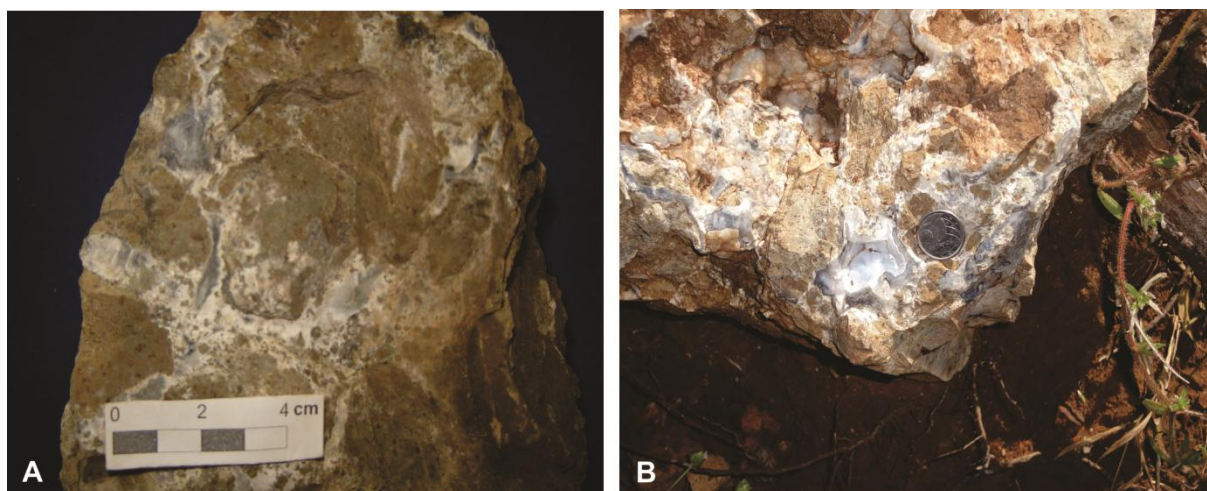
### ***Fácies C***

As brechas da fácies C são encontradas em camadas superiores à das brechas das Fácies A e B e apresentam-se muito mais coesas quando comparadas às duas anteriores. Essas rochas são constituídas por fragmentos de rochas vulcânicas e vulcanoclásticas e, subordinadamente, por micrólitos de perovskita, pseudomorfos de olivina e minerais opacos, envolvidos por uma matriz tufácea de coloração verde/acizentada.



**Figura 4.11** - A) Contato abrupto entre as brechas das fácies A e B, no corte da estrada da Fazenda Andorinhas (Ponto MC-109, vide anexo 1). B) Brecha com fragmentos de lapillitos de diversos tamanhos. Notam-se pequenas fraturas preenchidas por material branco pelítico (Ponto MC-51, vide anexo 1).

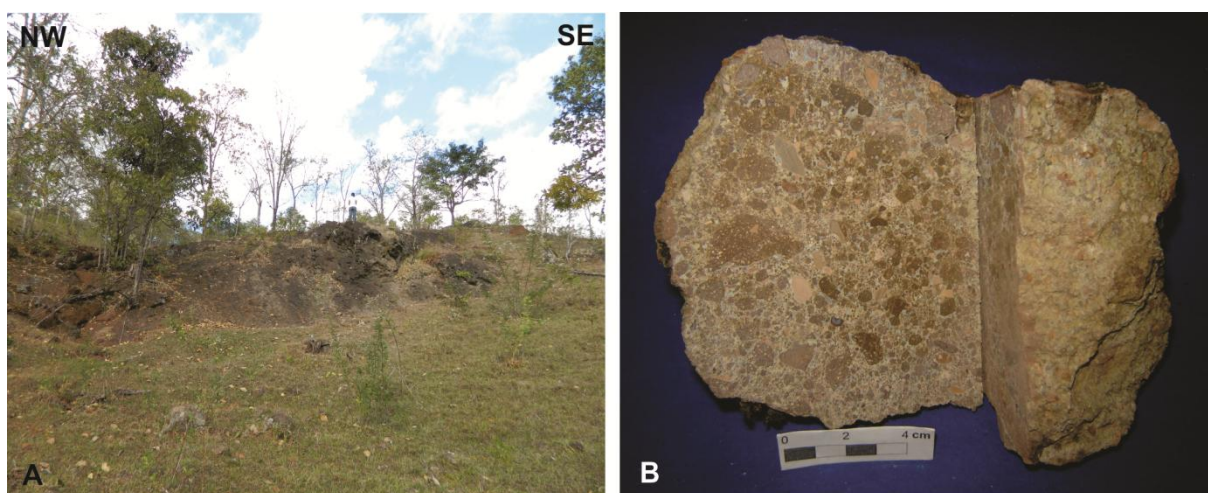
Estruturas amigdalóides e vesiculares centimétricas, de até 11 cm de diâmetro maior, são comuns nessa rocha, sendo que as amígdalas foram preenchidas por zeólitas, calcedônia e opala (Figura 4.12A). Em muitas dessas amígdalas é possível observar a textura coloforme (Figura 4.12B), que é caracterizada pela presença de calcedônia e opala em bandas concêntricas, podendo ocorrer, incipientemente, um aglomerado de cristais de coloração branca com hábito botrioidal. Comumente, são observadas fraturas milimétricas preenchidas pelo mesmo material das amígdalas e nota-se que essas fraturas não apresentam uma orientação preferencial. Esta silicificação nas brechas proporcionou uma maior resistência aos processos de decomposição e desagregação decorrentes do intemperismo, que pode estar associada ao baixo teor de fosfato encontrado nas mesmas.



**Figura 4.12** – A) Brecha da Fácies C com estruturas amigdalóides e fraturas preenchidas por opala e calcedônia. B) Bloco rolado de brecha de fácies C, localizado na Fazenda Capim Branco, com textura coloforme que mostra bandas concêntricas de variedades de sílica (Ponto MC-83, vide anexo 1).

### ***Fácies D***

A ocorrência da brecha da *Fácies D* é bem restrita, sendo encontrada apenas no distrito de Tiririca (ponto 78, vide anexo 1), porção sudeste de Presidente Olegário, correspondendo a um espesso pacote de mais ou menos 10 metros (Figura 4.13A). Este litotipo é composto por fragmentos angulosos a subarredondados de rochas vulcânicas, vulcanoclásticas e sedimentares e por grãos detríticos imersos em uma matriz afanítica de coloração castanha amarelada (Figura 4.13B). Nota-se a presença de muitas estruturas amigdalóides preenchidas por opala e uma intensa cimentação da matriz por sílica. Isso confere à rocha uma maior resistência aos processos intempéricos. Similar à brecha da *Fácies C*, esta *fácies* apresenta baixo conteúdo de fosfato.



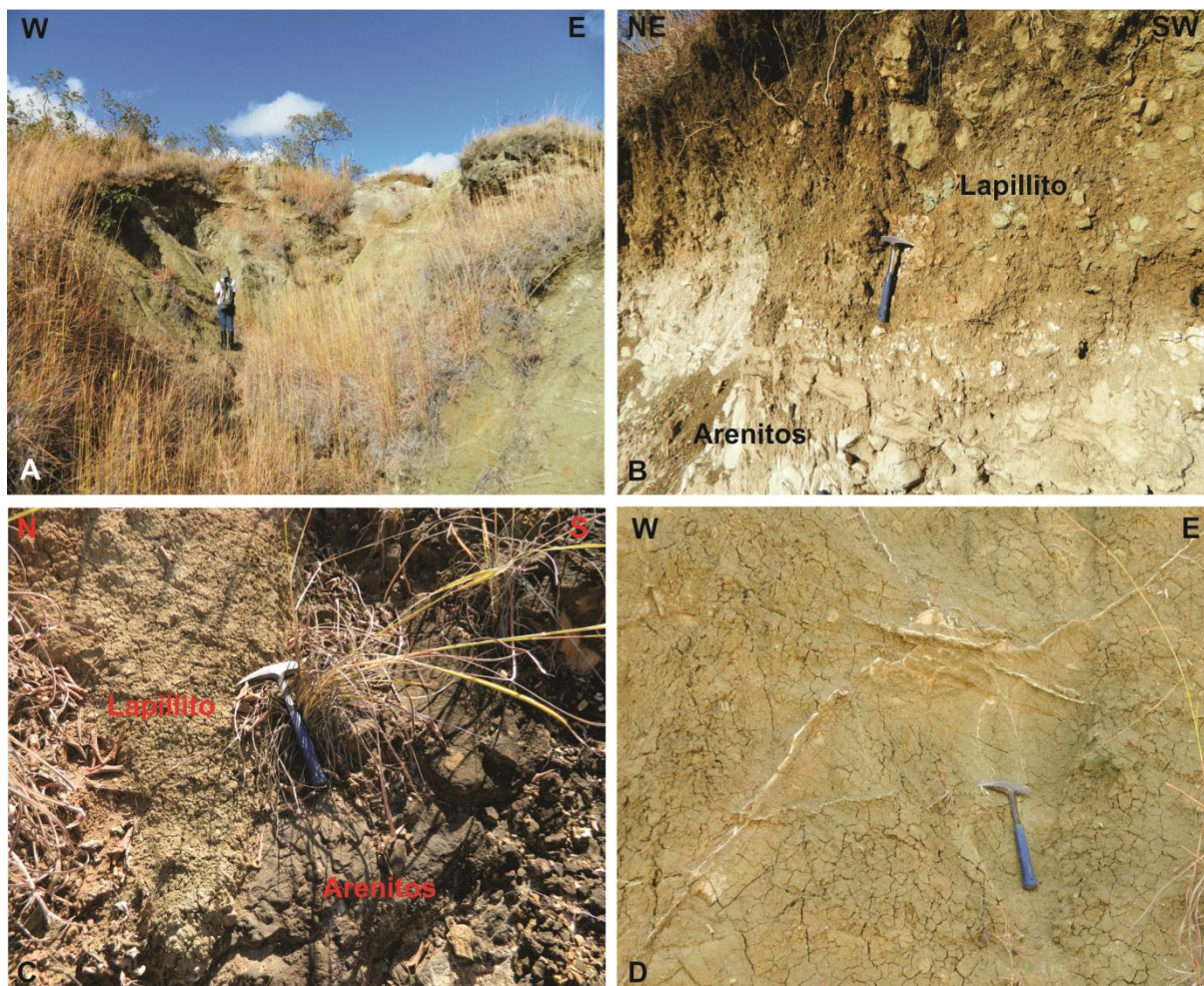
**Figura 4.13** – A) Afloramento da brecha da *Fácies D* no distrito de Tiririca, porção sudeste de Presidente Olegário (Ponto MC-78, vide anexo 1). B) Amostra macroscópica da brecha que apresenta fragmentos de rochas dispersos em uma matriz argilosa alterada.

#### **4.3.4 - Lapillitos**

Os lapillitos são encontrados por toda a área estudada, apresentando-se, comumente, intercalados com as brechas, evidenciando que houve mais de um episódio vulcânico na região. Esse litotipo apresenta uma coloração cinza escura que quando alterado torna-se esverdeada/acizentada (Figura 4.14A). Geomorfologicamente, os lapillitos são representados por relevos suaves decorrentes dos intensos processos intempéricos e de erosão, aos quais foram submetidos desde o Cretáceo.

Em certos locais é possível observar o contato entre estes litotipos e os arenitos da Formação Três Barras (Figuras 4.14B e 4.14 C). Grande parte dos afloramentos apresenta fraturas milimétricas a centimétricas preenchidas por um material pelítico de coloração branca que estão associadas às

ocorrências anômalas de fosfato na região (Figura 4.14D). Localmente, observam-se corpos intrusivos kamafugíticos cortando os lapillitos e as brechas (Figuras 4.15A e 4.15B).



**Figura 4.14** – A) Lapillitos bastante alterados localizados na Fazenda Andorinhas (Ponto MC-61, vide anexo 1). B) Contato entre os arenitos da Formação Três Barras e os lapillitos da Formação Capacete na Fazenda Andorinhas (Ponto MC-46, vide anexo 1). C) Contato entre arenitos e lapillitos na BR-354, próximo a Presidente Olegário (Ponto MC-40, vide anexo 1). D) Sistema de fraturas no lapillito que foram preenchidas por material pelítico esbranquiçado rico em fosfato na Fazenda Andorinhas (Ponto MC-62, vide anexo 1).

Macroscopicamente, os lapillitos apresentam a composição mineralógica idêntica à das brechas A, observando-se, entretanto, uma matriz constituída por micrólitos de piroxênio, perovskita, flogopita, apatita, vidro vulcânico alterado, além de minerais opacos. É possível identificar cristais de olivina alterada devido à sua cor avermelhada apresentar um contraste nítido com a matriz esverdeada da rocha. Nas áreas próximas aos condutos vulcânicos, as camadas dos lapillitos apresentam-se inclinadas. Já nas porções mais afastadas dos condutos, os lapillitos podem mostrar um fraturamento subhorizontalizado dos pacotes (Figuras 4.15C e 4.15D).

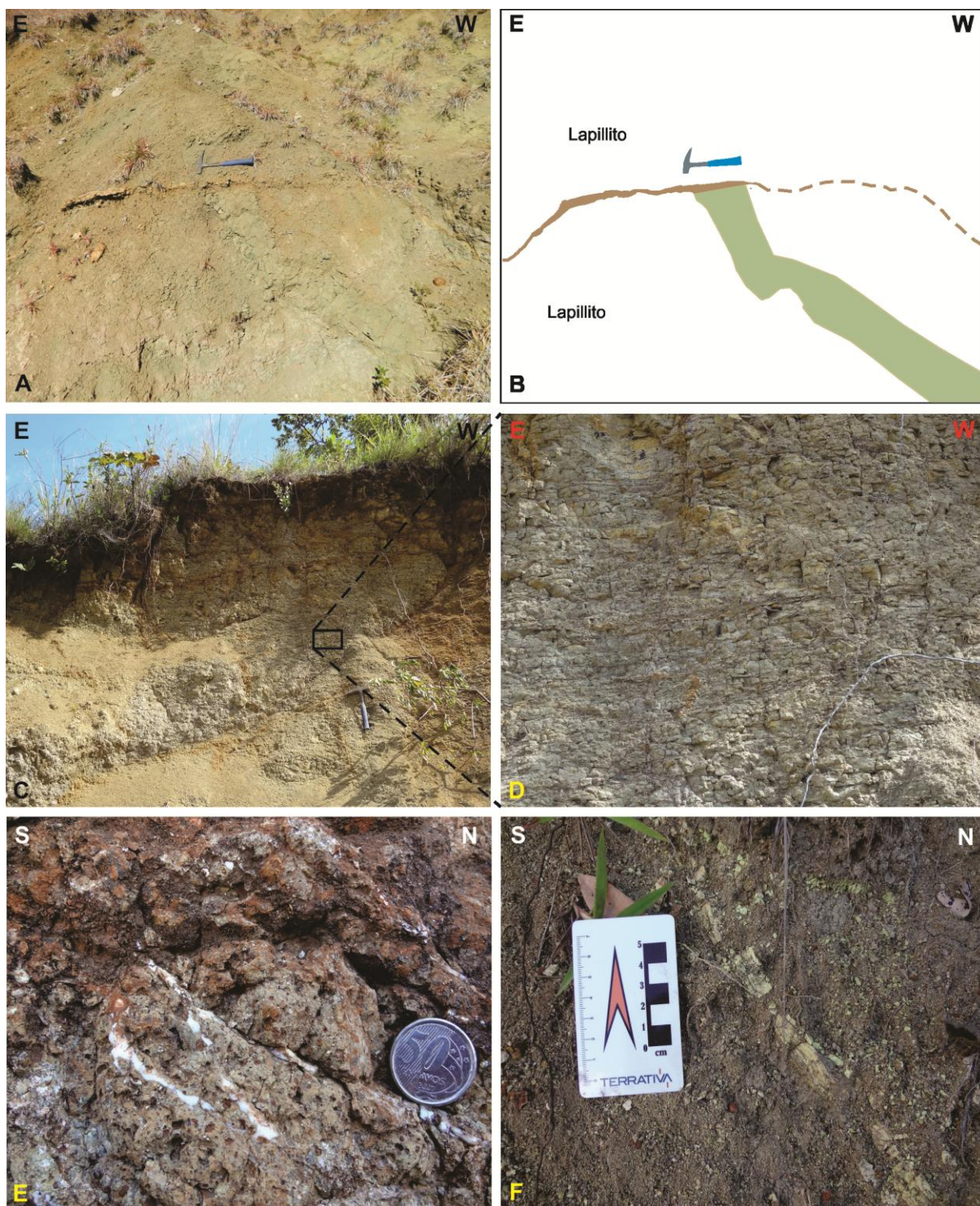
Uma feição observada em campo e importante para o controle da mineralização de fosfato é que nas porções superiores do pacote vulcanoclástico, esses lapillitos apresentam fraturas preenchidas por opala (Figura 4.15E) e por um material verde de aspecto graxo (Figura 4.15F), que por difratometria de raios X foi identificado como zeólitas. Outra característica é a presença de um material muito caulinzado acima desse pacote (Figura 4.16A). Nota-se que nessa sequência o teor de fosfato diminui consideravelmente. Na Fazenda Andorinhas, os níveis mineralizados e não mineralizados são separados por uma fina camada de óxidos de manganês, indicando que na parte inferior desse nível os teores são elevados e que acima desse nível os teores diminuem.

No corte da BR-354 que liga Patos de Minas a Presidente Olegário, próximo à Pousada Buracão (Ponto 41, vide anexo1), há afloramentos de lapillitos com certo grau de alteração que apresentam veios de espessura centimétrica (1,3 a 5,3 cm) preenchidas por material acastanhado/avermelhado, esbranquiçado e esverdeado de granulação fina (Figura 4.16B), que microscopicamente correspondem a calcedônia, opala, minerais opacos e argilominerais, respectivamente.

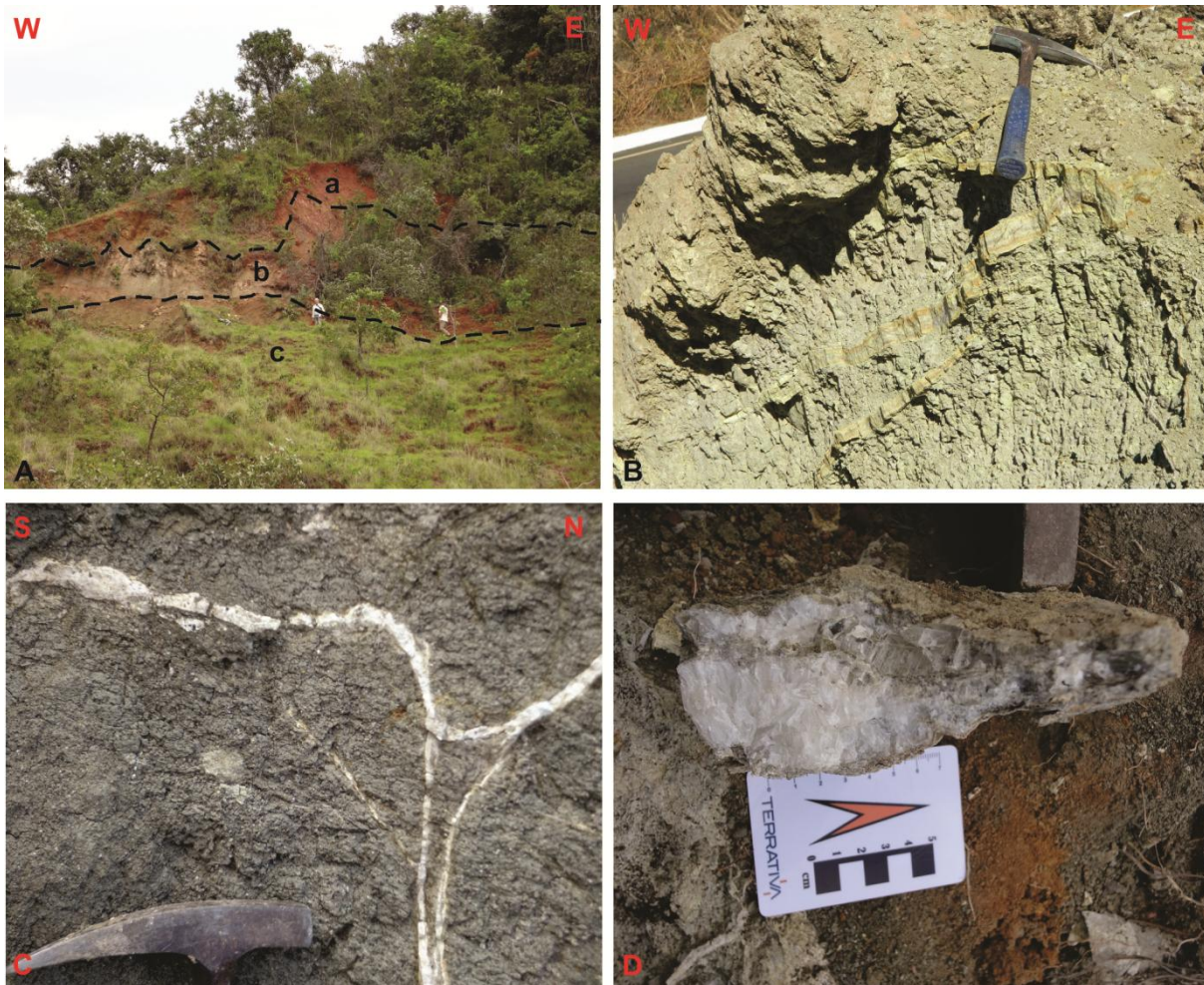
É possível observar, também, um agregado de minerais aciculares incolores de hábito radial que em lâmina delgada foi identificado como wavellita. Nessa mesma estrada foram encontrados veios centimétricos de calcita (Figuras 4.16C e 4.16D), que foram, provavelmente, formados por processos hidrotermais tardios.

#### **4.4 – COBERTURA DETRITO-LATERÍTICA**

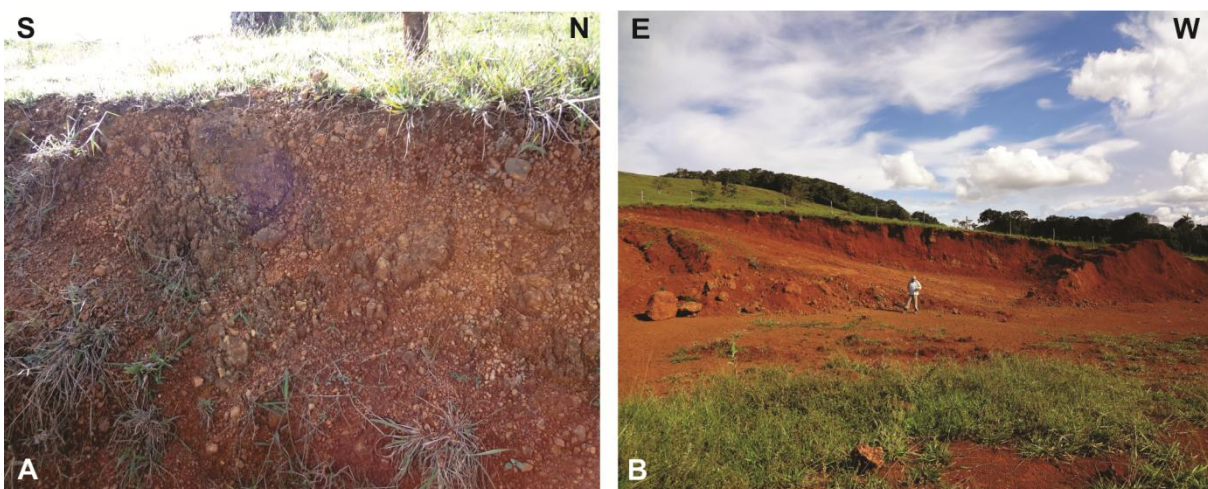
Nas porções superiores dos chapadões é frequente a presença de uma canga laterítica sobre as rochas vulcânicas e vulcanoclásticas do Grupo Mata da Corda, sendo facilmente reconhecida pela sua coloração ocre/avermelhada e pela sua resistência (Figura 4.17A). A gênese desta canga laterítica é atribuída aos processos intempéricos ocorrentes na região durante o Paleógeno/Neógeno (Fragoso *et al.*, 2011), propiciando a formação de oxi-hidróxidos de ferro. Nessas cangas é possível observar com o auxílio de lupa estruturas do tipo *box work*, que podem sugerir a presença de algum bem mineral de interesse econômico. Abaixo dessas cangas lateríticas ocorre um solo argiloso de coloração avermelhada que apresenta um forte magnetismo, decorrente da presença de magnetita. (Figura 4.17B).



**Figura 4.15** – A) Superfície erosiva de material argiloso de coloração amarelada entre os pacotes de lapillitos (Ponto MC-29, vide anexo 1). B) Prancha da foto anterior com destaque do corpo intrusivo nas rochas vulcanoclásticas e do nível argiloso. C) Lapillitos bastante alterados exibindo fraturas milimétricas subhorizontalizadas (Ponto MC-146, vide anexo 1). D) Detalhe da foto anterior com destaque para o fraturamento subhorizontalizado nos lapillitos. E) Fraturas dos lapillitos preenchidos por material branco leitoso (opala) (Ponto MC-151, vide anexo 1). F) Material de coloração esverdeada e aspecto graxo (zeólitas) preenchendo fraturas dos lapillitos (Ponto MC-111, vide anexo 1).



**Figura 4.16** – A) Perfil da porção superior da escarpa que mostra 3 horizontes distintos: solo vermelho magnético e laterita (a); material rosado caulinizado (b); e lapillito (c) (Ponto MC-111, vide anexo 1). B) Lapillitos às margens da BR-354 que apresentam veios preenchidos por calcedônia, opala, minerais opacos e argilominerais (Ponto MC-41, vide anexo 1). C) Veios de calcita cortando os lapillitos na BR-354, nas proximidades de Presidente Olegário (Ponto MC-152, vide anexo 1). D) Detalhe dos cristais de calcita.



**Figura 4.17** – A) Cobertura laterítica com fragmentos de rochas vulcânicas e vulcanoclásticas (Ponto MC-134, vide anexo 1). B) Solo de coloração avermelhada que apresenta um forte magnetismo (Ponto MC-124, vide anexo 1).

## **CAPÍTULO 5**

### **GEOLOGIA ESTRUTURAL**

---

#### **5.1 – CONSIDERAÇÕES GERAIS**

Os metapelitos do Grupo Bambuí, que constituem o substrato das coberturas cretácicas, encontram-se deformados pelo evento Brasiliano. Já as sequências cretácicas sedimentares do Grupo Areado apresentam-se, comumente, em camadas horizontais, exceto nas proximidades com as rochas vulcânicas e subvulcânicas do Grupo Mata da Corda, onde são identificadas estruturas deformacionais de caráter dúctil (dobras) e rúptil (falhas e fraturas). Esta deformação, possivelmente, está relacionada com os sucessivos eventos magmáticos e sísmicos ocorridos na região do oeste mineiro durante o Cretáceo Superior.

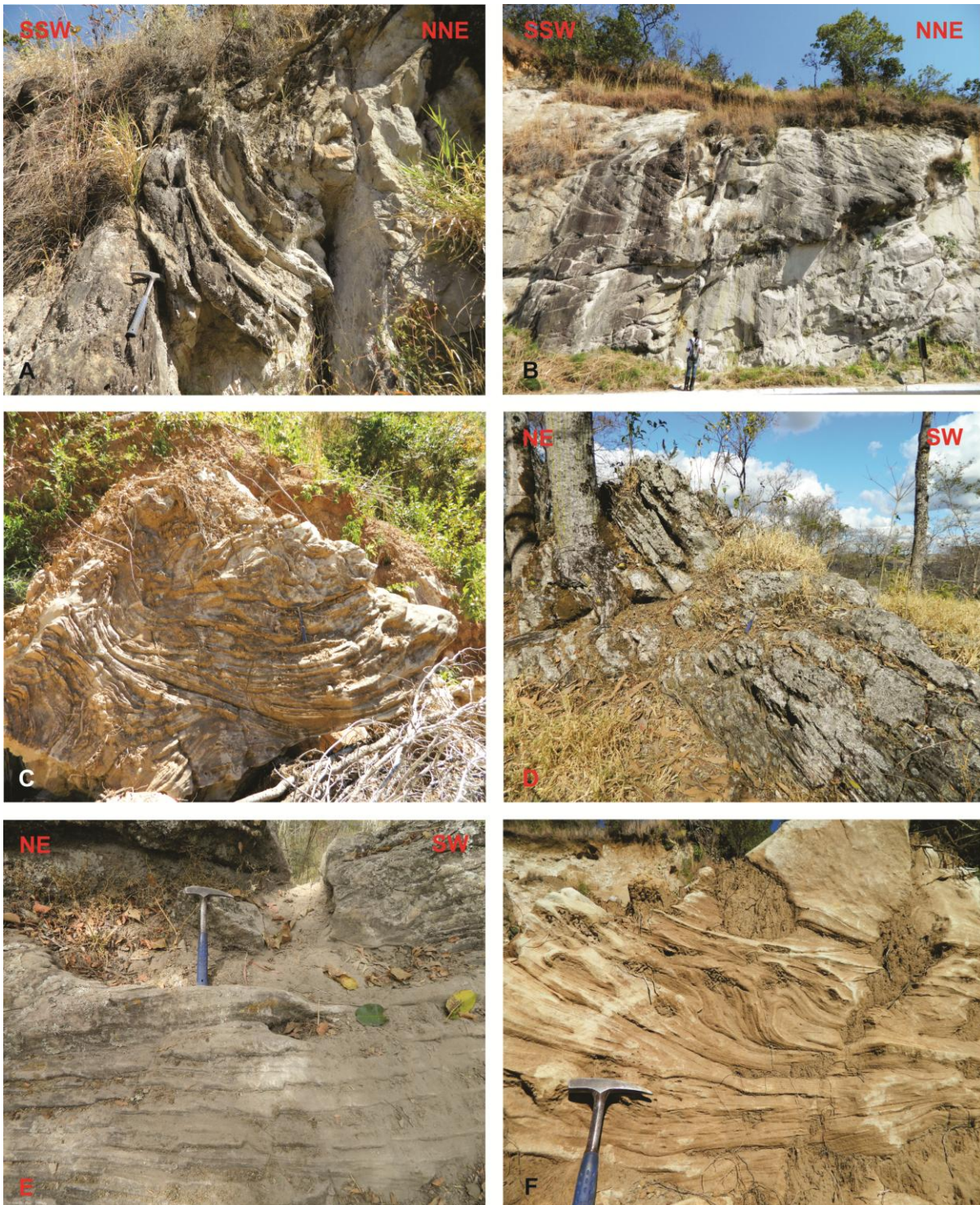
Diques kamafugíticos ocorrem por toda área estudada e mostram uma orientação compatível com os lineamentos magnéticos NW- SE apresentados por Borges & Drews (2001). Injeções clásticas (diques e soleiras) ocorrem na porção inferior das rochas vulcanoclásticas do Grupo Mata da Corda e apresentam conteúdo elevado de fosfato. Microveios de material pelítico com altos teores de fosfato, também, são observados na base da sequência vulcanoclástica do referido grupo. A formação dessas estruturas é atribuída aos possíveis abalos sísmicos que antecederam e acompanharam os episódios vulcânicos ocorridos na região. Os veios e microveios de calcita identificados na área representam, possivelmente, um processo hidrotermal tardio.

#### **5.2 – DOBRAS**

Nas proximidades com os condutos vulcânicos, os arenitos da Formação Três Barras (Grupo Areado) encontram-se fortemente silicificados e deformados, sendo observadas dobras desarmônicas, inclinação e desorganização das camadas (Figura 5.1). Os arenitos tornam a apresentar estruturas sedimentares sem vestígio de deformação à medida que se afastam dos condutos vulcânicos, demonstrando que a intensidade deformacional é mais pronunciada onde ocorrem as intrusões e as extrusões das rochas magmáticas do Grupo Mata da Corda. Pelas intensas deformações observadas



localmente nas rochas encaixantes pode-se inferir que a colocação dos corpos magmáticos intrusivos ocorreu de modo forçado.



**Figura 5. 1** – A) Dobras desarmônicas em arenitos eólicos do Grupo Areado próximas ao contato com as rochas vulcânicas e vulcanoclásticas do Grupo Mata da Corda, na BR-354 entre Patos de Minas e Presidente Olegário (Ponto MC-35, vide anexo 1). B) Afloramento de arenitos da Formação Três Barras com estruturas deformadas devido à proximidade com os condutos vulcânicos, às margens da BR-354 (Ponto MC-37, vide anexo 1). C) Bloco rolado de arenito que mostra as camadas com leve dobramento (Ponto MC-44, vide anexo 1 – Fazenda Andorinhas). D) Arenitos eólicos da Formação Três Barras com camadas inclinadas na Fazenda Capim Branco. E) Arenito da Formação Três Barras que apresenta o acamamento levemente dobrado. F) Observar a presença de

dobras fechadas (centro da foto) no arenito da Formação Três Barras (Ponto MC-44, vide anexo 1 – Fazenda Andorinhas).

### **5.3 - FALHAS**

Localmente, foram observadas falhas reversas de escala mesoscópica em arenitos da Formação Três Barras, topo do Grupo Areado (Figuras 5.2 A e 5.2 B). Nota-se que essas falhas não atingem todo o pacote sedimentar, sendo restritas à parte inferior do afloramento.

### **5.4 – FRATURAS**

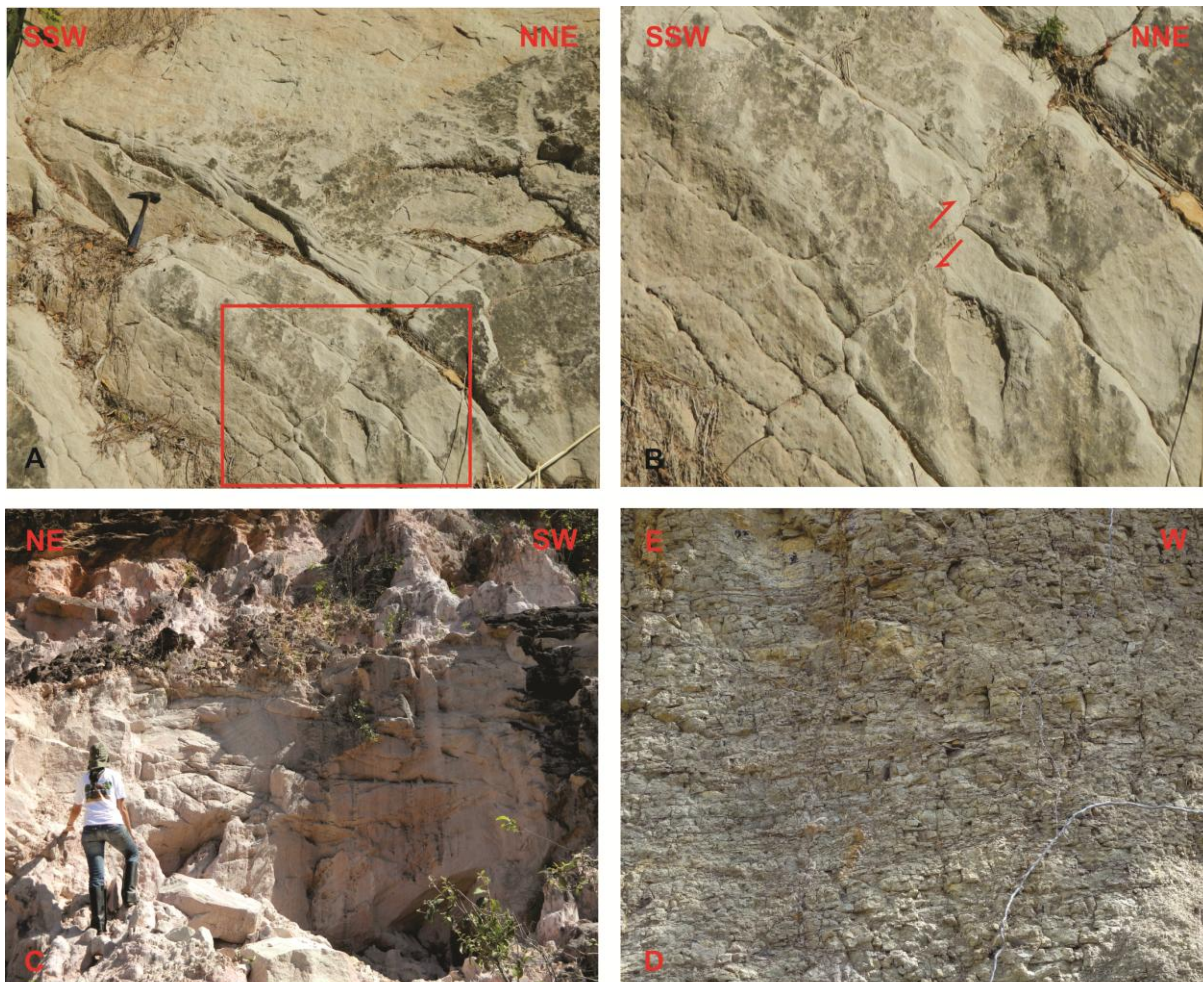
Os arenitos da Formação Três Barras apresentam fraturas (Figura 5.2C) que foram, possivelmente, induzidas pelos abalos sísmicos antecessores e contemporâneos com o vulcanismo Mata da Corda (Sawato, 1995). Fraturas subhorizontalizadas, também, são observadas nos lapillitos do Grupo Mata da Corda (Figura 5.2D) que podem estar relacionadas com as atividades sísmicas do final da manifestação magmática cretácica.

### **5.5 – SEÇÕES GEOLÓGICAS**

A seção geológica 1 (Figura 5.3) realizada em um trecho do corte da estrada na Fazenda Andorinhas, norte de Presidente Olegário, mostra que as camadas das rochas vulcanoclásticas estão inclinadas pela proximidade, possivelmente, com o centro vulcânico. São apresentadas, também, nessa seção as ocorrências das injeções clásticas (diques e soleiras) nesse trecho. Os veios ricos em fosfato por serem de espessura milimétrica não foram representados na seção geológica, mas ocorrem aleatoriamente (sem orientação preferencial) cortando os lapillitos e brechas das Fácies A e B. Os lapillitos, frequentemente, estão fraturados e nota-se que essa estruturação foi posterior à formação das injeções clásticas e dos veios.

A seção geológica 2 (Figura 5.4) levantada na BR-354, próximo a Presidente Olegário, ilustra a deformação das camadas de arenitos do Grupo Areado induzidas pela atividade vulcânica e intrusiva do Grupo Mata da Corda. Neste percurso foram observadas fraturas, camadas dobradas, verticalizadas e, localmente, falha reversa nos arenitos. Está última estrutura atinge apenas a parte inferior do pacote sedimentar, não sendo observado deslocamento das camadas na porção superior. Sawato (1995) identificou várias falhas reversas nos arenitos neste mesmo trecho, que não foram observadas nesse

trabalho devido à vegetação encobrir parte dos afloramentos. Outra feição comumente notada nos arenitos, próximos às vulcânicas, refere-se ao processo silicificação.

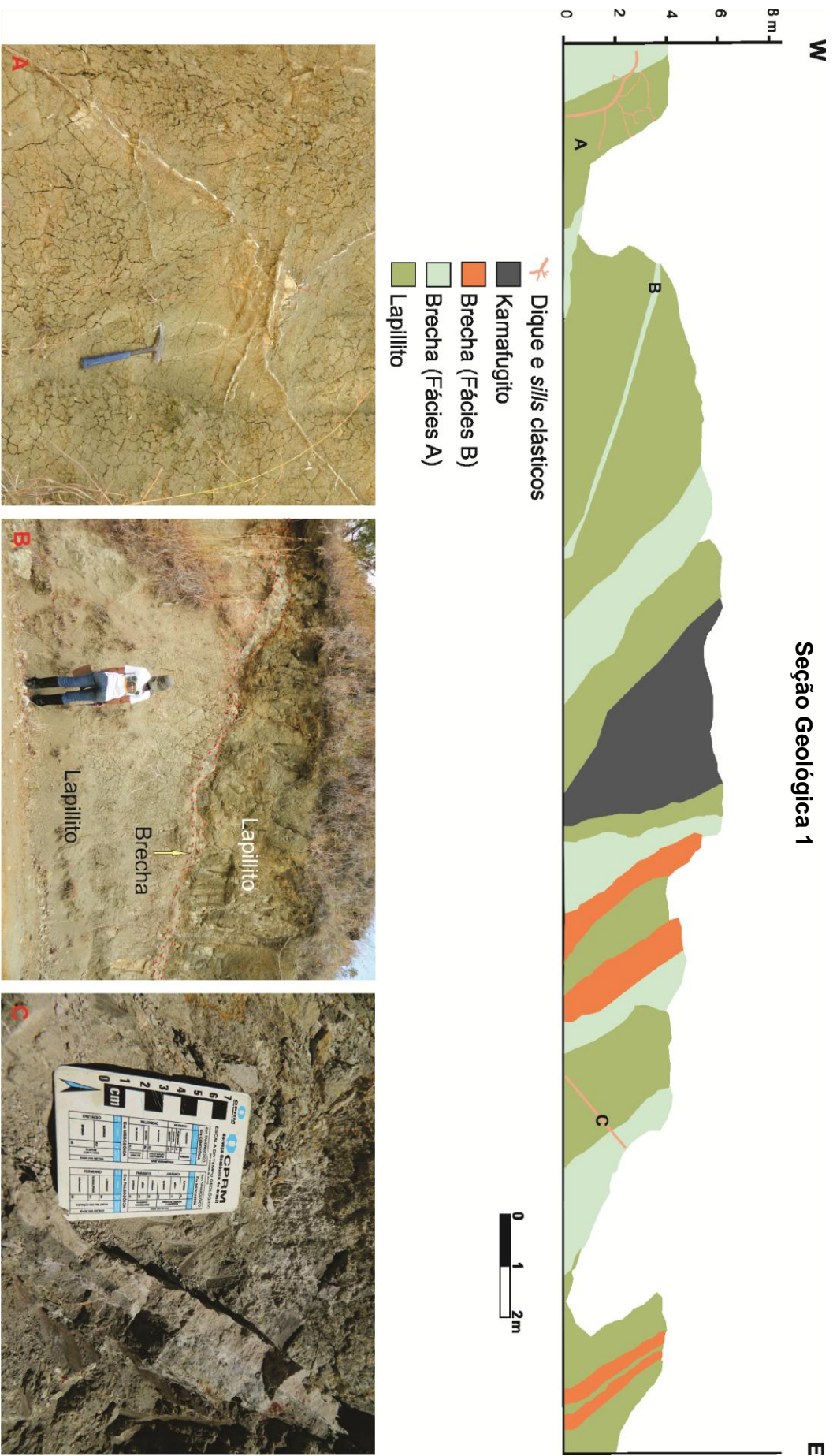


**Figura 5.2** – A) Arenitos eólicos da Formação Três Barras na BR-354, próximo a Presidente Olegário, que apresentam deslocamento das camadas (Ponto MC-36, vide anexo 1). B) Detalhe da foto anterior que mostra a presença de falhas reversas. C) Presença de fraturas nos arenitos da Formação Três Barras (Grupo Areado) (Ponto MC-39, vide anexo 1). D) Lapillitos com fraturas subhorizontalizadas (Ponto MC-146, vide anexo 1).

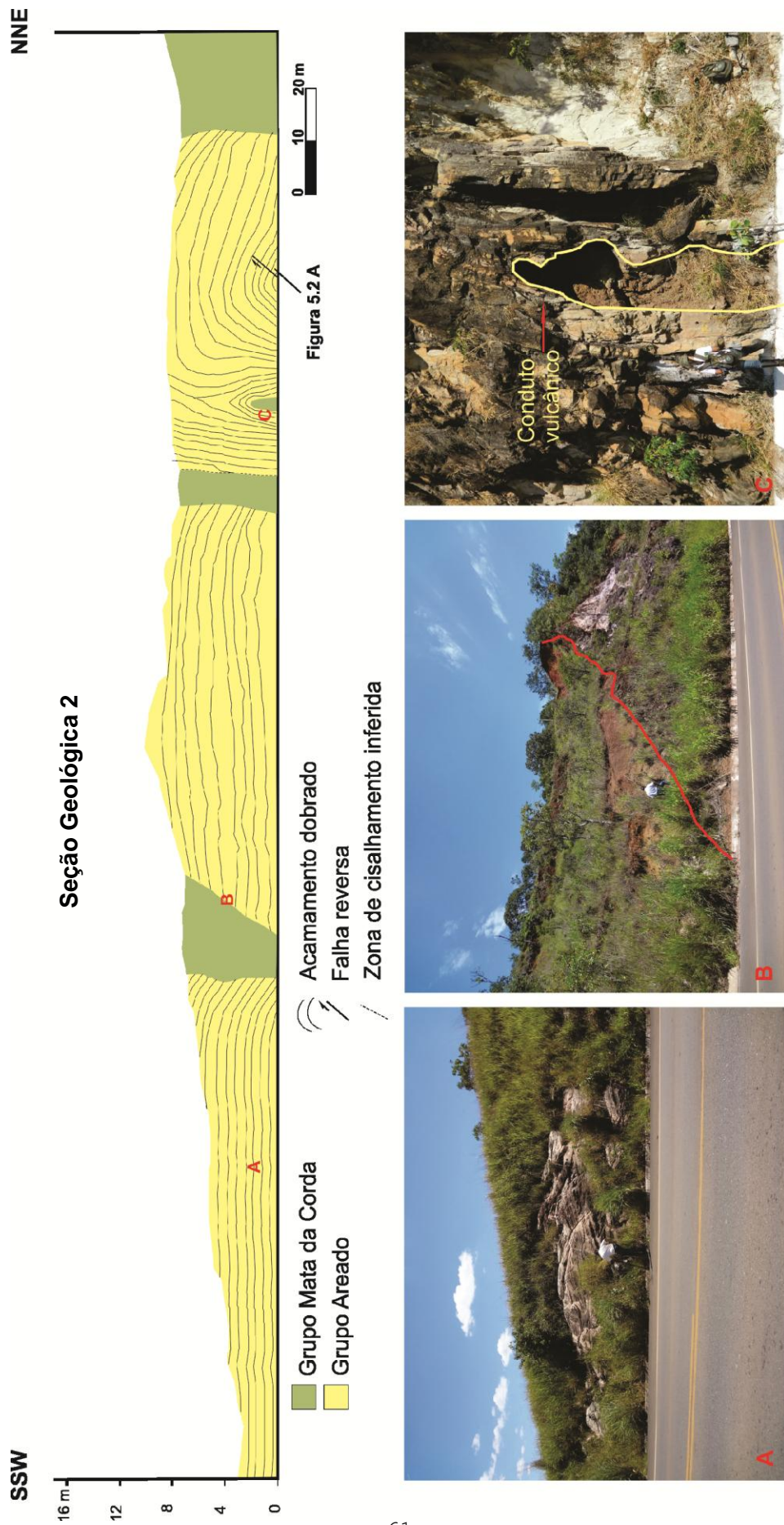
A presença, em alguns locais, de dobras fechadas nos arenitos sugere que os sedimentos arenosos eólicos do topo do Grupo Areado estavam inconsolidados no momento da deformação. Pelas observações apresentadas acima pode-se inferir que durante o Cretáceo Superior, derrames de lavas e fluxos piroclásticos assentaram-se sobre os sedimentos inconsolidados do Grupo. Concomitantemente a esse processo houve atividades sísmicas e tectônicas, que deformaram o Grupo Areado nas proximidades das rochas vulcânicas.

A atividade sísmica relacionada ao vulcanismo, possivelmente, constituiu a fonte de energia para os processos de liquefação e fluidização dos sedimentos inconsolidados do Grupo Areado. A injeção de material clástico associado a uma fase fluida, ao longo de fraturas e/ou zonas de fraquezas

das rochas vulcanoclásticas recém depositadas, condicionou, provavelmente, a remobilização do fosfato das brechas tanto para os diques/*sills* clásticos, como para as fraturas. O fraturamento subhorizontalizado verificado nas rochas vulcanoclásticas pode ser resultado da manifestação dos últimos abalos sísmicos referentes ao magmatismo Mata da Corda.



**Figura 5.3** – Seção geológica 1 esquemática em corte de estrada na Fazenda Andorinhas, norte de Presidente Olegário. A) Bifurcação de microveios ricos em fosfato que cortam os lapilitos e estão próximos às injeções clásticas (Ponto MC-62, vide anexo 1). B) Presença de uma pequena camada de brecha entre as camadas de lapilitos. Nota-se diferença de coloração entre o lapilito da porção superior e inferior devido, provavelmente, ao grau de alteração intempérico (Ponto MC-62, vide anexo 1). C) Detalhe do dique clástico de coloração rósea cortando o lapilito (Ponto MC-52, vide anexo 1).



**Figura 5.4** – Seção geológica 2 esquemática em corte da BR-354, entre Patos de Minas e Presidente Olegário. A) Acamamento dobrado dos arenitos do Grupo Areado (Ponto MC-14, vide anexo 1). B) Contato entre os arenitos do Grupo Areado e as vulcânicas do Grupo Mata da Corda (Ponto MC-100, vide anexo 1). C) Presença de dobra fechada nos arenitos e observação de um conduto vulcânico no centro do dobramento (Ponto MC-35, vide anexo 1).

Melo, M. G., 2012. A origem do fosfato nas rochas vulcânicas e vulcanoclásticas... ..

## CAPÍTULO 6

### PETROGRAFIA

---

#### 6.1 - INTRODUÇÃO

Na região estudada são encontradas rochas sedimentares (Grupo Areado), vulcânicas e vulcanoclásticas (Grupo Mata da Corda), de idade cretácica, que repousam sobre as rochas metassedimentares do Grupo Bambuí. As rochas sedimentares do Grupo Areado foram classificadas como subarcóseos e as rochas alcalinas vulcânicas e vulcanoclásticas do Grupo Mata da Corda, como uganditos, mafuritos, brechas e lapillitos. Uma das grandes dificuldades da caracterização petrográfica dessas rochas, decorre do fato de grande parte dos afloramentos apresentaram-se bastante intemperizados. Poucas amostras de rochas relativamente “frescas” foram encontradas na área e correspondem a arenitos, uganditos e mafuritos.

Os critérios utilizados para a classificação das rochas presentes na área estudada levaram em consideração os aspectos texturais e composicionais dos litotipos das formações Três Barras (Grupo Areado) e Patos (Grupo Mata da Corda), que englobam rochas sedimentares, vulcânicas e vulcanoclásticas, bem como a sistemática adotada pela IUGS (*Internacional Union of Geological Sciences*). A classificação das rochas sedimentares, vulcânicas e vulcanoclásticas seguem a terminologia proposta por Holmes (1950), Fisher (1961), Folk (1968) e Woolley *et al.* (1996). As abreviações mineralógicas das fotomicrografias baseiam-se nas sugestões de Whitney & Evans (2010) para minerais formadores de rochas.

A quantificação dos minerais refere-se à porcentagem em volume, que foi estimada visualmente. É importante salientar que essa estimativa foi prejudicada pelas alterações mineralógicas em argilominerais, comumente, encontradas nas rochas vulcânicas e vulcanoclásticas estudadas.

#### 6.2 – SUBARCÓSEOS

As rochas siliciclásticas da Formação Três Barras, topo do Grupo Areado, apresentam coloração que varia de branca acinzentada (Figura 6.1A) a avermelhada de granulometria entre areia fina e areia grossa tendo, localmente, seixos e os grãos são mal selecionados. Em escala de



afloramento foi possível observarem-se estratificações cruzadas acanaladas de grande porte e estratificações plano-paralelas. A petrotrama de boa parte das rochas é de caráter bimodal, caracterizada pela alternância de lâminas de granulometria fina e grossa. Subordinadamente ocorrem rochas siliciclásticas de coloração acinzentada, intensamente cimentadas por carbonato. Nestas rochas são encontrados fragmentos de rochas vulcânicas (Figura 6.1B) que ocorrem no contato entre os grupos Areado e Mata da Corda.

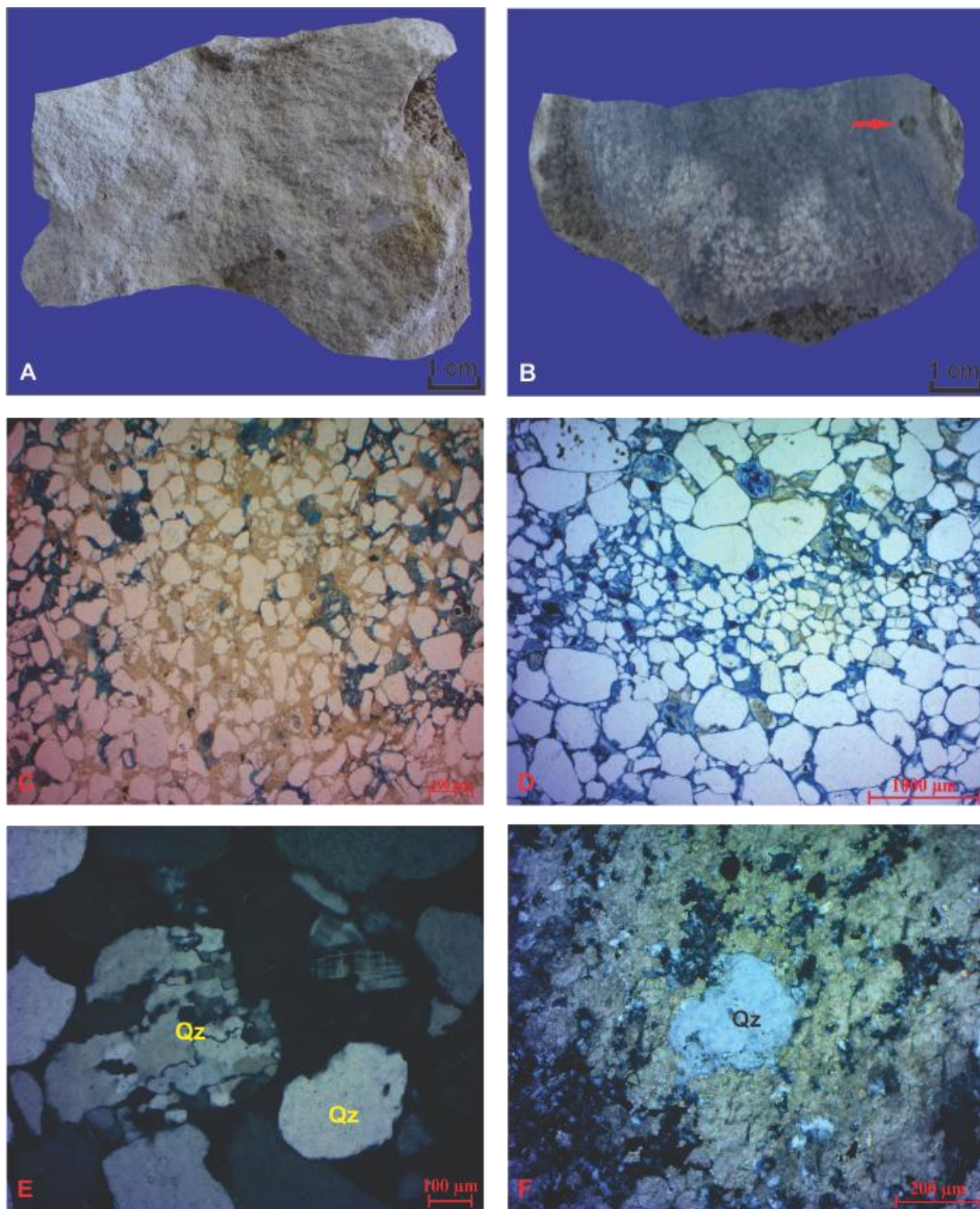
A rocha apresenta textura homogênea, suportada pelos grãos (Figura 6.1C) em que a granulometria dos grãos do arcabouço varia de areia muito fina (0,0625 - 0,125 mm) a grossa (0,50 - 1,0 mm). A bimodalidade é evidenciada pela intercalação dos níveis de granulometria areia muito fina/fina e de granulometria areia média/grossa (Figura 6.1D). Os grãos de maior granulometria apresentam certa homogeneidade quanto ao grau de arredondamento, podendo ser observados desde grãos arredondados a subarredondados. Já os grãos de granulometria menor demonstram variação no seu grau de arredondamento que varia de subarredondados a angulosos. A rocha é bem selecionada, tendo maturidade textural matura e maturidade mineralógica intermediária. O empacotamento é normal e, ocasionalmente, frouxo e os tipos de contatos entre os grãos são, predominantemente, flutuantes e, subordinadamente, retos, pontuais e côncavo-convexos. O arcabouço é constituído por quartzo, feldspatos, fragmentos de rochas e, subordinadamente, por micas e minerais opacos. Zircão, turmalina, epídoto, estauroлита e granada são os minerais pesados encontrados nessa rocha. A percentagem modal desses grãos juntamente com a percentagem do cimento, da matriz e da porosidade encontram-se representadas na tabela 6.1.

Os grãos de quartzo variam de areia muito fina a grossa e observa-se o predomínio do tipo monocristalino (extinção reta) sobre o policristalino (agregados de dois ou mais cristais de quartzo que apresentam extinção ondulante) (Figura 6.1E). Subordinadamente são observados grãos de quartzo corroídos (Figura 6.1F), cuja feição está associada à mudança de pH do meio diagenético devido a entrada de soluções ricas em Ca, que propiciaram a cimentação da rocha por carbonato.

Entre os feldspatos, o plagioclásio predomina sobre o microclínio e ortoclásio. O reconhecimento dos grãos de plagioclásio e microclínio é facilitado, em grande parte, pela presença das maclas polissintética (Figura 6.2A) e em grade (Figura 6.2B), respectivamente. Foi possível identificar alguns fragmentos de rochas metamórficas (quartzito), sedimentares (arenito – Figura 6.2C) e, ocasionalmente, vulcânicas alcalinas (Figura 6.2D).

Os minerais opacos consistem, majoritariamente, em magnetita. Palhetas de moscovita (Figura 6.2E) e biotita ocorrem em pequena proporção na rocha. A presença de minerais pesados como epídoto (Figura 6.2F), turmalina, granada, estauroлита e zircão indica que a proveniência desses grãos é de rochas metamórficas.

A porosidade é, a maior parte, intergranular (Figura 6.3A) e intragranular (grãos de plagioclásio parcialmente dissolvidos – Figura 6.3B) e, em menor proporção, móldica (Figura 6.3C), agigantada e por fratura.



**Figura 6.1** - Fotomicrografias do arenito da Formação Três Barras do Grupo Areado. A) Amostra macroscópica do arenito de coloração branca acinzentada (Amostra MC-58D - Ponto MC-35). B) A seta em vermelho indica fragmento de rocha vulcânica presente no arcabouço do arenito (Amostra MC-158 - Ponto MC-120). C) Textura do arenito suportado pelos grãos (Lâmina MC-41 – Ponto MC-35). D) Textura eólica bimodal em que se observam intercalações de lâminas de grãos de granulometria areia fina/fina e de areia média/grossa (Lâmina

MC-31). E) Grãos de quartzo policristalino e monocristalino (Lâmina MC-18 – Ponto MC-8). F) Grão de quartzo corroído. Notar a cimentação intensa por carbonato na rocha (Lâmina MC-158 – Ponto MC-120). Qz = quartzo.

**Tabela 6.1** - Constituintes dos arenitos da Formação Três Barras (Grupo Areado), expressos em percentagem (7 lâminas delgadas analisadas).

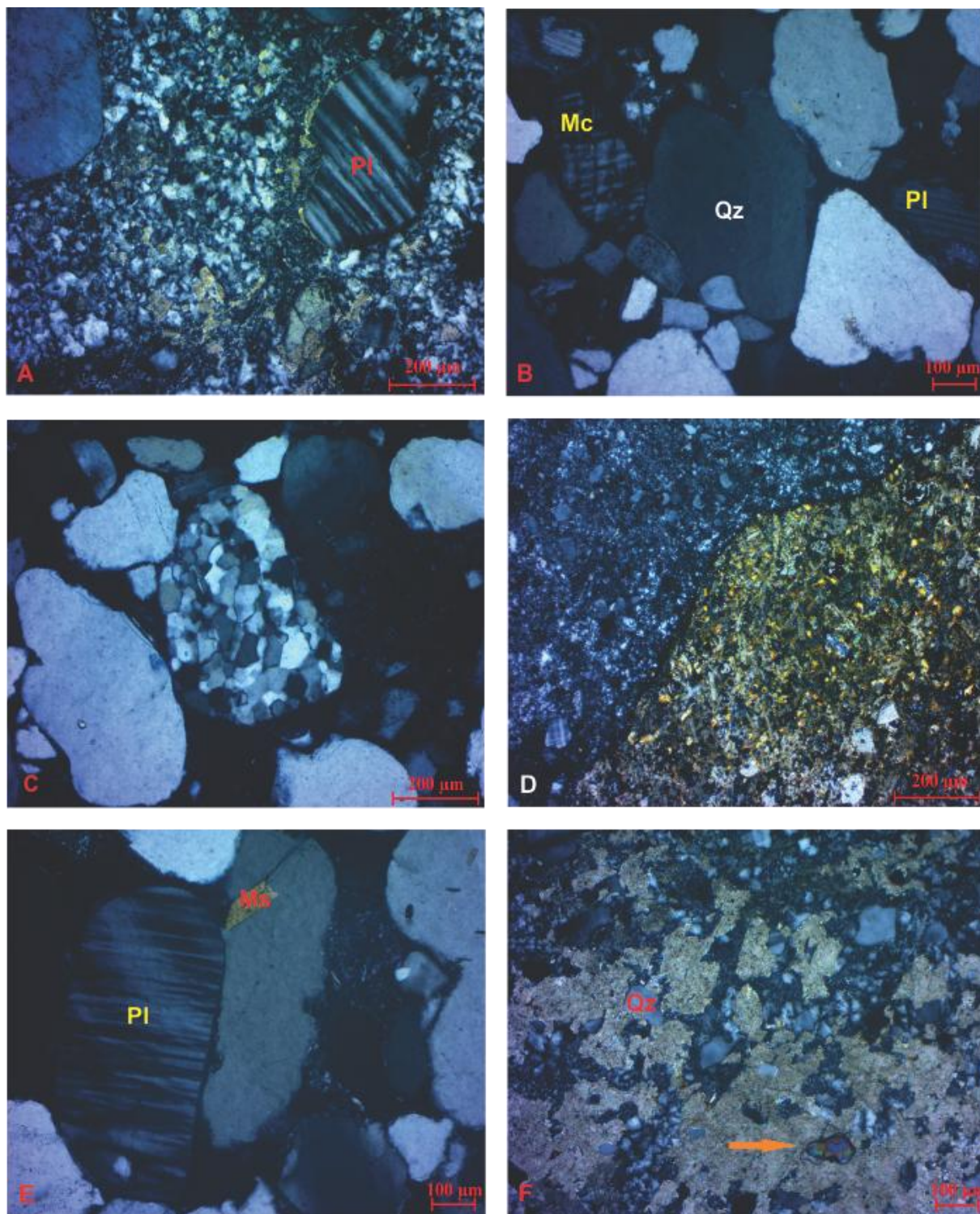
	Mínimo (%)	Máximo (%)	Média (%)
Quartzo	50	75	62
Plagioclásio	4	6	5
Microclínio	1	2	1
Ortoclásio	1	2	1
Fragmentos de rochas	1	2	2
Minerais opacos	1	2	1
Carbonato	2	20	6
Biotita	< 1	< 1	< 1
Moscovita	< 1	< 1	< 1
Epídoto	< 1	< 1	< 1
Zircão	< 1	< 1	< 1
Turmalina	< 1	< 1	< 1
Estauroлита	< 1	< 1	< 1
Granada	< 1	< 1	< 1
Matriz	1	1	1
Porosidade	10	20	14

Os processos diagenéticos identificados nas lâminas delgadas consistem em infiltração mecânica de argila, cimentação precoce por hematita, compactação mecânica, cimentação por sílex (opala em parte), *overgrowths* de quartzo e feldspato, cimentação e substituição de grãos por carbonato, autigênese de argilominerais, autigênese de pirita e dissolução parcial do cimento e de grãos. A tabela 6.2 mostra a evolução diagenética proposta para os arenitos estudados.

Os sedimentos eólicos da Formação Três Barras apresentam argila infiltrada sob a forma de uma fina película (*coatings*) ao redor dos grãos (Figura 6.3D). Os trabalhos de Crone (1975, *apud* De Ros, 1985) foram pioneiros ao descrever como a argila é introduzida em aluviões recentes do Arizona e Novo México. De acordo com os estudos deste autor, em regiões de clima árido a semi-árido, o nível do lençol freático é constantemente rebaixado e quando enxurradas esporádicas ocorrem, sedimentos de granulometria fina são carregados pela água e infiltram-se nos poros dos depósitos grossos por ação da gravidade.

No Brasil, a infiltração mecânica de argila é descrita por vários autores, como nos arenitos grossos e conglomerados da Formação Sergi (De Ros, 1985), nos arenitos eólicos das formações Três Barras (Sgarbi, 1991) e Pirambóia (Caetano-Chang & Tai, 2003). Nas amostras estudadas, a cimentação precoce por hematita é caracterizada pela fina película de coloração escura encontrada ao

redor dos grãos de quartzo. A compactação mecânica é um processo que ocorre pela sobrecarga de sedimentos no interior da bacia sedimentar, propiciando o rearranjo dos grãos e, conseqüentemente, diminuição da porosidade.



**Figura 6.2** – Fotomicrografias do arenito da Formação Três Barras do Grupo Areado. A) Grão de plagioclásio que exhibe a macla polissintética (Lâmina MC-158 – Ponto MC-120). B) Microclínio com a típica macla em grade (Lâmina MC-41 – Ponto MC-35). C) Fragmento de arenito no centro da foto (Lâmina MC-41 – Ponto MC-35). D) Fragmento de rocha vulcânica na porção direita da foto (Lâmina MC-158 – Ponto MC-120). E)

Palheta de moscovita (Lâmina MC-18 – Ponto MC-8). F) A seta em laranja aponta para um grão de epidoto (Lâmina MC-158 – Ponto MC-120). Mc = microclínio, Ms = moscovita, Pl = plagioclásio e Qz = quartzo.

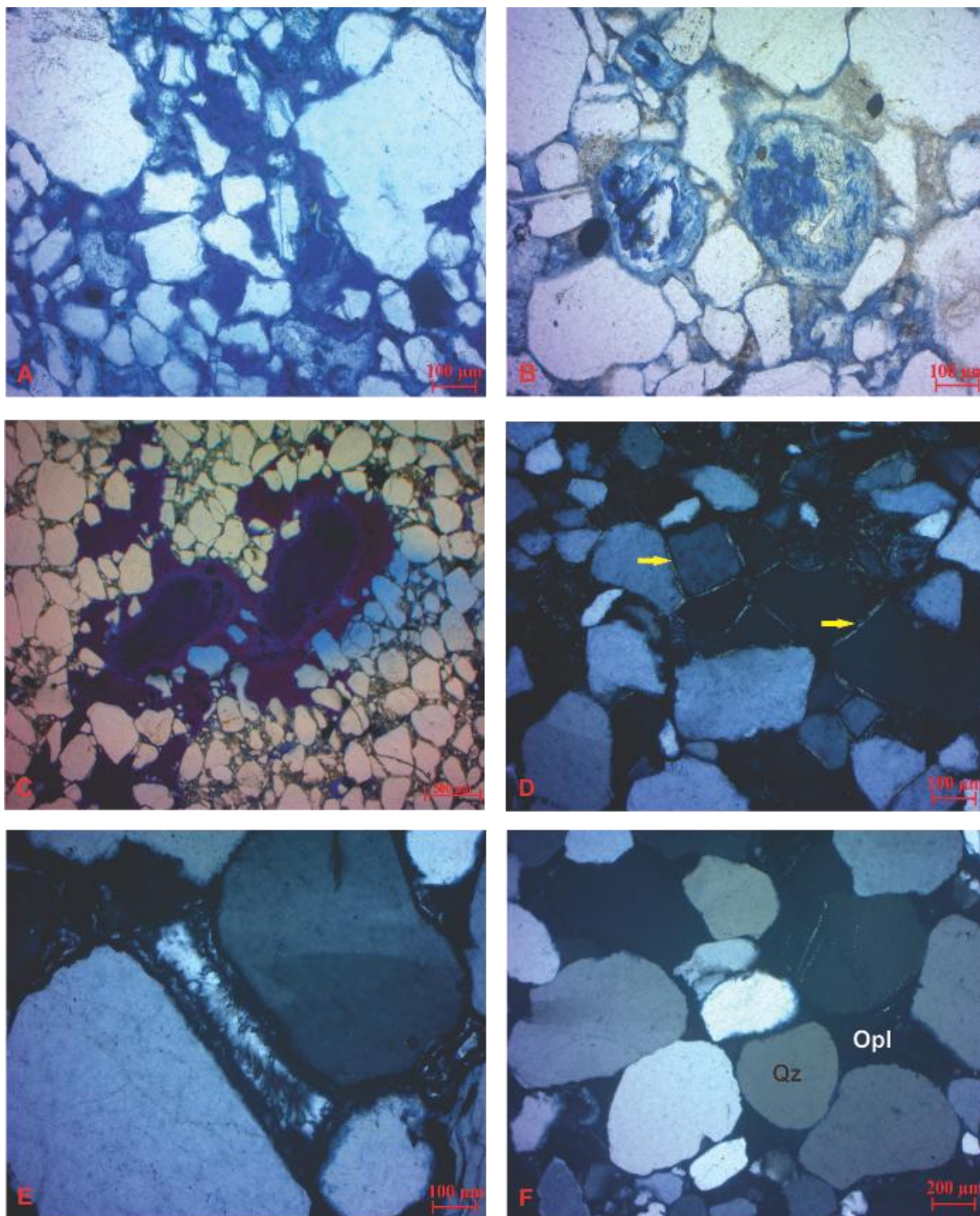
**Tabela 6.2** - Evolução diagenética dos arenitos da Formação Três Barras.

	Eodiagênese	Mesodiagênese	Telodiagênese
Infiltração mecânica de argilas			
Cimentação precoce por hematita			
Compactação mecânica			
Cimentação por sílex e opala			
Crescimento secundário de quartzo			
Crescimento secundário de feldspato			
Cimentação e substituição por carbonato			
Autigênese de argilominerais			
Autigênese de pirita			
Dissolução parcial do cimento e de grãos			?

Os estudos de Füchtbauer (1967, *apud* De Ros, 1985) demonstram que a intensidade da compactação mecânica é influenciada pela composição, forma e granulometria dos grãos envolvidos no processo. Os grãos de quartzo e feldspato são mais rígidos e por isso ao serem compactados tendem a se rotacionar e a deslizar. Nos arenitos da Formação Três Barras, a compactação mecânica é evidenciada pela presença de grãos de quartzo fraturados, resultantes, provavelmente, da concentração de esforços sobre esses grãos rígidos.

Nos arenitos estudados observam-se a cimentação por variedades de sílica, como sílex e em parte por opala. O sílex consiste na precipitação química de quartzo microcristalino no espaço poroso da rocha (Figura 6.3E). A presença de opala (Figura 6.3F) nos arenitos indica que houve contribuição vulcânica durante o processo diagenético da rocha.

Conforme ressaltado por Blatt (1982) e ilustrado no gráfico da figura 6.4, a solubilidade da sílica amorfa aumenta com a elevação da temperatura, demonstrando que para ocorrer a precipitação da opala é necessário uma solução com alta concentração de sílica. Tanto este autor quanto Suguio (2003) interpretam que a hidratação e a transformação de cinzas vulcânicas liberam grande quantidade de sílica e que em condições físico-químicas favoráveis ocorre a precipitação de opala. Isso sugere que durante a deposição dos arenitos houve a contribuição de cinzas vulcânicas no meio e que, posteriormente, este material foi hidratado liberando alto teor de sílica. Essa hipótese implica em contemporaneidade entre a sedimentação do topo do Grupo Areado e o início da manifestação magmática do Grupo Mata da Corda.



**Figura 6.3** – Fotomicrografias do arenito da Formação Três Barras do Grupo Areado. A) Porosidade intergranular (Lâmina MC-18 – Ponto MC-8). B) Porosidade intragranular (Lâmina MC-40A – Ponto MC-100). C) Porosidade móldica (Lâmina MC-40A – Ponto MC-100). D) *Coating* de argila (indicada pelas setas em amarelo) envolvendo os grãos de quartzo em arenitos eólicos (Lâmina MC-41 – Ponto MC-35). E) Cimentação por sílex no espaço poroso do arenito (Lâmina MC-18 – Ponto MC-8). F) Cimentação por opala, indicando que houve contribuição vulcânica para a formação da rocha (Lâmina MC-31). Opl = opala e Qz = quartzo.

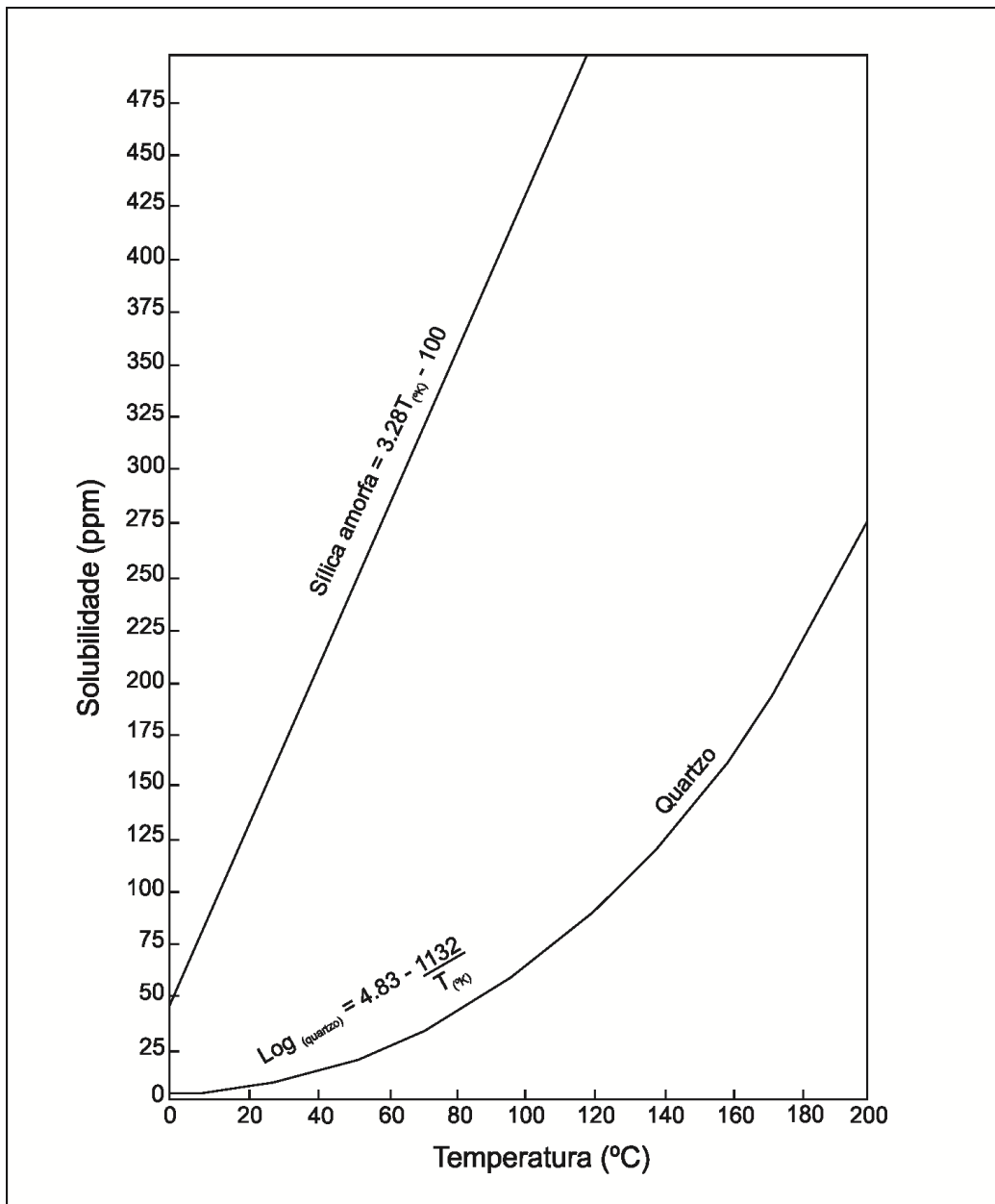
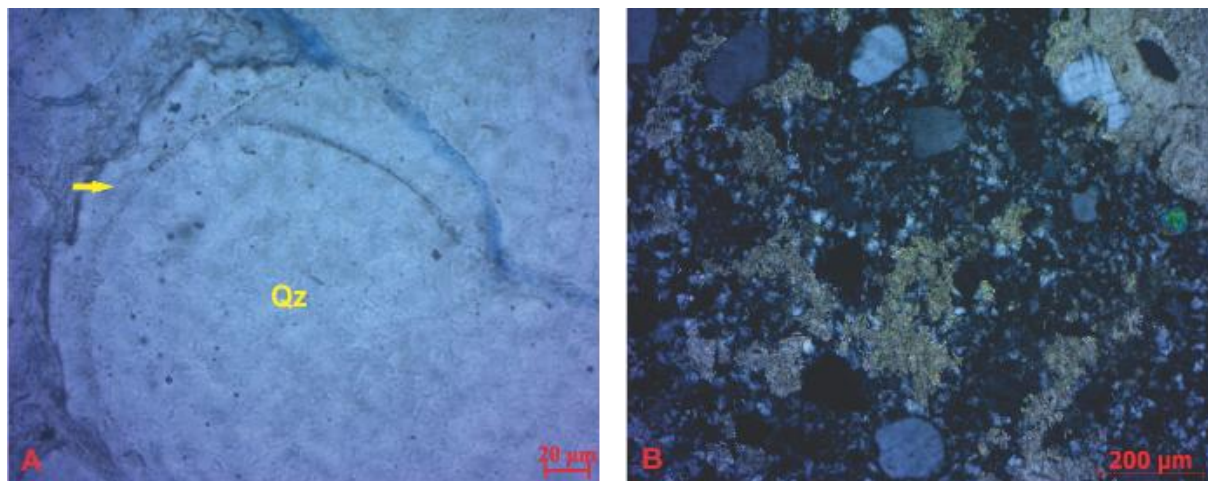


Figura 6.4 – Curvas de solubilidade x temperatura para o quartzo e a sílica amorfa (Blatt, 1982).

Os *overgrowths* de quartzo (Figura 6.5A) e de feldspato consistem no sobrecrecimento desses minerais ao redor do grão detrítico do respectivo mineral. Esse sobrecrecimento secundário é mais visível no quartzo quando há a presença de películas muito finas delimitando o grão original. Os *overgrowths* de quartzo apresentam mesma continuidade óptica que o núcleo do grão detrítico original. Já os *overgrowths* de feldspato exibem uma descontinuidade ótica.

A cimentação e substituição de grãos por carbonato é a fase diagenética mais evidenciada na lâmina MC-158 (Ponto MC-120, vide anexo 1), preenchendo o espaço poroso do arenito (Figura 6.5B). Nota-se que essa cimentação, também, ocorreu tanto nas fraturas quanto nos poros do fragmento da rocha vulcânica analisados nessa mesma seção delgada. Sgarbi *et al.* (2001) relatam que

a origem desse carbonato nos arenitos do Grupo Areado podem estar relacionado à dissolução intempérica de lentes calcárias presentes no Grupo Bambuí e/ou a partir da alteração, por processos de intemperismo, nos litotipos do Grupo Mata da Corda. As análises químicas realizadas nas rochas vulcânicas e vulcanoclásticas do Grupo Mata da Corda apresentam altos teores de CaO (10,5 a 13% em peso e 0,8 a 25,9% em peso, respectivamente) e, provavelmente, foram a fonte fornecedora de carbonato para os arenitos.



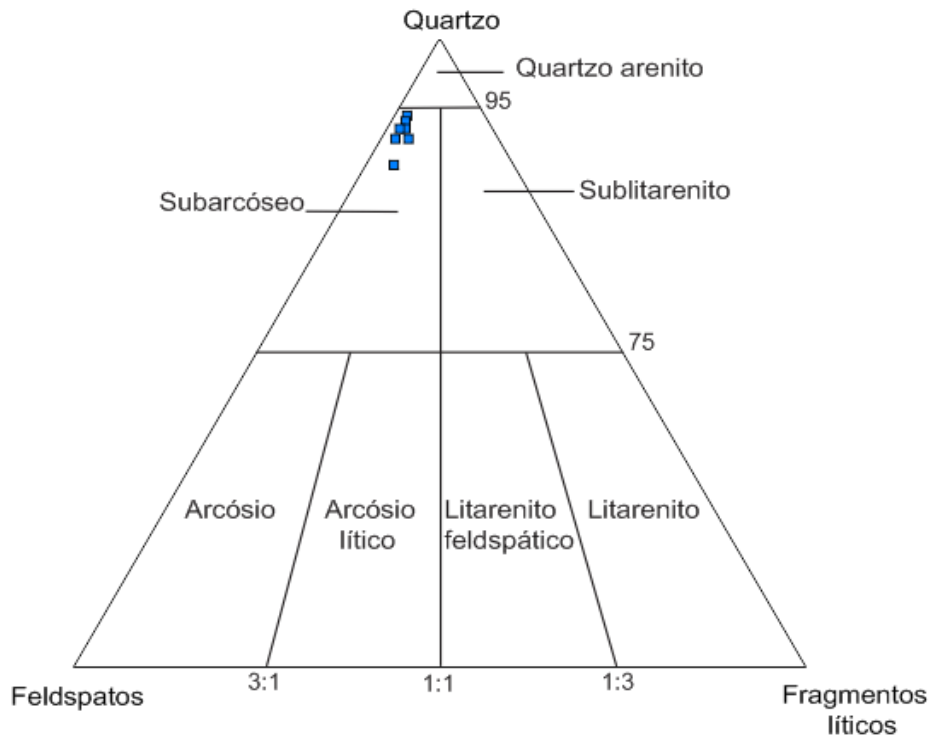
**Figura 6.5** – Fotomicrografias do arenito da Formação Três Barras do Grupo areado. D) A seta em amarelo mostra *Overgrowths* de quartzo (Lâmina MC-24A – Ponto MC-11). B) Cimentação por carbonato (Lâmina MC-158 – Ponto MC-120). Qz = quartzo.

A presença de caulinita autigênica preenchendo, parcialmente, o espaço poroso relaciona-se, possivelmente, com a alteração de feldspatos por intemperismo químico, em que há a entrada de H<sub>2</sub>O e liberação de K<sup>+</sup> e SiO<sub>2</sub>. Uma fase diagenética tardia, comumente, encontrada nos arenitos estudados é a autigênese de pirita, que ocorre sob a forma de cristais euédricos a subédricos preenchendo espaços porosos. A formação desse mineral ocorre pela reação de H<sub>2</sub>S com o elemento Fe que está dissolvido na água de formação.

A dissolução parcial do cimento e de grãos foi o processo responsável pela geração da porosidade secundária nos arenitos, provavelmente, durante a fase telodiagenética. A análise composicional quantitativa das amostras de arenitos mostrou-se homogênea (Tabela 6.1) e essas rochas são classificadas como subarcóseos, conforme o diagrama triangular de Folk (1968) representado na figura 6.6.

A observação de grãos arredondados e angulares de mesma granulometria evidencia uma inversão textural, que, provavelmente, resulta da mistura de grãos de diferentes áreas fontes. A granulometria do arcabouço de areia fina a grossa demonstra que a deposição dos sedimentos ocorreu em um ambiente com variação de energia. A presença de estratificações plano-paralelas e cruzadas acanaladas, além da bimodalidade dos grãos sugere sedimentação por processos eólicos.





**Figura 6.6** – Composição do arcabouço das amostras da Formação Três Barras, plotada no diagrama triangular de Folk (1968).

### 6.3 – UGANDITOS

Os uganditos, macroscopicamente, consistem em rochas faneríticas de coloração escura (cinza escura), apresentando textura fluidal que é indicada pela presença de cristais prismáticos de piroxênio com certa orientação. Plaquetas de flogopita de até 1 cm de diâmetro maior podem ser vistas facilmente na rocha. Quando essa rocha se encontra com certo grau de alteração sua coloração torna-se mais clara (cinza esverdeada).

Microscopicamente, a rocha apresenta textura inequigranular porfírica com matriz fanerítica fina (< 1,0 mm), com cristais idiomorfos a alotriomorfos (Figura 6.7A). Apresenta, também, texturas fluidal (cristais de clinopiroxênio orientados - Figura 6.7B), glomeroporfírica (Figura 6.7C), poiquilitica (Figura 6.7D) e amigdalóide.

A rocha é constituída, majoritariamente, por clinopiroxênio (60 a 66%), pseudomorfos de leucita (5 a 14%), minerais opacos (7 a 11%), perovskita (4 a 6%) e, em menor proporção, por flogopita (1 a 3%), pseudomorfos de olivina (1%), e apatita (1 a 2%). Os fenocristais são de clinopiroxênio e, às vezes, de pseudomorfos de olivina. A matriz é composta por pseudomorfos de leucita, perovskita, titano-magnetita, diminutos prismas de clinopiroxênio, apatita e uma fase

intersticial de granulação muito fina de coloração amarronzada/acastanhada que parece ser de leucoxênio (óxidos de titânio).

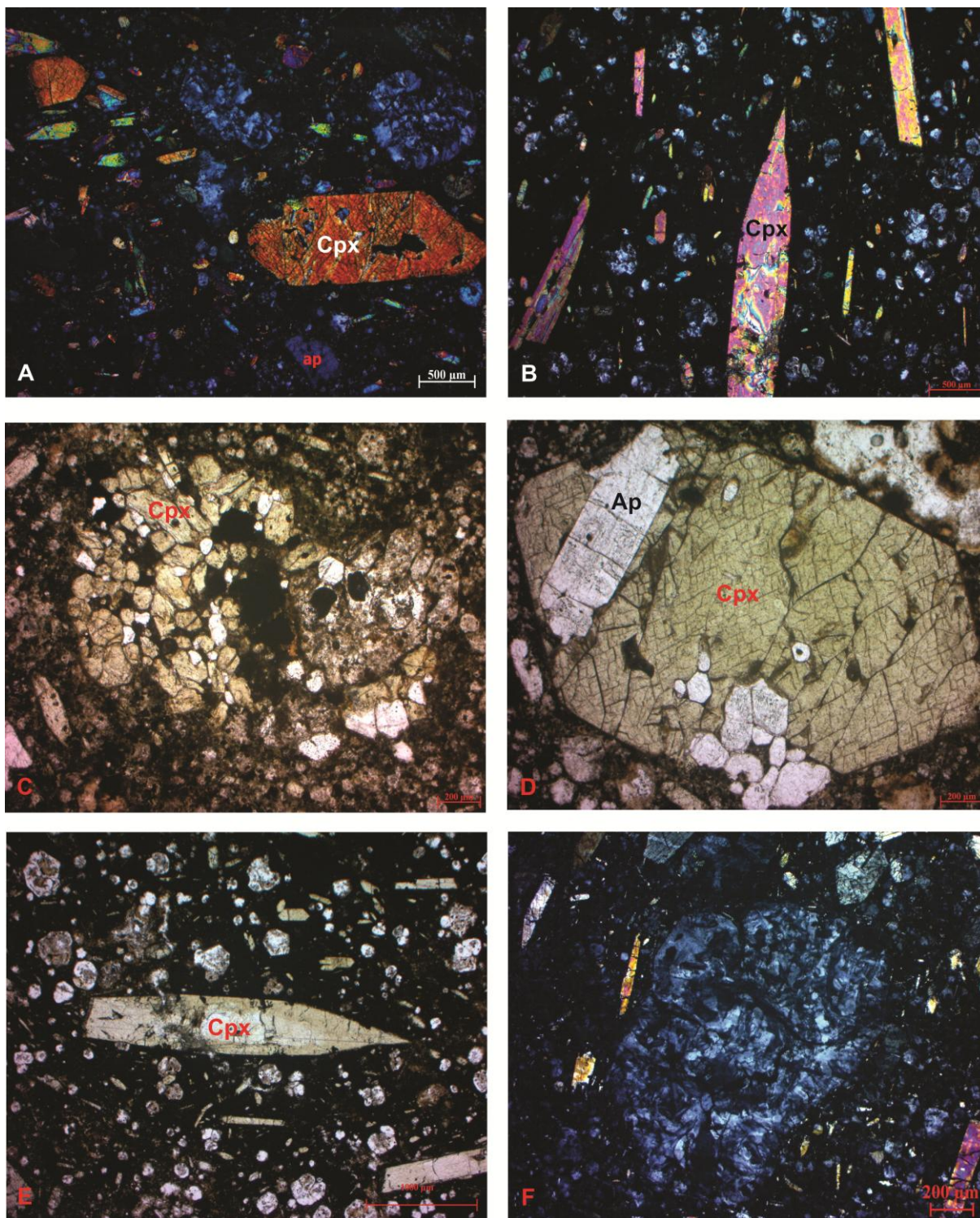
Os fenocristais de clinopiroxênio são de hábito prismático de cor castanho clara/amarela com formas idiomórficas a hipidiomórficas de granulação variando de fina a média (< 4,6 mm) e, alguns, apresentam um leve zoneamento. É possível observar alguns cristais poiquilíticos portando numerosas inclusões de perovskita, apatita, flogopita e minerais opacos. Há, também, alguns cristais, parcialmente, substituídos por minerais opacos. Os pseudomorfos de olivina (0,8 a 1,0 mm), quando presentes, foram totalmente alterados para esmectitas e, também, por um mineral de cor verde (bowlingita). Os pseudomorfos de leucita (Figuras 6.7E e 6.7F) são abundantes em algumas lâminas e foram substituídos por ortoclásio (conforme análises por microsonda eletrônica, vide resultados no capítulo 7) e, em alguns, observam-se a formação de leucoxênio em seu interior.

A titano-magnetita apresenta cristais idiomorfos a alotriomorfos de granulação fina (< 0,8 mm) e estão disseminados por toda lâmina. Os cristais de perovskita consistem em cristais idiomorfos a alotriomorfos e apresentam coloração amarronzada, relevo alto e são pseudoisotropos com granulação menor que 0,9 mm. É possível observar que nas bordas de alguns cristais de perovskita houve a formação de auréola de opacos (Figura 6.8A). Em algumas lâminas foi possível identificar duas gerações de flogopita. A primeira geração mostra plaquetas de flogopita poiquilítica (< 1,3 mm), portando inclusões de minerais opacos e perovskita (Figura 6.8B). Em contrapartida, a segunda geração ocorre, muitas vezes, como produto de alteração da olivina, que é indicado pela presença de resquícios dos pseudomorfos de olivina no núcleo das plaquetas de flogopita.

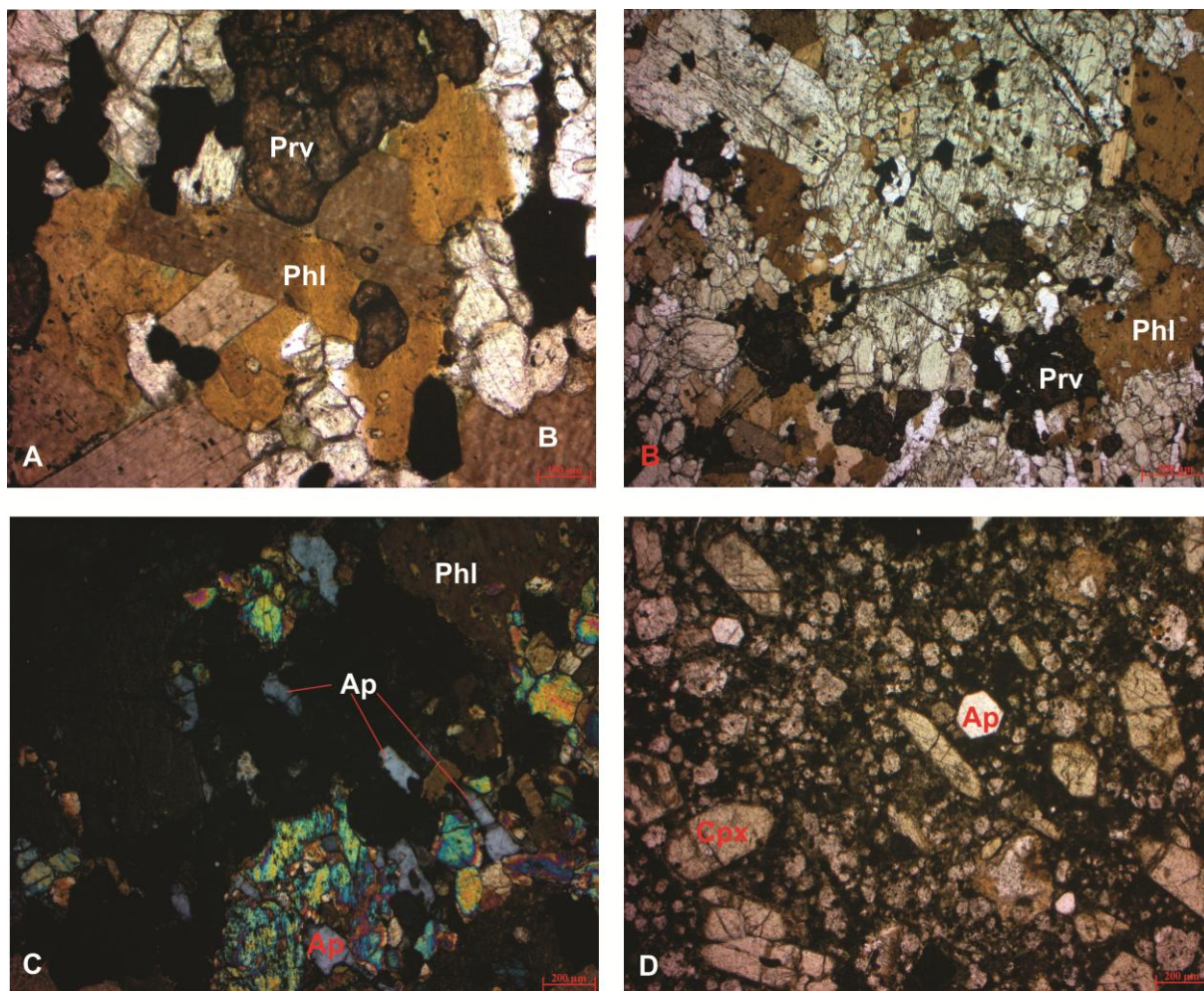
A apatita é um mineral acessório comum nessa rocha, consistindo, na maior parte das vezes, em cristais incolores alongados de baixa birrefringência, de relevo alto, de extinção paralela e, também, em algumas seções basais (Figuras 6.8C e 6.8D). Esses cristais são idiomorfos a hipidiomorfos com granulação variando de 0,1 a 1,2 mm (diâmetro maior). Secundariamente, houve a formação de zeólitas (< 1%) preenchendo fraturas e amígdalas da rocha.

#### **6.4 - MAFURITOS**

Os mafuritos, macroscopicamente, são rochas de coloração cinza escura e exibem uma coloração esverdeada quando alterados. Esses litotipos apresentam fenocristais de olivina e piroxênio dispersos em uma matriz afanítica (Figura 6.9A). Microscopicamente, os mafuritos apresentam textura inequigranular porfirítica com matriz fanerítica fina (< 1 mm), sendo os cristais idiomorfos a alotriomorfos (Figura 6.9B). Apresenta, também, textura amigdalóide, poiquilítica, glomeroporfirítica (Figura 6.9C) e fraturas milimétricas por toda rocha.



**Figura 6.7** – Fotomicrografias de uganditos do Grupo Mata da Corda. A) Textura inequigranular porfírica com matriz fanelítica fina (Lâmina MC-09 – Ponto MC-4). B) Textura fluidal representada pela orientação dos cristais de clinopiroxênio (Lâmina MC-55 – Ponto MC-4). C) Textura glomeroporfírica com concentração de grãos de clinopiroxênio (Lâmina MC-55A – Ponto MC-4). D) Clinopiroxênio poiquilítico portando inclusões de apatita (Lâmina MC-55A – Ponto MC-4). E) Pseudomorfos de leucita (Lâmina MC-55 – Ponto MC-4). F) Pseudomorfo de leucita substituído por ortoclásio (MC-08 – Ponto MC-4). Ap = apatita e Cpx = clinopiroxênio.



**Figura 6.8** – Fotomicrografias de uganditos do Grupo Mata da Corda (Lâmina MC-55A – Ponto MC-4). A) Formação de auréola de opacos à custa de perovskita. B) Flogopita e clinopiroxênio poiquiliticos. C) Cristais alongados de apatita. D) Cristais euédricos de apatita. Ap = apatita, Cpx = clinopiroxênio, Phl = flogopita e Prv = perovskita.

Os fenocristais são de olivina e estão dispersos em uma matriz constituída por cristais diminutos de perovskita, clinopiroxênio, minerais opacos, apatita e argilominerais (Figura 6.9D). A quantificação dos minerais é de caráter estimativo devido a rocha apresentar uma matriz de granulação muito fina e com certo grau de alteração. Outra dificuldade observada é em relação à fase intersticial presente nessas rochas, que está parcialmente alterada em argilominerais e por isso impossibilita identificar a presença de relictos de feldspatóides. Apesar de não ter sido confirmada a presença de kalsilita, essa rocha foi classificada como mafurito por apresentar características mineralógicas e petrográficas similares às descritas por Sgarbi (1998). Sugere-se que a fase félsica alterada das amostras estudadas dos mafuritos pode ter sido a kalsilita. Além disso, os dados de litogeoquímica confirmam que esta rocha é de afinidade kamafugítica (Ver capítulo 8).

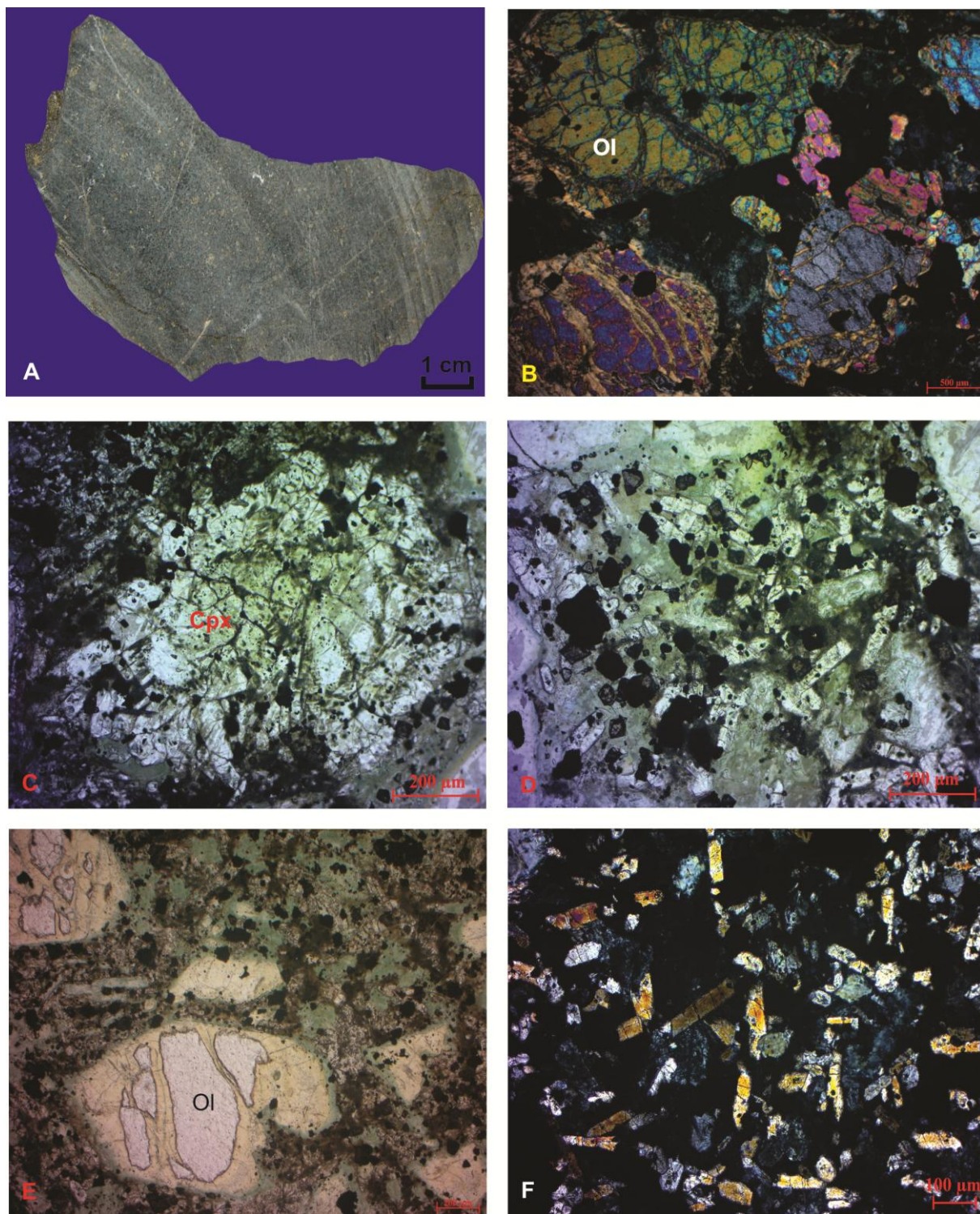
Os cristais de olivina (0,2 a 2,2 mm) perfazem 36 a 40% da rocha, são idiomorfos a hipidiomorfos e poiquiliticos (portam inclusões de minerais opacos). Em algumas lâminas foram

observados cristais de olivina incolores, de relevo alto e cores de polarização altas, parcialmente substituídos nas bordas, tendo seus núcleos preservados (Figura 6.9E). Outra feição observada é o crescimento de minerais opacos nas bordas dos cristais de olivina, bem como em seu interior, indicando que eles se formam à custa da alteração da olivina. Raramente observam-se cristais de olivina substituídos por flogopita. Cristais alongados de clinopiroxênio (0,02 a 0,4 mm de diâmetro maior) perfazem 35 a 37% da rocha, sendo o mineral de maior proporção na matriz (Figura 6.9F). Os cristais são hipidiomorfos de coloração incolor a amarela clara, apresentando cores de polarização do amarelo ao azul.

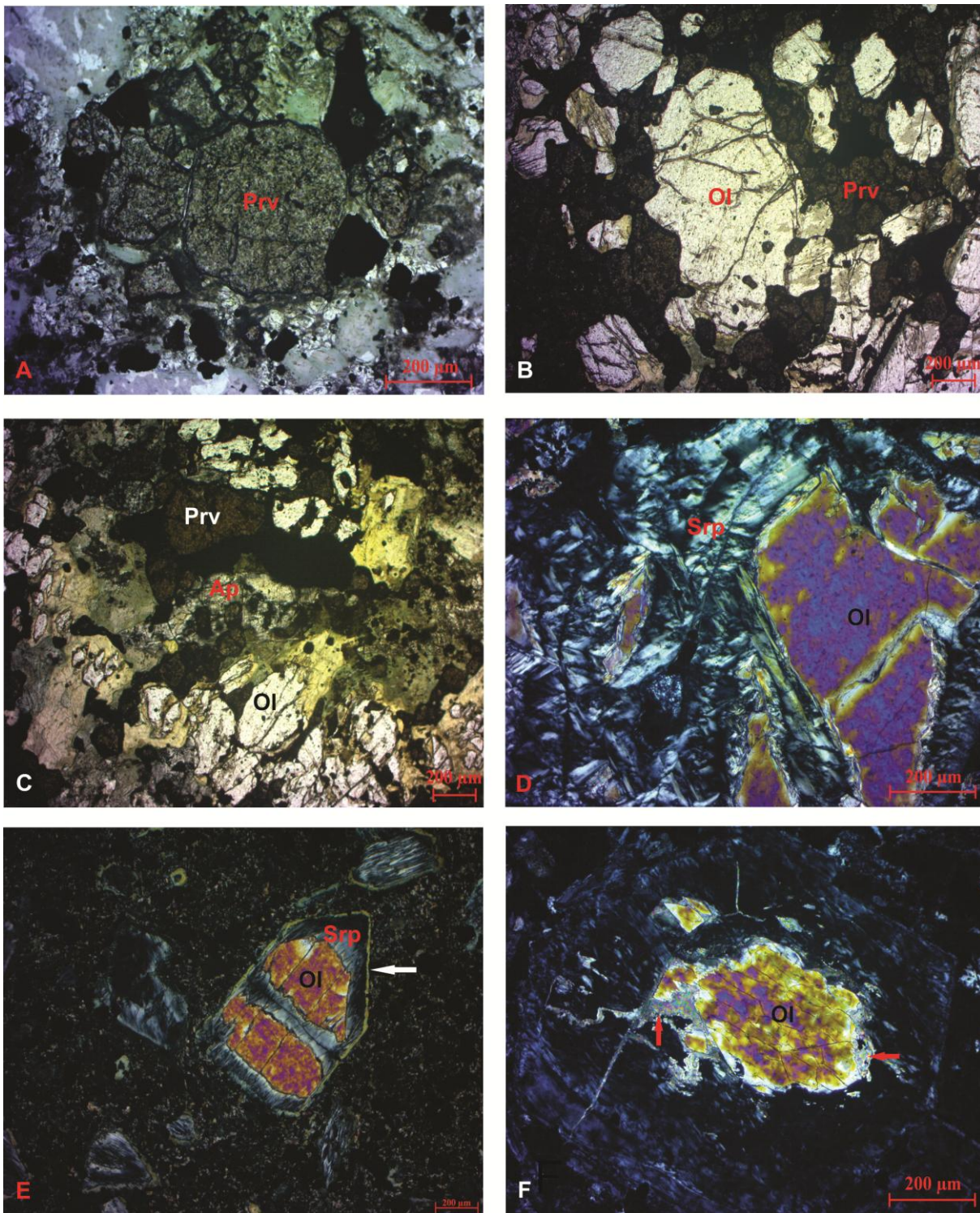
Os cristais de perovskita (6 a 8%) são marrons escuros (Figuras 6.10A e 6.10B), pseudoisotropos e variam de idiomorfos a hipidiomorfos de granulação fina (0,02 a 0,8 mm). Os minerais opacos (0,02 a 0,8 mm) correspondem de 7 a 9% da rocha, variando de idiomorfos a alotriomorfos. É possível observar alguns desses minerais sendo formados à custa dos cristais de perovskita. Esses minerais opacos, comumente, apresentam lamelas em seu interior.

Como mineral acessório tem-se a apatita, que ocorre como cristais incolores alongados e granulares de granulação fina (0,2 a 0,3 mm). Nessa rocha, a apatita aparece, também, como uma fase intersticial primária (Figura 6.10C), possivelmente, resultante da fase final de cristalização da rocha. Nos mafuritos, a apatita é pouco representativa se comparada aos uganditos, consistindo em menos de 1% da rocha.

Na matriz observa-se um material intersticial (10% da rocha) de coloração amarronzada parecida com leucoxênio, além de um material de coloração verde (argilominerais) que não puderam ser identificados precisamente devido à granulação muito fina. As fases minerais secundárias observadas nessa rocha representam menos de 1% do volume modal e consistem em serpentina, barita, carbonato, zeólitas e argilominerais. A serpentina é de coloração amarela clara, cor de interferência anômala e aparece como o principal produto de alteração das olivinas (Figuras 6.10D e 6.10E). As palhetas de barita são incolores e encontram-se disseminadas por toda matriz. O carbonato aparece ao redor de relictos de olivina (Figura 6.10F) como, também, preenchendo poros e fraturas juntamente com as zeólitas. Provavelmente, trata-se de siderita devido à sua coloração ser amarelada com aspecto de sujeira. Em algumas lâminas, o clinopiroxênio encontra-se totalmente e, às vezes, parcialmente substituído por um mineral de coloração esverdeada que parece ser argilominerais.



**Figura 6.9** - Fotomicrografias do mafurito do Grupo Mata da Corda. A) Amostra macroscópica do mafurito (Amostra MC-49A – Ponto MC-18). B) Textura porfirítica indicada pelos fenocristais de olivina que estão dispersos em uma matriz de granulação fina (Lâmina MC-49B – Ponto MC-18). C) Textura glomeroporfirítica representada pela aglomeração de clinopiroxênios (Lâmina MC-49B – Ponto MC-18). D) Matriz do ugandito constituída por diminutos cristais prismáticos de clinopiroxênio, perovskita, minerais opacos e um material bastante alterado de coloração esverdeada/amarronzada (Lâmina MC-49B – Ponto MC-18). E) Fenocristal de olivina com o núcleo preservado e as bordas serpentinizadas (Lâmina MC-49A – Ponto MC-18). F) Predominância de diminutos cristais prismáticos de clinopiroxênio na matriz do mafurito (Lâmina MC-49B – Ponto MC-18). Cpx = clinopiroxênio e Ol = olivina.



**Figura 6.10** - Fotomicrografias do mafurito do Grupo Mata da Corda. A) Perovskita (Lâmina MC-49B – Ponto MC-18). B) Aglomerado de perovskita (Lâmina MC-49B – Ponto MC-18). C) Presença de apatita intersticial (Lâmina MC-49A – Ponto MC-18). D) Fenocristal de olivina com o núcleo preservado e a borda serpentizada (Lâmina MC-51 – Ponto MC-18). E). Olivina parcialmente substituída por serpentina e argilominerais (indicado pela seta em branco) (Lâmina MC-51 – Ponto MC-18). F) As setas em vermelho indicam a formação de carbonato ao redor do relicto de olivina (Lâmina MC-51 – Ponto MC-18). Ap = apatita, Cpx = clinopiroxênio, Ol = olivina, Prv = perovskita e Srp = serpentina.

## 6.5 - BRECHAS

Pelas observações de campo, descrições petrográficas de amostras de mão e de lâminas delgadas ao microscópio óptico foi possível individualizar quatro fácies de brechas (Fácies A, Fácies B, Fácies C e Fácies D). As principais diferenças observadas entre as fácies A/B e C/D referem-se ao intenso processo de silicificação encontrado nessas últimas, que é caracterizado pela presença de opala em fraturas e em amígdalas e, subordinadamente, por calcedônia e a outra diferença é indicada pelo elevado conteúdo de apatita encontrado nas fácies A e B e baixo conteúdo nas fácies C e D. Outra distinção notada entre a Fácies D e as outras fácies é reportada pela presença, frequente, de fragmentos de rochas sedimentares (arenito) e grãos de quartzo, plagioclásio, e microclínio na brecha da Fácies D, que foram interpretados como oriundos da sequência sedimentar do Grupo Areado, que estratigraficamente está sob o Grupo Mata da Corda. Devido as amostras das brechas da Fácies B apresentaram-se muito alteradas (desagregam-se com certa facilidade), não foi possível confeccionar lâminas delgadas desta fácies.

### 6.5.1 - Fácies A

Corresponde à rocha de maior abrangência apresentando-se intercalada com os lapillitos, evidenciando mais de um episódio vulcânico na região. A rocha é constituída por fragmentos de rocha vulcânica e vulcanoclástica que variam desde angulosos a subarredondados com diâmetro máximo de 22 cm. A matriz, de coloração esbranquiçada (Figura 6.11A), encontra-se bastante alterada e enriquecida em fosfato.

Ao analisar as lâminas referentes a essa fácies observam-se que os pseudomorfos de olivina (0,2 a 2,8 mm) foram substituídos por esmectita, perovskita, flogopita, minerais opacos, boulingita e iddingsita (Figura 6.11B). Cristais alongados de piroxênio (0,1 a 1,5 mm) apresentam inclusões de minerais opacos e perovskita. Em algumas lâminas observa-se que o piroxênio alterou-se, primeiramente, para um material marrom/acastanhado (argilominerais) e, posteriormente, sofreu nova alteração nas bordas que é indicada por um material de cor verde não identificado microscopicamente.

A perovskita (0,1 a 0,8 mm) ocorre como cristais idiomorfos a alotriomorfos de coloração marrom (Figura 6.11C). Em estágio avançado de alteração nota-se a formação de um material amarronzado que lembra leucoxênio (óxidos de titânio). Os minerais opacos são, na maioria, hipidiomorfos de granulação variando entre 0,15 a 0,5 mm e alguns cristais idiomorfos apresentam formas cúbicas (Figura 6.11D). Nota-se, também, a formação de um mineral de coloração marrom em algumas bordas dos minerais opacos. A flogopita ocorre como pequenos relictos com certa alteração



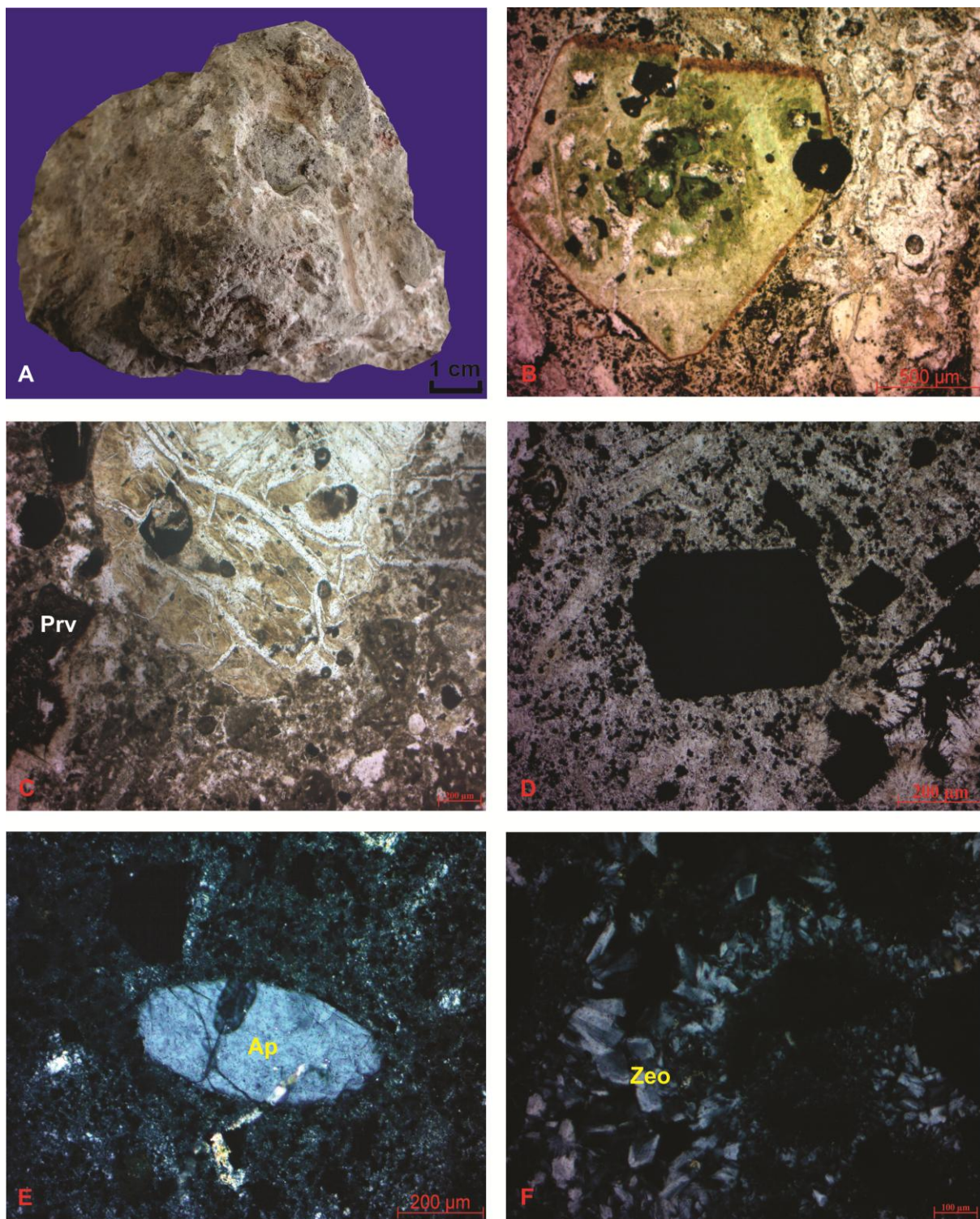
intempérica. A apatita é um mineral acessório frequente sob a forma de cristais alongados (< 0,6 mm) e granulares (Figura 6.11E).

As fases diagenéticas observadas nas brechas consistem em autigêneses de wavellita e de zeólitas. A wavellita aparece como um mosaico preenchendo o espaço poroso da rocha. As zeólitas consistem em um agregado de pequenos cristais incolores e são uma fase de grande importância na caracterização diagenética das brechas, sendo verificada como produto, provavelmente, de alteração do vidro vulcânico e na forma de cimento, preenchendo o espaço intergranular, fraturas e amígdalas da rocha (Figura 6.11F). É importante ressaltar, que as lâminas delgadas das brechas foram observadas por catodoluminescência e esse método permitiu a identificação de microapatitas na matriz da brecha que não eram vistas sob o microscópio óptico.

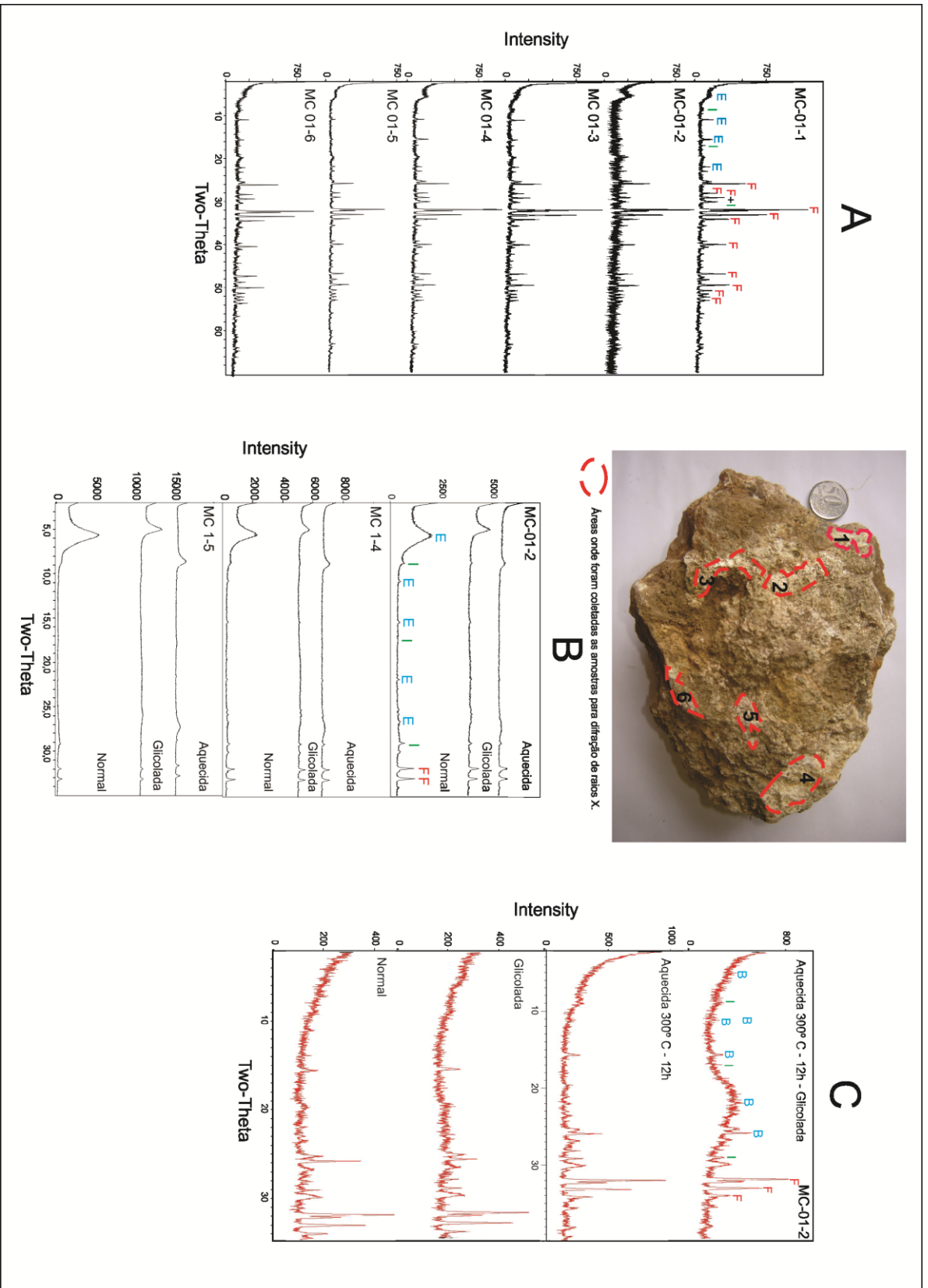
As investigações por difratometria de raios X, do material de coloração esbranquiçada da matriz da brecha, revelaram a presença dos principais picos da fluorapatita em todas as amostras analisadas. Outros minerais, comumente, encontrados nesse material são a gorceixita, wavellita, illita e beidelita. Na figura 6.12 estão representados difratogramas de pó total de 6 pontos da matriz da brecha (amostra MC-01), que apresentaram a mesma composição mineralógica (fluorapatita, illita e esmectita). Os difratogramas referentes à fração argila de três desses pontos (MC-01-2, MC-01-4 e MC-01-5) mostram claramente a presença de esmectitas no material analisado, que na amostra glicolada exibe um pico de  $17\text{Å}$  e ao ser aquecido mostra um pico de  $10\text{Å}$ . Para a determinação do tipo de esmectita foi selecionado material do ponto MC-01-2, que passou por um processo de saturação por LiCl, conforme metodologia de Greene-Kelly (1953). Neste processo, o Li entra na folha octaédrica das esmectitas a fim de neutralizar as cargas, permitindo diferenciar montmorilonita de beidelita pelo irreversível colapso desta última depois de aquecida. Apesar da baixa intensidade dos picos da amostra saturada, percebe-se certo deslocamento da amostra aquecida para o lado dos ângulos mais baixos, demonstrando se tratar de beidelita. Outro difratograma típico de pó total e fração argila da matriz da brecha é apresentado na figura 6.13, que se refere a amostra MC-63.

### **6.5.2 - Fácies C**

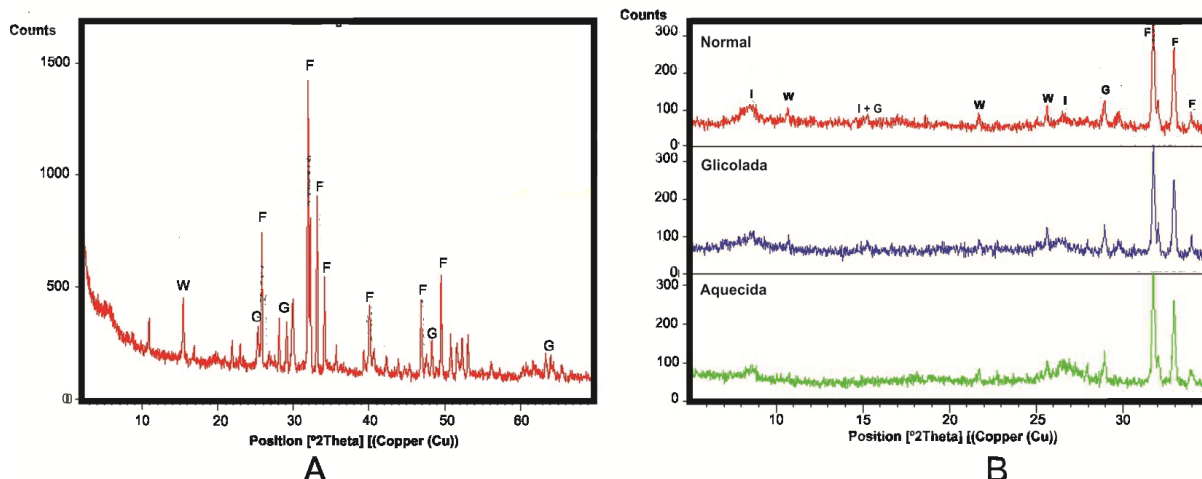
As brechas da fácies C são constituídas por fragmentos de rochas vulcânicas e vulcanoclásticas envolvidos por uma matriz tufácea de coloração verde/acizentada com intensa silicificação (Figura 6.14A). Comumente são observadas estruturas amigdalóides e fraturas milimétricas preenchidas por zeólitas, calcedônia e opala.



**Figura 6.11** – Fotomicrografias da brecha da Fácies A do Grupo Mata da Corda. A) Amostra macroscópica da brecha com matriz argilosa de coloração esbranquiçada (Amostra MC-63 – Ponto MC-34). B) Pseudomorfo de olivina substituído por bowlingita (verde) e iddingsita (vermelho), além de inclusões de minerais opacos (preto) (Lâmina MC-34 – Ponto MC-1). C) Cristais de perovskita de coloração amarronzada (Lâmina MC-57A – Ponto MC-30). D) Minerais opacos idiomorfos a hipidiomorfos (Lâmina MC-76 – Ponto MC-53). E) Presença de apatita com formas arredondadas (Lâmina MC-76 – Ponto MC-53). F) Aglomerado de zeólitas preenchendo amígdalas (Lâmina MC-76 – Ponto MC-53). Ap = apatita, Prv = perovskita e Zeo = zeólita.



**Figura 6.12** – Difratogramas da matriz da brecha da fácies A, referente à amostra MC-01(Ponto MC-1, vide anexo I). A foto na porção superior da figura ilustra as áreas onde foram coletadas as amostras para difração de raios X. (A) Difratogramas de pó total. (B) Difratogramas na fração argila. (C) Difratogramas relativos à saturação por LiCl. B = beidélita, E = esmectita, F = fluorapatita e I = illita.

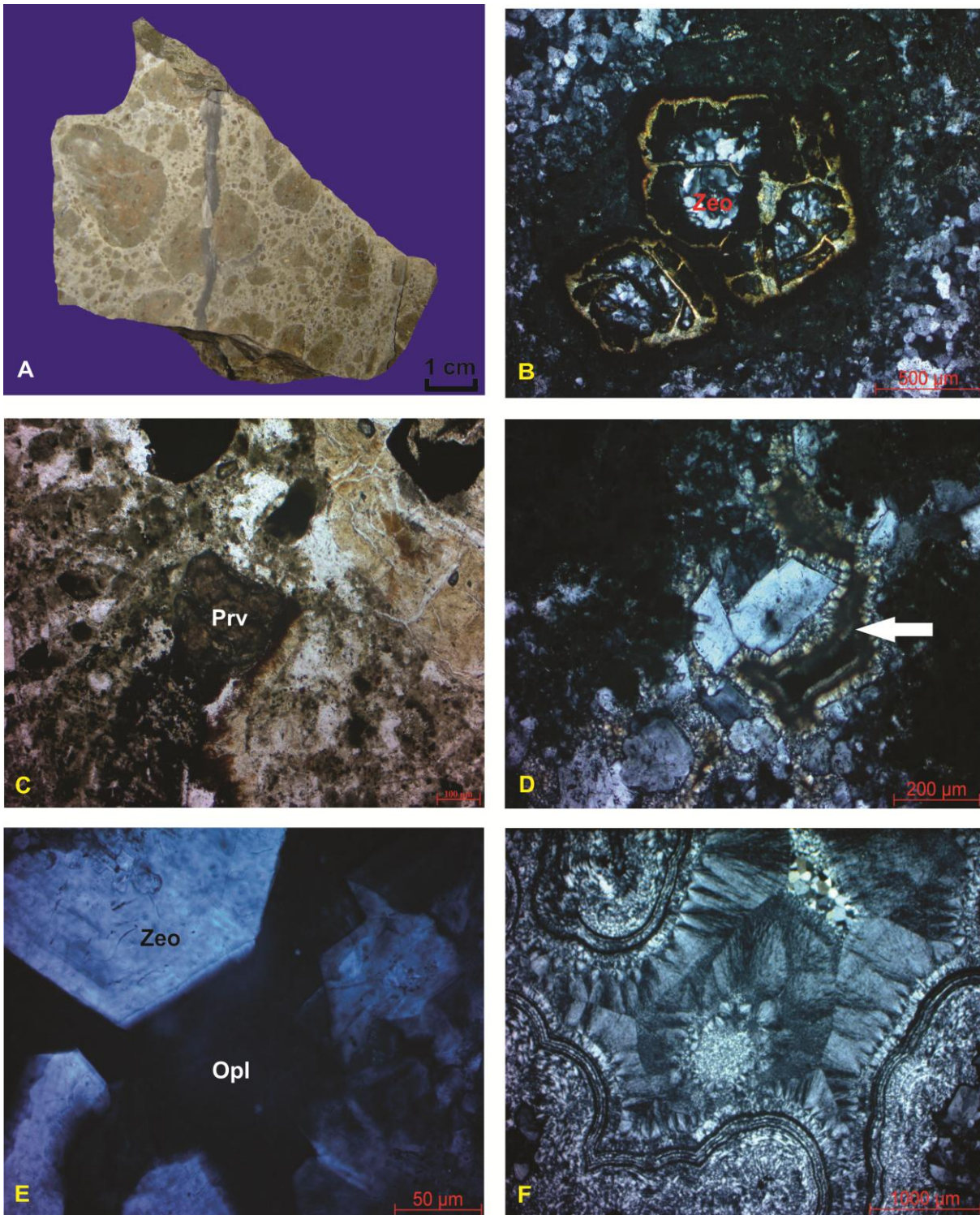


**Figura 6.13** – Difratomogramas de pó total (A) e na fração argila (B) corresponde ao material esbranquiçado da matriz da brecha da Fácies A (Amostra MC-63, ponto MC-38). Os picos são de illita (I), fluorapatita (F), gorceixita (G) e wavellita (W).

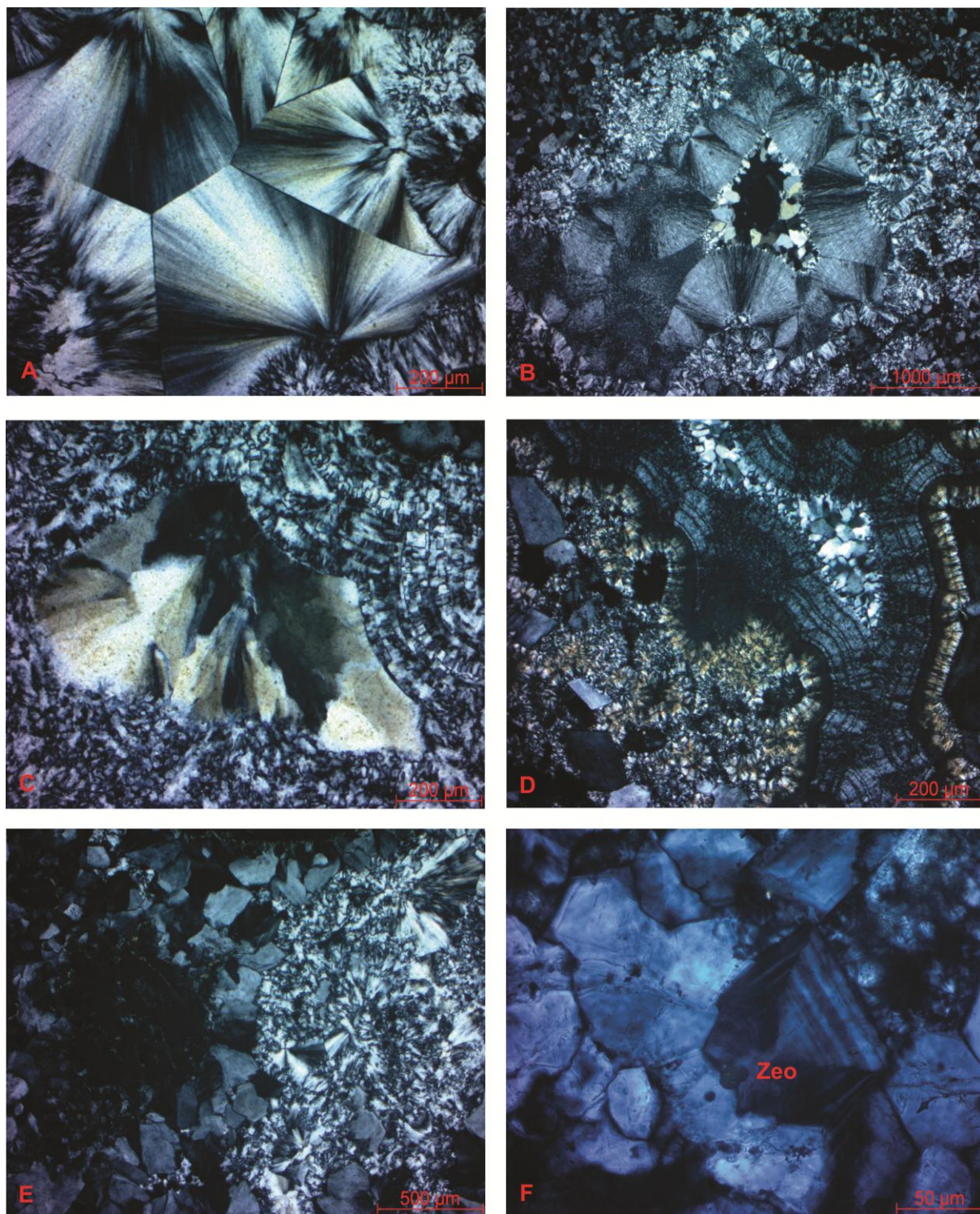
Microscopicamente, a matriz tufácea é composta por micrólitos de pseudomorfos de olivina, perovskita e minerais opacos. Os pseudomorfos de olivina apresentam-se, frequentemente, substituídos por um material de birrefringência alta que está envolvido por uma película avermelhada, identificados como esmectita e iddingsita, respectivamente (Figura 6.14B). A perovskita (Figura 6.14C) consiste em cristais hipidiomorfos de coloração marrom, pseudoisótopos e quando alterados apresentam uma coloração mais clara. Os minerais opacos formam-se, às vezes, nas bordas da perovskita e variam de idiomorfos a alotriomorfos.

As fases diagenéticas observadas nas brechas consistem em palagonitização, cimentação intensa por sílica (opala e calcedônia) e autigênese de zeólitas e wavellita. A palagonita ocorre como delgadas auréolas em torno de alguns fragmentos de rochas vulcânicas (Figura 6.14D).

A cimentação por opala preenchendo poros da rocha (Figura 6.14E) indica altas concentrações de Si dissolvida na água de formação que, provavelmente, está relacionada com a alteração do vidro vulcânico. Observam-se a textura coliforme (Figura 6.14F), que é caracterizada pela presença de calcedônia e opala em bandas concêntricas, podendo ocorrer, incipientemente, um aglomerado de cristais de coloração branca com hábito botrioidal e estruturas do tipo “zebroic” que são típicas da calcedônia (Figuras 6.15A, 6.15B e 6.15D). A wavellita ocorre como um mosaico preenchendo os poros da brecha (Figura 6.15C). A formação de zeólitas autigênicas ocorre, comumente, em rochas vulcânicas devido à interação entre o vidro vulcânico e a água de formação. Esse processo de hidratação libera elementos químicos que em condições ideais permite a precipitação de zeólitas (Figuras 6.15E e 6.15F).



**Figura 6.14** – Fotomicrografias da brecha da Fácies C do Grupo Mata da Corda. A) Amostra macroscópica da brecha com matriz silicificada (Amostra MC-114 – Ponto MC-83). B) Pseudomorfo de olivina substituído por esmectitas e idingsita (Lâmina MC-118 – Ponto MC-83). C) Cristal hipidiomorfo de perovskita (Lâmina MC-118A – Ponto MC-83). D) A seta branca indica a palagonitização (Lâmina MC-109E – Ponto MC-74). E) Cimentação por opala (isótropa) (Lâmina MC-114 – Ponto MC-83). F) Textura coloforme com bandas de calcedônia e opala (banda fina isótropa) (Lâmina MC-114 – Ponto MC-83). Opl = opala, Prv = perovskita e Zeo = zeólita.



**Figura 6.15** – Fotomicrografias da brecha da Fácies C do Grupo Mata da Corda. A) Calcedônia com estruturas fibrorradiais (Lâmina MC-118A – Ponto MC-83). B) Cimentação intensa por variedades de sílica (Lâmina MC-118 – Ponto MC-83). C) No centro da foto observa-se um agregado de cristais de wavellita (Lâmina MC-114 – Ponto MC-83). D) Cimentação intensa por polimorfos de sílica (Amostra MC-109E – Ponto MC-74). E) A direita da foto observa-se um agregado de calcedônia com estrutura fibrorradiada e à esquerda cristais de zeólitas (Lâmina MC-114 – Ponto MC-83). F) Cristal zonado de zeólita no centro da foto (Lâmina MC-118A – Ponto MC-83). Zeo =zeólita.

### 6.5.3 - Fácies D

Em amostra de mão é possível observar fragmentos de rochas sedimentares e ígneas, angulosos (maior proporção) a subarredondados de até 76 mm. Esses fragmentos correspondem a arenitos, basaltos e lapillitos que estão aglomerados em uma matriz afanítica de coloração castanha amarelada (Figuras 6.16A e 6.16B). As amígdalas estão preenchidas por um material branco leitoso, semelhante à opala. Microscopicamente, os fragmentos de arenitos apresentam uma textura heterogênea (Figura 6.16C), suportada pela matriz em que a granulometria dos grãos do arcabouço varia de areia muito fina (0,0625 - 0,125 mm) a fina (0,125 – 0,25 mm).

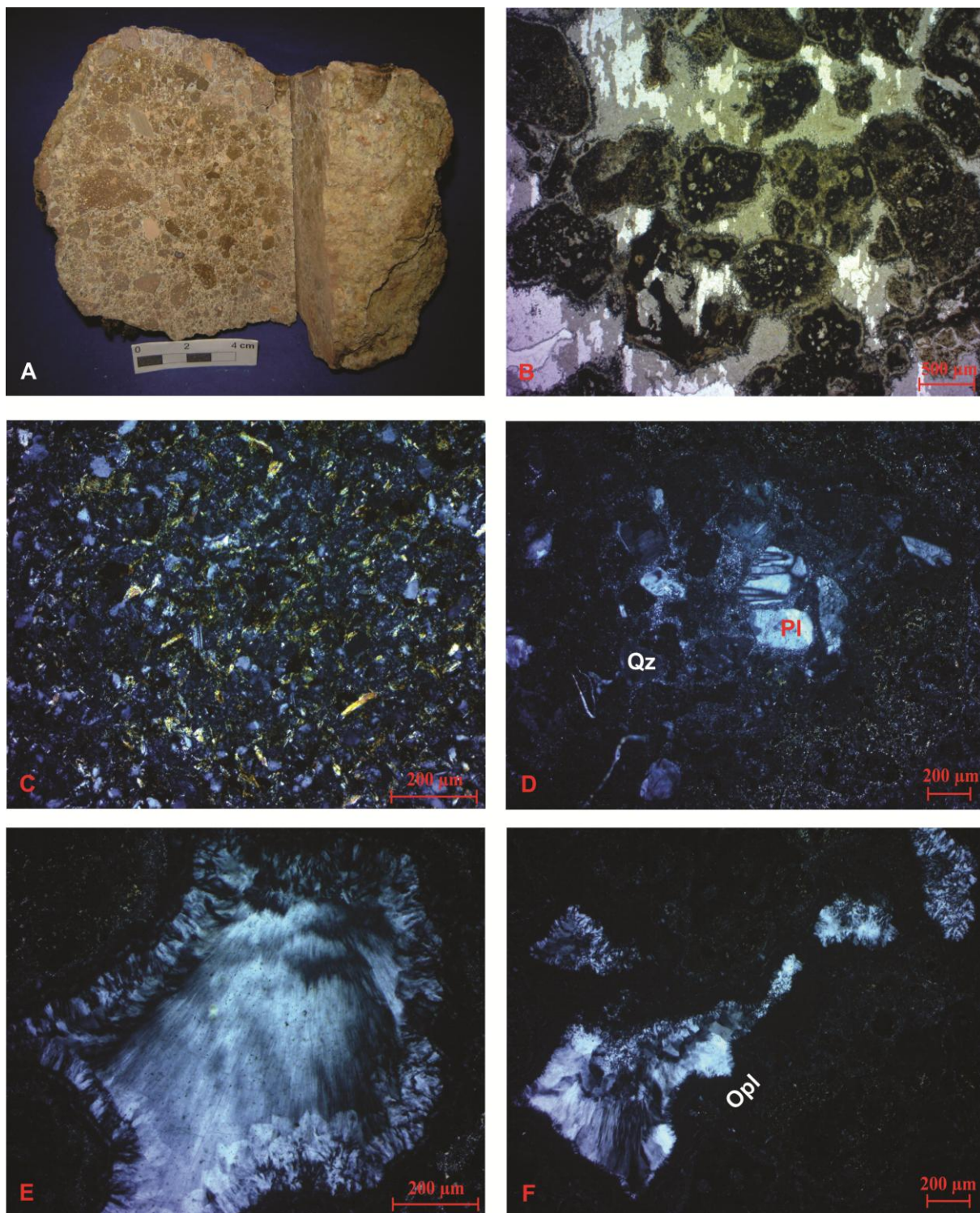
O arcabouço dos fragmentos de arenitos é constituído por quartzo, plagioclásio e micas. Os grãos de quartzo, comumente, mostram-se corroídos, devido, provavelmente, à percolação de fluidos alcalinos. Alguns cristais de plagioclásio apresentam a macla polissintética e outros cristais encontram-se sericitizados. A matriz é muito fina e mostra-se bastante alterada, o que dificulta a identificação petrográfica dos seus constituintes. Já os fragmentos de basaltos e lapillitos estão em estágio avançado de alteração, o que compromete uma descrição petrográfica mais detalhada.

Além dos fragmentos de rochas, observam-se grãos de quartzo, plagioclásio, microclínio, biotita e minerais opacos que estão dispersos em uma matriz muito alterada e de granulação fina (Figura 6.16D). Zircão granular representa o mineral acessório mais expressivo na rocha. As fases diagenéticas observadas nessa brecha consistem em cimentação por polimorfos de sílica (calcedônia e opala) e zeólitas (Figuras 6.16E e 6.16F). A calcedônia aparece como agregados de cristais aciculares formando um hábito radial nas amígdalas da rocha. A opala aparece tanto na matriz da brecha como nas amígdalas.

## 6.6 – LAPILLITOS

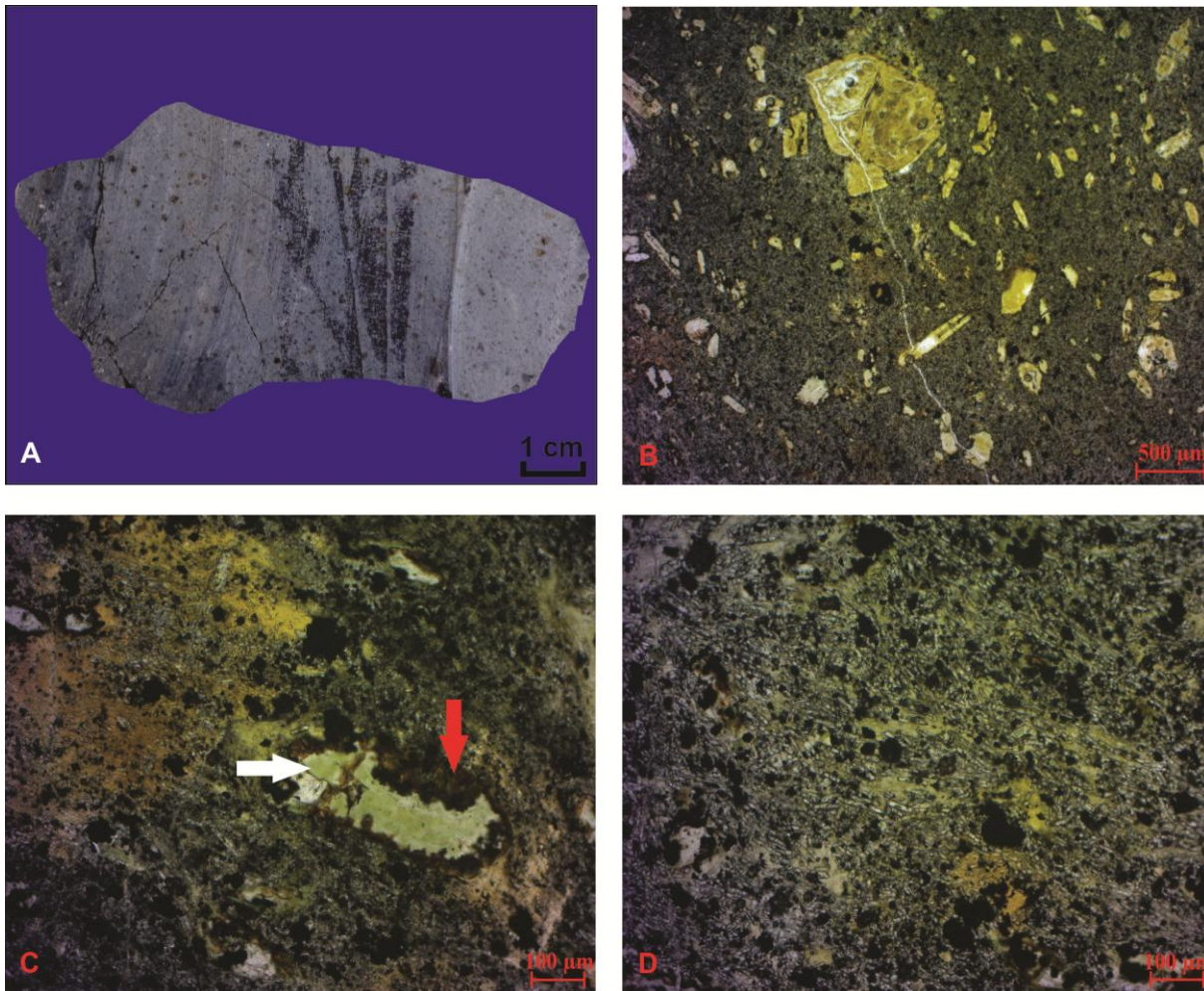
Os lapillitos “frescos” são de coloração escura (Figura 6.17A) e à medida que se alteram passam a exibir uma coloração esverdeada. As lâminas delgadas confeccionadas desse litotipo apresentam, comumente, certo grau de alteração que impossibilitou a quantificação mineralógica.

A rocha apresenta fragmentos de cristais de clinopiroxênio, perovskita, pseudomorfos de olivina, flogopita e minerais opacos. A matriz é constituída por micrólitos de clinopiroxênio, pseudomorfos de olivina, perovskita, flogopita, apatita, vidro vulcânico alterado além de minerais opacos (Figura 6.17B).



**Figura 6.16** – Fotomicrografias da brecha da Fácies D do Grupo Mata da Corda, referentes à lâmina MC-113 (Ponto MC-78). A) Brecha constituída por fragmentos de rochas angulosos a subarredondados que estão imersos em uma matriz de granulação muito fina. B) Fragmentos de rochas vulcânicas bastante alterados dispersos em uma matriz constituída por argilominerais. C) Detalhe do fragmento de arenito constituído por grãos de quartzo, plagioclásio e micas. D) Grãos de quartzo e plagioclásio. E) Cimentação por sílex. F) Presença de amígdala preenchida por opala nas bordas e calcedônia no núcleo. Qz = quartzo, Pl = plagioclásio e Opl = opala.





**Figura 6.17** – Fotomicrografias do lapillito. A) Amostra macroscópica de lapillito (Amostra MC-42 – Ponto MC-15). B) Matriz constituída por micrólitos de clinopiroxênio, pseudomorfos de olivina, perovskita e minerais opacos. C) Pseudomorfo de olivina, presente na matriz, substituído por bowlingita (material verde indicado pela seta branca) e por iddingsita (material vermelho acastanhado indicado pela seta vermelha). D) Cristais prismáticos de clinopiroxênio orientados segundo o fluxo magmático.

Os pseudomorfos de olivina (0,3 a 2,0 mm) são idiomorfos a hipidiomorfos e foram substituídos, na maior parte das vezes, por esmectita e, subordinadamente por biotita. Em algumas lâminas houve a formação de bowlingita e de uma franja avermelhada (iddingsita) ao redor dos pseudomorfos (Figura 6.17C). Nota-se, também, que certos pseudomorfos exibem um material amarronzado/acastanhado em seu núcleo. Como esse material é de granulação muito fina e apresenta-se muito alterado, torna-se difícil sua identificação mineralógica.

As lâminas delgadas MC-05 e MC-42 referem-se às amostras de lapillito menos alteradas e apresentam textura de fluxo (Figura 6.17D), que é indicada pela orientação dos cristais prismáticos de clinopiroxênio (0,1 a 1,4 mm). Nas outras lâminas, os cristais alongados de piroxênio estão bastante alterados e mostram-se substituídos por argilominerais.

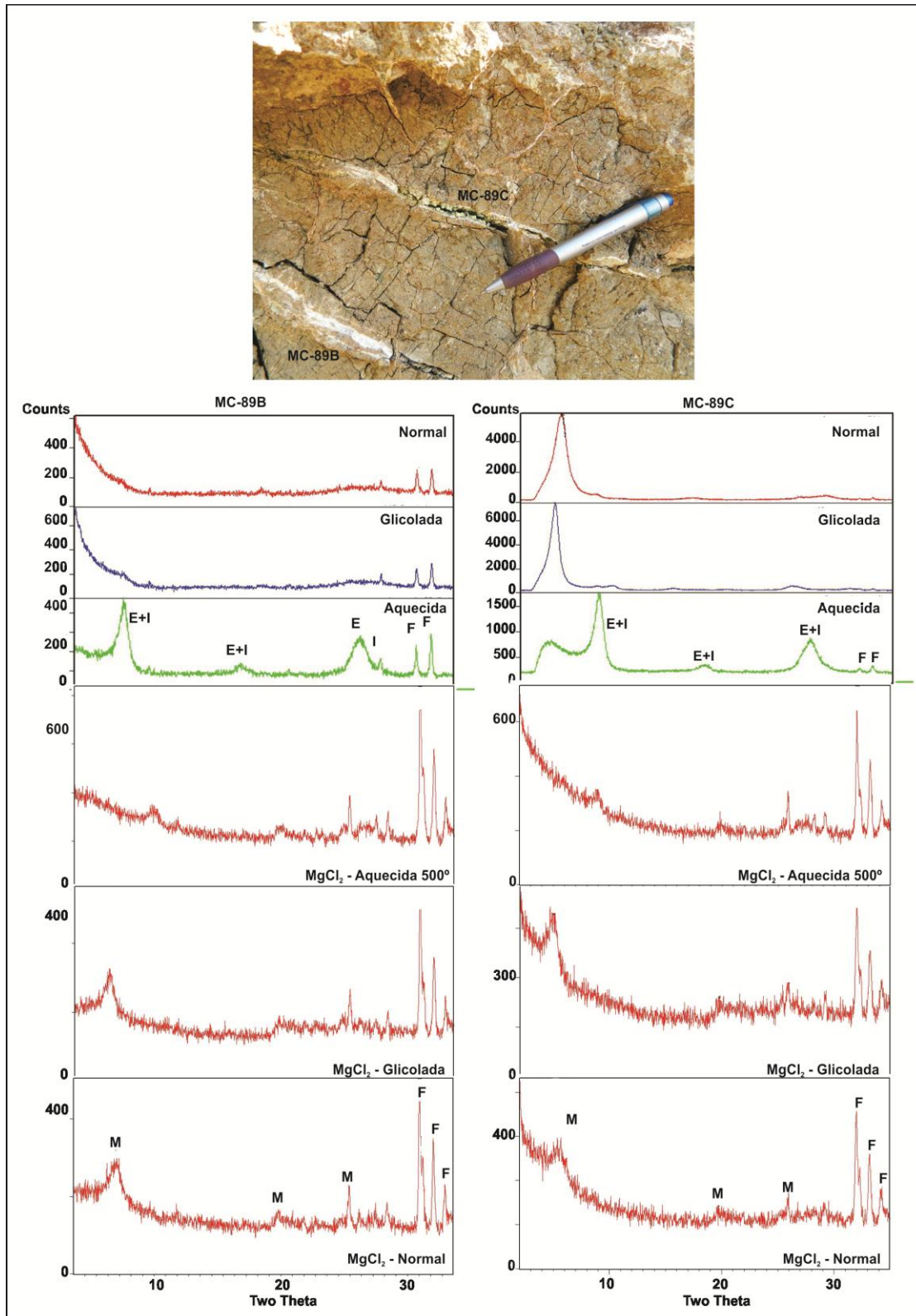
Os cristais de perovskita são de coloração marrom escura, idiomorfos a alotriomorfos e de granulação fina (0,1 a 0,9 mm). Muitos desses cristais apresentam-se bastante alterados, sendo transformados em leucoxênio, podendo ter, às vezes, o núcleo preservado. As plaquetas de flogopita são poiquilíticas, portando inclusões de minerais opacos e perovskita.

Os minerais opacos são de granulação fina (< 0,3 mm) a média (1,0 a 1,3 mm), variam de idiomorfos a alotriomorfos, sendo, os de granulação menor dispersos na matriz. Em algumas lâminas foram observados aglomerados de grãos anédricos de coloração avermelhada, de birrefringência laranja, ao redor de alguns minerais opacos. Possivelmente, esses grãos foram formados à custa dos minerais opacos. Como acessório, têm-se cristais alongados de apatita e zircão. Secundariamente, houve a formação de finas plaquetas de moscovita e preenchimento de fraturas por zeólitas. A matriz dessa rocha é de granulação muito fina, sendo constituída por micrólitos de clinopiroxênio, perovskita, flogopita, apatita, minerais opacos e um material de coloração marrom que se assemelha a vidro vulcânico alterado.

Em algumas lâminas é possível observar fraturas preenchidas por cristais incolores alongados que parecem ser de apatita. A análise difratométrica de raios X realizada nas amostras coletadas do material esbranquiçado de granulometria fina dos microveios que cortam os lapillitos revelou a presença dominante de fluorapatita, montmorilonita, illita e, subordinadamente, gorceixita, albita e quartzo. Um difratograma típico de amostra orientada, glicolada e saturada em  $MgCl_2$ , conforme proposta de Walker (1958), é ilustrado na figura 6.18. Os picos principais da fluorapatita são bem intensos nas duas amostras analisadas (MC-89B e MC-89C). O difratograma da amostra aquecida MC-89C exibe um estratificado ordenado de illita e esmectita com pico em torno de  $20^\circ$ . Nos difratogramas, saturados por  $MgCl_2$ , percebe-se o pico em torno de  $15^\circ$  na amostra normal, que ao ser glicolada mostra deslocamento do pico ( $17^\circ$ ) para o lado dos baixos ângulos ( $2\theta$ ). A amostra ao ser aquecida apresenta um pico de  $10^\circ$ . Essas características permitem caracterizar que se trata de montmorilonita e não de vermiculita.

No corte da BR-354 que liga Patos de Minas a Presidente Olegário, próximo a Pousada Buracão, há afloramentos de lapillitos com certo grau de alteração que apresentam veios centimétricos preenchidos por material acastanhado/avermelhado/esverdeado de granulação fina (Figura 6.19A). É possível observar, também, um agregado de minerais aciculares incolores de hábito radial (wavellita). Microscopicamente, observa-se que o material desse veio passou por um intenso processo de silicificação, devido à presença de estruturas radiais de sílex (Figura 6.19B). Há muitos minerais opacos anédricos a subédricos e esmectitas. Esse último mineral é de coloração acastanhada de birrefringência alta e está disperso por toda lâmina. Nota-se que ocorre, frequentemente, sílica amorfa (opala) associada a esse material. Os minerais opacos correspondem às camadas

acastanhadas/avermelhadas que são vistas a olho nu na amostra de mão e no exame da lâmina delgada contra a luz.



**Figura 6.18** – Difratoigramas na fração argila e por saturação em  $MgCl_2$  dos microveios (Ponto MC-59, vide anexo 1). O difratoigrama da esquerda refere-se ao material de coloração esbranquiçada do microveio e o difratoigrama da direita representa o material esbranquiçado e esverdeado do microveio. E = esmectita, F = fluorapatita, I = illita e M = montmorilonita.

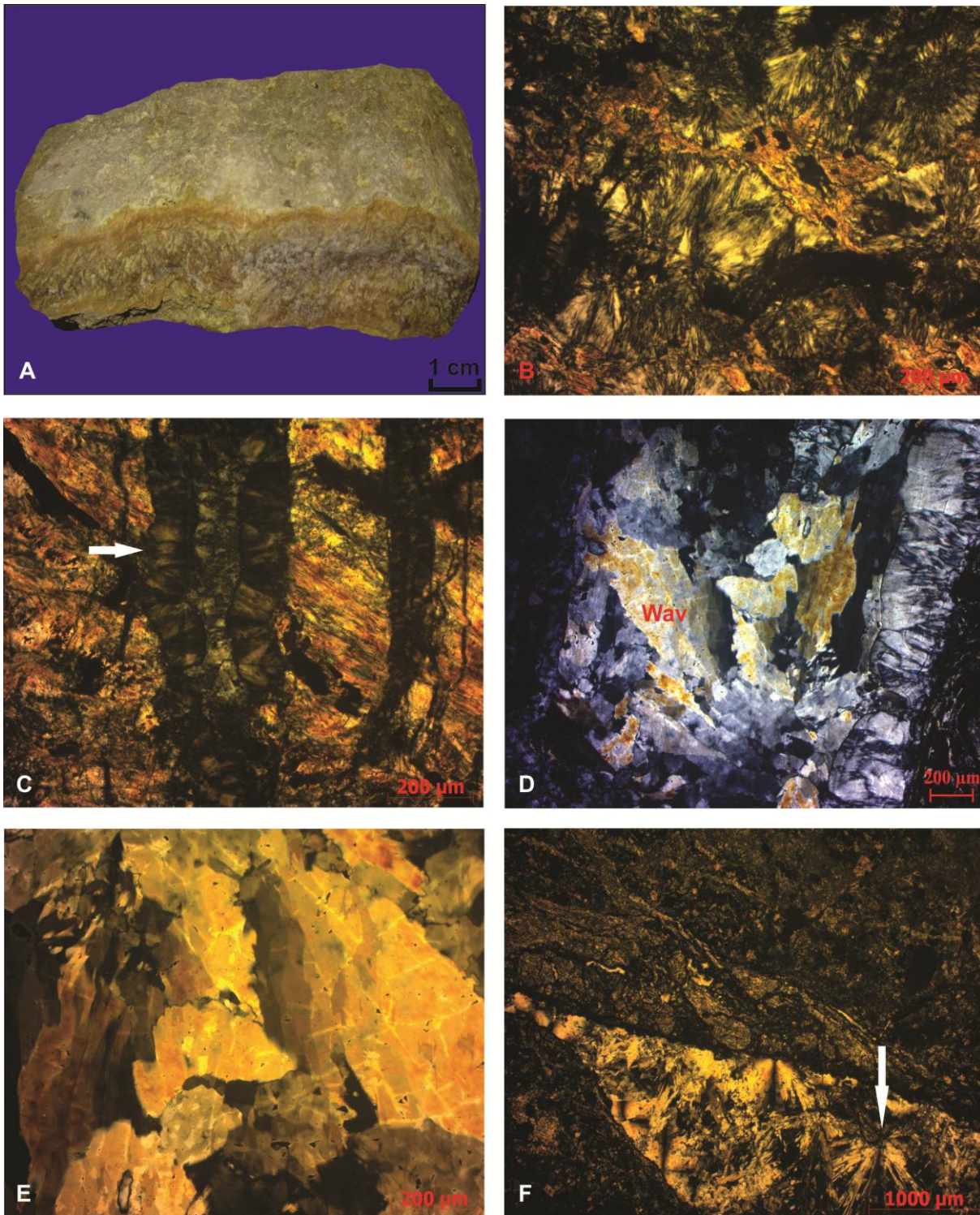
A calcedônia aparece como um aglomerado em forma de agulhas alongadas de coloração creme clara, sendo marrom sob nicóis cruzados (Figura 6.19C). Pelas análises das lâminas MC-64A e MC-64B é possível observar que os aglomerados de calcedônia cortam os minerais opacos e as esmectitas. Isso indica que a calcedônia formou-se em uma fase posterior à formação desses minerais. Em uma porção da lâmina verifica-se a presença de cristais incolores de wavellita nos poros do veio, que ocorrem sob a forma de agregados fibrorradiais e a nicóis cruzados apresentam extinções graduais (Figuras 6.19D a 6.19F). O material desse veio foi analisado por difratometria de raios X e comprovou a presença de wavellita, que apresenta o pico principal bem definido conforme o difratograma da Figura 6.20. Além desse mineral foram identificados, também, goethita, illita e quartzo. O tratamento ao que foi submetido a fração argila mostra a presença de um argilomineral que pode ser tanto vermiculita quanto esmectita. Como a intensidade dos picos é baixa, impossibilita uma definição clara de expansão ou não da amostra ao ser glicolada. Provavelmente, esse argilomineral (vermiculita ou esmectita) ocorre como traço na amostra.

No mesmo trecho da BR-354 foram encontrados veios, de espessura milimétricas a centimétricas, de carbonato (Figura 6.21A) cortando os lapillitos, que foram identificados como veios de calcita pela fácil efervescência ao esborrifar HCl sobre o material. Em lâmina delgada (MC-181), a calcita é incolor, de birrefringência elevada e apresenta uma clivagem perfeita em duas direções (Figura 6.21B). Notam-se, também, geminação lamelar que exibem um paralelismo entre as estrias (Figura 6.21C). Em algumas porções da lâmina verifica-se a presença de cristais de clinopiroxênio no veio (Figura 6.21D), que, provavelmente, foram arrancados da rocha encaixante durante a passagem do fluido hidrotermal. O lapillito apresenta uma cimentação intensa por calcita, tanto nas fraturas como nos poros (Figura 6.21E). Os pseudomorfos de olivina apresentam-se, frequentemente, substituídos por calcita e argilominerais (Figura 6.21F).

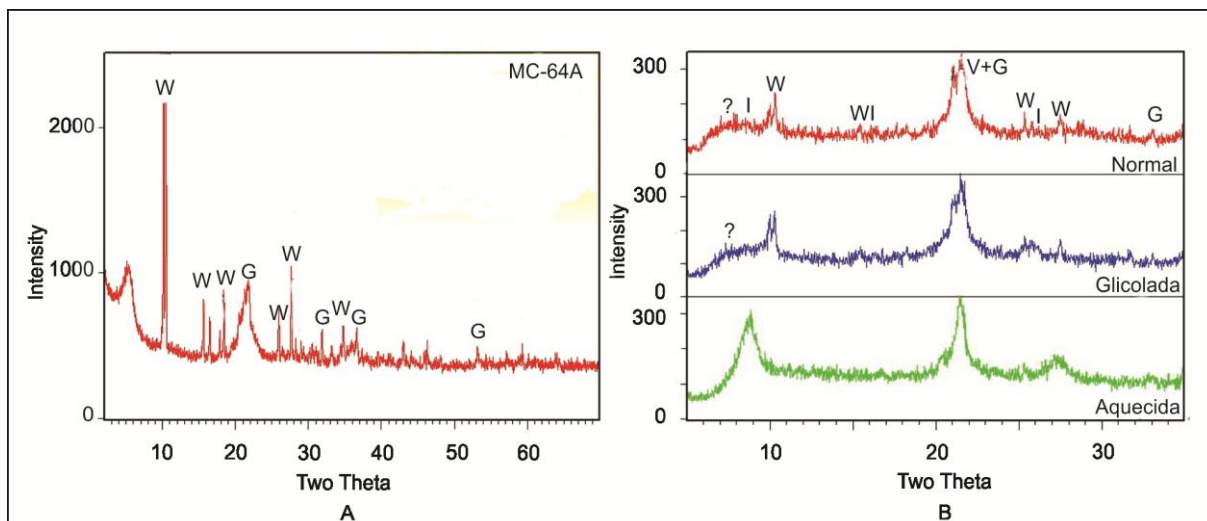
Segundo Deer *et al.* (2010), a calcita é um mineral que pode ocorrer em rochas sedimentares, metamórficas e ígneas, como , também, em filões e cavidades, frequentemente, nas fases tardias da deposição hidrotermal, em que são observados cristais bem desenvolvidos. Pelas observações de campo pode-se sugerir que a formação dos veios de calcita está relacionada ao processo hidrotermal tardio, já que não foi observada qualquer estrutura (por exemplo, fraturas) mais recente nesses veios.

## **6.7– SOLEIRAS E DIQUES CLÁSTICOS**

Na porção norte de Presidente Olegário e noroeste de Patos de Minas são encontrados soleiras e diques clásticos de 1,4 a 17,0 cm de espessura, cortando brechas (Fácies A e B) e lapillitos. Essas injeções clásticas apresentam-se em diferentes formas (vertical, horizontal e bifurcada) com atitudes variadas.



**Figura 6.19** – Fotomicrografias do veio alterado de granulação fina, encontrado às margens da BR-354, próximo à cidade de Presidente Olegário (Lâmina MC-64A – Ponto MC-41). A) Textura macroscópica do veio, notar a presença de níveis de coloração acastanhada, esverdeada e avermelhada. B) Cimentação intensa por sílex. C) A seta em branco indica um aglomerado de calcedônia preenchendo o espaço poroso. Observa-se que a cristalização deste mineral foi posterior à formação os argilominerais. D) Poros preenchidos por wavellita. E) Extinções graduais típicas da wavellita. F) A seta em branco mostra cristais radiais de wavellita nos poros da rocha. Wav = wavellita.



**Figura 6.20** – Difratoograma do material do veio que corta os lapillitos na BR-354 (Amostra MC-64A, ponto MC-41). A) Fração pó total. B) Fração Argila. G = goethita, I = illita, Q = quartzo, W = wavyllita e ? = vermiculita ou esmectita.

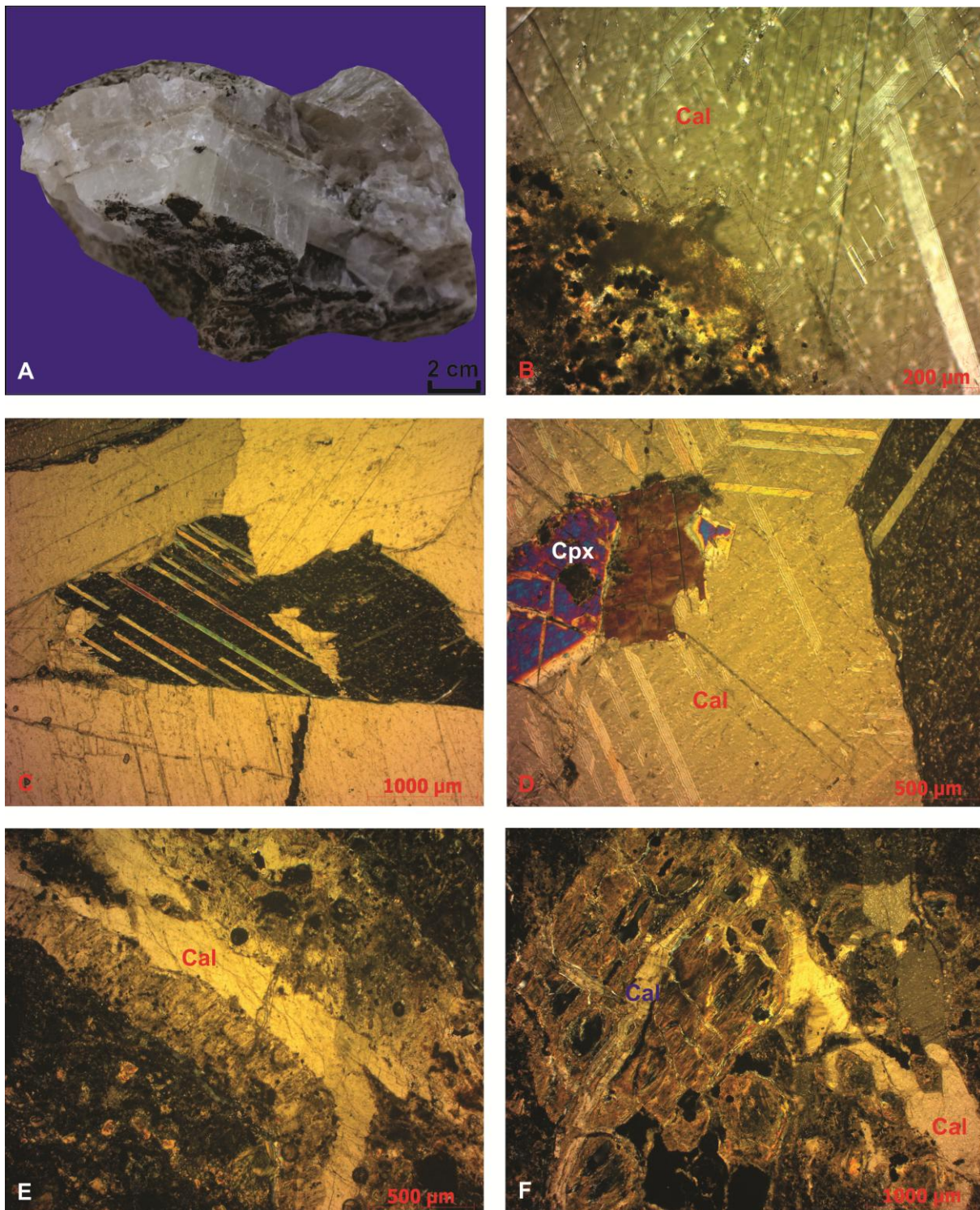
O contato com as rochas encaixantes é abrupto, e, localmente, sem ramificações aparentes. Sua coloração rósea contrasta nitidamente com os lapillitos de coloração esverdeada/acizentada (Figura 6.22A) e com as brechas de matriz esverdeada/avermelhada. Nota-se que a ocorrência dessas injeções clásticas é restrita à porção basal do Grupo Mata da Corda.

Comumente são observadas fraturas de escalas microscópicas e macroscópicas nesses corpos que estão preenchidas por material argiloso de coloração branca. Essas estruturas tanto cortam os diques e soleiras, quanto as rochas hospedeiras, indicando que essas feições ocorreram em uma fase posterior à injeção clástica.

Mineralogicamente, o arcabouço do dique clástico é constituído majoritariamente por quartzo, feldspatos e, subordinadamente, por micas, apatita, minerais opacos, fosfato amorfo e fragmentos de rocha adjacente. A textura dessa rocha é heterogênea com o arcabouço suportado pela matriz pelítica (Figuras 6.22B e 6.22C). Os grãos de quartzo perfazem de 12 a 15%, são de granulometria areia muito fina a média (< 0,5 mm) e o grau de arredondamento dos grãos varia de subarredondados a angulosos.

Os feldspatos correspondem ao segundo componente mais abundante do arcabouço da rocha, entre 3 e 4% do volume total. O plagioclásio ocorre como grãos subarredondados a angulosos de tamanhos inferiores a 0,6 mm e, alguns, apresentam a macla polissintética. É comum grãos de plagioclásio sericitizados. Subordinadamente se observam grãos subarredondados de microclínio com a típica macla em grade e, também, grãos de ortoclásio. As micas aparecem como pequenas palhetas incolores. Pequenos grãos de minerais opacos com formas arredondadas estão presentes nas lâminas analisadas. Cristais alongados de apatita são comuns, principalmente na lâmina MC-146, e apresentam birrefringência baixa e extinção paralela. Fragmentos da rocha adjacente são comumente encontrados

e ocorrem em formas subarredondadas a angulosas (Figura 6.22D). Todos esses grãos subordinados representam de 10 a 20% do volume da rocha.



**Figura 6.21** – Fotomicrografias do veio de calcita encontrado em afloramentos de lapillitos na BR-354, próximo a Presidente Olegário (Lâmina MC-181 – Ponto MC-152). A) Detalhe do veio de calcita e rocha encaixante em amostra macroscópica. B) Contato do veio de calcita e do lapillito. Observação da clivagem perfeita da calcita. C) Lamelas geminadas de calcita. D) Cristais de clinopiroxênio englobados no veio de calcita. E) Fraturas do lapillito preenchida por calcita. F) Pseudomorfos de olivina substituídos por calcita e argilominerais. Cal = calcita e Cpx = clinopiroxênio.

Pelas análises microscópicas das lâminas MC-73 e MC-103B pode-se notar a presença de um material de coloração amarela clara, isotrópico, tanto na matriz quanto no contato da injeção clástica e a rocha hospedeira (Figuras 6.22E e 6.22F). Análises por MEV-EDS revelaram picos de Fe, Si, Al, P e Ca (Figura 6.23) em proporções variáveis que indicam tratar-se, provavelmente, de um fosfato amorfo. A gênese desse fosfato pode estar associada à remobilização de fluidos durante a ascensão do dique clástico.

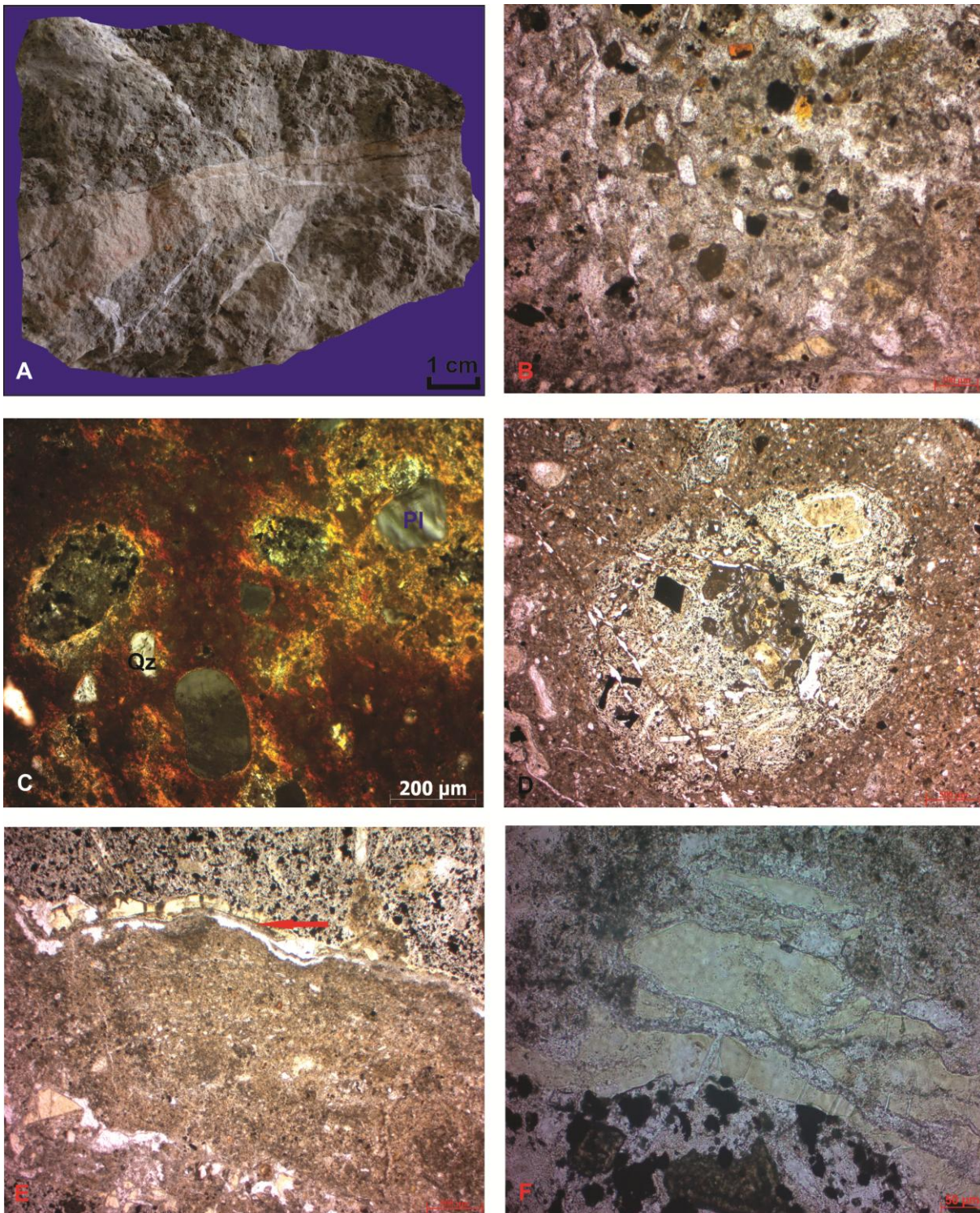
O material da matriz perfaz cerca de 60 a 70% do volume da rocha, com granulometria silte/argila e coloração que varia de amarela acastanhada a amarela avermelhada. As fraturas e poros (2 a 3%) das injeções clásticas estão preenchidas por cristais alongados de fluorapatita, que indicam uma provável remobilização de fosfato da rocha adjacente (Figura 6.24).

A figura 6.25 ilustra um difratograma, referente ao pó total da amostra, que exhibe picos bem definidos de fluorapatita e em menor intensidade de quartzo, ortoclásio, illita e caulinita. Ao analisar a fração argila nota-se a presença de illita e de fluorapatita.

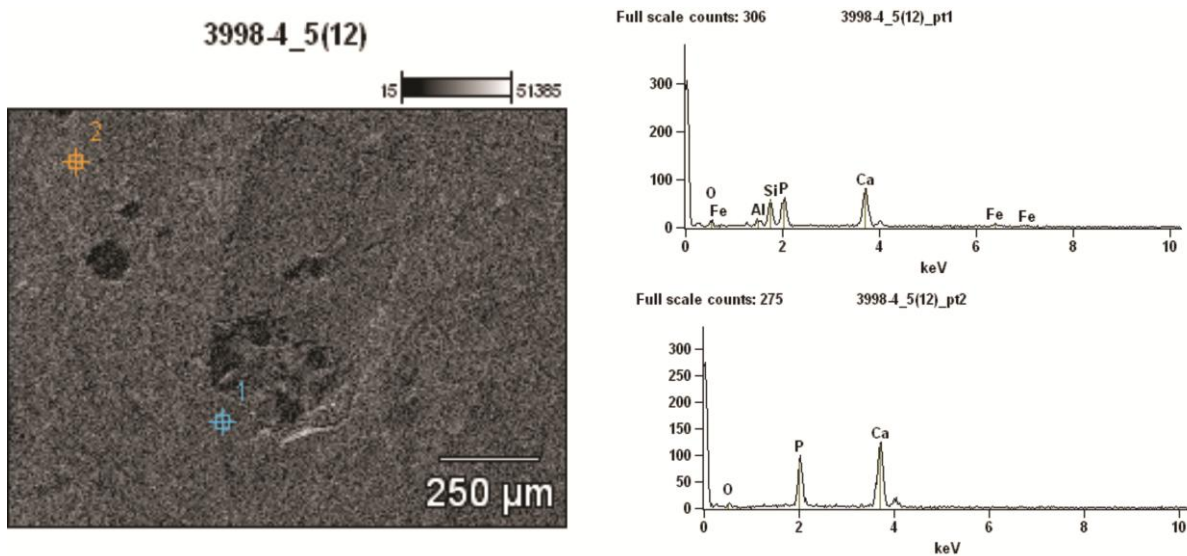
A composição mineralógica dos grãos encontrados nos diques e soleiras indica que o material é derivado de fontes sedimentares. O tamanho, a forma e a composição mineralógica dos grãos das injeções clásticas são similares aos arenitos da Formação Três Barras (Grupo Areado), que estão estratigraficamente sob as rochas vulcânicas e vulcanoclásticas do Grupo Mata da Corda. Esses arenitos, provavelmente, foram a fonte alimentadora das injeções clásticas

A presença de apatita nos poros e fraturas das injeções clásticas, bem como, nos microveios que cortam a sequência vulcanoclástica indica que ocorreu remobilização de fosfato da rocha adjacente. Pelas descrições das lâminas delgadas e pelas análises por difratometria de raios X, referentes aos lapillitos e brechas, pode-se verificar, comumente, a presença de cristais de apatita primários. Essa observação contribui para a hipótese de que as rochas vulcanoclásticas já apresentavam algum teor de fosfato e que após o processo de intemperismo houve o enriquecimento de fosfato tanto nas brechas como nas injeções clásticas e microveios.

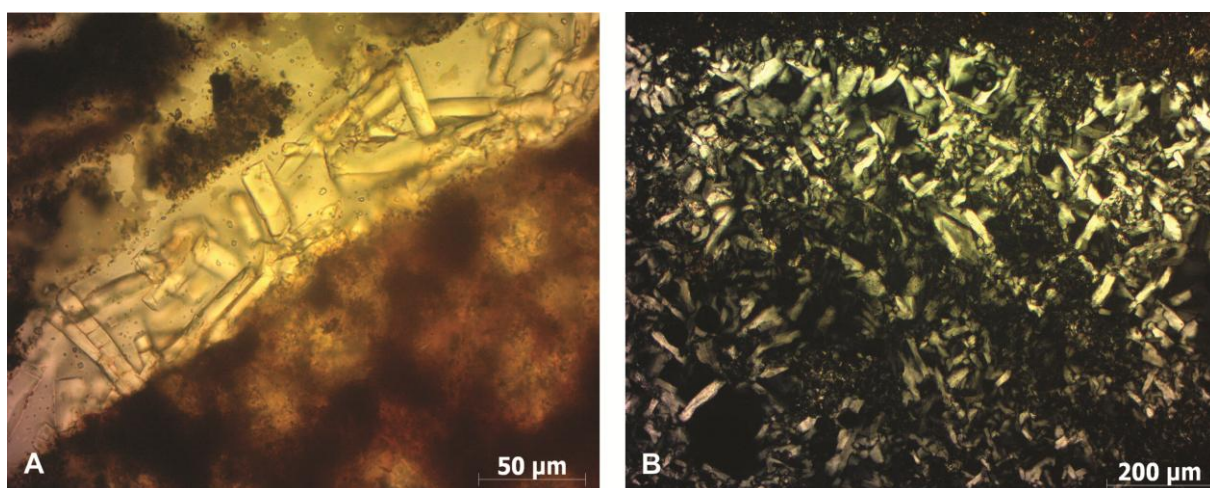




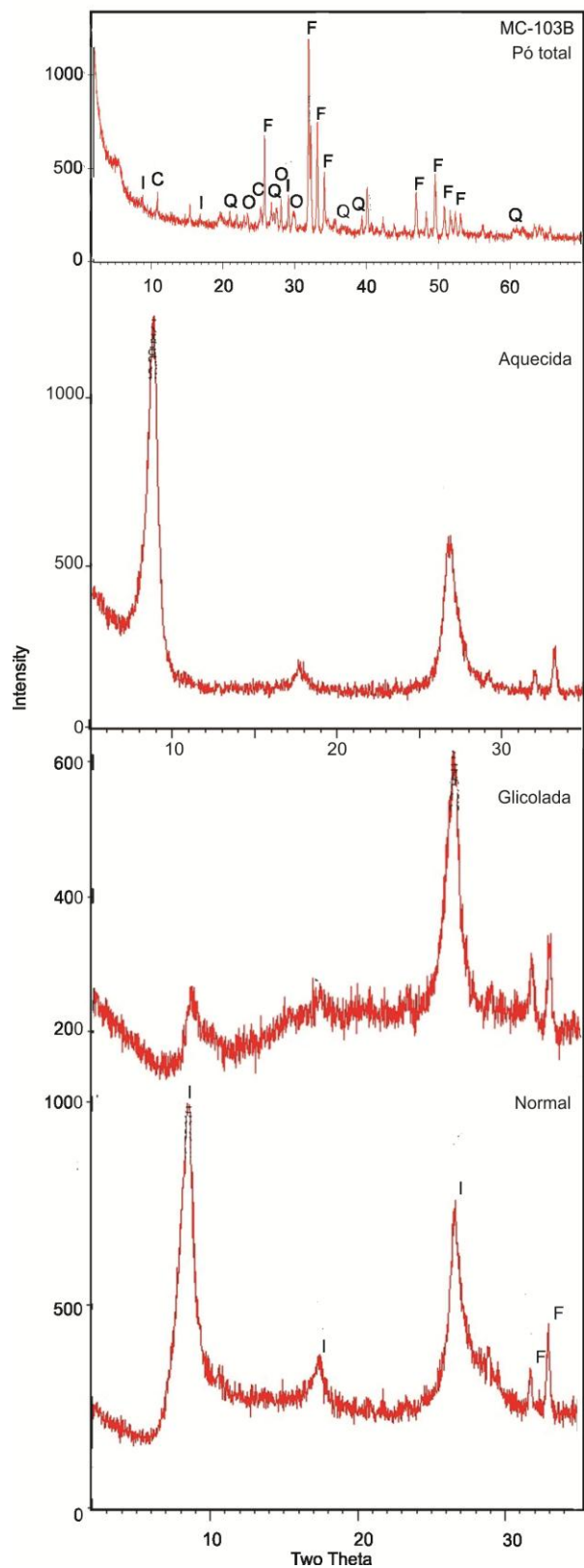
**Figura 6.22** – Fotomicrografias das injeções clásticas. A) Injeção clástica (róseo) no lapillito (verde). Observa-se a presença de microveios de coloração esbranquiçada que corta tanto o lapillito, quanto a injeção clástica (Amostra MC-73 – Ponto MC-52). B) Textura heterogênea com grãos suportados pela matriz (Lâmina MC-103B – Ponto MC-62). C) Grãos de plagioclásio e quartzo dispersos em matriz pelítica de coloração avermelhada muito alterada (Lâmina MC-146 – Ponto MC-103). D) No centro da foto observa-se um fragmento de lapillito (Lâmina MC-73 – Ponto MC-52). E) A seta em vermelho indica material de coloração amarelada formado entre o lapillito (parte superior da foto) e o dique clástico (parte inferior da foto) (Lâmina MC-103B – Ponto MC-62). F) Detalhe do material amarelado que foi identificado como fosfato amorfo (Lâmina MC-103B – Ponto MC-62). Pl = plagioclásio e Qz = quartzo.



**Figura 6.23** – Imagem por microsonda eletrônica de varredura que indica os dois pontos analisados por MEV-EDS na lâmina MC-103B. O ponto 1 revelou picos, provavelmente, de fosfato amorfo e o ponto de 2 mostra picos condizentes com a apatita.



**Figura 6.24** – Fotomicrografias das injeções clásticas em que se observam fraturas (A) e poros (B) preenchidos por cristais alongados de apatita (Lâmina MC-146 – Ponto MC-103).



**Figura 6.25** – Difractogramas de pó total e fração argila do dique clástico (Amostra MC-103B – Ponto MC-62). C = caulinita, F = fluorapatita, I = illita, O = ortoclásio e Q = quartzo.

# CAPÍTULO 7

## QUÍMICA MINERAL

---

### 7.1 –CONSIDERAÇÕES GERAIS

Neste capítulo são apresentados os dados de química mineral de fases minerais primárias e secundárias, conforme a metodologia apresentada no item 1.5.7 do capítulo 1 (Introdução), obtidos nos uganditos, mafuritos, lapillitos, diques clásticos e microveios. As fases minerais estudadas foram apatita, wavellita, gorceixita, olivina, clinopiroxênio, perovskita, mica e pseudomorfos de leucita, além de minerais do grupo do espinélio.

### 7.2–APATITA

Segundo Deer *et al.* (2010), os minerais com fósforo mais abundantes e frequentes são representados por uma série isomórfica em que seus membros extremos são: fluorapatita ( $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{F}$ ); cloroapatita ( $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{Cl}$ ); hidroxiapatita ( $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{OH}$ ); e carbonato-apatita ( $\text{Ca}_5(\text{PO}_4, \text{CO}_3, \text{OH})_3(\text{F}, \text{OH})$ ). Essas variedades são do sistema hexagonal e, comumente, são encontrados como minerais acessórios em rochas ígneas, rochas sedimentares e em menor quantidade em rochas metamórficas. A fluorapatita é o mineral mais comum e sua estrutura apresenta tetraedros de  $\text{PO}_4$  ligados a colunas de Ca-O e cada átomo de flúor possui três átomos de cálcio ao seu redor em um mesmo nível. O cálcio pode ser substituído por Mn, Sr, Na e ETR (elementos terras raras) e o  $\text{PO}_4^{3-}$  por ( $\text{CO}_3^{2-} + \text{F}$ ).

A composição química da apatita foi determinada em cristais prismáticos encontrados nos uganditos e em prismas diminutos observados no material que preenche as fraturas e os poros dos diques clásticos das lâminas MC-09 (Ponto MC-4, vide anexo 1) e MC-146 (Ponto MC-103, vide anexo1), respectivamente, totalizando 34 análises. Na matriz das brechas piroclásticas, a apatita aparece como microcristais, o que impossibilitou a análise química por meio de microsonda eletrônica.

Nos uganditos, a apatita aparece como cristais bem formados, sem sinais aparentes de alterações por processos intempéricos, sendo caracterizada como mineral primário. Nas fraturas dos

diques clásticos observam-se aglomerados de cristais prismáticos diminutos de apatita que se assemelham aos cristais de apatita dos poros desses diques.

O cálculo da fórmula estrutural foi realizado na base de 26 oxigênios e os resultados das análises químicas com suas respectivas fórmulas estruturais estão representados nas tabelas 7.1 (apatita das fraturas dos diques clásticos – 13 análises), 7.2 (apatita dos poros dos diques clásticos – 15 análises) e 7.3 (apatita dos uganditos – 6 análises).

Os dados das análises químicas mostram que o teor em F nas apatitas das fraturas e dos poros dos diques clásticos varia de 1,84 a 3,83% e 1,69 a 3,31% em peso, respectivamente. Já nos uganditos, a variação do teor de F é bem menor se comparada com o teor encontrado nos diques (1,20 a 1,77% em peso). Esses dados indicam tratar-se de fluorapatita em todas as amostras analisadas.

Os valores da relação  $\text{CaO}/\text{P}_2\text{O}_5$  das apatitas dos diques clásticos mostram-se abaixo (1,36 a 1,45 nas fraturas e 1,38 a 1,48 nos poros) do valor considerado normal para a apatita de estequiometria perfeita (1,667). As apatitas dos uganditos apresentam, também, valores abaixo do ideal que variam entre 1,31 e 1,37. Esses valores são similares aos encontrados por Boari & Conticelli (2007) nas apatitas dos kamafugitos da Província Romana, Itália. Segundo Toledo *et al.* (2004) é raro observar a relação  $\text{CaO}/\text{P}_2\text{O}_5 = 1,667$  e como a relação de todas amostras encontram-se abaixo da estequiometria ideal, isso implica em déficit no conteúdo de CaO.

A figura 7.1 exhibe diagramas binários que evidenciam parâmetros distintos entre as apatitas primárias e as secundárias. Observa-se que há uma correlação positiva entre a razão  $\text{CaO}/\text{P}_2\text{O}_5$  e o conteúdo em peso de F. O conteúdo de  $\text{P}_2\text{O}_5$  apresenta uma correlação negativa com o teor em peso de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  e CaO. O mesmo é observado no diagrama P x Ca, em que os valores estão expressos em unidade atômica por fórmula (a.p.f.u.). Ao comparar as apatitas dos uganditos (primárias) e dos diques clásticos (secundárias) nota-se que as primeiras apresentam teores mais elevados de  $\text{P}_2\text{O}_5$  e menor conteúdo de F.

Diagramas ternários, ilustrados na figura 7.2, mostram as variações de conteúdo de  $\text{CaO}/\text{P}_2\text{O}_5/\text{F}$  e  $\text{ETR} \times 100/\text{P}_2\text{O}_5/\text{F}$  para as apatitas primárias e para as secundárias. O primeiro diagrama (Figura 7.2A) evidencia similaridades entre as apatitas dos uganditos e dos diques clásticos. Entretanto, ao plotar o conteúdo dos ETR,  $\text{P}_2\text{O}_5$  e F (Figura 7.2B) nota-se um comportamento difuso entre as apatitas secundárias e as primárias, que não permite uma individualização clara entre elas. Provavelmente, o teor de ETR encontra-se abaixo ou muito próximo dos limites de detecção das análises por microsonda, por isso não houve uma correlação clara entre as apatitas.

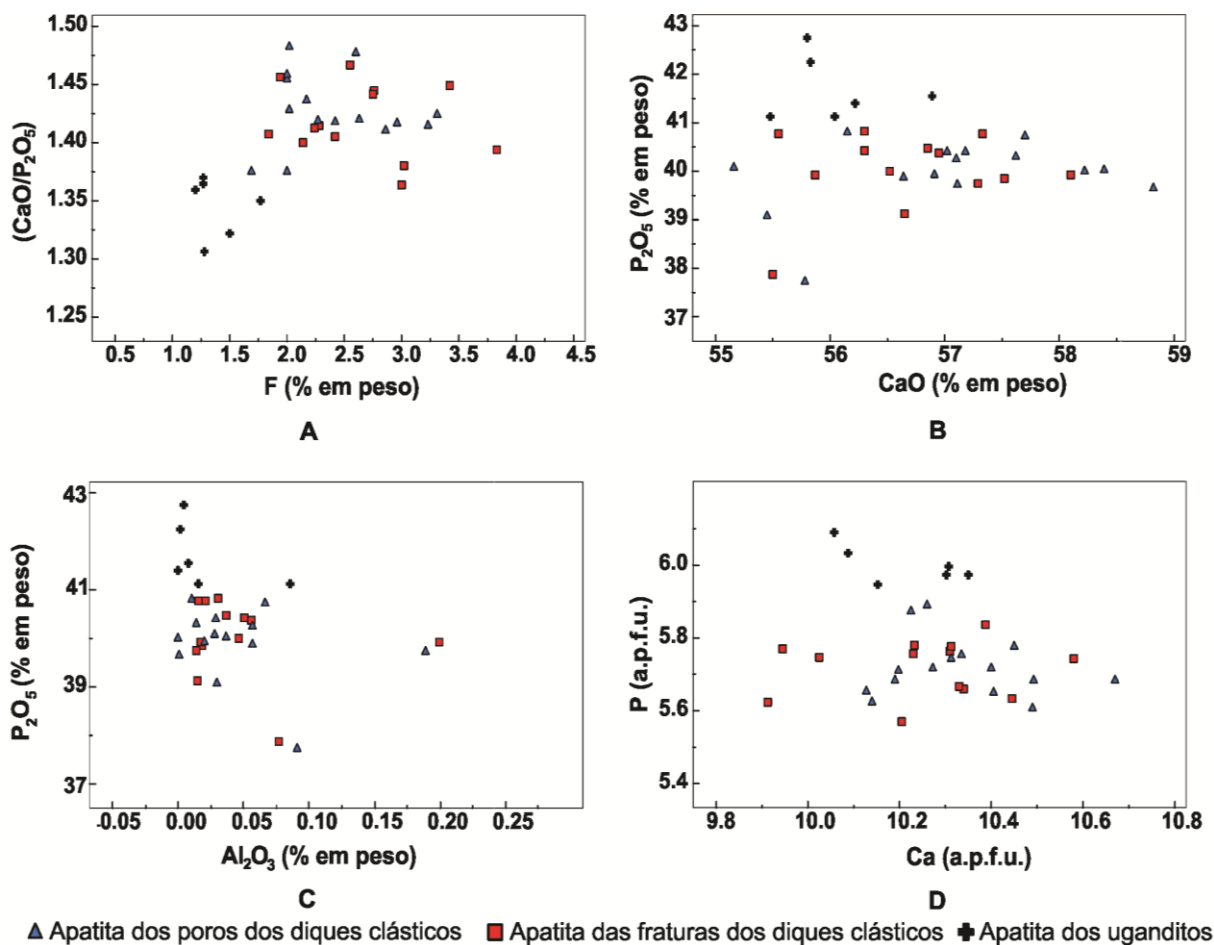


Figura 7.1 – Diagramas binários mostrando as correlações dos parâmetros químicos da fluorapatita primária e secundária.

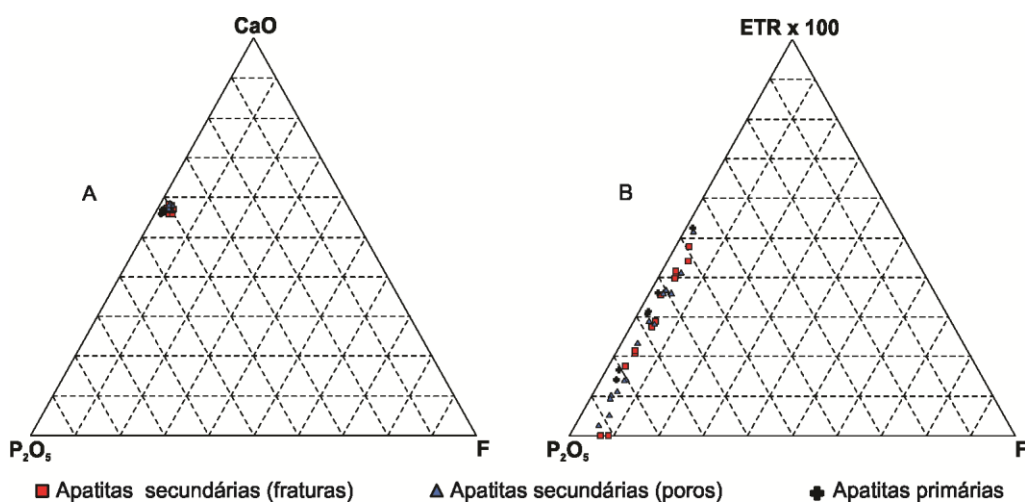


Figura 7.2 – Diagramas ternários mostrando as variações de conteúdo de: A) CaO/P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>/F B) ETRx100/P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>/F para as apatitas primárias e secundárias.

**Tabela 7.1** - Análises químicas por microsonda em cristais prismáticos diminutos de apatita das fraturas dos diques clásticos, expressas em porcentagem em peso dos óxidos e em número de átomos por fórmula unitária (a.p.f.u.), calculada na base de 26 oxigênios.

Amostras	MC146-1	MC146-2	MC146-3	MC146-4	MC146-5	MC146-6	MC146-7	MC146-8	MC146-9	MC146-10	MC146-11	MC146-14	MC146-15
% em óxidos													
CaO	56,30	55,55	56,65	56,30	55,50	56,53	57,53	55,87	57,30	56,96	56,85	58,11	57,34
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,16	0,19	0,00	0,27	0,05	0,01	0,00	0,00	0,07	0,27	0,00	0,19
Gd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,15	0,00	0,17	0,00	0,00	0,00	0,00
Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,02	0,07	0,00	0,00	0,04	0,00	0,07	0,11	0,09	0,01	0,02	0,00
Yb <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,08	0,00	0,00	0,02	0,01	0,05	0,00	0,15	0,11	0,07	0,05
BaO	0,09	0,02	0,05	0,02	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,02
FeO*	0,09	0,18	0,08	0,15	0,07	0,23	0,14	0,60	0,09	0,06	0,32	0,06	0,07
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	40,82	40,77	39,13	40,41	37,86	39,98	39,84	39,92	39,75	40,35	40,47	39,91	40,76
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,03	0,02	0,02	0,05	0,08	0,05	0,02	0,20	0,01	0,06	0,04	0,02	0,02
F	7,16	7,12	8,13	9,10	6,06	5,43	6,55	5,09	6,53	5,33	5,76	4,61	4,38
	104,49	103,84	104,38	106,04	99,85	102,31	104,30	101,80	103,96	103,05	103,88	102,78	102,81
-F=O	3,02	3,00	3,42	3,83	2,55	2,28	2,76	2,14	2,75	2,24	2,42	1,94	1,84
Total	101,48	100,84	100,96	102,21	97,29	100,03	101,54	99,66	101,21	100,81	101,45	100,84	100,96
Fórmula estrutural na base de 26 oxigênios													
Ca	10,026	9,946	10,206	9,915	10,446	10,311	10,342	10,235	10,331	10,314	10,232	10,581	10,390
Nd	0,000	0,009	0,011	0,000	0,017	0,003	0,000	0,000	0,000	0,004	0,016	0,000	0,011
Gd	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,008	0,000	0,010	0,000	0,000	0,000	0,000
Y	0,000	0,002	0,006	0,000	0,000	0,004	0,000	0,006	0,010	0,008	0,001	0,002	0,000
Yb	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	0,001	0,000	0,002	0,000	0,008	0,006	0,004	0,002
Ba	0,006	0,002	0,003	0,002	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,001
Fe	0,012	0,025	0,011	0,021	0,010	0,032	0,020	0,086	0,013	0,008	0,046	0,008	0,009
P	5,744	5,768	5,570	5,623	5,631	5,762	5,660	5,779	5,664	5,774	5,756	5,742	5,836
Al	0,006	0,004	0,003	0,010	0,016	0,009	0,004	0,040	0,003	0,011	0,007	0,004	0,003
F	1,587	1,585	1,819	1,991	1,417	1,227	1,465	1,157	1,464	1,197	1,286	1,043	0,984

\*FeO como ferro total.

**Tabela 7.2** - Análises químicas por microsonda em palhetas de apatita dos poros dos diques clásticos, expressas em porcentagem em peso dos óxidos e em número de átomos por fórmula unitária (a.p.f.u.), calculada na base de 26 oxigênios.

Amostras	MC1 46-18	MC146 -19	MC146 -20	MC146 -22	MC146 -23	MC146 -24	MC146 -25	MC146 -26	MC146 -27	MC146 -28	MC146 -29	MC146 -30	MC146 -31	MC146 -32	MC146- 33
% em óxidos															
CaO	56.91	55.17	55.78	56.64	57.03	57.18	58.83	56.16	57.70	55.45	57.12	57.62	57.10	58.22	58.40
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.18	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.19	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Gd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.02	0.42	0.00	0.00	0.02	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.22	0.00	0.00	0.00	0.17
Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.01	0.04	0.00	0.06	0.01	0.00	0.05	0.00	0.01	0.00
Yb <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.10	0.03	0.02	0.07	0.00	0.14	0.00	0.05	0.12	0.00	0.02	0.09	0.05	0.03	0.00
BaO	0.16	0.05	0.09	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.04	0.10	0.02	0.00	0.08	0.01
FeO*	0.08	0.18	0.00	0.00	0.03	0.10	0.02	0.00	0.13	0.10	0.35	0.01	0.08	0.03	0.00
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	39.95	40.09	37.74	39.89	40.42	40.41	39.67	40.82	40.73	39.08	39.74	40.32	40.26	40.02	40.04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.02	0.03	0.09	0.06	0.03	0.03	0.00	0.01	0.07	0.03	0.19	0.01	0.06	0.00	0.04
F	7.86	4.00	6.18	6.24	6.79	7.66	4.82	4.77	7.03	5.40	5.16	4.80	5.76	6.53	5.69
	105.29	99.97	99.95	102.90	104.31	105.65	103.57	101.80	105.83	100.11	102.89	102.91	103.31	104.93	104.34
F=O	3.31	1.69	2.60	2.63	2.86	3.23	2.03	2.01	2.96	2.27	2.17	2.02	2.42	2.75	2.39
Total	101.98	98.28	97.35	100.27	101.45	102.42	101.54	99.79	102.87	97.83	100.72	100.89	100.88	102.18	101.95
Fórmula estrutural na base de 26 oxigênios															
Ca	10.142	10.262	10.491	10.275	10.198	10.128	10.671	10.227	10.192	10.335	10.402	10.451	10.313	10.406	10.494
Nd	0.011	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.012	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Gd	0.001	0.024	0.000	0.000	0.001	0.005	0.000	0.000	0.000	0.000	0.012	0.000	0.000	0.000	0.010
Y	0.000	0.000	0.004	0.000	0.000	0.001	0.004	0.000	0.005	0.001	0.000	0.004	0.000	0.001	0.000
Yb	0.005	0.002	0.001	0.004	0.000	0.007	0.000	0.002	0.006	0.000	0.001	0.004	0.003	0.002	0.000
Ba	0.010	0.003	0.006	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.002	0.007	0.001	0.000	0.005	0.001
Fe	0.012	0.026	0.000	0.000	0.003	0.014	0.002	0.000	0.018	0.014	0.049	0.001	0.011	0.005	0.000
P	5.625	5.893	5.609	5.718	5.711	5.656	5.686	5.874	5.684	5.756	5.719	5.779	5.746	5.652	5.685
Al	0.004	0.006	0.019	0.011	0.006	0.006	0.000	0.002	0.013	0.006	0.038	0.003	0.011	0.000	0.007
F	1.741	0.928	1.443	1.408	1.510	1.689	1.087	1.080	1.543	1.249	1.166	1.081	1.290	1.451	1.268

\*FeO como ferro total.



**Tabela 7.3** - Análises químicas por microsonda cristais prismáticos de apatita dos uganditos, expressas em porcentagem em peso dos óxidos e em número de átomos por fórmula unitária (a.p.f.u.), calculada na base de 26 oxigênios.

Amostras	MC09-18	MC09-19	MC09-20	MC09-21	MC09-22	MC09-23
% em óxidos						
CaO	55,49	55,83	55,81	56,05	56,89	56,23
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,41	0,13	0,15
Gd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,03	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00
Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,05	0,09	0,12	0,03	0,02	0,05
Yb <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,02	0,03	0,09	0,00
BaO	0,09	0,09	0,06	0,03	0,10	0,06
FeO*	0,07	0,10	0,09	0,04	0,04	0,20
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	41,11	42,24	42,74	41,10	41,54	41,39
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,02	0,00	0,01	0,09	0,01	0,00
F	4,21	3,57	3,05	3,02	3,03	2,86
	101,05	101,92	101,95	100,79	101,85	100,93
-F=O	1,77	1,50	1,28	1,27	1,27	1,20
Total	99,28	100,42	100,67	99,52	100,57	99,73
Fórmula estrutural na base de 26 oxigênios						
Ca	10,154	10,089	10,059	10,305	10,352	10,308
Nd	0,000	0,000	0,000	0,025	0,008	0,009
Gd	0,001	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000
Y	0,004	0,008	0,011	0,002	0,002	0,004
Yb	0,000	0,000	0,001	0,002	0,005	0,000
Ba	0,006	0,006	0,004	0,002	0,007	0,004
Fe	0,010	0,014	0,013	0,005	0,005	0,029
P	5,944	6,032	6,088	5,972	5,972	5,996
Al	0,003	0,000	0,001	0,017	0,002	0,000
F	0,956	0,800	0,681	0,689	0,682	0,649

\*FeO como ferro total.

### 7.3–WAVELLITA

A wavellita é um mineral de fosfato, básico e hidratado, encontrado em rochas metamórficas de baixo grau, rochas aluminosas e em perfis de alteração sobre rochas ricas em fósforo (Ferrari, 2000). Esse mineral pertence ao sistema ortorrômbico e a fórmula estrutural ideal da wavellita é  $Al_3(PO_4)_2(OH, F)_3 \cdot 5H_2O$ . As substituições comumente observadas nesse mineral são Fe e Mn por Al e F por OH.

A determinação da composição química da wavellita foi realizada em agregados fibrorradiais presentes em veios que cortam os lapillitos, correspondente à lâmina MC-64A, totalizando 13 análises. Os resultados das análises químicas (% em peso dos óxidos) estão representados na tabela 7.4. Os cálculos do número de átomos por unidade de fórmula estrutural foram realizados na base Al+Fe=3,

conforme proposta de Ferrari (2000). A fórmula estrutural média da wavellita é:  $\text{Al}_3(\text{OH}_{2,64}\text{F}_{0,36})(\text{PO}_4)_{1,92} \cdot \text{H}_2\text{O}$ .

A maior parte das análises químicas da wavellita mostra um déficit médio de P em torno de 0,08 a.p.f.u. De acordo com Correia Neves *et al.* (1976), a composição química de wavellitas naturais pode apresentar déficit de P e Al. A substituição do Fe pelo Al é incipiente nas amostras analisadas.

**Tabela 7.4** - Análises químicas por microsonda em cristais de wavellita da lâmina MC-64A (Ponto MC-41, vide anexo 1), expressas em porcentagem em peso dos óxidos e em número de átomos por unidade de fórmula estrutural na base Al+Fe=3.

Amostras	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	13	14
% em óxidos													
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	39.34	40.08	41.54	41.42	37.78	37.13	42.07	42.91	38.76	40.27	38.99	40.21	42.72
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	0.20	0.09	0.03	0.13	0.16	0.17	0.01	0.12	0.00	0.12	0.04	0.01	0.01
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	35.82	35.58	36.46	36.07	35.56	35.87	36.89	35.87	35.13	35.55	35.67	36.23	36.34
F	3.66	4.27	4.33	4.61	4.35	4.15	4.82	4.36	4.57	3.47	4.19	4.38	4.73
	79.02	80.02	82.36	82.24	77.84	77.32	83.78	83.25	78.47	79.41	78.89	80.83	83.79
F=O	1.54	1.80	1.82	1.94	1.83	1.75	2.03	1.83	1.92	1.46	1.76	1.85	1.99
Total	77.48	78.22	80.53	80.30	76.01	75.58	81.75	81.42	76.54	77.95	77.12	78.98	81.80
Al	2.990	2.996	2.999	2.993	2.992	2.991	3.000	2.994	3.000	2.994	2.998	3.000	3.000
Fe <sup>3+</sup>	0.010	0.004	0.001	0.007	0.008	0.009	0.000	0.006	0.000	0.006	0.002	0.000	0.000
P	1.956	1.910	1.891	1.873	2.023	2.075	1.890	1.798	1.954	1.898	1.970	1.942	1.833
F	0.314	0.361	0.353	0.376	0.389	0.378	0.388	0.343	0.399	0.291	0.363	0.370	0.375

\* Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> como ferro total.

## 7.4–GORCEIXITA

A gorceixita foi descrita, primeiramente, ao longo dos rios Abaeté, Bagagem e Douradinho na região de Diamantina (Minas Gerais) pelo francês Claude Henri Gorceix, fundador da Escola de Minas de Ouro Preto. Esse mineral faz parte da série da crandallita (grupo ou família da plumbogummita) (Toledo, 1999), cuja fórmula geral é:



A = Ca<sup>2+</sup>, Sr<sup>2+</sup>, Pb, Ba<sup>2+</sup> e ETR;

B = Al<sup>3+</sup> e Fe<sup>3+</sup>.

De acordo com o cátion predominante na posição A, podem-se classificar os minerais desta série como crandallita (Ca), goyazita (Sr), plumbogummita (Pb), gorceixita (Ba) e florencita (ETR). Os minerais dessa série são, frequentemente, descritos como produto de alteração de carbonatitos na

África (Mckie *et al.*, 1962), na Austrália (Lottermoser, 1990) e no Brasil (Ferrari, 2000). Greiffo *et al.* (1984) identificaram Sr-gorceixita associada ao minério de ferro da Mina Córrego do Feijão (MG, Brasil), demonstrando que as alterações supergênicas nesse minério podem acarretar a formação de fosfatos aluminosos secundários. Taylor *et al.* (1984) descrevem a ocorrência de gorceixita em *greisens* na Mina de Ozark (Missouri), como produto do estágio final da mineralização de topázio. De acordo com Toledo (1999), a formação de gorceixita pode estar associada a perfis intempéricos sobre rochas ígneas (alcalinas, carbonatíticas e pegmatíticas), fosforitos marinhos e rochas metamórficas, em que haja disponibilidade de fósforo, como, também pode resultar de processos hidrotermais.

A gorceixita analisada neste trabalho ocorre juntamente com fluorapatita e illita preenchendo as fissuras dos lapillitos. Microscopicamente, a identificação da gorceixita é dificultada pela granulometria muito fina. As análises de MEV/EDS e de difratometria de raios X realizadas na lâmina MC-13 (Ponto MC-46, vide anexo 1) e no material argiloso dos microveios, respectivamente, foram de fundamental importância para a caracterização desse mineral.

Os cálculos da fórmula estrutural foram efetuados na base de 10,5 O para a gorceixita anidra  $AB_3(XO_4)_2$ , conforme apresentado por Taylor *et al.* (1984) e os resultados das 20 análises químicas estão representados nas tabelas 7.5 e 7.6. A fórmula estrutural média é:  $(Ca_{0,18}Ba_{0,64})(Al_{2,97}Fe_{0,06})(PO_4)_{1,99}F_{0,18}(OH)_{4,82} \cdot H_2O$ .

O sítio A é ocupado por Ba (0,59-0,71 a.p.f.u.) e, subordinadamente, por Ca (0,12 -0,22 a.p.f.u.). Os dados mostram que há um déficit médio de carga de 0,17 (a.p.f.u.) nesse sítio, que é atribuído, provavelmente, a um maior grau de hidratação na posição A (Lottermoser, 1990).

Al e Fe são os cátions que ocupam o sítio B, com 2,85 a 3,13 a.p.f.u e 0,03 a 0,1 a.p.f.u, respectivamente. Das 20 análises químicas apenas uma completou perfeitamente o sítio B, outras 6 apresentaram um leve déficit na posição B (0,01 a 0,06 a.p.f.u.), e o restante (13 análises) mostraram um excesso de 0,02 a 0,19 a.p.f.u. Ferrari (2000) relata que o excesso de Al e Fe no sítio B pode estar relacionado a contaminações de fases ferruginosas (por exemplo: goethita) e aluminosas (por exemplo: alterações de micas) vizinhas ao cristal/grão a ser analisado durante a análise de microsonda. Dessa forma, pode-se inferir que a presença de illita (identificada por difratometria de raios x) próxima às áreas analisadas por microsonda acarretariam um aumento da contagem de Al. Os valores do sítio B encontrados neste estudo são similares aos calculados por Lottermoser (1990) para a série da crandallita no perfil laterítico do carbonatito de Mt. Weld, Austrália.

A maioria das análises químicas apresenta um leve déficit na ocupação no sítio X (entre 0,01 e 0,09 a.p.f.u.). Na literatura são encontrados trabalhos de química mineral da série da crandallita que mostram comportamento similar ao deste estudo, como os de Taylor *et al.* (1984), Lottermoser (1990) e Ferrari (2000).

**Tabela 7.5 - Análises químicas por microsonda da gorceixita expressas em porcentagem em peso dos óxidos.**

Amostras	MC13-1	MC13-2	MC13-3	MC13-4	MC13-5	MC13-6	MC13-7	MC13-9	MC13-10	MC13-11
% emóxidos										
CaO	2.00	1.36	2.57	2.27	1.64	1.81	2.00	2.02	2.45	2.55
BaO	19.89	20.82	19.09	20.36	19.34	20.00	19.61	20.44	17.92	18.63
Gd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.26	0.00	0.00	0.10	0.00	0.07	0.24	0.00	0.07
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.14	0.26	0.00	0.00	0.29	0.36	0.00	0.08	0.28	0.00
Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.11	0.09	0.04	0.03	0.07	0.08	0.14	0.02	0.09	0.11
Yb <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.05	0.00	0.07	0.00	0.00	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	30.91	30.96	32.00	30.85	29.74	29.91	31.31	29.25	29.67	30.37
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	2.31	2.29	1.56	2.05	1.80	2.34	1.91	3.24	3.22	2.73
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	28.62	28.21	29.28	28.57	28.07	29.04	26.60	29.19	28.74	28.51
F	1.38	2.40	1.32	1.67	2.27	1.91	1.11	1.40	1.02	2.05
	85.41	86.66	85.91	85.79	83.30	85.54	82.74	85.86	83.38	85.02
F=O	0.58	1.01	0.55	0.70	0.95	0.81	0.47	0.59	0.43	0.86
Total	84.83	85.65	85.36	85.09	82.34	84.74	82.28	85.27	82.95	84.15
Fórmula estrutural na base de 10.5 O										
Ca	0.175	0.119	0.220	0.198	0.147	0.159	0.182	0.179	0.219	0.224
Ba	0.639	0.667	0.599	0.652	0.635	0.643	0.652	0.663	0.586	0.599
Gd	0.000	0.007	0.000	0.000	0.003	0.000	0.002	0.007	0.000	0.002
Nd	0.004	0.008	0.000	0.000	0.009	0.011	0.000	0.002	0.008	0.000
Y	0.005	0.004	0.002	0.001	0.003	0.003	0.006	0.001	0.004	0.005
Yb	0.001	0.000	0.002	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000
<b>Sítio A</b>	0.824	0.805	0.823	0.851	0.797	0.819	0.842	0.852	0.817	0.830
Al	2.987	2.982	3.019	2.973	2.938	2.895	3.129	2.852	2.920	2.938
Fe <sup>3+</sup>	0.071	0.071	0.047	0.063	0.057	0.072	0.061	0.101	0.101	0.084
<b>Sítio B</b>	3.058	3.053	3.066	3.036	2.995	2.967	3.190	2.953	3.021	3.022
P	1.987	1.952	1.984	1.978	1.992	2.019	1.910	2.045	2.032	1.981
<b>Sítio X</b>	1.987	1.952	1.984	1.978	1.992	2.019	1.910	2.045	2.032	1.981
F	0.015	0.261	0.139	0.181	0.252	0.210	0.126	0.154	0.114	0.223

\*Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> como ferro total.

**Tabela 7.6 - Análises químicas por microsonda da gorceixita, expressas em porcentagem em peso dos óxidos.**

Amostras	MC13-12	MC13-13	MC13-14	MC13-15	MC13-16	MC13-17	MC13-18	MC13-19	MC13-20	MC13-21
% em óxidos										
CaO	2.14	2.25	1.98	1.68	2.02	2.45	1.77	2.20	1.96	2.06
BaO	19.86	19.28	21.34	22.66	20.49	21.13	20.24	20.32	19.38	18.81
Gd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.26	0.00	0.10	0.12	0.14	0.12	0.17	0.00	0.10	0.05
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.01	0.00	0.31	0.08	0.13	0.00	0.39	0.24	0.00	0.00
Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.12	0.10	0.09	0.15	0.21	0.11	0.00	0.10	0.11	0.09
Yb <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	30.79	30.68	30.63	32.47	31.91	31.69	30.44	31.33	29.90	31.74
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	2.14	1.67	1.64	1.16	1.36	0.61	1.41	0.82	0.80	0.83
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	28.65	28.59	28.93	28.37	28.84	29.60	28.31	29.73	29.14	29.00
F	1.37	1.89	1.28	2.49	1.62	1.94	1.54	2.27	1.86	2.19
	85.34	84.46	86.36	89.17	86.73	87.65	84.26	87.02	83.25	84.77
F=O	0.58	0.79	0.54	1.05	0.68	0.82	0.65	0.96	0.78	0.92
Total	84.76	83.67	85.83	88.12	86.04	86.83	83.61	86.07	82.47	83.85
Fórmula estrutural na base de 10.5 O										
Ca	0.188	0.198	0.173	0.143	0.174	0.208	0.157	0.188	0.174	0.178
Ba	0.638	0.620	0.683	0.706	0.645	0.656	0.660	0.633	0.627	0.594
Gd	0.007	0.000	0.003	0.003	0.004	0.003	0.005	0.000	0.003	0.001
Nd	0.000	0.000	0.009	0.002	0.004	0.000	0.012	0.007	0.000	0.000
Y	0.005	0.004	0.004	0.006	0.009	0.005	0.000	0.004	0.005	0.004
Yb	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
<b>Sítio A</b>	0.838	0.822	0.874	0.860	0.836	0.872	0.834	0.832	0.809	0.777
Al	2.976	2.968	2.950	3.042	3.023	2.959	2.980	2.933	2.911	3.013
Fe <sup>3+</sup>	0.066	0.052	0.050	0.035	0.041	0.018	0.044	0.024	0.025	0.025
<b>Sítio B</b>	3.042	3.020	3.000	3.077	3.064	2.977	3.024	2.957	2.936	3.038
P	1.990	1.986	2.001	1.909	1.963	1.985	1.990	1.999	2.037	1.971
<b>Sítio X</b>	1.990	1.986	2.001	1.909	1.963	1.985	1.990	1.999	2.037	1.971
F	0.150	0.205	0.140	0.264	0.173	0.205	0.171	0.241	0.204	0.234

\*Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> como ferro total.

## 7.5 - OLIVINA

As olivinas correspondem a uma solução sólida entre os membros finais forsterita ( $\text{Mg}_2\text{SiO}_4$ ) e faialita ( $\text{Fe}_2\text{SiO}_4$ ) e sua nomenclatura baseia-se nos teores desses dois membros (Deer *et al.* 2010): forsterita ( $\text{Fo}_{1,0-0,9}$  e  $\text{Fa}_{0,0-0,1}$ ); crisolita ( $\text{Fo}_{0,9-0,7}$  e  $\text{Fa}_{0,1-0,3}$ ); hialosiderita ( $\text{Fo}_{0,7-0,5}$  e  $\text{Fa}_{0,3-0,5}$ ); hortonolita ( $\text{Fo}_{0,5-0,3}$  e  $\text{Fa}_{0,5-0,7}$ ); ferro-hortonolita ( $\text{Fo}_{0,3-0,1}$  e  $\text{Fa}_{0,7-0,9}$ ); e faialita ( $\text{Fo}_{0,1-0,0}$  e  $\text{Fa}_{0,9-1,0}$ ).

A fórmula geral da olivina é:



A composição química da olivina foi determinada em fenocristais encontrados no mafurito da lâmina MC-49B (Ponto MC-18, vide anexo 1), totalizando 11 análises. Nos uganditos, brechas piroclásticas e lapillitos foram encontrados apenas pseudomorfos de olivina totalmente alterados em iddingsita, bowlingita e, às vezes, em minerais opacos e flogopita. Como não foram observados relictos de olivina primária nesses litotipos, tornou-se impossível a análise química quantitativa desse mineral. As análises feitas no mafurito foram direcionadas para o núcleo dos fenocristais, pois as bordas, frequentemente, apresentavam sinais de alteração. O cálculo da fórmula estrutural baseou-se em 4 oxigênios e os resultados das análises químicas com suas respectivas fórmulas estruturais estão representados na tabela 7.7.

Os resultados das análises mostram que a olivina apresenta-se mais enriquecida em MgO em relação ao FeO e que o conteúdo de forsterita (Fo) varia de 87 a 88%, sendo classificada como crisolita (Figura 7.3). Esses valores estão dentro do intervalo ( $\text{Fo}_{0,85}$  a  $\text{Fo}_{0,91}$ ) encontrado por Sgarbi (1998) em mafuritos no Grupo Mata da Corda. Observa-se um conteúdo relativamente elevado de CaO nas olivinas analisadas, com teores entre 0,01% e 0,83% em peso ( $\text{CaO}_{\text{média}} = 0,56\%$ ). Simkin & Smith (1970) interpretam que a presença de Ca em olivinas pode indicar o ambiente em que elas foram cristalizadas, sendo que as concentrações de Ca acima de 0,10% em peso são atribuídas a rochas vulcânicas e hipoabissais e as concentrações abaixo desse valor às rochas plutônicas. O diagrama da figura 7.4A mostra uma correlação entre o conteúdo de CaO e MgO, exceto por uma das amostras que apresentada valor abaixo daquele sugerido por Simkin & Smith (1970) para rochas vulcânicas.

As concentrações de MnO variam entre 0,27 a 0,46% e assemelham-se às variações apresentadas por Sgarbi (1998) em olivinas de mafuritos da região de Santo Antônio da Barra (GO). O diagrama da figura 7.4B mostra que não há uma correlação entre o conteúdo de MgO e MnO. Os teores de  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  são baixos (0,01 a 0,05%) e não apresenta correlação com conteúdo de MgO (Figura 7.4C). Com base nas análises, foi calculada a fórmula estrutural média da olivina, na base de 4 oxigênios:  $(\text{Mg}_{1,76} \text{Fe}_{0,26} \text{Ca}_{0,01})_{2,03} \text{Si}_{0,98} \text{O}_4$ .

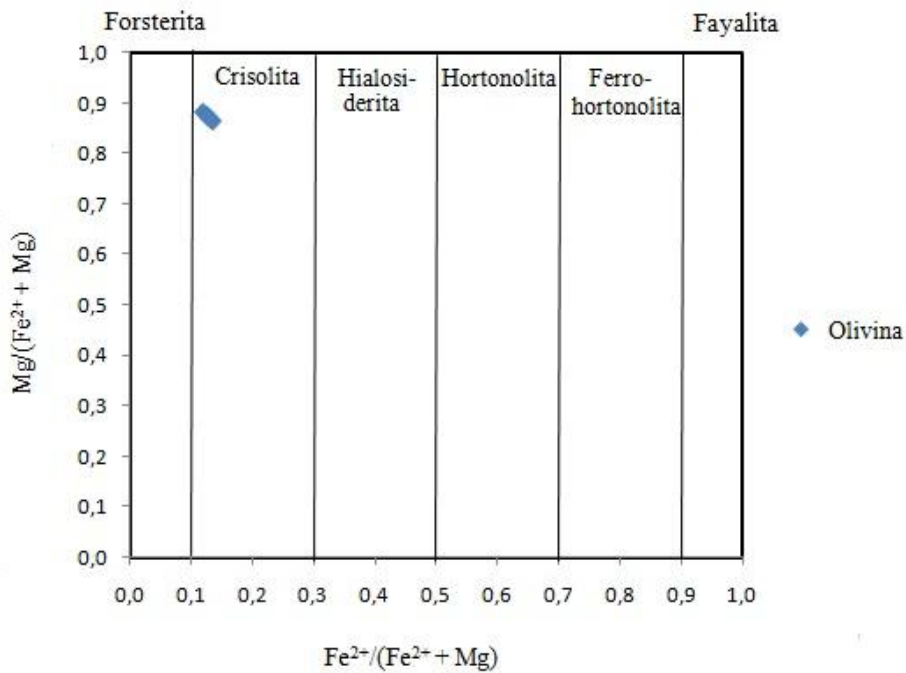


Figura 7.3 – Classificação das olivinas dos mafuritos do Grupo Mata da Corda.

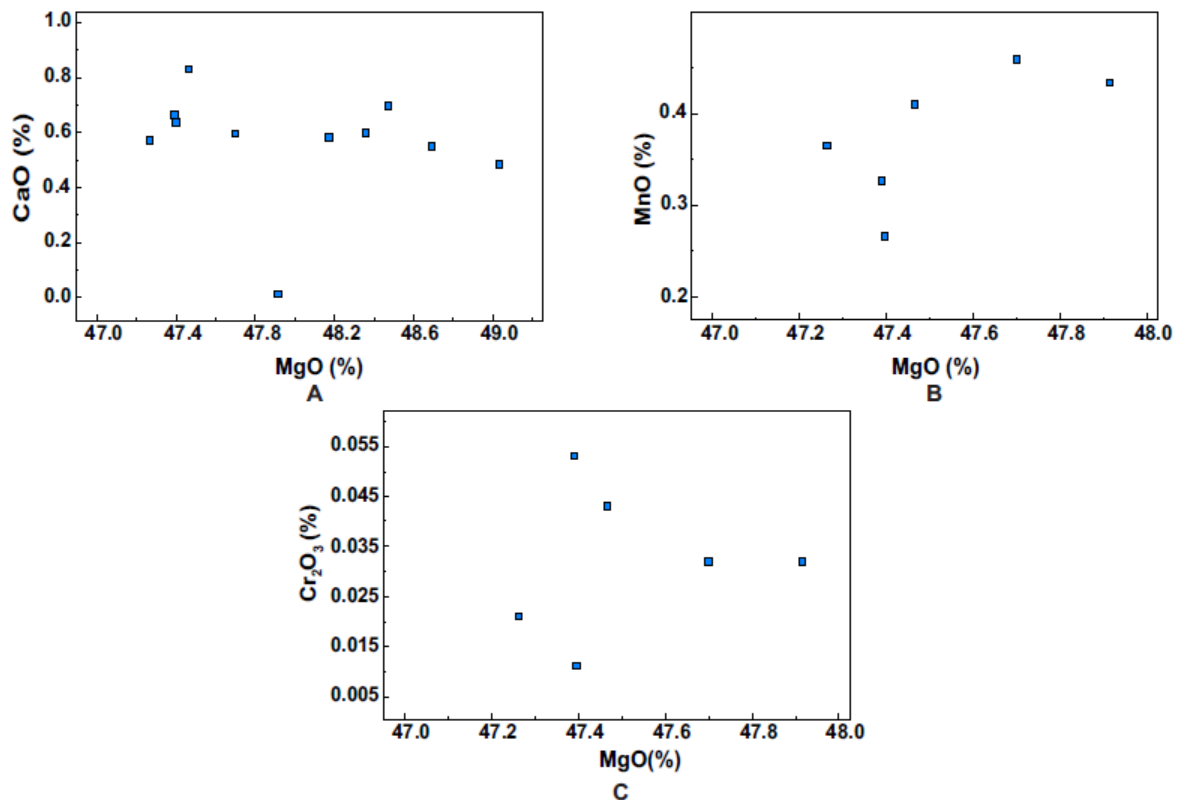


Figura 7.4 – Diagramas de correlação das olivinas dos mafuritos do Grupo Mata da Corda, expressos por porcentagem em peso: A) CaO x MgO; B) MnO x MgO; C) Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> x MgO.

**Tabela 7.7** - Análises químicas por microsonda em fenocristais de olivina, expressas em porcentagem em peso dos óxidos e em número de átomos por fórmula unitária (a.p.f.u.), calculada na base de 4 oxigênios.

Amostras	MC-49B-4	MC-49B-6	MC-49B-7	MC-49B-8	MC-49B-9	MC-49B-10	MC-49B-11	MC-49B-12	MC-49B-13	MC-49B-14	MC-49B-15
Óxidos (%)											
SiO <sub>2</sub>	40,63	40,61	40,28	40,64	40,73	40,63	40,08	39,69	38,11	38,68	37,79
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	0,04	0,02	0,03	0,05	0,03	na	na	na	na	na
FeO*	11,93	11,28	12,29	12,66	11,90	12,27	12,67	12,50	13,31	13,45	13,06
MnO	0,27	0,41	0,36	0,43	0,33	0,46	na	na	na	na	na
MgO	47,40	47,47	47,26	47,92	47,39	47,70	48,18	48,48	49,04	48,36	48,70
CaO	0,64	0,83	0,57	0,01	0,66	0,59	0,58	0,70	0,48	0,60	0,55
Total	100,87	100,63	100,79	101,72	101,05	101,68	101,52	101,38	100,94	101,08	100,10
Fórmula estrutural na base de 4 oxigênios											
Si	0,998	0,998	0,993	0,993	0,999	0,993	0,982	0,975	0,947	0,959	0,947
Al	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000
Cr	0,000	0,001	0,000	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe <sup>2+</sup>	0,245	0,232	0,253	0,259	0,244	0,251	0,260	0,257	0,276	0,279	0,273
Mn	0,006	0,009	0,008	0,009	0,007	0,009	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	1,736	1,740	1,737	1,745	1,733	1,738	1,760	1,775	1,816	1,788	1,818
Ca	0,017	0,022	0,015	0,000	0,017	0,016	0,015	0,018	0,013	0,016	0,015
cátions	3,002	3,001	3,007	3,007	3,001	3,007	3,018	3,025	3,053	3,041	3,053
Fo	0,876	0,882	0,872	0,871	0,876	0,874	0,871	0,873	0,867	0,865	0,869
Fa	0,124	0,118	0,128	0,129	0,124	0,126	0,129	0,127	0,133	0,135	0,131

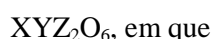
\*FeO como ferro total e na = não analisado.



## 7.6–CLINOPIROXÊNIO

Os minerais do grupo dos clinopiroxênios pertencem ao sistema monoclinico e são classificados de uma forma simplificada em um sistema de quatro componentes:  $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$  -  $\text{CaFeSi}_2\text{O}_6$  -  $\text{MgSi}_2\text{O}_6$  -  $\text{FeSi}_2\text{O}_6$  (Deer *et al.* 2010). Estruturalmente, os clinopiroxênios são formados por tetraedros de Si-O que estão ligados por camadas octaédricas (M1 e M2), de modo que os cátions maiores (M1) ligam-se a 8 oxigênios e os menores (M2) ligam-se a 6 oxigênios.

A fórmula estrutural geral para os clinopiroxênios é:



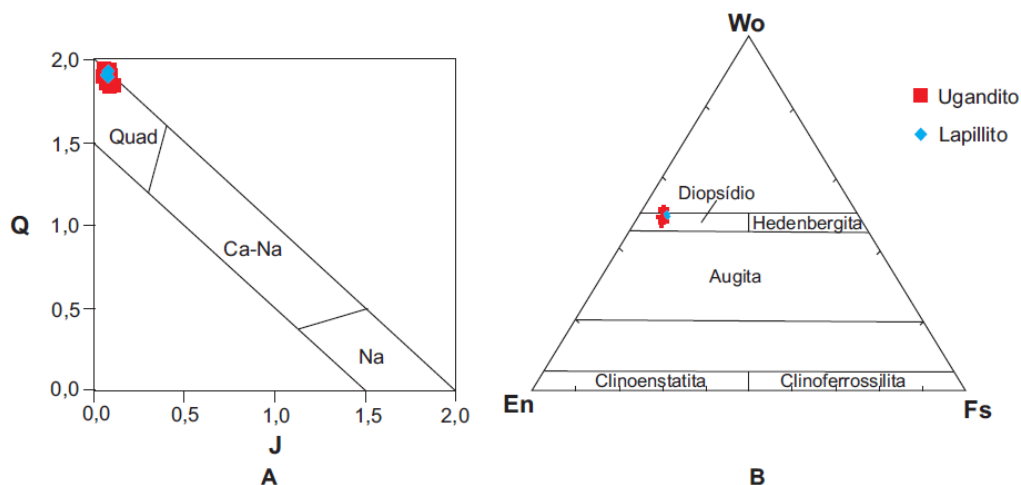
X (sítio octaédrico M2) =  $\text{Ca}^{+2}$ ,  $\text{Na}^{+1}$ , Li,  $\text{Mn}^{+2}$ ,  $\text{Fe}^{+2}$  e  $\text{Mg}^{+2}$

Y (sítio octaédrico M1) =  $\text{Mg}^{+2}$ ,  $\text{Fe}^{+2}$  e, subordinadamente,  $\text{Mn}^{+2}$ ,  $\text{Fe}^{+3}$ ,  $\text{Al}^{+3}$ , Ti e  $\text{Cr}^{+3}$

Z (sítio tetraédrico) = Si e, subordinadamente,  $\text{Al}^{+3}$

Os cristais analisados correspondem a fenocristais prismáticos e microfenocristais dos lapillitos e uganditos, sendo que a maioria das análises foi direcionada para o núcleo dos cristais por não se observarem frequentes zonamentos. A fórmula estrutural foi calculada na base de 6 oxigênios com o  $\text{Fe}^{+3}$  definido estequiometricamente e os resultados das análises químicas encontram-se representadas nas tabelas 7.8 (clinopiroxênios dos lapillitos), 7.9 (clinopiroxênios dos uganditos) e 7.10 (bordas e núcleos dos clinopiroxênios dos uganditos). Para os cálculos dos *end members* enstatita (En), wollastonita (Wo) e ferrossilita (Fs) foram levados em consideração o número de cátions da fórmula estrutural de  $\text{Mg}^{+2}$ ,  $\text{Ca}^{+2}$ , e  $\text{Fe}^{+2} + \text{Mn}^{+2}$ , respectivamente.

Os clinopiroxênios dos lapillitos e uganditos são constituídos por Ca, Mg e Fe, sendo classificados como diopsídio, conforme o diagrama da figura 7.5 (Morimoto, 1988). Em ambas as rochas, o diopsídio apresenta um conteúdo relativamente alto de  $\text{SiO}_2$  (49,53 a 53,07% nos uganditos e 51,92 a 53,82% nos lapillitos) e  $\text{TiO}_2$  (0,81 a 2,71% nos uganditos e 0,87 a 1,25% nos lapillitos) e baixo conteúdo de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (0,42 a 1,59% nos uganditos e 0,59 a 1,82% nos lapillitos). Alguns fenocristais dos uganditos apresentam zonamento normal, em que se observa um enriquecimento em Ti do núcleo para a borda do cristal.



**Figura 7.5** – Clinopiroxênios dos uganditos e lapillitos plotados nos diagramas Q x J (A) e quadrilateral (B).  $Q = Ca + Mg + Fe^{2+}$  e  $J = 2Na$  (Morimoto, 1988).

**Tabela 7.8** - Análises químicas por microsonda de clinopiroxênios dos lapillitos (Lâmina MC-05 - Ponto MC-2), expressas em porcentagem por peso dos óxidos e em número de átomos por fórmula unitária (a.p.f.u.), calculada na base de 6 oxigênios.

Amostras	MC05-4	MC05-5	MC05-6
<b>Óxidos (%)</b>			
SiO <sub>2</sub>	53,82	52,89	51,92
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,59	0,84	1,82
TiO <sub>2</sub>	0,87	1,14	1,25
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,01	0,00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,73	2,80	2,48
FeO	4,11	2,81	3,10
MgO	15,61	15,38	15,04
MnO	0,08	0,19	0,27
CaO	24,74	24,96	24,28
Na <sub>2</sub> O	0,31	0,41	0,41
Total	100,87	101,41	100,57
<b>Fórmula estrutural na base de 6 oxigênios</b>			
TSi	1,964	1,927	1,907
TAl	0,026	0,036	0,079
M1Ti	0,024	0,031	0,034
M1Cr	0,000	0,000	0,000
M1Fe <sup>3+</sup>	0,020	0,077	0,069
M1Fe <sup>2+</sup>	0,124	0,086	0,094
M1Mg	0,842	0,843	0,817
M2Fe <sup>2+</sup>	0,001	0,000	0,001
M2Mn	0,003	0,006	0,008
M2Mg	0,007	0,008	0,006
M2Ca	0,968	0,974	0,955
M2Na	0,022	0,029	0,029
Cátions	4,001	4,017	3,999
<b>End member</b>			
Wo (%)	49,31	49,41	49,18
En (%)	43,29	42,35	42,39
Fs (%)	7,40	8,24	8,43

**Tabela 7.9-** Análises químicas por microsonda de fenocristais de clinopiroxênios dos uganditos, expressas em porcentagem em peso dos óxidos e em número de átomos por fórmula unitária (a.p.f.u.), calculada na base de 6 oxigênios.

Amostras	MC08-3	MC08-4	MC09-1	MC09-2	MC9-8	MC9-9	MC9-10	MC9-12	MC55-3	MC55-4	MC55-5
<i>Óxidos (%)</i>											
SiO <sub>2</sub>	53,07	52,76	53,20	53,24	51,53	51,95	51,81	52,21	49,53	49,67	51,13
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,87	1,00	0,47	0,42	0,97	1,12	1,01	0,78	1,59	1,53	0,76
TiO <sub>2</sub>	1,73	1,93	1,10	0,81	1,79	2,10	1,86	1,47	2,71	2,52	1,62
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,03	0,03	0,02	0,08	0,10	0,00	0,02	0,02	0,08	0,06	0,000
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,10	1,97	1,81	2,53	1,72	1,68	2,36	2,01	3,92	3,51	4,110
FeO	3,11	2,68	3,78	3,06	2,61	2,97	2,48	2,10	1,79	2,43	0,88
MgO	16,12	16,08	15,36	15,51	15,77	15,81	15,99	16,38	15,17	15,07	16,32
MnO	0,14	0,01	0,18	0,15	0,11	0,11	0,13	0,06	0,06	0,02	0,000
CaO	24,27	24,64	24,35	24,42	24,00	24,29	24,07	24,15	24,25	23,69	24,73
Na <sub>2</sub> O	0,42	0,41	0,45	0,48	0,36	0,35	0,36	0,31	0,37	0,43	0,21
Total	100,86	101,52	100,72	100,69	98,96	100,37	100,10	99,49	99,46	98,94	99,75
<i>Fórmula estrutural na base de 6 oxigênios</i>											
TSi	1,933	1,913	1,950	1,950	1,916	1,907	1,906	1,925	1,846	1,861	1,889
TAl	0,037	0,043	0,020	0,018	0,043	0,048	0,044	0,034	0,070	0,068	0,033
M1Ti	0,047	0,053	0,030	0,022	0,050	0,058	0,052	0,041	0,076	0,071	0,045
M1Cr	0,001	0,001	0,001	0,002	0,003	0,000	0,001	0,001	0,002	0,00	0,000
M1Fe <sup>3+</sup>	0,030	0,054	0,050	0,070	0,048	0,047	0,065	0,056	0,110	0,990	0,114
M1Fe <sup>2+</sup>	0,093	0,080	0,115	0,094	0,080	0,090	0,075	0,063	0,056	0,075	0,027
M1Mg	0,858	0,857	0,834	0,844	0,861	0,850	0,858	0,880	0,840	0,826	0,892
M2Fe <sup>2+</sup>	0,002	0,001	0,001	0,000	0,001	0,002	0,002	0,001	0,000	0,001	0,000
M2Mn	0,004	0,000	0,005	0,005	0,003	0,003	0,004	0,002	0,002	0,001	0,000
M2Mg	0,017	0,012	0,006	0,002	0,013	0,015	0,019	0,020	0,003	0,016	0,006
M2Ca	0,947	0,957	0,956	0,958	0,956	0,956	0,949	0,954	0,968	0,951	0,979
M2Na	0,029	0,029	0,032	0,034	0,026	0,025	0,026	0,022	0,027	0,031	0,015
Cátions	3,998	4,000	4,000	3,999	4,000	4,001	4,001	3,999	4,000	4,893	4,000
<i>End member</i>											
Wo (%)	48,64	48,80	48,75	48,68	48,80	48,79	48,23	48,31	48,97	48,34	48,49
En (%)	44,95	44,32	42,80	43,01	44,61	44,17	44,57	45,58	42,64	42,77	44,51
Fs (%)	6,41	6,88	8,45	8,31	6,59	7,04	7,20	6,11	8,39	8,89	7,01

**Tabela 7.10** - Análises químicas por microsonda de fenocristais de clinopiroxênios dos uganditos, expressas em porcentagem em peso dos óxidos e em número de átomos por fórmula unitária (a.p.f.u.), calculada na base de 6 oxigênios.

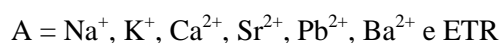
Amostras	MC08-5 (N)	MC08-6 (B)	MC08-7 (N)	MC08-8 (B)	MC55-6 (N)	MC55-7 (B)
<b>Óxidos (%)</b>						
SiO <sub>2</sub>	51,12	50,40	50,98	51,07	51,16	49,64
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,74	0,84	0,77	1,12	0,79	1,40
TiO <sub>2</sub>	1,60	1,84	1,83	2,05	1,15	2,37
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,44	5,44	5,04	3,95	4,84	4,69
FeO	0,54	0,48	2,42	1,98	0,20	1,46
MgO	16,19	15,82	15,14	15,72	16,32	15,42
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	24,47	24,00	23,82	24,20	24,93	24,12
Na <sub>2</sub> O	0,39	0,54	0,58	0,41	0,21	0,35
Total	99,48	99,35	100,57	100,49	99,61	99,45
<b>Fórmula estrutural na base de 6 oxigênios</b>						
TSi	1,892	1,874	1,883	1,879	1,891	1,850
TAl	0,032	0,037	0,033	0,049	0,035	0,062
M1Ti	0,044	0,051	0,051	0,057	0,032	0,067
M1Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
M1Fe <sup>3+</sup>	0,124	0,152	0,140	0,109	0,135	0,131
M1Fe <sup>2+</sup>	0,017	0,015	0,073	0,060	0,006	0,045
M1Mg	0,891	0,871	0,819	0,847	0,902	0,846
M2Fe <sup>2+</sup>	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,001
M2Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
M2Mg	0,002	0,005	0,014	0,016	0,000	0,011
M2Ca	0,970	0,956	0,943	0,954	0,987	0,963
M2Na	0,028	0,039	0,042	0,029	0,015	0,026
Cátions	4,000	4,000	3,999	4,001	4,003	4,002
<i>End member</i>						
Wo (%)	48,41	47,80	47,35	48,03	48,7	48,23
En (%)	44,58	43,84	41,87	43,40	44,36	42,90
Fs (%)	7,01	8,36	10,79	8,57	6,94	8,86

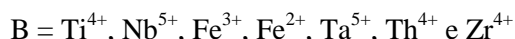
(N) = núcleo e (B) = borda.

## 7.7-PEROVSKITA

A perovskita é uma fase acessória que ocorre em rochas alcalinas e básicas associada, comumente, com a leucita, melilita ou nefelina. Subordinadamente, a perovskita é encontrada em kimberlitos e em calcários impuros que sofreram metamorfismo de contato (Deer *et al.*, 2010). A perovskita cristaliza-se depois das olivinas e espinélios e apresenta contemporaneidade com a cristalização de flogopita, monticellita, serpentina e calcita (Mitchell, 1986).

A fórmula geral da perovskita é  $ABO_3$ , onde:





Geralmente, as perovskitas naturais constituem soluções sólidas complexas que apresentam vários termos composicionais finais. A tabela 7.11 mostra as variedades do grupo da perovskita com base na composição química.

**Tabela 7.11-** Termos composicionais finais do grupo da perovskita (MINDAT.ORG).

Nome	Composição química	Local-tipo	Referência
Perovskita	CaTiO <sub>3</sub>	Montes Urais, Rússia	Rose (1839)
Loparita	(Na,Ce,Ca)(Nb,Ti, Fe)O <sub>3</sub>	Khibiny, Kola, Rússia	Kuznetsov (1925)
Leushita	NaNbO <sub>3</sub>	Lueshe, Zaire	Safiannikoff (1959)
Latrapita	Ca(Fe <sub>0,5</sub> Nb <sub>0,5</sub> )O <sub>3</sub>	Oka, Quebec, Canadá	Nickel (1964)
Macedonita	PbTiO <sub>3</sub>	CrniKamen, Macedônia	Radusinović & Markov (1971)
Tausonita	SrTiO <sub>3</sub>	Murun, Rússia	Vorobyev <i>et al.</i> (1984)
Isoleushita	(Na, La, Ca) (Nb, Ti)O <sub>3</sub>	Kola Península, Rússia.	Chakhmouradian <i>et al.</i> (1997)
Barioperovskita	BaTiO <sub>3</sub>	Califórnia, Estados Unidos	Ma & Rossman (2008)
Lakargiita	CaZrO <sub>3</sub>	Kabardino-Balkaria, Rússia	Galuskin <i>et al.</i> (2008)
Megawita	CaSnO <sub>3</sub>	Kabardino-Balkaria, Rússia	Galuskin <i>et al.</i> (2011)

A composição química da perovskita foi determinada em cristais idiomorfos a hipidiomorfos encontrados no mafurito das lâminas MC-49B e MC-51, totalizando 13 análises. Os cristais de perovskita presentes nesse litotipo são marrons escuros e, comumente, observa-se a formação da perovskita à custa dos minerais opacos.

O cálculo da fórmula estrutural baseou-se em 3 oxigênios e os resultados das análises químicas com suas respectivas fórmulas estruturais estão representados na tabela 7.12. Os dados das análises mostram que a composição da perovskita aproxima-se do membro final CaTiO<sub>3</sub> e a fórmula estrutural média é igual a (Ca<sub>0,99</sub>Na<sub>0,01</sub>)<sub>1</sub>(Ti<sub>0,99</sub>Fe<sub>0,02</sub>)<sub>1,01</sub>O<sub>3</sub>. Observa-se que os conteúdos de NaO (0,11-0,32% em peso) e FeO<sub>total</sub> (0,56-1,57% em peso) são baixos. Os cátions Na e Fe são os principais substituintes da perovskita na posição A e B, respectivamente.

Um leve excesso de cátions é observado na posição A e B de algumas análises de perovskitas dos mafuritos do Grupo Mata da Corda. Fato semelhante ocorre nas perovskitas dos mafuritos de Santo Antônio da Barra, Goiás (Sgarbi, 1998).

**Tabela 7.12** - Análises químicas por microsonda de perovskita dos mafuritos, expressas em porcentagem em peso dos óxidos e em número de átomos por fórmula unitária (a.p.f.u.), calculada na base de 3 oxigênios.

Amostras	MC49B-11	MC49B-12	MC49B-13	MC49B-14	MC49B-15	MC49B-16	MC49B-18	MC49B-19	MC49B-20	MC49B-21	MC51-1	MC51-2	MC51-3
Óxidos (%)													
Na <sub>2</sub> O	0.20	0.14	0.20	0.32	0.18	0.18	0.18	0.14	0.11	0.15	0.14	0.17	0.23
K <sub>2</sub> O	0.02	0.02	0.01	0.02	0.06	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.05	0.02	0.07
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.00	0.09	0.03	0.03	0.00	0.07	0.10	0.00
MgO	0.03	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.03	0.03	0.02	0.01	0.03	0.04	0.08
CaO	39.25	39.54	38.93	37.84	38.83	38.91	39.83	40.03	40.00	39.84	38.31	38.71	38.05
MnO	0.03	0.05	0.02	0.00	0.11	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07	0.09	0.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.11	0.11	0.05	0.03	0.10	0.08	0.07	0.10	0.08	0.07	0.15	0.14	0.21
TiO <sub>2</sub>	55.90	55.32	55.84	55.09	55.26	55.94	56.20	56.48	56.49	57.18	55.09	55.20	54.61
FeO*	0.87	0.56	0.73	1.09	1.03	0.71	0.65	0.94	0.63	0.73	1.57	1.50	1.38
SiO <sub>2</sub>	0.06	0.07	0.04	0.04	0.04	0.03	0.07	0.04	0.06	0.04	0.02	0.05	0.12
NiO	0.00	0.02	0.00	0.00	0.05	0.05	0.01	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.07
Total	96.46	95.83	95.83	94.42	95.76	95.92	97.14	97.80	97.42	98.02	95.52	96.02	94.81
Fórmula estrutural na base de 3 oxigênios													
Na	0.009	0.007	0.009	0.015	0.008	0.008	0.008	0.006	0.005	0.007	0.006	0.008	0.010
K	0.001	0.001	0.000	0.001	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.002
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.002	0.001	0.001	0.000	0.001	0.002	0.000
Mg	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001	0.001	0.003
Ca	0.990	1.004	0.987	0.975	0.988	0.986	0.997	0.997	0.998	0.998	0.978	0.983	0.977
Mn	0.000	0.001	0.000	0.000	0.002	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.002	0.000
Al	0.003	0.003	0.001	0.001	0.003	0.002	0.002	0.003	0.002	0.002	0.004	0.004	0.006
Ti	0.990	0.986	0.994	0.996	0.987	0.995	0.988	0.987	0.990	0.995	0.987	0.984	0.985
Fe <sup>2+</sup>	0.017	0.011	0.014	0.022	0.020	0.014	0.013	0.018	0.012	0.014	0.031	0.030	0.028
Si	0.001	0.002	0.001	0.001	0.001	0.001	0.002	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.003
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001
Cátions	2.012	2.015	2.007	2.011	2.015	2.008	2.013	2.014	2.010	2.017	2.012	2.016	2.015

\* FeO como ferro total. As lamínas MC-49B e MC-51 referem-se ao ponto MC-18, vide anexo 1)

## 7.8– GRUPO DO ESPINÉLIO

O grupo do espinélio pode ser subdividido em três séries (Deer *et al.*, 2010) de acordo com os íons trivalentes (Al, Fe e Cr) presentes na estrutura do mineral (Tabela 7.13). A fórmula estrutural desse grupo é:

$AB_2O_4$  em que:

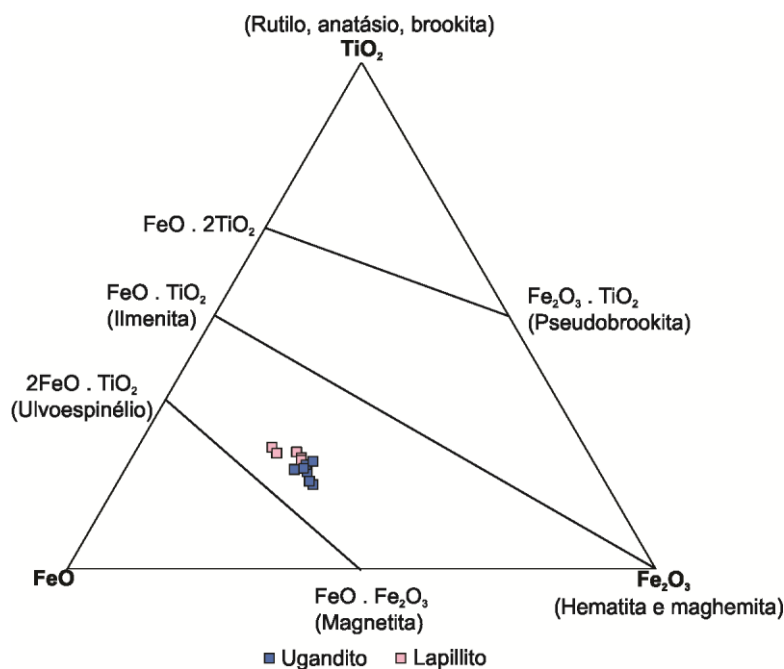
A (posição tetraédrica) =  $Mg^{+2}$ ,  $Fe^{+2}$ ,  $Zn^{+2}$ ,  $Mn^{+2}$  e Ni;

B (posição octaédrica) =  $Al^{+3}$ ,  $Fe^{+3}$ ,  $Cr^{+3}$  e  $Ti^{4+}$ .

A composição química dos minerais do grupo do espinélio foi determinada em cristais euédricos e subédricos encontrados nos lapillitos e nos uganditos das lâminas MC-05, MC-08 e MC-09, totalizando 13 análises. O fato das análises químicas não apresentarem um bom fechamento pode ter ocorrido pela presença de lamelas de ulvoespinélio na magnetita, comumente, observadas por luz refletida nos cristais analisados dos minerais opacos. Deer *et al.* (2010) relatam que as análises químicas mais frequentes apresentadas pela literatura sobre ulvoespinélio consistem na formação desse mineral na forma de exsoluções fusiformes no interior da magnetita ou da pseudobrookita. O cálculo da fórmula estrutural baseou-se em 32 oxigênios e os resultados das análises químicas com suas respectivas fórmulas estruturais estão representados na tabela 7.14. Os minerais do grupo do espinélio nos lapillitos e uganditos são ulvoespinélio ( $Fe_2TiO_4$ ) e magnetita ( $Fe_3O_4$ ) (Figura 7.6).

**Tabela 7.13** - Séries do grupo dos espinélios, segundo Deer *et al.* (2010).

	Mineral	Fórmulaquímica
Série do espinélio ( $Al^{3+}$ )	Espinélio	$MgAl_2O_4$
	Hercinita	$Fe^{2+}Al_2O_4$
	Ganita	$ZnAl_2O_4$
	Galaxita	$MnAl_2O_4$
Série da magnetita ( $Fe^{3+}$ )	Magnésio-ferrita	$MgFe_2^{3+}O_4$
	Magnetita	$Fe^{2+}Fe^{3+}O_4$
	Maghemita	$\gamma - Fe_2O_3$
	Ulvoespinélio	$Fe_2^{2+}TiO_4$
	Franklinita	$ZnFe_2^{3+}O_4$
	Jacobsita	$MnFe_2^{3+}O_4$
	Trevorita	$NiFe_2^{3+}O_4$
Série da Cromita (Cr)	Magnésio-cromita	$MgCr_2O_4$
	Cromita	$FeCr_2O_4$



**Figura 7.6** – Sistema FeO-Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-TiO<sub>2</sub> que mostra as principais soluções sólidas de alta temperatura das séries magnetita-ulvoespínélio, hematita-ilmenita e pseudobrookita- FeO.2TiO<sub>2</sub>.

A posição octaédrica (B) apresenta pequenas substituições de Al (média de 0,23 a.p.f.u.) e Cr (média de 0,11 a.p.f.u.) por Fe<sup>3+</sup> e a posição tetraédrica (A) mostra que o Mg (média de 0,83 a.p.f.u.) e Mn (média de 0,46 a.p.f.u.) são os principais substituintes do Fe<sup>2+</sup>. A entrada de uma quantidade considerável de Ti na estrutura da magnetita possibilitou a formação da molécula de ulvoespínélio. Nesse caso, o Fe<sup>2+</sup> e o Ti<sup>4+</sup> substituem o Fe<sup>3+</sup>, conforme a troca catiônica apresentada abaixo (Deer *et al.*, 2010):



Quando se analisa a composição dos espínélios presentes nos lapillitos e nos uganditos do Grupo Mata da Corda, observa-se que todos são titano-magnetitas, ou seja, uma solução sólida de moléculas de ulvoespínélio e magnetita. Composição similar ocorre nos espínélios dos kamafugitos de Santo Antônio da Barra em Goiás (Sgarbi & Gaspar, 2002), da Província de Roman na Itália (Boari & Conticelli, 2007) e da Província Gansu na China (Xuehu *et al.*, 2003).



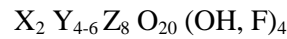
**Tabela 7.14-** Análises químicas por microsonda do grupo do espinélio nos lapillitos e nos uganditos, expressas em porcentagem em peso dos óxidos e em número de átomos por fórmula unitária (a.p.f.u.), calculada na base de 32 oxigênios.

Amostras	Lapillito						Ugandito						
	MC05-9	MC05-10	MC05-11	MC05-13	MC05-14	MC05-15	MC08-24	MC08-25	MC08-26	MC08-27	MC9-13	MC9-14	MC9-15
Óxidos (%)													
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.22	0.17	0.19	0.31	0.31	0.26	0.98	1.11	1.10	1.00	0.74	0.71	0.86
TiO <sub>2</sub>	20.50	20.43	19.40	19.18	19.20	19.94	16.53	18.07	18.30	17.11	14.64	16.07	14.71
FeO*	45.37	47.19	41.47	44.28	43.28	45.92	42.95	43.38	40.99	42.89	43.80	42.28	42.63
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	19.36	21.39	22.87	25.85	25.27	27.03	26.81	26.75	26.82	26.00	29.31	23.65	27.49
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.20	0.11	0.21	0.44	0.49	0.72	0.18	0.20	0.04	0.19	0.73	1.05	0.90
MnO	2.57	1.85	0.94	1.02	1.70	1.09	2.20	2.00	0.80	2.05	2.15	1.72	1.73
MgO	0.03	0.20	3.51	2.96	2.89	3.14	1.09	2.44	4.65	1.54	0.10	0.20	0.34
NiO	0.22	0.00	0.09	0.11	0.18	0.28	0.22	0.15	0.18	0.00	0.13	0.07	0.15
Total	88.47	91.34	88.68	94.14	93.32	98.38	90.96	94.11	92.88	90.78	91.59	85.74	88.81
Fórmula estrutural na base de 32 oxigênios													
Al	0.090	0.067	0.074	0.115	0.114	0.092	0.378	0.408	0.403	0.384	0.285	0.293	0.342
Ti	5.230	5.045	4.797	4.497	4.543	4.474	4.059	4.241	4.274	4.193	3.608	4.221	3.728
Fe <sup>2+</sup>	13.290	13.441	11.961	12.189	12.010	12.101	12.497	12.012	11.331	12.402	12.947	13.029	12.885
Fe <sup>3+</sup>	4.943	5.286	5.660	6.065	5.981	6.070	6.588	6.281	6.266	6.375	7.231	6.215	6.972
Cr	0.052	0.029	0.056	0.107	0.122	0.170	0.047	0.050	0.009	0.050	0.189	0.289	0.239
Mn	0.739	0.514	0.260	0.268	0.453	0.275	0.609	0.529	0.210	0.565	0.596	0.507	0.492
Mg	0.013	0.099	1.722	1.376	1.355	1.396	0.532	1.136	2.152	0.747	0.048	0.105	0.168
Ni	0.061	0.000	0.024	0.026	0.045	0.066	0.057	0.036	0.044	0.000	0.035	0.019	0.041
Cátions	24.418	24.480	24.555	24.643	24.624	24.644	24.768	24.693	24.689	24.715	24.939	24.677	24.868

\*FeO e Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> calculados pelo software disponível em [http://serc.carleton.edu/research\\_education/equilibria/mineralformulaerecalculation.html](http://serc.carleton.edu/research_education/equilibria/mineralformulaerecalculation.html). A lâmina MC-05 refere-se ao ponto MC-2 e as lâminas MC-08 e MC-09 ao ponto MC-4, vide anexo 1)

## 7.9 – MICAS

As micas podem ser subdivididas nas classes dioctaédricas e trioctaédricas em que o número de íons presentes na posição Y é 4 ou 6, respectivamente. A fórmula geral das micas (Deer *et al.*, 2010) é:



X = (intercamada) = K<sup>+</sup>, Na<sup>+</sup>, Ca<sup>2+</sup> e, em menor proporção, Ba<sup>2+</sup>, Rb<sup>+</sup>, Cs<sup>2+</sup>

Y = (sítio octaédrico) = Al<sup>3+</sup>, Mg<sup>2+</sup>, Fe<sup>2+</sup> e, ocasionalmente, Mn<sup>2+</sup>, Cr<sup>3+</sup>, Ti<sup>4+</sup> e Li<sup>+</sup>

Z = (sítio tetraédrico) = Si<sup>4+</sup>, Al<sup>3+</sup> e, subordinadamente, Fe<sup>3+</sup> e Ti<sup>4+</sup>.

De acordo com as posições assumidas pelos íons citados acima, pode-se estabelecer a fórmula química aproximada para as micas dioctaédricas e trioctaédricas (Tabela 7.15). A substituição de Fe<sup>2+</sup> por Mg<sup>2+</sup> no sítio octaédrico define a série flogopita-anita, que representa a substituição mais observada nas micas trioctaédricas de rochas ígneas (Brod *et al.*, 2001; Deer *et al.*, 2010). Quando ocorre a substituição de Fe<sup>3+</sup> por Al<sup>3+</sup> no sítio tetraédrico define-se a série flogopita-tetraferroflogopita que, comumente, é descrita em micas de carbonatitos e rochas alcalinas (Brod *et al.*, 2001).

**Tabela 7.15** - Fórmula química das micas, segundo Deer *et al.* (2010).

Dioctaédricas			
	X	Y	Z
Moscovita	K <sub>2</sub>	Al <sub>4</sub>	Si <sub>6</sub> Al <sub>2</sub>
Paragonita	Na <sub>2</sub>	Al <sub>4</sub>	Si <sub>6</sub> Al <sub>2</sub>
Glauconita	(K,Na) <sub>1,2-2,0</sub>	(Fe,Mg,Al) <sub>4</sub>	Si <sub>7-7,6</sub> Al <sub>1-0,4</sub>
Margarita	Ca <sub>2</sub>	Al <sub>4</sub>	Si <sub>4</sub> Al <sub>4</sub>
Trioctaédricas			
	X	Y	Z
Flogopita	K <sub>2</sub>	(Mg,Fe <sup>2+</sup> ) <sub>6</sub>	Si <sub>6</sub> Al <sub>2</sub>
Biotita	K <sub>2</sub>	(Mg,Fe,Al) <sub>6</sub>	Si <sub>6-5</sub> Al <sub>2-3</sub>
Zinvaldita	K <sub>2</sub>	(Fe,Li,Al) <sub>6</sub>	Si <sub>6-7</sub> Al <sub>2-1</sub>
Lepidolita	K <sub>2</sub>	(Li,Al) <sub>5-6</sub>	Si <sub>6-5</sub> Al <sub>2-3</sub>
Clintonita	Ca <sub>2</sub>	(Mg,Al) <sub>6</sub>	Si <sub>2,5</sub> Al <sub>5,5</sub>

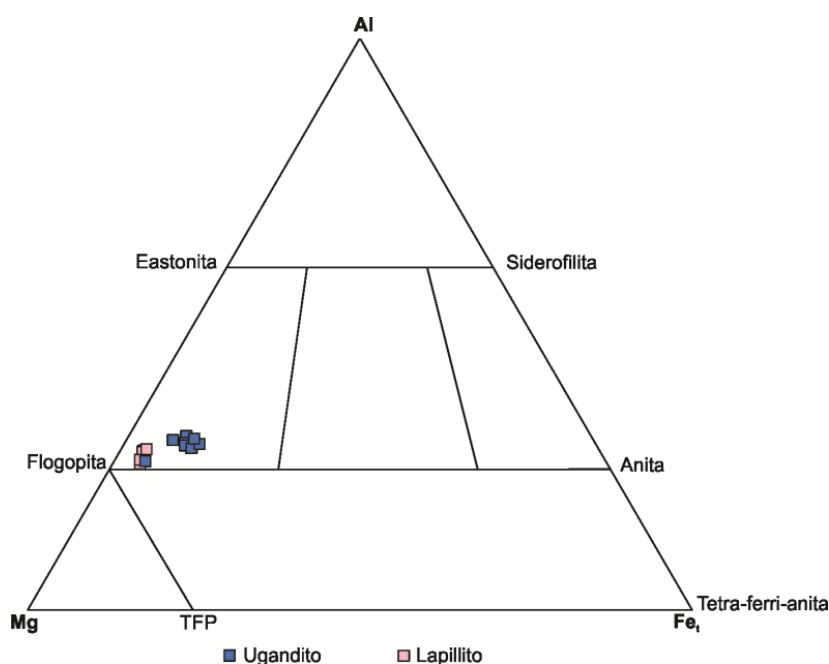
A primeira geração de plaquetas de flogopita nos uganditos são poiquilíticas e portam inclusões de minerais opacos e perovskita. Já as flogopitas da segunda geração ocorrem como produto de alteração da olivina, que é indicado pela presença de resquícios dos pseudomorfos de olivina no núcleo das plaquetas micáceas. Nas amostras de lapillitos menos alteradas pode-se observar a presença de plaquetas de flogopita poiquilíticas com inúmeras inclusões de minerais opacos e perovskita.

As micas dos lapillitos apresentam conteúdos maiores de SiO<sub>2</sub>, TiO<sub>2</sub> e menores de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e FeO quando comparadas com as micas presentes nos uganditos. Esses dois litotipos possuem teores similares de MnO, MgO, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O e CaO (Tabela 7.16).

Como mencionado acima, o sítio tetraédrico é ocupado por 8 íons que preferencialmente são o Si e Al. Observa-se que os valores de Al<sup>3+</sup> das micas dos lapillitos (1,52-1,798 a.p.f.u.) e dos uganditos (1,601-2,239 a.p.f.u.) juntamente com os conteúdos de Si (a.p.f.u.) desses litotipos são insuficientes para preencher o sítio tetraédrico (Z). Para suprir esse déficit de Al<sup>3+</sup>, o Fe<sup>3+</sup> ocupa, então, a posição tetraédrica nessas micas. A deficiência de Al<sup>3+</sup> no sítio tetraédrico das micas é interpretada por Mitchell (1995, apud Brod *et al.*, 2001) como uma consequência direta da peralcalinidade do magma. As micas analisadas pertencem à série flogopita-eastonita (Figura 7.7).

A presença de Fe<sup>3+</sup> nas micas resulta no aparecimento de pleocroísmo reverso ( $\alpha > \beta = \gamma$ ), que é típico da tetra-ferriflogopita encontrada, comumente, em carbonatitos (Brod *et al.*, 2001), kamafugitos (Sgarbi & Gaspar, 2002) e kimberlitos (Mitchell, 1986). Entretanto, esse pleocroísmo reverso não foi observado microscopicamente nas micas dos lapillitos e dos uganditos deste estudo.

A figura 7.8 mostra que o conteúdo de Ti é maior nas micas dos lapillitos do que nas micas dos uganditos e que há uma correlação negativa entre Ti e Fe<sup>2+</sup>(Fe<sup>2+</sup>+Mg). Esses dados sugerem que com a evolução do magma há uma tendência de enriquecimento de Fe<sup>2+</sup> e empobrecimento de Ti. O cálculo da fórmula estrutural das micas realizou-se na base de 22 oxigênios e a tabela 7.17 mostra a fórmula estrutural média desse mineral para os lapillitos e os uganditos.

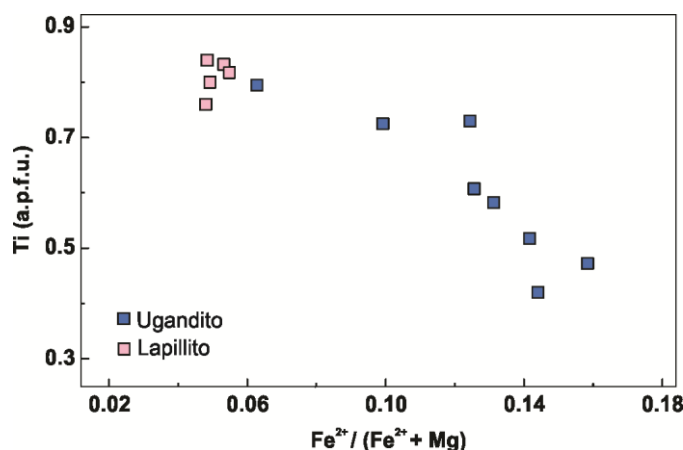


**Figura 7.7** – Classificação triangular em termos de Al, Mg e Fe<sub>t</sub> (a.p.f.u.) que mostra a composição das micas dos uganditos e lapillitos do Grupo Mata da Corda. TFP = tetra-ferriflogopita e Fe<sub>t</sub> = ferro total como Fe<sup>2+</sup>.

**Tabela 7.16-** Análises químicas por microsonda em micas de lapillitos e de uganditos, expressas em porcentagem em peso dos óxidos e em número de átomos por fórmula unitária (a.p.f.u.), calculada na base de 22 oxigênios.

Amostras	Lapillitos					Uganditos							
	MC05-1	MC05-2	MC05-3	MC05-7	MC05-8	MC9-5	MC9-6	MC9-7	MC9-16	MC9-17	MC55A-1	MC55A-2	MC55A-3
<b>Óxidos (%)</b>													
SiO <sub>2</sub>	39.44	39.02	39.50	41.56	40.55	37.85	38.76	38.56	37.66	37.93	38.93	37.46	36.53
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.18	10.34	10.32	9.00	9.47	12.23	12.45	11.85	11.99	11.61	12.46	12.51	12.70
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	4.56	4.03	4.49	4.85	4.92	5.40	2.99	3.12	2.83	2.70	2.41	2.69	2.65
TiO <sub>2</sub>	7.66	6.85	7.61	7.58	7.35	6.79	6.75	6.60	5.43	5.27	3.85	4.26	4.58
FeO	1.79	1.81	1.97	2.02	1.83	2.37	5.02	3.90	5.10	5.32	6.38	6.77	5.92
MnO	0.14	0.07	0.11	0.05	0.02	0.04	0.00	0.14	0.24	0.09	0.00	0.00	0.00
MgO	19.68	20.20	19.65	19.49	19.80	19.25	19.74	19.83	19.91	19.75	21.23	20.17	20.08
CaO	0.02	0.01	0.06	0.01	0.02	0.05	0.04	0.06	0.05	0.07	0.01	0.00	0.00
Na <sub>2</sub> O	0.32	0.26	0.33	0.60	0.50	0.26	0.25	0.23	0.24	0.22	0.19	0.19	0.12
K <sub>2</sub> O	9.54	9.47	9.69	9.75	9.99	9.80	9.67	9.64	9.37	9.25	10.76	10.58	10.50
Total	93.31	92.07	93.73	94.90	94.45	94.04	95.67	93.93	92.82	92.21	96.21	94.62	93.08
<b>Fórmula estrutural na base de 22 oxigênios</b>													
Si	5.751	5.755	5.741	5.957	5.854	5.816	5.568	5.622	5.587	5.656	5.619	5.526	5.463
Al	1.749	1.798	1.768	1.520	1.611	1.601	2.109	2.036	2.097	2.041	2.120	2.175	2.239
Fe <sup>3+</sup>	0.500	0.447	0.491	0.523	0.535	0.583	0.323	0.342	0.316	0.303	0.261	0.299	0.298
<b>Sítio Z</b>	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Ti	0.839	0.760	0.832	0.817	0.798	0.793	0.729	0.724	0.606	0.591	0.418	0.472	0.516
Fe <sup>2+</sup>	0.218	0.224	0.240	0.242	0.221	0.284	0.602	0.475	0.633	0.664	0.770	0.835	0.741
Mn	0.018	0.009	0.014	0.005	0.002	0.002	0.000	0.017	0.030	0.011	0.000	0.000	0.000
Mg	4.276	4.441	4.258	4.165	4.262	4.235	4.229	4.310	4.404	4.391	4.567	4.435	4.478
<b>Sítio Y</b>	5.351	5.434	5.344	5.229	5.283	5.314	5.560	5.526	5.673	5.657	5.755	5.742	5.735
Ca	0.003	0.002	0.009	0.001	0.002	0.003	0.007	0.010	0.008	0.010	0.001	0.000	0.000
Na	0.089	0.074	0.093	0.167	0.140	0.139	0.069	0.064	0.070	0.063	0.052	0.056	0.034
K	1.774	1.781	1.797	1.782	1.840	1.828	1.771	1.792	1.773	1.760	1.980	1.990	2.003
<b>Sítio X</b>	1.866	1.857	1.899	1.950	1.982	1.970	1.847	1.866	1.851	1.833	2.033	2.046	2.037

\* Calculado de forma que o Fe<sup>3+</sup> complete o sítio tetraédrico. A lâmina MC-05 refere-se ao ponto MC-2 e as lâminas MC-09 e MC-55 ao ponto MC-4, vide anexo 1)



**Figura 7.8** – Variação de Ti e  $Fe^{2+}/(Fe^{2+} + Mg)$  das micas dos uganditos e lapillitos do Grupo Mata da Corda.

**Tabela 7.17** - Fórmula estrutural média para as posições X, Y e Z das micas.

	X	Y	Z
Lapillitos	$(Na_{0,11}K_{1,79})_{1,9}$	$(Ti_{0,81}Fe^{2+}_{0,23}Mn_{0,01}Mg_{4,28})_{5,33}$	$(Si_{5,81}Al_{1,69}Fe^{3+}_{0,5})_8$
Uganditos	$(Na_{0,07}K_{1,86})_{1,93}$	$(Ti_{0,61}Fe^{2+}_{0,63}Mn_{0,01}Mg_{4,38})_{5,63}$	$(Si_{5,61}Al_{2,05}Fe^{3+}_{0,34})_8$

## 7.10–PSEUDOMORFOS DE LEUCITA

A leucita é um feldspatóide comum em lavas de caráter básico ricas em potássio, como fonolitos, tefritos leucíticos, basanitos, e ocorre, na maioria das vezes, sob a forma de fenocristais ou microfenocristais. Em rochas ultrabásicas ricas em potássio, tais como uganditos e katungitos, a leucita aparece como uma fase mineral essencial (Deer *et al.*, 2010).

A pseudoleucita foi descrita pela primeira vez em 1887 na Serra de Tinguá (Brasil) por Hussak (*apud* Valença & Edgar, 1979). Quando os cristais de leucita são alterados quimicamente, mas preservam a sua forma externa tem-se, como é referenciado na literatura, o pseudomorfismo, e a forma mineral resultante é denominada de pseudoleucita. Essa alteração química nos cristais de leucita promove a substituição dos elementos químicos originais do mineral em questão por outros elementos químicos. Segundo Deer *et al.* (2010), a leucita pode ser substituída por feldspato alcalino rico em K e por nefelina em rochas vulcânicas, sendo comum a formação de cristais com contornos bem definidos.

As análises químicas nos pseudomorfos de leucita dos uganditos (Lâminas MC-08, MC-09 e MC-55 – Ponto MC-4, vide anexo 1) foram feitas com o objetivo de identificar os minerais substituintes e verificar a possível existência de relictos de leucita. As tabelas 7.18 e 7.19 exibem os resultados das análises químicas realizadas nos pseudomorfos de leucita, bem como a fórmula

estrutural normalizada na base de 8 oxigênios. Todas as análises confirmam a presença de ortoclásio como substituinte da leucita nos uganditos do Grupo Mata da Corda.

Os primeiros trabalhos a relatar a alteração de leucita por ortoclásio devem-se a Bowen & Ellestad (1937), Prider & Cole (1942) e Valença & Edgar (1979). Bowen & Ellestad (1937) ao estudarem as lavas ao norte do lago Kivu (África Central), encontraram leucitas “frescas” e pseudoleucitas substituídas por ortoclásio e nefelina. Para esses autores a formação das pseudoleucitas ocorreu devido à reação entre os cristais de leucita e o líquido magmático, que era mais rico em Na que a leucita. Essa hipótese é sustentada pelo fato das leucitas naturais não possuírem Na em excesso para formar a nefelina, por exemplo. Entretanto, Viladkar (2010) admite que somente a reação (leucita + líquido rico em Na) proposta por Bowen & Ellestad (1937) não é suficiente para a formação da pseudoleucita. É necessário, primeiramente, o colapso no *subsólido* da leucita original e, posteriormente, a interação de fluidos ricos em Na com os cristais de leucita.

Os estudos petrográficos, de química mineral e por difratometria de raios x de Prider & Cole (1942) em lamproítos, na Austrália, permitiram caracterizar o ortoclásio como o principal mineral a substituir a leucita dos lamproítos e, subordinadamente, argilominerais. Para os autores, a formação do ortoclásio deve-se, provavelmente, a uma reação entre as primeiras leucitas formadas e o resíduo silicoso no final do estágio magmático em temperatura, possivelmente, inferior à temperatura da reação leucita-ortoclásio.

A leucita dos uganditos de Santo Antônio da Barra (Goiás) encontra-se, em grande parte, substituída por analcima e nefelina (Sgarbi, 1998). Estudos de Sgarbi *et al.* (2000) em pseudomorfos de leucita presentes no Grupo Mata da Corda mostram substituições por hialofano ((Ba,K,Na)Al<sub>2</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>8</sub>). Entretanto, os resultados obtidos com as análises químicas das pseudoleucitas dos uganditos nesta dissertação identificaram apenas o ortoclásio.

**Tabela 7.18** - Análises químicas por microsonda em pseudomorfos de leucita, expressas em porcentagem em peso dos óxidos e em número de átomos por fórmula unitária (a.p.f.u.), calculada na base de 8 oxigênios.

Amostras	MC08-33	MC08-34	MC09-4	MC55-1	MC55-2	MC55-5
<b>Óxidos (%)</b>						
SiO <sub>2</sub>	65.61	64.59	63.58	63.73	63.03	65.08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.41	19.44	18.88	17.84	18.57	19.86
TiO <sub>2</sub>	0.04	0.07	0.00	0.22	0.02	0.14
FeO*	0.09	0.08	0.00	0.50	0.19	0.04
MgO	0.03	0.00	0.00	0.13	0.02	0.00
Na <sub>2</sub> O	0.12	0.00	0.06	0.04	0.13	0.09
CaO	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00
K <sub>2</sub> O	16.45	17.67	17.06	16.87	16.88	16.77
Total	101.75	101.85	99.59	99.34	98.84	101.97
<b>Fórmula estrutural na base de 8 oxigênios</b>						
Si	2.997	2.953	2.966	2.986	2.966	2.954
Al	1.038	1.047	1.038	0.985	1.030	1.062
Ti	0.002	0.002	0.000	0.008	0.001	0.005
Fe	0.003	0.003	0.000	0.019	0.008	0.002
Mg	0.002	0.000	0.000	0.009	0.001	0.000
Na	0.010	0.000	0.006	0.003	0.011	0.008
Ca	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000
K	0.952	1.030	1.015	1.008	1.013	0.971
Cátions	5.004	5.035	5.025	5.019	5.030	5.002

\*FeO como ferro total

**Tabela 7.19** - Análises químicas por microsonda em pseudomorfos de leucita dos uganditos, expressas em porcentagem em peso dos óxidos e em número de átomos por fórmula unitária (a.p.f.u.), calculada na base de 8 oxigênios

Amostras	MC08-13	MC08-14	MC08-15	MC08-20	MC08-21	MC08-22	MC08-28	MC08-29	MC08-31
Óxidos (%)									
SiO <sub>2</sub>	64.65	65.61	65.16	65.68	65.84	65.75	61.57	63.16	65.69
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.00	18.06	17.89	18.36	18.77	19.37	18.45	19.21	19.62
TiO <sub>2</sub>	0.06	0.01	0.05	0.01	0.04	0.06	0.47	0.11	0.04
FeO*	0.02	0.02	0.01	0.00	0.07	0.05	2.12	0.22	0.02
MgO	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.40	0.00	0.02
Na <sub>2</sub> O	0.08	0.07	0.07	0.08	0.06	0.28	0.45	0.08	0.10
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.05	0.03	0.00
K <sub>2</sub> O	16.80	16.81	16.90	16.72	16.69	15.67	15.71	16.56	16.30
Total	99.61	100.56	100.09	100.85	101.47	101.23	99.21	99.37	101.80
Fórmula estrutural na base de 8 oxigênios									
Si	3.007	3.016	3.015	3.010	2.998	2.985	2.909	2.950	2.975
Al	0.986	0.978	0.975	0.992	1.007	1.036	1.027	1.057	1.047
Ti	0.002	0.002	0.002	0.000	0.002	0.002	0.017	0.004	0.001
Fe <sup>2+</sup>	0.001	0.001	0.000	0.000	0.003	0.002	0.084	0.009	0.001
Mg	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.028	0.000	0.001
Na	0.007	0.006	0.006	0.007	0.005	0.024	0.041	0.007	0.009
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.002	0.002	0.000
K	0.997	0.985	0.998	0.978	0.969	0.908	0.947	0.986	0.941
Cátions	5.000	4.988	4.997	4.987	4.984	4.960	5.055	5.015	4.975

\*FeO como ferro total.





# CAPÍTULO 8

## LITOGEOQUÍMICA

---

### 8.1 – CONSIDERAÇÕES GERAIS

Neste capítulo são apresentados dados da composição química de seis amostras de rochas (uganditos e mafuritos) e, também, dados relativos ao conteúdo de  $P_2O_5$ , elementos traço e ETR (elementos terras raras) da matriz de brechas, de diques clásticos e do material dos microveios que cortam as rochas vulcanoclásticas do Grupo Mata da Corda. Não foi analisada a composição química das brechas, devido ao fato de essas rochas serem constituídas por fragmentos de outras rochas, e por isso iriam apresentar dados de difícil correlação, como também, não foram analisados os lapillitos devido ao elevado grau de alteração das amostras.

Vale ressaltar que o objetivo das análises químicas na matriz das brechas foi verificar o enriquecimento, principalmente, de  $P_2O_5$  e ETR nos litotipos com grau de alteração mais acentuado (Fácies A) e comparar esses dados com as análises de brechas menos alteradas (Fácies C e D). As análises químicas dos diques clásticos e dos microveios foram feitas com intuito de comprovar uma possível remobilização de fosfato das rochas encaixantes para estes corpos.

### 8.2 – UGANDITOS E MAFURITOS

De acordo com os resultados das análises químicas apresentados na tabela 8.1, os uganditos e mafuritos são considerados rochas básicas (45,6-46,5% em peso de  $SiO_2$ ) e ultrabásicas (32,8-33,6% em peso de  $SiO_2$ ), respectivamente. Essas rochas apresentam altos teores de  $CaO$  (10,5-13,0%),  $Fe_2O_3$  (12,9-16,8%) e  $TiO_2$  (4,96-5,66%) e moderados valores de  $Al_2O_3$  (3,2-7,44%), álcalis (1,4 – 6,98%) e  $P_2O_5$  (1,11-2,72%). O conteúdo de  $MgO$  é mais elevado nos mafuritos (18,1-18,9%) do que nos uganditos (6,16-6,91%) devido a abundância modal de olivina encontrada nos mafuritos.

A característica alcalina de ambas as rochas é caracterizada pelo conteúdo de  $K_2O$  (1,16-6,35%), e  $Na_2O$  (0,23-0,84%). Nessas rochas houve a formação de fases minerais secundárias, como substituição de leucita por ortoclásio nos uganditos e, possivelmente, kalsilita por argilominerais nos mafuritos. Sgarbi *et al.* (2000) descrevem a substituição da leucita por hialofana ((K,Na,

Ba)(Al,Si)<sub>4</sub>O<sub>8</sub>) e a substituição da kalsilita por harmotoma (Ba<sub>2</sub>(Al<sub>4</sub>Si<sub>12</sub>O<sub>32</sub>).12H<sub>2</sub>O) nos kamafugitos do Grupo Mata da Corda. De acordo com esses autores, essas rochas são enriquecidas em Ba e os processos de alteração e/ou deutéricos propiciaram a substituição de K por Ba na estrutura dos feldspatóides que resultaram na formação dessas fases minerais secundárias.

**Tabela 8.1** - Composição de elementos maiores em percentagem por peso, elementos traço expressos em ppm e norma CIPW dos uganditos e mafuritos.

Amostras	Uganditos (Ponto MC-4)			Mafuritos (Ponto MC-18)		
	MC-08	MC-09	MC-55	MC-49A	MC-49B	MC-51
SiO <sub>2</sub>	45.60	46.50	45.80	32.90	32.80	33.60
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.06	7.41	7.44	3.56	3.35	3.20
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	3.93	3.87	4.11	4.86	4.80	5.04
FeO**	8.25	8.13	8.63	10.20	10.80	10.58
CaO	11.00	11.20	10.50	12.50	12.80	13.00
MgO	6.88	6.91	6.16	18.70	18.90	18.10
TiO <sub>2</sub>	5.42	5.37	5.66	4.99	4.96	5.28
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	<b>1.18</b>	<b>1.11</b>	<b>1.49</b>	<b>2.63</b>	<b>2.72</b>	<b>2.55</b>
Na <sub>2</sub> O	0.62	0.60	0.84	0.23	0.24	0.24
K <sub>2</sub> O	6.02	6.35	6.14	1.24	1.16	1.18
MnO	0.20	0.20	0.20	0.22	0.22	0.23
LOI	1.02	1.00	1.31	6.71	6.60	5.76
Total	97.18	98.65	98.28	98.74	99.35	98.76
Fe <sub>2</sub> O <sub>3t</sub>	13.10	12,90	13.70	16.20	16.00	16.80
Norma CIPW						
or	33.68	32,12	36,29	0.00	0.00	0.00
an	0.00	0.00	1,53	3,71	3,33	2,86
lc	1.49	4,24	0.00	7,80	7,42	7,52
ne	1.52	1,49	1,38	1,05	1,10	1,10
dy	37.27	38,40	33,80	24,18	24,13	28,63
ol	2.41	2.00	2,48	29,86	30,14	27,38
mt	4.62	4,59	4,62	7,05	6,96	7,31
il	10.29	10,20	10,75	9,48	9,42	10,03
ap	2.73	2,57	3,45	6,09	6,30	5,91
ac	2.16	2.04	2,66	0.00	0.00	0.00
ln	0.00	0.00	0.00	3,25	3,66	2,71
Pt***	10	8	8	9	10	< ld
Y	58.93	52.09	62.47	34.71	32.52	38.91
Pd	2.80	3.40	4.30	0.30	0.30	0.40
Th	40.50	39.00	32.80	50.00	47.00	49.80
U	6.04	7.95	4.21	10.64	9.99	11.64
La	327.90	324.90	316.80	250.70	238.70	255.20
Ce	573.70	569.40	524.90	501.70	478.10	509.50
Pr	67.71	65.33	61.75	62.57	59.67	63.83
Nd	236.00	229.80	217.20	229.10	214.60	234.10
Sm	32.10	30.80	31.90	31.60	29.60	31.80
Eu	8.39	7.74	8.59	8.10	7.54	8.07
Gd	18.79	18.44	20.46	17.92	17.25	18.72
Tb	2.37	2.24	2.61	2.22	2.08	2.20
Dy	9.98	9.01	11.33	8.06	7.38	8.49
Ho	1.61	1.42	1.80	1.22	1.09	1.22
Er	3.94	3.28	4.27	2.40	2.20	2.47
Tm	0.46	0.40	0.53	0.28	0.25	0.31
Yb	2.60	2.20	2.90	1.40	1.30	1.70
Lu	0.24	0.31	0.59	0.19	0.09	0.30

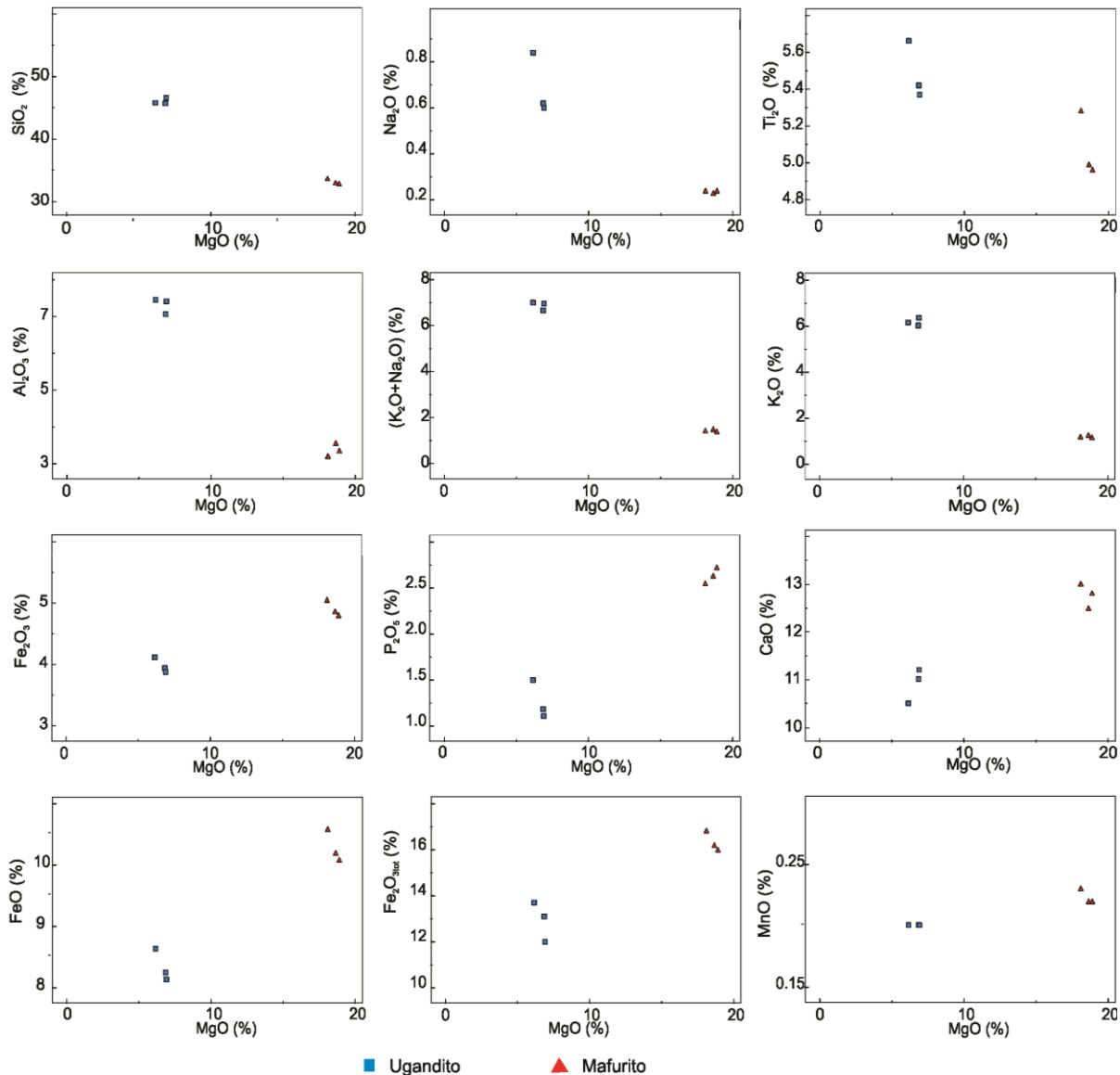
\* e \*\* calculados pelo *Excel spreadsheet program*, \*\*\* expresso em ppb, < ld = menor que o limite de detecção.

A norma CIPW referente aos mafuritos mostra a presença de leucita e nefelina que pode estar relacionada com a presença de kalsilita modal nessas rochas. No entanto, o mineral kalsilita não foi identificado nas lâminas delgadas, devido o material intersticial estar, frequentemente, alterado em argilominerais. A larnita ( $\text{Ca}_2\text{SiO}_4$ ) normativa não foi observada petrograficamente e os outros minerais normativos (olivina, diopsídio, magnetita e apatita) são condizentes com as descrições petrográficas das lâminas delgadas e com os dados de química mineral. Já a norma dos uganditos indica nefelina e leucita normativos, entretanto, as análises petrográficas não identificaram nefelina e as análises químicas por microsonda nos pseudomorfo de leucita não determinaram resquícios de leucita inalterada. A acmita indicada pela norma, provavelmente, entra como componente do clinopiroxênio nos uganditos. Da mesma forma que nos mafuritos, os uganditos apresentam olivina, diopsídio, magnetita e apatita normativos que foram identificados em estudos microscópicos e de química mineral.

Os diagramas de variação dos elementos maiores apresentados na figura 8.1, plotados em relação ao MgO como índice de diferenciação, mostram claramente que os uganditos e mafuritos são rochas quimicamente distintas. Como exposto acima, os mafuritos apresentam altos valores de MgO devido à presença de fenocristais de olivina, que raramente são encontrados nos uganditos. Os conteúdos de  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , álcalis total e  $\text{K}_2\text{O}$  mostram correlação negativa com o teor de MgO. Valores de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{FeO}$  e  $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{tot}}$  indicam correlação positiva com o de MgO. O conteúdo de MnO mostra certa relação com o teor de MgO. Ao comparar esses dois litotipos observa-se que os uganditos são mais enriquecidos em  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  e  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , mais pobres em MgO e com conteúdos similares de  $\text{CaO}$ ,  $\text{TiO}_2$ , MnO e  $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{tot}}$ . O conteúdo mais elevado de  $\text{P}_2\text{O}_5$  nos mafuritos em relação aos uganditos deve-se a presença de fluorapatita sob a forma de cristais prismáticos e material intersticial, estando este último ausente nos uganditos.

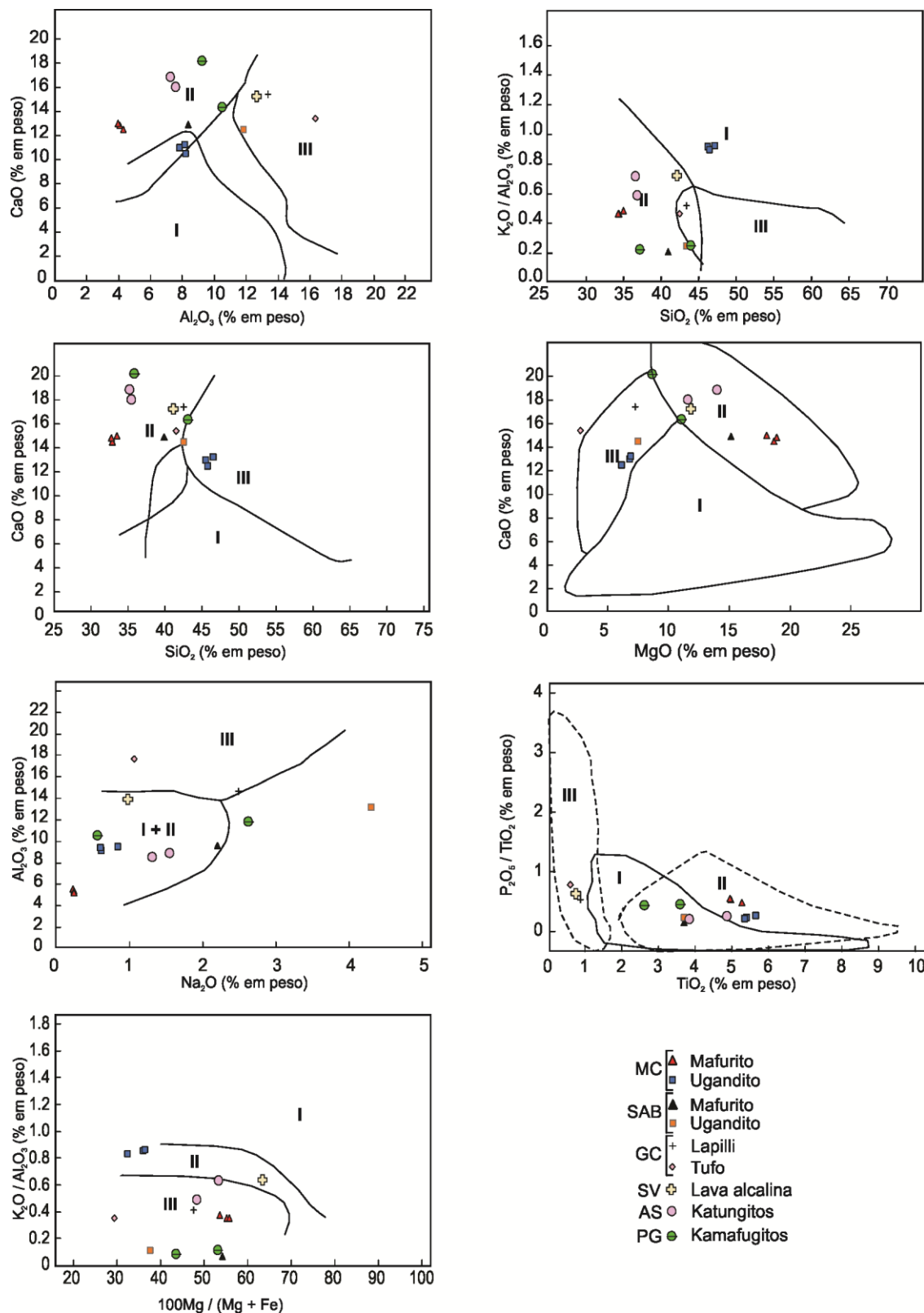
A figura 8.2 exibe os diagramas binários propostos por Foley *et al.* (1987) para classificar as rochas ultrapotássicas em 3 grupos distintos: grupo I, representa os lamproítos; grupo II, caracteriza os kamafugitos; e grupo III, engloba as rochas típicas da Província Romana (Itália). Nos diagramas desta figura foram plotados os dados dos uganditos e mafuritos deste trabalho (Vide Tabela 8.1) e também dados de outros kamafugitos mundiais (Vide Tabela 3.3 – Capítulo 3).

Observa-se que os pontos referentes aos mafuritos do Grupo Mata da Corda plotados nos diagramas caem no campo dos kamafugitos (grupo II), com exceção do diagrama  $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3 \times 100\text{Mg}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ . Já os pontos referentes aos uganditos Mata da Corda caem tanto no campo do grupo II, quanto nos grupos I e III. Isso ocorre, provavelmente, pelo conteúdo de  $\text{K}_2\text{O}$  dessas rochas não corresponderem à composição química primária do magma, devido às alterações da leucita e kalsilita. Outro fator que deve ser levado em consideração é o teor de MgO dos mafuritos, que corresponde a quase três vezes o teor de MgO dos uganditos.



**Figura 8.1** – Diagramas de variação da % dos óxidos vs. MgO (%) em peso) de mafuritos e de uganditos do Grupo Mata da Corda.

Essas rochas podem ser consideradas de afinidade kamafugítica por apresentarem composição química bastante similar a outros kamafugitos, como os de San Venanzo e Pian di Celli na Itália (Stoppa & Cundari, 1998) e os da Província Gansu na China (Xuehu *et al.*, 2003). Com relação aos kamafugitos de Santo Antônio da Barra (Goiás) observam-se que esses são mais enriquecidos em  $Al_2O_3$ ,  $Na_2O$  e  $Fe_2O_3$  e depletados em  $FeO$  (Sgarbi & Gaspar, 2002) quando comparados com os kamafugitos Mata da Corda. Já as rochas de afinidade kamafugítica de Grotta del Cervo na Itália apresentam-se enriquecidas em  $Al_2O_3$  e empobrecidas em  $FeO$  e  $TiO_2$  (Stoppa *et al.*, 2002) ao serem comparadas com os kamafugitos Mata da Corda. Os mafuritos Mata da Corda mostram semelhanças com os katungitos da África do Sul (Holmes, 1950), exceto pelo conteúdo mais elevado  $Al_2O_3$  e mais baixo de  $MgO$ . Nota-se que as lavas alcalinas de San Venanzo (Stoppa *et al.*, 2002) apresentam composição intermediária aos uganditos e mafuritos.



**Figura 8.2** – Composição dos kamafugitos do Grupo Mata da Corda (MC), Santo Antônio da Barra (SAB) (Sgarbi & Gaspar, 2002), Grotta del Cervo (GC) (Stoppa *et al.*, 2002), San Venanzo (SV) (Stoppa *et al.*, 2002), África do Sul (AS) (Holmes, 1950; Holmes, 1937 *apud* Holmes, 1950) e Província Gansu (PG) (Xuehu *et al.*, 2003) plotados nos diagramas binários de elementos maiores propostos por Foley *et al.* (1987). I = lamproítos, II = kamafugitos e III = Província Romana.

Sgarbi & Gaspar (2002) admitem um possível processo de cristalização fracionada dos mafuritos para os uganditos de Santo Antônio da Barra, baseado nos conteúdos de elementos maiores e traço desses litotipos. Essa hipótese é sustentada por esses autores devido às correlações negativas existentes entre MgO e Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Ni e Ce, Cr e Sr, demonstrando que a cristalização da olivina e da cromita nos mafuritos reduz o conteúdo de Mg, Ni e Cr do magma. Além disso, as fases minerais capazes de acomodar maior conteúdo de alumínio (feldspatóides e zeólitas) estão presentes em grande volume nos uganditos. A presença de inclusões de Cr-espinélio em olivinas aliado ao fato da olivina ser o mineral capaz de incorporar o Ni do magma em sua estrutura reforça a hipótese desse fracionamento magmático.

As concentrações de Y e Th são superiores às aquelas apresentadas por Sgarbi & Gaspar (2002) para os mafuritos (14-19 ppm de Y e até 6 ppm de Th) e uganditos (23-27 ppm de Y e até 5 ppm de Th) de Santo Antônio da Barra, Goiás. Entretanto, ao comparar os valores de Y e Th com os dos kamafugitos de San Venanzo e Pian di Celli (Stoppa & Cundari, 1998) observam-se similaridades (34-60 ppm de Y e 30-44 ppm de Th).

O conteúdo de elementos terras raras (ETR) de uganditos e de mafuritos do Grupo Mata da Corda encontra-se na parte inferior da tabela 8.1 e a figura 8.3 ilustra a normalização desses elementos segundo o condrito de Sun & McDonough (1989). Pela análise da figura 8.3 verifica-se que os kamafugitos Mata da Corda são enriquecidos em elementos terras raras leves, como La (1007-1384 X condrito), Ce (781-937 X condrito), Pr (628-713 X condrito), Nd (460-505 X condrito) e Sm (193-210 X condrito). Ao comparar a distribuição dos padrões de ETR dessas duas rochas observa-se que os uganditos são mais enriquecidos que os mafuritos, além de apresentar uma abundância de elementos terras raras pesados (Gd a Lu). A relação La/Lu<sub>NC</sub> é de 57,5 a 146,4 para os uganditos e de 91,2 a 284,2 para os mafuritos.

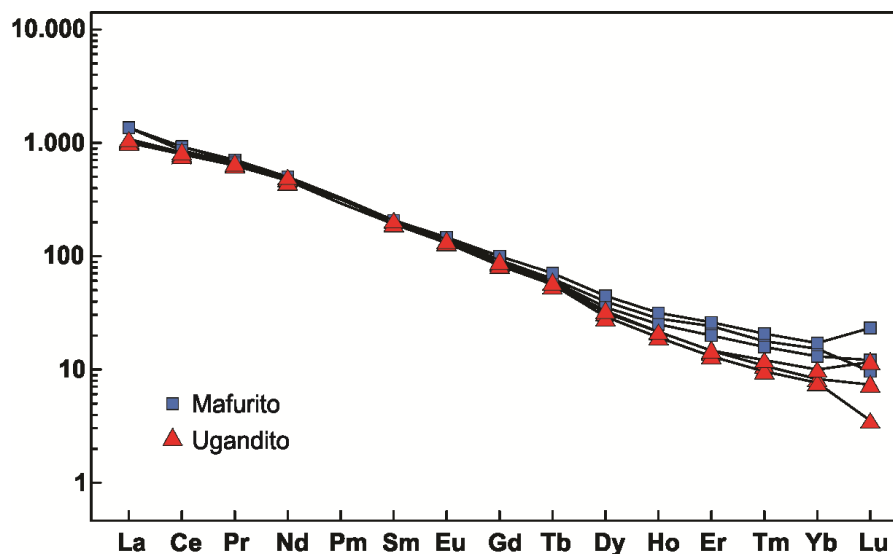
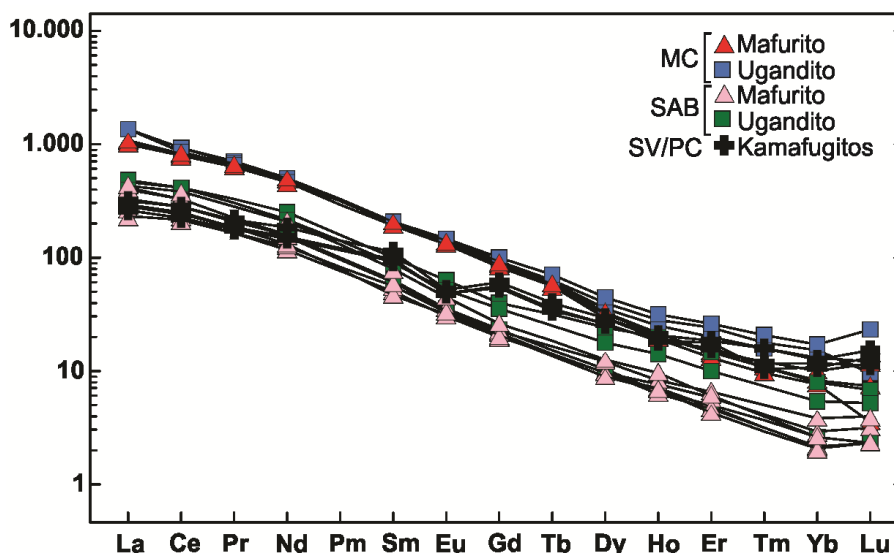


Figura 8.3 – Padrão de distribuição dos elementos terras raras de uganditos e mafuritos do Grupo Mata da Corda, normalizados ao condrito de Sun & McDonough (1989).

A figura 8.4 mostra uma comparação entre os conteúdos de ETR de kamafugitos do Brasil (Mata da Corda e Santo Antônio da Barra) e da Itália (San Venanzo e Pian de Celli). Os kamafugitos de Santo Antônio Barra apresentam menor conteúdo de ETR (Sgarbi & Gaspar, 2002) do que os do Mata da Corda, mas com padrões de distribuição de ETR semelhantes ao kamafugitos deste estudo. Já os kamafugitos de San Venanzo e Pian di Celli na Itália apresentam menor abundância de elementos terras raras leves (Stoppa & Cundari, 1998) do que os kamafugitos do Grupo Mata da Corda e conteúdo similar de elementos terras raras pesados. Observa-se, também, uma anomalia negativa de Eu nos kamafugitos italianos.

Segundo Deer *et al.* (2010), o Ca presente na estrutura da apatita pode ser substituído pelo Sr e pelos elementos terras raras. A perovskita, comumente, apresenta substituições de Ca por ETR e de Ti por Nb ou Ta. Dessa forma, os elementos terras raras, possivelmente, estão inseridos nas estruturas da apatita e perovskita dos uganditos e dos mafuritos.



**Figura 8.4** – Padrão de distribuição dos elementos terras raras de kamafugitos do Grupo Mata da Corda (MC), Santo Antônio da Barra (SAB) (Sgarbi & Gaspar, 2002) e San Venanzo e Pian di Celli (SV/PC) (Stoppa & Cundari, 1998), normalizados ao condrito de Sun & McDonough (1989).

### 8.3 –BRECHAS

As tabelas 8.2 e 8.3 apresentam os resultados das análises químicas (% em peso de óxidos) referentes à matriz das brechas do Grupo Mata da Corda. As brechas da Fácies A (mais alteradas) apresentam altos teores de  $P_2O_5$  (9,76-22,64%),  $CaO$  (11,6-25,90%) e  $Fe_2O_{3t}$  (7,59-16,50%), moderados valores de  $Al_2O_3$  (5,84-8,90%),  $TiO_2$  (2,51-5,73%) e  $K_2O$  (1,85-5,45%) e baixo conteúdo



de SiO<sub>2</sub> (16,80-35,4%), MgO (2,37-4,76%), Na<sub>2</sub>O ( até 0,22%) e MnO (0,13-0,27%). Já as brechas com menor grau de alteração (Fácies C e D) mostram altos teores de SiO<sub>2</sub> (34,8-62,00%), moderados de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (5,31-11,20%), TiO<sub>2</sub> (3,48-6,95%) e K<sub>2</sub>O (3,21-8,71%) e baixo de P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (0,86-4,48%), CaO (0,80-9,20%), MgO (1,70-6,67%), Na<sub>2</sub>O (até 0,51%) e MnO (0,10-0,25%).

Os dados indicam que as brechas com maior grau de alteração apresentam-se enriquecidas em P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (9,76–22,64% em peso) quando comparadas as brechas menos alteradas (0,86–4,48 % em peso). O elevado conteúdo de P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> está associado com a presença de minerais primários (fluorapatita) e secundários (gorceixita e wavellita) na matriz de coloração esbranquiçada das brechas mais alteradas. Esse enriquecimento em P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> deve-se, provavelmente, aos processos hidrotermais ou intempéricos a que essas brechas foram submetidas. Os valores moderados de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e K<sub>2</sub>O nesses litotipos são reflexos da presença de argilominerais e fosfatos aluminosos. Os elevados teores de SiO<sub>2</sub> encontrados na matriz das brechas das Fácies C e D referem-se ao conteúdo de opala, calcedônia e sílex identificados petrograficamente na matriz dessas rochas.

A figura 8.5 mostra os diagramas binários de óxidos de elementos maiores *versus* P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> referentes às brechas das Fácies A (mais alterada), C e D (menos alteradas), que foram analisados a fim de comparar quimicamente o comportamento desses litotipos com o conteúdo de P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>.

Os conteúdos de SiO<sub>2</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO, K<sub>2</sub>O, Na<sub>2</sub>O e álcalis total mostram correlação negativa com o teor de P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>. Valores de CaO exibem correlação positiva com o de P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>. O conteúdo de MnO, TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> mostra certa relação com o teor de P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>. A correlação negativa entre a sílica e o fosfato confirma que as brechas mais alteradas (Fácies A) são mais enriquecidas em P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> do que as brechas menos alteradas (Fácies C e D). Esta evidência corrobora os dados de petrografia, difratometria de raios x e química mineral, que indicam a presença de fluorapatita, wavellita e gorceixita na matriz das brechas da Fácies A e a presença de polimorfos de sílica na matriz das brechas das Fácies C e D.

Os padrões de elementos terras raras mostrados na figura 8.6, baseiam-se nos dados das tabelas 8.2 e 8.3, sendo normalizados de acordo com valores condriticos de Sun & McDonough (1989). Observa-se que as brechas são enriquecidas em elementos terras raras leves e apresentam anomalia negativa de Ce (0,31-1,08). Esta anomalia foi determinada pela expressão:

$$Ce / Ce^* = (Ce)_N / \sqrt{(La)_N(Pr)_N} \quad (ETR)_N = \text{elemento terra rara normalizado.}$$

Ao comparar a distribuição dos padrões de ETR das brechas mais alteradas (Fácies A) e as brechas menos alteradas (Fácies C e D) nota-se que as brechas da Fácies A são mais enriquecidas que as das Fácies C e D, além de apresentar um conteúdo mais elevado de elementos terras raras pesados (Gd a Lu). O enriquecimento de terras raras leves das brechas da Fácies A, somado à anomalia negativa de cério (Ce) sugerem a ação dos processos de intemperismo sobre essas rochas.

**Tabela 8.2** - Resultados analíticos de elementos maiores (%) e elementos traços (ppm) para a matriz das brechas do Grupo Mata da Corda.

	Fácies A							
	MC-01 (1)	MC-02 (1)	MC-10 (5)	MC-34 (1)	MC-45 (15)	MC-63 (38)	MC-72 (52)	MC-99C (62)
SiO <sub>2</sub>	20.60	31.10	35.40	27.60	30.70	16.80	29.70	24.70
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.93	6.96	8.90	5.84	7.56	7.92	7.21	7.56
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	11.00	16.50	11.00	13.40	11.00	7.59	14.30	12.90
CaO	23.20	11.60	13.30	18.20	18.20	25.90	16.20	19.40
MgO	3.12	4.76	3.96	4.29	2.76	2.37	3.27	3.17
TiO <sub>2</sub>	4.94	5.46	3.84	4.61	4.21	2.51	5.73	4.79
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	<b>18.58</b>	<b>9.76</b>	<b>10.13</b>	<b>13.85</b>	<b>13.00</b>	<b>22.64</b>	<b>10.98</b>	<b>14.76</b>
Na <sub>2</sub> O	0.12	< ld	0.22	0.13	< ld	< ld	0.13	0.12
K <sub>2</sub> O	1.96	3.94	5.45	4.76	5.01	1.85	3.61	2.69
MnO	0.17	0.24	0.17	0.15	0.20	0.13	0.19	0.27
LOI	6.90	6.70	4.79	4.15	4.16	6.22	5.69	6.57
Total	96.52	97.02	97.16	96.98	96.80	93.93	97.01	96.93
Y	255.86	192.21	315.84	139.59	45.2	495.51	47.1	99.83
Pd**	< ld	< ld	< ld	1.6	0.3	< ld	0.2	0.3
Th	34.1	12.5	16.4	8.2	22	9.4	28.4	22
U	11.21	4.57	4.99	8.16	14.12	15.14	14.82	12.33
La	1254	288.5	570.6	504.4	288.2	2874	364.1	398.1
Ce	1161	386.3	607.1	332.4	429.7	1458	541	580.4
Pr	240.96	47.81	113.43	70.86	57.57	452.87	66.98	75.73
Nd	820.7	181.5	429.2	272.7	205.1	1716	237.6	276
Sm	109.4	27.5	64.5	43	28.1	253.1	31.2	39.5
Eu	27.88	8.37	18.4	12.98	7.58	70.78	8.05	11.49
Gd	68.24	26.39	52.18	38.61	17.25	191.81	18.91	28.03
Tb	8.52	3.46	6.34	4.63	2.01	22.77	2.31	3.57
Dy	35.84	18.81	29.4	21.43	8.42	96.37	9.07	16.01
Ho	5.76	3.82	5.53	3.38	1.32	14.26	1.37	2.66
Er	13.66	10.03	14.03	8.05	2.83	30.56	3.17	6.29
Tm	1.62	1.31	1.56	0.94	0.34	3.34	0.39	0.79
Yb	9	7.3	8	5.5	1.9	17.4	2.5	4.6
Lu	1.2	0.85	0.73	0.76	< ld	2.4	0.31	0.81

\*Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> como ferro total, \*\*expresso em ppb, < ld = menor que o limite de detecção e ( ) = número do ponto (Vide anexo 1).

Alguns trabalhos na literatura (Cotten *et al.*, 1995; Patino *et al.*, 2003) discutem o enriquecimento de ETR em rochas vulcânicas, bem como a anomalia negativa de Ce apresentada, comumente, por essas rochas. Cotten *et al.* (1995) sugerem que esse enriquecimento pode ocorrer devido a processos hidrotermais de alta temperatura, alteração por água do mar em baixas temperaturas ou por processos de intemperismo sob clima tropical. De acordo com esses autores, a percolação de um fluido hidrotermal ácido de alta temperatura por lavas basálticas resulta em uma anomalia positiva de Eu. Em contrapartida, na literatura não tem registros de anomalias negativa de Ce oriundas de fluidos hidrotermais de alta temperatura. Esses autores, também, enfatizam que a

percolação de água meteórica no desenvolvimento de perfis lateríticos é capaz de mobilizar ETR em solução, e em condições físico-químicas ideais, esses elementos podem se precipitar, por exemplo, em microfraturas de rochas frescas.

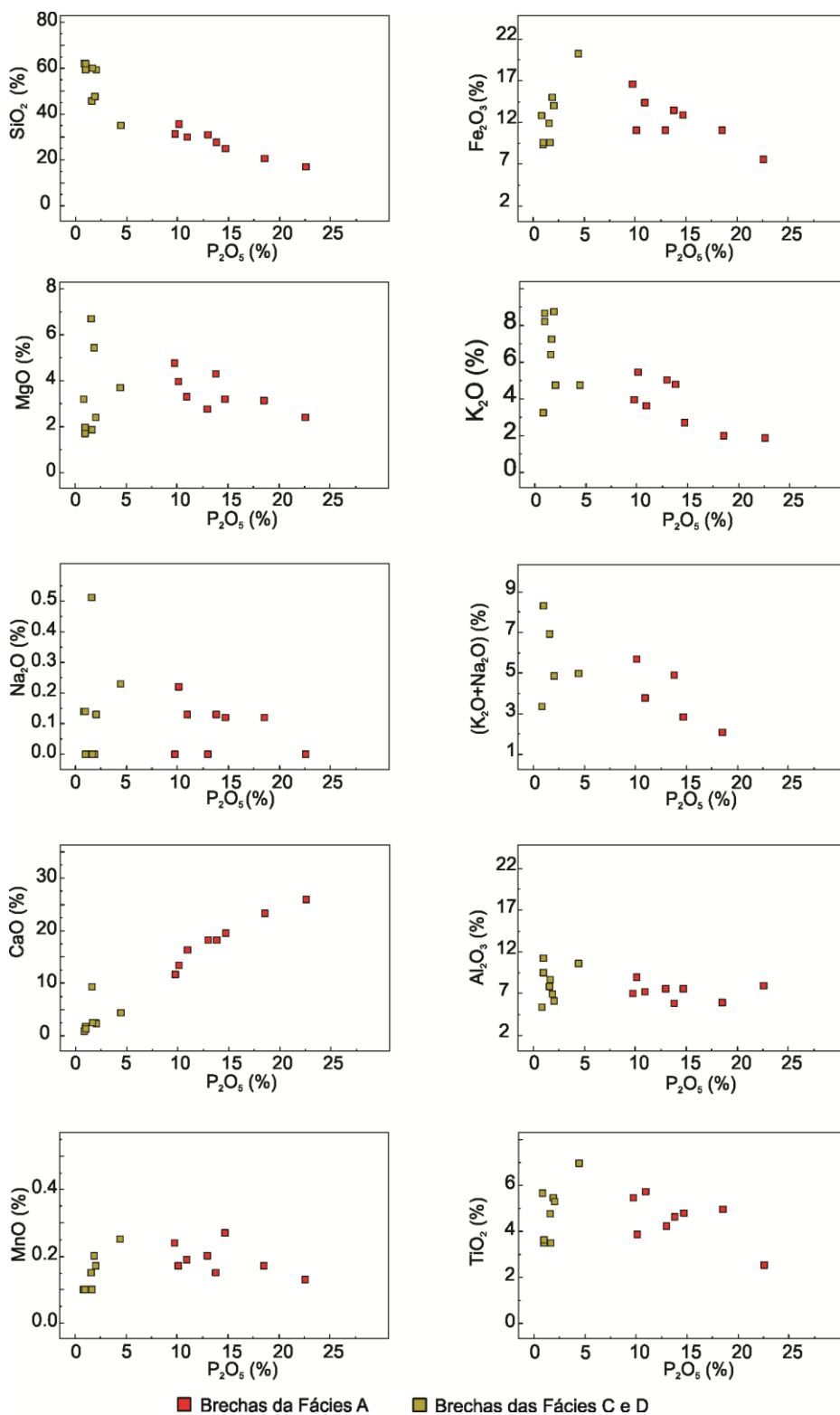
**Tabela 8.3** - Resultados analíticos de elementos maiores (%) e elementos traços (ppm) para a matriz das brechas do Grupo Mata da Corda.

	Fácies C							Fácies D
	MC-57A (30)	MC-70 (45)	MC-109D (74)	MC-109E (74)	MC-114 (83)	MC-118 (83)	MC-118A (83)	MC-113 (78)
SiO <sub>2</sub>	45.60	47.60	34.80	59.30	61.80	59.20	59.90	62.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.82	6.91	10.60	6.04	9.47	11.20	8.64	5.31
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	11.90	15.00	20.20	14.00	9.26	9.59	9.54	12.80
CaO	9.20	2.47	4.28	2.20	1.70	1.18	2.35	0.80
MgO	6.67	5.43	3.67	2.38	1.94	1.70	1.86	3.18
TiO <sub>2</sub>	4.76	5.46	6.95	5.30	3.48	3.61	3.48	5.66
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	<b>1.64</b>	<b>1.94</b>	<b>4.48</b>	<b>2.07</b>	<b>1.02</b>	<b>1.01</b>	<b>1.71</b>	<b>0.86</b>
Na <sub>2</sub> O	0.51	< ld	0.23	0.13	0.14	< ld	< ld	0.14
K <sub>2</sub> O	6.41	8.71	4.73	4.73	8.17	8.63	7.23	3.21
MnO	0.15	0.20	0.25	0.17	0.10	0.10	0.10	0.10
LOI	3.80	5.13	7.22	3.92	2.85	2.93	2.83	5.29
Total	98.46	98.85	97.41	100.24	99.93	99.15	97.64	99.35
Y	42.56	31.15	120.17	93.24	48.49	31.79	167.63	74.77
Pd**	1.4	0.3	1.5	0.5	0.7	0.5	0.5	< ld
Th	19.1	10.6	26.9	23.4	15.6	15.2	10.8	25.2
U	3.98	5.18	9.26	2.4	1.66	1.52	20.53	3.13
La	238.1	113.3	495.3	243.4	132	105.3	1046	436.2
Ce	388.3	176.4	728.2	493.2	252.7	169.5	1244	732
Pr	49.14	21.47	106.68	51.05	30.92	22.06	187.26	87.31
Nd	171.9	74.1	390.8	180.4	116.1	78.6	683.8	298.4
Sm	23.4	11.3	55.7	25.3	18.7	11.1	97.2	39.5
Eu	6.85	3.32	15.52	6.76	5.46	3.31	26.29	9.9
Gd	14.88	8.27	39.02	16.73	13.06	7.67	66.37	24.34
Tb	1.77	1.16	4.88	2.29	1.83	1.04	7.85	3.13
Dy	7.64	5.41	21.01	10.82	8.39	4.91	32.37	13.03
Ho	1.15	0.91	3.44	2.04	1.35	0.81	4.88	2.14
Er	2.62	2.07	7.79	5.32	3.39	2.1	10.48	5.05
Tm	0.31	0.25	0.88	0.69	0.48	0.27	1.22	0.63
Yb	1.8	1.6	4.8	4	2.7	1.6	7.1	3.6
Lu	0.36	0.27	0.63	0.6	0.29	<0,05	0.81	0.23

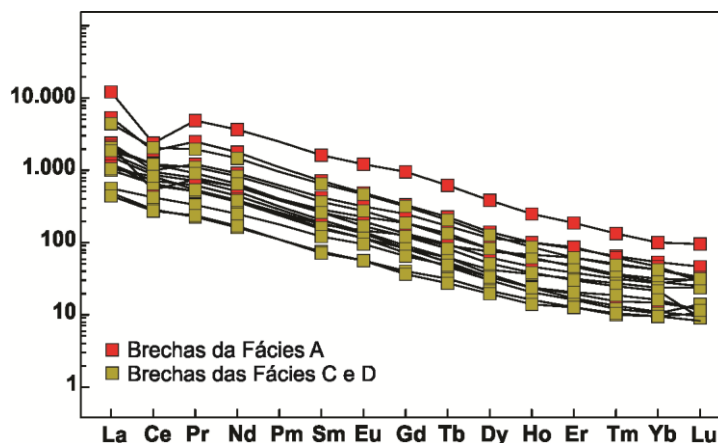
\*Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> como ferro total, \*\*expresso em ppb, < ld = menor que o limite de detecção e ( ) = número do ponto (Vide anexo 1).

Seto & Akagi (2008) relatam que os ETR podem ser mobilizados durante os processos de intemperismo, o que leva a um extenso fracionamento na composição dos ETR entre as águas e as rochas em função do pH do meio. Neste contexto, Patino *et al.* (2003) observaram que a anomalia negativa de Ce em lavas basálticas e andesíticas do Hawaii e da Guatemala é reflexo da alta mobilidade de Ce<sup>4+</sup> em comparação com os outros ETR<sup>3+</sup> em meios com pH básicos. Portanto, a lixiviação de ETR trivalentes depende do pH, que é favorecida por soluções ácidas e à medida que o pH aumenta pode ocorrer a precipitação dos ETR<sup>3+</sup>. Cotten *et al.* (1995) enfatizam que a distribuição

de ETR em soluções aquosas e sua precipitação dependem de vários parâmetros como: disponibilidade primária de ETR em uma rocha; química da solução (pH e ligantes para os ETR); temperatura, pressão e fugacidade do oxigênio, que são condições necessárias para a interação fluido-rocha.



**Figura 8.5** – Diagramas binários de óxidos de elementos maiores (% em peso) versus P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (% em peso) de brechas das Fácies A, C e D do Grupo Mata da Corda.



**Figura 8.6** – Padrão de distribuição dos elementos terras raras na matriz das brechas das Fácies A, C e D, normalizados ao condrito de Sun & McDonough (1989).

## 8.4 – DIQUES CLÁSTICOS E MICROVEIOS

Os resultados das análises químicas de diques clásticos e de microveios (material pelítico esbranquiçado) que cortam as sequências vulcanoclásticas são apresentados na tabela 8.4. Os dados dos microveios indicam elevado conteúdo de  $P_2O_5$  (9,26-19,71%),  $CaO$  (11,80-21,00%, exceto a amostra MC-13 com baixo conteúdo (1,47%)) e  $Fe_2O_{3t}$  (6,16-13,9%), moderados valores de  $Al_2O_3$  (6,53-12,10%, exceto a amostra MC-13 com alto teor (20,00%)),  $TiO_2$  (1,74-4,79%) e  $K_2O$  (1,91-7,40%) e baixo conteúdo de  $SiO_2$  (18,60-35,9%),  $MgO$  (0,74-2,89%),  $Na_2O$  (até 0,17%) e  $MnO$  (0,24-0,45%).

Os elevados teores de  $P_2O_5$  e  $CaO$  correspondem aos microcristais de fluorapatita encontrados no material dos microveios que por análises de difratometria de raios x revelam picos bem definidos desse mineral. A análise química da amostra MC-13 mostra baixo conteúdo de  $CaO$  (1,47%) e alto de alumínio (20,00%) que contrasta nitidamente com os resultados obtidos das outras amostras dos microveios. Esta diferença pode ser correlacionada com a abundância modal de zeólitas, argilominerais e gorceixita nessa amostra.

As injeções clásticas apresentam altos valores de  $P_2O_5$  (17,45-20,05%),  $CaO$  (25,50-28,80%) e  $Fe_2O_{3t}$  (4,92-6,20%), moderados de  $Al_2O_3$  (6,38-7,82%),  $TiO_2$  (1,78-2,13%) e  $K_2O$  (3,76-5,60%) e baixo de  $SiO_2$  (23,90-29,40%),  $MgO$  (1,75-2,25%),  $Na_2O$  (até 0,10%) e  $MnO$  (0,08-0,11%). Os valores elevados de  $P_2O_5$  e  $CaO$  são atribuídos aos cristais de fluorapatita encontrados nos poros e nas microfraturas dos diques clásticos, bem como ao material de coloração amarelada presente na matriz e no contato da injeção clástica com a rocha adjacente, que foi definido por análises de MEV/EDS (Figura 6.23 – Capítulo de Petrografia) como um tipo de fosfato amorfo.

**Tabela 8.4** – Resultados analíticos de elementos maiores (%) e elementos traço (ppm) para os microveios e injeções clásticas.

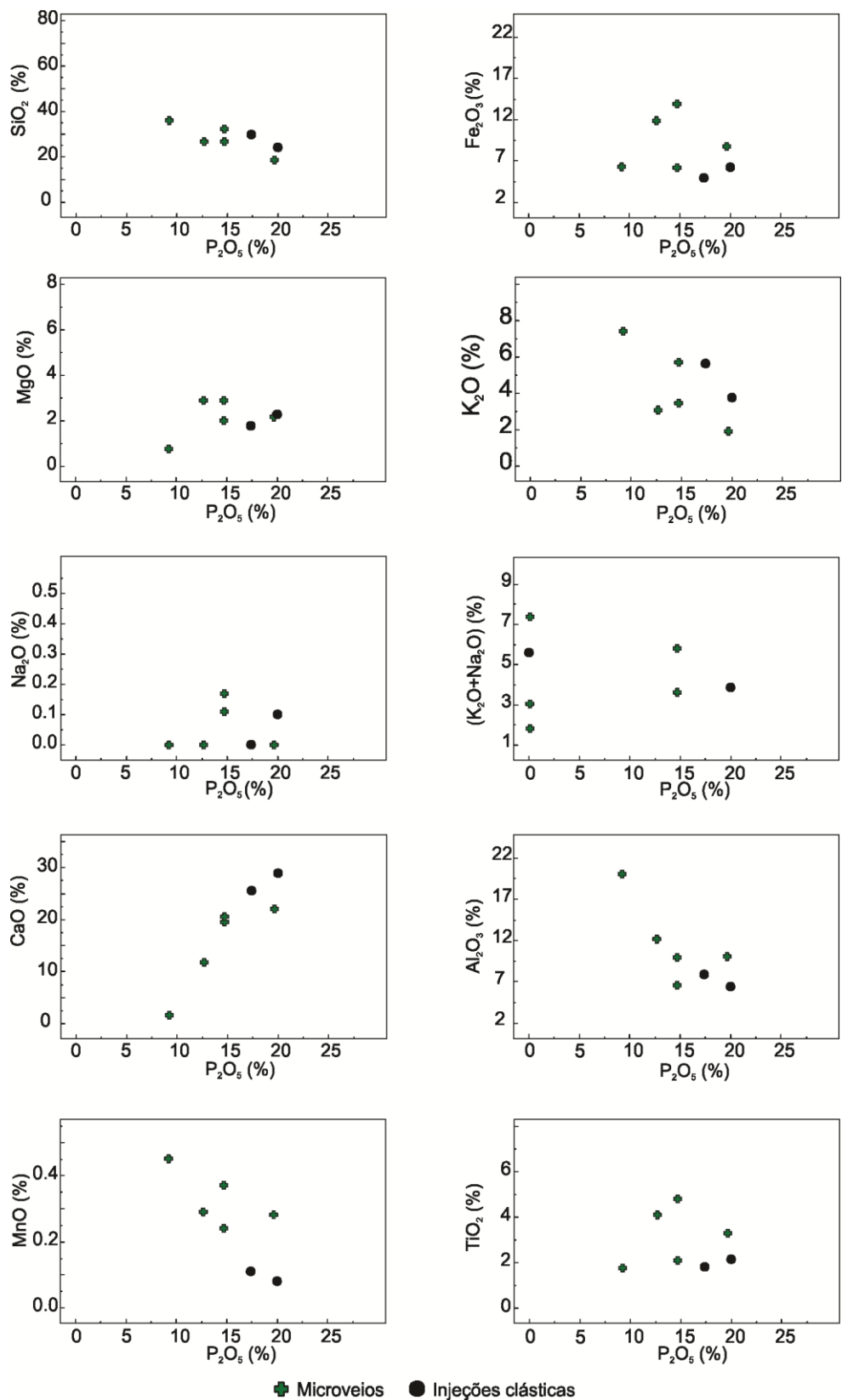
	Microveios					Injeções clásticas	
	MC-13 (63)	MC-74 (52)	MC-79 (57)	MC-99B (62)	MC-99E(62)	MC-73 (52)	MC-103B (62)
SiO <sub>2</sub>	35.90	32.10	26.40	26.60	18.60	29.40	23.90
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20.00	9.90	6.53	12.10	10.00	7.82	6.38
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	6.22	6.16	13.90	11.90	8.71	4.92	6.20
CaO	1.47	19.50	20.50	11.80	22.00	25.50	28.80
MgO	0.74	1.99	2.89	2.89	2.14	1.75	2.25
TiO <sub>2</sub>	1.74	2.09	4.79	4.09	3.28	1.78	2.13
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	<b>9.26</b>	<b>14.71</b>	<b>14.71</b>	<b>12.68</b>	<b>19.71</b>	<b>17.45</b>	<b>20.05</b>
Na <sub>2</sub> O	< ld	0.11	0.17	< ld	< ld	<0,1	0.10
K <sub>2</sub> O	7.40	5.67	3.44	3.05	1.91	5.60	3.73
MnO	0.45	0.37	0.24	0.29	0.28	0.11	0.08
LOI	6.69	4.71	4.78	8.66	7.88	3.30	4.33
Total	89.87	97.31	98.35	94.06	94.51	97.63	97.95
Y	241.55	173.93	112.39	150.47	270.85	140.25	74.69
Pd**	< ld	0.40	0.40	0.40	< ld	0.30	0.30
Th	5.70	10.90	17.90	17.40	17.20	10.00	13.10
U	9.42	21.01	9.00	12.12	16.70	25.07	10.82
La	2109.00	1065.00	592.70	1092.00	1939.00	394.20	238.60
Ce	2003.00	1265.00	413.70	906.70	1803.00	429.70	209.10
Pr	376.79	189.97	79.58	184.27	326.31	69.57	48.33
Nd	1327.00	692.40	286.60	641.40	1140.00	265.80	179.00
Sm	198.60	97.80	41.30	89.40	152.30	41.90	28.20
Eu	58.29	26.55	11.74	25.69	41.14	11.95	7.83
Gd	136.09	67.30	31.24	59.89	101.98	32.59	20.56
Tb	17.17	7.84	3.74	7.40	11.93	4.14	2.65
Dy	67.83	32.77	16.31	31.44	48.17	18.90	11.46
Ho	9.22	5.00	2.75	4.81	7.23	3.27	1.89
Er	18.62	11.04	6.14	11.46	16.14	7.69	4.39
Tm	1.95	1.25	0.70	1.33	1.76	0.91	0.54
Yb	10.40	7.10	3.80	7.60	10.10	5.30	3.10
Lu	1	1.11	0.75	1.23	1.24	0.54	0.68

\*Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> como ferro total, \*\*expresso em ppb, < ld = menor que o limite de detecção e ( ) = número do ponto (Vide anexo 1).

Todos estes dados demonstram que houve remobilização de fosfato da rocha adjacente para as injeções clásticas e, posteriormente, para os microveios, já que estes últimos cortam as rochas vulcanoclásticas. A figura 8.7 mostra os diagramas binários de óxidos de elementos maiores *versus* P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> referentes às injeções clásticas e aos microveios, que foram analisados a fim de comparar quimicamente o comportamento desses litotipos com o conteúdo de P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>.

Os teores de SiO<sub>2</sub>, K<sub>2</sub>O, MnO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e K<sub>2</sub>O + Na<sub>2</sub>O mostram correlação negativa com o teor de P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>. Valores de CaO exibem correlação positiva com o de P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>. Os conteúdos de TiO<sub>2</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO e Na<sub>2</sub>O mostram certa relação com o teor de P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>. Da mesma forma que nas brechas há uma

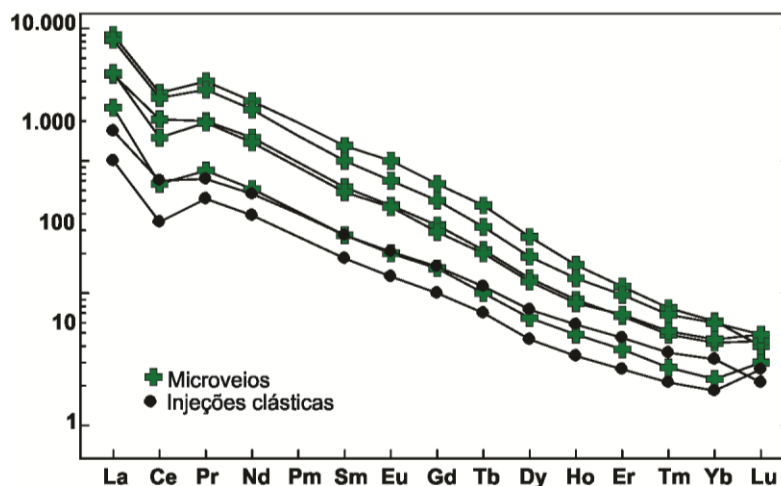
correlação negativa entre os teores de sílica e de  $P_2O_5$ , os diques clásticos e os microveios tendem a esta mesma relação, à medida que o conteúdo de  $P_2O_5$  aumenta ocorre o decréscimo do teor de  $SiO_2$ .



**Figura 8.7** – Diagramas binários de óxidos de elementos maiores (% em peso) *versus*  $P_2O_5$  (% em peso) de microveios e injeções clásticas que ocorrem no Grupo Mata da Corda

Como apresentado no capítulo de petrografia, tanto as injeções clásticas quanto os microveios apresentam minerais de fosfato (fluorapatita, fosfato amorfo, wavellita e gorceixita) que contribuem para o elevado teor de  $P_2O_5$  encontrado nesses materiais.

Os teores dos ETR dos microveios e dos diques clásticos apresentados na tabela 8.3 foram normalizados segundo o condrito de Sun & McDonough (1989) (Figura 8.8). Observa-se que tanto as injeções clásticas quanto os microveios são enriquecidos em elementos terras raras leves e ambos apresentam anomalia negativa de Ce. Ao comparar a distribuição dos padrões de ETR dos diques e dos microveios, nota-se que há um enriquecimento mais elevado de elementos terras raras leves e pesados nos microveios, que pode estar relacionado com a remobilização dos ETR trivalentes das rochas encaixantes para os veios durante os processos de intemperismo ou por fluidos hidrotermais.



**Figura 8.8** – Padrão de distribuição dos elementos terras raras dos microveios e das injeções clásticas, normalizados ao condrito de Sun & McDonough (1989).



Melo, M. G., 2012. A origem do fosfato nas rochas vulcânicas e vulcanoclásticas... ..

## CAPÍTULO 9

### DISCUSSÃO DOS RESULTADOS E CONCLUSÕES

---

#### 9.1 – CONSIDERAÇÕES GERAIS

Os principais pontos a serem discutidos neste capítulo relacionam-se aos dados de petrografia, difratometria de raios x, química mineral e litogeoquímica dos kamafugitos (mafuritos e uganditos), da matriz das brechas (Fácies A, C e D), dos lapillitos, das injeções clásticas e dos microveios, além de propor um modelo para a mineralização de fosfato na região estudada.

#### 9.2 – UGANDITOS

As descrições petrográficas aliadas aos dados de química mineral permitiram caracterizar os uganditos do Grupo Mata da Corda como constituídos por fenocristais de diopsídio, pseudomorfos de leucita e olivina dispersos em uma matriz fanerítica fina composta por flogopita, perovskita, diopsídio, titano-magnetita, fluorapatita e, subordinadamente, por zeólitas.

Os pseudomorfos de leucita encontrados nesses uganditos apresentam-se substituídos por ortoclásio. A alteração de leucita por ortoclásio é descrita, por exemplo, em lavas da África Central (Bowen & Ellestad, 1937), lamproítos da Austrália (Prider & Cole, 1942), rochas plutônicas e subvulcânicas dos complexos Itaúna e Tanguá no Brasil (Valença & Edgar, 1979). É comum encontrar, também, nefelina (Bowen & Ellestad, 1937; Sgarbi & Gaspar, 2002) e analcima (Sgarbi & Gaspar, 2002) como substituintes das pseudoleucitas. Essa substituição é atribuída ao colapso do *subsolidus* da leucita original e à interação de fluidos ricos em Na com os cristais de leucita (Viladkar, 2010). Entretanto, as análises de química mineral neste trabalho identificaram apenas o ortoclásio como o mineral substituinte nas pseudoleucitas.

As plaquetas de micas dos uganditos Mata da Corda apresentam déficit de carga ( $Al^{3+} + Si$ ) no sítio tetraédrico, que é complementado pela entrada do  $Fe^{3+}$ . Micas com essa característica são descritas nos complexos carbonatíticos de Catalão, Tapira e Jacupiranga (Brod *et al.*, 2001) e em kamafugitos de Santo Antônio da Barra (Sgarbi & Gaspar, 2002), sendo classificadas nas série flogopita-tetra-ferriflogopita. Entretanto, as micas dos uganditos Mata da Corda plotadas no diagrama

triangular Al-Mg-Fe<sub>t</sub> (a.p.f.u.) são classificadas como flogopita-eastonita. As análises químicas da flogopita dos uganditos Mata da Corda apresentam fechamento baixo devido, provavelmente, não terem sido determinados os teores de F e sobretudo os de BaO. Segundo Tröger (1969) flogopitas de carbonatitos podem conter até 5,1% de BaO.

Os cristais de clinopiroxênio dos uganditos Mata da Corda analisados neste trabalho são classificados como diopsídio, conforme o diagrama de Morimoto (1988) (Figura 7.5). Entretanto, Sgarbi (1998) identificou, também, aegerina-augita em uganditos dessa mesma unidade estratigráfica, que pode ocorrer como uma fase de cristalização tardia.

Os espinélios dos uganditos Mata da Corda consistem em uma solução sólida de moléculas de ulvoespinélio e magnetita, que apresentam similaridades com os espinélios de outros kamafugitos, como Santo Antônio da Barra em Goiás (Sgarbi & Gaspar, 2002), Província Romana na Itália (Boari & Conticelli, 2007) e Província Gansu na China (Xuehu *et al.*, 2003). As análises de química mineral em cristais de fluorapatita dos uganditos mostram similaridades com as apatitas dos kamafugitos da Província de Romam, Itália (Boari & Conticelli, 2007).

Quimicamente, os uganditos do Grupo Mata da Corda são rochas alcalinas básicas com altos teores de CaO, Fe<sub>2</sub>O<sub>3t</sub>, TiO<sub>2</sub> e moderados valores de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, álcalis e P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (1,11 a 1,49% em peso). Essas rochas podem ser consideradas de afinidade kamafugítica por apresentarem composição química bastante similar aos kamafugitos de San Venanzo e Pian di Celli na Itália (Stoppa & Cundari, 1998) e aos da Província Gansu na China (Xuehu *et al.*, 2003). Os padrões de elementos terras raras dos uganditos Mata da Corda, normalizados segundo o condrito de Sun & McDonough (1989), mostram enriquecimento de ETR, com padrões semelhantes aos kamafugitos de Santo Antônio da Barra (Sgarbi & Gaspar, 2002).

### 9.3 – MAFURITOS

Os mafuritos do Grupo Mata da Corda apresentam textura inequigranular porfirítica com matriz fanerítica fina e, mineralogicamente, possuem uma maior proporção de fenocristais de olivina que os uganditos, além de clinopiroxênio, perovskita, flogopita, minerais opacos, apatita, e, secundariamente, carbonato, zeólitas e argilominerais. Nota-se uma fase félsica intersticial alterada nos mafuritos que pode ser derivada da kalsilita.

As análises químicas realizadas no núcleo da olivina mostram que a composição média de Fo (0,87) e Fa (0,13) Fo é similar ao encontrado por Sgarbi (1998) em mafuritos dessa mesma unidade.

Os resultados das análises químicas da perovskita exibem um fechamento baixo, que pode ser atribuído ao fato de não terem sido analisados  $\text{Nb}_2\text{O}_5$  e ETR nesse mineral. Essa hipótese é sustentada pelas análises químicas de rocha total que mostram enriquecimento de ETR nos mafuritos Mata da Corda. De acordo com Deer *et al.* (2010), os ETR podem entrar tanto na estrutura da perovskita quanto da apatita. Os dados dos óxidos analisados na perovskita dos mafuritos Mata da Corda são bastante similares com os dados da perovskita dos mafuritos de Santo Antônio da Barra (Sgarbi & Gaspar, 2002), com exceção do  $\text{Na}_2\text{O}$  que é mais baixo na perovskita Mata da Corda. No estudo desses autores, a perovskita apresenta em média 0,49% de  $\text{Nb}_2\text{O}_5$  e 1,87 de ETR.

Os mafuritos são rochas alcalinas ultrabásicas com conteúdo elevado de  $\text{CaO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_{3t}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{TiO}_2$  e moderados valores de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , álcalis e  $\text{P}_2\text{O}_5$  (2,55 a 2,72% em peso). Os altos teores de  $\text{MgO}$  nessas rochas são atribuídos à presença modal de fenocristais de olivina e o conteúdo mais elevado de  $\text{P}_2\text{O}_5$  deve-se à fluorapatita que ocorre tanto sob a forma de cristais prismáticos, quanto intersticialmente. De acordo com os diagramas binários propostos por Foley *et al.* (1987), os mafuritos são classificados como pertencentes ao Grupo II, que representa as rochas de afinidade kamafugítica. Da mesma forma que os uganditos, os mafuritos do Grupo Mata da Corda apresentam composição química similar aos da Província Gansu na China (Xuehu *et al.*, 2003) e San Venanzo e Pian di Celli na Itália (Stoppa & Cundari, 1998). Os padrões de elementos terras raras dos mafuritos Mata da Corda são semelhantes aos de Santo Antônio da Barra (Sgarbi & Gaspar, 2002), observando-se, entretanto, um maior enriquecimento de ETR nos mafuritos Mata da Corda.

#### 9.4 – BRECHAS

As brechas do Grupo Mata da Corda apresentam-se, comumente, intercaladas com os lapillitos na região estudada. O estudo petrográfico das brechas permitiu identificar um maior processo de silicificação nas brechas da fácies C e D, que é caracterizado pela presença de opala e calcedônia. As análises químicas da matriz dessas brechas apresentam baixos teores de  $\text{P}_2\text{O}_5$  (0,86 a 4,48%) e altos valores de  $\text{SiO}_2$  (34,8 a 62,0%). Já as brechas da fácies A mostram-se enriquecidas em  $\text{P}_2\text{O}_5$  (9,76 a 22,64%) e com baixo conteúdo de  $\text{SiO}_2$  (16,8 a 35,4%). A identificação da apatita na matriz das brechas é dificultada pela granulometria muito fina e por isso as técnicas de catodoluminescência e difratometria de raios x foram fundamentais para sua caracterização. Na fácies A é comum, também, a presença de minerais secundários de fosfato, como gorceixita e wavellita, que associados com as microapatitas são responsáveis pelos elevados teores de  $\text{P}_2\text{O}_5$  nessas brechas. Estratigraficamente, as brechas que apresentam maior conteúdo de  $\text{P}_2\text{O}_5$  (Fácies A) estão posicionadas na base da Formação Patos (Grupo Mata da Corda) e as brechas de baixo teor de  $\text{P}_2\text{O}_5$  (Fácies C e D) encontram-se na parte superior da referida unidade.

Os padrões de elementos terras raras da matriz das brechas revelaram um enriquecimento nesses elementos, com exceção do Ce (anomalia negativa), quando normalizados aos valores condríticos de Sun & McDonough (1989). O enriquecimento de ETR em rochas vulcânicas, bem como a anomalia negativa de Ce, é acarretada, comumente, por processos de intemperismo sob clima tropical (Cotten *et al.*, 1995; Seto & Akagi, 2008). Neste processo, a lixiviação ou a precipitação de ETR trivalentes é influenciada pelo pH do meio (Cotten *et al.*, 1995; Patino *et al.*, 2003; Seto & Akagi, 2008). Em soluções de pH básico, o  $Ce^{4+}$  apresenta maior mobilidade do que os outros  $ETR^{3+}$ , o que acarreta a precipitação dos  $ETR^{3+}$  e a anomalia negativa de Ce (Patino *et al.*, 2003).

## 9.5 – LAPILLITOS

Os lapillitos encontrados na região estudada intercalam-se, frequentemente, com as brechas e encontram-se bastante intemperizados. Esse elevado grau de alteração impossibilitou análises de litogeoquímica. Entretanto, a lâmina delgada MC-05 permitiu análises químicas por microsonda eletrônica em alguns minerais (clinopiroxênio, minerais opacos e mica).

Os diminutos cristais de clinopiroxênio analisados são constituídos, majoritariamente, por Ca, Mg e Fe e classificados como diopsídio, segundo o diagrama de Morimoto (1988) (Figura 7.5). A composição química do clinopiroxênio dos lapillitos assemelha-se à composição dos clinopiroxênios dos uganditos, apresentando conteúdo relativamente alto de  $SiO_2$  e  $TiO_2$  e baixo conteúdo de  $Al_2O_3$ .

Os minerais opacos presentes nos lapillitos consistem em titano-magnetitas com composição química similar aos espinélios dos uganditos deste estudo e de outros kamafugitos, como Santo Antônio da Barra em Goiás (Sgarbi & Gaspar, 2002), Província Gansu na China (Xuehu *et al.*, 2003) e Província de Roman na Itália (Boari & Conticelli, 2007). Os resultados das análises químicas dos espinélios dos lapillitos apresentam um fechamento baixo devido, provavelmente, à presença de lamelas de ulvoespinélio no interior da magnetita (Deer *et al.*, 2010).

As plaquetas de micas analisadas mostram que o  $Fe^{3+}$  entra no sítio tetraédrico para completar a carga ( $Al^{3+} + Si + Fe^{3+} = 8$ ). Esse déficit de carga é comum em micas da série flogopita-tetraferroflogopita de complexos carbonatíticos (Brod *et al.*, 2001) e kamafugitos (Sgarbi & Gaspar, 2002). Similar às micas dos uganditos Mata da Corda, as micas dos lapillitos deste estudo são classificadas como flogopita-eastonita. As flogopitas dos lapillitos, assim como as flogopitas dos uganditos, não apresentam bom fechamento das análises químicas devido, provavelmente, não ter sido analisado F e BaO.

## 9.6 – SOLEIRAS E DIQUES CLÁSTICOS

Soleiras e diques clásticos são estruturas com ampla distribuição espacial e temporal que ocorrem, frequentemente, em diversas partes do mundo desde o Proterozóico. Os primeiros relatos sobre essas estruturas remontam do século XIX (Murchison, 1827 *apud* Rodrigues *et al.*, 2009), e atualmente há um grande acervo geológico sobre esse assunto. Como exemplos dessas ocorrências no mundo no decorrer do tempo geológico, citam-se o Pré-Cambriano da Noruega (Williams, 1976), o Paleozóico do Brasil (Perinotto *et al.*, 2008), o Mesozóico da África do Sul (Svensen *et al.*, 2010), o Cenozóico do México (Rosales-Domínguez *et al.*, 2005).

Suguio (2003) menciona a existência de diques clásticos de preenchimento e de injeção, sendo esses últimos os mais comuns. Os diques de preenchimento são oriundos da ocupação passiva de fraturas pré-existentes no substrato por material (por exemplo, areia) proveniente da parte superior do corpo adjacente (Figura 9.1A). Na literatura, estes tipos de diques são geralmente referenciados como *Neptunian dykes* (Jolly & Lonergan, 2002). Já os diques de injeção são produtos da liquefação e fluidização de sedimentos, comumente arenosos, que intrudem de modo forçado as camadas superiores (Figura 9.2B). Essa injeção ocorre em qualquer sentido (para cima, para baixo e lateralmente) e é facilitada por zonas de fraqueza pré-existentes onde há um alívio de pressão, como fraturas. De acordo com as observações de campo, os diques e *sills* clásticos encontrados na área estudada são classificados como de injeção devido a composição mineralógica diferir da mineralogia da rocha hospedeira.

As injeções clásticas são corpos intrusivos discordantes (diques) e, subordinadamente, concordantes (*sills*) em relação à estruturação da rocha encaixante, sendo constituídas, comumente, por sedimentos arenosos. A espessura desses corpos é de poucos centímetros e podem apresentar diferentes padrões como corpos que exibem paralelismo, distribuição aleatória e formas radiais. Jolly & Lonergan (2002) interpretam que a escala e a geometria das injeções clásticas dependem de vários fatores, como, condição da tensão, profundidade dos sedimentos, fraturas e/ou falhas pré-existentes no interior da sucessão sedimentar e natureza dos sedimentos adjacentes ao corpo intrusivo.

Turra (2009) sugere que para a formação das injeções clásticas são necessários um mecanismo capaz de induzir a liquefação de um estrato sedimentar e um processo mecânico que gere fraturas na rocha adjacente da intrusão clástica. Mills (1983) relata que, comumente, a liquefação pode ser induzida pelo rápido soterramento de areias finas por sedimentos pelíticos de baixa permeabilidade, pois esse processo gera um excesso de pressão nos poros e quando se desenvolvem fraturas nos sedimentos das camadas sobrejacentes, o material arenoso é injetado de forma rápida.

As soleiras e diques clásticos são resultantes dos processos de liquefação e de fluidização, que geram deformação e remobilização dos sedimentos, geralmente arenosos. A liquefação é um processo que ocorre quando grãos metaestáveis, frouxamente compactados, são separados uns dos outros pela ação de tensões. Esse fenômeno gera um excesso de pressão no poro e estabelece a formação de uma matriz sustentada pelo fluido (Mills, 1983).

A fluidização é um processo que culmina com o fluxo ascendente da mistura de fluido e sedimento em reposta ao gradiente de pressão diferencial através da camada. Este movimento para cima impõe uma força de arraste sobre os grãos, fazendo com que os sedimentos sejam arrastados pelo fluxo quando a força de arraste exceder o peso efetivo dos grãos (Jolly & Lonergan, 2002).

Mills (1983) mostra que os processos de fluidização e liquefação induzem a formação de estruturas deformacionais relacionadas ao escape de fluidos, como diques e soleiras (*sills*) clásticos, vulcões de areia, laminação convoluta, e estruturas em chama (*flame structure*).

Jolly & Lonergan (2002) descrevem que a injeção de fluidos com alta pressão nos sedimentos adjacentes necessita de uma pressão diferencial entre o fluido que se propaga na fratura e o fluido nos poros dos sedimentos. A partir do momento que a pressão em excesso dissipa-se, a propagação da mistura (fluido + sedimento) ao longo da zona de fraqueza (fratura) cessa e, conseqüentemente, a intrusão clástica termina. De acordo com esses autores, o processo de fluidização pode ser induzido por atividade sísmica, processos sedimentares rápidos (por exemplo, escorregamentos), como, também, por influxo de um fluido no sistema. Na literatura são encontrados vários trabalhos (Thorson *et al.*, 1986; Scott & Price, 1988; Perinotto *et al.*, 2008) que reportam a importância dos sismos nos processos de liquefação e fluidização para geração de injeções clásticas.

As soleiras e diques clásticos que ocorrem encaixados na porção basal das rochas vulcanoclásticas do Grupo Mata da Corda apresentam uma granulometria fina, o que dificultou o reconhecimento das fases mineralógicas constituintes. Em função disso, os estudos por difração de raios X foram de suma importância para a caracterização mineralógica das injeções clásticas. Essas estruturas apresentam cor rósea que contrasta nitidamente com a rocha adjacente (brechas e lapillitos) de coloração esverdeada/acizentada/avermelhada.

O arcabouço das injeções clásticas é constituído por grãos de quartzo, plagioclásio, microclínio, ortoclásio, apatita, mica, minerais opacos, fosfato amorfo e fragmentos de rocha que estão imersos em uma matriz argilosa composta essencialmente por illita. O fosfato amorfo é de coloração amarelada ao microscópio por luz transmitida e ocorre, comumente, no contato dos diques com a rocha hospedeira.

As análises por microsonda eletrônica revelam a presença de fluorapatita tanto no material que preenche as fraturas, quanto nos poros das injeções clásticas, que sugerem, possivelmente, uma

remobilização de fosfato da rocha adjacente (rochas vulcanoclásticas). Essa hipótese é sustentada pelos altos teores de  $P_2O_5$  encontrados nas brechas da Fácies A (9,76 a 22,64% em peso), nos diques clásticos (17,45 a 20,05% em peso) e nos microveios (9,26 a 19,71% em peso). Provavelmente, as brechas já apresentavam conteúdo elevado de  $P_2O_5$  (% em peso) e seu enriquecimento em fosfato ocorreu por processos hidrotermais ou intempéricos.

Vale a pena ressaltar que as seções delgadas dos arenitos do Grupo Areado analisadas ao microscópico óptico não apresentaram minerais de fosfato. Os difratogramas referentes ao material desses arenitos também não revelaram picos de minerais de fosfato. Essas evidências sugerem que os arenitos do Grupo Areado não poderiam ser a fonte de fosfato para a sequência vulcanoclástica.

Além dos elevados teores de fosfato, as injeções clásticas, também são enriquecidas em elementos terras raras, com exceção do Ce que apresenta uma anomalia negativa. Esse enriquecimento é atribuído, possivelmente, aos processos intempéricos ou hidrotermais ocorridos na região sob condições de pH básico, que permitiram a precipitação dos ETR<sup>3+</sup> e a mobilidade do Ce<sup>4+</sup> (Cotten *et al.*, 1995; Patino *et al.*, 2003; Seto & Akagi, 2008).

## 9.7 - MICROVEIOS

Os microveios de coloração esbranquiçada que cortam a sequência vulcanoclástica (brechas e lapillitos) e, também, os diques/*sills* clásticos são constituídos por um material de granulometria muito fina e a identificação de sua composição mineralógica foi feita por difratometria de raios x, que revelou a presença de fluorapatita, gorceixita, wavellita, illita e esmectitas. Estes microveios formaram-se em uma fase posterior à das injeções clásticas, visto que os mesmos cortam tanto a sequência vulcanoclástica, quanto os diques e *sills* clásticos. Os teores de fosfato obtidos por fluorescência de raios x nesse material chegam a atingir 19,71%, que são atribuídos à presença de minerais de fosfato (fluorapatita, gorceixita e wavellita). As observações de campo associadas com os dados petrográficos, mineralógicos e geoquímicos sugerem uma remobilização de  $P_2O_5$  das rochas vulcanoclásticas e das injeções clásticas para os microveios.

Da mesma forma que a matriz das brechas e as injeções clásticas, os microveios apresentam-se, também, enriquecidos em elementos terras raras e exibem uma anomalia negativa de Ce. Como já reportado nas discussões acima, o enriquecimento em ETR trivalentes ocorre em meio básico por processos de intemperismo (Cotten *et al.*, 1995; Patino *et al.*, 2003; Seto & Akagi, 2008).



## 9.8 – EVOLUÇÃO GEOLÓGICA

Com base nos estudos mineralógicos, petrográficos, de química mineral, litogeoquímicos e nas observações de campo apresentadas nesta dissertação, sugere-se um modelo para a evolução geológica na região estudada (Figura 9.1), que culminou com a ascensão de injeções clásticas e remobilização de fosfato das rochas vulcanoclásticas.

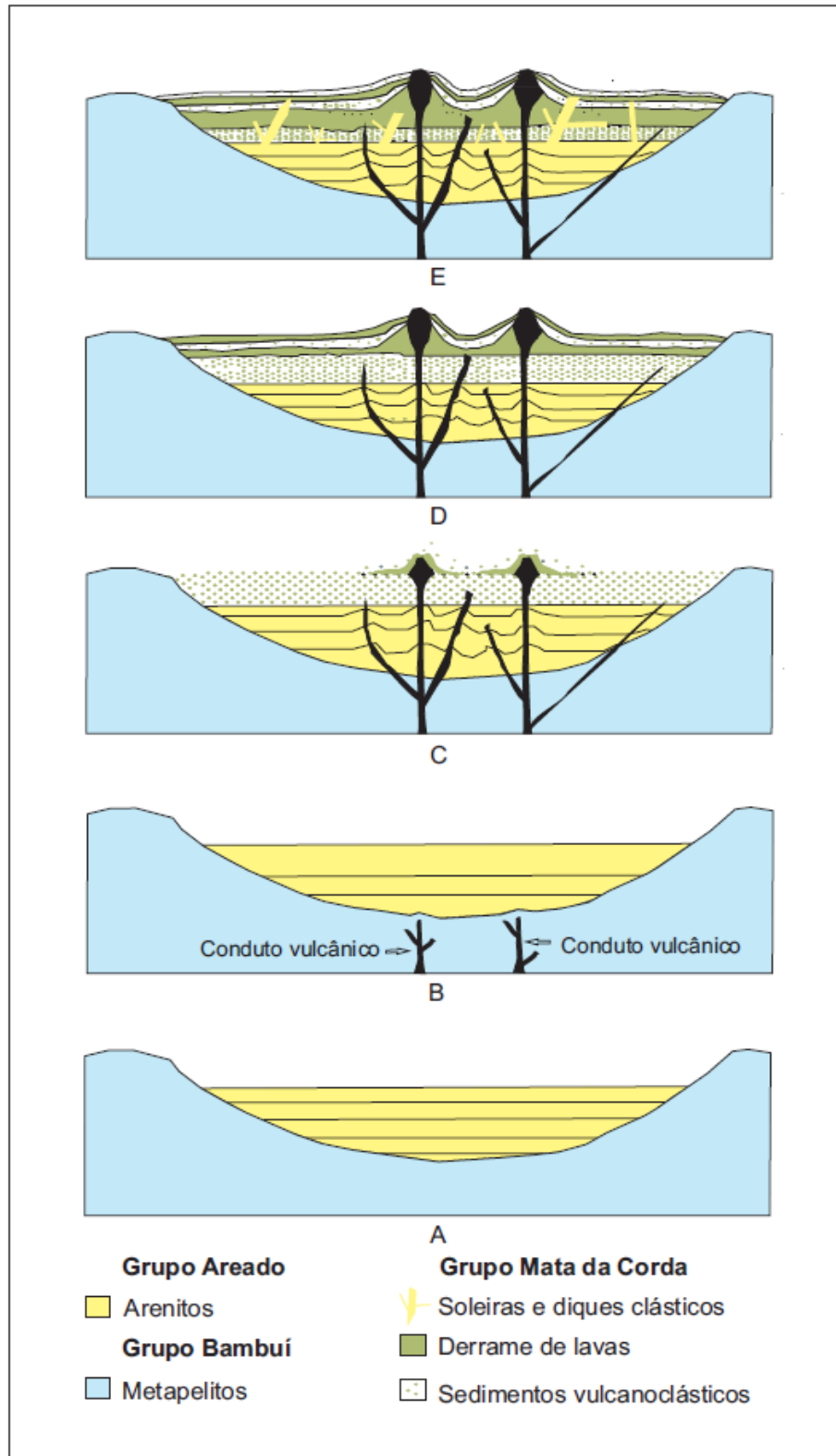
O soerguimento do Arco do Alto Paranaíba, ocorrido no Neocretáceo, influenciou a evolução tectônica e estratigráfica da Bacia Sanfranciscana (Hasui *et al.*, 1975). Durante o Cretáceo Superior houve a ascensão de magma do manto em direção à crosta (Almeida, 1971), que propiciou derrames de lavas e fluxos piroclásticos sobre os sedimentos inconsolidados do Grupo Areado. Nesse período, as atividades sísmicas e tectônicas ocasionadas pela intrusão e extrusão de magma deformaram as rochas do Grupo Areado nas proximidades com condutos vulcânicos.

A atividade sísmica relacionada ao vulcanismo pode ter sido a fonte de energia que induziu os processos de liquefação e fluidização dos sedimentos inconsolidados da porção superior do Grupo Areado. A injeção de material clástico associado a uma fase fluida, ao longo de fraturas e/ou zonas de fraquezas das rochas vulcanoclásticas recém depositadas, condicionou, provavelmente, a remobilização do fosfato das brechas piroclásticas tanto para as soleiras/diques clásticos, como para as fraturas. É importante salientar que a ocorrência das injeções clásticas é restrita à base do Grupo Mata da Corda e, portanto, o controle da mineralização está intimamente relacionado à injeção do material clástico na porção basal da referida unidade.

## 9.9 – CONCLUSÕES

Os fatos relatados neste trabalho sugerem que os elevados teores de fosfato encontrados nas rochas vulcanoclásticas (brechas da Fácies A) nas regiões de Patos de Minas e Presidente Olegário são restritos à base da sequência vulcanoclástica do Grupo Mata da Corda, onde há a ocorrência de injeções clásticas e microveios ricos em  $P_2O_5$ . Na parte superior dessa sequência, as brechas (fácies C e D) apresentam-se silicificadas e com conteúdo relativamente baixo de  $P_2O_5$ , consistindo, portanto, em nível não mineralizado. Provavelmente, as brechas da Fácies A eram pré-enriquecidas em  $P_2O_5$  e os processos hidrotermais ou intempéricos culminaram com o enriquecimento dessas rochas em  $P_2O_5$ .

Os uganditos e mafuritos estudados não apresentam enriquecimento significativo de  $P_2O_5$  e sua distribuição na área de estudo é bem restrita quando comparados com as rochas vulcanoclásticas (brechas e lapillitos).



**Figura 9.1** – Modelo esquemático proposto para a evolução geológica da área estudada. A) A porção superior do Grupo Areado apresenta sedimentos inconsolidados. B) Formação de condutos vulcânicos. C) Os arenitos do Grupo Areado próximos aos condutos vulcânicos são deformados e lavas e piroclastos começam a ser depositados sobre os sedimentos do Areado. D) As rochas vulcanoclásticas recém depositadas compactam os sedimentos arenosos. E) A atividade sísmica, provavelmente, induz os processos de liquefação e fluidização, que culmina com a injeção de material clástico ao longo das fraturas.

É importante ressaltar que a caracterização das soleiras e diques clásticos encaixados na sequência vulcanoclástica (brechas e lapillitos) do Grupo Mata da Corda é descrita pela primeira vez na literatura. A ascensão desse material clástico associado à fase fluida, possivelmente, possibilitou a remobilização de  $P_2O_5$  das rochas vulcanoclásticas.

O enriquecimento das brechas, injeções clásticas e microveios em elementos terras raras é atribuído, possivelmente, aos processos de intemperismo ou hidrotermais (Cotten *et al.*, 1995; Seto & Akagi, 2008) ocorridos na região desde o Cretáceo. Provavelmente, soluções ácidas promoveram a mobilidade de  $ETR^{3+}$  das rochas portadoras de tais elementos e a partir da mudança das condições físico-químicas, houve a precipitação dos  $ETR^{3+}$  na matriz das brechas, nas injeções clásticas e nos microveios.

## Referências

---

- Alkmim F. F. & Martins-Neto M. A. 2001. A bacia intracratônica do São Francisco: arcabouço estrutural e cenários evolutivos. In: Pinto C. P. & Martins-Neto M. A (Eds). *Bacia do São Francisco – Geologia e Recursos Naturais*. Belo Horizonte, SBG-MG, 9-30p.
- Almeida F. F. M. 1967. Origem e evolução da plataforma brasileira. Rio de Janeiro, Div. Geol. Min. DNPM. 36p. (Boletim. 241).
- Almeida F. F. M. 1969. Diferenciação tectônica da Plataforma Brasileira. In: Congr. Bras. Geol., 23, Salvador, *Anais*, 1:29-46.
- Almeida F. F. M. 1971. Condicionamento tectônico do magmatismo alcalino mesozóico do sul do Brasil e do Paraguai oriental. *Anais Acad. Bras. Ciên.*, 43(4):835-836.
- Almeida F. F. M. 1983. Relações tectônicas das rochas alcalinas mesozóicas da região meridional da Plataforma Sul-Americana. *Rev. Bras. Geoc.* 13(3):139-158.
- Amaral A. J. R. 1997. Geologia do Fosfato. In: Schobbenhaus C., Queiroz E. T., Coelho, C. E. S. (ed.) *Principais Depósitos Minerais do Brasil*. Brasília, DNPM, v. IV, parte C, 3-16p.
- Babinski M., Vieira L. C., Trindade R. I. F. 2007. Direct dating of the Sete Lagoas cap carbonate (Bambuí Group, Brazil) and implications for the Neoproterozoic glacial events. *Terra Nova*, 19: 401-406.
- Barbosa O. 1965. Geologia econômica e aplicada a uma parte do planalto central brasileiro. In: Congr. Bras. Geol., 19, Rio de Janeiro, *Anais*, 11p.
- Barbosa O., Braun O. P. G., Dyer R. C., Cunha C. A. B. R. 1970. *Geologia da região do Triângulo Mineiro*. Rio de Janeiro, Div. Geol. Min. DNPM. 140p. (Boletim. 136).
- Bergman S. C. 1987. Lamproites and other potassium-rich igneous rocks: a review of their occurrence, mineralogy and geochemistry. In: J. G. Fitton & B. G. J. Upton (Eds). *Alkaline igneous rocks*. Special Publication of the Geological Society of London 30, 103-190.
- Biondi J. C. 2003. *Processos Metalogenéticos e os Depósitos Minerais Brasileiros*. São Paulo, Oficina de Textos, 528p.
- Bizzi L. A., Smith C. B., Meyer H. O. A, Armstrong R., De Wit M. J. 1991. Mesozoic kimberlites and related rocks in southwestern São Francisco Craton, Brazil: a case for local mantle reservoirs and their interaction. In: Intern. Kimb. Conf., 5, Araxá, *Anais*, 156-171.
- Bizzi L. A., De Wit M. J., Smith C. B., Mc Donald I. 1995. Heterogeneous enriched mantle and Dupal type magmatism along SW margin of Sao Francisco Craton, Brazil. *Jour. Geod.*, 20(4):469-491.
- Blatt H. 1982. *Sedimentary Petrology*. New York, Freeman and Co.564p.
- Borges A. J. & Drews M. G. P. 2001. Características magnetométricas da Bacia do São Francisco em Minas Gerais. In: Pinto C. P. & Martins-Neto M. A (Eds). *Bacia do São Francisco – Geologia e Recursos Naturais*. Belo Horizonte, SBG-MG, 55-66p
- Boari E. & Conticelli S. 2007. Mineralogy and petrology of associated Mg-rich ultrapotassic, shoshonitic, and calc-alkaline rocks: the middle Latin Valley monogenetic volcanos, Roman Magmatic Province, southern Italy. *Can. Min.*, 45: 1443-1469.
- Bosum W. 1973. O levantamento aeromagnético de Minas Gerais e Espírito Santo e sua sequência quanto a estrutura geológica. *Rev. Bras. Geoc.* 3(3):149-159.
- Bowen N. L. & Ellestad R. B. 1937. Leucite and pseudoleucite. *Am. Min.*, 22(5):409-415.
- Branco J. J. R. & Costa M. T. 1961. Roteiro da excursão Belo Horizonte–Brasília. In: Congr. Bras. Geol., 14, Belo Horizonte, *Roteiro da Excursões*, (15): 6-10.
- Brod J. A., Gibson A. A., Thompson R. N., Junqueira-Brod T. C., Seer H. J., Moraes L. C., Boaventura G. R. 2000. The kamafugite-carbonatite- association in the Alto Paranaíba Igneous Province (APIP) southeastern Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, 30(3):408-412.

- Brod J. A., Gaspar J. C., Araújo D. P., Gibson S. A., Thompson R. N., Junqueira-Brod T. C. 2001. Phlogopite and tetra-ferriphlogopite from Brazilian carbonatite complexes: petrogenetic constraints and implications for mineral-chemistry systematics. *Jour. Asian Earth Sciences*. **19**:265-296.
- Caetano-Chang M. R. & Tai W. F. 2003. Diagênese de arenitos da Formação Pirambóia no centro-leste paulista. *Geoc.* **22**:33-39.
- Campos J. E. G. 1992. *A glaciação Permo-Carbonífera nas regiões de Canabrava e Santa Fé de Minas/MG*. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Dissertação de Mestrado, 104p.
- Campos J. E. G. & Dardenne M. A. 1997a. Estratigrafia e sedimentação da Bacia Sanfranciscana: uma revisão. *Rev. Bras. Geoc.*, **27**(3):269-282.
- Campos J. E. G. & Dardenne M. A. 1997b. Origem e evolução tectônica da Bacia Sanfranciscana. *Rev. Bras. Geoc.* **27**(3):283-294.
- Castro P. T. A. & Dardenne M. A. 1995. O conglomerado Samburá (Grupo Bambuí, Neoproterozóico) e rochas sedimentares associadas no flanco leste da Serra da Pimenta, SW de Minas Gerais: um sistema de fan-delta. *Geonomos.*, **3**(2):35-41.
- Castro P. T. A. & Dardenne M. A. 2000. The sedimentology, stratigraphy and tectonic context of the São Francisco Supergroup at the southeast boundary of the São Francisco Craton, Brazil. *Rev. Bras. Geoc.* **30**(3):439-441.
- Chiavegatto J. R. S. 1992. *Análise estratigráfica das sequências tempestíticas da Formação Três Marias (Proterozóico Superior), na porção meridional da Bacia do São Francisco*. Departamento de Geologia, Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, Dissertação de Mestrado, 217 p.
- Correia Neves J. M., Cardoso R. N., Brichta A. 1976. Geologia e mineralogia de depósitos de wavellita e turquesa da região de Conselheiro Mata, Diamantina – Minas Gerais. In: Congr. Bras. Geol., 29, Ouro Preto, *Anais*, **3**:207-220.
- Costa M. T. & Grossi Sad J. H. 1968. O Cretáceo em Minas Gerais. In: Congr. Bras. Geol., 22, Belo Horizonte. *Resumo das Comunicações*, 23-36.
- Cotten J., Le Dez A., Bau M., Caroff M., Maury R. C., Dulski P., Fourcade S., Bohn M., Brousse R. 1995. Origin of anomalous rare-earth element and yttrium enrichments in subaerially exposed basalts: Evidence from French Polynesia. *Chem. Geol.*, **119**:115-138.
- Dawson J. B. 1980. *Kimberlites and their xenoliths*. Springer, Berlin. 324p.
- Dardenne M. A. 2000. The Brasilia Fold Belt. In: Cordani U. G., Milani, E. J., Thomas Filho A., Campos D. A. (Org). *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, 231-263.
- Deans T. 1966. Economic mineralogy of African Carbonatites. In: O. F. Tuttle & J. Gittins (eds). *Carbonatites*. New York, London, Sydney, John Wiley & Sons, 385-416.
- Deer W. A.; Howie R. A., Zussman J. 2010. *Minerais constituintes das rochas: uma introdução*. Lisboa, Fundação Calouste Gulbenkian. 728p.
- De Ros L. F. 1985. *Petrologia e características de reservatório da Formação Sergi (Jurássico) no campo de Sesmaria, Bacia do Recôncavo, Brasil*. Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, Dissertação de Mestrado, 186p.
- Ferrari C. V. 2000. *Fosfatos primários e secundários nos perfis de intemperismo sobre os maciços alcalino-carbonatíticos de Juquiá (SP), Anitápolos (SC) e Tapira (MG)*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 208 p.
- Fischer R. V. & Schmincke H. U. 1984. *Pyroclastic rocks*. Springer-Verlag, New York, 472p.
- Foley S. F., Venturelli G., Green D. H., Toscani L. 1987. The ultrapotassic rocks: characteristics, classification, and constraints for petrogenetic models. *Earth Scienc. Rev.* **24**:81-134.
- Folk R. L. 1968. *Petrology of sedimentary rocks*. Austin: Hemphill's, 182p.
- Fragoso D. G. C., Suckau G. L., Guerzoni H. T. G., Sanglard J. C. D., Faria P. H., Uhlein A. 2011. *Projeto Alto Paranaíba. Folha Presidente Olegário, SE-23-Y-B-I. Escala 1:100.000*. Belo Horizonte, CODEMIG/UFMG, 619p.

- Fragoso D. G. C., Uhlein A., Sanglard J. C. D., Suckau G. L., Guerzoni H. T. G., Faria P. H. 2011. Geologia dos grupos Bambuí, Areado e Mata da Corda na Folha Presidente Olegário (1:100.000), MG: Registro deposicional do Neoproterozóico ao Neocretáceo da Bacia do São Francisco. *Geonomos*, **19**(1):28-38.
- Fuck R. A., Jardim de Sá E. F., Pimentel M. M., Dardenne M. A., Soares A. C. P. 1993. As faixas de dobramentos marginais do Cráton do São Francisco: síntese dos conhecimentos. In: Dominguez J. M. L. & Misi A. (Eds.). *O Cráton do São Francisco*. Salvador, SBG-SGM-CNPq, p.161-185.
- Gibson S. A., Thompson R. N., Leonardos O. H., Dickin A. P., Mitchell J. G. 1995. The late Cretaceous impact of the Trindade mantle plume – evidence from large-volume, mafic, potassic magmatism in SE Brazil. *Jour. Petr.*, **36**(1):189-229.
- Gibson S. A., Thompson R. N., Weska R. K., Dickin A. P., Leonardos O. H. 1997. Late Cretaceous rift-related upwelling and melting of the Trindade starting mantle plume head beneath western Brazil. *Contrib. Mineral. Petr.*, **126**:303-314.
- Gonzaga G. M. & Tompkins L. A. 1991. Geologia do diamante. In: Schobbenhaus C., Queiroz E. T., Coelho C. E. S. (Coords). *Principais Depósitos Minerais do Brasil: Gemas e Rochas Ornamentais*. Brasília, DNPM/CPRM, 53-116p.
- Greene-Kelly R. 1953. The identification of montmorillonoids in clays. *Jour. of Soil Science*, **4**:233-237.
- Greiffo W., Hermann K., Müller G., Strauss W. 1984. Sr-gorceixite, a weathering product in rich iron ores from the Córrego do Feijão Mine, Minas Gerais, Brazil. *Contrib. Mineral. Petrology*, **87**(4):418-419.
- Grossi Sad, J. H., Cardoso R. N., Costa M. T. 1971. Formações cretácicas em Minas Gerais: uma revisão. *Rev. Bras. Geoc.*, **1**(1):2-13.
- Guimarães E. M. 1997. *Estudos de proveniência e diagênese com ênfase na caracterização dos filossilicatos dos grupos Paranoá e Bambuí, na região de Bezerra-Cabeceiras (GO)*. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Tese de Doutorado, 269p.
- Hasui Y. & Cordani U. G. 1968. Idades Potássio-Argônio de rochas eruptivas mesozóicas do oeste mineiro e sul de Goiás. In: Cong. Bras. Geol., 22, Belo Horizonte. *Anais*. **1**:139-143.
- Hasui Y., Sadowski G. R., Suguio K., Fuck G. F. 1975. The Phanerozoic tectonic evolution of the western Minas Gerais state. *Anais Acad. Bras. Ciên.*, **47**(3/4):431-438.
- Holmes A. 1950. Petrogenesis of katungite and its associates. *Am. Miner.* **35**:772-792.
- Jolly R. J. H. & Lonergan L. 2002. Mechanisms and controls on the formation of sand intrusions. *Jour. Geol. Soc.*, **159**:605-617.
- Junqueira-Brod T. C., Roig H. L., Gaspar J. C., Brod J. A., Meneses P. R. 2002. A Província Alcalina de Goiás e a extensão do seu vulcanismo kamafugítico. *Rev. Bras. Geoc.*, **32**(4):559-566.
- Kattah S. S. 1991. *Análise faciológica e estratigráfica do Jurássico Superior/Cretácio Inferior na porção meridional da Bacia Sanfranciscana, oeste do estado de Minas Gerais*. Departamento de Geologia, Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, Dissertação de Mestrado, 127 p.
- Kirkley M. B., Gurney J. J., Otter M. L., Hill S. J., Daniels L. R. 1991. The application of C isotope measurements to the identification of the sources of C in diamonds: a review. *Appl. Geoc.*, **6**(5):477-494.
- Ladeira E. A., Braun O. P. G., Cardoso R. N., Hasui Y. 1971. O Cretáceo em Minas Gerais. In: Congr. Bras. Geol., 25, São Paulo, *Anais*, **1**:15-31.
- Lara R. 2010. Comunicação verbal. Terrativa Minerais S.A.
- Lavecchia G., Stoppa F., Creati N. 2006. Carbonatites and kamafugites in Italy: mantle-derived rocks that challenge subduction. *Geoph.* **49**(1):389-402.
- Le Maitre R. W. 2002. *Igneous rocks: A classification an glossary of terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks*. Cambridge, Cambridge University Press, 236p.
- Lima O. N. B., Uhlein A., Britto W. 2007. Estratigrafia do Grupo Bambuí na Serra da Saudade e geologia do depósito fosfático de Cedro do Abaeté, Minas Gerais. *Rev. Bras. Geoc.*, **37**(4):204-215.
- Lisboa M. A. R. 1906. Ocorrência de seixos facetados no Planalto Central do Brasil. *Anais Escola de Minas Ouro Preto*, **8**:25-74.

- Lottermoser B. G. 1990. Rare-earth element mineralization with laterite, Western, Australia. *Lithos*, **24**(2):151-67.
- Marshall D. J. 1988. *Cathodoluminescence of geological materials*. Winchester, Allen & Unwin Inc. 146p.
- Melfi A. J., Piccirillo E. M., Nardy A. J. R. 1988. Geological and magmatic aspects of the Paraná basin: an introduction. In: Piccirillo E. M. & Melfi A. J. (coord). *The Mesozoic flood volcanism from the Paraná Basin (Brazil): petrogenetic and geophysical aspects*. São Paulo, Edusp, p.1-13.
- Mckie D. 1962. Goyazite and florencite from two African carbonatites. *Min. Mag.*, **33**:281-297.
- Mills P. C. 1983. Genesis and diagnostic value of soft-sediment deformation structures – a review. *Sed. Geol.*, **35**(2):83-104.
- Mitchell R. H. 1970. Kimberlite and related rocks – a critical re-appraisal. *Jour. Geol.* **78**:686-704.
- Mitchell R. H. 1986. *Kimberlites – mineralogy, geochemistry, and petrology*. New York and London, Plenum Press. 442p.
- Mitchell R. H. 1989. Aspects of the petrology of kimberlites and lamproites: some definitions and distinctions. In: Ross J., Jaques A. L., Ferguson J., Green D. H., O'Reilly S. Y., Danchin R. V., Janse A. J. A. (eds) *Kimberlites and related rocks: their composition, occurrence origin and emplacement*. Geological Society of Australia, special publication, 7-45.
- Mitchell R. H. & Bergman S. C. 1991. *Petrology of lamproites*. New York, London, Plenum Press. 447p.
- Moraes L. C., Seer H. J., Fogaça A. C. C., Sgarbi P. B. A., Sgarbi G. N. C. 1986. Geologia das unidades cretácicas da área compreendida entre Lagoa Formosa e Carmo do Paranaíba - MG. In: Congr. Bras. Geol., 34, Goiânia, *Anais*, **1**:337-344.
- Moraes L. C., Seer H. J., Kattah S. S. 1987. Aspectos petroquímicos das rochas vulcânicas alcalinas cretácicas da porção meridional da Bacia Sanfranciscana, MG. In: Cong. Bras. Geol., 1, Porto Alegre. *Anais*. **1**:315-323.
- Morinoto N. 1988. Nomenclature of pyroxenes. *Min. Mag.* **52**:535-550.
- Oliveira E. P. 1881. Exploração das minas de galena, ribeirão do Chumbo, afluente do Abaeté. *Anais Escola Minas Ouro Preto*, **1**:39-105.
- Oliveira I. W. B., Sachs L. L. B., Silva V. A., Batista L. H. 2004. Folha SE.23-Belo Horizonte. In: Schobbenhaus C., Gonçalves J. H., Santos J. O. S., Abram M. B., Leão Neto R., Matos G. M. M., Vidotti R. M., Ramos M. A. B., Jesus J. D. A. (Eds.). *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo: Sistema de Informações Geográficas-SIG e 46 folhas na escala 1:1.000.000*. Brasília, CPRM, 41 CD-ROM's.
- Patino L. C., Velbel M. A., Price J. R., Wade J. A. 2003. Trace element mobility during spheroidal weathering of basalts and andesites in Hawaii and Guatemala. *Chem. Geol.*, **202**(3-4):343-364.
- Peccerillo A., Poli G., Serri G. 1988. Petrogenesis of orenditic and kamafugitic rocks from central Italy. *Can. Min.* **26**:45-65.
- Pereira R. M. 2003. *Fundamentos de prospecção mineral*. Rio de Janeiro, Editora Interciência. 168p.
- Perinotto J. A. J., Etchebehere M. L. C., Simões L. S. A., Zanardo A. 2008. Diques clásticos na Formação Corumbataí (P) no nordeste da bacia do Paraná, SP: análise sistemática e significações estratigráficas, sedimentológicas e tectônicas. *Geoc.*, **27**(4):469-491.
- Petrelli M., Poli G., Perugini D., Peccerillo A. 2005. Petrograph: a new software to visualize, model, and present geochemical data in igneous petrology. *Geoc. Geop. Geos.*, **6**:1-15.
- Prider R.T. & Cole W.F. 1942. The alteration products of olivine and leucite in the Leucite-Lamproite from the West Kimberley Area, Western Australia. *Amer. Min.*, **27**:373-304.
- Richard L. R. 1995. Minpet Software. Mineralogical and Petrological data processing system. Versão 2.02.
- Rimann E. 1917. A Kimberlita no Brasil. *Anais Escola de Minas Ouro Preto*, **15**:27-32.
- Rodrigues J. B. 2008. *Proveniência de sedimentos dos grupos Canastra, Ibiá, Vazante e Bambuí – Um estudo de zircões detríticos e Idades Modelo Sm-Nd*. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Tese de Doutorado, 128p.
- Rodrigues N., Cobbold P. R., Løsteth H. 2009. Physical modelling of sand injectites. *Tectonophysic*, **474**:610-632.

- Rosales-Domínguez M. C., Grajales-Nishimura J. M., Carreño A. L. 2005. Foraminíferos planctônicos em diques clásticos injectados em la secuencia miocénica del borde occidental de la Cuenca Salina del Istmo. *Rev. Mex. Cienc. Geol.*, **22**(3):419-428.
- Sahama T. G. 1974. Potassium-rich alkaline rocks. In: H. Sorensen (ed.). *The alkaline rocks*. London, New York, Sydney, Toronto, John Wiley & Sons, 96-108.
- Sawato E. Y. 1995. *Estruturação da porção meridional da bacia Alto Sanfranciscana – Cretáceo do oeste de Minas Gerais*. Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, Dissertação de Mestrado, 127p.
- Scorza F. P. & Santos R. S. 1955. Ocorrência de folhelho fossilífero Cretácico no município de Presidente Olegário, Minas Gerais. Rio de Janeiro, Div. Geol. Min. DNPM. 27p. (Boletim. 155).
- Scott B. & Price S. 1988. Earthquake-induced structures in young sediments. *Tectonophysics*, **147**(1-2):165-170.
- Seer H. J. & Moraes L. C. 1988. Estudo petrográfico das rochas ígneas alcalinas da região de Lagoa Formosa, MG. *Rev. Bras. Geoc.*, **18**(2):134-140.
- Seer H. J., Moraes L. C., Fogaça A. C. C. 1989. Roteiro Geológico para a Região de Lagoa Formosa – Chumbo – Carmo do Paranaíba – MG. Belo Horizonte: SBG/MG. 58p
- Seto M.A. & Akagi T. 2008. Chemical condition for the appearance of a negative Ce anomaly in stream waters and groundwaters. *Geochem. Jour.*, **42**:371-380.
- Sgarbi G. N. C. 1989. *Geologia da Formação Areado. Cretáceo Inferior a Médio da Bacia Sanfranciscana, Oeste do Estado de Minas Gerais*. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Dissertação de Mestrado, 324p.
- Sgarbi G. N. C. 1991. Arenitos eólicos da Formação Areado (Bacia Cretácea do São Francisco): caracterização, diagênese e aspectos químicos. *Rev. Bras. Geoc.* **21**(4):342-354.
- Sgarbi G. N. C. & Dardenne M. A. 1997. Evolução climática do Gondwana nas regiões centro-sul do Brasil e seus registros geológicos continentais durante o Mesozóico, enfatizando o arco do Alto Paranaíba, a borda NNE da Bacia do Paraná e a porção meridional da Bacia Sanfranciscana, no oeste do estado de Minas Gerais. *Geonomos.* **4**(1):21-49.
- Sgarbi G. N. C., Sgarbi P. B. A., Campos J. E., Dardenne M. A., Penha U. C. 2001. Bacia Sanfranciscana: o registro fanerozóico da Bacia do São Francisco. In: Pinto C. P. & Martins-Neto M. A. *Bacia do São Francisco – Geologia e Recursos Naturais*. Belo Horizonte, SBG-MG, 93-138p.
- Sgarbi P. B. A. 1998. *Mineralogia e petrologia dos kamafugitos da região de Santo Antônio da Barra, sudoeste de Goiás*. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, Tese de doutoramento, 227p.
- Sgarbi P. B. A. & Gaspar J. C. 2002. Geochemistry of Santo Antônio da Barra Kamafugites, Goiás, Brazil. *Jour. South Amer. Earth Scienc.*, **14**:889-901.
- Sgarbi P. B. A. & Valença J. G. 1993. Kalsilite in Brazilian kamafugitic rocks. *Mineral. Mag.*, **57**:165-171.
- Sgarbi P. B. A. & Valença J. G. 1995. Mineral and rock chemistry of Mata da Corda kamafugitic rocks (MG State, Brazil). *Ann. Acad. Bras. Sci.*, **27**(2):257-269.
- Sgarbi P. B. A., Clayton R. N., Mayeda T. K., Caspar J. C. 1998. Oxygen isotope thermometry of Brazilian potassic volcanic rocks of kamafugitic affinities. *Chem. Geol.*, **146**(3):115-126.
- Sgarbi P. B. A., Gaspar J. C., Valença J. G. 2000. Brazilian kamafugites. *Rev. Bras. Geoc.*, **30**(3):417-420.
- Sgarbi P. B. A., Heaman L. M., Gaspar J. C. 2004. U-Pb perovskite ages for brazilian kamafugitic rocks: further support for a temporal link to a mantle plume hotspot track. *Jour. South Amer. Earth Scienc.*, **16**:715-724.
- Simkin T. & Smith J. V. 1970. Minor-element distribution in olivine. *Jour. Geol.*, **78**(3):304-325.
- Skinner E. M. W. & Clement C. R. 1979. Mineralogical classification of Southern African kimberlites. In: Boyd F. R. & Meyer H. O. A. (Eds). *Kimberlites, Diatremes and Diamonds: Their Geology, Petrology and Geochemistry*. American Geophysical Union, Washington, D. C. 129-139p.
- Slansky M. 1986. *Geology of sedimentary phosphates*. London: North Oxford Academic, 210p.
- Smith C. B. 1983. Pb, Sr and Nd isotopic evidence for sources of African Cretaceous Kimberlite. *Nat.*, **304**:51-54.
- Smith C. B., Gurney J. J., Skinner E. M. W., Clement C. R., Ebrahim N. 1985. Geochemical character of southern African kimberlites: a new approach based upon isotopic constraints. *Trans. Geol. Soc. S. Afr.*, **88**:267-280.



- Melo, M. G., 2012. A origem do fosfato nas rochas vulcânicas e vulcanoclásticas... ..
- Stoppa F. & Cundari A. 1998. Origin and multiple crystallization of the kamafugite-carbonatite association: the San Venanzo-Pian di Celle occurrence (Umbria, Italy). *Min. Mag.* **62**(2):273-289.
- Stoppa F., Sharygin V. V., Cundari A. 1997. New mineral data from the kamafugite-carbonatite association: the melilitolite from Pian de Celle, Italy. *Min. and Petr.*, **61**(1):27-45.
- Stoppa F., Woolley A. R., Cundari A. 2002. Extension of the melilite-carbonatite province in the Apennines of Italy: the kamafugite of Grotta del Cervo, Abruzzo. *Min. Mag.*, **66**(4):555-574.
- Suguio K. 2003. *Geologia sedimentar*. São Paulo, Editora Edgar Blucher. 400p.
- Sun S. S. & McDonough W. F. 1989. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes. In: A. D. Saunders & M. J. Norry (ed.) *Magmatism in the Ocean Basins*. Geol. Soc. London, **42**:313-345.
- Svensen H., Aarnes I., Podladchikov Y. Y., Jettestuen E., Harstad C. H., Planke S. 2010. Sandstone dikes in dolerite sills: evidence for high-pressure gradients and sediment mobilization during solidification of magmatic sheet intrusions in sedimentary basins. *Geosp.* **6**(3):211-224.
- Taylor M., Smith R.W., Ahler B.A. 1984. Gorceixite in topaz greisen assemblage, Silvermine area, Missouri. *Amer. Miner.* **69**(9-10):984-986.
- Toledo M. C. M. 1999. Os fosfatos aluminosos da série da crandallita – uma revisão. *Rev. Inst. Geol.*, **20**(1-2):49-63.
- Toledo M. C. M., Lenharo A. L. R., Ferrari V. C., Fontan F., De Parseval P., Leroy G. 2004. The compositional evolution of apatite in the weathering profile of the Catalão I Alkaline-carbonatitic Complex, Goiás, Brazil. *Can. Min.* **42**:1139-1158.
- Thorson R., Clayton W. S., Seeber L. 1986. Geologic evidence for a large prehistoric earthquake in eastern Connecticut. *Geol.* **14**(6):463-467.
- Tröger W.E. 1969. *Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale*, Stuttgart. E. Schweizerbarts'che Verlagsbuchhandlung. Teil 2, Textband. 822 p.
- Turra B. B. 2009. *Diques clásticos da Formação Corumbataí, bacia do Paraná, no contexto da tectônica permotriássica do Gondwana Ocidental*. Universidade de São Paulo, São Paulo, Dissertação de Mestrado, 96p.
- Uhlein G. J. & Carvalho J. F. M. G. 2011. *Geologia da Formação Carrancas, Grupo Bambuí, a Leste de Pitangui e Sul de Sete Lagoas, MG*. Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, Trabalho Geológico de Graduação, 141p.
- Valença J. G. & Edgar A. D. 1979. Pseudoleucites from Rio de Janeiro state, Brazil. *Am. Min.*, **64**:733-735.
- Viladkar S. G. 2010. The origin of pseudoleucite in Tinguaitite, Ghorri, India: a re-evaluation. *Petrology*, **18**(5):544–554.
- Xuehu Y., Zhidan Z., Xuanxue M., Shangguo S., Dequin Z., Yonglei W. 2003. The petrological and mineralogical characteristics of Cenozoic kamafugite and carbonatite association in west Qiling, Gansu province: China. *Periodico di Mineralogia*, **72**:161:179.
- Walker G. F. 1958. Reactions of expanding lattice clay minerals with glycerol and ethylene glycol. *Clay Min. Bull.*, **3**:302.
- Wernick E. 2004. *Rochas magmáticas: conceitos fundamentais e classificação modal, química, termodinâmica e tectônica*. São Paulo, Editora UNESP. 656p.
- Whitney D. L. & Evans B. W. 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *Am. Min.* **95**:185-187.
- Williams D. M. 1976. Clastic dykes from the Precambrian Porsangerfjord Group, North Norway. *Geol. Mag.* **113**(2):169-176.
- Winter J. D. 2010. Continental Alkaline Magmatism. In: J. D. Winter (ed.). *Principles of igneous and metamorphic petrology*. New Jersey, Pearson Education, 397-444.
- Woolley A. R., Bergman S. C., Edgar A. D., Le Bas M. J., Mitchell R. H., Rock N. M. S., Scott Smith B. H. 1996. Classification of lamprophyres, lamproites, kimberlites, and the kalsilitic, melilitic, and leucitic rocks. *Can. Min.*, **34**(2):175-186.
- Woolley A. R. & Kempe D. R. C. 1989. Carbonatites: nomenclature, average chemical compositions, and element distribution. In: Bell K (ed.) *Carbonatites: genesis and evolution*. London, Unwin Hyman, 1-14.

Sites visitados:

[www.dnpm.gov.br](http://www.dnpm.gov.br) acesso em abril de 2012

[www.geominas.mg.gov.br](http://www.geominas.mg.gov.br) acesso em outubro de 2010

[www.mindat.org/min-3166.html](http://www.mindat.org/min-3166.html) acesso em junho de 2012

[http://serc.carleton.edu/research\\_education/equilibria/mineralformulaerecalculation.html](http://serc.carleton.edu/research_education/equilibria/mineralformulaerecalculation.html) (*Mineral Formulae recalculation Spread Sheets*) acesso em junho de 2012

[http://minerva.union.edu/hollochkc\\_petrology/norms.htm](http://minerva.union.edu/hollochkc_petrology/norms.htm) (*Excel spread sheet program*) acesso em maio de 2012

Melo, M. G., 2012. A origem do fosfato nas rochas vulcânicas e vulcanoclásticas... ..

## Apêndices

---

**Anexo 1** – Tabela de pontos



Anexo 1 – Tabela de pontos

Pontos	UTMX	UTMY	Altitude (m)	Litotipo(s)	Grupo(s)
MC-01	329372	7951948	919	Brecha	Mata da Corda
MC-02	326407	7946463	934	Brecha e lapillito	Mata da Corda
MC-03	327305	7946748	949	Lapillito	Mata da Corda
MC-04	327597	7946965	970	Ugandito	Mata da Corda
MC-05	330233	7945719	980	Brecha e lapillito	Mata da Corda
MC-06	351051	7965543	944	Brecha, lapillito e injeções clásticas	Mata da Corda
MC-07	350865	7965617	947	Arenito e brecha	Areado e Mata da Corda
MC-08	346592	7960367	920	Arenito e brecha	Areado e Mata da Corda
MC-09	346073	7960331	926	Arenito e brecha	Areado e Mata da Corda
MC-10	349153	7961725	966	Arenito e lapillito	Areado e Mata da Corda
MC-11	349492	7960898	935	Arenito e lapillito	Areado e Mata da Corda
MC-12	327696	7947324	990	Brecha	Mata da Corda
MC-13	327739	7947358	980	Lapillito	Mata da Corda
MC-14	349534	7959637	895	Arenito	Areado
MC-15	349382	7961117	947	Arenito, lapillito, brecha e veios calcita	Areado e Mata da Corda
MC-16	327634	7947260	991	Brecha	Mata da Corda
MC-17	327649	7947288	995	Lapillito	Mata da Corda
MC-18	327599	7947489	980	Mafurito	Mata da Corda
MC-19	327883	7947323	978	Brecha	Mata da Corda
MC-20	329405	7951757	963	Arenito	Areado
MC-21	329425	7951754	972	Arenito	Areado
MC-22	330761	7950793	1052	Ponto de controle	
MC-23	325351	7943965	977	Ponto de controle	
MC-24	325202	7943836	983	Arenito e lapillito	Areado e Mata da Corda
MC-25	325559	7943077	1019	Laterita	
MC-26	327033	7944700	911	Laterita	
MC-27	328671	7944773	911	Ponto de controle	
MC-28	328465	7945780	837	Ponto de controle	
MC-29	329964	7945243	968	Lapillito	
MC-30	329997	7945294	978	Lapillito e brecha	Mata da Corda
MC-31	321971	7954749	1027	Ponto de controle	
MC-32	317450	7957388	1005	Ponto de controle	
MC-33	349559	7960413	921	Arenito	Areado
MC-34	349564	7960427	921	Arenito	Areado
MC-35	349563	7960434	923	Arenito e conduto vulcânico	Areado e Mata da Corda
MC-36	349544	7960507	928	Arenito	Areado
MC-37	349534	7960555	933	Arenito	Areado
MC-38	349118	7961621	971	Lapillito e brecha	Mata da Corda
MC-39	349098	7961688	988	Arenito	Areado
MC-40	349107	7961656	979	Arenito e lapillito	Areado e Mata da Corda

Pontos	UTMX	UTMY	Altitude (m)	Litotipo(s)	Grupo(s)
MC-41	349147	7962182	1001	Lapillito	Mata da Corda
MC-42	349157	7962214	999	Areado, lapillito e brecha	Areado e Mata da Corda
MC-43	349730	7967828	985	Ponto de controle	
MC-44	350803	7965634	919	Arenito	Areado
MC-45	350807	7965610	925	Brecha	Mata da Corda
MC-46	350827	7965588	952	Arenito e brecha	Areado e Mata da Corda
MC-47	350812	7965564	947	Arenito	Areado
MC-48	350832	7965543	869	Lapillito e brecha	Mata da Corda
MC-49	350839	7965543	940	Brecha	Mata da Corda
MC-50	350844	7965540	948	Brecha	Mata da Corda
MC-51	350846	7965542	949	Brecha	Mata da Corda
MC-52	350849	7965542	950	Lapillito, brecha e injeções clásticas	Mata da Corda
MC-53	350859	7965548	948	Brecha	Mata da Corda
MC-54	350860	7965545	949	Brecha	Mata da Corda
MC-55	350868	7965550	947	Brecha	Mata da Corda
MC-56	350873	7965548	946	Brecha	Mata da Corda
MC-57	350876	7965545	913	Lapillito e brecha	Mata da Corda
MC-58	350892	7965547	939	Lapillito, brecha e ugandito	Mata da Corda
MC-59	350903	7965543	949	Lapillito, brecha e injeções clásticas	Mata da Corda
MC-60	350941	7965515	951	Lapillito e brecha	Mata da Corda
MC-61	350946	7965441	960	Lapillito e brecha	Mata da Corda
MC-62	350962	7965500	945	Lapillito, brecha e injeções clásticas	Mata da Corda
MC-63	351016	7965502	954	Lapillito	Mata da Corda
MC-64	351337	7965588	922	Arenito	Areado
MC-65	351309	7965478	915	Arenito	Areado
MC-66	351240	7965397	910	Arenito	Areado
MC-67	351088	7965619	961	Lapillito	Mata da Corda
MC-68	350952	7965604	939	Lapillito	Mata da Corda
MC-69	349155	7962155	928	Lapillito	Mata da Corda
MC-70	349183	7962245	980	Lapillito	Mata da Corda
MC-71	355615	7956588	1074	Ponto de controle	
MC-72	355969	7955152	1060	Ponto de controle	
MC-73	354364	7957601	1019	Ponto de controle	
MC-74	355048	7957211	1012	Lapillito e brecha	Mata da Corda
MC-75	355043	7957213	1011	Lapillito	Mata da Corda
MC-76	355022	7957216	1010	Solo de coloração avermelhada	
MC-77	354901	7957213	997	Lapillito e brecha	Mata da Corda
MC-78	354861	7957038	997	Brecha	Mata da Corda
MC-79	345553	7962922	1012	Laterita	
MC-80	347642	7961799	1052	Ponto de controle	
MC-81	347280	7960471	992	Ponto de controle	
MC-82	347856	7960497	922	Arenito	Areado

Pontos	UTMX	UTMY	Altitude (m)	Litotipo(s)	Grupo(s)
MC-83	347850	7960696	936	Brecha	Mata da Corda
MC-84	347844	7960685	935	Lapillito	Mata da Corda
MC-85	347826	7960671	933	Lapillito	Mata da Corda
MC-86	321517	7957770	1018	Laterita	
MC-87	319188	7955058	990	Ponto de controle	
MC-88	317567	7957449	971	Ponto de controle	
MC-89	317445	7957736	983	Arenito e brecha	Areado e Mata da Corda
MC-90	317426	7957766	981	Brecha	Mata da Corda
MC-91	315980	7959057	951	Metapellito	BambuÍ
MC-92	317309	7957859	913	Arenito	Areado
MC-93	316469	7955416	981	Arenito	Areado
MC-94	316785	7954950	1022	Lapillito	Mata da Corda
MC-95	316738	7954935	1014	Lapillito e brecha	Mata da Corda
MC-96	332057	7949980	1010	Laterita	
MC-97	321585	7959739	978	Ponto de controle	
MC-98	322004	7960001	932	Arenito	Areado
MC-99	325197	7958562	1005	Arenito	Areado
MC-100	349112	7961663	981	Arenito e lapillito	Areado e Mata da Corda
MC-101	350853	7965551	966	Lapillito, brecha e injeções clásticas	
MC-102	329974	7945298	964	Ugandito (?)	Mata da Corda
MC-103	318309	7948827	1016	Lapillito e injeções clásticas	Mata da Corda
MC-104	350998	7965491	953	Lapillito e injeções clásticas	Mata da Corda
MC-105	350986	7965492	952	Lapillito	Mata da Corda
MC-106	351004	7965490	954	Lapillito e Brecha	Mata da Corda
MC-107	351061	7965628	957	Lapillito	Mata da Corda
MC-108	351392	7965744	928	Solos creme e vermelho	
MC-109	350852	7965549	946	Lapillito e Brecha	Mata da Corda
MC-110	350859	7965551	947	Ugandito (?), lapillito e injeções clásticas	Mata da Corda
MC-111	350806	7965322	972	Mafurito (?) e solo avermelhado	Mata da Corda
MC-112	350830	7965118	947	Lapillito	Mata da Corda
MC-113	350914	7965411	972	Brecha	Mata da Corda
MC-114	351096	7965861	948	Solo vermelho e laterita	
MC-115	351004	7965795	949	Laterita	
MC-116	350959	7965718	949	Arenito e lapillito	Areado e Mata da Corda
MC-117	350926	7965691	944	Brecha	Mata da Corda
MC-118	351002	7965684	957	Brecha	Mata da Corda
MC-119	329989	7945290	969	Lapillito	Mata da Corda
MC-120	330025	7945337	960	Arenito	Areado
MC-121	330058	7945353	953	Lapillito	Mata da Corda
MC-122	330197	7945520	972	Lapillito	Mata da Corda
MC-123	329923	7945180	990	Brecha	Mata da Corda



Pontos	UTMX	UTMY	Altitude (m)	Litotipo(s)	Grupo(s)
MC-124	329698	7945210	988	Solo vermelho e laterita	
MC-125	327655	7947273	968	Lapillito, brecha e ugandito (?)	Mata da Corda
MC-126	327572	7947046	996	Lapillito e brecha	Mata da Corda
MC-127	327525	7947046	1007	Brecha	Mata da Corda
MC-128	327524	7947046	1009	Brecha	Mata da Corda
MC-129	327517	7947058	1012	Lapillito e brecha	Mata da Corda
MC-130	327316	7946682	966	Lapillito e ugandito (?)	Mata da Corda
MC-131	326992	7946911	1000	Laterita	
MC-132	326865	7946790	977	Lapillito	Mata da Corda
MC-133	326370	7946441	985	Lapillito	Mata da Corda
MC-134	327993	7948203	1030	Laterita	
MC-135	327787	7948051	1000	Lapillito	Mata da Corda
MC-136	324884	7959626	940	Metapelito	BambuÍ
MC-137	325587	7960065	915	Metapelito	BambuÍ
MC-138	326108	7960486	883	Metapelito	BambuÍ
MC-139	326319	7961449	851	Solo de coloração creme	
MC-140	327294	7961824	845	Solo de coloração creme	
MC-141	326792	7960758	833	Metapelito	BambuÍ
MC-142	323893	7956018	1029	Laterita	
MC-143	329389	7951946	963	Lapillito e brecha	Mata da Corda
MC-144	329370	7951917	959	Lapillito e brecha	Mata da Corda
MC-145	329388	7951869	963	Lapillito e brecha	Mata da Corda
MC-146	347025	7960408	921	Lapillito e brecha	Mata da Corda
MC-147	346116	7960234	919	Lapillito e brecha	Mata da Corda
MC-148	347902	7960751	938	Brecha	Mata da Corda
MC-149	347791	7960774	947	Brecha	Mata da Corda
MC-150	347855	7960836	960	Lapillito	Mata da Corda
MC-151	347853	7960835	959	Brecha	Mata da Corda
MC-152	349358	7961186	946	Lapillito e veios de calcita	Mata da Corda

## **Ficha de Aprovação**

---

### **DISSERTAÇÃO DE MESTRADO**

**TÍTULO:** A origem do fosfato nas rochas vulcânicas e vulcanoclásticas do Grupo Mata da Corda nas regiões de Patos de Minas e Presidente Olegário, MG.

**AUTORA:** Marilane Gonzaga de Melo

**ORIENTADOR:** Dr. Newton Souza Gomes

**CO-ORIENTADORA:** Dr<sup>a</sup>. Angélica Fortes Drumond Chicarino Varajão

**Aprovada em:** 29/10/2012

**PRESIDENTE:** Dr. Newton Souza Gomes

### **BANCA EXAMINADORA**

---

Prof(a) Dr<sup>a</sup>. Hanna Jordt Evangelista  
DEGEO/UFOP

---

Prof. Dr. José Alexandre de Jesus Perinotto  
IGCE/UNESP

**Ouro Preto,** \_\_\_/\_\_\_/\_\_\_

