

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Campus de Rio Claro

REJANE LIMA LUCIANO

**PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA DAS ROCHAS METACARBONATÍICAS DO
COMPLEXO ANGICO DOS DIAS, DIVISA BAHIA/PIAUÍ, BRASIL.**

Rio Claro
2016

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Campus de Rio Claro

REJANE LIMA LUCIANO

**PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA DAS ROCHAS METACARBONATÍTICAS DO
COMPLEXO ANGICO DOS DIAS, DIVISA BAHIA/PIAUÍ, BRASIL.**

Tese de doutorado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas de Rio Claro, Universidade Estadual Paulista, como parte dos requisitos para obtenção do título de Doutor em Geologia Ambiental.

Orientador: Prof.Dr. Antonio Misson Godoy

Rio Claro - SP
2016

522 Luciano, Rejane Lima
L937p Petrografia e geoquímica das rochas metacarbonáticas do
Complexo Angico dos Dias, divisa Bahia/Piauí, Brasil /
Rejane Lima Luciano. - Rio Claro, 2016
222 f. : il., figs., tabs.

Tese (doutorado) - Universidade Estadual Paulista,
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Orientador: Antonio Misson Godoy

1. Petrologia. 2. Metacarbonatito. 3. Evolução geológica.
4. Metamorfismo. I. Título.

REJANE LIMA LUCIANO

PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA DAS ROCHAS METACARBONATÍICAS DO
COMPLEXO ANGICO DOS DIAS, DIVISA BAHIA/PIAUÍ, BRASIL.

Tese de doutorado apresentada ao Instituto
de Geociências e Ciências Exatas de Rio
Claro, Universidade Estadual Paulista, como
parte dos requisitos para obtenção do título
de Doutor em Geologia Ambiental.

Comissão Examinadora

Prof. Dr. Antonio Misson Godoy - Orientador

Departamento de Petrologia e Metalogenia – DPM
Instituto de Geociências e Ciências Exatas IGCE/UNESP, Rio Claro – SP.

Prof. Dr. Antonio Carlos Artur

Departamento de Petrologia e Metalogenia – DPM
Instituto de Geociências e Ciências Exatas IGCE/UNESP, Rio Claro – SP.

Prof. Dr. Marcos Aurélio Farias de Oliveira

Departamento de Petrologia e Metalogenia – DPM
Instituto de Geociências e Ciências Exatas IGCE/UNESP, Rio Claro – SP.

Prof. Dra. Larissa Marques de Araújo

Universidade Federal de Uberlândia – UFU
Instituto de Ciências Agrárias – Curso de Geologia
Monte Carmelo – MG.

Prof. Dr. Fábio Machado Braz

Universidade Federal de São Paulo – UNIFESP
Departamento de Ciências Exatas e da Terra
Diadema – SP.

Rio Claro, 18 de março de 2016.

AGRADECIMENTOS

Registro aqui a minha gratidão a todos aqueles que direta ou indiretamente me ajudaram a concluir mais esta etapa da minha vida. Em especial a Companhia Baiana de pesquisa Mineral (CBPM) por todo apoio logístico, que englobou as atividades de campo, a confecção das lâminas delgadas, polidas ou não, as análises químicas de rocha total e a disponibilização do laboratório de petrografia e ao Professor Doutor Antonio Misson Godoy por sua orientação e paciência ao longo de todo esse trabalho.

Aos laboratórios de Microsonda Eletrônica e de Microscopia Eletrônica de Varredura da Universidade Estadual Paulista, Campus de Rio Claro, pelas análises de química mineral. Bem como a todos os amigos e colegas de trabalho que ajudaram na correção do texto, especialmente Luana Amaral Cruz (Geóloga da CBPM), Luiz Fernando Costa Cavalcante de Souza (Geólogo da CBPM), Michele Cássio Pinto Santos (Geóloga da CBPM) e Sâmia de Oliveira Silva (Mestranda em Geologia pela Universidade Federal da Bahia).

Não poderia faltar aqui a minha eterna gratidão aos meus pais, que sempre priorizaram a educação dos filhos, independentes das adversidades.

Muito obrigada a todos!

RESUMO

Este trabalho verificou que as rochas metacarbonatíticas do Complexo Metacarbonatítico de Angico dos Dias (CMCAD), constituídas principalmente por calcita, apatita, olivina, flogopita e magnetita dispõem-se em dois conjuntos: um localizado na mina de fosfato da Galvani (corpo principal, Campo Alegre de Lourdes-BA) e o outro na Fazenda Pimenteira (Caracol-PI). Variação no conteúdo de apatita, minerais ferro-magnesianos e magnetita configura um acamamento cumulático e permite individualizar cinco fácies petrográficas (contatos graduais). Além disso, exibem manto intempérico, que resulta no minério de fosfato residual (apatitito). Registram pelo menos três fases deformacionais marcadas por estruturas primárias (acamamento reliquiar - S_0) que devido aos processos de transposição (D_1) da foliação S_1 e da deformação D_2 associada às zonas de cavalgamento (S_2) se mantêm de forma escassa nas áreas menos deformadas. D_2 evolui para um bandamento tectônico vertical (S_3) nas zonas de cisalhamento (D_3). Dados isotópicos indicam que as rochas metacarbonatíticas, datadas em 2.011 ± 6 Ma (U-Pb em badeleíta e zircão), originaram-se de uma fonte mantélica enriquecida e que o enriquecimento em ^{18}O é reflexo do reequilíbrio durante o metamorfismo/hidrotermalismo relacionado ao Evento Brasileiro. Dados petrográficos e de química mineral apontam: que a olivina altera para serpentina, tremolita, antofilita e magnetita; que é comum a exsolução de dolomita em calcitas e de ilmenita em magnetitas e; que os carbonatitos foram parcialmente silicificados. As demais rochas do CMCAD, milonitizadas e metamorizadas em fácies anfibolito alto (mesopertitas), exibem processo de potassificação (fentização), metassienito e metassienogranito, além de processos de sericitização, saussuritização e epidotização dos plagioclásios. O evento metassomático/hidrotermal (fácies xisto verde médio a alto) tem caráter regional e atinge além das rochas do CMCAD as rochas do Complexo Sobradinho-Remanso. Dados geoquímicos classificam as rochas metacarbonatíticas principalmente como calciocarbonatitos. Aquelas intensamente hidrotermalizadas são classificadas como ferrocarbonatitos e magnesiocarbonatitos. Indicam filiação magmática comum para todos os cinco litofácies, associada a processos de diferenciação magmática por segregação mineral.

Palavras-chave: carbonatito; petrografia; geoquímica; metamorfismo.

ABSTRACT

This study found that the metacarbonatite rocks of the Angico dos Dias Metacarbonatite Complex (CMCAD), consisting mainly of calcite, apatite, olivine, phlogopite and magnetite are arranged in two sets: one located at the phosphate mine Galvani (main body, Campo Alegre de Lourdes-BA) and the other at the Farm Pimenteira (Caracol-PI). Variation in the content of apatite, iron-magnesium minerals and magnetite sets up a cumulatic layering and allows individualize five petrographic facies (gradual contacts). Furthermore, exhibit weathering mantle, which results in the residual phosphate ore (apatite-rock). Register at least three deformational phases marked by primary structures (layering reliquiar - S_0) that due to the transposition process (D_1) of the foliation S_1 and D_2 deformation associated with thrust zones (S_2) remain scantily the least deformed areas. D_2 evolves into a tectonic vertical banding (S_3) in the shear zones (D_3). Isotopic data indicate that metacarbonatite rocks, dated at $2,011 \pm 6\text{Ma}$ (U-PB in baddeleyite and zircon), originated from a mantle source enriched and the enrichment in ^{18}O reflects the rebalancing during metamorphism/hydrothermalism related the Brasiliano Event. Petrography and mineral chemistry data point: the olivine changes to serpentine, tremolite, anthophyllite and magnetite; which it is common to exsolution of dolomite in calcite and ilmenite in magnetite and; that carbonatites were partially silicified. The other rocks CMCAD, mylonite and metamorphosed to amphibolite facies high (perthites) exhibit potassification process (fenitization), metasyenite and metasyenogranite, and sericitization, saussuritization and epidotization processes of plagioclase. The metasomatic/hydrothermal event (medium to high greenschist facies) has regional character and reaches beyond CMCAD rocks the rocks of Sobradinho-Remanso Complex. Geochemical data classify metacarbonatite rocks mainly as calcium carbonatites. Those intensely hydrothermalized are classified as iron metacarbonatites and magnesium carbonatites. Indicate common magmatic membership for all five lithofacies, associated with magmatic differentiation processes for mineral segregation.

Keywords: carbonatite; petrography; geochemistry; metamorphism.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Mapa esquemático apresentando os limites e as maiores unidades estruturais do Cráton São Francisco.	31
Figura 2 - Mapa de situação com a localização da área de ocorrência do CMCAD, região entre Campo Alegre de Lourdes-BA e Caracol-PI.....	33
Figura 3 - Imagem do relevo da região de Campo Alegre de Lourdes-BA e Caracol-PI, com a localização da área de ocorrência do CMCAD, coletados pelo sensor <i>Shuttle Radar Topography Mission</i> (SRTM).....	35
Figura 4 - Classificação mineralógica de carbonatitos.	46
Figura 5 - Classificação química de carbonatitos.	46
Figura 6 - Classificação química diagrama CMF para rochas carbonatíticas.	47
Figura 7 - Distribuição mundial dos principais carbonatitos conhecidos.....	50
Figura 8 - Ocorrências de rochas carbonatíticas por continente.	50
Figura 9 - Mapa de localização dos complexos alcalinos e carbonatíticos brasileiros.	58
Figura 10 - Mapa com o posicionamento dos complexos alcalinos e carbonatíticos brasileiros em zonas de margem de bacias Fanerozoicas e controlados estruturalmente por três lineamentos de escala continental.	60
Figura 11 - Ilustração esquemática do Cráton São Francisco e os três setores.....	67
Figura 12 - Ilustração esquemática do setor central do CSF, com área destacando o contexto geológico regional simplificado dos arredores do CCDA (em preto).....	68
Figura 13 - Ilustração esquemática do Estado da Bahia mostrando os domínios tectônicos-geocronológicos Arqueanos e Paleoproterozoicos. Os traços das estruturas deformacionais Paleoproterozoicas, Neoproterozoicas e Mesozoicas estão também indicadas. À região de ocorrência da rocha metacarbonatíticas é indicada em vermelho.	69
Figura 14 - Ilustração esquemática do Bloco Gavião, com destaque para a região de ocorrência do CMCAD (em preto).	70
Figura 15 - Mapa esquemático mostrando o contexto geológico regional em que se insere o CMCAD.	76
Figura 16 - Mapa Geológico inicial da área do corpo de metacarbonatito do CMCAD.	78

Figura 17 - Mapa Geológico da área de ocorrência do corpo de metacarbonatito do CMCAD.	79
Figura 18 - Mapa Geológico da área de ocorrência do corpo de metacarbonatito de Angico dos Dias, Bahia.	80
Figura 19 - Perfil geológico do mapa geológico do corpo de metacarbonatito de Angico dos Dias, Bahia.	81
Figura 20 - Diagrama concórdia relativo às análises em zircão, badeleíta e zircão/badeleíta de corpos metacarbonatíticos do CMCAD, idade obtida é de $2.011\text{Ma} \pm 6\text{Ma}$.(MARIANO, 1987).	84
Figura 21 – Estudos de isótopos estáveis de carbono e oxigênio $\delta^{13}\text{C}/\delta^{18}\text{O}$ em amostras de calcita do metacarbonatito de Angico dos Dias e em dolomitas de carbonatito de Barreiro (Araxá-MG) (TORQUATO, 1987).....	85
Figura 22 - Relações isotópicas $\delta^{13}\text{C}/\delta^{18}\text{O}$ para os metacarbonatitos do CMCAD (círculos abertos), metapiroxenitos (círculos fechados) e apatitas (asteriscos) comparados com carbonatitos pré-cambriano típicos e carbonatos sedimentares pré-cambrianos.....	86
Figura 23 - $\epsilon^{\text{Nd}}/\epsilon^{\text{Sr}}$, rochas do CMCAD, comparados com os sienitos pré-Cambrianos (2,1Ga) do Cráton São Francisco e os carbonatitos pré-Cambrianos da América do Norte (0,6Ga - 2,6Ga) e África (0,5Ga - 2,1Ga).	87
Figura 24 - Mapa esquemático mostrando o contexto geológico regional simplificado em que se insere o CMCAD.....	89
Figura 25 - Fotografia de afloramento de milonito gnaisse do embasamento.	90
Figura 26 - Vista panorâmica com visada para norte em que se observam litotipos da Bacia do Parnaíba recobrando rochas mais antigas.	91
Figura 27 - Afloramento de rochas metassieníticas localizados mina Galvani.	92
Figura 28 - Zona de contato entre as rochas metassieníticas e as rochas metacarbonatíticas localizados mina Galvani.....	92
Figura 29 - Afloramento de rochas metadioríticas alcalinas localizados na porção central da mina Galvani.....	94
Figura 30 - Mapa geológico da região da Fazenda Pimenteiras.	96
Figura 31 - Pequenos afloramentos (A e B) e/ou blocos em topos de pequenos morros (C e D) de metacarbonatito silicificado, área da Faz. Pimenteiras, arredores da cidade de Caracol, Piauí.	97

Figura 32 - Vista aérea da mina de fosfato da Mineradora Galvani, associada aos corpos de rocha metacarbonatítica, distrito de Angico dos Dias, Campo Alegre de Lourdes, Bahia.	98
Figura 33 - Mapa geológico da região da mina de fosfato da Galvani	99
Figura 34 - Vista panorâmica da mina de fosfato associada aos corpos de rocha metacarbonatítica, distrito de Angico dos Dias, Campo Alegre de Lourdes, Bahia.	100
Figura 35 - Vista manto de intemperismo da mina de fosfato, que constitui o depósito de fosfato residual (apatitito).....	100
Figura 36 - Registro de evidências de processos magmáticos de cristalização fracionada, ortocumuláticas (A e B), definido pelo acúmulo de apatita, minerais ferro magnesianos e magnetita.	101
Figura 37 - Fotografias de detalhe de duas faciologias distintas em afloramentos dentro da mina de fosfato: (A) apatita metacarbonatito e (B) flogopita-apatita-olivina metacarbonatito.....	103
Figura 38 - Contexto geológico-geotectônico regional da área do Projeto Campo Alegre de Lourdes (LEITE <i>et al.</i> , 1997), que abrange o objeto desse estudo.	104
Figura 39 - Fotomicrografias (aumento de 2,5x), LD e NX) de metatonalito pertencente ao embasamento cristalino com feição de migmatização e dobramento de um conjunto mineral metamórfico anterior, ponto RL-37-D.....	105
Figura 40 - Rochas do embasamento cristalino apresentando foliação plano-axial S_n , pontos RL-140 e RL-132.	105
Figura 41 - Bandamento composicional marcado por segregação de cumulos (minerais ferro-magnesianos e magnetita) em magma carbonatítico, próximo aos ponto RL-67.....	107
Figura 42 - Bandamento composicional em rocha metacarbonatíticas, que marca o acamamento original S_0 subparalelo a foliação plano-axial S_1 , ponto RL-141.	107
Figura 43 - Bloco de rocha metacarbonatítica apresentando dobra isoclinal a recumbente com clivagem de partição oblíqua S_2 cortando as superfícies S_0/S_1 , próximo ao ponto RL-66.....	108
Figura 44 - Dobramentos regionais inversos ou recumbentes associados às zonas de cavalgamento, produzindo superfícies S_0/S_1 paralelizadas a foliação S_2 . Próximo ao ponto RL -03.....	108
Figura 45 - Zona de cisalhamento com produção de foliação milonítica S_3 , próximo ao ponto RL-04.....	109

Figura 46 - Afloramento (A) e blocos <i>in situ</i> (B) do apatita metacarbonatito, pontos RL-69 e RL-145.....	113
Figura 47 - Amostras de mão de apatita metacarbonatito, com porfiroclastos disseminados de apatita, utilizadas na confecção das lâminas delgadas.	114
Figura 48 - Fotomicrografias de amostras do apatita metacarbonatito.....	115
Figura 49 - Afloramentos do olivina-apatita metacarbonatito, pontos RL-02 (A), RL-06 (B), RL-66 (C), RL-67 (D), RL-68 (E), RL-146 (F), RL-147 (G) e RL-148 (H).....	117
Figura 50 - Amostras de mão do litofácies meta olivina-apatita metacarbonatítica, com megacristais de apatita (cor esverdeada/amarelada, predominante) e de minerais ferro-magnesianos (cor marrom escura/preta), utilizadas na confecção das lâminas delgadas e lâminas delgadas polida.	118
Figura 51 - Fotomicrografias de amostras do olivina-apatita metacarbonatito.	119
Figura 52 - Fotomicrografias de amostras do olivina-apatita metacarbonatito.	121
Figura 53 - Afloramento e blocos <i>in situ</i> de flogopita-apatita-olivina metacarbonatito, pontos RL-06 (A) e RL-149 (B).	124
Figura 54 - Amostras de mão do litofácies flogopita-apatita-olivina metacarbonatito, com cristais disseminados de apatita (esverdeada) e de minerais ferro-magnesianos (amarronzada) em matriz carbonática, utilizadas na confecção de lâmina delgada e lâmina delgada polida.	124
Figura 55 - Fotomicrografias de amostra do flogopita-apatita-olivina metacarbonatito, RL-R-06-C/NB-189.....	125
Figura 56 - Afloramentos do olivina-apatita-biotita/flogopita metacarbonatito.	128
Figura 57 - Amostras de mão do litofácies olivina-apatita-biotita/flogopita metacarbonatito utilizadas na confecção de lâmina delgada e lâmina delgada polida.	129
Figura 58 - Fotomicrografias de amostras do olivina-apatita-biotita/flogopita metacarbonatito.....	130
Figura 59 - Afloramentos do metacarbonatito silicificado.	132
Figura 60 - Amostras de mão do litofácies metacarbonatito silicificado utilizadas na confecção de lâmina delgada e lâmina delgada polida.	134
Figura 61 - Fotomicrografias de amostra do metacarbonatito silicificado.....	135
Figura 62 - Afloramentos do metassienito, ponto RL-03-D (A e B) e RL-04-A (C e D).	139

Figura 63 - Amostras de mão do metassienito utilizada na confecção de lâmina delgada.	139
Figura 64 - Fotomicrografias de amostras do metassienito, RL-R-03-D/NB-183 (A , B , C e D) e RL-R-04-A/NB-185 (E e F).	140
Figura 65 - Afloramento do metassienogranito (A), ponto RL-05-A, e amostras de mão utilizada na confecção de lâmina delgada (B).	142
Figura 66 - Fotomicrografias da amostra de metassienogranito epidotizado.	143
Figura 67 - Fotomicrografias de amostra do tremolitito.	144
Figura 68 - Imagem de microscópio eletrônico de varredura de cristal de fluorapatita fraturado, amostra RL-149.	154
Figura 69 - Imagem de microscópio eletrônico de varredura de detalhe do cristal de fluorapatita contendo microcristais de monazita em suas bordas e preenchendo fraturas, amostra RL-149.	155
Figura 70 - Imagem de microscópio eletrônico de varredura de cristal de olivina, amostra RL-148.	156
Figura 71 - Imagem de microscópio eletrônico de varredura de cristal de olivina alterado para serpentina, magnetita, antofilita e tremolita, amostra RL-147.	157
Figura 72 - Análise química quantitativa de olivinas em microsonda eletrônica evidenciando a variação composicional de olivinas de metacarbonatito do CMCAD, amostras RL-146 e RL-149.	159
Figura 73 – Diagrama de classificação de <i>et</i> olivinas exibindo a variação composicional de olivinas de metacarbonatito do CMCAD, amostras RL-146, RL-148 e RL-149.	160
Figura 74 - Diagrama ternário evidenciando a composição de forsterita com algum percentual de ferro de olivinas de metacarbonatito do CMCAD, amostras RL-146, RL-148 e RL-149.	160
Figura 75 - Imagem de microscópio eletrônico de varredura de cristal de flogopita, amostra RL-149.	161
Figura 76 - Análise química quantitativa de flogopitas em microsonda eletrônica evidenciando a variação composicional desses minerais em metacarbonatito do CMCAD, amostras RL-148.	163
Figura 77 - Variação composicional de flogopitas de metacarbonatito do CMCAD, amostras RL-147, RL-148 e RL-149.	164

Figura 78 - Diagrama ternário de classificação da origem de minerais do grupo da biotita para amostras de flogopita de metacarbonatito do CMCAD, amostras RL-147, RL-148 e RL-149.....	165
Figura 79 - Imagem de microscópio eletrônico de varredura de cristal de calcita com exsoluções de dolomita, amostra RL-148.	166
Figura 80 - Imagem de microscópio eletrônico de varredura de detalhe do cristal de antofilita crescido entre grãos de calcita, amostra RL-149.....	167
Figura 81 - Imagem de microscópio eletrônico de varredura de cristal de magnetita com exsolução de ilmenita, amostra RL-147.....	168
Figura 82 - Análise química quantitativa de magnetita e ilmenita em microsonda eletrônica evidenciando a composição desses minerais em metacarbonatito do CMCAD, amostras RL-146.....	170
Figura 83 - Diagrama ternário de classificação para minerais do grupo do espinélio para amostras de magnetita e ilmenita de metacarbonatito do CMCAD, amostras RL-146, RL-147, RL-148 e RL-149.	170
Figura 84 - Imagem de microscópio eletrônico de varredura de cristal de pirrotita, amostra RL-147.....	171
Figura 85 - Imagem de microscópio eletrônico de varredura de cristal de badeleíta, amostra RL-148.....	172
Figura 86 - Imagem de microscópio eletrônico de varredura de cristal de celestita, amostra RL-147.....	173
Figura 87 - Imagem de microscópio eletrônico de varredura de cristal de baritocelstita preenchendo fraturas na calcita, amostra RL-147.....	173
Figura 88 - Imagem de microscópio eletrônico de varredura de cristal magnetita com exsolução de ilmenita com bordas constituída por hidróxido de ferro, amostra RL-147.	174
Figura 89 - Diagrama C-M-F [CaO-MgO-(FeO _t +MnO)] de classificação de rochas metacarbonatíticas com a plotagem das 17 amostras de exemplares analisados..	180
Figura 90 - Diagramas binários de elementos maiores (TiO ₂ , Al ₂ O ₃ , FeO _t , MgO, SiO ₂ , Na ₂ O, K ₂ O e P ₂ O ₅) <i>versus</i> CaO, mostrando a variação composicional das amostras.....	185
Figura 91 - Diagramas binários de elementos traços (Ni, Rb, Sr, Y, Zr, Ba, La e Ce) <i>versus</i> CaO, mostrando a variação composicional das amostras.	188

Figura 92 - Diagrama de distribuição multielementar para os elementos incompatíveis, normalizados para meteorito condrito de Thompson (1982), dos corpos metacarbonatíticos do CMCAD.	190
Figura 93 - Diagrama de distribuição multielementar para os elementos terras raras, normalizados para condrito de Boynton (1984), dos corpos carbonatíticos do Complexo Angico dos Dias.	193
Figura 94 - Diagrama La/Yb <i>versus</i> somatório de elementos terras raras para as rochas metacarbonatíticas do CMCAD.	195
Figura 95 - Diagramas binários de elementos maiores (Al_2O_3 , CaO , FeO_t , K_2O , MgO , Na_2O , P_2O_5 , Cr_2O_3 e TiO_2 ,) <i>versus</i> SiO_2 , evidenciando a variação composicional entre os litotipos.	196
Figura 96 - Diagrama ternário Na-Al-K para distinção de alumina-saturação das demais rochas do CMCAD.	198
Figura 97 - Diagrama binário de correlação entre Na_2O e K_2O , indicando enriquecimento de potássio em relação ao sódio nas demais rochas do CMCAD.	199
Figura 98 - Diagramas binários de elementos traços (Ba, Sr, Rb, Zr, Ni, Ti, Y e Eu) <i>versus</i> SiO_2 , evidenciando a variação composicional entre os litotipos.	200
Figura 99 - Diagrama de distribuição multielementar para os elementos traços e terras raras, normalizados para condrito de Thompson (1982), dos demais litotipos que compõem o CMCAD.	201
Figura 100 - Diagrama de distribuição multielementar para os elementos terras raras, normalizados para condrito de Boynton (1984), dos demais litotipos que compõem o CMCAD.	203

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Porcentagens mineralógicas das rochas metacarbonatíticas do CMCAD.	112
Tabela 2 - Análise química de apatita (concentrado purificado) de metacarbonatitos do CMCAD.	150
Tabela 3 - Cálculo de química mineral a partir de análise química de apatita (concentrado purificado). Cálculos efetuados para número de íons na base de 26 (O, OH, F, Cl).	151
Tabela 4 - Distribuição dos elementos químicos nos tipos de minério em Angico dos Dias.	152
Tabela 5 - Composição dos subtipos apatíticos do CMCD.	152
Tabela 6 - Composição química da amostra representativa do minério fosfático de Angico dos Dias/Campo Alegre de Lourdes.	152
Tabela 7 - Análise química média, por microsonda eletrônica, de olivina para três amostras do metacarbonatito do CMCAD. Cálculos efetuados para número de íons na base de 4 oxigênios.	158
Tabela 8 - Análise química média de flogopitas para três amostras de metacarbonatito do CMCAD. Cálculos efetuados para número de íons na base de 24 (O, OH, F).	162
Tabela 9 - Análise química média de (magnetita e ilmenita) para três amostras de metacarbonatito do CMCAD. Cálculos efetuados para número de íons na base de 32 oxigênios para a magnetita e na base de 6 oxigênio para a ilmenita.	169
Tabela 10 - Relação de amostras utilizadas em análises geoquímicas.	176
Tabela 11 - Resultado de análises químicas para amostras das cinco litofácies de metacarbonatitos do CMCAD.	178
Tabela 12 - Continuação.	179
Tabela 13 - Concentrações mínimas, máximas, médias e medianas para elementos maiores (% em peso), universo amostral contendo 17 amostras.	183
Tabela 14 - Concentrações mínimas, máximas, médias e medianas para elementos traços, universo amostral contendo 17 amostras.	186
Tabela 15 - Concentrações mínimas, máximas, médias e medianas para elementos terras raras, universo amostral contendo 17 amostras.	192

Tabela 16 - Concentrações mínimas, máximas, médias e medianas para somatório dos elementos terras raras e algumas razões entre esses elementos (normalizados para condrito de BOYNTON, 1984), universo amostral contendo 17 amostras.	192
Tabela 17 - Resultado de análises químicas para amostras de alguns dos demais litotipos que compõem o CMCAD.	197
Tabela 18 - Somatório dos elementos terras raras e algumas razões entre esses elementos (normalizados para condrito de Boynton (1984).	202

LISTA DE ABREVIATURAS

Al - Alumínio
a.f.u. - átomos por fórmula unitária
Anf - Anfibólio
Ap - Apatita
Ap MC. - Apatita Metacarbonatito
Ap-Phl-Ol MC. - Apatita Flogopita Olivina Metacarbonatito
B. - Biotitito
BA - Bahia
Ba - Bário
Bt - Biotita
C - Carbono
Ca - Cálcio
Cb - Carbonato
CBMM - Companhia Brasileira de Metalurgia e Mineração
CBPM - Companhia Baiana de Pesquisa Mineral
CMCAD - Complexo Metacarbonatítico de Angico dos Dias
CE - Ceará
Ce - Cério
Chl - Clorita
Cl - Cloro
CPRM - Serviço Geológico do Brasil
Cr - Cromo
CSF - Cráton São Francisco
Czo - Clinozoizita
D_x - Deformação
Dd A' - Clima semiárido segundo a classificação de Tornthwaite
DDD - Discagem Direta à Distância
DDI - Discagem Direta Internacional
DNPM - Departamento Nacional de Pesquisa Mineral
E - Leste
EDS - Espectroscopia de Raios-X por Dispersão de Energia
ENE - Leste-Nordeste
Ep - Epídoto
ETR - Elementos Terras Raras
ETRL - Elementos Terras Raras Leves
ETRP - Elementos Terras Raras Pesados
ETRT – Total de Elementos Terras Raras
F - Flúor
Fa - Fayalita
Fe - Ferro

Fo - Forsterita
Fsp - Feldspato
GO - Goiás
Gt - Goethita
H - Hidrogênio
HCl - Ácido Clorídrico
IBGE - Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
ICP-AES - Espectrômetro de Emissão Atômica com fonte de Plasma Indutivamente Acoplado
ICP-MS - Espectrômetro de Massa com fonte de Plasma Indutivamente Acoplado
IGCE - Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Ilm - Ilmenita
INMET - Instituto Nacional de Meteorologia
K - Potássio
La - Lantânio
Lcx - Leucoxênio
Li - Lítio
Lm - Limonita
LOI - Perda ao fogo por calcinação da amostra a 405°C e/ou 1000°C
LP - Luz plana
Mb - Mica Branca
Mc - Microclínio
MC. S. - Metacarbonatito Silicificado
MD. - Metadiabásio
MEV - Microscópio Eletrônico de Varredura
MG - Minas Gerais
Mg - Magnésio
ML. - Metaleucogranito
ML. A. - Metaleucogranito Alcalino
Mn - Manganês
MP. - Metaperidotito
Mp - Mesopertita
Ms - Moscovita ou mica branca
MS. P. - Metassienito Pegmatoide
MSWD - *Mean Square Weighted Deviation* (Desvio ponderada quadrado médio)
MT. - Metatonalito
Mt - Magnetita
N - Norte
Na - Sódio
Nb - Nióbio
Nd - Neodímio
NE - Nordeste

NNE - Norte-Nordeste
NNW - Norte-Noroeste
NW - Noroeste
NX - Nicóis cruzados/Luz polarizada
O - Oxigênio
Ol - Olivina
Ol-Ap MC. - Olivina Apatita Metacarbonatito
Ol-Ap-Bt/Phl MC. - Olivina Apatita Biotita/Flogopita Metacarbonatito
Op - Minerais Opacos
Or - Ortoclásio
OTR - Óxido de Terra Raras
P - Fósforo
Pb - Chumbo
PE - Pernambuco
Pert - Pertita
Phl - Flogopita
PI - Piauí
Pl - Plagioclásio
Po - Pirrotita
PPPs - Parcerias Público-Privadas
Prv - Perovskita
Px - Piroxênio
Py - Pirita
Q MD. - Quartzo Metadiorito
Qtz - Quartzo
S - Sul
S - Enxofre
S_x - Superfície de deformação
SC - Santa Catarina
SEI - Superintendência de Estudos Econômicos e Sociais da Bahia
Ser - Sericita
Srp - Serpentina
Si - Silício
SP - São Paulo
Sr - Estrôncio
Srp - Serpentina
SRTM - *Shuttle Radar Topography Mission*
SE - Sudeste
SSE - Sul-Sudeste
SSW - Sul-Sudoeste
SW - Sudoeste

Te - Tefroíta
Th - Tório
Ti - Titânio
Tlc - Talco
Tr - Tremolita
TTG - Tonalito-Trondhjemito-Granodiorito
Ttn - Titanita
U - Urânio
UNESP - Universidade Estadual Paulista
V - Vanádio
W - Oeste
WSW - Oeste-Sudoeste
Yb - Itérbio
Zr - Zircônio

SUMÁRIO

CAPITULO I

1	INTRODUÇÃO.....	22
1.1	JUSTIFICATIVA.....	32
1.2	OBJETIVOS.....	32
1.3	LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO	33
1.4	ASPECTOS FISIAGRÁFICOS	34
1.5	INFRAESTRUTURA E ASPECTOS SOCIOECONÔMICOS	36

CAPITULO II

2	MATERIAIS E MÉTODOS	38
2.1	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	38
2.2	TRABALHOS DE CAMPO.....	39
2.3	TRABALHOS DE LABORATÓRIO/ESCRITÓRIO.....	40
2.3.1	Análises Petrográficas	40
2.3.2	Análises Geoquímicas	41
2.3.3	Microscópio Eletrônico de Varredura	41
2.3.4	Análises de Microsondas	42
2.4	INTEGRAÇÃO DOS DADOS E ELABORAÇÃO DA TESE	42
2.5	TESE DE DOUTORADO E ARTIGO CIENTÍFICO	43

CAPITULO III

3	ROCHAS CARBONATÍICAS: UMA REVISÃO	44
3.1	DEFINIÇÕES E CLASSIFICAÇÕES DE ROCHAS CARBONATÍICAS	45
3.2	GÊNESE E EVOLUÇÃO DE ROCHAS CARBONATÍICAS.....	49
3.3	PANORAMA BRASILEIRO DE ROCHAS CARBONATÍICAS	57

CAPITULO IV

4	CONTEXTO GEOLÓGICO	62
4.1	REFERENCIAL TEÓRICO	62
4.2	CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL.....	67
4.3	REVISÃO DO CMCAD	77

CAPITULO V

5	GEOLOGIA DO CMCAD	88
5.1	LITOLOGIAS	88
5.2	ROCHAS METACARBONATÍICAS DO CMCAD	94
5.3	ASPECTOS ESTRUTURAIS DO CMCAD	102

CAPITULO VI

6	ANÁLISE PETROGRÁFICA DAS ROCHAS DA REGIÃO DE ANGICO DOS DIAS...	110
6.1	ANÁLISES PETROGRÁFICAS DAS ROCHAS METACARBONATÍICAS DO CMCAD	111
6.1.1	Apatita Metacarbonatito	113
6.1.2	Olivina-Apatita Metacarbonatito	116
6.1.3	Flogopita-Apatita-Olivina Metacarbonatito	123
6.1.4	Olivina-Apatita-Biotita/Flogopita Metacarbonatito	127
6.1.5	Metacarbonatito Silicificado	131
6.2	ANÁLISES PETROGRÁFICAS DAS DEMAIS ROCHAS DO CMCAD	138
6.2.1	Metassienito	138
6.2.2	Metassienogranito.....	142
6.2.3	Tremolitito	144

CAPITULO VII

7	QUÍMICA MINERAL DAS ROCHAS METACARBONÁTICAS DO CMCAD.....	145
7.1	APATITA.....	145
7.2	OLIVINA SERPENTINIZADA.....	155
7.3	BIOTITA E/OU FLOGOPITA.....	161
7.4	CARBONATO	165
7.5	ÓXIDOS	167
7.6	MINERAIS ACESSÓRIOS/OPACOS/ALTERAÇÕES	171

CAPÍTULO VIII

8	ANÁLISE GEOQUÍMICA DAS ROCHAS DO CMCAD.....	176
8.1	METACARBONATITOS.....	177
8.1.1	Elementos Maiores.....	177
8.1.2	Elementos Menores e Traços	186
8.1.3	Elementos Terras Raras	191
8.2	DEMAIS ROCHAS DO CMCAD	194
8.2.1	Elementos Maiores.....	195
8.2.2	Elementos Menores e Traços	199
8.2.3	Elementos Terras Raras	202

CAPÍTULO IX

9	DISCUSSÕES E CONCLUSÕES	204
----------	--------------------------------------	------------

CAPÍTULO X

10	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	207
-----------	---	------------

CAPITULO I

1 INTRODUÇÃO

As rochas metacarbonatíticas vêm sendo estudadas desde o final do século XIX por Bose (1884) e Högbom (1892, 1893, 1894, 1895), contudo a ideia de que um magma carbonatítico teria sido originado como o produto final da diferenciação de um magma alcalino só foi introduzido por Stutzer (1907).

O termo carbonatito somente foi usado e definido por Brögger (1921): *“rocha composta predominantemente por carbonato: rocha carbonatítica (carbonatito), que ocorre como maciço sílico-carbonático, deve ser interpretada como rocha ígnea”*. Desde então as pesquisas, conhecimento e definições acerca dessas rochas têm se multiplicado, apesar de sua exposição limitada.

Atualmente, a definição mais aceita descreve carbonatito como um tipo especial de rocha rica em carbonato geneticamente relacionada ao processo de formação de rocha alcalina e erupção de magma alcalino (PECORA, 1956).

Ainda, segundo Pecora (1956) esta definição pode ser estendida aos depósitos ricos em carbonatos formados por fluidos quentes, eliminando a conotação genética de magma sugerida por Brögger (1921)

Heinrich (1966) simplificou: *“Carbonatito é uma rocha rica em carbonato de derivação magmática aparente ou similar”*. Streckeisen (1979) definiu carbonatito como rocha ígnea que contém mais de 50% de minerais carbonáticos.

Os primeiros trabalhos publicados sobre carbonatitos no Brasil reportam a Leonardos (1956), que estudou carbonatitos com apatita e pirocloro, na região do

Triângulo Mineiro.

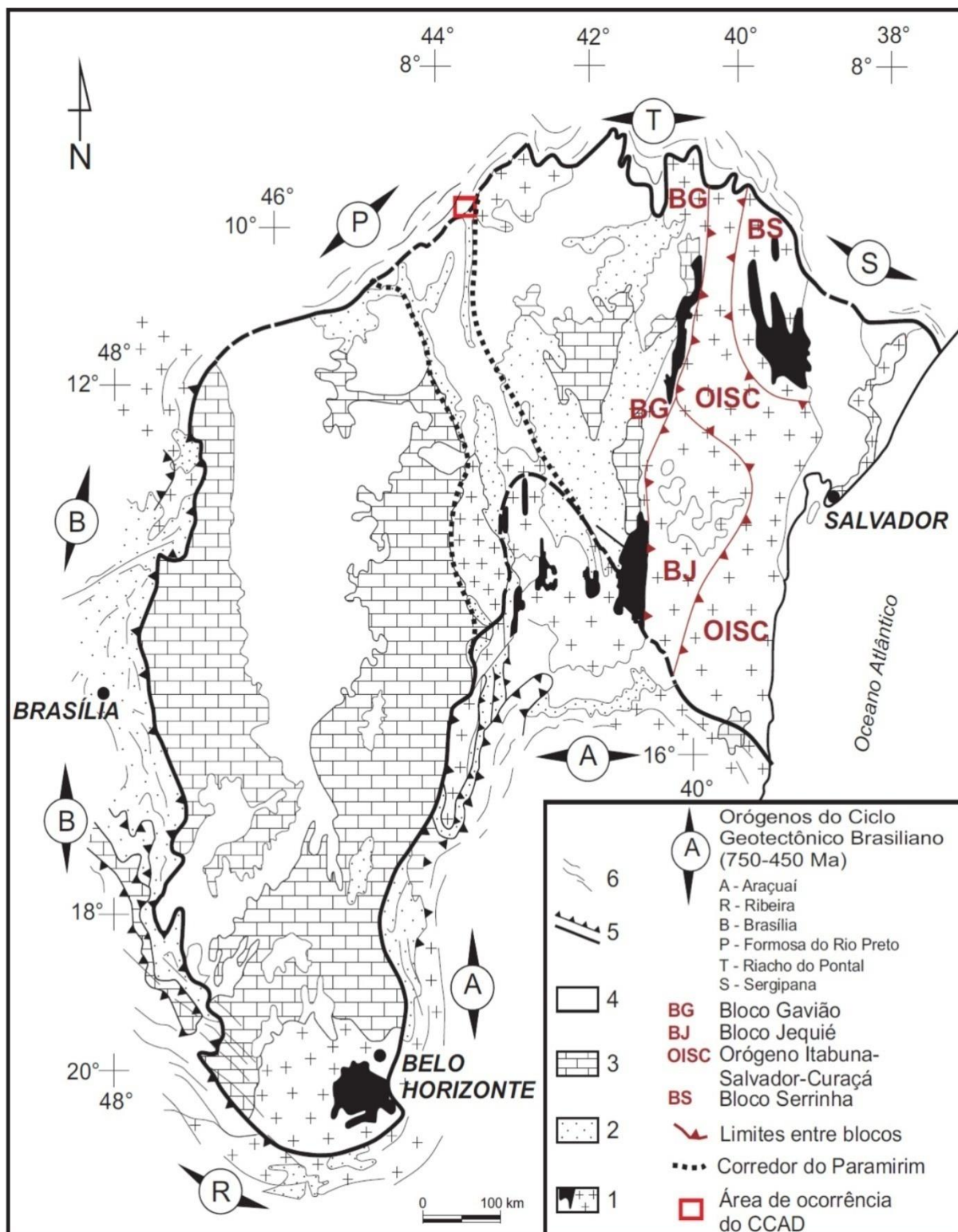
Entretanto, o carbonatito de Jacupiranga, no Estado de São Paulo, foi descoberto por Bauer (1877) e primeiramente descrito por Derby (1891) e Hussak (1892, 1895, 1898, 1904), mas somente com a exposição de quase todo o corpo, devido à exploração de fosfato, os dados e amostras para detalhamento foram obtidos por Melcher (1962).

A investigação econômica da ocorrência de apatita em Angico dos Dias, distrito de Campo Alegre de Lourdes, no Estado da Bahia, pelo Programa Carbonatitos, implantado pela Companhia Brasileira de Metalurgia e Mineração (CBMM), em 1984, foi o ponto de partida na investigação do Complexo Metacarbonatítico de Angico dos Dias.

O estudo do depósito de fosfato, relacionado ao carbonatito pré-cambriano de Angico dos Dias, pela CBMM (SILVA *et al.*, 1987), forneceu dados até hoje utilizados na investigação dessas rochas. Apesar dos trabalhos produzidos pela CBMM serem as principais fontes de informações, indiscutivelmente, são escassos e insuficientes para uma caracterização genética e evolutiva desse complexo, inserido na Faixa de Dobramentos do Rio Preto, localizada na borda noroeste do Cráton São Francisco (Figura 1).

Sendo assim, este trabalho propõe, através da aquisição de mais dados de petrografia, geoquímica de rocha total, microscópio eletrônico de varredura e microsonda eletrônica, melhorar o entendimento da delimitação, configuração tectono-estrutural, caracterização petrográfica e geoquímica das rochas metacarbonatíticas do Complexo Metacarbonatítico de Angico dos Dias (CMCAD), visando comparar com as demais ocorrências e auxiliar no estudo da potencialidade econômica.

Figura 1 - Mapa esquemático apresentando os limites e as maiores unidades estruturais do Cráton São Francisco.



Legenda: 1) Embasamento Arqueano/Paleoproterozoico com seqüências *Greenstone Belts* (em preto); 2) Coberturas Paleo e Mesoproterozoicas do Supergrupo Espinhaço; 3) Coberturas Neoproterozoicas do Supergrupo São Francisco; 4) Coberturas Fanerozoicas; 5) Limites do Cráton (ALMEIDA, 1977; CRUZ e ALKMIM, 2006); 6) Lineamentos correspondentes aos cinturões de dobramentos Brasileiros. **Fonte:** Adaptado de Alkmim *et al.* (1993).

1.1 JUSTIFICATIVA

O Complexo Metacarbonatítico de Angico dos Dias (CMCAD), de feição linear e idade de $2.011\text{Ma} \pm 6\text{Ma}$ (mais antigo do Brasil, U-Pb em badeleíta e zircão), aparentemente se assemelha a outros complexos carbonatíticos lineares conhecidos (SILVA *et al.*, 1988), tais como: Chernigovka, Ucrânia ($2.090\text{Ma} \pm 20\text{Ma}$, U-Pb em zircão, SHERBAK *et al.*, 1995); Dubrava, Escudo de Voronezh (cortado pelo plúton granítico Zerenda de $448\text{Ma} \pm 20\text{Ma}$, idade obtida pelo método Rb-Sr, SHATAGIN, 1994); Nevânia, Índia (1.473Ma , idade obtida através da associação dos métodos Sm-Nd, Pb-Pb e Ar-Ar, RAY *et al.*, 2013); e Tatar, Sibéria (640-660Ma, K-Ar em flogopita, LAPIN, 1987).

No entanto, a correlação não é perfeita, pois segundo Silva *et al.* (1988) o CMCAD apresenta as seguintes peculiaridades:

- “i) o carbonatito tem alto conteúdo de apatita, superior a 14% em média;*
- ii) os sienitos não são fenitos e não foi observado fenitização;*
- iii) os conteúdos de Nb, Th e U das litologias são anormalmente baixos;*
- iv) as rochas principais, carbonatitos e sienitos, estão deformadas.”*

Assim, uma melhor caracterização petrográfica e geoquímica desse complexo enriquecerá o conhecimento a respeito da origem e evolução das rochas, permitirá uma melhor comparação com outras ocorrências e auxiliará na análise de ampliação da potencialidade econômica.

1.2 OBJETIVOS

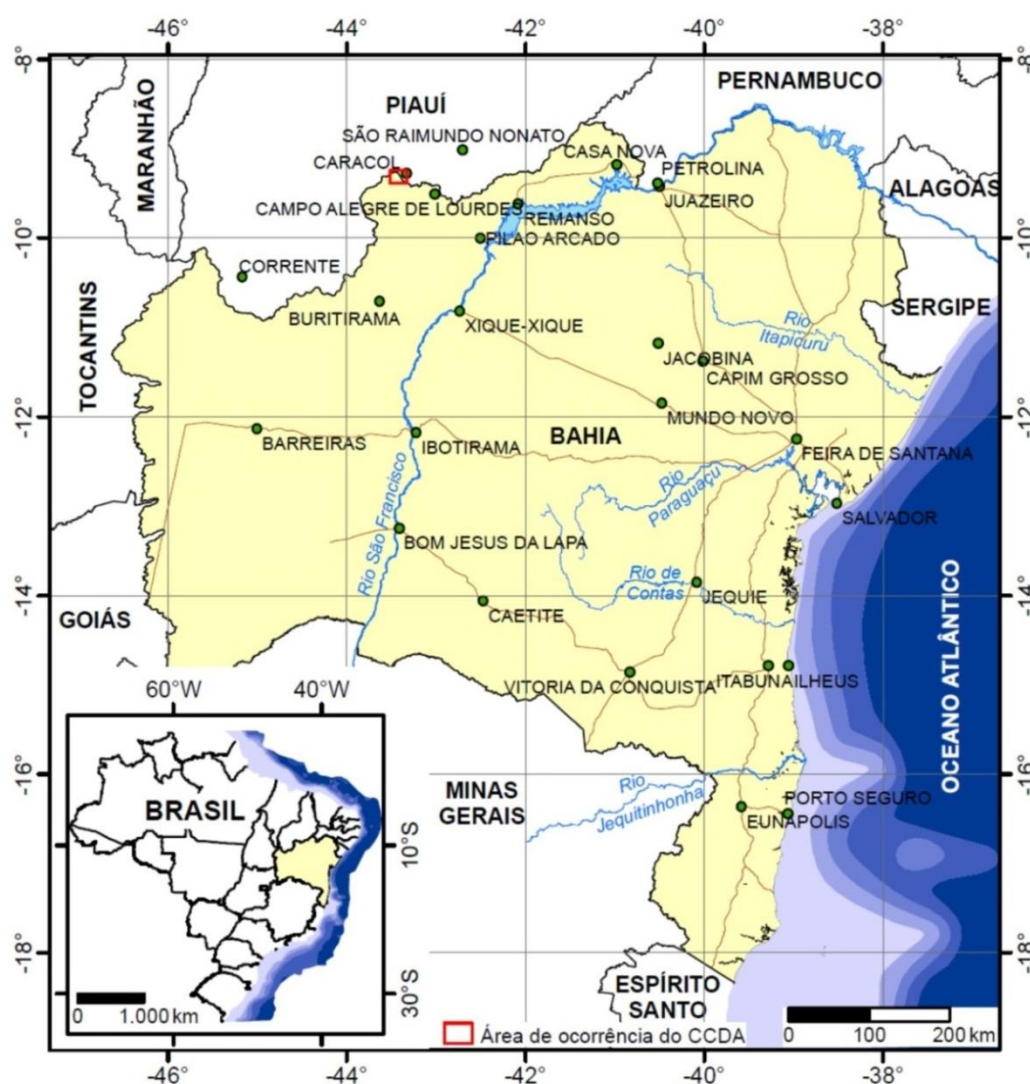
O conhecimento sobre os corpos de metacarbonatito do CMCD necessita ser revisado e acrescido de novos dados petrográficos e geoquímicos. Nesse sentido, pretende-se, com este trabalho, caracterizar petrograficamente e geoquimicamente esses carbonatitos a fim de que seja possível compará-los com outros existentes no Brasil e no mundo e, por conseguinte, distinguir similaridades, permitindo assim uma melhor compreensão acerca da história evolutiva dessas rochas e ampliar a análise da potencialidade econômica das rochas

metacarbonatíticas deste complexo.

1.3 LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

O CMCAD está situado na divisa entre o município de Campo Alegre de Lourdes, extremo noroeste do Estado da Bahia, e o município de Caracol, extremo sul do Estado do Piauí, entre as coordenadas geográficas 09°15'00" e 09°36'00" de latitude sul e 43°02'00" e 43°31'00" de longitude oeste (Figura 2), no contexto da região econômica do Médio São Francisco.

Figura 2 - Mapa de situação com a localização da área de ocorrência do CMCAD, região entre Campo Alegre de Lourdes-BA e Caracol-PI.



Fonte: Adaptado de Bizzi et al. (2003).

O melhor acesso por terra para Campo Alegre de Lourdes, centro urbano mais próximo do CMCAD, a partir de Salvador, é realizado por rodovias federais asfaltadas até a cidade de Petrolina, no Estado de Pernambuco.

Viajando por terra, deixa-se a cidade de Salvador através da BR-324 até Feira de Santana (114km), em seguida segue-se pela mesma rodovia até Capim Grosso (161km) e na sequência pela BR-407 até Petrolina (235km).

O percurso total de Salvador à Petrolina é de 510km. Alternativamente, é possível chegar à cidade de Petrolina, no Estado de Pernambuco, por meio de transporte aéreo via o aeroporto Senador Nilo Coelho.

A partir de Petrolina, passando por Casa Nova (66km) e Remanso (206km), até o centro urbano de Campo Alegre de Lourdes (318km), segue-se pela BR-235, resultando em um percurso total de 828km, com dificuldade de trafegabilidade no trecho de Remanso a Campo Alegre de Lourdes, devido à precariedade da rodovia.

O acesso ao CMCAD, que se situa a noroeste da sede municipal de Campo Alegre de Lourdes, pode ser feito através de estradas que dão acesso à cidade de Caracol no Piauí e acessos vicinais adjacentes.

1.4 ASPECTOS FISIográficos

De acordo com a Superintendência de Estudos Econômicos e Sociais da Bahia (BRASIL, 2007), a região encontra-se inserida no Polígono das Secas do Nordeste. O clima, segundo a classificação de Thornthwaite, é semiárido (Dd A'), com índice hídrico variando entre -20% e -40%, sem excedente hídrico e regime pluviométrico de primavera e verão.

De acordo com o Instituto Nacional de Meteorologia (BRASIL, 2014b), a região estudada apresenta uma precipitação acumulada anual entre 850mm a 1.050mm com precipitação média anual em torno de 742mm; insolação total entre 2.600h e 2.800h anuais; temperatura média compensada entre 24°C a 26°C, com temperaturas mínimas variando entre 15°C e 20°C, em junho e julho, e as máximas entre 30°C e 35°C, de setembro a novembro; e evaporação total entre 2.000mm a 2.400mm (Evaporímetro de Piché).

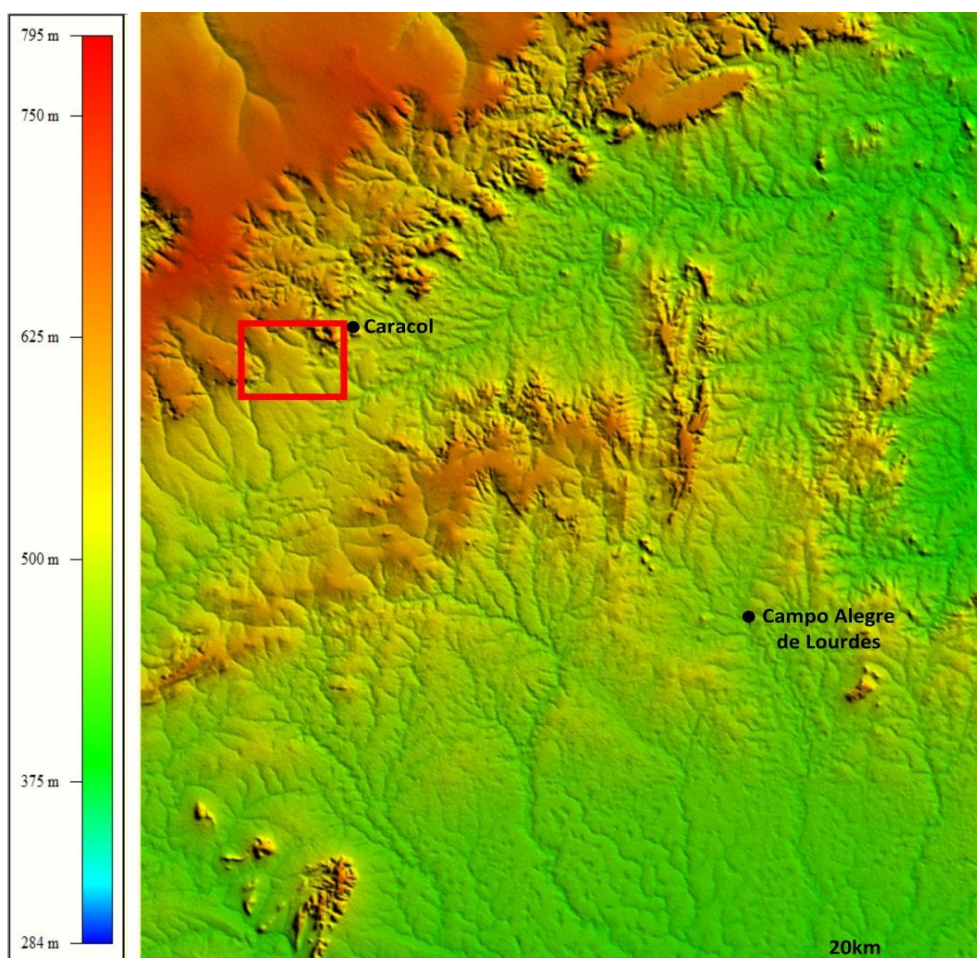
A área investigada está inserida na bacia hidrográfica do rio São Francisco,

cujos cursos d'água na região são todos intermitentes, destacando-se a vereda Pimenteira, que nasce na divisa entre os estados da Bahia e do Piauí, próximo ao distrito de Peixe, no município de Campo Alegre de Lourdes.

Fitologicamente, a região integra unidades naturais de vegetação representada por estepe (caatinga), com predominância de cantiga arbórea aberta e sem palmeiras.

Nos chapadões da borda sudeste da Bacia do Parnaíba (porção noroeste d imagem SRTM), com altitudes médias entre 640m e 720m relacionadas ao pediplano regional com trechos dissecados (altitude mínima de 420m), destacam-se relevos residuais do tipo *inselbergs*, sustentados por níveis de ferro magmáticos, e cristas estruturais, com altitudes médias variando entre 500m e 600m (Figura 3).

Figura 3 - Imagem do relevo da região de Campo Alegre de Lourdes-BA e Caracol-PI, com a localização da área de ocorrência do CMCAD, coletados pelo sensor *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM).



Fonte: Adaptado de Brasil (2014a).

As reais dimensões das rochas metacarbonatíticas ainda são desconhecidas, pois a norte, sul e leste se acham recobertos por depósitos detritícos elúvio-coluvionares de idade Terciária-Quaternária e a oeste e noroeste estão sotopostos a arenitos e conglomerados da Formação Ipú, de idade Ordoviciano-Siluriana.

1.5 INFRAESTRUTURA E ASPECTOS SOCIOECONÔMICOS

As cidades de Campo Alegre de Lourdes, Casa Nova, Remanso e Pilão Arcado, no Estado da Bahia, Caracol e São Raimundo Nonato, no Estado do Piauí, são os principais centros urbanos da região, onde se situa o objeto deste estudo.

Possui razoável infraestrutura básica de energia elétrica, água, comunicações com interligação à rede de telefonia DDD e DDI, e serviços, destacando-se os núcleos populacionais mais desenvolvidos da região, com hospitais, clínicas de assistência odontológica, escolas e bancos (Banco do Brasil, Caixa Econômica Federal, Bradesco e etc.).

As principais atividades econômicas estão associadas a agricultura, mineração, comércio e serviços. Os aspectos socioeconômicos e de infraestrutura ainda são bastante limitados, incluindo baixo desenvolvimento econômico, baixa densidade demográfica e baixa disponibilidade de acessos, essencialmente, rodoviário.

Atrela-se a esse cenário a indisponibilidade de recursos hídricos, que é abundante somente no lago da barragem de Sobradinho, a uma distância aproximada de 100km de Campo Alegre de Lourdes. Com relação à disponibilidade de energia elétrica, há linhas de transmissão do sistema Chesf, de 13,8kV a 80km, em Casa Nova.

As opções de escoamento de minério dos depósitos economicamente exploráveis da região, até o polo industrial e porto marítimo na região da Grande Salvador, poderão ser efetuadas exclusivamente por rodovia, ou através das combinações: hidrovia (lago da Barragem de Sobradinho) e rodovia, além da ferrovia, tal como: transporte rodoviário do local dos depósitos até o porto de Juazeiro - Petrolina e deste local até Salvador, através de via férrea, por cerca de 380km.

A Empresa GALVANI, especializada nas atividades de mineração, beneficiamento, industrialização e distribuição de fertilizantes fosfatados, constitui o maior empreendimento industrial da região com a Unidade de Mineração de Angico dos Dias, localizado no povoado homônimo, distrito do município de Campo Alegre de Lourdes, no Estado da Bahia.

As atividades de mineração tiveram início em 2005, por meio de tecnologia de concentração a seco, superando desse modo o grande desafio do empreendimento, a falta de infraestrutura local.

A empresa também contribui para o desenvolvimento da região ao ajudar a viabilizar a chegada de energia elétrica, estradas e água por meio de Parcerias Público-Privadas (PPPs) com o governo do Estado.

CAPITULO II

2 MATERIAIS E MÉTODOS

A pesquisa sobre as rochas metacarbonatíticas do CMCAD se realizou com base no método científico de Popper (1975), que aborda uma realidade hipotética dedutiva de modo a oferecer uma solução provisória ao problema, com base em teorias-tentativas, até que se confirme ou se prove o contrário.

Em conformidade com essa proposição, as pesquisas foram desenvolvidas em cinco etapas, distribuídas em trabalhos de campo e de laboratório executados na Companhia Baiana de Pesquisa Mineral (CBPM) e no Instituto de Geociências e Ciências Exatas (IGCE) do Departamento de Petrologia e Metalogenia da Universidade Estadual Paulista (UNESP), *Campus* de Rio Claro.

2.1 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Nesta etapa foram levantadas informações existentes sobre a área objeto de estudo, visando auxiliar no desenvolvimento do trabalho. Para isso, foram examinados livros, artigos científicos nacionais e internacionais, teses, dissertações, revistas eletrônicas e boletins internos de empresas, que disponibilizaram subsídio teórico acerca da geologia da área que compreende o objeto pesquisado e sobre os aspectos das ocorrências de rochas metacarbonatíticas nacionais e mundiais.

Dentre os principais trabalhos pesquisados estão os produzidos por geólogos

da Companhia Brasileira de Metalurgia e Mineração (CBMM), da Companhia Baiana de Pesquisa Mineral (CBPM) e da Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM).

2.2 TRABALHOS DE CAMPO

Os trabalhos de campo foram executados em duas campanhas, com duração média de oito dias, com objetivo de promover o reconhecimento da geologia regional, o entendimento dos aspectos geológicos locais, relacionados às rochas metacarbonatíticas do CMCAD e as demais rochas associadas; bem como, a coleta de amostras para análises petrográficas e geoquímicas.

Para consumação dos resultados foram percorridos 135km em perfis estratégicos, abertas e descritas 16,5km de picadas, descritos 289 pontos, coletadas 94 amostras de rocha (fragmentos de afloramentos e de blocos rolados) para a confecção de 29 lâminas delgadas e de 07 lâminas delgadas polidas, a realização 21 análises geoquímicas em rocha total e a análise de 04 lâminas delgadas polidas para análise em microscópio eletrônico de varredura e microsonda eletrônica.

Vale ressaltar, que durante os trabalhos de campo foi realizada a caracterização *in situ* dos litotipos observados (mineralogia, granulação, estruturas, forma de ocorrência, alterações, associações, contatos, etc.), e que os dados estruturais foram obtidos pelo sistema *Dip* e *Direction-Dip* (a pouca quantidade dos mesmos se deve a escassez de afloramentos).

Os melhores afloramentos das rochas metacarbonatíticas encontram-se na mina de fosfato da GALVANI e é por conta desse fato que a maioria das amostras e dos dados obtidos em campo foram coletados na mina. A amostragem foi realizada para atender as necessidades do trabalho, distribuição espacial e variedade. Houve sempre a preocupação em amostrar as partes menos alteradas da rocha.

Ferramentas como fotografias aéreas, mapas aerogeofísicos, mapas geológicos regionais e imagens de satélite e de radar foram utilizados para auxiliar no rastreamento e interpretação geológica da área estudada, uma vez que a região possui extensa cobertura sedimentar, de idade Cenozoica, com espessura média em torno de 7m de profundidade, e é margeada pelos chapadões da borda sudeste

da Bacia do Parnaíba, de idade Devoniana-Carbonífera.

Ambos os fatos, somados as condições climáticas locais, que implicam em clima quente e seco com chuvas concentradas em um curto período do ano, resultam na escassez de afloramentos, o que inviabiliza a obtenção de dados geológicos de maior detalhe, como, por exemplo, a delimitação dos diversos litotipos existentes na região, bem como a relação de contato existente entre eles.

2.3 TRABALHOS DE LABORATÓRIO/ESCRITÓRIO

As amostras coletadas durante os trabalhos de campo foram encaminhadas para os laboratórios especializados.

2.3.1 Análises Petrográficas

Foram confeccionadas 24 lâminas delgadas e 07 lâminas delgadas polidas a partir de seixos, calhaus e fragmentos de metacarbonatito aflorante, bem como 04 lâminas delgadas de outros litotipos (metassienito pegmatoide, metassienogranito e tremolitito).

Dentre as 28 lâminas delgadas confeccionadas, constam 02 lâminas delgadas produzidas a partir amostras de seixos e calhaus de metacarbonatito e tremolitito coletados por geólogos da Companhia Baiana de Pesquisa Mineral (CBPM) durante trabalhos realizados na região em 2008/2009, que foram aproveitadas nesta pesquisa.

Tais lâminas foram confeccionadas pelo laboratório de preparação de lâminas delgadas da CBPM e descritas no laboratório de petrografia da mesma empresa pelos geólogos Antônio Marcos Vitória Moraes, Michele Cássia Pinto Santos e Rejane Lima Luciano (autora deste trabalho) em microscópio binocular de luz polarizada modelo *Axio Scope.A1* da empresa ZEISS do Brasil.

2.3.2 Análises Geoquímicas

Das 94 amostras que culminaram na confecção de 35 lâminas delgadas e delgadas polidas selecionou-se 21 amostras para análises geoquímicas em rocha total, 17 amostras de carbonatito e 04 amostras de litotipos associados, que foram enviadas ao laboratório da SGS Geosol Laboratórios Ltda por intermédio da CBPM, onde foram analisados elementos maiores, menores, traços e terras raras.

Pelo método analítico de fusão de metaborato de lítio com acabamento em espectrometria de massas com fonte de plasma indutivamente acoplados (ICP-MS) foram analisados 16 parâmetros: Al_2O_3 , Ba, CaO, Cr_2O_3 , Fe_2O_3 , K_2O , MgO, MnO, Na_2O , P_2O_5 , SiO_2 , Sr, TiO_2 , V, Zn e Zr.

Pelo método analítico de espectrometria de emissão atômica com fonte de plasma indutivamente acoplado (ICP-AES) foram analisados 31 elementos: Ag, Ce, Co, Cs, Cu, Dy, Er, Eu, Ga, Gd, Hf, Ho, La, Lu, Mo, Nb, Nd, Ni, Pr, Rb, Sm, Sn, Ta, Tb, Th, Tl, Tm, U, W, Y e Yb.

Analisou-se também, Au, Pd e Pt pelo método analítico *Fire Assay*, que consiste na mistura da amostra com um fluxo contendo reagentes, PbO e Ag, seguida por fusão a alta temperatura, e determinação das concentrações desses elementos por absorção atômica.

Os resultados analíticos obtidos foram tratados utilizando os *softwares* Petrograph versão 2β (PETRELLI *et al.*, 2005) e GCDKit versão 3.00 (JANNOUSĚK *et al.*, 2006). A classificação mineralógica-químicas utilizada de carbonatitos é de Woolley e Kempe (1989).

2.3.3 Microscópio Eletrônico de Varredura

Das 07 lâminas delgadas polidas confeccionadas para análise petrográfica, 04 foram selecionadas para obtenção de espectros de raio X dos seus respectivos constituintes minerais.

Essas lâminas foram metalizadas com carbono e utilizadas na obtenção de imagens topográficas em escala micrométrica em Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) da marca JEOL, modelo JSM-6010LA (*Scanning Electron*

Microscope), acoplado ao detector de EDS (*Energy Dispersive X-Ray Spectrometer*), que realiza análises químicas qualitativas e semi-quantitativas de minerais presentes na lâmina. As condições analíticas utilizadas foram: tensão igual a 10kV; distancia focal de 11mm; diâmetro do feixe igual 65µm.

Tais análises foram executadas no laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura do Instituto de Geociências e Ciências Exatas da Universidade Estadual Paulista, “Júlio de Mesquita Filho”, *Campus* Rio Claro.

2.3.4 Análises de Microssondas

As mesmas 04 lâminas delgadas polidas e metalizadas com carbono utilizadas para obtenção de imagens topográficas, análises químicas qualitativas e análises químicas semi-quantitativas dos seus constituintes mineralógicos foram utilizadas na obtenção de dados quantitativos de química mineral (olivina, serpentina, magnetita, ilmenita e flogopita).

A composição química dos minerais de interesse foi determinada por equipamento de microsonda eletrônica da marca JEOL-EO, modelo JXA-8230 (*Electron Probe Microanalyzer*), acoplado a detector de WDS (*Wavelength Dispersive X-Ray Spectrometers*). As condições analíticas utilizadas foram: tensão igual a 15kV; corrente igual 12,5nA e; distancia focal de 11,12mm.

Tais análises foram executadas no laboratório de Microsonda Eletrônica do Instituto de Geociências e Ciências Exatas da Universidade Estadual Paulista, “Júlio Mesquita Filho”, *Campus* Rio Claro.

2.4 INTEGRAÇÃO DOS DADOS E ELABORAÇÃO DA TESE

Nesta ocasião, os dados obtidos nas etapas anteriores foram integrados para possibilitar a confecção da tese. Para isso, diversos *softwares* específicos foram utilizados na criação de banco de dados, no tratamento de dados estruturais e geoquímicos, na plotagem de dados em diagramas de classificação e caracterização de rochas e ambientes tectônicos, na edição de figuras e de texto.

2.5 TESE DE DOUTORADO E ARTIGO CIENTÍFICO

Na última etapa, a partir da integração de todos os dados obtidos durante a pesquisa, o texto final será apresentado na forma de tese de doutorado e publicações em revista. As normas a serem seguidas da tese de doutorado serão as previstas na Normalização Documentária, proposta pela Biblioteca da Universidade Estadual Paulista, Campus de Rio Claro.

CAPITULO III

3 ROCHAS CARBONATÍTIAS: UMA REVISÃO

Há grande interesse científico sobre os complexos alcalino-carbonatitos em todo o mundo, apesar de constituírem rochas raras e de pouca expressão na crosta terrestre. Esses complexos são formados por magmas raros e contêm importantes jazidas de diversos minérios, como fosfato, nióbio, elementos terras raras (ETR), barita, anatásio, magnetita, vermiculita, cobre, urânio, bauxita, fluorita e recursos assinaláveis Th, U e diamantes.

O potencial econômico destas rochas é agora amplamente agregado valor econômico e são os esforços de companhias mineiras que tem levado à descoberta de novos complexos, importantes na dinâmica da economia internacional (WOOLLEY, 2001).

Neste capítulo será sintetizado rapidamente uma descrição das definições, nomenclaturas, e aspectos genéticos e evolutivos, além de apresentar uma caracterização e o panorama das ocorrências de rochas carbonatíticas em território brasileiro e situações de ocorrência internacionais que possam se assemelhar as ocorrências do Complexo Metacarbonatítico de Angico dos Dias.

As informações contidas neste item permitem correlacionar, associar e comparar com os dados obtidos e interpretados do CMCAD.

3.1 DEFINIÇÕES E CLASSIFICAÇÕES DE ROCHAS CARBONATÍICAS

O carbonatito é uma rocha ígnea, intrusiva ou extrusiva, constituída por 50% ou mais de minerais carbonatados, que podem ser dolomita, calcita, ankerita e/ou siderita (WOOLLEY e KEMPE, 1989; STRECKEISEN, 1976).

Os carbonatitos são comuns em complexos de origem magmática associados com rochas alcalinas. A designação “rocha alcalina”, em termos de composição química, inclui várias séries petrogenéticas ou associações variando de saturadas a subsaturadas, predominantemente básicas até largamente ácidas, e de sódicas a potássicas.

São caracterizadas pela presença de feldspatoides e/ou piroxênios e anfibólios alcalinos. Rochas associadas são, portanto, sienitos nefelínicos (fonólitos) e ijolitos (nefelinitos), basanitos e rochas gabróicas com feldspatoides, sienitos peralcalinos (isto é, contendo piroxênio e/ou anfibólios alcalinos), quartzo sienitos e álcali-granitos, juntamente com traquitos peralcalinos, comenditos e pantelleritos.

Fenitos também são incluídos por causa da sua relação íntima com rochas alcalinas e carbonatitos, assim como certas rochas ultramáficas e melilitos, incluindo alnöitos e melilitolitos (WOOLLEY, 2001).

Na designação destas rochas (STRECKEISEN, 1976) deve se ter em conta o carbonato dominante presente; este mineral deverá estar precedendo o nome da rocha e/ou secundariamente adjetivando o nome (e.g. calcita carbonatito e/ou carbonatito calcítico).

Os carbonatitos podem ainda conter um prefixo, correspondente à fase mineral acessória dominante (e.g. carbonatito calcítico com pirocloro).

Quando à necessidade de caracterizar a granulação da rocha deve-se usar, por exemplo, calcita carbonatito de granulação grossa ou simplificada mente calcita carbonatito grosso em substituição a sovito e calcita carbonatito de granulação fina ou simplificada mente calcita carbonatito fino em substituição alvikito.

Recomenda-se usar dolomita carbonatito grosso em substituição rauhaugito e dolomita carbonatito fino em substituição beforsito (Figura 4).

As rochas essencialmente constituídas por carbonatos de sódio, potássio e

cálcio, deverão ser designadas por natrocarbonatitos (atualmente esta rocha é apenas conhecida como produto extrusivo do vulcão Oldoinyo Lengai no Norte da Tanzânia) (WOOLLEY e KEMPE, 1989).

Figura 4 - Classificação mineralógica de carbonatitos.

Nomenclatura (recomendados)	Carbonato(s) principal(is)	Nomes correspondentes (literatura antiga) <i>Granulação grossa</i>	Nomes correspondentes (literatura antiga) <i>Granulação fina</i>
Calcita-carbonatito	calcita	Sovito *	Alvikito
Dolomita-Carbonatito	dolomita	Rauhaugito **	Beforssito
Ferrocronatito	carbonatos de ferro		
Natrocarbonatito ***	carbonatos de Na (ex: nyerereita e gregoryita), K e Ca		

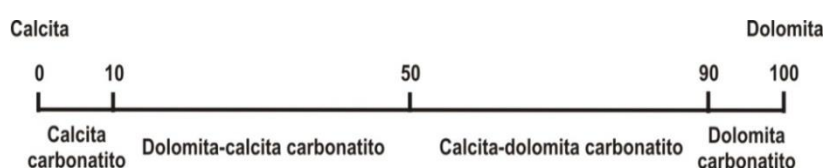
* Nome ainda utilizado para calcita-carbonatitos de granulação grossa.
 ** Nome muito pouco utilizado
 *** Rocha extremamente rara, e descrita somente em uma cratera vulcânica (vulcão Oldoinyo Lengai, Tanzânia)

Fonte: Adaptado de Woolley e Kempe (1989).

No caso específico de carbonatitos vulcânicos não alterados, como em Oldoinyo Lengai, são característicos os carbonatos alcalinos, como a gregoryita $[(Na_2, K_2, Ca)CO_3]$ e a nyerereita $[Na_2Ca(CO_3)_2]$.

Cabe ressaltar que quando a identificação dos carbonatos não for possível, utiliza-se análise química de rocha total, os carbonatitos deverão ser classificados com base nas porcentagens sugeridas por Streckeisen (1976) e Le Maitre (2002) (Figura 5).

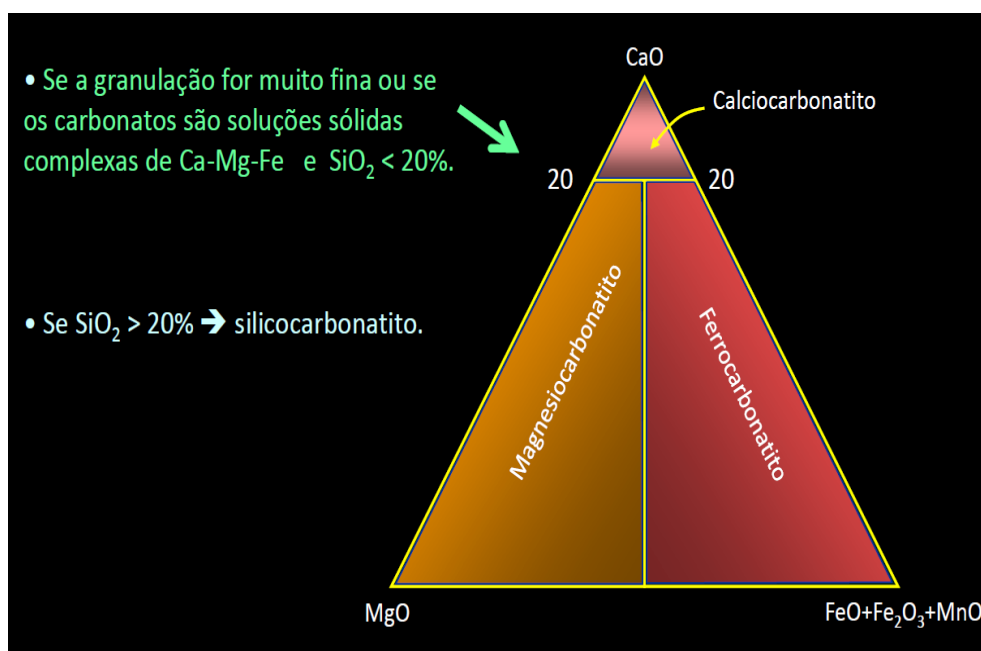
Figura 5 - Classificação química de carbonatitos.



Fonte: Adaptado de Streckeisen (1976).

Para as rochas carbonatíticas, a proposta de designações apresentada por Woolley (1982) encontra-se definida em duas situações: as rochas apresentando teor de $\text{SiO}_2 > 20\%$ são definidas como “sílico carbonatito” e para rochas com teor de $\text{SiO}_2 < 20\%$ em situação de misturas não identificadas de carbonatos propõe-se a utilização diagrama CMF, em percentagem em peso de CaO, MgO e $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MnO}$, resultando nos “calciocarbonatitos” com $\text{CaO} > 80\%$, nos “magnesiocarbonatitos” com $\text{MgO} > \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MnO}$ e nos “ferrocarbonatitos” com $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MnO} > \text{MgO}$, os quais consistem em carbonatitos que têm na sua composição fases minerais ferríferas (Figura 6).

Figura 6 - Classificação química diagrama CMF para rochas carbonatíticas.



Fonte: Adaptado de Woolley e Kempe (1989)

Três principais tipos de magma (silicático, carbonatítico e fosfático-oxidado) são descritos em complexos carbonatíticos, embora nem sempre todos ocorram juntos. As relações entre estes magmas são muito complexas, envolvendo processos petrogenéticos diversos, geralmente multifásicos e recorrentes, como cristalização fracionada, imiscibilidade de líquidos, desgaseificação e metassomatismo.

Cada tipo de magma pode gerar diferentes produtos durante a sua evolução, definindo séries petrogenéticas distintas.

A distinção química de carbonatitos com base na afiliação química dos magmas silicáticos associados, em sódicos e potássicos, permite atender às especificidades das principais províncias alcalino-carbonatíticas brasileiras a partir das Séries Petrogenéticas em Complexos Alcalino-Carbonatíticos.

Dentre os magmas silicáticos, o tipo de série petrogenética que ocorrerá depende fundamentalmente da afiliação geoquímica.

Os complexos alcalinos-carbonatíticos geralmente caracterizam por apresentar duas séries principais, a série silicática de maior volume no complexo e a série carbonatítica de menor volume. A série foscorítica pode estar presente, mas muito raramente (BROAD *et al.*, 2004).

Assim, uma das séries silicáticas comuns em complexos carbonatíticos é a série ijolítica, essencialmente compostas por nefelina e clinopiroxênio, e classificadas em função das variações modais entre estes dois constituintes. Este conjunto de rochas corresponde às rochas plutônicas cumuláticas derivadas da diferenciação de magmas parentais sódicos de composição nefelinítica e frequentemente representada por diques intrusivos nas rochas do complexo e encaixantes.

Por outro lado, um número mais restrito de ocorrências, associadas a magmas alcalinos ultrapotássicos, como kamafugitos, caracteriza-se pela presença dos equivalentes plutônicos que formam a série bebedourítica.

Em outros casos, quando os carbonatitos estão associados a rochas exclusivamente félsicas, como sienitos, torna-se mais difícil estabelecer uma distinção entre as linhagens sódica e potássica, situação característica das rochas metacarbonatíticas de Angico dos Dias.

Associados a carbonatitos ocorrem geralmente diversos tipos de rochas alcalinas e algumas tentativas têm sido feitas no sentido de sistematizar essas associações. Uma primeira aproximação consiste em distinguir carbonatitos que ocorrem isolados, sem associação com outros tipos de rochas alcalinas (carbonatitos primários), daqueles que ocorrem associados a rochas silicáticas alcalinas e/ou foscoritos. Em uma proposta mais recente, Woolley e Kjarsgaard (2008) dividem os carbonatitos mundiais em oito classes, conforme o tipo de rocha alcalina associada:

1. Carbonatitos associados à melilitito (ou melilitolito).

2. Carbonatitos associados à nefelinito (ou ijolito).
3. Carbonatitos associados à basanita (ou gabro alcalino).
4. Carbonatitos associados à fonolito (ou feldspatoides sienito).
5. Carbonatitos associados à traquito (ou sienito).
6. Carbonatitos associados à kimberlito.
7. Carbonatitos associados à lamprófiro (tipicamente aillikito, alnöitos).
8. Carbonatitos isolados.

Em razão da presença em Angico dos Dias dos sienitos, associados à dificuldade na definição das séries alcalinas, somente a classificação da série carbonatítica realizada com base no carbonato predominante (WOOLLEY e KEMPE, 1989) foi utilizada. Quanto à proposta de Woolley e Kjarsgaard (2008) sugere-se a classe 5, dos carbonatitos associados a sienitos.

Segundo Chakhmouradian (2006) os carbonatitos podem ser classificados em dois grupos levando em consideração ambientes geológicos e associações litológicas que lhes conferem assinaturas de elementos traços distinguíveis:

- I. Carbonatitos posicionados em riftes e estruturas extensionais de escala menor desenvolvidos em crátons Arqueanos estáveis ou cinturões orogênicos. Tipicamente associados a rochas subsaturadas em sílica e ricas em sódio.
- II. Carbonatitos posicionados em ambiente colisional configurados por orogêneses. Tipicamente associados a rochas tanto saturadas em sílica como subsaturadas em sílica, além de rochas ricas em potássio.

3.2 GÊNESE E EVOLUÇÃO DE ROCHAS CARBONATÍTICAS

São conhecidos no mundo cerca de 330 carbonatitos (WOOLLEY, 2001), localizados predominantemente em ambiente continental intraplaca relativamente estável, preferencialmente em ambientes geotectônicos como riftes intracontinentais, extensões continentais de falhas transformantes, *hot spots*, magmatismo ante-arco e ilhas oceânicas. São datados corpos do Proterozoico ao recente.

Com exceção de 2 corpos que são intraplaca oceânico (Ilhas Cabo Verde e

Canárias), os demais são encontrados próximos a margens de placas e podem estar relacionados à atividade orogênica ou separação de placas (WOOLEY, 1989).

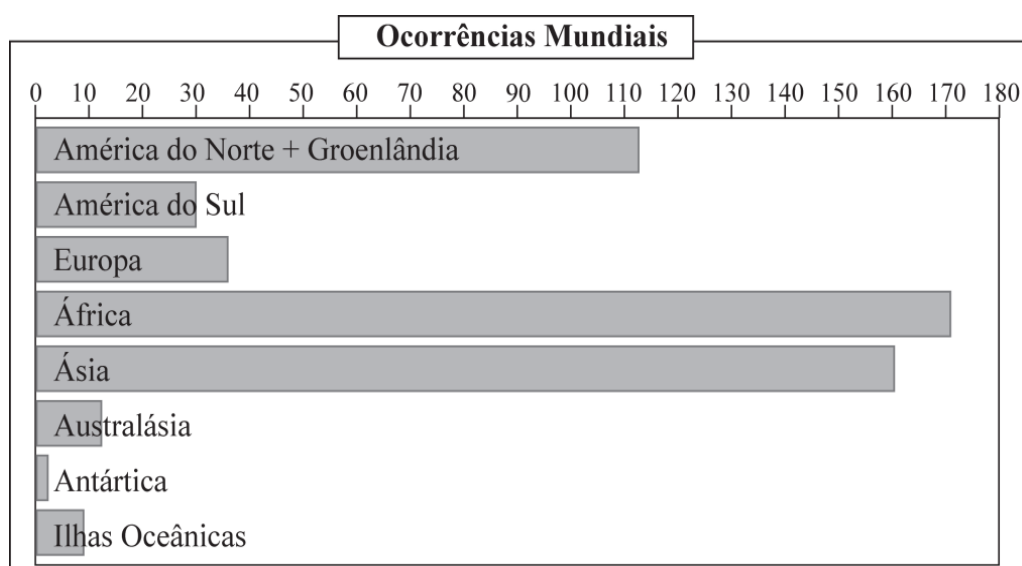
Em levantamentos mais atuais, são contabilizados 527 corpos carbonatíticos segundo Woolley e Kjarsgaard (2008) (Figuras 7 e 8), sendo que 76% destas ocorrências encontram-se associadas a rochas silicática alcalinas e, geralmente, o magma carbonatítico encontra-se em menores proporções.

Figura 7 - Distribuição mundial dos principais carbonatitos conhecidos.



Fonte: Adaptado de Woolley e Kjarsgaard (2008).

Figura 8 - Ocorrências de rochas carbonatíticas por continente.



Fonte: Adaptado de Woolley e Kjarsgaard (2008).

Os carbonatitos representam complexos ultrabásicos-alcálinos que intrudem a crosta terrestre a partir de um mecanismo do tipo *hot spot* (plumas mantélicas responsáveis pela geração de magma), que associado a falhamentos profundos existentes na crosta (feições extensionais que funcionariam como condutos), permitiriam o *emplacement* dessas rochas.

O magma carbonatítico forma corpos relativamente pequenos na crosta, em estruturas de *plugs*, *cone sheets*, diques e raramente *sills*, *tefra* e derrames. Afloram como estruturas complexas, multifásicas vulcânicas ou plutônicas. Os corpos plutônicos estão concentrados em zonas de falhas e lineamentos, geralmente formando domos circulares-ovalados com diâmetro entre 1,5km e 5km, podendo atingir mais de 10km.

Estágios múltiplos de diques e veios/venulações tardios de natureza carbonatítica encontram-se também relativamente bem documentados, associando-se, por vezes, a enriquecimentos em fluorita, carbonato, quartzo, barita, fosfatos, etc.

No geral, o magmatismo carbonatítico apresenta uma (1) fase sovítica ou cálcica, a esta pode suceder uma (2) fase beforsítica ou magnesianas que é seguida de uma (3) fase siderítica ou ferrosa, normalmente este conjunto de litotipos apresentam forte intemperismo, em razão da intensa dissolução dos seus minerais (BARKER, 1989).

Frequentemente, estes corpos são circundados por auréolas de metamorfismo de contato (femitização), que transformam as rochas encaixantes (independentemente da composição química e mineralógica) em tipos alcalinos sieníticos.

As auréolas de metassomatismo potássico e/ou sódico (femitização) são comuns e concorrem para a formação de halos constituídos por rochas quartzo-feldspáticas heterogeneamente modificadas (femitos, constituídos por feldspato potássico, aegirina e outros piroxênios sódicos e quantidades subordinadas de anfibólios alcalinos).

Gittins (1989) defende que os fluidos e a natureza de femitização se relacionam, com a evolução magmática do carbonatito, ou seja, a ascensão lenta do magma carbonatítico propicia um maior fracionamento do mesmo, produzindo um fluido aquoso mais rico em álcalis. Pelo contrário, se a ascensão do magma ocorrer

rapidamente a saturação em água ocorrerá antes do fracionamento ter tempo para aumentar substancialmente o conteúdo em álcalis, afetando o tipo de fenitização que ocorre nas rochas intrudidas

Isto sugere que existe uma profundidade crítica na crosta abaixo da qual a fenitização é improvável, uma vez que um fluido aquoso apenas pode separar do magma carbonatítico após este atingir a saturação em água; enquanto não acontece, a fenitização não pode ser desencadeada a menos que, o magma se tenha tornado suficientemente enriquecido em Cl potenciando a dissolução dos agentes necessários à fenitização.

Por estas razões Gittins (1989) defende que o magma carbonatítico se desenvolve na crosta inferior ou no manto superior. O suporte para esta ideia é sustentado pela ausência de fenitos em torno de alguns carbonatitos que se pensa ter cristalizado a profundidades consideráveis no seio de um terreno granulítico a Norte de Ontário, Canadá.

Ainda, segundo Gittins (1989) a literatura sobre a gênese dos magmas carbonatíticos considera essencialmente duas hipóteses concorrentes: a) fracionamento a baixa pressão na crosta de um magma parental derivado do manto (normalmente “nefelinito carbonatado”) e; b) separação imiscível em níveis crustais pouco profundos do magma silicatado subsaturadas depois de diferenciação prolongada.

Com base em estudo de equilíbrio de fases, razões isotópicas Sr-Nd-Pb, isótopos estáveis e gases nobres, a origem dos carbonatitos, ou de seus magmas silicático-carbonatados parentais, está firmemente ligada à fusão parcial de fonte mantélica. Devido à concentração extremamente alta de Sr e Nd em carbonatitos, os efeitos de contaminação crustal nesses sistemas isotópicos são minimizados por um “tampão composicional” (BELL e BLENKINSOP, 1989; BELL e RUKHLOV, 2004)

Adicionalmente, como a ascensão do magma carbonatítico é presumivelmente rápida, a interação com a crosta continental é reduzida.

Estudos experimentais e isótopos radiogênicos mostram evidências de magmas carbonatíticos produzidos no manto por fusão parcial de um peridotito carbonatado (DALTON e WOOD, 1993; HARMER e GITTINS, 1998).

Alternativamente, relações espaciais de carbonatitos e intrusões alcalinas são evidências da geração de magmas carbonatíticos por cristalização fracionada ou por separação de um líquido silicático parental por imiscibilidade de líquidos (KJARSGAARD e HAMILTON, 1989).

Barker (1989) defende que em qualquer dos casos, o magma carbonatítico pode inicialmente ser baixo em álcalis, podendo, no entanto, fraccionar e produzir líquido alcalino como produto final extremo ou gerar um líquido alcalino. Uma vez contaminado pelas rochas hospedeiras dará origem a líquidos calcíticos e dolomíticos.

Uma terceira possibilidade proposta por Gittins (1989) considera um *melt* com origem no manto parcialmente carbonatado e metassomatizado que produzirá magmas carbonatitos primários e magmas silicatados separados.

Hall (1996) propõe três maneiras a partir das quais um magma carbonatítico pode se originar: (i) como produto inicial de fusão parcial de um manto portador de uma pequena proporção de carbonatos (carbonatitos primários); (ii) como produto final de diferenciação de um líquido silicático contendo carbonato dissolvido e; (iii) por imiscibilidade de líquidos em um sistema carbonatítico-silicático.

A fusão parcial de um manto carbonatado gerando um magma carbonatítico primário ocorreria apenas sob condição apropriada (HALL, 1996), que seria: um baixo grau de fusão parcial (<1%) de um manto peridotítico carbonatado a profundidades superiores a 70km, com a geração de dolomita carbonatitos.

A maior dificuldade em aceitar que o carbonatito possa ser um magma primário é a expectativa de altos conteúdos de Mg num líquido carbonatítico em equilíbrio com um peridotito do manto, o que dificulta explicar a existência dos carbonatitos calcíticos (HALL, 1996). Todavia, Dalton e Wood (1993) sugerem que estes são produtos de reação metassomática entre os carbonatitos dolomíticos e harzburgitos do manto superior, assim como carbonatitos sódicos seriam produtos de reação entre os carbonatitos dolomíticos e os lherzolitos do manto superior.

Os carbonatitos primários deveriam ocorrer, em campo, como corpos isolados e sem uma necessária associação com rochas alcalinas silicáticas. Woolley e Kjarsgaard (2008) apontam que poucos carbonatitos no mundo correspondem a esta situação e que carbonatitos primários são, provavelmente, muito raros.

O processo de cristalização fracionada é um processo de diferenciação magmática que corresponde à progressiva cristalização e remoção de minerais, a partir de um magma parental, com a queda de temperatura.

As fases minerais fracionadas podem se concentrar e formar rochas (cumulados) de diversas composições, por processos variados, como assentamento gravitacional de minerais mais densos ou flotação de minerais menos densos do que o magma residual, acumulação de cristais nas paredes da câmara magmática, filtragem do magma residual bombeado por pressão, ou concentração de minerais em bandas devido ao fluxo hidráulico de um magma contendo cristais em suspensão.

Em condições plutônicas, a cristalização de um magma não é instantânea, mas ocorre em um intervalo de temperatura e período de tempo. Num magma parcialmente cristalizado, os cristais coexistentes e o líquido raramente apresentam a mesma composição. Então, se os cristais são separados do magma, o líquido remanescente será diferente do magma original, resultando daí na mudança progressiva da composição do magma (HALL, 1996).

A ideia de que carbonatitos podem ser gerados por cristalização fracionada a partir de um magma de composição sílico-carbonatada é fortalecida pela grande quantidade de carbonatitos espacialmente associados com rochas silicáticas alcalinas, sendo que algumas delas observa-se a presença de calcita primária. A presença de calcita magmática é uma forte evidência para um fracionamento evoluindo para magmas residuais rico em carbonato

Além disso, diversas evidências texturais encontradas em carbonatitos, como estrutura bandada e segregações de apatita, silicatos e óxidos mostram que eles podem ser cumulados. Carbonatitos associados a rochas silicáticas com forte gradação composicional sugerem que essas rochas são produtos de cristalização fracionada.

A imiscibilidade de líquidos envolve a separação de um magma originalmente homogêneo em duas frações coexistentes. Em líquidos silicáticos, estudos experimentais identificaram uma extensão bastante limitada desse processo, além de serem raras as evidências petrográficas.

Em contrapartida, em líquidos de composição silicato-carbonatada ou silicato-sulfetada, esse processo é mais generalizado, e pode ocorrer em uma escala maior (HALL, 1996).

A ideia de que a imiscibilidade de líquidos desempenha importante papel na gênese dos carbonatitos tem sido sugerida por diversos autores que propõem que a imiscibilidade é o principal processo no desenvolvimento tanto dos carbonatitos quanto das rochas silicáticas associadas, e que pode explicar a origem de muitos tipos de carbonatitos mais facilmente que qualquer outro processo.

Em termos gerais, um magma silicático com alguma quantidade de carbonato dissolvido vai se tornando mais enriquecido neste componente pela progressiva cristalização de silicatos, óxidos e fosfatos, levando à saturação e separação de um líquido carbonatítico imiscível.

Em rochas alcalinas, esse processo é às vezes evidenciado pela ocorrência de glóbulos (ocelos) ricos em carbonatos numa matriz de composição silicática, ou ainda por inclusões microscópicas de líquidos silicáticos e carbonatíticos coexistindo dentro de cristais (HALL, 1996).

A presença de glóbulos de carbonatos na matriz dos flogopita picritos no complexo alcalino-carbonatítico de Tapira (BROD, 1999) sugere que um líquido carbonatítico imiscível deve ter se formado num estágio muito inicial na sequência de diferenciação de um magma silicato-carbonatado, uma vez que essas rochas representam o magma parental do complexo.

Quando a imiscibilidade de líquidos carbonatítico-silicático ocorre, muitos elementos químicos concentram-se preferencialmente em um dos dois líquidos conjugados.

Portanto, padrões geoquímicos são gerados em cada lado do par imiscível e podem ser utilizadas para definir a ocorrência da imiscibilidade de líquidos durante a evolução de uma suíte de rocha.

As rochas metacarbonatíticas podem ser separados segundo sua disposição espacial no terreno e características estruturais em dois grupos. Os corpos de geometria circular ou oval são classificados como sendo do Tipo Central. Os corpos de geometria longitudinal, alongada, encaixados em falhas ou subconcordantes a essas falhas são classificados como sendo do Tipo Linear (KRAVCHENKO *et al.*, 1988).

Os complexos alcalino-carbonatíticos brasileiros ocorrem na maioria das vezes associados a zonas de flexura e fraturas nas bordas das bacias do Paraná, Parnaíba e Amazonas, onde ao menos três principais lineamentos estruturais controlando-os são observados, sendo eles: Lineamento Alto Parnaíba, Lineamento Lancinha-Cubatão e Lineamento Transbrasiliiano (BIONDI, 2005; COMIN-CHIARAMONTI e GOMES, 2005).

Corpos carbonatíticos de natureza sintectônica se destacam pela morfologia linear dos seus corpos, localizam-se ao longo de zonas de falhas profundas e, em geral, estendem-se por dezenas de quilômetros, chegando por vezes a se prolongar por mais de 100km (LAPIN *et al.*, 1999). Complexos alcalino-carbonatíticos do Tipo Central intrudem, predominantemente, ortoplateformas e estão, via de regra, desconectados no tempo e no espaço dos complexos carbonatíticos-feníticos do tipo linear, de cinturões orogênicos, desenvolvidos a partir do Pré-Cambriano (LAPIN *et al.*, 1999).

Corpos carbonatíticos extrusivos podem ser classificados de acordo com as rochas associadas aos complexos e ocorrem em dois grupos. Num primeiro grupo, os carbonatitos estão associados a grandes volumes de rochas silicáticas, compondo edifícios de extrusão vulcânica bem desenvolvidos na forma de estrato vulcões cônicos, também chamados de vulcões compostos. Num segundo grupo, estão associados a volumes pequenos de rochas silicáticas, e formam diatremas, crateras e cones de cinzas.

As rochas carbonatíticas são raras. Magmas carbonatíticos são raros mesmo em relação aos demais magmas de composição alcalina. Unidades puramente carbonatíticas são pouco comuns em comparação aos complexos de associações alcalino-carbonatíticas.

Extrusões carbonatíticas são ainda mais raras em relação às intrusões carbonatíticas. E os carbonatitos metamorfizados e deformados são mais raros que seus correlatos (BELL, 1989; BARKER, 1996).

3.3 PANORAMA BRASILEIRO DE ROCHAS CARBONATÍICAS

As idades das ocorrências brasileiras de corpos alcalinos são principalmente Mesozoicas com algumas idades Cenozoicas subordinadas, de ambiente intraplaca, na forma de *stocks*, *sills*, *plugs*, diques ou derrames, geralmente relacionados a ambientes de rifte (BIONDI, 1986).

Ainda, segundo Biondi (1989) os complexos alcalinos amazônicos são de idades Neo-Mesoproterozoicas, o complexo alcalino baiano é de idade Paleoproterozoica.

Os complexos alcalinos amazônicos são restritos e incluem Morro de Seis Lagos e Mutum, no Estado do Amazonas, e Maicuru, no Estado do Pará, e constituem complexos alcalino-carbonatíticos situados na Bacia Amazônica. Praticamente não possuem controles estruturais significativos, e estão relacionados provavelmente à eventos distensivos intraplacas de longa duração ou à uma sequência de eventos sucessivos marcados por regimes distensivos, compressivos e transcorrentes.

Semelhanças ocorrem com uma intrusão alcalina no sudoeste do estado da Bahia, Angico dos Dias (Figura 9), associados a colisões continentais e zonas de subducção.

No Morro de Seis Lagos (BONOW, 1980), também conhecido como Complexo Alcalino Seis Lagos (ISSLER, 1980; CÔRREA, 1997), localizado no município de São Gabriel da Cachoeira, no Estado do Amazonas, a ascensão de magmas dessa natureza geralmente é controlada por conjuntos de profundas falhas que geram regiões facilitadoras ao diapirismo.

Dentro de um complexo com diferentes intrusões carbonatíticas, estruturas de escala local controlam os posicionamentos dos diferentes corpos, representados na forma de três estruturas aproximadamente circulares. O corpo maior denominado “Seis Lagos” possui 5,50km de comprimento por 4,50km de largura, enquanto as outras ocorrências menores apresentam diâmetro de 0,75km e 0,50km.

Morfologicamente é um relevo pseudo-cárstico, cuja estrutura maior revela diversas depressões por colapso, seis das quais, apresentando lagos que conduziram à denominação “Morro dos Seis Lagos”.

Intenso processo de intemperismo efetivou a formação de espessa cobertura laterítica ferruginosa sobre rochas alcalinas, tendo destaque os elevados teores de terras raras, nióbio, zircônio, vanádio e berílio.

O carbonatito de Morro dos Seis Lagos deve provavelmente tratar-se de um *stock*, devido à sua forma e dimensões. As bordas retas do corpo, marcadas pelos limites da crosta laterítica, que melhor caracteriza a forma original da intrusão, se assemelham a um hexágono e indicam que o corpo foi afetado por diferentes campos tensionais após sua consolidação.

Figura 9 - Mapa de localização dos complexos alcalinos e carbonatíticos brasileiros.



Fonte: Adaptado de Biondi (2005)

O Complexo Alcalino-Ultramáfico-Carbonatítico de Maicuru localiza-se no município de Monte Alegre, estado do Pará, apresenta uma forma aproximadamente elíptica, com eixo maior e menor de 9km e 6km, respectivamente, e é constituído por carbonatitos, piroxenitos, e subordinadamente por sienitos, dunitos, traquitos, carbonatitos, glimeritos e apatititos. Numerosos veios de apatititos e carbonatitos cortam os piroxenitos que estão em contato com os carbonatitos.

As rochas apresentam idades Neoproterozoicas ($586\text{Ma} \pm 18\text{Ma}$) intrusivo em gnaisses de composição tonalíticas a granodioríticas e granitos atribuídos ao Complexo Guianense (LEMOS e GASPAR, 2002; LEMOS *et al.*, 1988). No contexto tectônico, esse magmatismo alcalino pode ser relacionado ao evento extensional na borda norte da Bacia do Amazonas e pode ser interpretado como um importante registro da fase rifte que prenunciou a instalação dessa bacia no início do Paleozoico.

O complexo alcalino-carbonatítico de Mutum, no Amazonas, também do Paleoproterozoico, é uma intrusão circular alojada em gnaisses e migmatitos, que cobre uma área de 16km^2 e cujas principais rochas são nefelina sienitos, carbonatitos, ijolitos, urtitos e fenitos (GOMES *et al.*, 1990).

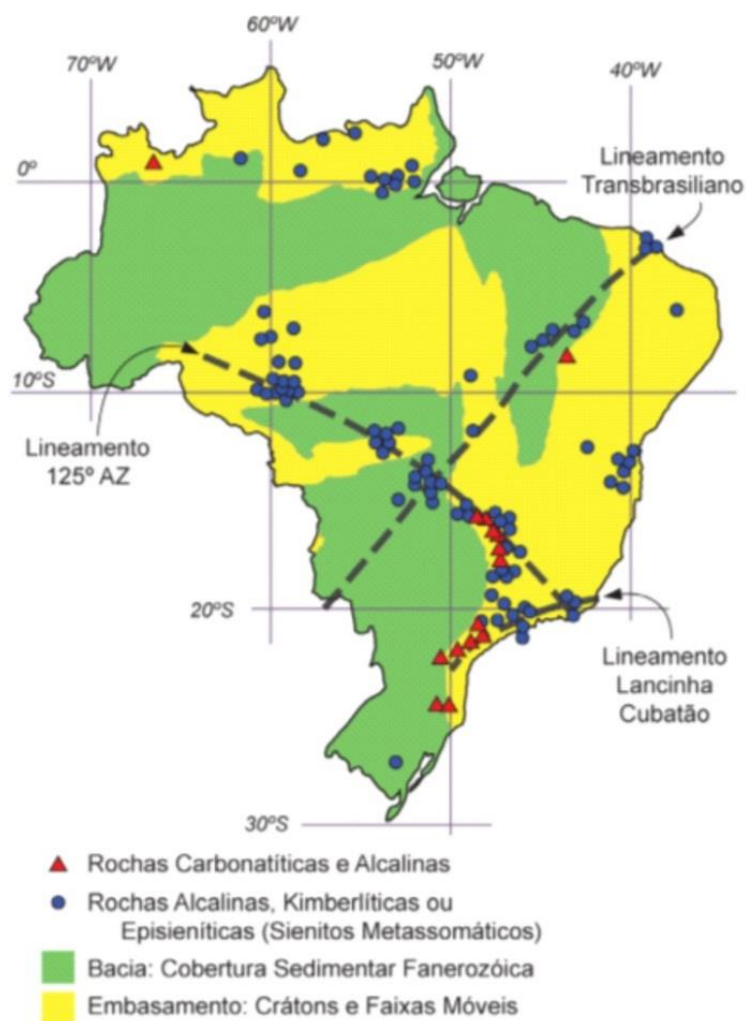
Atualmente pouco das rochas carbonatíticas presentes e documentadas no Brasil estão em fase de exploração. Comin-Chiaramonti e Gomes (2005) e Gomes *et al.* (1990) apontam somente as rochas carbonatíticas de Araxá, Catalão I, Catalão II, Jacupiranga e Tapira, perfazendo cinco explorações em atividade fora dos controles estruturais, além de Angico dos Dias. Estes seis carbonatitos são explorados principalmente por lavras a céu aberto para extração de fosfato e nióbio.

Os complexos alcalino-carbonatíticos brasileiros ocorrem associados a zonas de flexura e fraturas nas bordas das bacias do Paraná, Parnaíba e Amazonas, onde ao menos três principais lineamentos estruturais controlando-os são observados, sendo eles: Lineamento Alto Paranaíba, Lineamento Lancinha-Cubatão e Lineamento Transbrasiliiano (BIONDI, 2005) (Figura 10).

- I. **Lineamento do Alto Paranaíba**, orientado preferencialmente para o azimute 125° , se estende da costa do Rio de Janeiro ao leste do Estado de Rondônia. Os complexos alcalinos mais importantes economicamente associados a esse lineamento concentram-se no Triângulo Mineiro, juntamente com a maior província lamproítica-

kimberlítica conhecida no país. Alguns complexos carbonatíticos relacionados a este lineamento são Catalão, Araxá e Tapira.

Figura 10 - Mapa com o posicionamento dos complexos alcalinos e carbonatíticos brasileiros em zonas de margem de bacias Fanerozoicas e controlados estruturalmente por três lineamentos de escala continental.



Fonte: Adaptado de Biondi (2005).

- II. **Lineamento Lancinha-Cubatão** perfazendo o contorno litorâneo da Região Sudeste do país, iniciado no Rio de Janeiro e se estendendo para sudoeste até o Estado do Paraná, em contato com o Lineamento de Blumenau, concentrando complexos alcalinos entre o Arco de Ponta Grossa e a Sinclinal de Torres. Este lineamento se estenderia na África. As intrusões alcalinas encontradas no Lineamento Lancinha-Cubatão podem ser controladas por estruturas menores, como os

lineamentos paralelos de Guapiara, São Jerônimo-Curiúva, Rio do Alonzo e Rio Piquiri, todos de direção noroeste-sudeste, por sua vez relacionados ao arco jurássico de Ponta Grossa.

- III. **Lineamento Transbrasiliano** de azimuth geralmente próximo de 45° e se estendendo do nordeste do Paraguai até a cidade de Fortaleza, no estado do Ceará. Essa feição estrutural cruza o Lineamento 125° no estado de Goiás, exibindo ocorrências alcalinas somente na zona de intersecção com este lineamento e nos arredores da cidade de Fortaleza- Ce.

Estes lineamentos e o posicionamento dos complexos alcalinos, alcalino-carbonatíticos e carbonatíticos do Brasil pode ser visualizado na figura 9. Os depósitos minerais mais significativos relacionados aos complexos alcalino-carbonatíticos estão relacionados ao Lineamento do Alto Paranaíba, posicionado no azimuth 125° .

CAPITULO IV

4 CONTEXTO GEOLÓGICO

Nesta seção serão apresentados o referencial teórico utilizado no desenvolvimento desta pesquisa e o contexto geológico regional de ocorrência do Complexo Metacarbonatítico de Angico dos Dias (CMCAD).

4.1 REFERENCIAL TEÓRICO

O CMCAD está inserido no contexto do limite do Cráton São Francisco (ALMEIDA, 1977), uma entidade geotectônica estabilizada no final do evento termo tectônico do Paleoproterozoico, entre 2,2Ga a 2,0Ga, com as faixas de dobramentos marginais Rio Preto e Riacho do Pontal e o domínio fisiográfico do norte da Cordilheira do Espinhaço Setentrional e do Aulacógeno do Paramirim, cujas estruturas lineares nas suas bordas e no interior mostram “relações espaciais”:

- i) com anomalias aero geofísicas magnéticas e gama espectrométricas;
- ii) com o posicionamento de ocorrências de faixas sedimentares e/ou Vulcano sedimentares e de corpos intrusivos, predominantemente alcalinos;
- iii) com mineralizações associadas (fosfato do corpo carbonatítico de Angico dos Dias, Fe-Ti-V do complexo gabróico de Campo Alegre de

Lourdes, ferro em formações ferríferas na região de Pilão Arcado e Campo Alegre de Lourdes e concentrações laterítico-residuais de manganês na região da serra do Estreito).

De modo a obter um melhor entendimento a respeito da litoestratigrafia e do caráter tectônico/estrutural da região do extremo noroeste do estado da Bahia, nos arredores do município de Campo Alegre de Lourdes e sua vizinhança, que engloba os metacarbonatitos de Angico dos Dias, importantes pesquisas científicas e econômicas têm sido desenvolvidas desde meados da década de 70.

Caldasso (1973) citam, pela primeira vez na literatura geológica (Relatório Final do Projeto Piauí I, mapeamento em escala 1:250.000), o minério de Fe-Ti-V de Campo Alegre de Lourdes. Os depósitos foram visitados e amostras para análises coletadas, o que resultou numa estimativa de potencial de recursos da ordem de 500 milhões de toneladas.

Cassedane (1976) fez uma caracterização mineralógica a partir do minério de Fe-Ti-V superficial intemperizado e comparou o tipo do minério de Campo Alegre de Lourdes com minério do tipo *Allard Lake*.

Os estudos seguintes contestam esta comparação devido à falta de rochas do tipo mangerito e jotunito, comuns em complexos anortosíticos, relacionadas ao ambiente de Fe-Ti-V, porém identificadas mais precisamente em Angico dos Dias, localizado nas vizinhanças.

A Companhia Baiana de Pesquisa Mineral (CBPM) iniciou suas atividades geológicas preliminares de maior abrangência na região em 1976/1977 com o Projeto Campo Alegre de Lourdes – Fase I (LIMA *et al.*, 1977), através de estudos de fotointerpretação, mapeamento geológico e sondagem (dois furos), onde foram coletadas, para análises, amostras superficiais e de subsuperfície, com a finalidade de se obter informações abaixo da cobertura quaternária regional, envolvendo os principais corpos mineralizados em Fe-Ti-V. Uma perspectiva promissora de reservas de 111,7 milhões de toneladas de minério foi então estabelecida, para os jazimentos.

Durante o ano de 1977, a CBPM continuou os trabalhos prospectivos visando à avaliação econômica dos depósitos de ferro, titânio e vanádio, constando mapeamento de detalhe, sondagem (1.700m) de todos os 11 corpos mineralizados conhecidos, perfis magnetométricos, análises químicas e petrográficas, além de

ensaios de beneficiamento. Os estudos realizados revelaram a presença de vanádio nos depósitos, destacando-os como uma das maiores reservas do mundo (LIMA *et al.*, 1977).

A partir do Convênio entre o Departamento Nacional de Pesquisa Mineral (DNPM) e o Serviço Geológico do Brasil (CPRM) foi realizado, em 1978, o Projeto Borda Sul da Bacia do Parnaíba, consistindo em levantamentos aerogeofísicos, aerogamaespectométrico e aeromagnetométrico.

No ano seguinte, foi executado o Projeto Ferro-Titânio de Campo Alegre de Lourdes-Fase II (SALVIANO *et al.*, 1979), cujo objetivo constituiu em pesquisar e avaliar preliminarmente as ocorrências e depósitos de Fe-Ti de Campo Alegre de Lourdes.

A partir do convênio DNPM/CPRM, foi pesquisada a geologia da região sudeste do Piauí - Projeto Sudeste do Piauí I (CALDASSO *et al.*, 1981), onde se aborda, nas proximidades de Angico Dias, a ocorrência de vermiculita, associada a uma rocha básica bastante alterada, que posteriormente a Companhia Brasileira de Metalurgia e Mineração (CBMM) identificaria como o metacarbonatito de Angico Dias (LIBERAL, 1985).

Dados geofísicos de Gomes e Mota (1980) e de Davino (1982) permitiu a Mascarenhas *et al.* (1984) proporem, para região de Campo Alegre de Lourdes, um limite gravimétrico praticamente coincidente com o limite de Almeida para o Cráton São Francisco, baseado numa combinação de queda de valores de profundidade Moho, cerca de 32km, com um forte gradiente negativo de valores *Bouguer*, no sentido Cráton afora.

Sano (1987), elaborou uma série de estudos comparativos por imagens de satélite Landsat 5, dos corpos ferrotitanados de Campo Alegre de Lourdes com outros similares localizados em áreas adjacentes ao norte do paralelo 10°.

Leite *et al.* (1987) dão andamento ao Projeto Remanso - Fase I, que contempla prospecção mineral a nível regional, abrange os municípios de Casa Nova, Remanso, Campo Alegre de Lourdes e Pilão Arcado, com o uso de imagens de satélite.

Ainda em 1987, geólogos da CBMM apresentam, em palestra promovida pela Sociedade Brasileira de Geologia (SBG), um dos primeiros trabalhos de detalhe sobre o depósito de fosfato em metacarbonatito do pré-cambriano de Angico dos

Dias (SILVA *et al.*, 1987), em que discorrem sobre geologia, mineralização e gênese do depósito, além de confirmar sua origem ígnea através de estudos de isotópicos estáveis de carbono e oxigênio através de Torquato (1987) e estabelecer a idade do carbonatito em $2.011\text{Ma} \pm 6\text{Ma}$ (U/Pb em badeleíta e zircão por MARIANO, 1987).

Silva *et al.* (1988), em continuidade aos trabalhos apresentados em 1987, publicam um estudo sobre a geologia e petrografia do Complexo Metacarbonatítico Angico dos Dias, onde discorrem sobre a petrogênese e geoquímica dos litotipos que compõe o CMCAD.

Liberal e Cassola (1989) publicaram trabalho a respeito do depósito de fosfato de Angico dos Dias, no qual abordam a geologia, o beneficiamento e o aproveitamento econômico do minério.

Em 1991, a CBPM executa o Projeto Peixe-Pau de Birro (LEITE *et al.*, 1991) de cunho prospectivo com execução de dois furos exploratórios nos alvos homônimos ao Projeto, em locais com prováveis ocorrências de rochas máficas/ultramáficas.

Leite *et al.* (1992) apresentam uma proposta para estudos de alta resolução geocronológica na província metalogenética de Campo Alegre de Lourdes.

Em 1993, dentro do Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, é apresentado o Projeto Campo Alegre de Lourdes (GOMES, 1993).

Leite e Santos (1994), apresentam um trabalho sobre a tectônica e as estruturas da região de Campo Alegre de Lourdes.

Plá Cid (1994) defende dissertação sobre a petrografia, mineralogia e geoquímica da granitogênese alcalina de Campo Alegre de Lourdes.

Em 1997, a CPRM em conjunto com a CBPM concluiu o Projeto Campo Alegre de Lourdes, Mapeamento Geológico/Metalogenético, na escala 1:100.000, das Folhas de Campo Alegre de Lourdes e Peixe (LEITE, 1997), cujas informações coletadas foram bastante representativas para consolidar as informações geológicas regionais em apreço. Neste mesmo ano, Silva *et al.* incluíram o depósito de fosfato de Angico dos Dias no grupo dos principais depósitos minerais do Brasil.

Lapin *et al.* (1999) expuseram uma síntese sobre carbonatitos lineares de cinturões móveis e descreveram os traços mais gerais dos dois carbonatitos lineares mais bem estudados no mundo, Zona Linear Carbonatítico-Fenítica Tatarskaya

(Sibéria, Rússia) e Zona de carbonatitos de Chernigov (Ucrânia), e o único do gênero conhecido no Brasil até então, Complexo Metacarbonatítico Angico dos Dias.

Antonini *et al.* (2003), através de evidências geoquímicas de isótopos estáveis ($\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$) e isótopos instáveis (ϵSr e ϵNd) concluíram que as rochas metacarbonatíticas do CMCAD originaram-se a partir de fonte mantélica enriquecida, muito diferente de outras rochas carbonatíticas pré-cambrianos da América do Norte e da África.

A partir do segundo semestre de 2005 foram executados pela CBPM os trabalhos de pesquisa relacionados ao Projeto Campo Alegre de Lourdes – Fase III (MORAES, 2006 e 2009), no qual foram executados 3.600m de perfuração por sonda distribuídos por todos os corpos/depósitos anteriormente mapeados.

Em 2005/2006, a CBPM promoveu o levantamento aerogeofísico da área Campo Alegre de Lourdes/Mortugaba, consistindo em levantamentos aerogamaespectrométrico e aeromagnetométrico (CBPM/LASA, 2006-2007).

Em 2008, a CBPM publica através da “Série Arquivos Abertos” uma síntese sobre o depósito de Fe-Ti-V de Campo Alegre de Lourdes (VEIGA e MORAIS, 2008).

Em 2009, os resultados do Projeto Ferro-Titânio de Campo Alegre de Lourdes - Fase III foram apresentados em um Relatório Final por Moraes. Nesse relatório constam cálculos de reserva, atualização do modelo geológico dos depósitos e uma melhor definição do arcabouço geológico e tectônico da região que os envolve.

Em 2013, a CPRM publica a carta geológica da folha SC.23-X-D-I (SOUZA, 2013), Peixe, na escala 1:100.000, que abrange a borda sudeste da bacia do Parnaíba, as rochas plutônicas atribuídas ao Paleo-Mesoproterozoico, dentre elas as do Complexo Alcalino Angico dos Dias, e as rochas do Complexo Sobradinho-Remanso (ortognaísse migmatítico).

Apesar da vasta bibliografia listada acima, poucas se dedicam ao estudo do Complexo Metacarbonatítico de Angico dos Dias, o que resulta em compilações de dados a partir de uma mesma fonte, acrescentando-se pouco ao que já havia sido pesquisado.

4.2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

O Cráton São Francisco (CSF) foi definido por Almeida (1977) como uma entidade tectônica do Ciclo Brasileiro, cujo limite noroeste é demarcado pelas faixas metamórficas periféricas Rio Preto e Riacho do Pontal e a porção central constituída pelo domínio fisiográfico da Cordilheira do Espinhaço Setentrional (TROMPETTE *et al.*, 1992).

Para a descrição do Cráton, será adotada a compartimentação regional em três setores, mostrados na figura 11, seguindo aproximadamente a divisão adotada por Souza *et al.* (2003) para o Estado da Bahia e complementando-a com dados de áreas de estados adjacentes. A área de estudo localiza-se no setor central do Cráton (HASUI, 2012), que se encontra na porção central do Estado da Bahia.

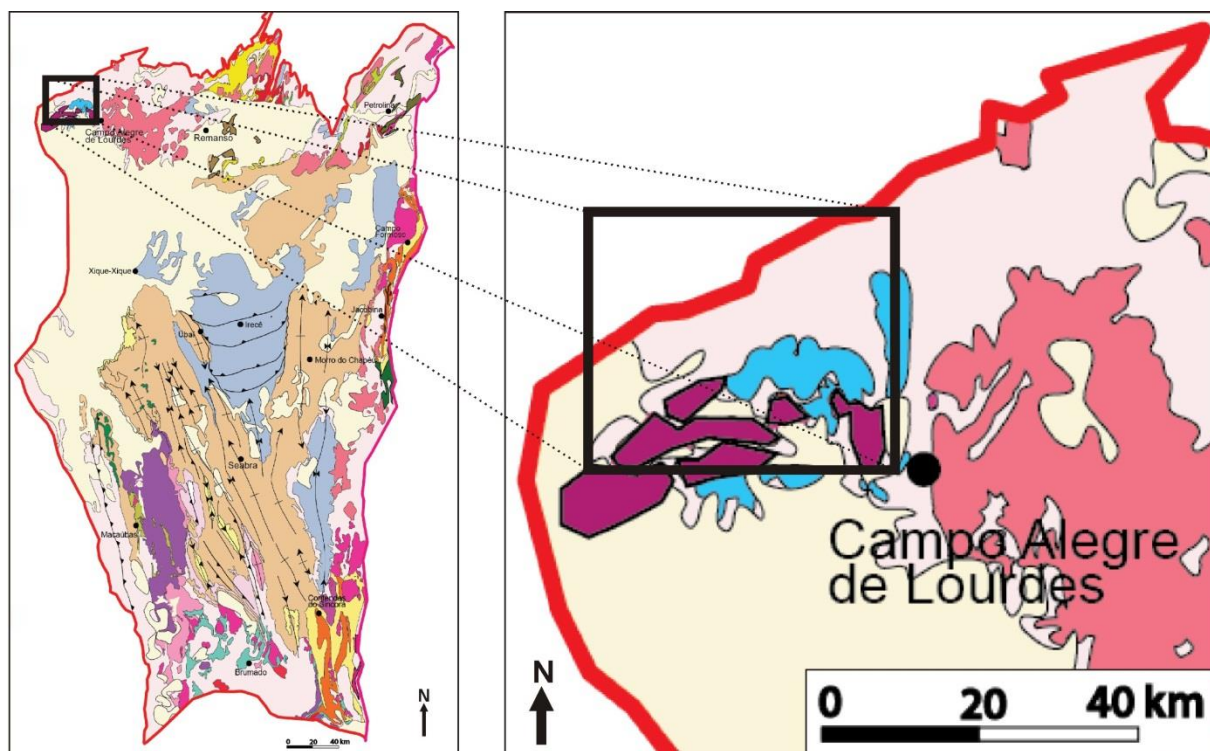
Figura 11 - Ilustração esquemática do Cráton São Francisco e os três setores.



Legenda: Estão indicados a borda do Cráton (vermelho), setores (rosa) e divisas interestaduais (azul pontilhado), bem como a região de ocorrência dos corpos de carbonatito (em preto). **Fonte:** Adaptado de Hasui *et al.* (2012).

Nessa região ocorrem unidades gnáissicas dos Complexos Sobradinho e Gavião de idade Arqueana, metassedimentos do Complexo Serra da Boa Esperança e granitoides sintectônicos integrantes da Suíte Sobradinho-Remanso (todos de idade Paleoproterozoica), rochas de composição toleítico-alcálinas metamorfizadas da Suíte Serra do Meio e do Complexo Máfico-Ultramáfico de Campo Alegre de Lourdes, que constituem unidade pós-tectônica a anorogênica de idade Paleoproterozoica (Orosiriano), além de coberturas sedimentares do Fanerozoico (Figura 12; HASUI *et al.*, 2012).

Figura 12 - Ilustração esquemática do setor central do CSF, com área destacando o contexto geológico regional simplificado dos arredores do CCDA (em preto).



FANEROZOICO

Coberturas sedimentares

PALEOPROTEROZOICO (Pós-Transamazônico: Orosiriano)

Unidade pós-tectônica a anorogênica | Componentes Toleítico-Alcalinas Metamorfizadas da Província Campo Alegre de Lourdes (Suíte Serra do Meio e Complexo Máfico-Ultramáfico de Campo Alegre de Lourdes).

PALEOPROTEROZOICO

Unidades granitoides sintectônicas | Suítes Sobradinho-Remanso.

Unidades metassedimentares | Complexo Serra da Boa Esperança.

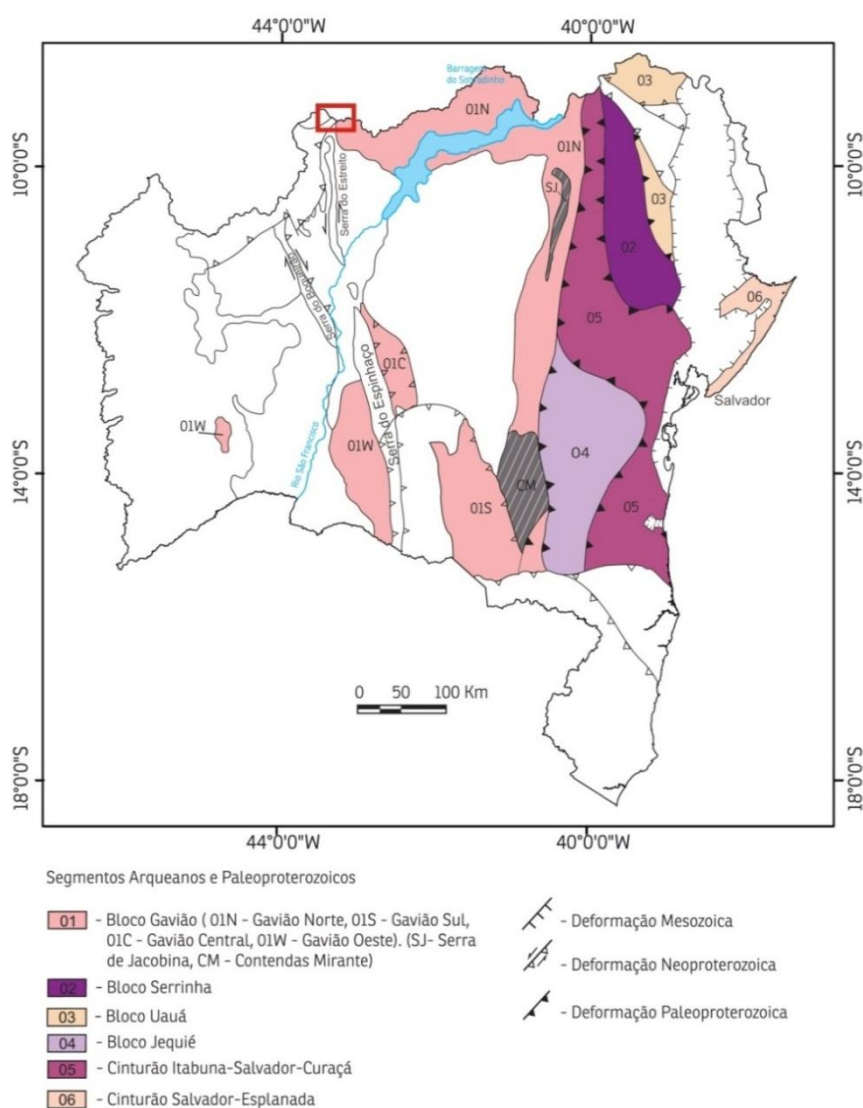
MESOARQUEANO - PALEOARQUEANO

Unidades gnáissicas | Complexos Sobradinho e Gavião (3.200Ma).

Fonte: Adaptado de Hasui *et al.* (2012).

Estudos petrológicos, geocronológicos e isotópicos realizados por Barbosa e Sabaté (2003 e 2004) na porção setentrional do Cráton São Francisco resultaram na organização atual do Cráton em seis segmentos crustais Arqueanos, que se aglutinaram no Paleoproterozoico, denominados de Gavião, Serrinha, Uauá, Jequié, Itabuna-Salvador-Curaçá e Salvador-Esplanada (Figura 13). Estabelecendo uma análise comparativa, o Bloco Gavião corresponde aproximadamente ao segmento Arqueano-Paleoproterozoico do Setor Central do CSF.

Figura 13 - Ilustração esquemática do Estado da Bahia mostrando os domínios tectônicos-geocronológicos Arqueanos e Paleoproterozoicos. Os traços das estruturas deformacionais Paleoproterozoicas, Neoproterozoicas e Mesozoicas estão também indicadas. À região de ocorrência da rocha metacarbonatíticas é indicada em vermelho.

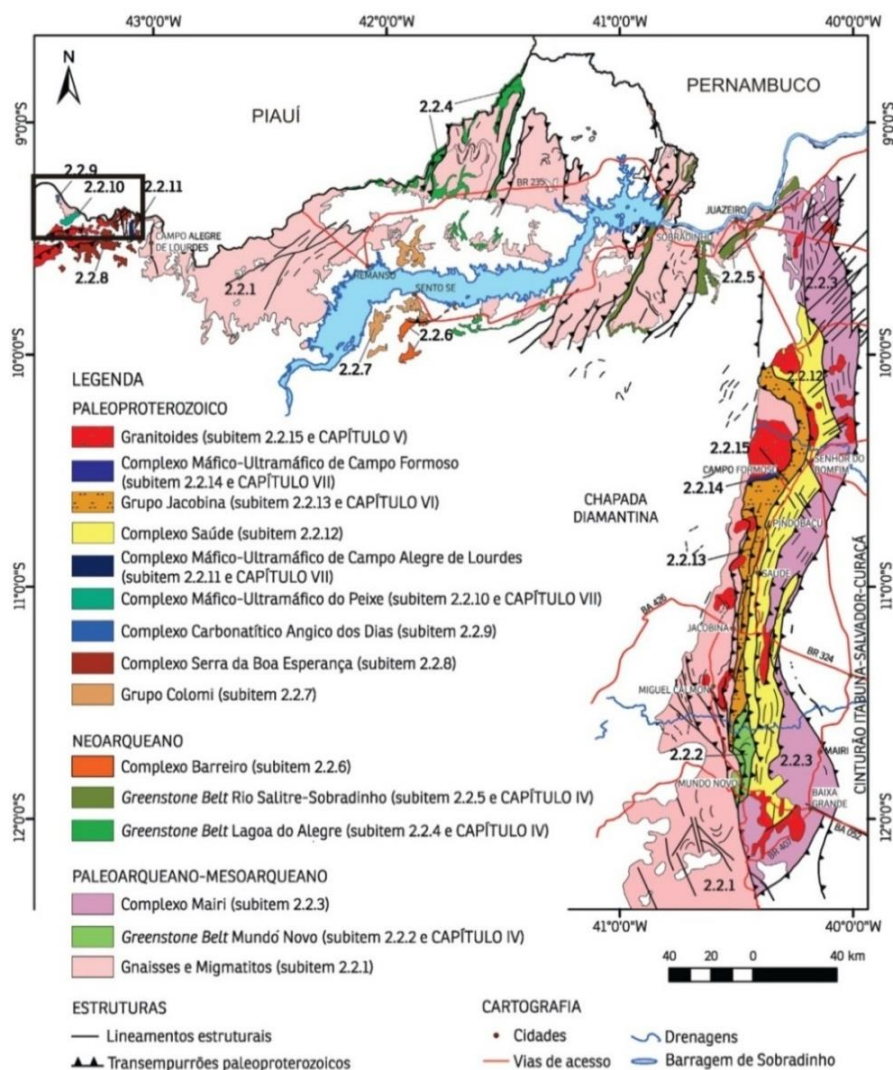


Fonte: Adaptado de Barbosa *et al.*, (2012).

O Bloco Gavião é o mais antigo compartimento Arqueano que compõem o Cráton São Francisco, com idades modelo variando entre 3,7Ga e 3,0Ga (BARBOSA e SABATÉ, 2004) e abrange as rochas mais antigas da América do Sul, TTG com zircões datados entre 3,4Ga e 3,1Ga e idades-modelo Sm-Nd de 3,6Ga (MARTIN *et al.*, 1997).

Este bloco, que na sua porção norte circunscreve a região de ocorrência dos corpos de carbonatito do CMCAD (Figura 14), corresponde a uma unidade tectônica formada por um conjunto de rochas que compõem o registro de orogênese e plutonismo anteriores à estabilização do Cráton (BARBOSA e SABATÉ, 2003 e 2004).

Figura 14 - Ilustração esquemática do Bloco Gavião, com destaque para a região de ocorrência do CMCAD (em preto).



Fonte: Adaptado de Barbosa *et al.* (2012).

Na região noroeste do Estado da Bahia, o Bloco Gavião é caracterizado por conter suítes gnáissicas referentes ao Complexo Sobradinho-Remanso, xistos carbonatados com lentes de calcários e metapelitos carbonatíticos pertencentes ao Complexo Serra da Boa Esperança, rochas plutônicas alcalinas (Suíte Alcalina Serra do Meio) associadas ao magmatismo intrusivo do Complexo Metacarbonatítico de Angico dos Dias e corpos máfico-ultramáficos, diferenciados e acamadados, formados a partir da cristalização fracionada de um magma toleítico dos Complexos Peixe e Campo Alegre de Lourdes (LEITE *et al.*, 1993).

Segundo Leite *et al.* (1993), o Complexo Sobradinho-Remanso, que corresponde às rochas mais antigas da região (isócrona pelo método Rb/Sr: $3.189,2\text{Ma} \pm 24,5\text{Ma}$, MASCARENHAS e GARCIA, 1989), encontra-se localizado predominantemente na porção norte-nordeste da cidade de Campo Alegre de Lourdes, e divide-se em três subunidades metamorfizadas na fácies anfibolito (LEITE, 1997):

- i) o ortogneisse de composição granítica a duas micas;
- ii) gnaisse migmatítico de composição tonalítica-granodiorítica-trondhjemítica (TTG) e;
- iii) milonito-gnaisse leucocrático granítico (encaixante do CMCAD).

As principais feições estruturais observadas no Complexo Sobradinho-Remanso na região correspondem ao bandamento gnáissico e mobilizados subparalelos (D_n) dobrados isoclinalmente, com planos axiais na direção NW-SE e mergulhos variados (D_{n+1}), seguido por redobramentos (D_{n+2}): dobras abertas com planos axiais aproximadamente E-W, subverticalizados; evoluindo para dobras de arrasto (com planos axiais na direção NNE-SSW e com transposição ao longo de corredores de deformação de direção N-S) e superfícies S-C associadas a uma forte lineação de estiramento mineral de baixo *rake* em zonas transcorrentes predominantemente sinistrais, localmente formando conjugados com transcorrências destrais (LEITE, 1997).

O Complexo Serra da Boa Esperança reúne xistos carbonatados com lentes de calcário, metapelitos carbonatíticos e subordinadamente micaxistos quartzosos, contendo localmente níveis enriquecidos em magnetita-hematita, além de concentrações de granada (BARBOSA *et al.*, 2012). Essas rochas encontram-se metamorfizadas em condições de fácies xisto-verde (LEITE e FRÓES, 1989).

Leite (1997) define as rochas desse complexo como pré-brasilianas, posicionando-as no Paleo-Mesoproterozoico devido à falta de dados geocronológicos precisos para tal complexo e suas cronocorrelatas, bem como para maciços graníticos intrusivos (Suíte Alcalina Serra do Meio).

As rochas do Complexo Serra da Boa Esperança apresentam megadobras regionais associadas a forte xistosidade ou bandamento fino (S_1) que pode se exibir dobrado e com foliação plano axial aproximadamente na direção N-S e mergulho suave a médio para E ou W (S_2) ou estruturada em minidobras isoclinais intrafoliais (D_2) redobradas coaxialmente segundo superfícies axiais subverticais de direção N-S e eixos com fraco caimento para sul (S_3), truncadas por bandas milimétricas a centimétricas de cisalhamento transcorrente sinistral subvertical aproximadamente N-S (LEITE, 1997).

É comum na região estudada a presença de vários maciços de afinidade ígnea toleítica/alcalina (Figura 15) contendo importantes jazimentos de Fe-Ti-V e de PO_4^{-2} integrantes da Província Toleítico-Alcalina de Campo Alegre de Lourdes, que abrange os complexos máfico-ultramáficos diversos, de Campo Alegre de Lourdes, de Peixe e CMCAD, além da Suíte Alcalina Serra do Meio (LEITE, 1997).

Os complexos máfico-ultramáficos da região estudada possuem posicionamento estratigráfico indefinido devido aos afloramentos esparsos e à falta de contato visível com a encaixante, por conta da extensa cobertura sedimentar.

O Complexo Máfico-Ultramáfico Diversos é constituído por corpos de composição piroxenítica, gabróica e xistos ultramáficos, dobrados e redobrados, eventualmente bandada, metamorfizado na fácies granulito com posterior metamorfismo retrógrado, hidratado, em fácies xisto-verde, sincrônico com cisalhamento transcorrente regional (LEITE, 1997).

O Complexo Máfico-Ultramáfico de Campo Alegre de Lourdes é constituído por gabros com anortositos e litotipos subordinados ricos em apatita, intensamente deformados e retrometamorfizados na fácies xisto-verde, mineralizados em Fe-Ti-V (CALDASSO, 1973; CASSADANNE, 1976), intrudidos por diques de diabásio (LIMA *et al.*, 1977; SOUZA e SAMPAIO, 1979).

Segundo Couto (1989), este complexo é diferenciado e acamadado, formado a partir da cristalização fracionada de magma de composição basáltico-toleítica, em ambiente intraplaca. Ainda segundo esta autora, é possível agrupar suas rochas em:

- i) rochas cumuláticas (piroxenitos, gabros, leucogabro/anortosito, ilmenita magnetitito e cumulado de apatita);
- ii) rochas diabásicas e;
- iii) rochas derivadas da milonitização dos tipos anteriores.

O Complexo Máfico-Ultramáfico do Peixe contempla litotipos cumuláticos, por vezes acamadados, milonitizados, retrometamorfizados/hidrotermalizados na fácies xisto-verde, mineralizados em Fe-Ti-V (LEITE *et al.*, 1993), que variam entre meta gabro grosso, meta magnetita gabro médio, meta gabro fino, meta piroxenito, ilmenita magnetitito, leucogabro grosso, tremolitito, gabronorito fino e magnetita gabronorito grosso.

O plagioclásio é o principal mineral de fase *cúmulos*, enquanto o piroxênio ocorre tanto na fase *cúmulus* quanto na fase *intercúmulos* e a apatita constitui uma fase *cúmulos* secundária.

O processo de milonitização das referidas rochas resulta em xistos ultramáficos contendo fenoclastos orientados, retorcidos e estirados de tremolita ou titano-augita imersos em matriz, produtos de processos de saussuritização e uralitização das fases *cúmulos*, seccionada por vênulas e bolsões de calcita mais albita ou de sulfetos (LEITE, 1997).

As rochas do CMCAD, aflorantes na borda sudeste da Bacia do Parnaíba, são intrusivas nos milonito-gnaisses leucocráticos graníticos, metamorfizadas na fácies xisto-verde, comumente gnaissificadas e/ou milonitizadas, por vezes com texturas ígneas originais, abrangem carbonatitos e sienitos (predominantes), piroxenitos, álcali dioritos e lamprófiros (subordinados).

Dados geofísicos referentes a dipolos magnéticos, caracterizado por apresentar magnetização forte a moderada, direção geral norte-sul, quatro dipólos com mínimos magnéticos ao norte e máximos ao sul da fronteira de indução e um campo total de 25.700nT (GOMES, 1983), indicam uma mesma orientação para as rochas dos complexos Campo Alegre de Lourdes, Peixe e Angico dos Dias, o que sugere um mesmo período de magnetização remanescente (LEITE, 1997).

As rochas máficas-ultramáficas e metacarbonatíticas apresentam-se com acamamento (S_0) dobrado isoclinalmente produzindo superfície plano axial ($S_1//S_0$), com direção variando progressivamente de E-W para N-S e mergulho forte para S e W, redobrado, resultando em dobras abertas normais (D_2), e superposto por zona de

cisalhamento transcorrente destrai, orientada na direção N-S.

Exibem ainda, leques imbricados e duplexes (cavalgamentos rúpteis e rúpteis-dúcteis de baixo ângulo com geometria de rampas e pisos) com transporte tectônico de WSW para ENE na região dos corpos máfico-ultramáficos de Campo Alegre de Lourdes e de SSE para NNW na região dos corpos máfico-ultramáficos de Peixe (LEITE, 1997).

A Suíte Alcalina Serra do Meio, evoluída a partir de magma basáltico alcalino por processo de diferenciação para maciços peralcalinos, intrusiva nos micaxistos quartzosos do Complexo Serra da Boa Esperança, corresponde a um álcali feldspato granito anorogênico com sienitos subordinados fortemente deformado no estado sólido, que se subdivide em granitos peraluminosos a duas micas, granitos metaluminosos a biotita, granitos metaluminosos e ligeiramente peralcalinos contendo biotita, anfibólios e piroxênios sódicos e granitos peralcalinos, com anfibólios e piroxênios sódicos (PLÁ CID e CONCEIÇÃO, 1993; PLÁ CID, 1994).

Plá Cid (1994) obteve idades entre 474Ma e 750Ma, com MSWD elevado e erros relativamente baixos (isócrona de referência), para as rochas dessa suíte, o que somado as observações de campo evidenciam que a Suíte Alcalina Serra do Meio foi afetada pela Orogênese Brasileira (alinhamento de biotita e/ou titanita e recristalização parcial de quartzo e/ou plagioclásio e/ou biotita relacionados a tectonismo tangencial e transcorrente; LEITE, 1997).

Sendo assim, observa-se nessas rochas bandamento milonítico (S_n), na direção ENE-WSW com mergulho subvertical para SSE, desenvolvido em regime transcorrente e seccionado por superfícies de cavalgamento milonítica ENE-WSW, com superfícies onduladas que resultam em mergulhos fracos para SSE e NNW, associadas a transporte tectônico de SSE para NNW. Verifica-se também, falhamentos rúpteis-dúcteis subverticais na direção NNW-SSE associados a transcorrências destrais tardias (LEITE, 1997).

O Supergrupo Espinhaço (JARDIN DE SÁ e HACKSPACHER, 1980), que corresponde aproximadamente ao limite oeste do setor central do CSF definido por Souza *et al.* (2003) e que no estado da Bahia configura uma faixa alongada na direção NNW-SSE com geometria triangular na extremidade norte definida pelas serras do Boqueirão e do Estreito (Figura 15; BARBOSA *et al.*, 2012), resultante de uma evolução bacinal entre os períodos Estateriano e Toniano (1.750Ma - 850Ma)

cuja inversão positiva ocorreu durante o evento tectôno-metamórfico Brasileiro (entre 650Ma e 500Ma; DANDERFER e DARDENNE, 2002), é representado, na região, pelo Sistema Sitio Novo (LEITE, 1997; DANDERFER e DARDENNE, 2002) composto por quartzitos de granulação fina a média, micáceos e laminados, contendo níveis centimétricos enriquecidos em óxido de ferro.

As rochas desse sistema apresentam-se deformadas progressivamente (estiramento de grãos de quartzo, orientação de moscovita e níveis crenulados) e retrometamorfizados em baixo grau (fácies xisto verde). A deformação progressiva desenvolveu-se a partir de dobramentos antiformais e sinformais orientados N-S, indicando compressão E-W (D_1), seguido por redobramento (D_2) das rochas do Sistema Sitio Novo na região (compressão NW-SE) (LEITE, 1997).

Quanto aos litotipos da Bacia do Parnaíba (desenvolvida durante o Paleozoico), que correspondem às rochas sedimentares localizadas na porção noroeste do CMCAD, são representados pelos grupos Serra Grande e Canindé, responsáveis por um relevo de chapada com escarpas abruptas e morros testemunhos.

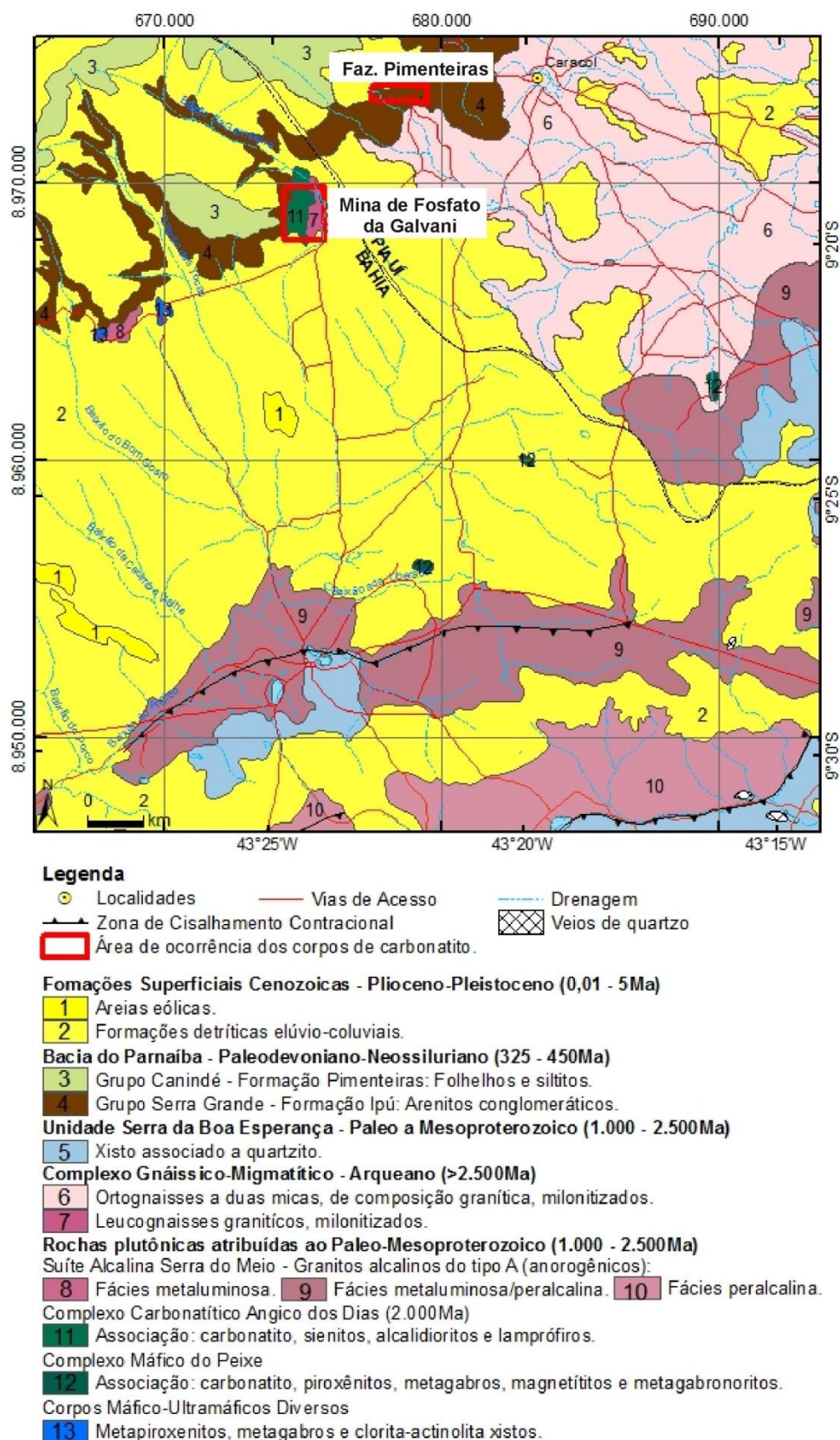
O Grupo Serra Grande, representado pela Formação Ipú (CAPUTO e LIMA, 1984), contempla arenito conglomerático limonítico e quartzo grauvaça ferruginosa, maciços a estratificados (cruzadas acanaladas e tabulares), condizentes com sistema deposicional do tipo leque aluvionar, sedimentação continental (LEITE, 1997).

O Grupo Canindé, ocorre como folhelhos e siltitos finamente laminados, micromicáceos, por vezes calcíferos pertencentes à Formação Pimenteira (CAROZZI *et al.*, 1975) e sugerem ambiente deposicional de deltas coalescente, enquanto Cunha (1986) afirma que as unidades do grupo representam alternâncias de ciclos transgressivos e regressivos.

As Formações Superficiais Cenozoicas são extensas e predominam na região, o que dificulta a visualização de afloramentos, de contatos litológicos e de estruturas deformacionais. Com espessuras que ultrapassam os 6m e são constituídas por sedimentos elúvio-coluvionares e podem ser subdivididas em (LEITE, 1997):

- i) crosta laterítica e laterítico-fosfática (apatitito);

Figura 15 - Mapa esquemático mostrando o contexto geológico regional em que se insere o CMCAD.



Fonte: Adaptado de Leite (1997) e Souza *et al.* (2013).

- ii) Cobertura areno-siltosa inconsolidada com níveis basais de cascalho;
- iii) sedimentos arenosos branco, angulosos e de granulação média a fina;
- iv) depósito de areias com argilas subordinadas, com níveis de cascalho fino.

4.3 REVISÃO DO CMCAD

O Complexo Metacarbonatítico de Angico dos Dias (CMCAD) insere-se na parte setentrional do Bloco Gavião (BARBOSA e SABATÉ, 2003 e 2004), no limite do Cráton São Francisco (ALMEIDA 1977) com as faixas de dobramentos marginais Rio Preto e Riacho do Pontal e o domínio fisiográfico do norte da Cordilheira do Espinhaço Setentrional (TROMPETTE *et al.*, 1992). Situa-se na fronteira estadual da Bahia com o Piauí, entre os municípios de Campo Alegre de Lourdes e Caracol, respectivamente. o CMCAD abrange uma área de cerca de 3km² (somadas as áreas da mina de fosfato da Galvani e da fazenda Pimenteiras) e foi o primeiro complexo desse tipo encontrado no domínio do Cráton São Francisco.

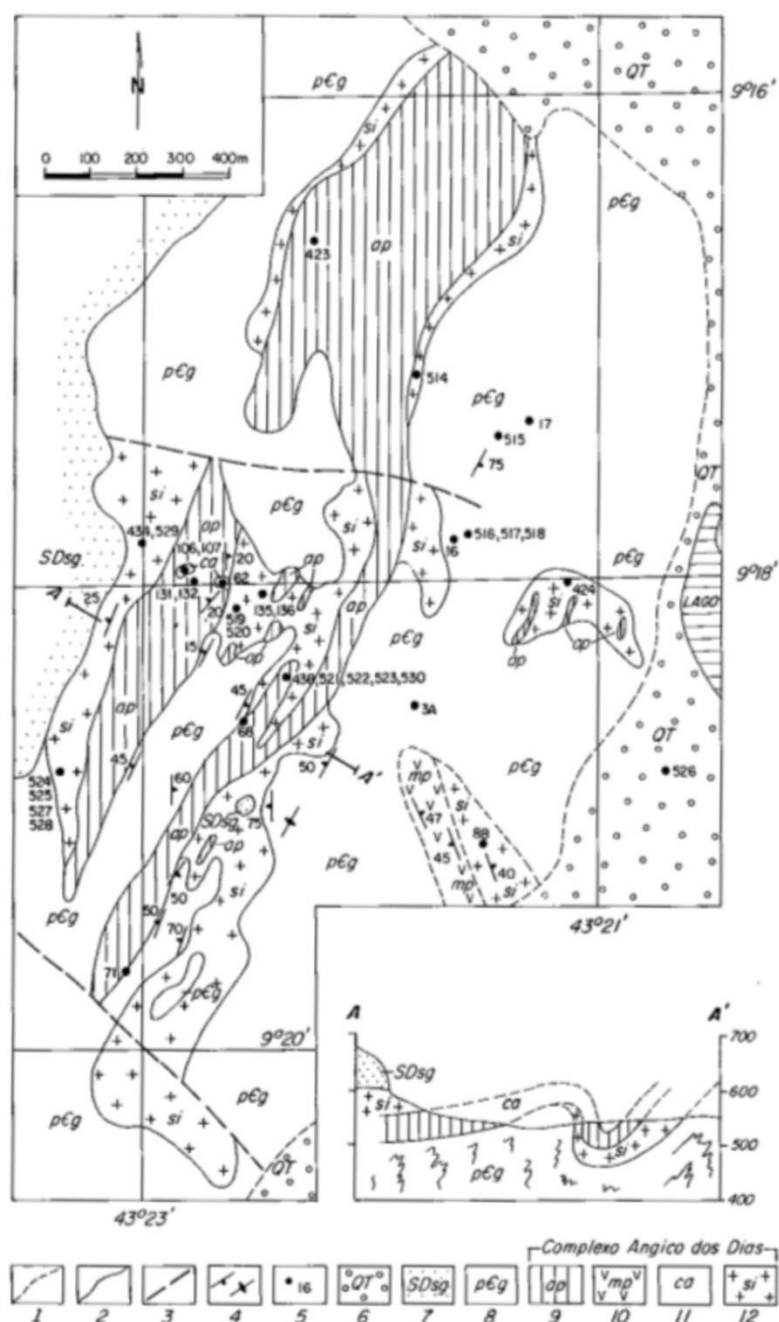
Nesse contexto, segundo Leite *et al.* (1997) são observadas rochas integrantes do Complexo Gnáissico-Migmatítico de idade Arqueana, dos complexos Máfico-Ultramáfico Diversos, Máfico-Ultramáfico de Campo Alegre de Lourdes e Máfico-Ultramáfico do Peixe, do Complexo Carbonatítico de Angico dos Dias, do Complexo Serra da Boa Esperança, da Suíte Alcalina Serra do Meio, todos atribuídos ao Paleo-Mesoproterozoico, do Grupo Santo Onofre de idade Mesoproterozoica, do Grupo Serra Grande atribuído ao Neo-Ordoviciano-Neossiluriano, do Grupo Canindé de idade Paleodevoniana-Paleocarbonífera e de Formações Superficiais Cenozoicas.

Mineralizações de vermiculita foram os primeiros indícios da presença do CMCAD (CALDASSO, 1973) e em 1987 foi descoberto fosfato residual com a localização efetiva de afloramentos de carbonatito (SILVA *et al.*, 1987).

O CMCAD corresponde a um conjunto de litotipos diversificados (Figura 16; SILVA *et al.*, 1988). Dentre seus constituintes constam metacarbonatitos, metassienitos (predominantes), metapiroxenitos, álcali metadioritos e

metamprófiros (subordinados) orientados preferencialmente para N020, comumente gnaissificados e/ou milonitizados, por vezes com texturas ígneas originais. Na figura 17 é apresentado o mapa geológico de Lapin *et al.*, (1999).

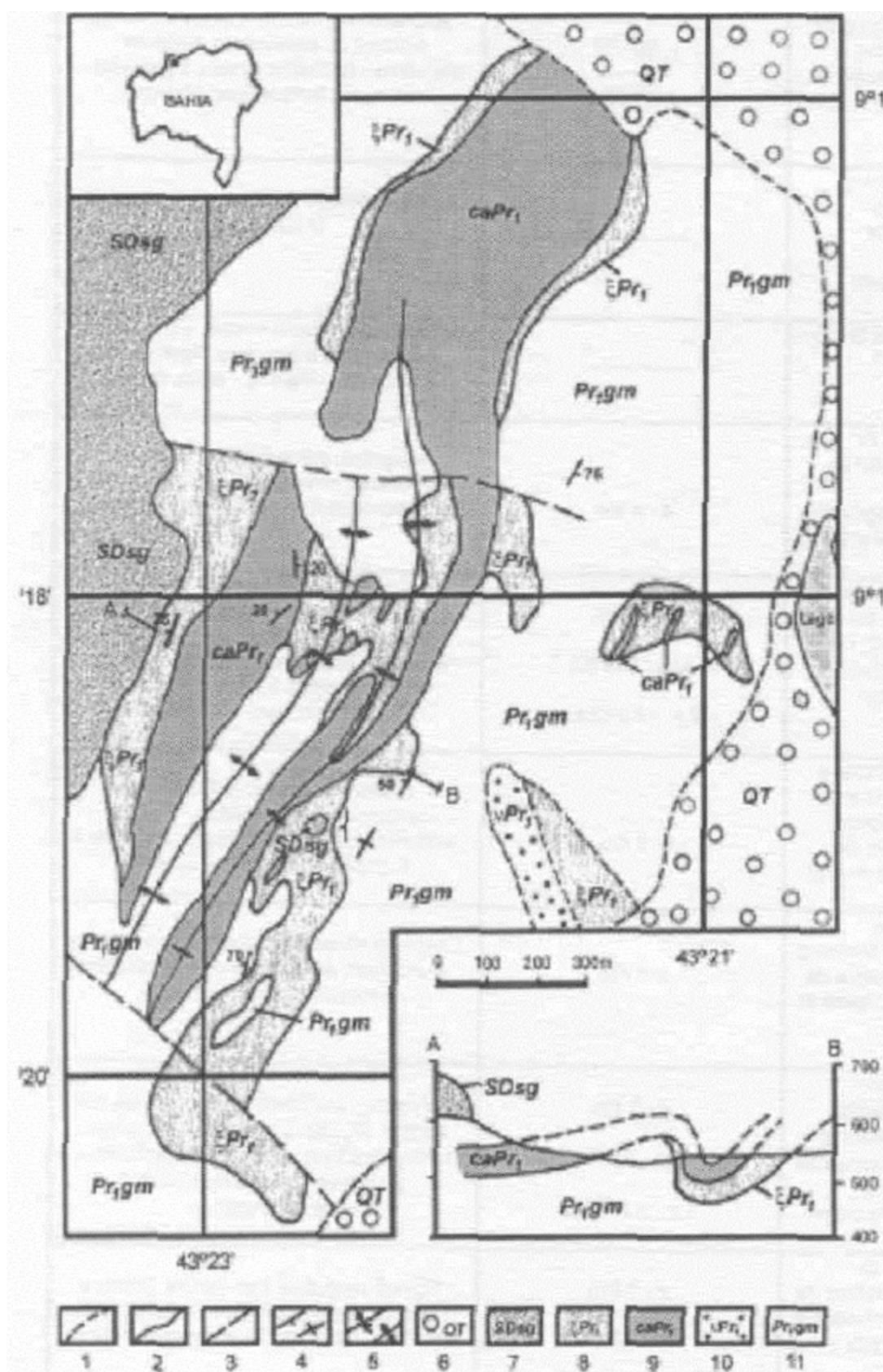
Figura 16 - Mapa Geológico inicial da área do corpo de metacarbonatito do CMCAD.



Legenda: 1. Limite de cobertura superficial, 2. Contato, 3. Falhas, 4. Direção e mergulho de foliação, direção de foliação vertical, 5. Relação de amostragem, 6. Arenitos ferruginosos de idade Terciária-Quartenária, 7. Arenitos e conglomerados da Formação Serra Grande, Siluro-Devoniano, 8. Embasamento gnáissico-migmatítico/G – Rochas metagabroicas com níveis hornblendíticos, 9. Apatitito, 10. Mica piroxenito, 11. Carbonatito, 12. Predominância de sienito: piroxenito subordinado.

Fonte: Adaptado de Silva *et al.* (1988).

Figura 17 - Mapa Geológico da área de ocorrência do corpo de metacarbonatito do CMCAD.

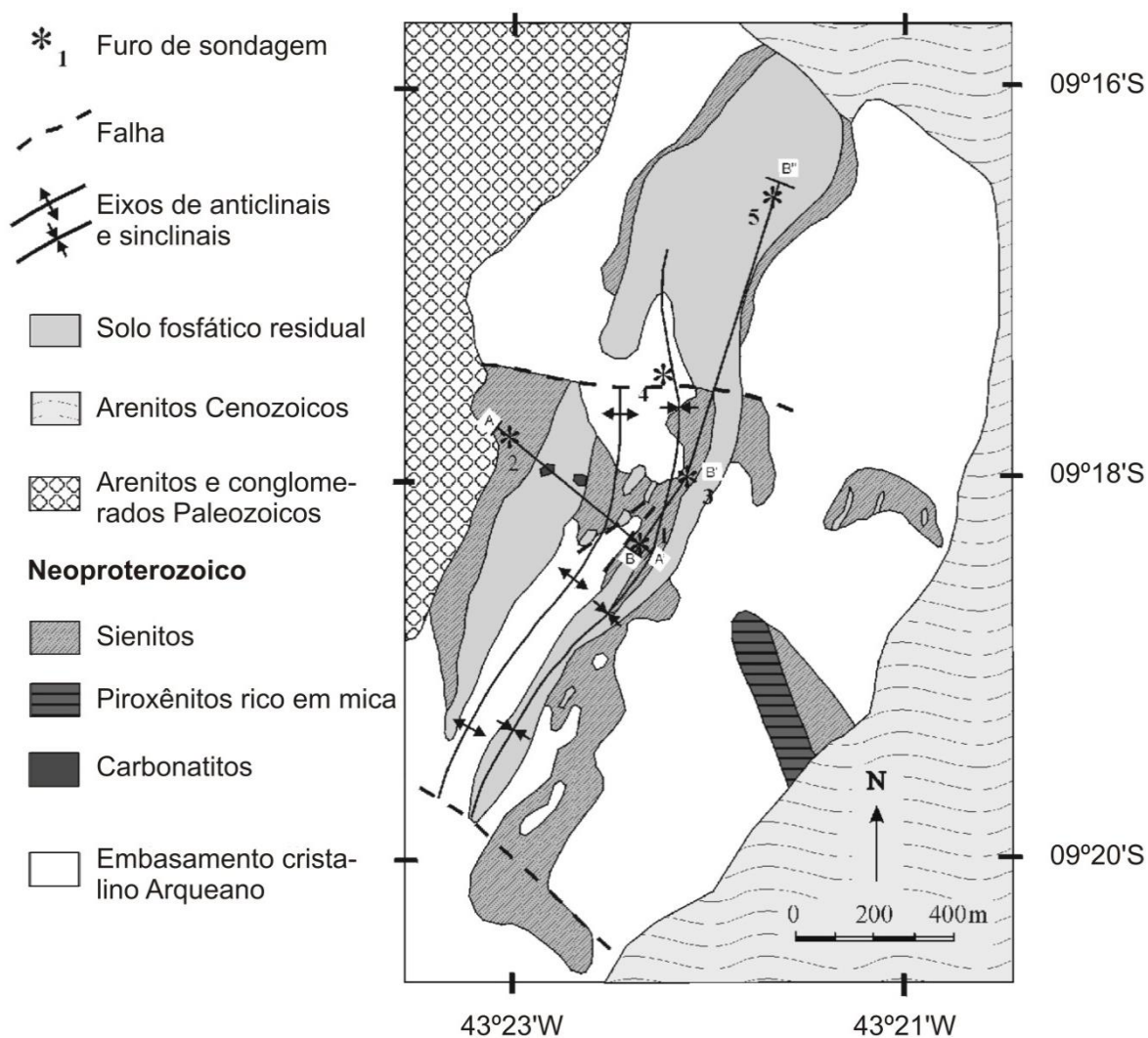


Legenda: 1 - limite de cobertura superficial; 2 - contato; 3 - falhas; 4 - direção e mergulho de foliação, direção de foliação vertical; 5 - eixo de sinclinal e eixo de anticlinal; 6 - arenitos ferruginosos de idade Terciária-Quaternária; 7 - arenitos e conglomerados da Formação Serra Grande de idade Siluro-Devoniano; 8 - mica piroxenito; 9 - carbonatito e crosta fosfática; 10 - fenitos com piroxenitos; 11 - embasamento gnáissico-migmatítico e rochas meta gabroicas com níveis hornblendíticos. **Fonte:**

Adaptado de Lapin *et al.* (1999).

Antonini *et al.* (2003) apresentam o mapa geológico da rocha metacarbonatítica de Angico dos Dias, Bahia, a partir de pequenas mudanças proposta no trabalho inicial de Silva *et al.* (1987) e Lapin *et al.* (1999) (Figura 18).

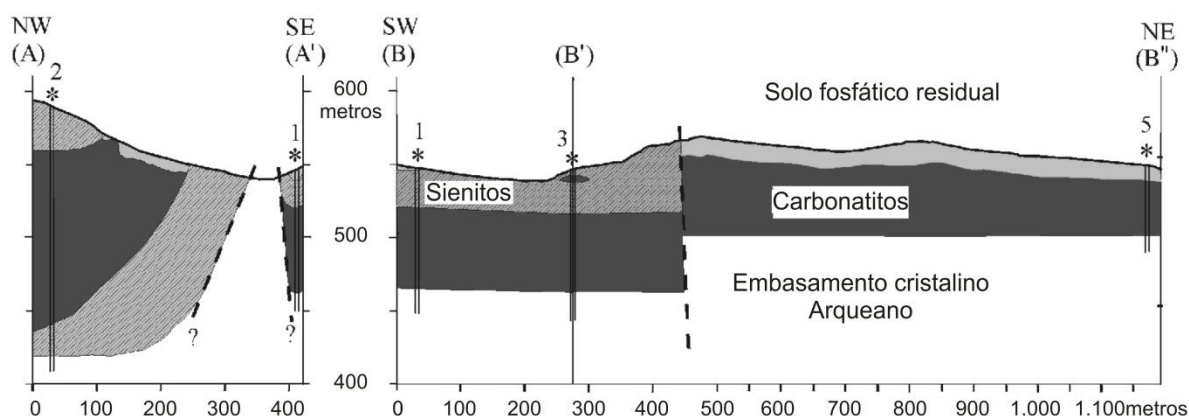
Figura 18 - Mapa Geológico da área de ocorrência do corpo de metacarbonatito de Angico dos Dias, Bahia.



Fonte: Adaptado de Antonini *et al.* (2003).

Na figura 19 é apresentado o perfil referente ao mapa geológico da figura 18 proposto por Antonini *et al.* (2003).

Figura 19 - Perfil geológico do mapa geológico do corpo de metacarbonatito de Angico dos Dias, Bahia.



Fonte: Adaptado de Antonini *et al.* (2003).

Segundo Liberal e Cassola (1989), as rochas metacarbonatíticas (mineralizadas em fosfato) apresentam composição modal média de $\pm 50\%$ de carbonato, $\pm 20\%$ de apatita, $\pm 11\%$ de pseudomorfos de olivina, $\pm 10\%$ de biotita/flogopita, $\pm 5\%$ de magnetita com exsoluções de ilmenita, além de badeleíta, monazita, pirrotita e pirita como acessórios mais comuns.

Apresentam texturas que indicam que a apatita é precoce à cristalização do pseudomorfos de olivina (forsterita), da biotita e da magnetita, porém o carbonato pode, por vezes, estar incluso na apatita e nos pseudomorfos de olivina, sugerindo blastese (SILVA *et al.*, 1997).

Segundo Silva *et al.* (1987, 1988 e 1997), trata-se de um apatita sovito, pois a calcita é o carbonato dominante, podendo ser subdividido em: olivina apatita sovito, biotita apatita sovito e magnetita olivina apatita sovito.

O carbonato predominante é a calcita, contudo a dolomita pode ocorrer entre grãos de calcita, como exsolução em calcita (causada pela recristalização do carbonato) e/ou resultante da reação entre os pseudomorfos de olivina e a calcita. A apatita é ovoide e geralmente encontra-se fraturada.

A olivina, com forma ovoide ou embainhada, encontra-se serpentinizada produzindo magnetita (bordas e fraturas, parcialmente martitizada), antofilita (radial), além de tremolita, talco e clorita (localmente).

A monazita ocorre nas bordas e fraturas da apatita como produto de blastese

sin a pós-tectônica. A badeleíta encontra-se na interface carbonato/apatita. Pirrotita, pirita e galena ocorrem como inclusões nos carbonatos sob formas irregulares. Barita eventualmente preenche microfraturas (SILVA *et al.*, 1997).

Os metassienitos caracterizam-se por apresentarem feldspato alcalino com Ba (hialofana) ou feldspato de Ba (celciana) e subdividir-se em três tipos: albitito, álcali feldspato sienito e quartzo sienito (SILVA *et al.*, 1988).

Segundo Silva *et al.* (1987, 1988 e 1997), o metapiroxenito e álcali metadiorito é representado por diopsidito, tremolitito, barkevikitito (subordinados) e metadiorito alcalino similar aos devonitos e odinitos de Tröger (1935).

Os metalamprófiros são alcalinos e por vezes porfíricos, caracterizam-se por apresentar feldspato albitico ou por ausência ou muito raro feldspato (SILVA *et al.*, 1988).

Os autores acima citados, afirmam que apesar de as rochas metacarbonatíticas do CMCAD estarem diretamente posicionados no embasamento gnáissico-migmatítico (Complexo Sobradinho-Remanso, Bloco Gavião) ou orlados por massas metassieníticas constituintes do próprio CMCAD, não se nota processo de fenitização, pois é improvável que os metassienitos correspondam a rochas do embasamento alteradas metassomaticamente.

Além disso, segundo estes mesmos autores, semelhanças geoquímicas acentuadas (analogias mineralógicas e geoquímicas, em particular os esquemas de fracionamento de ETR) entre metacarbonatitos e metassienitos sugerem evolução conjunta.

A coexistência de calcita e quartzo nas rochas silicatadas sugere temperatura moderada de injeção do magma carbonatítico e a presença de tremolita-actinolita indica temperatura metamórfica relativamente baixa para alteração da paragênese primária (SILVA *et al.*, 1988).

De acordo com esses autores, os baixos teores de Mg e Ba associados ao alto teor de P sugerem que a cristalização das rochas carbonatíticas soviticas ocorreu em nível crustal mais profundo.

Esses autores sugerem ainda, marcante diferenciação do magma paterno, originando piroxenitos como primeiro diferenciado e sienitos-carbonatitos como os últimos.

O emparelhamento metacarbonatito-metassienito no CMCAD, quando em contato não tectônico, indica, com base no conteúdo de ERTL e E RTP dessas rochas, que parece ter ocorrido imiscibilidade líquida durante o processo de geração de carbonatitos (SILVA *et al.*, 1988).

As rochas carbonatíticas instalaram-se nos planos axiais de dobras isoclinais (paralelos à superfície de foliação plano axial S_1 , preservada em relictos o que dificulta o controle), com eixos N-S, do embasamento cristalino (Complexo Sobradinho-Remanso, Bloco Gavião) e foram submetidos a pelo menos duas fases de deformação (SILVA *et al.* 1987):

- i) dobramentos holomórficos com eixo na direção NE-SW, que resultou no desenvolvimento de superfície de foliação plano axial (S_2) na direção NE com mergulhos tanto para NW quanto para SE e;
- ii) ondulações com eixo na direção NW-SE que produziram superfície de foliação plano axial (S_3) incipiente e que em rochas com xistosidade provocam crenulações em S_2 .

Em contraponto, Silva *et al.* (1988) expõem que dobras desarmônicas e não muito fechadas de eixo NE-SW, que afetam as estruturas N-S com mergulhos para E e W, impõem-se sobre os materiais intensa e extensamente cisalhados, o que confere aos migmatitos e granitoides da região o caráter de ultra a milonito e gnaisses-blastomilonitos.

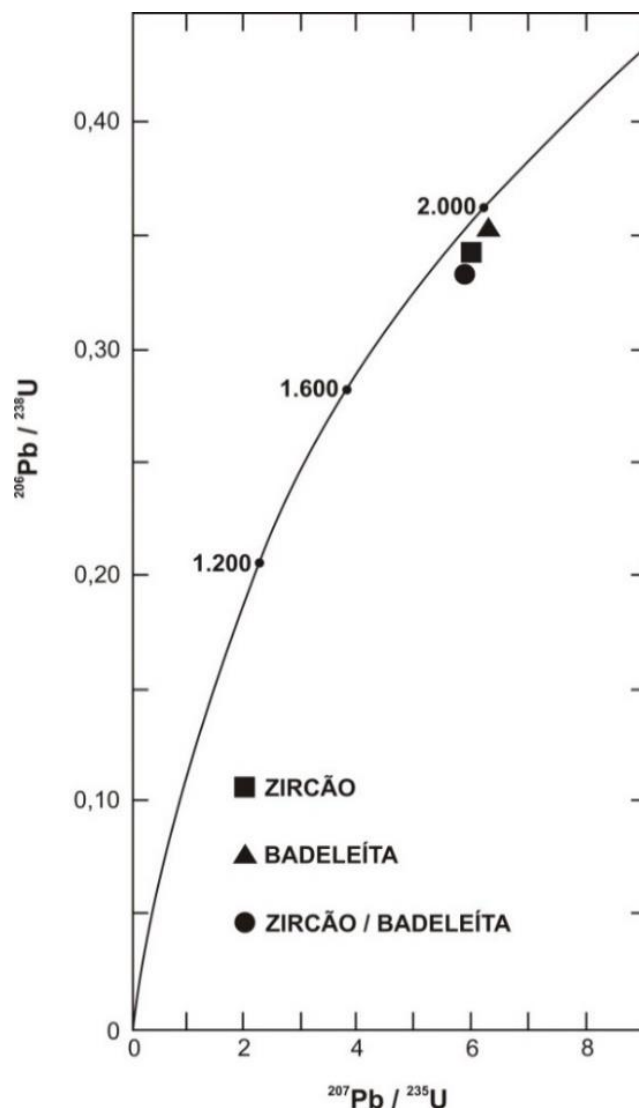
A foliação de fluxo e foliação cataclástica se desenvolveram contemporaneamente, o que configura um evento deformacional contínuo, cujo eixo de transporte tectônico é de NW para SE (INDA e BARBOSA, 1978).

Ainda segundo esses autores, materiais filonitizados apresentam clivagem ardosiana de plano axial, com eixo de dobramento orientado para NW-SE. Os dobramentos superpostos às feições planares estariam vinculados à etapa tardia do processo convergente envolvendo as faixas marginais Rio Preto e Riacho do Pontal e o Cráton São Francisco (SILVA *et al.*, 1988).

Estudos de isótopos iniciais devem-se a Mariano (1987) e indicam idade de cristalização para as rochas metacarbonatíticas do CMCAD de $2.011\text{Ma} \pm 6\text{Ma}$ (método analítico U-Pb em badeleíta e zircão, Figura 20) e último evento termal, relacionado ao estabelecimento da Bacia do Parnaíba, com temperaturas acima de

100°C, ocorrido a $336\text{Ma} \pm 16\text{Ma}$ (análises por traço de fissão em apatitas).

Figura 20 - Diagrama concórdia relativo às análises em zircão, badeleíta e zircão/badeleíta de corpos metacarbonatíticos do CMCAD, idade obtida é de $2.011\text{Ma} \pm 6\text{Ma}$.(MARIANO, 1987).



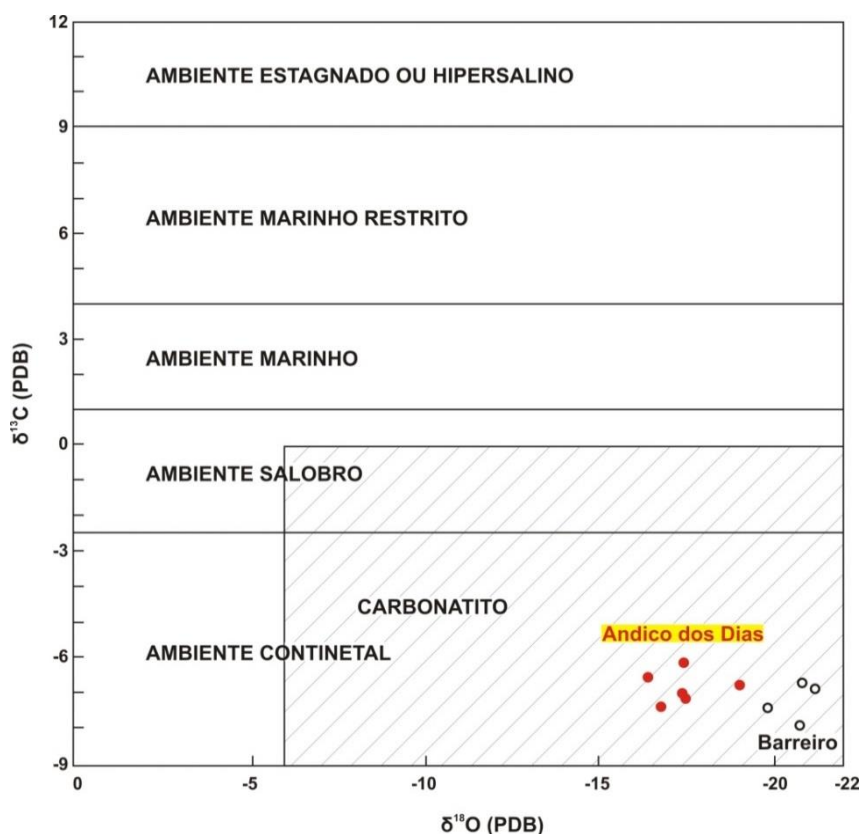
Fonte: Adaptado de Silva *et al.* (1987).

Valores de 0,70354, 0,70366 e 0,70359 para a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ em duas amostras de calcita e uma de apatita, respectivamente, obtidas de rochas metacarbonatíticas (MARIANO, 1987) indicam um manto enriquecido como fonte para esses litotipos.

Estudos abordando isótopos estáveis de carbono e oxigênio em seis amostras de calcita do metacarbonatito de Angico dos Dias confirmam a derivação

ígnea dessa rocha e apresentam valores médios em calcita de $\delta^{13}\text{C} = -6,73\% \pm 0,46\%$ e $\delta^{18}\text{O} = 12,26\% \pm 0,91\%$ (Figura 21; TORQUATO, 1987).

Figura 21 – Estudos de isótopos estáveis de carbono e oxigênio $\delta^{13}\text{C}/\delta^{18}\text{O}$ em amostras de calcita do metacarbonatito de Angico dos Dias e em dolomitas de carbonatito de Barreiro (Araxá-MG) (TORQUATO, 1987).



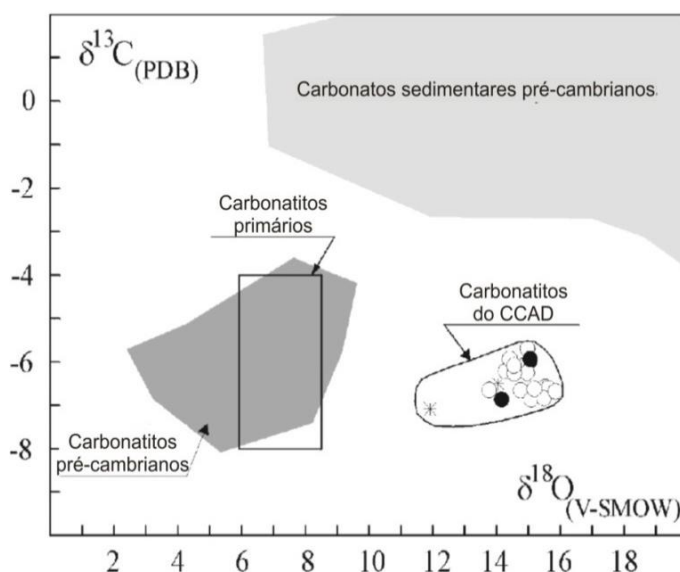
Fonte: Adaptado de Silva *et al.* (1987).

Outros cinco conjuntos de amostras de calcitas desses corpos metacarbonatíticos foram analisados por Antonini *et al.* (2003) e constataram que os isótopos de carbono ($\delta^{13}\text{C} = -5,7$ a $-6,8\%$, distintamente baixos para considerá-los como sedimentar) e oxigênio ($\delta^{18}\text{O} = 13,8$ a $15,8\%$, mais altos que o esperado para rochas metacarbonatíticas) não revelam composições de isótopos de oxigênio derivados do manto original (Figura 22).

No entanto, esses autores consideram, com base nas observações mineralógicas e petrográficas, que o enriquecimento em ^{18}O , é reflexo do reequilíbrio durante o metamorfismo (fácies xisto-verde) e/ou hidrotermalismo.

Contudo, Antonini *et al.* (2003) informam que a origem magmática das rochas metacarbonatíticas é suportada por padrões multielementares e razões ETRL/ETRP, que são semelhantes aos carbonatitos ígneos típicos em todo mundo e muito diferente dos carbonatos sedimentares do pré-cambriano.

Figura 22 - Relações isotópicas $\delta^{13}\text{C}/\delta^{18}\text{O}$ para os metacarbonatitos do CMCAD (círculos abertos), metapiroxenitos (círculos fechados) e apatitas (asteriscos) comparados com carbonatitos pré-cambriano típicos e carbonatos sedimentares pré-cambrianos.



Fonte: Adaptado de Antonini *et al.* (2003). O campo dos metacarbonatitos do CMCAD inclui os dados de Silva *et al.* (1988). A caixa do carbonatito primário é de acordo com Taylor *et al.* (1967). Fonte de dados: Carbonatitos pré-Cambrianos = Província de Gardar, Groelândia (1.2 Ga): Pearce e Leng (1996); Strangways Range, Austrália (0.7 Ga), Mt. Weld, Austrália (2.1 Ga), Fen, Noruega (0.6 Ga) e Goudini, África do Sul (1.2 Ga): Nelson *et al.* (1988); carbonatos sedimentares pré-Cambrianos = Canadá (1.9 Ga), Austrália (1.7 Ga): Veizer *et al.* (1992).

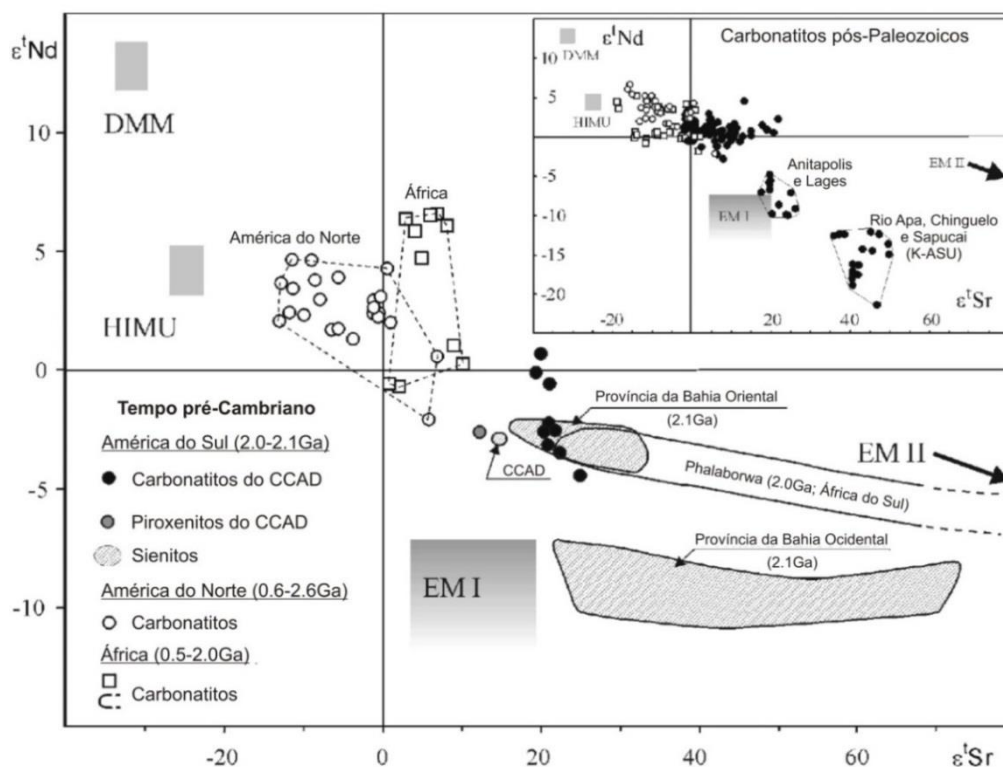
Segundo Antonini *et al.* (2003) os efeitos de metamorfismo (e alteração) afetaram parcialmente as rochas do CMCAD, mas os isótopos de Sr-Nd dos metacarbonatitos do CMCAD foram substancialmente preservados e a sua assinatura magmática intocada (Figura 23).

Antonini *et al.* (2003) afirmam que as composições iniciais das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ mostram que os metacarbonatitos do CMCAD e rochas associadas têm uma assinatura enriquecida que diferem da maioria dos análogos pré-Cambrianos em todo o mundo, que vão desde a composição média da Terra a componentes de manto empobrecido.

O enriquecimento em isótopos de Sr-Nd apresentado para as rochas do CMCAD é de $\epsilon^{87}\text{Sr}$ (20.0 a 25) e $\epsilon^{143}\text{Nd}$ (0.7 a -4.5). Valores elevados é característica dos carbonatitos da América do Sul, o que implica em significativa heterogeneidade do manto, provavelmente desde os tempos Arqueanos.

Sendo assim, Antonini *et al.* (2003) concluem que a substancial semelhança isotópica de Sr-Nd dos carbonatitos pré-Cambriano e pós-Paleozoico em todo o mundo indica que as heterogeneidades mantélicas em grande escala durou por longos períodos de tempo em diferentes placas continentais.

Figura 23 - $\epsilon^{143}\text{Nd}/\epsilon^{87}\text{Sr}$, rochas do CMCAD, comparados com os sienitos pré-Cambrianos (2,1Ga) do Cráton São Francisco e os carbonatitos pré-Cambrianos da América do Norte (0,6Ga - 2,6Ga) e África (0,5Ga - 2,1Ga).



Legenda: Carbonatitos Cretáceo da América do Sul (círculos preenchidos) e carbonatitos pós-Paleozoico da América do Norte (círculos abertos) e África (quadrados abertos). **Fonte:** Adaptado de Antonini *et al.* (2003). Dados Fonte: Carbonatitos pré-Cambrianos = América do Norte e África, Nelson *et al.* (1988), Bell e Blenkinsop, (1987a, b, 1989), Tilton e Bell (1994), Villeneuve e Relf (1998), Eriksson (1989), Thompson *et al.* (2002) e Smithies e Marsh (1998); Carbonatitos pós-Paleozoico = América do Norte e África, Nelson *et al.* (1988), Bell e Blenkinsop (1987a, b, 1989), Alberti *et al.* (1999); América do Sul, Nelson *et al.* (1988), Roden *et al.* (1985), Huang *et al.* (1995), Castorina *et al.* (1997), Bell e Tilton (2001), Comin-Chiaramonti *et al.* (2002), Ruberti *et al.* (2002); Província Sienítica da Bahia = Rosa *et al.* (1999, 2000); Sienitos do CMCAD (COMIN-CHIARAMONTI, unpublished data). Componentes DMM, HIMU, EM I e EM II: Zindler and Hart (1986) and Hart e Zindler (1989).

CAPITULO V

5 GEOLOGIA DO CMCAD

Neste capítulo será apresentado o contexto geológico local das rochas do Complexo Metacarbonatítico de Angico dos Dias (CMCAD).

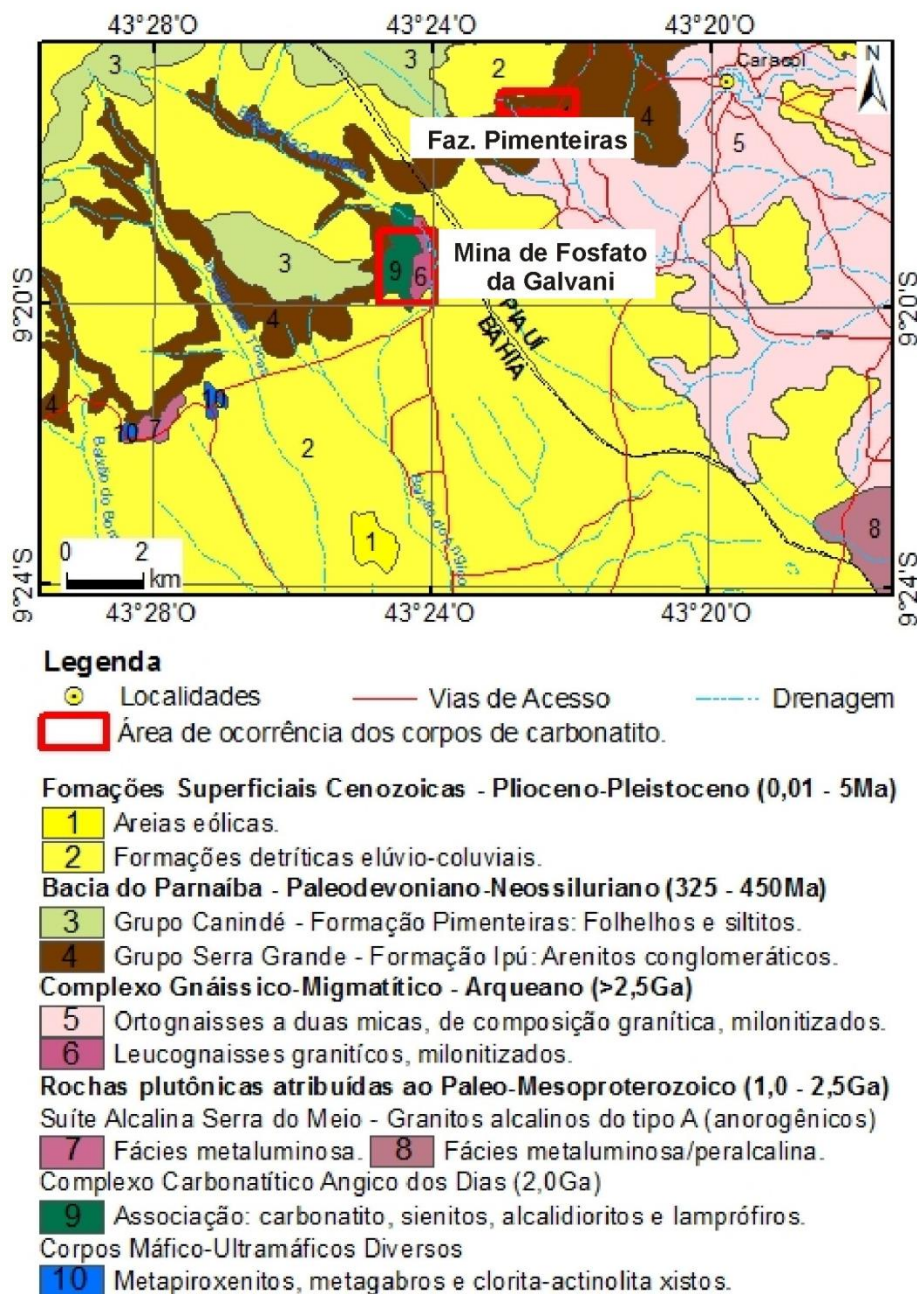
5.1 LITOLOGIAS

As rochas do Complexo Metacarbonatítico de Angico dos Dias localizam-se na região do distrito de Angico dos Dias, município de Campo Alegre de Lourdes, na porção norte do Estado da Bahia.

A área está inserida na interface entre a borda noroeste do Cráton São Francisco, na porção do Bloco Gavião, e as Faixa de Dobramentos Rio Preto e Riacho do Pontal. É constituída por uma associação Paleoproterozoica composta predominantemente por metacarbonatitos (olivina apatita metassovito, biotita apatita metassovito e magnetita olivina apatita metassovito), metassienitos (variando entre meta-albititos, álcali feldspato metassienitos e quartzo metassienitos) e metapiroxenitos, secundariamente podem ocorrer metadioritos e metalamprófiros. Esse conjunto litológico é intrusivo em rochas Arqueana-Paleoproterozoicas do Complexo Sobradinho-Remanso (Complexo Gnaissíco-Migmatítico, Figura 24).

Superficialmente, ocorre crosta fosfática, produto da supergênese dos carbonatitos.

Figura 24 - Mapa esquemático mostrando o contexto geológico regional simplificado em que se insere o CMCAD.



Fonte: Adaptado de Leite (1997) e Souza *et al.*(2013).

As rochas do Complexo Sobradinho-Remanso correspondem a ortognaisses graníticos, gnaisses migmatíticos de composição tonalíticas-granodioríticas-

trondhjemítica (TTG) e gnaisses graníticos e anfibolíticos milonítizados, e constituem o embasamento das rochas das Faixas Móveis Brasileiras Rio Preto e Riacho do Pontal (Figura 25).

Figura 25 - Fotografia de afloramento de milonito gnaisse do embasamento.



Fonte: Arquivo pessoal.

Nas rochas do embasamento as feições metamórficas identificadas encontram-se em fácies anfibolito alto, contudo foram observadas feições imposta pela deformação Neoproterozoica, que também atua nas rochas metassedimentares de idades Meso-Neoproterozoicas do Supergrupo Espinhaço.

As rochas do embasamento exibem um *trend* deformacional superimposto de direção preferencial N-S, marcado por foliação milonítica, e localmente preserva um bandamento gnáissico com direção de foliação regional correspondente a N030 e N040, com mergulhos para NW e SE.

As reais dimensões das rochas metacarbonatíticas são desconhecidas, pois a sul e a leste acham-se parcialmente recobertos por depósitos arenosos recentes de idade Terciária-Quaternária e a norte e a oeste estão sotopostos a arenitos e conglomerados da Formação Serra Grande, de idade Siluro-Devoniana, que constituem um relevo de chapada com escarpas abruptas nas proximidades das ocorrências de rochas do CMCAD (Figura 26).

Figura 26 - Vista panorâmica com visada para norte em que se observam litotipos da Bacia do Parnaíba recobrimdo rochas mais antigas.



Fonte: Arquivo pessoal.

As rochas metassieníticas ocupam faixas alongadas e estreitas intrudidas no Complexo Sobradinho-Remanso. Estes corpos possuem uma morfologia tabular, por vezes lenticulares, e estão orientados segundo a direção NE-SW (Figura 27). O contato com o carbonatito é difuso e nele ocorrem zonas de biotitização decimétricas (Figura 28). Protomilonitizadas, exibem feições metamórficas indicativas de fácies anfibolito alto, entretanto foram observadas feições retrometamórficas em fácies xisto-verde média a alta imposta pela deformação Neoproterozoica.

Silva *et al.* (1988) sugere uma origem magmática intrusiva para o conjunto de rochas sieníticas. Essas rochas estão localizadas na porção centro-sul do CMCAD e ocorrem em estreitas faixas alongadas, orientadas e controladas por falhas de direção NE-SW, que bordejam os corpos de rocha metacarbonatítica, às vezes individualizando um zoneamento das rochas metassieníticas diversas (albitito, álcali feldspato sienito e quartzo sienito).

De forma geral, observam-se litotipos rochosos mais enriquecidos em albita (albitito) nas proximidades dos litotipos metacarbonatíticos e mais enriquecidos em feldspato potássico e quartzo (quartzo metassienito) ao distanciar-se do mesmo (Silva *et al.*, 1988).

No entanto, Lapin *et al.* (1999) classificam o CMCAD como metacarbonatitos lineares de cinturões móveis que se alojam em zonas de falha, envolto por possantes auréolas zonadas de metassomatitos alcalinos (fenitos) produzidos pela ação do magma carbonatítico de alta temperatura, rico em sódio e voláteis, sobre o Complexo Sobradinho-Remanso.

Os minerais de alterações são representados por epidoto, sericita/moscovita, clorita e albita, relacionados aos processos de epidotização, sericitização/moscovitização, saussuritização, cloritização e albitização, além de

carbonatos e pseudomorfos de piroxênios e/ou hornblenda com desenvolvimento de tremolita-actinolita e clorita secundárias. Essas transformações são resultado de alterações metamórficas que refletem a ação intensa de fluídos hidrotermais associados a processos tardi magmáticos.

Figura 27 - Afloramento de rochas metassieníticas localizados mina Galvani.



Legenda: **A** - Vista panorâmica do afloramento de metassienito pegmatoide (porção central da fotografia); **B** - afloramento de metassienito pegmatoide em maior detalhe. **Fonte:** Arquivo pessoal.

Figura 28 - Zona de contato entre as rochas metassieníticas e as rochas metacarbonatíticas localizados mina Galvani.



Fonte: Arquivo pessoal.

Lapin *et al.* (1999) descrevem uma aureola zonada de rochas metassieníticas diversas. Essa zoneografia dos metassienitos sugere que não se trata de uma sequência de rochas magmáticas intrusivas, mas sim, de fenitos reomórficos e metassomáticos, produzidos pela ação do magma carbonatítico de alta temperatura rico em sódio e voláteis sobre milonito-gnaisses leucocráticos. Assim, a fácies proximal é representada por uma rocha mista de carbonato e albita (biotita-calcita albititos), constituída de calcita, albita, biotita, apatita e outros minerais.

A fácies intermediária é formada por albititos com textura granoblástica ou granoblástica em mosaico, nos quais ao lado da albita (albita-oligoclásio) como minerais majoritários, aparecem biotita, calcita, clinopiroxênio e apatita, e como acessórios calcita, feldspato potássico com bário, titanita, monazita, ilmenita, allanita, epídoto, badeleíta, pirita, galena, carbonato de terras raras, e como minerais secundários barita, tremolita-actinolita.

A fácies distal pode estar representada por quartzo sienito com textura cataclástica, nos quais ao lado da albita e do quartzo que são os minerais predominantes, aparecem como acessórios e secundários biotita (orientada), barkevikita, apatita, titanita, ilmenita, epídoto, feldspato potássico com bário, sericita, carbonato e tremolita-actinolita.

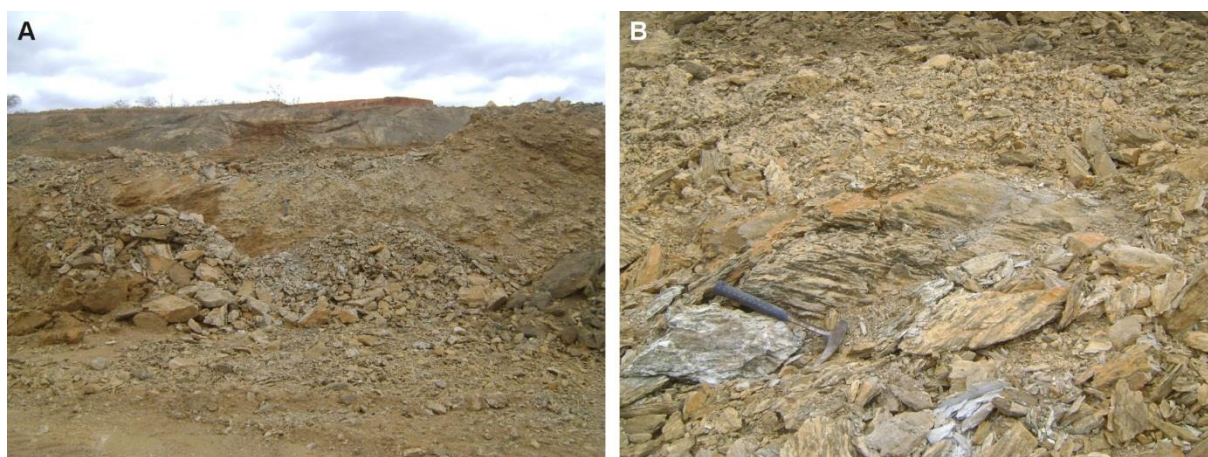
Ou, a fácies distal, pode estar representada por álcali feldspato metassienito com textura granoblástica, constituído principalmente por feldspato potássico com bário micropertítico e clinopiroxênio (diopsídio), titanita e apatita, e exibindo como minerais acessórios e secundários hialofana, celsiana, albita, titanita, ilmenita e tremolita-actinolita.

Os metapiroxenitos são encontrados em dimensões relativamente pequenas na área, expressando corpos de dimensões que variam de centimétricas a métricas. São corpos lenticulares intrusivos no Complexo Sobradinho-Remanso e aparentemente estão associados de forma concordantemente com os metassienitos e metacarbonatitos e geralmente ocorrem como pequenos corpos associados a estruturas cumuláticas. Verifica-se ainda, na região da Fazenda Pimenteira, blocos de rocha constituída essencialmente por tremolita, derivada provavelmente de diopsidito.

As rochas metadioríticas alcalinas apresentam-se foliadas e bandadas (Figura

29), de cor esbranquiçada com porções preta e verde, ocorrem em concentrações pequenas no Complexo Sobradinho-Remanso e associadas de forma concordantemente com os metassienitos e metacarbonatitos. Quando cortado por zonas de cisalhamento, exibem deformação milonítica.

Figura 29 - Afloramento de rochas metadioríticas alcalinas localizados na porção central da mina Galvani.



Legenda: A - Vista panorâmica do afloramento de metassienogranito (porção central da fotografia); B - afloramento de metassienogranito em maior detalhe. **Fonte:** Arquivo pessoal.

Os lamprófiros correspondem aos corpos de rochas máficas de granulação fina e textura afanítica, encontrados sob a forma de diques tanto nas litologias do CMCAD, quanto no Complexo Sobradinho-Remanso. Possuem espessura variável, desde alguns centímetros até poucos metros e coloração esverdeada a negra.

5.2 ROCHAS METACARBONATÍTIAS DO CMCAD

As rochas metacarbonatíticas que compõem o CMCAD constituem dois conjuntos de corpos metacarbonatíticos (Faz. Pimenteiras e Mina de Fosfato da Galvani), com pequenas dimensões e com direção geral N020.

O conjunto situado a nordeste, localizado na Fazenda Pimenteira, é composto por pequenos afloramentos com dimensões que variam entre 120m e 200m de comprimento e 100m a 190m de largura (Figura 30), geralmente expostos na superfície como pequenos afloramentos ou como blocos em topos de pequenos

morros, quando silicificados (Figura 31).

O conjunto principal encontra-se na lavra da mina a céu aberto de fosfato da Mineradora Galvani, no distrito de Angico dos Dias, dispõe-se regionalmente sob forma alongada segundo a direção NNE, e é separado em pequenos corpos.

Os corpos de rochas metacarbonatíticas constituem carbonatitos lineares que se alojam em zonas de falhas apresentando disposição concordante em relação às rochas encaixantes, mantendo direção paralela à estruturação geral do cinturão móvel. A intrusão desses corpos é anterior à estabilização do cinturão móvel e corresponde à fase pré-orogênica.

Os pequenos corpos de rocha metacarbonatítica localizados na mineração Galvani (Figura 32), expõe-se ao longo de 514m de comprimento de forma descontínua. Nas porções sul e central, exibem-se sob forma delgada, com larguras em torno de 17m e 29m, enquanto na porção norte alarga-se atingindo cerca de 108m.

As rochas apresentam granulação média a grossa, coloração cinza claro e são constituídas por cristais centimétricos de calcita e por grânulos de apatita, biotita, magnetita e serpentina. O fato dessas rochas possuírem elevado conteúdo em apatita resultou na denominação de apatita sovito.

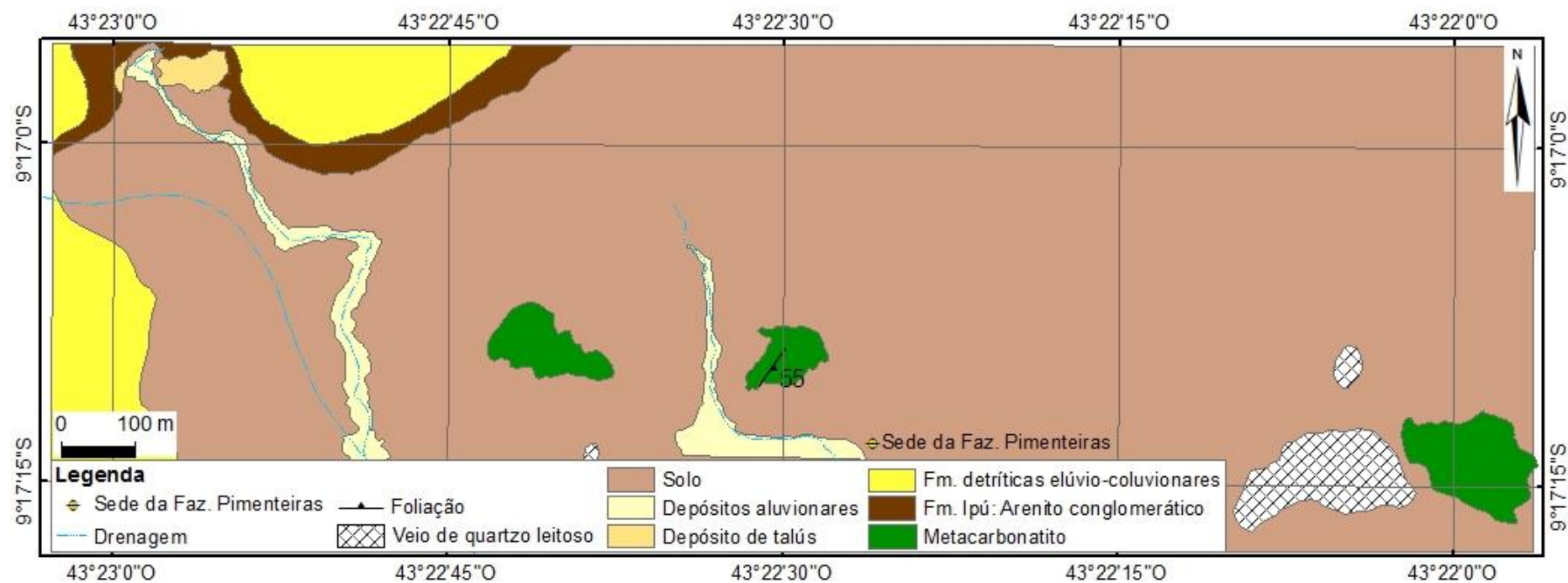
Na figura 33 apresenta-se o mapa geológico da área mineira da Galvani com as ocorrências dos principais corpos de rochas metacarbonatíticas.

Na figura 34 é apresentada uma vista panorâmica da mina de fosfato Galvani, associado aos corpos de rocha metacarbonatíticas, no distrito de Angico dos Dias, Estado da Bahia.

É observado no corpo principal o desenvolvimento de uma crosta fosfática originada a partir de enriquecimento supergênico. Um espesso manto de intemperismo, proveniente da alteração dos metacarbonatitos, concentra-se sobre as rochas metacarbonatíticas, constituindo um importante depósito de fosfato residual.

Esse minério de fosfato residual é caracterizado como apatitito, e pode atingir a espessura média de 10m. O apatitito é constituído predominantemente pela apatita de granulometria grossa e subordinadamente por argilominerais e óxidos de ferro (Figura 35).

Figura 30 - Mapa geológico da região da Fazenda Pimenteiras.



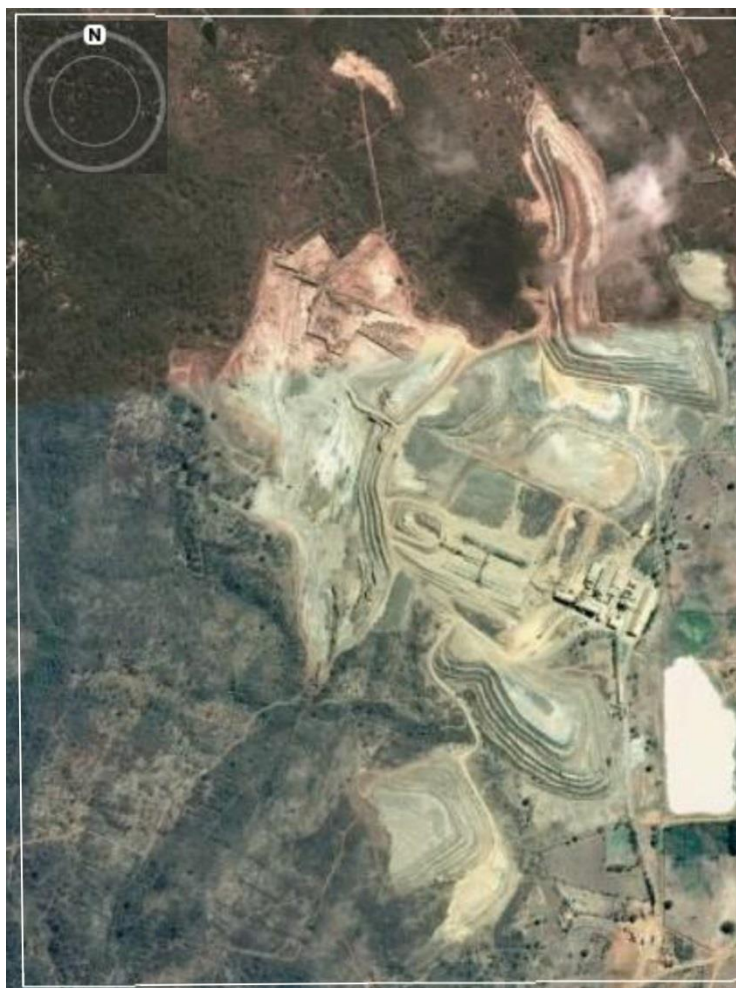
Fonte: Arquivo pessoal.

Figura 31 - Pequenos afloramentos (**A** e **B**) e/ou blocos em topos de pequenos morros (**C** e **D**) de metacarbonatito silicificado, área da Faz. Pimenteiras, arredores da cidade de Caracol, Piauí.



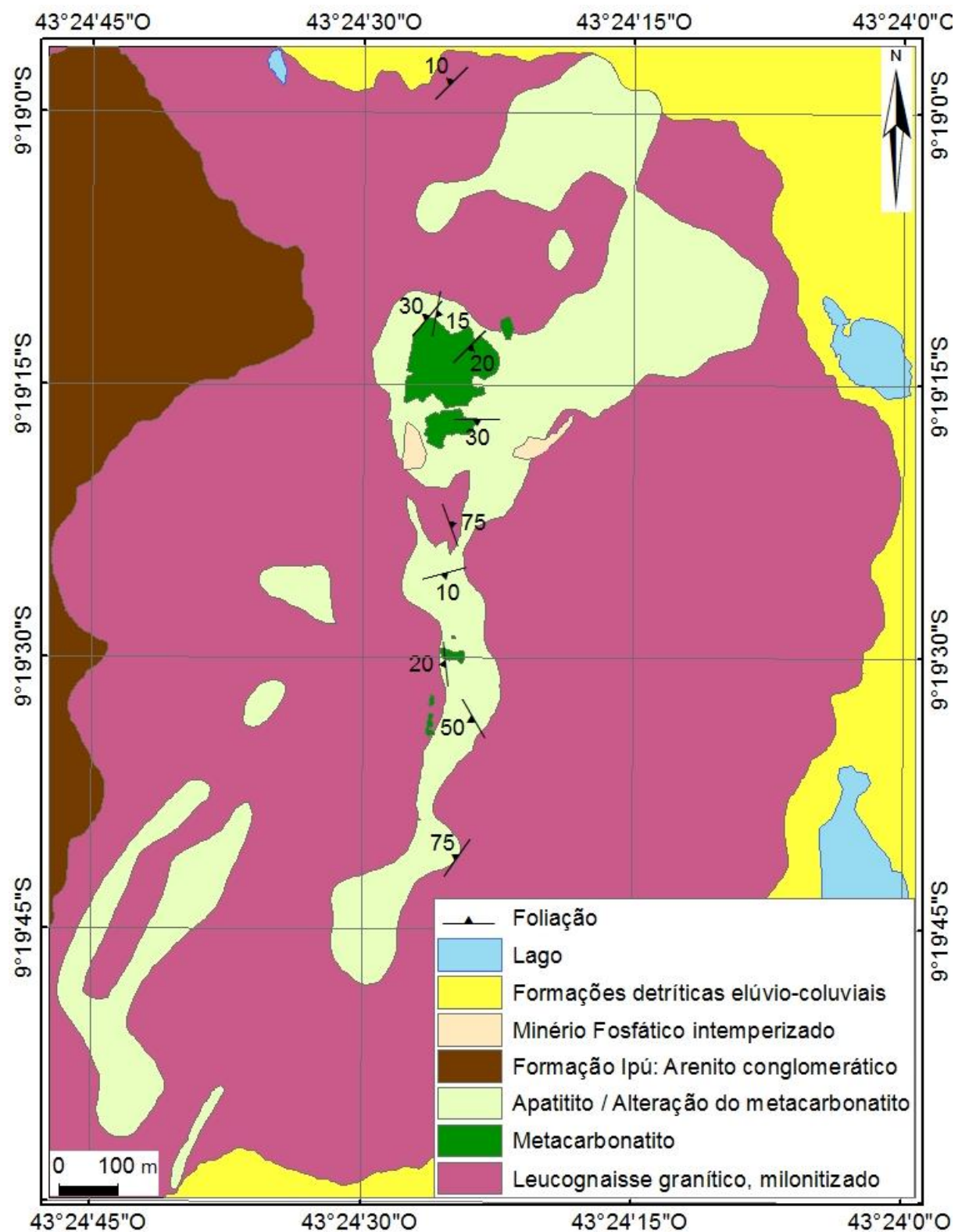
Fonte: Arquivo pessoal.

Figura 32 - Vista aérea da mina de fosfato da Mineradora Galvani, associada aos corpos de rocha metacarbonatítica, distrito de Angico dos Dias, Campo Alegre de Lourdes, Bahia.



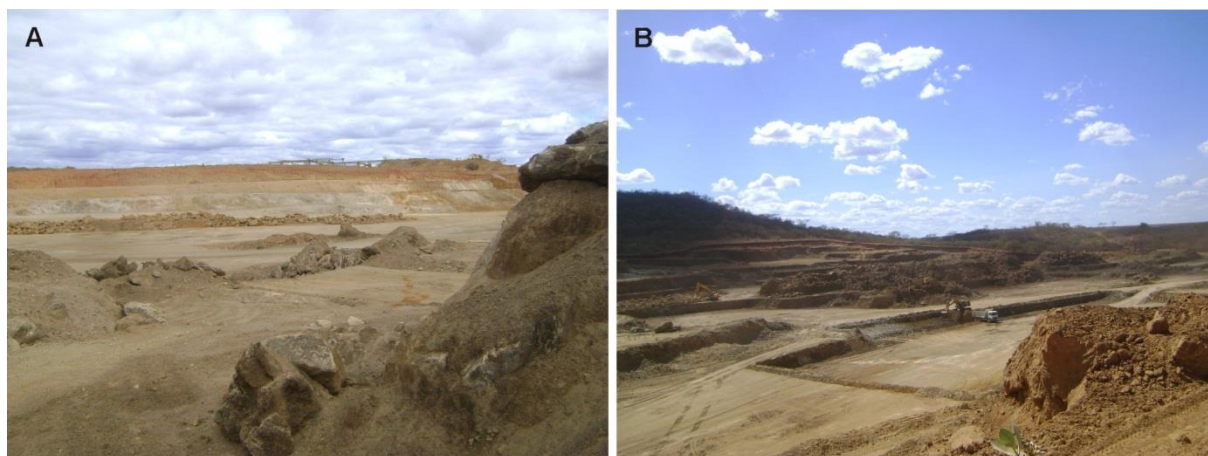
Fonte: Adaptado de Google Earth, Image©2015CNES/Astrium (08/10/2013).

Figura 33 - Mapa geológico da região da mina de fosfato da Galvani .



Fonte: Adaptado de Galvani (2013).

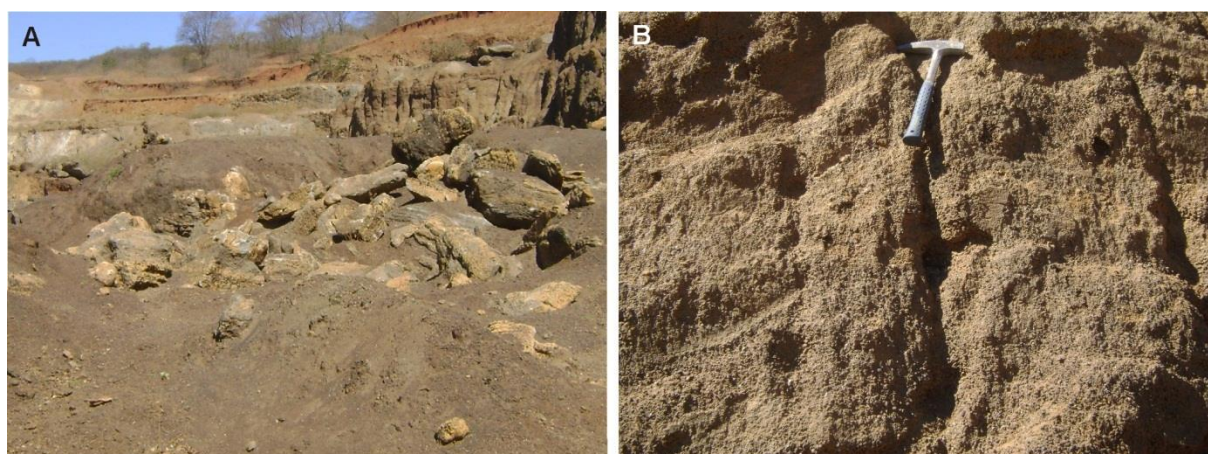
Figura 34 - Vista panorâmica da mina de fosfato associada aos corpos de rocha metacarbonatítica, distrito de Angico dos Dias, Campo Alegre de Lourdes, Bahia.



Legenda: A - Visada para sudeste; B - Visada para noroeste. **Fonte:** Arquivo pessoal.

Em alguns afloramentos foram observadas feições originadas por processos magmáticos de cristalização fracionada, com níveis de apatita, minerais ferro-magnesianos e magnetita definindo um acamamento cumulático, que constitui o principal mecanismo responsável pela evolução do magma.

Figura 35 - Vista manto de intemperismo da mina de fosfato, que constitui o depósito de fosfato residual (apatitito).



Legenda: A - Vista panorâmica do minério residual (apatito); B – Minério residual (apatito) em maior detalhe. **Fonte:** Arquivo pessoal.

Localmente, o acamamento é evidenciado nas sequências de rochas diferenciadas cumuláticas, de composição ultrabásica, por um bandamento composicional entre as rochas metacarbonatíticas.

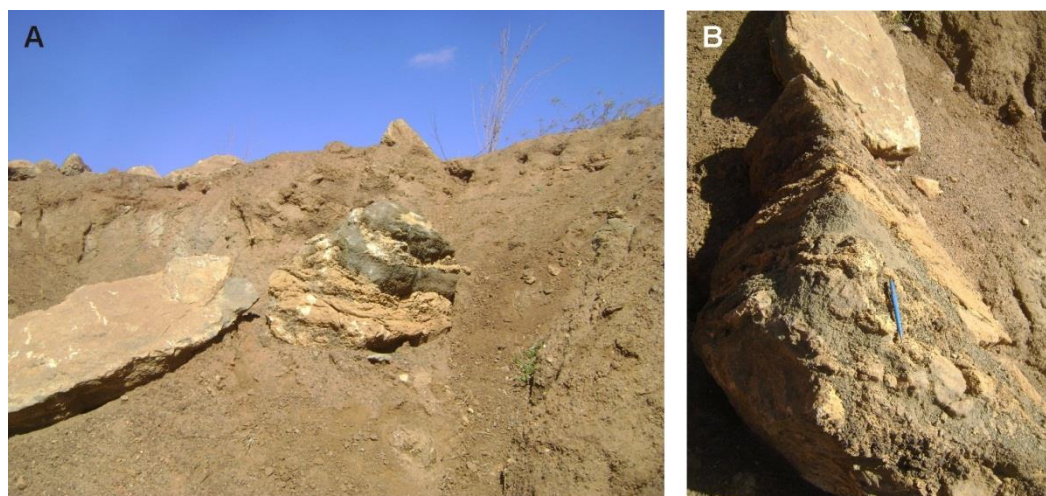
Às vezes este bandamento é identificado por processos de cristalização fracionada, por segregação gravítica, de caráter estratiforme, resultando da flutuação dos felsicos (carbonatos) e segregação de cumulos (minerais ferro-magnesianos e magnetita), permitindo assim a geração de variados litotipos de carbonatitos.

Algumas das variedades de rochas metacarbonatíticas apresentam-se enriquecidas em minerais ferro-magnesianos e magnetita, definindo feições ortocumuláticas que podem ocorrer sob a forma disseminada ou constituindo feições de acamamento e/ou bandamento, podendo atingir porcentagens acima de 10% de magnetita.

Em razão destes litotipos apresentarem enriquecimento em magnetita e apatita, estas sequências apresentam maior interesse à prospecção metalogenética (Figura 36).

Silva *et al.* (1988) apresentam para as rochas metacarbonatíticas as seguintes características: granulação grossa; coloração cinza-claro; minerais principais representados por cristais centimétricos de calcita (18% a 92%), grânulos ovoides de apatita verde-claro (2% a 35%), olivina serpentizada (0% a 40%%), biotita (0% a 35%) e magnetita (0% a 25%) e; como minerais acessórios tremolita, monazita, badeleíta, zircão, antofilita e sulfetos.

Figura 36 - Registro de evidências de processos magmáticos de cristalização fracionada, ortocumuláticas (**A** e **B**), definido pelo acúmulo de apatita, minerais ferro magnesianos e magnetita.



Fonte: Arquivo pessoal.

A composição das rochas metacarbonatíticas de Angico dos Dias é relativamente simples (LAPIN *et al.*, 1999), com minerais formados em um estágio e pertencentes a uma só fácies de temperatura.

Petrograficamente eles são constituídos por calciocarbonatitos ou metasovitos, cuja assembleia de minerais é formada por calcita (predomina), dolomita, apatita verde clara com forma de ovoide, pseudomorfos de olivina serpentinizada, biotita e magnetita.

Como acessórios e secundários exibem monazita, badeleíta, antofilita, estroncianita, sulfetos (pirita, pirrotita e galena), whiterita, carbonatos de elementos de terras raras e celestita.

Apresentam textura granular média a grossa, com a calcita podendo atingir até 10cm de dimensão, quando não afetada por tectonismo e recristalização. A dolomita, que perfaz menos de 10% do volume dos carbonatos, ocorre como mineral intergranular e como exsolução na calcita. A apatita apresenta-se na forma de enclaves ou de leitos definidos, sugerindo acumulação magmática, e muito raramente na forma de cristais de até 15cm (LAPIN *et al.*, 1999).

Os corpos de rochas metacarbonatíticas apresentam faciologias distintas, a exemplo da figura 37, e caracterizam-se por permitir individualizar cinco fácies petrográficas principais com contatos graduais entre si. São elas:

- i) Apatita metacarbonatito;
- ii) Olivina-apatita metacarbonatito;
- iii) Flogopita-apatita-olivina metacarbonatito;
- iv) Olivina-apatita-biotita/flogopita metacarbonatito;
- v) Metacarbonatito silicificado.

5.3 ASPECTOS ESTRUTURAIS DO CMCAD

O padrão deformacional nas rochas metacarbonatíticas é evidenciado pelo registro de pelo menos três fases deformacionais, D_1 , D_2 e D_3 , que afetam as rochas do embasamento gnáissico migmatítico (Complexo Remanso-Sobradinho) e do CMCAD. Sua atual estruturação tectônico-metamórfica passa pelo arranjo tectônico Neoproterozoico superimposto das Faixas Rio Preto e Riacho do Pontal (Figura 38).

Figura 37 - Fotografias de detalhe de duas faciologias distintas em afloramentos dentro da mina de fosfato: (A) apatita metacarbonatito e (B) flogopita-apatita-olivina metacarbonatito.



Fonte: Arquivo pessoal.

A evolução das rochas metacarbonatíticas apresenta um registro geocronológico predominantemente Paleoproterozoico. Essas litofácies encontram-se encaixadas em rochas do embasamento predominantemente constituído por litotipos ortoderivadas de composição leucogranítica, charnoquítica e tonalítica, migmatizadas, às vezes empobrecidas em máficos impondo um caráter trondhjemitico.

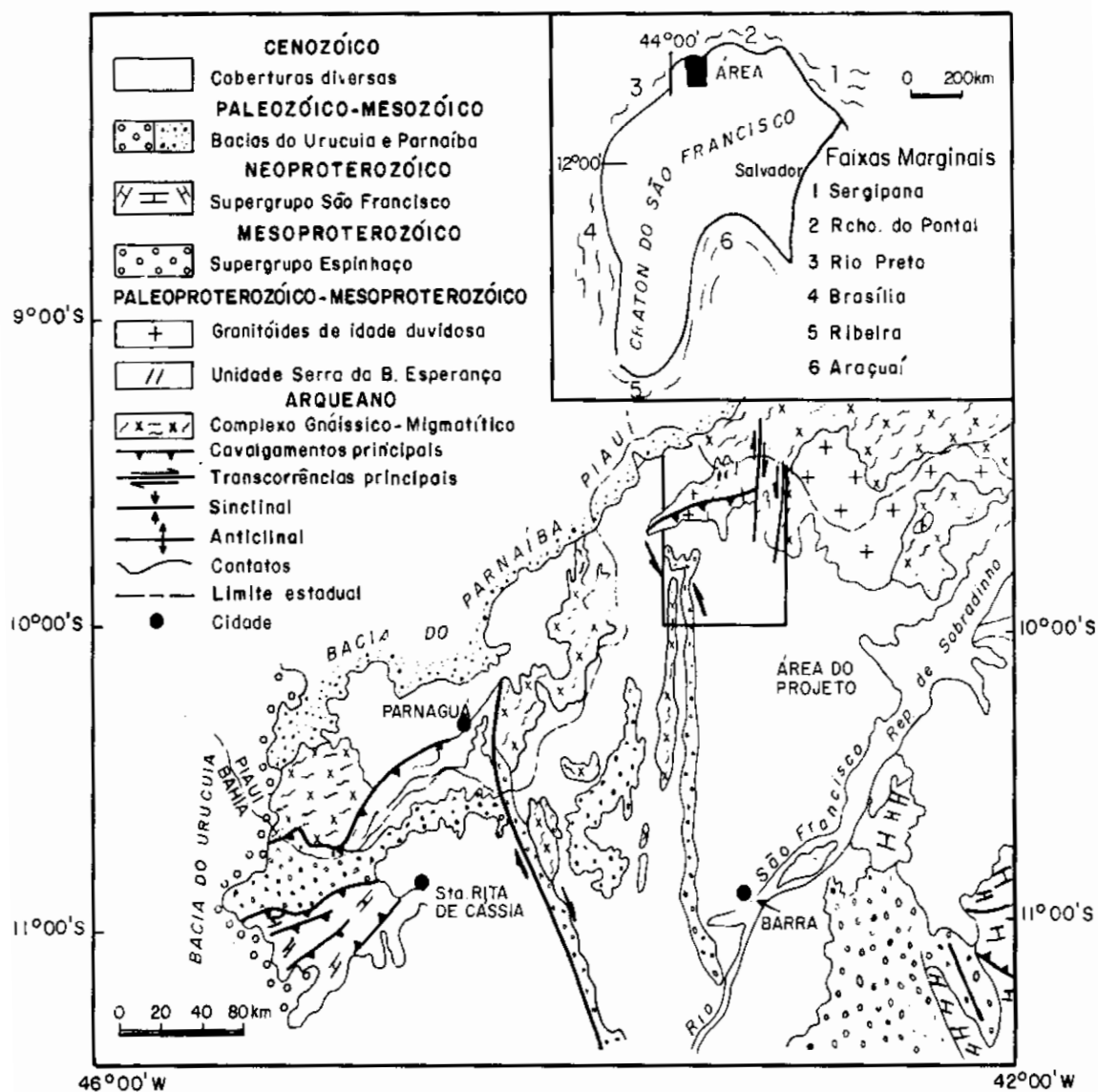
As rochas do embasamento cristalino, de idade Arqueana a Paleoproterozoica inferior, registram no mínimo duas fases deformacionais anteriores (D_{n-2} e D_{n-1}), evidenciadas por um padrão de deformação em que, no processo de migmatização, ocorre o dobramento de um conjunto mineral metamórfico anterior (Figura 39).

As rochas do embasamento gnáissico migmatítico, localmente, preserva um bandamento gnáissico (S_{n-2}) orientado regionalmente para N030 e N040, com mergulhos para NW e SE. Superimposto a esse bandamento registra-se foliação milonítica (S_{n-1}) com *trend* deformacional na direção preferencial N-S.

Dobras isoclinais de eixo NE-SW constituem sinformes e antiformes e impõem sobre os materiais cisalhados o caráter de milonito gnaisses (S_n), cuja a

orientação é condizente com a de uma foliação de plano axial (Figura 40).

Figura 38 - Contexto geológico-geotectônico regional da área do Projeto Campo Alegre de Lourdes (LEITE *et al.*, 1997), que abrange o objeto desse estudo.



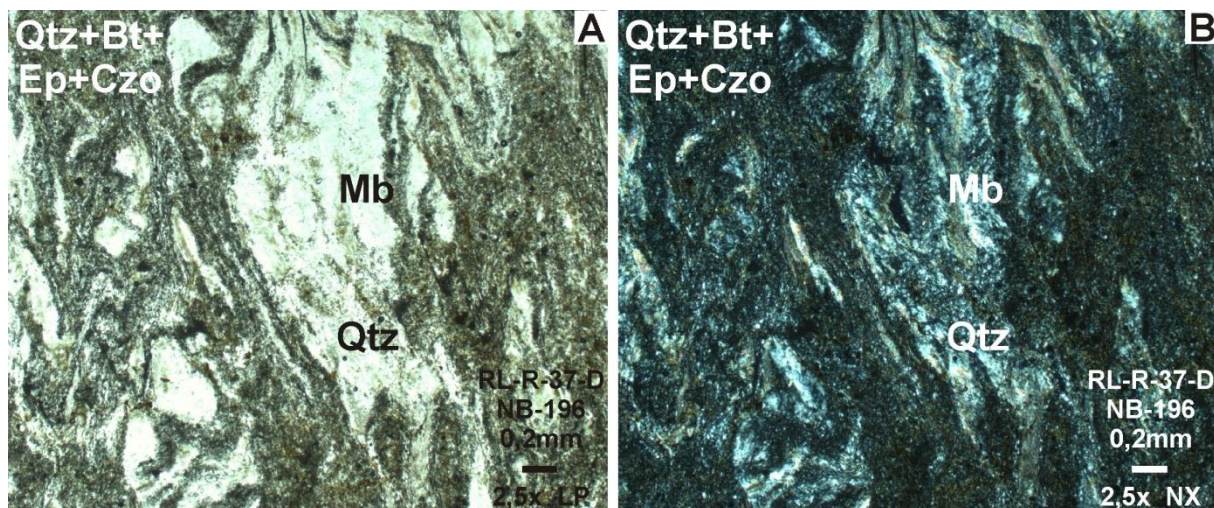
Fonte: Leite *et al.* (1997).

As feições metamórficas identificadas encontram-se em fácies anfibolito alta, mas foram observadas feições retrometamórficas, em fácies xisto-verde média a alta, imposta pela deformação Neoproterozoica, bem marcadas nas rochas metassedimentares de idades Meso-Neoproterozoicas do Supergrupo Espinhaço.

As rochas intrusivas metacarbonatíticas ocorrem em estreitas faixas

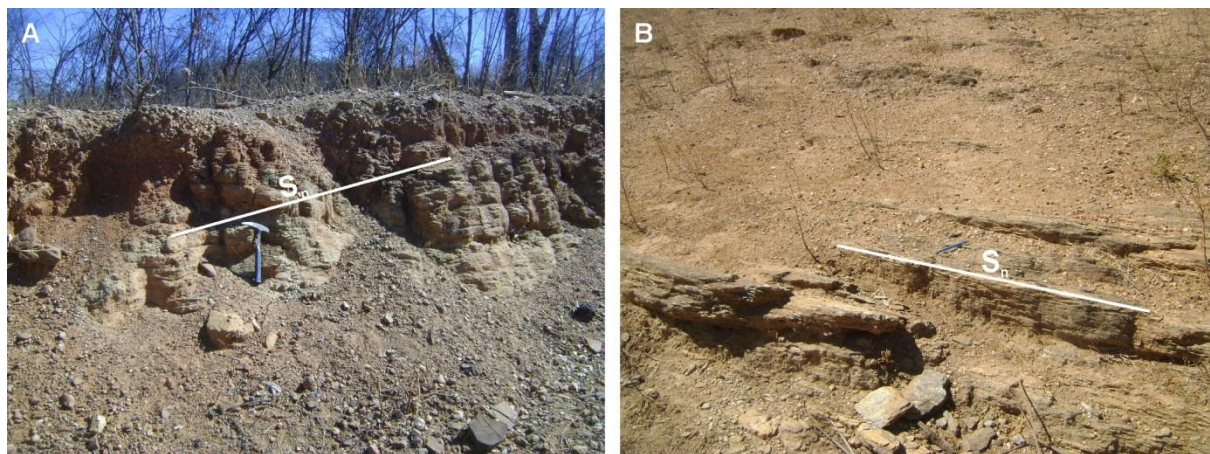
alongadas, orientadas e controladas por falhas profundas e antigas de direção NE-SW, que bordejam as rochas metacarbonatíticas, associadas às direções de foliação regional (S_{n-2}) das rochas do embasamento, que correspondem a N030 e N040.

Figura 39 - Fotomicrografias (aumento de 2,5x), LD e NX) de metatonalito pertencente ao embasamento cristalino com feição de migmatização e dobramento de um conjunto mineral metamórfico anterior, ponto RL-37-D.



Legenda: A - Luz plana; B - Luz polarizada. **Fonte:** Arquivo pessoal.

Figura 40 - Rochas do embasamento cristalino apresentando foliação plano-axial S_n , pontos RL-140 e RL-132.



Legenda: A - Foliação S_n observada dentro da mina da Galvani; B - Foliação S_n observada fora da mina da Galvani. **Fonte:** Arquivo pessoal.

As rochas do CMCAD apresentam direção geral N020 e mergulhos predominantes para NW, com ângulos inferiores a 45°. Esses metacarbonatitos

foram submetidos a, pelo menos, duas fases de deformação.

O primeiro dobramento apresenta eixo de direção NE-SW, e o segundo, eixo de direção NW-SE. Sua colocação na forma de um corpo tabular subvertical se deu em rochas encaixantes já dobradas isoclinalmente, com eixos de direção NE-SW (SILVA *et al.*, 1987), que foram afetadas no Brasileiro pelas deformações da faixa Riacho do Pontal. No entanto, não se pode descartar a possibilidade de que uma das fases de dobramento que afetou as rochas metacarbonatíticas seja do Paleoproterozoico (mapas geológicos das figuras 16, 17 e 18).

As formas lenticulares dessa jazida foram interpretadas como produto da tectônica compressiva do Ciclo Brasileiro (Faixa de Dobramentos Formosa do Rio Preto - Riacho do Pontal) que gerou cisalhamento tangencial e transcorrente com componente oblíquo (LIBERAL e CASSOLA, 1989). Inda e Barbosa (1978) definem o eixo de transporte tectônico de NW para SE na Faixa Rio Preto.

As estruturas primárias presentes nas rochas carbonatíticas (acamamento reliquiar - S_0), devido aos processos de transposição (D_1) das foliações S_n e S_1 e da deformação D_2 associada às zonas de cavalgamento (S_2), se mantêm de forma escassa nas áreas menos deformadas. D_2 evolui para um bandamento tectônico vertical (S_3) nas zonas de cisalhamento (D_3).

Localmente, o acamamento é constituído, nas sequências de rochas do CMCAD, por um bandamento composicional originado por segregação gravítica, de caráter estratiforme, ortocumulático (Figuras 41).

As deformações progressivas tangenciais D_1 encontram-se associadas ao início do processo colisional, com formação de dobras isoclinais a recumbentes com foliação plano-axial S_1 paralela à subparalela ao acamamento S_0 de atitude N310/18 e transporte provável para SE (Figuras 42).

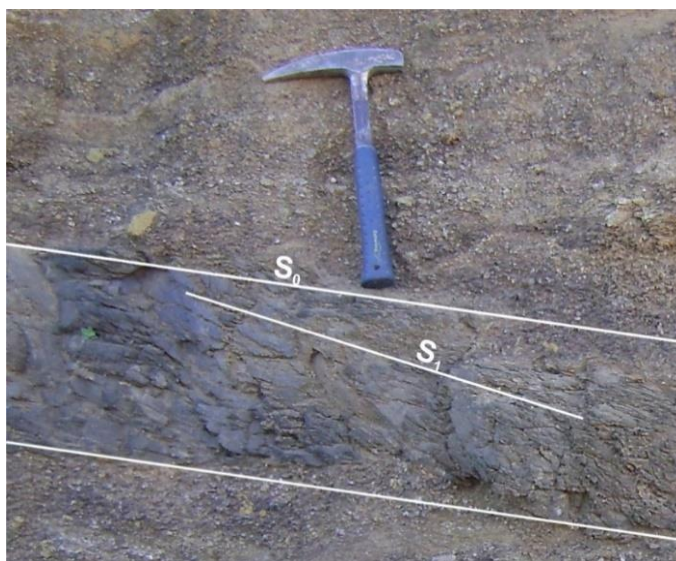
A fase D_2 é definida por redobramentos assimétricos, que produz uma clivagem ardosiana S_2 (Figura 43), com atitude média para N150/20. Constitui a fase mais importante no rearranjo tectônico, sendo responsável pelo desenho dos dobramentos regionais, que invariavelmente são inversos ou recumbentes e associam-se às zonas de cavalgamento, no entanto, quando paralelizadas a superfícies anteriores, apenas a foliação S_2 é preservada (Figura 44).

Figura 41 - Bandamento composicional marcado por segregação de cumulos (minerais ferro-magnesianos e magnetita) em magma carbonatítico, próximo aos ponto RL-67.



Fonte: Arquivo pessoal.

Figura 42 - Bandamento composicional em rocha metacarbonatíticas, que marca o acamadamento original S_0 subparalelo a foliação plano-axial S_1 , ponto RL-141.



Fonte: Arquivo pessoal.

A fase D_3 de caráter dúctil-rúptil é definida pela formação de dobras suaves a abertas (sinformais e antiformais) e sanfonadas de eixo sub-horizontal, e mergulhos variando para NW e SE, com uma tênue clivagem subvertical, com plano axial de atitude NW-SE, que evolui gradativamente e localmente para zonas de cisalhamento definindo uma foliação (S_3).

A foliação S_3 é penetrativa nas zonas de cisalhamento caracterizando-se

como uma foliação milonítica associada à zona de cisalhamento transcorrente, predominantemente sinistral, posicionada para N240/50, com rompimentos de flancos e charneiras de dobras anteriormente formadas e com a geração de filonitos com acamamento tectônico que oblitera estruturas reliquas (Figura 45).

Figura 43 - Bloco de rocha metacarbonatítica apresentando dobra isoclinal a recumbente com clivagem de partição oblíqua S_2 cortando as superfícies S_0/S_1 , próximo ao ponto RL-66.



Fonte: Arquivo pessoal.

Figura 44 - Dobramentos regionais inversos ou recumbentes associados às zonas de cavalgamento, produzindo superfícies S_0/S_1 paralelizada a foliação S_2 . Próximo ao ponto RL -03.



Fonte: Arquivo pessoal.

Figura 45 - Zona de cisalhamento com produção de foliação milonítica S_3 , próximo ao ponto RL-04.



Fonte: Arquivo pessoal.

CAPITULO VI

6 ANÁLISE PETROGRÁFICA DAS ROCHAS DA REGIÃO DE ANGICO DOS DIAS

Neste capítulo são apresentados os resultados petrográficos obtidos para o grupo de amostras com referência (RL-X). A maior parte das dúvidas de identificação óptica de várias fases minerais foram parcialmente esclarecidas durante os estudos realizados no microscópio eletrônico de varredura e na microsonda eletrônica.

As razões destas dúvidas são várias, destacando-se a granularidade micrométrica de alguns agregados e os efeitos da alteração (sobreposição de transformações desencadeadas por processos tardi-magmático e posteriormente perturbadas, em grau variável, pela meteorização química) que, em conjunto, dificultam a avaliação das propriedades ópticas e à diagnose mineral; acrescem as razões decorrentes da natureza singular de algumas das fases minerais em cuja composição definitiva só foi possível com o auxílio da composição química.

As amostras petrográficas analisadas foram separadas em dois conjuntos litológicos: (i) as rochas metacarbonatíticas do CMCAD e; (ii) o conjunto de rochas associadas aos metacarbonatitos, pertencentes ao CMCAD.

As rochas metacarbonatíticas foram individualizadas em cinco litofácies, com contatos graduais entre si, aparentemente produzidas a partir de um mesmo magma

carbonatítico, provavelmente por processo de diferenciação magmática.

6.1 ANÁLISES PETROGRÁFICAS DAS ROCHAS METACARBONATÍTIAS DO CMCAD

As cinco litofácies observadas são (Tabela 1): apatita metacarbonatito (Ap MC.), olivina-apatita metacarbonatito (Ol-Ap MC.), flogopita-apatita-olivina metacarbonatito (Phl-Ap-Ol MC.), olivina-apatita-biotita/flogopita metacarbonatito (Ol-Ap-Bt/Phl MC.) e metacarbonatito silicificado (MC. S.).

- i. **Fácies com 84% a 90% de carbonato – Apatita Metacarbonatito (Ap MC.):** apresenta-se na coloração cinza com porções verdes, com granulação muito fina a porfirítica e não apresenta propriedades magnéticas (magnetita);
- ii. **Fácies com 61% a 75% de carbonato – Olivina-Apatita Metacarbonatito (Ol-Ap MC.):** apresenta-se nas cores cinza esverdeado a amarronzado, cinza a cinza escuro com minerais verde claro ou amarela com porções esverdeadas e amarronzadas e porções cinza a verde claro, com granulação variando entre fina e muito grossa, porfirítica, com concentrações de cristais de magnetita com tamanho até 2,0cm, conferindo-lhe a característica de forte magnetismo (magnetita), podendo ser rica em biotita;
- iii. **Fácies com 32% a 48% de carbonato – Flogopita-Apatita-Olivina Metacarbonatito (Phl-Ap-Ol MC.):** apresenta-se nas cores verde e cinza a preta com porções esverdeadas a amarronzadas, com granulação entre média a grossa, porfirítica, composta por cristais arredondados de magnetita, podendo ser rica em biotita;
- iv. **Fácies com menos de 30% de quartzo, que substitui o carbonato – Olivina-Apatita-Biotita/Flogopita Metacarbonatito (Ol-Ap-Bt/Phl MC.):** encontra-se alterado, friável e poroso, apresenta-se nas cores branca com porções verde, marrom a verde limão, verde escuro a marrom e marrom com cavidades de cor branca a amarela, granulação variando entre muito fina a grossa, porfirítica, podendo apresentar baixa densidade,

composta por cristais de biotita com dimensões em torno de 1,5cm, apresentando forte ou nenhum magnetismo (magnetita) e resquício de carbonato nas cavidades;

- v. **Fácies com 55% a 100% de quartzo, que substitui o carbonato - Metacarbonatito Silicificado (MC. S.):** apresenta-se na cor marrom esverdeada, cinza com fibras de cor marrom, altera para cor marrom amarelado com presença de concentrações esverdeadas, granulação variando entre muito fina e grossa, porfirítica, com concentrações de mineral nas cores branca, marrom e verde, com porções magnéticas (magnetita).

Tabela 1 - Porcentagens mineralógicas das rochas metacarbonatíticas do CMCAD.

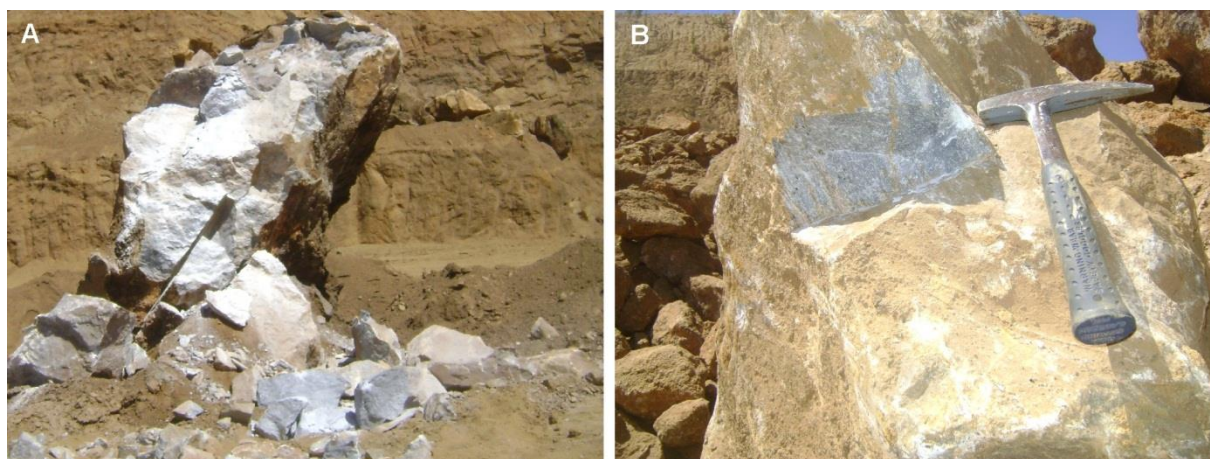
Mineral	Ap MC. (n=3)		Ol-Ap MC. (n=10)		Phl-Ap-Ol MC. (n=2)		Ol-Ap-Bt/Phl MC. (n=5)		MC. S. (n=11)	
	Mím. (%)	Máx. (%)	Mím. (%)	Máx. (%)	Mím. (%)	Máx. (%)	Mím. (%)	Máx. (%)	Mím. (%)	Máx. (%)
Cb	84	90	59	75	32	48			0	Traço
Ap	9	15	15	30	17	30	18	40	0	43
Ol (Srp)			0	10	20	27	0	20	0	1
Bt/Phl	0	Traço	0	10	2	20	1	65	0	3
Op (Mt, Ilm, Po, Py, Ccp)	1	1	2	9	Traço	4	12	19	Traço	7
Qtz							0	30	55	100
Anf			0	2					0	2
Mb			0	Traço	0	Traço	0	Traço	0	Traço
Ep									0	1
Lm									0	Traço
Gt			0	Traço					0	Traço
Ttn									0	Traço
Chl			0	Traço					0	Traço
Px									0	Traço
Zr									0	Traço
Prv									0	Traço

Fonte: Arquivo pessoal.

6.1.1 Apatita Metacarbonatito

Encontrado na porção centro-sul da mina de fosfato da Galvani, corresponde a rocha metacarbonatítica foliada com apatita (Figura 46), que pode ser classificado também como metacalcicarbonatito ou metasovito, e ocorre associado ao olivina-apatita-biotita/flogopita metacarbonatito.

Figura 46 - Afloramento (A) e blocos *in situ* (B) do apatita metacarbonatito, pontos RL-69 e RL-145.



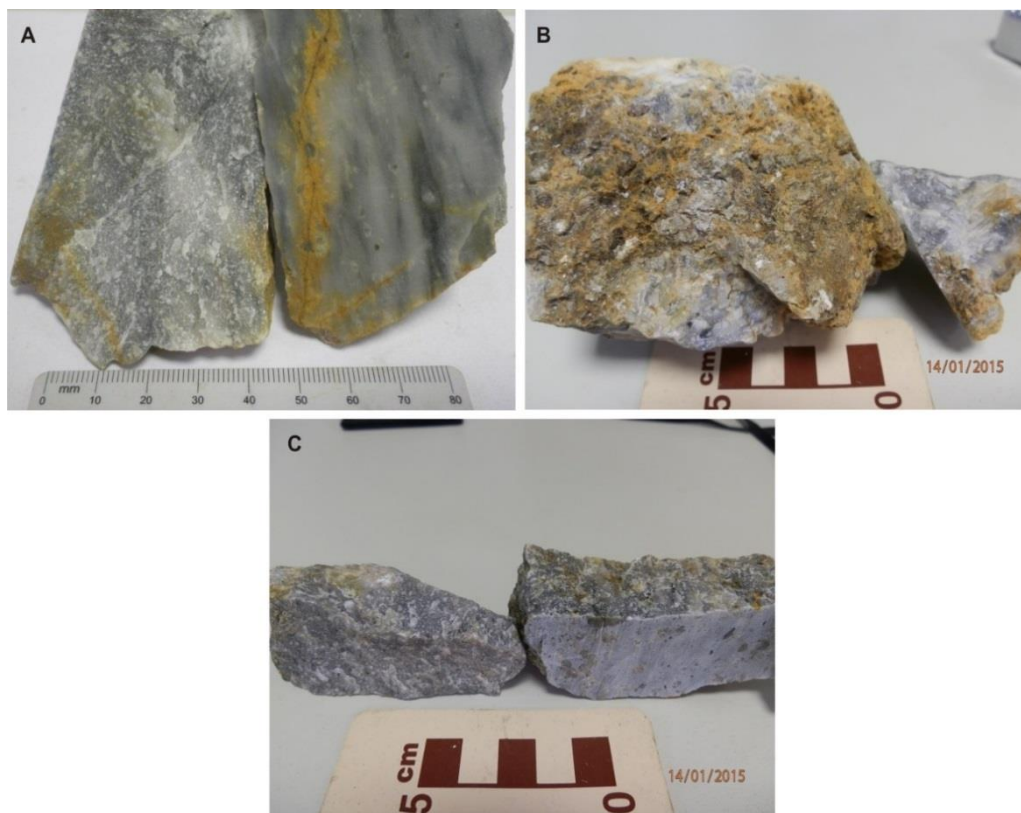
Fonte: Arquivo pessoal.

O apatita metacarbonatito apresenta-se na cor cinza com porções verdes, granulação muito fina, sem propriedades magnéticas, composto essencialmente por carbonato de cálcio (Figura 47).

Petrograficamente a rocha possui uma proporção de matriz relativamente elevada, de granulação fina, composta por carbonato (predominante) e minerais opacos. Quando ostenta texturas porfiríticas, exibe granularidade heterogênea, composta por porfiroclastos de apatita imersos na matriz (tipicamente granoblástica), que é levemente orientada (Figura 48).

Os cristais de carbonato possuem tamanhos preferencialmente inferiores a 0,4mm, e são subdiomórficos, apresentando contatos curvos a retos entre si (120°). Contudo, podem ocorrer como porfiroclastos com dimensões inferiores a 6,5mm.

Figura 47 - Amostras de mão de apatita metacarbonatito, com porfiroclastos disseminados de apatita, utilizadas na confecção das lâminas delgadas.



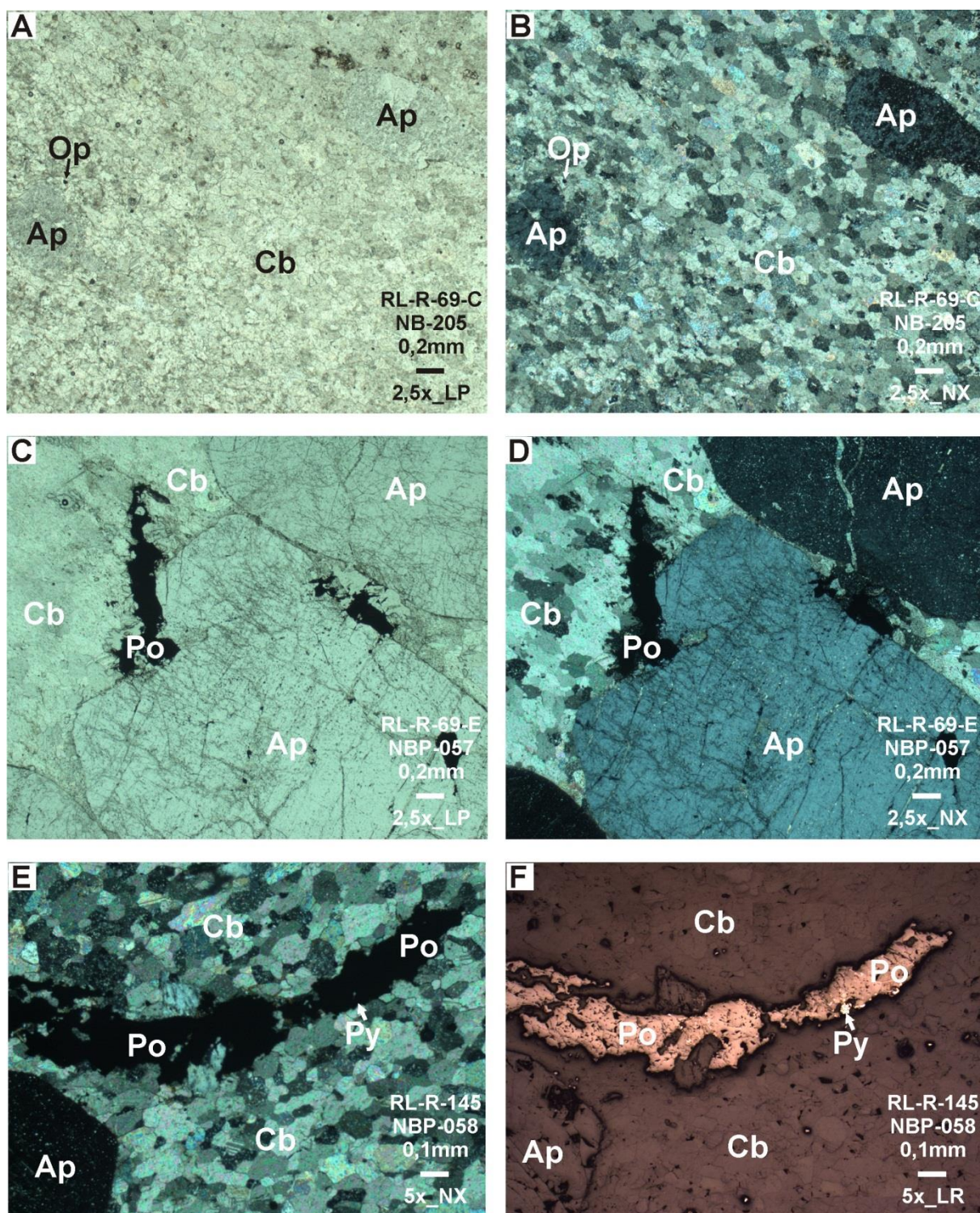
Legenda: (A) lâminas delgadas e (B e C) lâminas delgadas polida: RL-R-69-C/NB-205, RL-R-069-E/NBP-057 e RL-R-145/NBP-058, respectivamente. **Fonte:** Arquivo pessoal.

Os cristais de apatita possuem formas arredondadas a alongadas, com tamanhos variando de 0,4mm a 5,0mm e encontram-se fraturados e imersos na matriz carbonática.

Os minerais opacos são idiomórficos a subidiomórficos com dimensões inferiores a 0,15mm, são representados por agregados orientados de pirrotita com exsoluções de pirita. Cristais de biotita podem estar presentes sob a forma de finas palhetas orientadas.

A composição modal é de 84% a 90% de carbonato, ocorrendo tanto como porfiroclastos (até 5%) quanto como matriz granoblástica levemente orientada, de 9% a 15% de porfiroclastos de apatita, podendo ocorrer traços de pirrotita, pirita e biotita. A matriz carbonáticas é produto da recrystalização dos porfiroclastos de calcita em condições de metamorfismo de baixo grau.

Figura 48 - Fotomicrografias de amostras do apatita metacarbonatito.



Legenda: (A e B) Amostra RL-R-069-C/NB-205: visão da rocha com porfiroclasto de apatita (Ap) imerso em matriz constituída por carbonato (Cb) levemente orientados e minerais opacos (Op), aumento de 2,5X (LP e NX). (C e D) Amostra RL-R-069-E/NBP-057: visão da rocha com porfiroclasto de apatita (Ap) com formação de pirrotita (Po) na zona de contato apatita (Ap)/carbonato (Cb) da matriz, aumento de 2,5X (NX e LR). (E e F) Amostra mostra RL-R-145/NBP-058: detalhe da rocha com aglomerados de cristais de pirrotita (Po) ao longo da orientação da rocha com exsoluções de pirita (Py) em matriz carbonática, aumento de 5X (NX e LR). **Fonte:** Arquivo pessoal.

6.1.2 Olivina-Apatita Metacarbonatito

Encontrado nas porções sul e norte da mina de fosfato, corresponde a rocha metacarbonatítica (Figuras 49 e 50) comumente associado ao flogopita-apatita-olivina metacarbonatito. O olivina-apatita metacarbonatito encontra-se laterado, fator que reflete em sua feição macroscópica descrita abaixo:

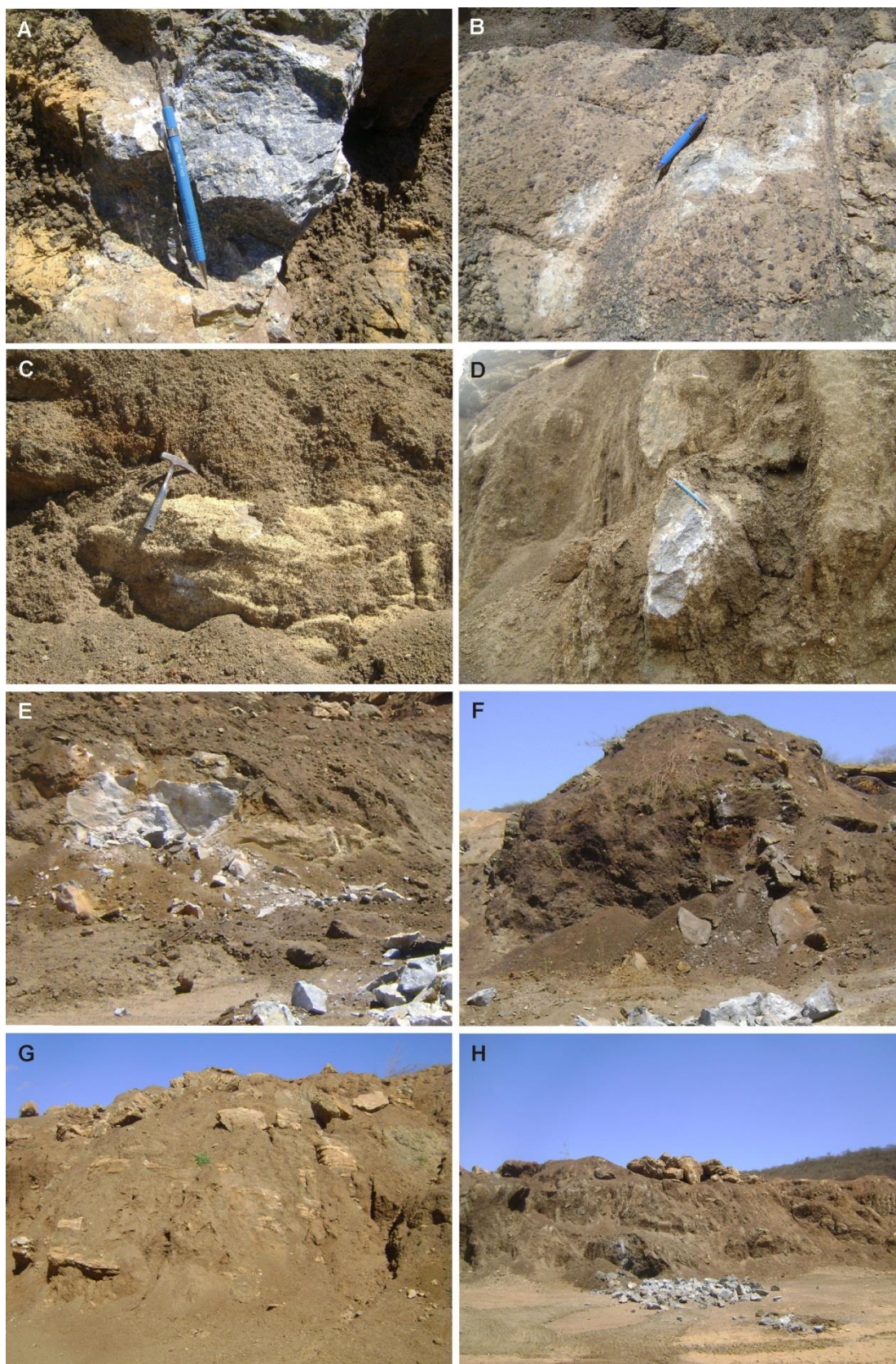
- i. cor cinza esverdeado a amarronzado, com granulação variando entre média e muito grossa, porfirítica, com cristais de magnetita com 1,6 cm, conferindo-lhe a característica de forte magnetismo (magnetita), rica em carbonato (efervesce bastante com HCl);
- ii. cor cinza variando entre clara e escura com minerais verde claro, granulação variando entre muito fina a grossa, porfirítica, com concentrações de magnetita, rica em carbonato (efervesce com HCl);
- iii. cor amarela a verde claro com porções cinza esverdeadas a amarronzadas, granulação variando entre fina a grossa, porfirítica, com concentrações (até 2,0cm) de magnetita, rica em carbonato (efervesce com HCl).

O olivina-apatita metacarbonatito apresenta bandamento composicional, com até 15cm de espessura, marcado pela variação modal de biotita e minerais opacos, orientado para N100/15, N135/20, N295/20 e N310/18, associado a um dobramento suave, e foliação milonítica orientada para N264/20 e N295/20.

Petrograficamente apresenta-se com textura porfiroclástica (Figura 51) formada por uma matriz levemente orientada composta por carbonato, minerais opacos, biotita e/ou flogopita, mica branca (?) e clorita, além de porfiroclastos de apatita, calcita, biotita e/ou flogopita, olivina serpentinizada e minerais opacos, bem como profiroblastos de anfibólio (por vezes associado à serpentina).

Os cristais de carbonato da matriz possuem tamanhos inferiores a 0,3mm, são idiomórficos a subidiomórficos, apresentam contatos curvos a retos entre si (120°), estão levemente alongados e orientados, possuem suave extinção ondulante e ocasionalmente exibem geminação polissintética típica em carbonatos, caso em que são xenomórficos (resquícios de cristais maiores que foram recristalizados).

Figura 49 - Afloramentos do olivina-apatita metacarbonatito, pontos RL-02 (A), RL-06 (B), RL-66 (C), RL-67 (D), RL-68 (E), RL-146 (F), RL-147 (G) e RL-148 (H).



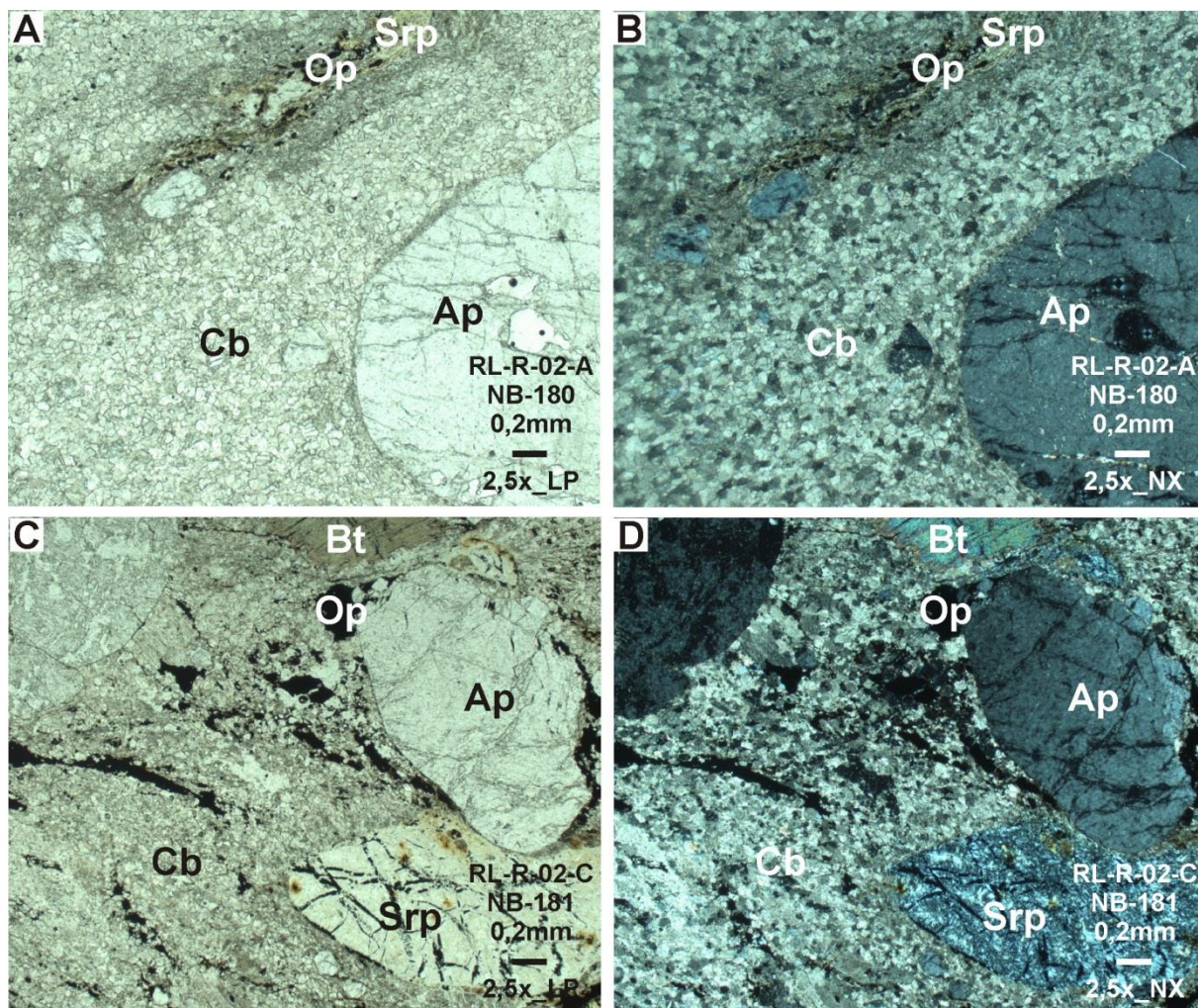
Fonte: Arquivo pessoal.

Figura 50 - Amostras de mão do litofácies meta olivina-apatita metacarbonatítica, com megacristais de apatita (cor esverdeada/amarelada, predominante) e de minerais ferro-magnesianos (cor marrom escura/preta), utilizadas na confecção das lâminas delgadas e lâminas delgadas polida.



Fonte: Arquivo pessoal.

Figura 51 - Fotomicrografias de amostras do olivina-apatita metacarbonatito.



Legenda: (A e B) Amostra RL-R-02-A/NB-180: rocha com textura porfiroclástica, em que se verifica porfiroclastos de apatita (Ap) e serpentina (Srp) imersos em matriz constituída por carbonato (Cb) e minerais opacos (Op), aumento de 2,5X (LP e NX). (C e D) Amostra RL-R-02-C/NB-181: a rocha exibe textura porfiroclástica, na qual se verifica porfiroclastos de apatita (Ap), de olivina serpentizada (Srp) e biotita (Bt) imersos em matriz constituída por carbonato (Cb) e minerais opacos (Op), aumento de 2,5X (LP e NX). **Fonte:** Arquivo pessoal.

Os porfiroclastos de calcita possuem tamanhos superiores a 4,8mm e inferiores a 8,0mm, apresentam-se deformados ductilmente, exibindo extinção ondulante e muitos subgrãos alongados e orientados, e rutilmente, com planos de geminação falhados (Figura 52) e fraturados, cujas paredes encontram-se recrystalizadas ou cujos espaços encontram-se preenchido por gohetita/limonita.

Alguns grãos apresentam inclusões, por vezes orientadas, de mica muito fina (?), outros mostram-se alterados, possivelmente para clorita.

Os minerais opacos, magnetita e pirrotita, podem apresentar-se sob a forma de gotículas (magnetita), de bastonetes (pirrotita) ou como cordões constituídos por diminutos cristais (magnetita e pirrotita) orientadas na mesma direção que os cristais de carbonato da matriz. Esta fase mineral secundária pode ser observada em fraturas diversas, por vezes desenvolvendo redes anastomosadas.

Presentes na matriz como cristais idiomórficos a subidiomórficos menores que 0,4mm, podem ocorrer nas bordas de porfiroclastos de apatita, de pseudomorfos de olivinas serpentinizadas e de cloritas, inclusas nos pseudomorfos de olivinas serpentinizadas, intersticiais nos porfiroclastos de carbonato e em planos de clivagem e fraturas nos cristais de biotita e apatita.

Ocorrem também como porfiroclastos, com dimensões entre 1,2mm e 13mm, xenomórficos, alongados e associados à porfiroclastos de biotita e/ou flogopita e de pseudomorfos de olivina serpentinizada.

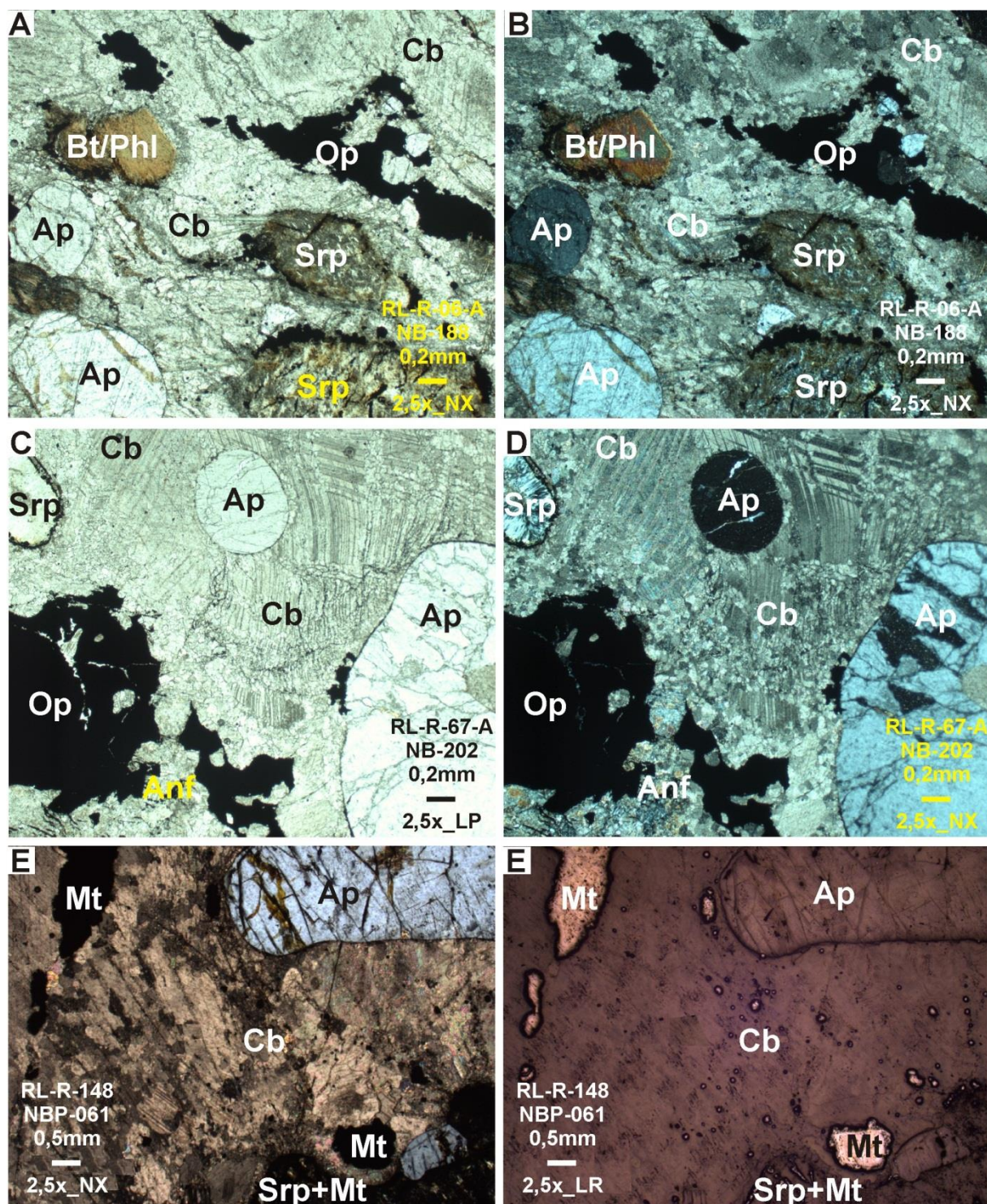
Localmente, na pirrotita, pode ocorrer raras exsoluções de pirita e calcopirita, por vezes em associação com cristais de magnetita/ilmenita. Os minerais opacos (magnetita) constituem sempre uma fase importante; revelam invariavelmente indícios de oxidação intensa (geralmente materializada pelo desenvolvimento de orlas de hematita/ilmenita) que, não raras vezes, são alteradas/substituídas por hidróxidos ou óxidos de ferro (goetita).

Os cristais de apatita exibem-se sob formas arredondadas a alongadas, dimensões variando de 0,2mm a 6,0mm, com alguma orientação preferencial e com inclusões raras de pseudomorfos de olivina serpentinizada.

Bastante fraturados, os cristais de apatita podem conter carbonato, minerais opacos, epidoto (?) e goetita/limonita (?) preenchendo algumas fraturas. Além disso, alguns cristais apresentam forte extinção ondulante e raramente encontram-se geminado.

Geralmente os cristais de apatita são contornados pela foliação impressa na matriz e às vezes, na zona de contato, é possível observar aureola de alteração, provavelmente metamórfica/hidrotermal, composta por limonita/biotita (?).

Figura 52 - Fotomicrografias de amostras do olivina-apatita metacarbonatito.



Legenda: (A e B) Amostra RL-R-06-A/NB-188: visão da rocha com porfiroclastos de apatita (Ap), pseudomorfos de olivina serpentizada (Srp) e minerais opacos (Op) imersos numa matriz composta por carbonato (Cb), biotita e/ou flogopita (Bt/Phl) e minerais opacos (Op), aumento de 2,5X (LP e NX). (C e D) Amostra RL-R-67-A/NB-202: visão da rocha com porfiroclastos de carbonato (Cb), de apatita (Ap), pseudomorfos de olivina serpentizada (Srp), anfibólio (Anf) e minerais opacos (Op) distribuídos numa matriz composta por carbonato (Cb) e minerais opacos, aumento de 2,5X (LP/NX). (E e F) Amostra RL-R-148/NBP-061: visão da rocha com porfiroclastos de apatita (Ap), magnetita (Mt) e pseudomorfos de olivina serpentizada (Srp+Mt), imersos numa matriz carbonática (Cb), aumento de 2,5X (NX e LR). **Fonte:** Arquivo pessoal.

A biotita e/ou flogopita, quando na matriz, ocorre sob a forma de palhetas subdiomórficos com pleocroísmo variando de incolor a marrom, por vezes esverdeada, e tamanhos inferiores a 0,6mm, quando porfiroclástica apresentam dimensões entre 1,6mm e 4,4mm.

Os cristais de biotita e/ou flogopita são subdiomórficos, possuem pleocroísmo variando de marrom escuro a marrom avermelhada, estão geralmente deformadas ductilmente, por vezes suavemente dobrada, e associadas à apatita, carbonatos da matriz e minerais opacos.

Na borda e no centro de alguns cristais de biotita e/ou flogopita é possível observar a presença (reação?) de mineral incolor, com baixas cores de interferência (clorita?), associado a minerais opacos. Também estão presentes nos interstícios dos carbonatos, caso em que são xenomórficos.

São observados porfiroclastos de olivina serpentinizadas, com formas arredondadas a alongadas, tamanhos variando entre 0,4mm e 9,0mm, com minerais opacos nas bordas ou concentrados no centro e inclusões de apatita raramente associado a pequenos cristais de carbonato.

Contornado pela foliação, exhibe antigos planos de clivagem e/ou fraturas preenchidas por minerais opacos. Na zona de contato com a matriz carbonática verifica-se coroa de reação constituída por massa fina de minerais branco-amarelados.

A serpentina, de aspecto fibroso e geralmente com hábito acicular radial (até 3,2mm), costuma ocorrer dentro dos pseudomorfos de olivina, crescendo das bordas para o centro, ou sob a forma de palhetas dispersas na matriz, encontra-se associada a cristais de anfibólio, minerais opacos e clorita (?).

É comum os minerais opacos formarem faixas que preenchem prováveis antigas fraturas do mineral primário.

O anfibólio pode ocorrer em concentrações com dimensões variando entre 0,4mm e 1,2mm ou associado à serpentina em concentrações cujos tamanhos variam entre 0,8mm e 2,4mm, geralmente de cor clara, pouco desenvolvida, xenomórfica, e crescimentos das bordas do pseudomorfo de olivina para o centro.

A clorita (?) possui leve pleocroísmo esverdeado a incolor, baixa cor de

interferência, relevo um pouco menor que o dos carbonatos, geralmente aparece nas bordas da biotita e/ou flogopita ou associada a anfibólio. Não apresenta qualquer orientação preferencial.

A mica branca (?) é subdiomórfica, apresenta coloração incolor, alta cor de interferência e relevo menor que do carbonato. Ocorre associado a carbonato e minerais opacos, não possui orientação preferencial e exibe suave extinção ondulante. Costuma ocorrer também como inclusões orientadas ou concentrados em fraturas, constituindo veio nas apatitas.

Observa-se também a presença de cristais (0,3mm a 0,6mm) incolor e marrom, subdiomórficos a xenomórficos (titanita?), xenomórfico (perovskita?), com altas cores de interferência.

A composição modal é de 61% a 75% de carbonato, ocorrendo tanto como porfiroclastos (até 45%) quanto como matriz granoblástica levemente orientada, de 15% a 30% de porfiroclastos de apatita, de 1% a 8% de minerais opacos (magnetita e pirrotita), que ocorre na matriz e como porfiroclastos, de 0% a 10% de porfiroclastos de biotita e/ou flogopita, de 0% a 10% de porfiroclastos olivina serpentinizada contendo ou não anfibólio associado, de 0% a 2% de profiroblastos de anfibólio, além de traços de clorita na matriz carbonática.

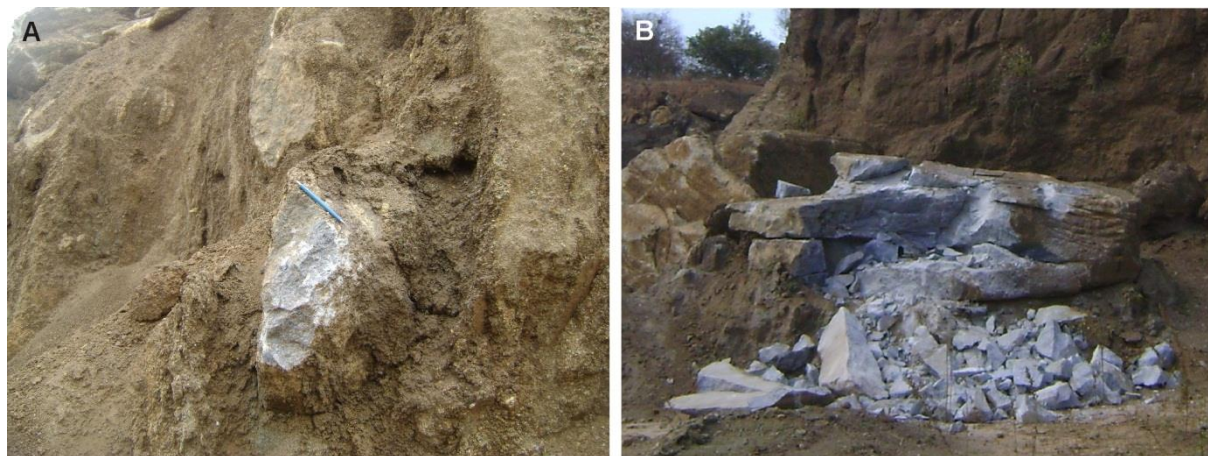
A matriz carbonáticas é produto da recristalização dos porfiroclastos de calcita em condições de metamorfismo de baixo grau/metassomatismo, assim como a geração de serpentina e anfibólio pela desestabilização de olivinas e a alteração provável da biotita e/ou flogopita para clorita.

6.1.3 Flogopita-Apatita-Olivina Metacarbonatito

Encontrada na porção norte da mina da Galvani, o flogopita-apatita-olivina metacarbonatito ocorre associado ao olivina-apatita metacarbonatito (Figura 53).

O flogopita-apatita-olivina metacarbonatito pode apresentar-se na cor verde com cristais arredondados, rico em biotita, na cor cinza a preta com porções esverdeadas a amarronzadas ou na coloração cinza-claro, possui granulação média a grossa em que se destacam cristais dispersos de apatita (Figura 54) e de magnetita numa matriz carbonática e costuma ser magnética (magnetita).

Figura 53 - Afloramento e blocos *in situ* de flogopita-apatita-olivina metacarbonatito, pontos RL-06 (A) e RL-149 (B).



Fonte: Arquivo pessoal.

Figura 54 - Amostras de mão do litofácies flogopita-apatita-olivina metacarbonatito, com cristais disseminados de apatita (esverdeada) e de minerais ferro-magnesianos (amarronzada) em matriz carbonática, utilizadas na confecção de lâmina delgada e lâmina delgada polida.



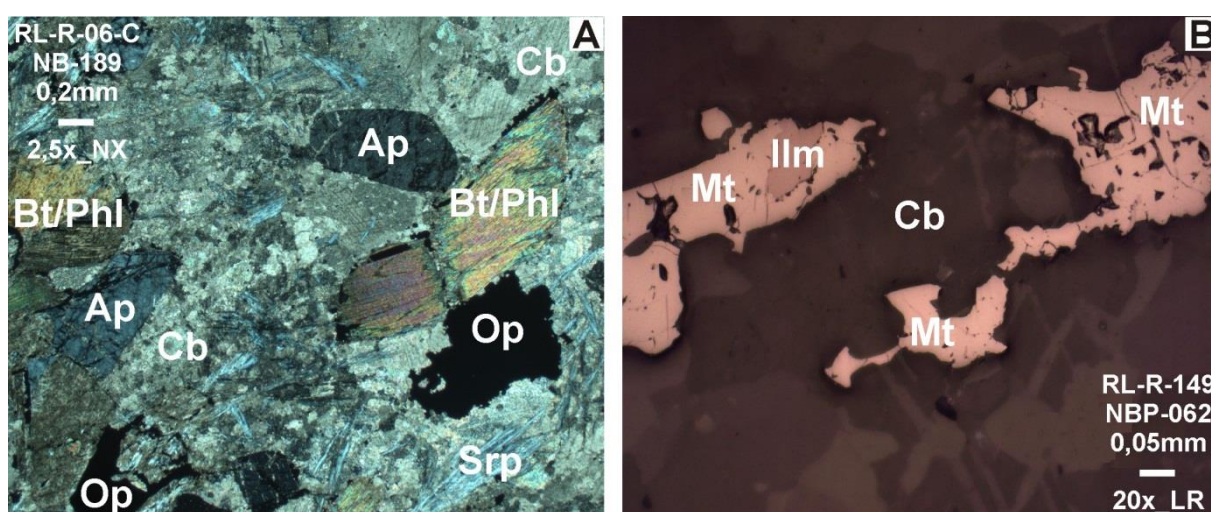
Fonte: Arquivo pessoal.

Petrograficamente apresenta-se com textura porfiroclástica, onde se destacam megacristais amebóides a ovalados de apatita com até 7,0mm, pseudomorfos de olivina com núcleos contendo serpentina associada a minerais opacos, que também podem ocorrer formando auréolas, palhetas de biotita e/ou flogopita, por vezes envolvendo núcleos de serpentina e cristais dispersos de minerais opacos (Figura 55). Esses minerais encontram-se imersos numa matriz carbonática levemente orientada contendo minerais opacos.

Os cristais de carbonato da matriz possuem dimensões inferiores a 2,0mm,

são idiomórficos a subdiomórficos, com predominância de contatos retos entre si (120°), e podem exibir geminação típica de carbonatos. Os porfiroclastos de carbonato encontram-se geralmente geminados, são xenomórficos, apresentam contato reto com a biotita e serrilhado, lobado ou ondulado com os demais minerais presentes na lâmina. Com extinção ondulante, pode apresentar subgrãos próximos as maclas de geminação.

Figura 55 - Fotomicrografias de amostra do flogopita-apatita-olivina metacarbonatito, RL-R-06-C/NB-189.



Legenda: (A) Amostra RL-R-06-C/NB-189: rocha com textura porfiroclástica, formada por uma matriz composta por carbonato (Cb) e minerais opacos (Op) e porfiroclastos de apatita (Ap), olivina serpentinizada (Srp), biotita e/ou flogopita (Bt/Phl) e minerais opacos (Op), aumento de 2,5X (NX). (B) Amostra RL-R149/NBP-062: rocha com agregados de cristais de magnetita (Mt), alguns com exsoluções de ilmenita (Ilm) numa matriz carbonática (Cb), aumento de 20X (LR). **Fonte:** Arquivo pessoal.

Os minerais opacos estão presentes tanto na matriz como cristais idiomórficos a subdiomórficos, principalmente nas bordas de cristais de biotita, apatita e pseudomorfos de olivina serpentinizada, quanto como porfiroclastos (maiores que 1,4mm) xenomórficos em contato com cristais de biotita e concentrações de serpentina, podendo conter inclusões de carbonato, biotita, apatita e serpentina. São representados por finos cristais de magnetita, que localmente exibem exsoluções de ilmenita.

Os cristais de apatita possuem formas arredondadas a alongadas, tamanhos variando de 0,4mm a 7,0mm, e inclusões (mica branca?). Alguns grãos aparentam ter sido submetidos a processos de dissolução com posterior concentração minerais

opacos nas bordas do cristal.

Essas feições ocorrem principalmente quando a apatita está em contato com pseudomorfos de olivina e mais raramente quando em contato com biotita, os contatos com os grãos de carbonato tendem a ser retos. Encontram-se bastante fraturados, com algumas fraturas preenchidas por minerais opacos, gohetita e carbonato (fraturas mais espessas).

Os cristais de biotita e/ou flogopita são inferiores a 4,0mm, são subdiomórficos e estão ductilmente deformados, suavemente dobrada ou com dobras em *kink* e raramente geminado. Apresentam pleocroísmo variando de incolor a marrom avermelhado. É comum a presença de minerais opacos nas suas bordas e, por vezes, em planos de clivagem.

Os pseudomorfos de olivina serpentinizada são subdiomórficos, arredondados e alongados, com certa orientação preferencial. Apresentam contatos curvos a retos com a apatita e entre si e serrilhado com os minerais opacos que os bordejam. É comum exibirem fraturas preenchidas por minerais opacos, ocasionalmente estruturas em dominó e raramente inclusões de apatita.

A serpentina está presente tanto como concentrações (0,5mm a 3,2mm) associadas a minerais opacos no interior ou nas bordas externas de pseudomorfos de olivina ou formando faixas (preenchendo provavelmente antigas fraturas do mineral primário), quanto como palhetas dispersas na matriz. Costuma ser subdiomórficos e apresentar hábito radial quando associado à pseudomorfos de olivina.

A mica branca (?) é muito fina, por vezes geminada, subdiomórfica, apresenta extinção ondulante e ocorre associada à apatita, ao carbonato e à biotita. Costuma apresentar contatos retos a curvos com esses minerais.

A composição modal é de 32% a 48% de carbonato, ocorrendo tanto como porfiroclastos quanto como matriz granoblástica levemente orientada, de 20% a 27% de porfiroclasto de olivina serpentinizada, de 17% a 30% de porfiroclastos de apatita, de 2% a 20% de porfiroclastos de biotita e/ou flogopita, de traços a 4% de minerais opacos (magnetita e ilmenita), que ocorre na matriz e como porfiroclastos, além de traços de mica branca (?) na matriz carbonática.

Os cristais de olivina, apatita e biotita e/ou flogopita, além de alguns cristais

de minerais opacos, correspondem a minerais cumuláticos imersos numa matriz carbonáticas, resultante da recristalização dos porfiroclastos de calcita em condições de metamorfismo de baixo grau. O metamorfismo de baixo grau/hidrotermalismo também é responsável pela geração de serpentina e minerais opacos a partir da desestabilização de olivinas.

6.1.4 Olivina-Apatita-Biotita/Flogopita Metacarbonatito

Encontrada na porção sul e central da mina da Galvani, corresponde à rocha metacarbonatítica bandada/foliada com biotita e apatita (Figura 56), ocorre associado à rocha silicificada rica em apatita (predominantemente para o topo), à bolsões de metacarbonatito cálcico com até 5% de apatita e ao metassienogranito milonitizado.

O olivina-apatita-biotita/flogopita metacarbonatito encontra-se hidrotermalizado e tectônizado, alterado, friável e poroso (Figura 57). Por contas dessas alterações, apresenta-se na cor branca com porções verde, marrom a verde limão, verde escuro a marrom e marrom com cavidades de cor branca a amarela.

Possui granulação variando entre muito fina a grossa, podendo apresentar baixa densidade, cristais de biotita em torno de 1,5cm, forte ou nenhum magnetismo e resquíio de carbonato nas cavidades e poros (efervesce com HCl).

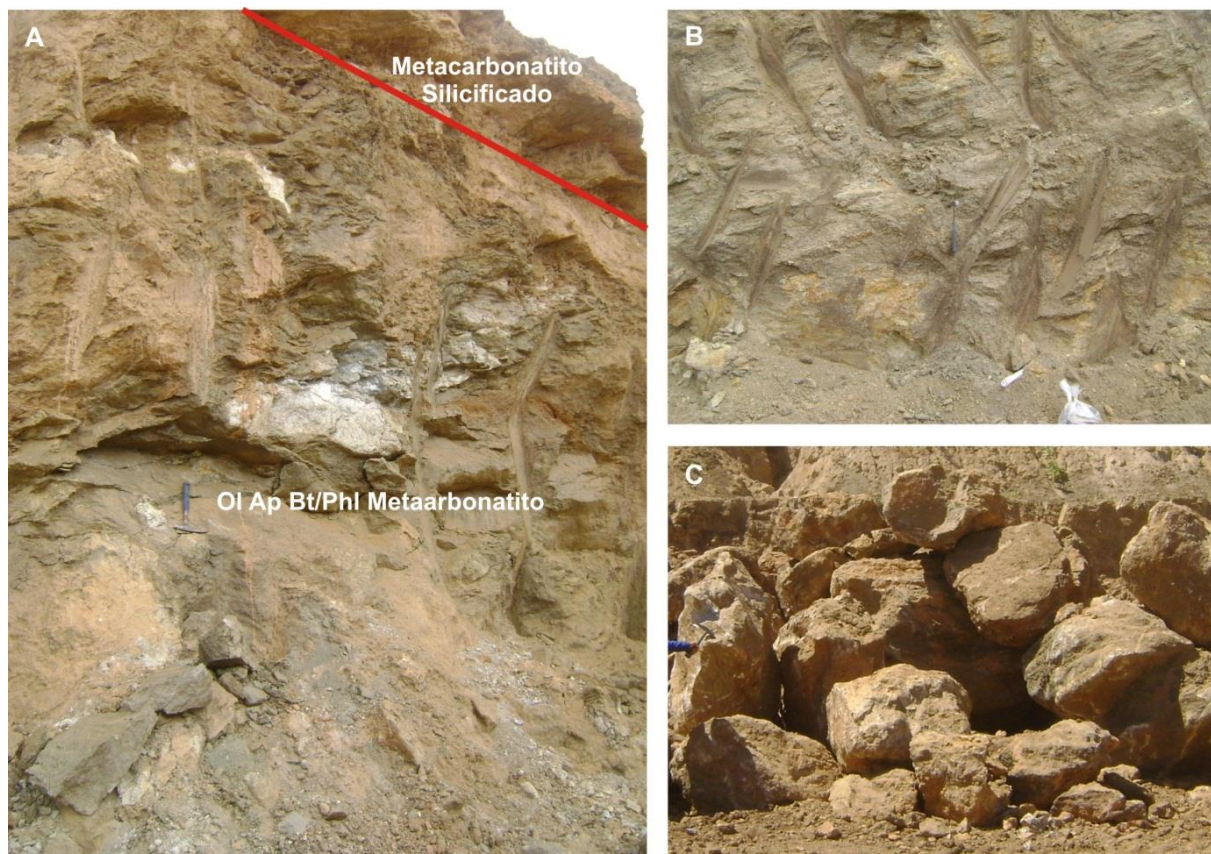
Observa-se bandamento composicional orientado para N100/45, N165/10, N160/20 e N150/20, cortado por foliação orientada para N240/50 que está associada à zona de cisalhamento. Fraturas e veios milimétricos de calcita são observados.

Petrograficamente apresenta-se com textura porfiroclástica milonítica e com bandamento composicional, formada por um mosaico contendo palhetas de biotita/flogopita e porfiroclastos de biotita, de apatita deformada e de pseudomorfos de olivina completamente serpentinizada, e por concentrados xenomórficos, que se dispõem numa matriz muito fina, por vezes em forma de poeira, representada por mica, quartzo e minerais opacos (Figuras 58).

Os cristais de biotita e/ou flogopita são subidiomórficos a idiomórficos com dimensões inferiores a 2,0mm nas bandas com menos minerais opacos e são xenomórficos nas bandas com mais minerais opacos. Exibem extinção ondulante e

encontram-se orientados, estirados, micro dobrados (dobras em *kink*) e fraturado.

Figura 56 - Afloramentos do olivina-apatita-biotita/flogopita metacarbonatito.

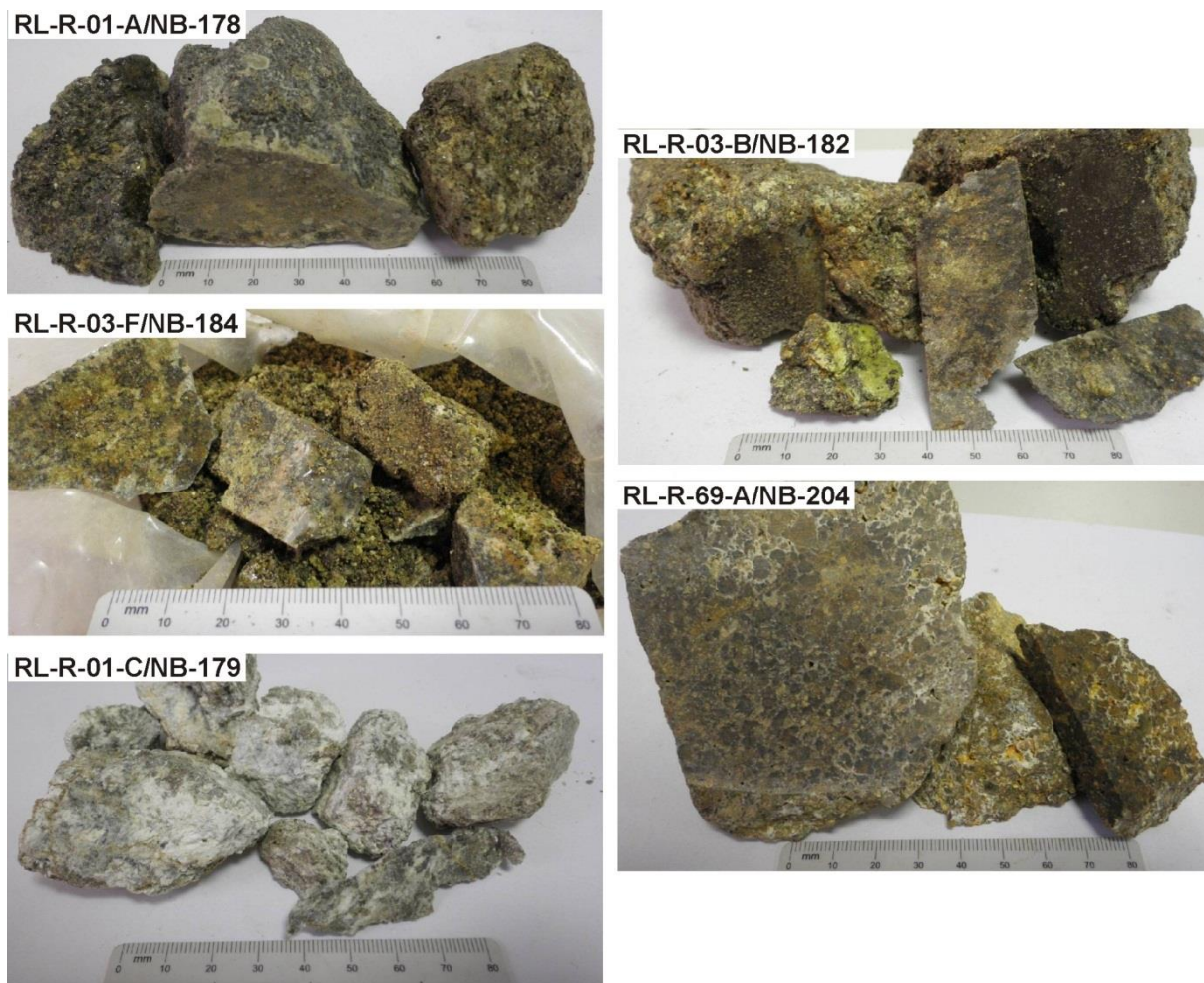


Legenda: Afloramentos relacionados aos pontos RL-01 (A), RL-03 (B) e RL-69 (C). No ponto RL-01 o olivina-apatita-biotita/flogopita metacarbonatito, hidrotermalizado e tectônizado, encontra-se sotoposto a metacarbonatito silicificado. **Fonte:** Arquivo pessoal.

Ocorrem associados a minerais opacos, geralmente presente nos planos de clivagem e nas bordas do cristal. Nos maiores cristais são visíveis veios paralelos aos planos de clivagem, pouco espessos, dobrados e compostos por mineral incolor (quartzo?) exibindo extinção ondulante. Podem apresentar-se como restos de plaquetas alteradas para mica branca e feição de alteração para possível titanita.

Os cristais de apatita são incolores, com cor de interferência cinza clara e relevo alto. Possuem dimensões entre 0,2mm a 6,0mm, mas podem chegar até a 8,0cm. São arredondados e alongadas, subidiomórficos a xenomórficos, podendo apresentar hábito prismático. Exibem extinção ondulante com formação de alguns raros subgrãos, inclusões orientadas de mica branca (?) e intenso fraturamento, com algumas fraturas preenchidas por mica branca (?), minerais opacos e carbonato.

Figura 57 - Amostras de mão do litofácies olivina-apatita-biotita/flogopita metacarbonatito utilizadas na confecção de lâmina delgada e lâmina delgada polida.

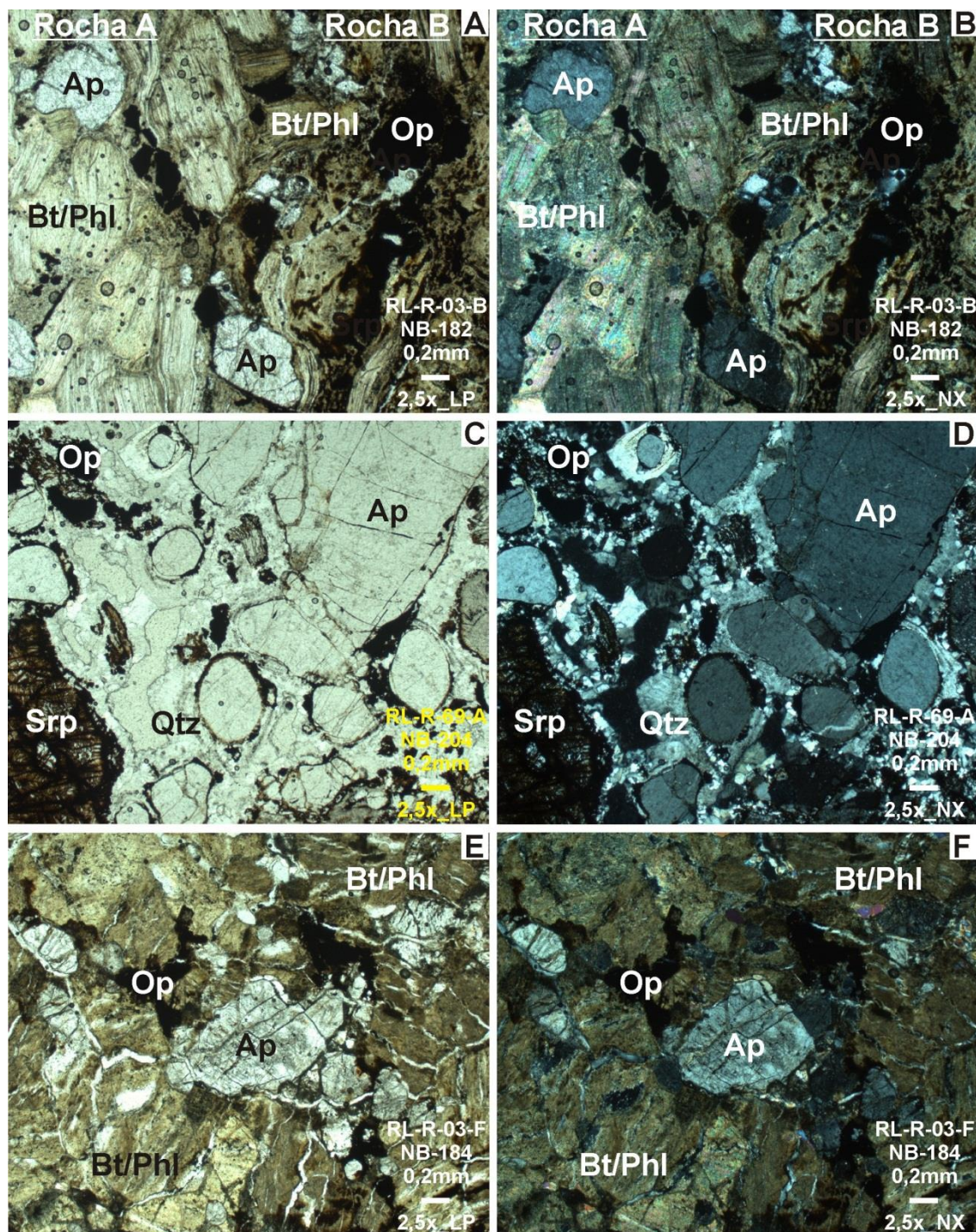


Fonte: Arquivo pessoal.

Observa-se, mais raramente, estruturas em dominó (antitéticas), feição de *pseudofish* de apatita e dobramento suave, que sugerem deformação em estado rúptil-dúctil. É comum a presença de fina aureola constituída por minerais opacos, gohetita (?) e carbonato recristalizado.

Os minerais opacos com tamanhos menores que 1,2mm são xenomórficos e os menores que 0,4mm são subdiomórficos a xenomórficos e apresentam-se sob a forma de pequenos concentrados presentes nas bordas e/ou preenchendo fraturas de biotita e/ou flogopita, apatitas e pseudomorfos de olivina serpentinizadas. O bandamento composicional é marcado pela concentração de minerais opacos.

Figura 58 - Fotomicrografias de amostras do olivina-apatita-biotita/flogopita metacarbonatito.



Legenda: (A e B) Amostra RL-R-03-B/NB-182: a rocha exibe bandamento composicional marcado pela concentração de biotita e/ou flogopita (Bt/Phl), apatita (Ap), minerais opacos (Op) e olivinaserpentinizada, além de mica branca (?) na banda A e, biotita e/ou flogopita (Bt/Phl), apatita (Ap) e minerais opacos (Op) na banda B, aumento de 2,5X (LP e NX). (C e D) Amostra RL-R-69-A/NB-204: a rocha apresenta textura profiroclástica, formada por porfiroclastos de apatita (Ap), de olivina serpentinizadas (Srp), além de minerais opacos (Op), aumento de 2,5X (LP e NX). (E e F) Amostra RL-R-03-F/NB-184: a rocha é composta por porfiroclastos de apatita (Ap) e de biotita e/ou flogopita (Bt/Phl), além de minerais opacos (Op) nos seus interstícios, aumento de 2,5X (LP e NX).
Fonte: Arquivo pessoal.

O quartzo é subdiomórfico a xenomórfico e apresenta-se sob a forma de pequenos grânulos associado a minerais opacos e nos arredores de apatitas, apresentando feição que lembra uma sombra de pressão. Costumam exibir forte extinção ondulante e lamelas de deformação.

Os pseudomorfos de olivina podem ser maiores que 8,0mm, são xenomórficos, arredondados e apresentam bordas rodeadas por minerais opacos. Por vezes, exibem contatos lobados com apatitas. Costumam apresentar antigas fraturas preenchidas por minerais opacos e conter concentrações xenomórficas de serpentina (?).

A serpentina exibe baixa cor de interferência, hábito acicular, encontra-se geralmente associada aos minerais opacos.

A composição modal é de 20% a 65% de biotita e/ou flogopita, 17% a 60% de apatita, 10% a 40% de minerais opacos, 0% a 30% de quartzo e 0% a 20% de olivina serpentizada.

Os cristais de olivina, apatita e biotita e/ou flogopita, além de alguns cristais de minerais opacos, correspondem a minerais cumuláticos imersos numa matriz silicática, resultante da substituição dos carbonatos por quartzo associado a processos hidrotermais/metassomáticos. Vale ressaltar que em campo é possível verificar que esse litofácies encontra-se próximo a zonas de cisalhamento, que correspondem a ambiente propício a percolação de fluidos hidrotermais.

6.1.5 Metacarbonatito Silicificado

Encontrado sotoposto ao olivina-apatita-biotita/flogopita metacarbonatito na mina da Galvani, no município de Campo Alegre de Lourdes, e a noroeste e sudoeste da sede da Fazenda Pimenteiros, no município de Caracol - Piauí, sob a forma de seixos, blocos, matacões e rocha *in situ*. Corresponde a carbonatito foliado e silicificado contendo cristais de apatita, minerais ferro-magnesianos e magnetita (Figura 59), associado a muitos seixos de quartzo, de gnaiss milonitizado e de arenito ferruginoso (em menor quantidade).

Figura 59 - Afloramentos do metacarbonatito silicificado.



Legenda: Pontos RL-02 (A), RL-03-B (B), RL-05 (C), RL-08 (D), RL-23 (E), RL-62 (F), RL-65 (G) e RL-94 (H). Nos pontos A, B, C, D, F, G e H o carbonatito silicificado ocorre sob a forma de seixos, por vezes, rolados, enquanto no ponto E é possível observar a rocha *in situ*. **Fonte:** Arquivo pessoal.

O metacarbonatito silicificado ocorre no topo de pequenos morros, por vezes sob a forma de seixos, blocos e matacões. É porfírico, formado por uma matriz foliada de cor cinza a branca, preta a cinza (quando não alterado), marrom a marrom amarelada (quando alterado), com granulação muito fina a grossa, envolvendo cristais/cavidades arredondadas com tamanhos inferiores a 1,5cm de cores marrom, avermelhada, branca a branca amarelada, verde a esverdeada e incolor.

Podem ocorrer veios com 1,0mm de espessura de cor branca nas bordas e cor cinza escura no centro, pequenos geodos (?)/cavidades com dimensões inferiores a 0,7cm, preenchidas por quartzo cristalino, concentrações esverdeadas, porções com carbonato (efervesce com HCl) e exibir ou não propriedades magnéticas (Figura 60). A foliação orienta-se para N125/55.

Petrograficamente apresenta-se com textura porfírica, granoblástica granular (Figura 61), representada por uma matriz composta por quartzo, minerais opacos, biotita, ilmenita, gohetita/limonita, piroxênio/clorita/epidoto (?), mica branca (?), zircão, perovskita (?), contendo comumente porfiroclastos de apatita e concentrações de flogopita, anfibólio e serpentina (olivina).

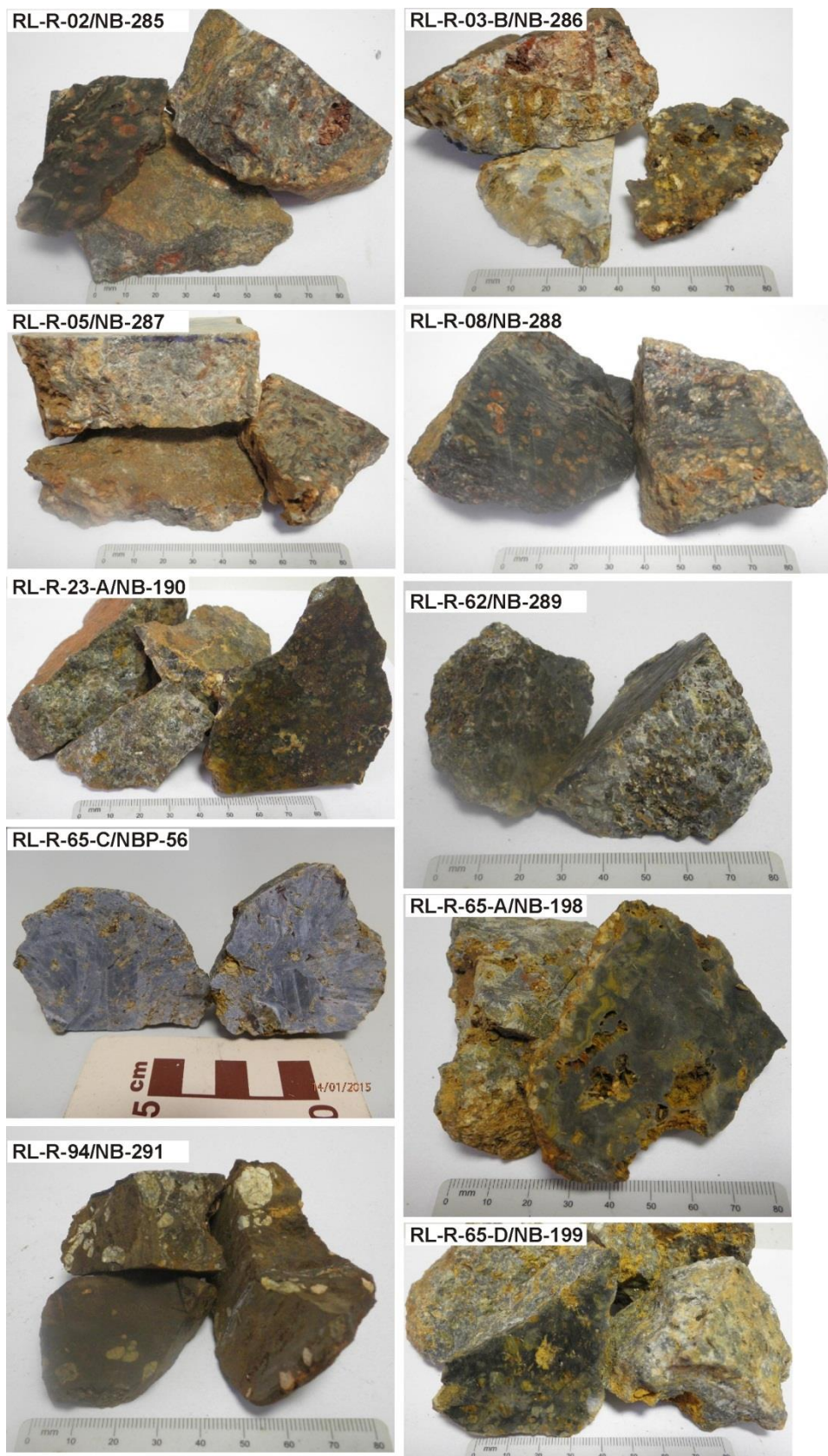
Os cristais de quartzo da matriz são xenomórficos, alongados, e apresentam tamanhos inferiores que 0,15mm, com contatos curvos a serrilhados (recristalização) entre si.

Algumas porções da rocha formam concentrações, bolsões arredondados a alongados com tamanhos entre 0,2mm e 2,8mm (feições esqueletais de pseudomorfos de olivina) ou faixa alongadas e dobradas com até 1,6mm de espessura (antigas fraturas ?/veios), contendo cristais cujos tamanhos variam entre 0,2mm e 0,8mm e os contatos são curvos a retos entre si.

São evidentes a extinção ondulante e a existência de subgrãos associados aos grãos maiores. Podem ocorrer inclusos em alguns cristais de apatitas e às vezes exibem feições que lembram a geminação da calcita (sugestão de substituição do carbonato por sílica).

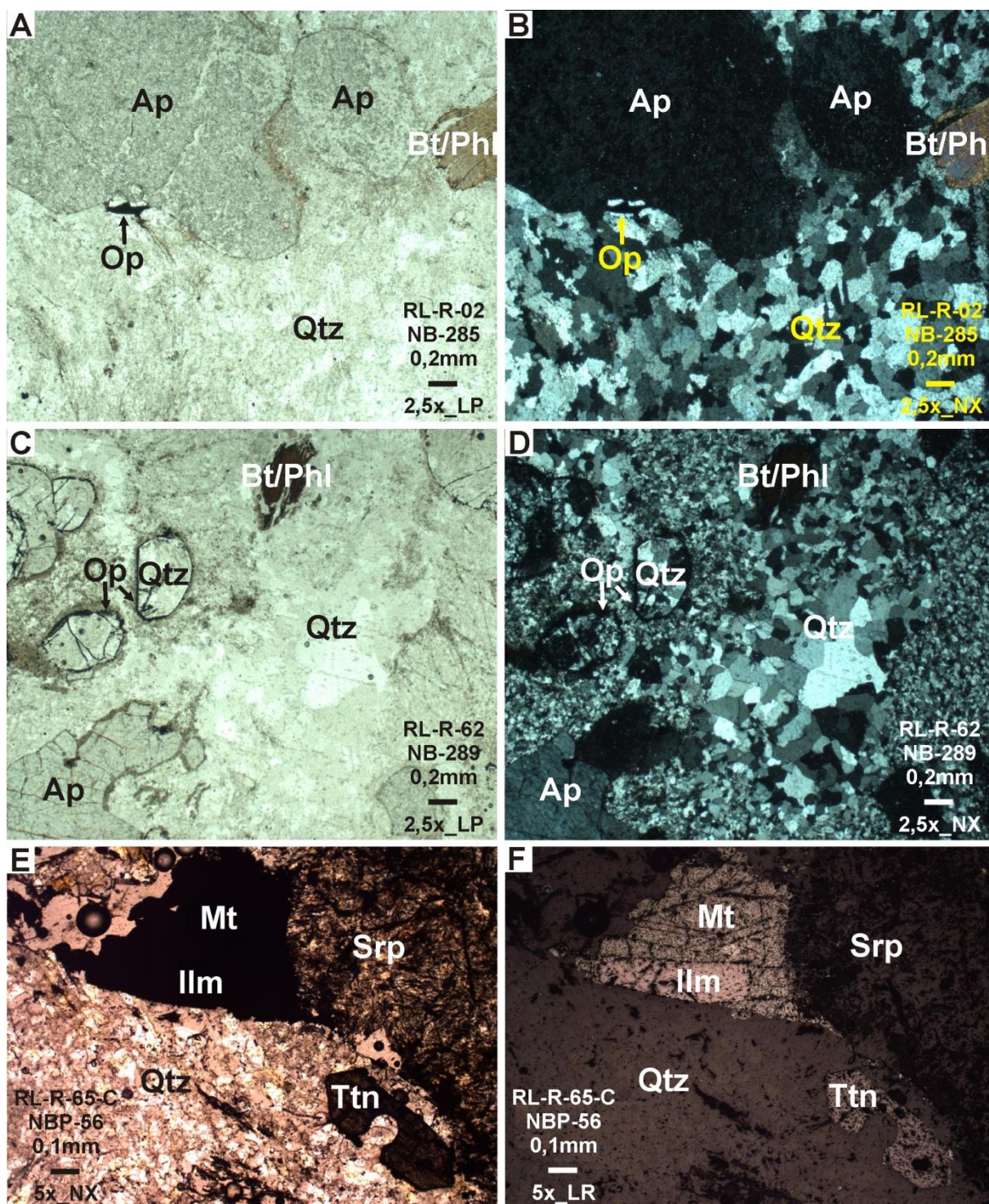
Os cristais de apatita são subidiomórficos a xenomórficos, arredondados, com tamanhos variando de 0,55mm a 10mm e orientação preferencial incipiente. Exibem extinção ondulante e ocasionalmente lamelas de deformação, além de feições que sugerem processo de dissolução de suas bordas.

Figura 60 - Amostras de mão de litofácies metacarbonatito silicificado utilizadas na confecção de lâmina delgada e lâmina delgada polida.



Fonte: Arquivo pessoal.

Figura 61 - Fotomicrografias de amostra do metacarbonatito silicificado.



Legenda: (A e B) Amostra RL-R-02/NB-285: rocha com textura granoblástica granular porfirítica, formada por uma matriz composta por quartzo (Qtz), biotita (Bt), minerais opacos (Op) e porfiroclasto de apatita (Ap), aumento de 2,5X (LP e NX). (C e D) Amostra RL-R-62/NB-289: rocha com textura granoblástica granular porfirítica, formada por uma matriz composta por quartzo (Qtz), minerais opacos (Op), biotita (Bt) e porfiroclasto de apatita (Ap), aumento de 2,5X (LP e NX). Presença de feições esqueléticas de olivina serpentizada preenchidas por quartzo. (E e F) Amostra RL-R-065-C/NBP-056: rocha com porfiroclasto de olivina serpentizada (Ap) em contato com cristais de titanita (Ttn) e de magnetita (Mt) com exsolução de ilmenita (Ilm) imersos numa matriz composta por quartzo, aumento de 5X (NX e LR). **Fonte:** Arquivo pessoal.

Apresentam fraturas preenchidas por quartzo, minerais opacos e gohetita. Nas bordas dos cristais podem ocorrer concentrações de mica branca (?).

Podem haver inclusões de mica branca (?) orientada e de minerais aciculares de hábito radial.

Os minerais opacos menores que 3,2mm são arredondados a xenomórficos, por vezes alongados, enquanto que os menores cristais, inferiores a 0,2mm, são subdiomórficos a idiomórficos, com alguns cristais apresentando bordas avermelhadas (gohetita?).

Esses minerais podem ocorrer dispersos na matriz, preenchendo planos de clivagem dos cristais de biotita e/ou flogopita e de apatita e/ou nas bordas dos bolsões (feições esqueléticas de pseudomorfos de olivina) preenchidos por quartzo, de pseudomorfos de olivina e dos cristais de apatita, alguns contornam os cristais de quartzo.

São representados por magnetita e ilmenita, geralmente os maiores grãos (Figura 68), além de grânulos finíssimos de pirrotita e magnetita na matriz composta por quartzo. A ilmenita ocasionalmente encontrar-se oxidada, transformando-se para gohetita e limonita.

Presença de palhetas e de cristais subdiomórficos a xenomórficos de biotita e/ou flogopita menores que 2,0mm, com pleocroísmo variando de marrom avermelhado a marrom escuro ou incolor. Os cristais xenomórficos costumam ocorrer inclusos em cristais de apatita ou associados aos maiores cristais de quartzo. Observam-se planos de fraturas e de clivagem preenchidos por minerais opacos. Nas bordas dos maiores cristais é possível verificar variação na coloração de marrom para verde, indício de processo de cloritização.

Concentração de cristais xenomórficos de anfibólio com 1,6mm, muito alterado. As porções mais preservadas sugerem processo de cloritização e os grãos circundantes de quartzo são ligeiramente maiores que os da matriz circunvizinha (possível borda de reação ?).

Os pseudomorfos de olivina são arredondados a alongados, com tamanhos entre 0,2mm e 2,8mm. Serpentinizados e contendo antigas fraturas preenchidas por minerais opacos, podem estar completamente substituídos por quartzo.

A serpentina (?) aparece como concentrações de mineral acicular que crescem das bordas para o centro em pseudomorfos de olivina. É comum a associação com minerais opacos.

O epidoto (?) ocorre como cristais de cor verde, xenomórficos, com dimensões inferiores a 0,9mm, com pleocroísmo variando de verde a rosa (piedmontita ?) e altas cores de interferência, nas bordas de minerais opacos e associados aos cristais de apatita com dimensões inferiores a 0,35mm.

A titanita é idiomórfica, rara, aparece associada a cristais de apatita, ilmenita e magnetita. Imersa em uma matriz silicosa, aparentemente pode ser substituída por sílica.

A mica branca (?) é incolor, com alta birrefringência, subdiomórfica a xenomórfica. Aparece como cristais dispersos na matriz, alguns com dimensões de até 0,3mm, ou como concentrações nas bordas e centros dos cristais de apatita.

O zircão é subdiomórfico com tamanhos menores que 0,15mm, mineral acessório. A clorita (?) ocorre sob a forma de palhetas de cor esverdeada, inclusas (?) nos cristais de quartzo, associadas com manchas amarronzadas (oxidação?).

O carbonato (?) apresenta-se como mineral incolor, com duas direções de clivagem, com extinção pseudo-uniaxial e com dimensões inferiores a 0,25mm.

O piroxênio é xenomórfico, possui tamanho menor que 0,15mm e ocorre associado com minerais opacos.

A perovskita (?), de coloração amarelada, aparece como cristais finos e dispersos numa matriz silicosa.

A composição modal é de 55% a 100% de quartzo, que substitue o carbonato, de 0% a 43% de porfiroclasto de apatita, de traço a 7% de minerais opacos (magnetita, ilmenita e pirrotita), que ocorre na matriz e como porfiroclastos, de 0% a 3% de porfiroclastos de biotita e/ou flogopita, de 0% a 2% de porfiroblasto anfibólio, de traço a 1% de epidoto, de 0% a 1% de olivina serpentinizada, além de traços de titanita, gohetita, limonita, mica branca (?), zircão, clorita, carbonato (?), piroxênio e perovskita (?).

Os cristais de olivina, apatita e biotita e/ou flogopita, além de alguns cristais de minerais opacos, correspondem a minerais cumuláticos imersos numa matriz silicática, resultante da substituição dos carbonatos por quartzo associado a

processos hidrotermais/metassomáticos. Vale ressaltar que em campo é possível verificar que essas litofácies encontram-se próximas a zonas de cisalhamento, que correspondem a ambiente propício a percolação de fluidos hidrotermais.

O processo de silicificação é responsável pela entrada de sílica em substituição a paragénese mineral pré-existente e teria sido posterior ao processo de serpentinização da olivina (metamorfismo de baixo grau), que resultou na produção de serpentina, anfibólio e minerais opacos. Os cristais de quartzo resultantes do processo de silicificação foram submetidos a processos deformacionais dinâmicos localizados, que resultaram no estiramento e dobramento dos mesmos. Posteriormente, processos de alteração intempérica resultou na limonitização de porções da rocha.

6.2 ANÁLISES PETROGRÁFICAS DAS DEMAIS ROCHAS DO CMCAD

As rochas metacarbonatíticas encontram-se diretamente associadas à metassienito, a metassienogranito e tremolitito, milonitizados e hidrotermalizados. Não é possível individualizar na escala do mapa esses litotipos dos carbonatitos.

6.2.1 Metassienito

Encontrado na porção central da mina da Galvani, ocorre associada ao olivina-apatita-biotita/flogopita metacarbonatito e ao biotitito (Figura 62), apresenta-se protomilonitizado com foliação principal orientada para N020/25. Além disso, é cortado por zonas de cisalhamento de direção N070/75 com lineação de estiramento mineral caindo 20° para N350.

O metassienito encontra-se friável e apresenta-se na cor branca a amarelo claro com porções pretas a verdes, exibe com granulação variando entre fina e grossa, não apresenta propriedade magnética (Figura 63).

Petrograficamente é formado por um mosaico de feldspato perítico de granulação grossa e plagioclásio, cristais de quartzo, minerais opacos, moscovita,

biotita eventualmente intersticial e titanita como mineral acessório (Figura 64). A rocha é cortada por veio com 2,0mm de espessura.

Figura 62 - Afloramentos do metassienito, ponto RL-03-D (A e B) e RL-04-A (C e D).



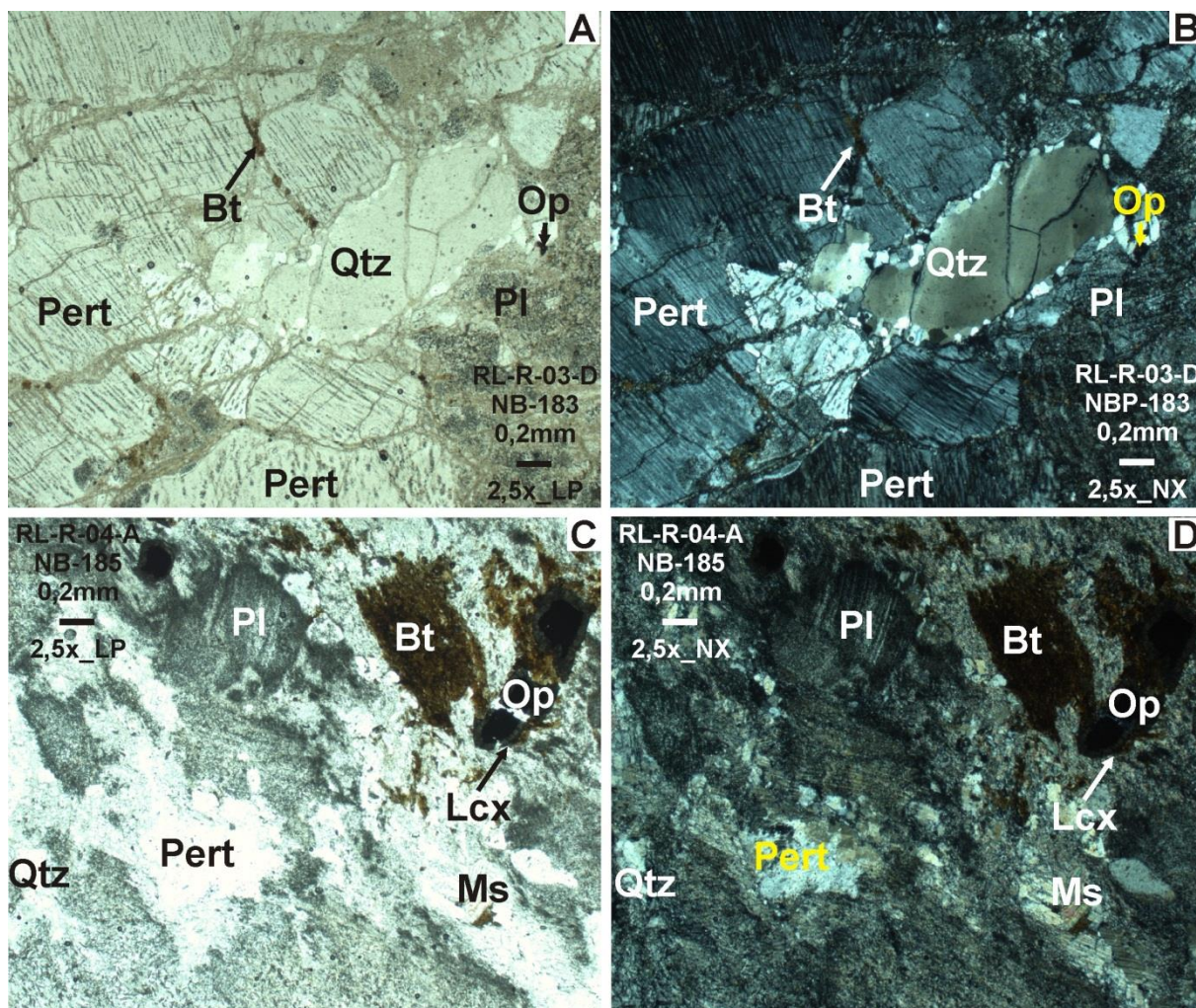
Legenda: (A e B) Em contato indistinto com o olivina-apatita-biotita/flogopita carbonatito; (C) cisalhado e; (D) associados à biotita. **Fonte:** Arquivo pessoal.

Figura 63 - Amostras de mão do metassienito utilizada na confecção de lâmina delgada.



Fonte: Arquivo pessoal.

Figura 64 - Fotomicrografias de amostras do metassienito, RL-R-03-D/NB-183 (A, B, C e D) e RL-R-04-A/NB-185 (E e F).



Legenda: (A e B) Amostra RL-R-03-D/NB-183: rocha com textura granoblástica formada por um mosaico de cristais de pertita (Pert), plagioclásio (Pl), quartzo (Qtz) e biotita (Bt), aumento de 2,5X (LP e NX); (C e D) Amostra RL-R-04-A/NB-185: rocha formada por cristais de plagioclásio (Pl) intensamente alterados, pertita, biotita (Bt), quartzo (Qtz), minerais opacos (Op) com bordas de leucocênio (Lcx) e moscovita (Ms), aumento de 2,5X (LP e NX). **Fonte:** Arquivo pessoal.

Os cristais de pertita, com tamanhos inferiores a 2,0mm e maiores que 12,0mm, são subidiomórficos a xenomórficos, com forte extinção ondulante e bordas indicando processo de recristalização, que resultam em cristais geralmente geminados segundo a Lei Albita que exibem contatos retos a curvos entre si. Exibe processo de alteração (sericitização) em diferentes estágios. Associado as exsoluções de plagioclásio dentro dos cristais de feldspato potássico, observa-se a presença de mineral marrom (biotita?). Em alguns destes cristais é possível observar a inclusão de cristais de quartzo com até 1,5mm e extinção ondulante. Também são comuns inclusões de cristais de epidoto/clinozoisita.

Os cristais de quartzo são inferiores a 2,4mm, formam concentrações alongadas e ocorrem geralmente nos interstícios das pertitas, por vezes sugerindo possível processo de exsolução mimerquítica. Os cristais maiores exibem extinção ondulante e encontra-se parcialmente recrystalizado nas bordas.

Os minerais opacos são subidiomórficos a xenomórficos e são intersticiais. Ocorrem associados aos cristais de epídoto e clinozoisita. Por vezes, ocorrem bordas de reação de coloração marrom.

A biotita é xenomórfica, encontram-se alterada e ocorre em concentrações de cristais com até 2,8mm ou nos interstícios e nas bordas pertitas. Pode estar associada à percolação de algum tipo de fluido.

O epídoto e a clinozoisita ocorrem juntos e como pequenos cristais, com dimensões entre 0,05mm e 0,1mm, e associados cristais de moscovita com tamanho inferior a 0,5mm.

Presença de mineral marrom (titanita?) de aspecto subidiomórfico, com 0,4mm, associado com as faixas de biotita.

É observado veio formado por cristais de quartzo menores que 2,0mm, com extinção ondulante e inclusões de cristais idiomórficos de epídoto com 0,2mm, além de sericita e cristais xenomórficos de minerais opacos. Como mineral acessório foi identificado à presença de zircão, com forma arredondada e tamanho de 0,4mm.

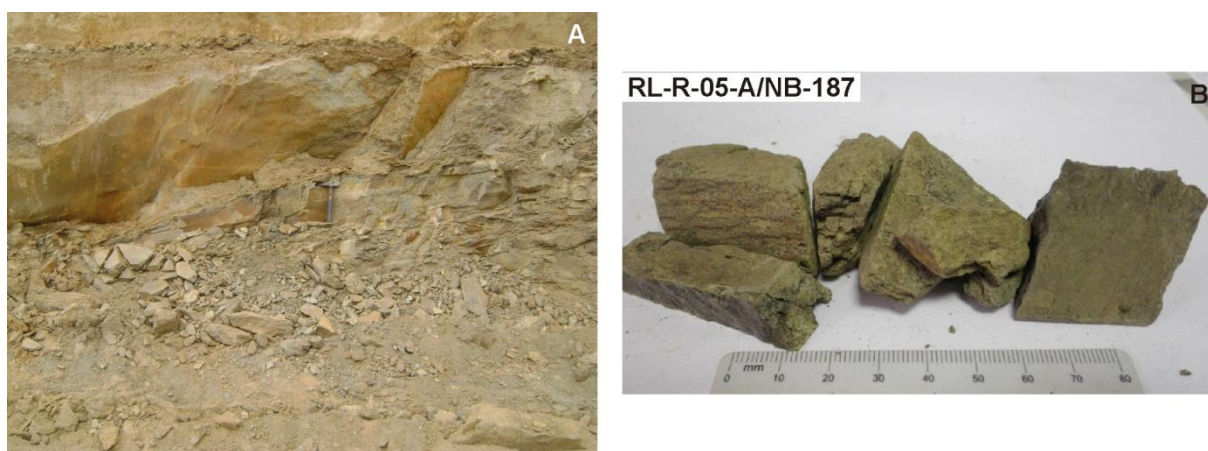
A composição modal é de 81% a 95% de feldspato alcalino pertítico, de 4% a 10% de quartzo, de traço a 3% de minerais opacos, de traço a 1% de biotita, além de traço de mineral marrom (titanita). Os veios de quartzo correspondem a até 10% da composição modal.

Em algumas áreas da lâmina delgada em que há aparente percolação de fluídos o processo de recrystalização do feldspato alcalino e do quartzo é mais pronunciado e os cristais recrystalizados são maiores. Tal fato somado a presença de pertitas sugerem que essa rocha foi submetida a condições de metamorfismo em fácies fácies anfibolito alto seguido por processos hidrotermais (fácies xisto verde) responsáveis pela sericitização do feldspato alcalino. A presença de alguns cristais de plagioclásios sem alteração pode ser um indicio da origem metassomática destes cristais (albitização?).

6.2.2 Metassienogranito

Encontrado na porção central da mina da Galvani, apresenta-se milonitizado. O metassienogranito possui cor marrom esverdeada, granulação muito fina e não é magnética (Figura 65).

Figura 65 - Afloramento do metassienogranito (A), ponto RL-05-A, e amostras de mão utilizada na confecção de lâmina delgada (B).



Fonte: Arquivo pessoal.

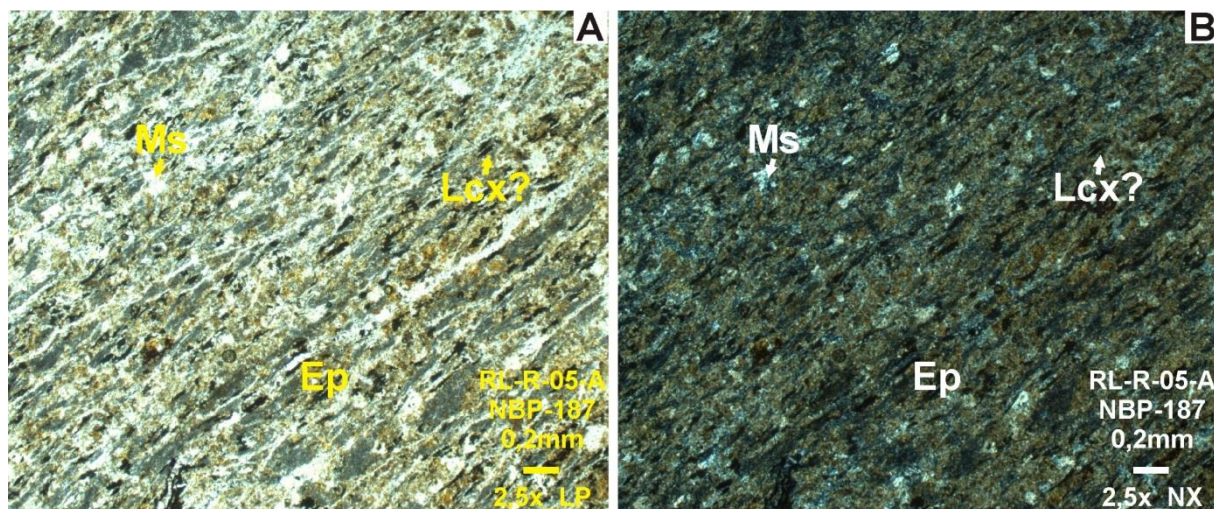
Petrograficamente apresenta-se com textura granolepdoblástica, milonítica (Figura 66). É formado por porfiroclastos de plagioclásio, cristais com até 2,0mm, cristais de epídoto, de quartzo, de minerais opacos, de moscovita/sericita e de leucoxênio.

O epídoto ocorre como pequenos cristais subdiomórficos a xenomórficos, alongados, com aspecto de pequenas ripas cujos contatos podem ser retos ou curvos entre si.

Os porfiroclastos de plagioclásio são xenomórficos. Estão estirados, resultando em feições sigmoidais e fitadas, suavemente dobrados e intensamente alterados pelos processos de saussuritização. Os cristais maiores foram cominuídos, resultando numa matriz muito fina.

A mica branca (moscovita/sericita) é xenomórfica, possui contornos difusos e ocorre como agregados, com dimensões inferiores a 2,0mm, de pequenos minerais. Orienta-se segundo a foliação principal.

Figura 66 - Fotomicrografias da amostra de metassienogranito epidotizado.



Legenda: (A e B) Amostra RL-R-05-A/NBP-187: rocha com textura granoleptoblástica, formada por uma matriz de granulação fina composta por quartzo, epidoto (Ep), mica branca (Ms), leucoxênio (Lcx?) e minerais opacos, aumento de 2,5X (LP e NX). **Fonte:** Arquivo pessoal.

Os minerais opacos são xenomórficos, menores que 0,8mm, são alongados, com contornos irregulares, orientam-se segundo a foliação principal. Ocorrem associados aos cristais de mica branca e de epidoto.

Os cristais de quartzo são muito finos, são subdiomórficos a xenomórficos, ocorrem geralmente nos interstícios dos plagioclásios e exibem extinção ondulante. Tem-se a impressão de ter ocorrido sob a forma de quartzo fitado que posteriormente foi recristalizado.

Os cristais de leucoxênio são alongados, de cor avermelhada a marrom avermelhada. Ocorrem associado aos cristais de epidoto e de plagioclásio e nas bordas dos minerais opacos.

A composição modal da rocha é de 71% de epidoto, 15% de plagioclásio, 5% de mica branca, 4% de minerais opacos, 3% de quartzo e 2% de leucoxênio.

O metassienogranito foi submetido à intenso processo de alteração hidrotermal de epidotização do plagioclásio, o que sugere a percolação de fluido rico em cálcio. Levando em consideração associação com os metacarbonatitos e que nessas rochas os processos de alteração hidrotermal resultaram na substituição do carbonato por sílica, pode sugerir que o carbonato dali dissolvido pode ter sido a fonte de enriquecimento do fluido hidrotermal em cálcio, que posteriormente se alojaria no metassienogranito. Esses processos de alteração hidrotermal teriam ocorrido em

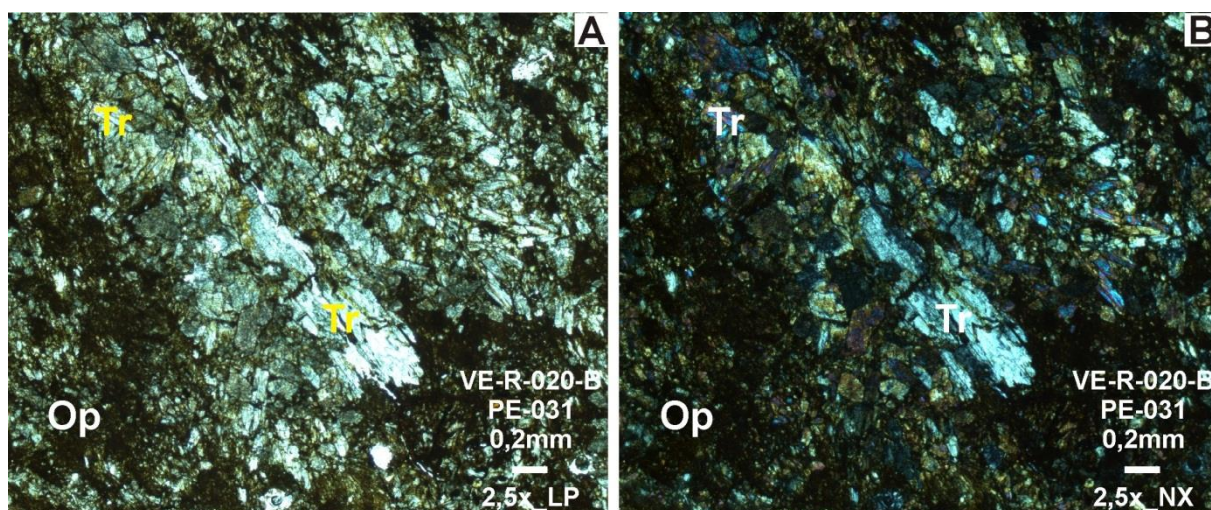
condições metamórficas de baixo grau.

6.2.3 Tremolitito

Encontrado sob a forma de pequenos blocos rolados na região norte da sede da Fazenda Pimenteiras o tremolitito possui coloração esverdeada, granulação fina e aspecto de rocha ultramáfica.

Petrograficamente exhibe textura nematoblástica, onde se observam cristais prismáticos e aciculares de tremolita, por vezes impregnados com óxido de ferro, resultantes de alteração de provável magnetita (Figura 67).

Figura 67 - Fotomicrografias de amostra do tremolitito.



Legenda: (A e B) Amostra VE-R-020-B/PE-031: rocha formada por cristais de tremolita (Tr) alterados e minerais opacos (Op), aumento de 2,5X (LP e NX). **Fonte:** Arquivo pessoal.

Os cristais de tremolita são subidiomórficos a xenomórficos e exibem extinção ondulante. Encontram-se orientados, fraturados e recristalizados. Os minerais opacos são xenomórficos e alongados. Ocorrem tanto nos interstícios da tremolita como preenchendo suas fraturas.

A composição modal da rocha é de 90% de tremolita e 10% de minerais opacos. É provável que o tremolitito tenha se originado a partir de rocha rica em cristais cumuláticos de piroxênio, que ao ser submetida a processos hidrotermais desestabilizou e resultou na tremolita.

CAPITULO VII

7 QUÍMICA MINERAL DAS ROCHAS METACARBONATICAS DO CMCAD

Foram confeccionadas quatro lâminas polidas, a partir de quatro amostras de metacarbonatito do CMCAD, com o objetivo de realizar análise de química mineral de modo a caracterizar as composições químicas dos seus constituintes mineralógicos.

Análises químicas quantitativas, realizadas em microsonda eletrônica, foram aplicadas a três grupos minerais: às olivinas serpentinizadas, às biotitas e aos óxidos. Os demais constituintes mineralógicos foram analisados qualitativamente, por meio de microscópio eletrônico de varredura (MEV).

7.1 APATITA

A apatita é o mineral de minério dos depósitos fosfáticos mais explorados no mundo. O Brasil utiliza matéria prima (apatita) proveniente de duas situações geológicas: corpos ígneos carbonatíticos, que respondem pela maior parte da produção (Catalão I-GO, Tapira e Araxá-MG, Jacupiranga e Juquiá-SP e Angico dos Dias-BA), e formações sedimentares (Patos de Minas-MG, Irecê-BA, Olinda-PE).

Juntam-se outros depósitos que ainda não apresentaram viabilidade técnica ou econômica para exploração como a de Anitápolis-SC, Ipanema-SP e Itataia-CE

(SILVEROL 2006).

Sendo assim, quase a totalidade do concentrado fosfático para a indústria vem, no Brasil, de materiais de origem primária ígnea, ou seja, dos complexos alcalino-carbonatíticos, lateritizados ou não.

A apatita pode ocupar grandes volumes nas rochas destes maciços, e ainda mais nos perfis de acumulação relativa, formando minérios residuais; acumulação absoluta também pode ocorrer, onde existirem condições para a precipitação de apatita supérgena a partir das soluções químicas de percolação (TOLEDO e PEREIRA, 2001).

Os estudos efetuados por Santos (2001) permitiram o agrupamento das gerações/tipos de apatita segundo suas morfologias e associações mineralógicas. Estas observações permitiram identificar três tipos maiores de apatita, que representam sete gerações:

Apatita magmática primária:

Tipo A: grãos ovóides fraturados no metacarbonatito;

Tipo B: grãos ovóides fraturados no metacarbonatito silicificado, idem tipo A;

Tipo C: grãos ovóides fraturados no metacarbonatito micáceos, idem tipo A;

Tipo D: grãos residuais ovóides em amostras alteradas, similar ao tipo A;

Tipo E: fragmentos angulosos residuais em matriz ferruginizada;

Apatita possivelmente hidrotermal:

Tipo F: grãos hexagonais com estruturação em faixas/linhas estreitas paralelas;

Apatita supérgena:

Tipo G: fibrorradiada idiomórfica.

Além dos grupos e gerações acima, também podem ocorrer fosfatos não apatíticos, que correspondem a fosfatos secundários aluminosos da família da crandalita $[\text{CaAl}_3(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_5 \cdot \text{H}_2\text{O}]$.

Os fosfatos secundários supérgenos representam a evolução da fosfatogênese com o intemperismo; os mais comumente observados são a gorceixita $[\text{BaAl}_3(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_5 \cdot \text{H}_2\text{O}]$ e a goyazita $[\text{SrAl}_3(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_5 \cdot \text{H}_2\text{O}]$; crandalita também pôde ser observada, embora com menor frequência. Acredita-se que o

bário para a formação da gorceixita seja proveniente da alteração de feldspato potássico frequentemente presente nas rochas encaixantes.

Na maioria dos maciços, a apatita apresenta-se sob diferentes hábitos associados, com variações composicionais que representam gerações formadas em diferentes etapas do desenvolvimento dos maciços, incluindo-se aí os ambientes magmáticos, pós-magmáticos, hidrotermais e supérgenos (TOLEDO e PEREIRA, 2001). Esta heterogeneidade na geração da apatita é o caso da maioria dos depósitos brasileiros, incluindo Angico dos Dias.

Silverol (2006) e Silverol *et al.* (2013) apresentaram os resultados da produção e experimentação agrônômica dos primeiros fertilizantes alternativos produzidos no Brasil pelo processo Humifert, a partir do minério fosfático de Angico dos Dias, proveniente do enriquecimento superficial supérgeno das rochas metacarbonatíticas mineralizadas em apatita.

A relação mineralógica mostra a presença de fosforo em 370 minerais com teores de fósforo acima de 10%. Destes minerais, 96 apresentam valores superiores aos da apatita (18,43% de P_2O_5). Mas a grande maioria destes minerais tem apenas significado científico mineralógico e só os da série da apatita constituem minerais de minério.

Para se ter uma ideia da complexidade dos minérios fosfatados, apresentamos a seguir algumas possibilidades:

- i. o radical PO_4 combina-se com mais de 30 elementos para formar minerais fosfatados;
- ii. nestes minerais pode haver um grande número e variedade de substituições entre íons similares;
- iii. praticamente todos os elementos, por vezes apenas em traços, são encontrados nos minerais fosfatados;
- iv. são muito comuns substituições P-As-P, com formação de soluções sólidas completas, entre alguns fosfatos e arsenatos;
- v. a temperaturas elevadas, são também possíveis substituições entre fosfatos e silicatos.

Assim, é quase impossível estabelecer uma única fórmula composicional satisfatória para muitos dos minerais fosfatados (LAPIDO LOUREIRO *et al.* 2016).

Contudo, a apatita apresenta fórmula geral $M_{10}(YO_4)_6(X_2)$. A fórmula simplificada da fluorapatita (espécie mais comum) é $Ca_{10}(PO_4)_6F_2$, juntamente com as suas variedades formam importante grupo de minerais.

A estequiometria ideal é $A_{10}[TO_4]_6(OH, F, Cl)_2$, onde as posições **A** são preferencialmente ocupadas por Ca^{+2} , Sr^{+2} , Mg^{+2} , Mn^{+2} , Fe^{+2} , REE^{+3} , Y^{+3} , e Na^{+1} e as **T** por P^{+5} , Si^{+4} , S^{+6} e, por vezes, C^{+4} .

O Ca^{+2} pode ser substituído, em parte, por íons positivos tais como: ETR (elementos de terras raras), principalmente céricas nas apatitas ígneas. A apatita, embora cristalize nas fases precoces dos carbonatitos, pode persistir como mineralização tardia sob a forma de fluorapatitas ou carbonato-fluorapatitas, ricas de ETR e Sr. As apatitas dos carbonatitos mostram-se, com frequência, zonadas, habitualmente com enriquecimento de ETR e Na no anel periférico e de Sr e F no núcleo.

A apatita ígnea é principalmente, mas não só, fluorapatita, podendo ter substituições importantes do F^- por OH^- , e com teores variados em CO_3^{2-} (em substituição ao P e não ao F).

O fósforo na série da apatita está presente nas rochas de origem ígnea, principalmente em carbonatitos nas variedades fluorapatita $[Ca_5(PO_4,CO_3,OH)_3.(F,OH)]$, hidroxiapatita $[Ca_5(PO_4)_3.(OH,F)]$ e, mais raramente, cloroapatita $[Ca_5(PO_4)_3.(Cl,OH)]$.

Já na maioria dos depósitos sedimentares predominam as variedades de carbonatoapatita $[Ca_5(PO_4,CO_3)_3.(OH,F)]$ e carbonato-fluorapatita $[Ca_5(PO_4,CO_3)_3.(F,OH)]$ - francolita (ZAPATA e ROY 2004).

Segundo Silva *et al.* (1987, 1988) a Associação Alcalina de Angico dos Dias representa a primeira associação metacarbonatítica de idade Paleoproterozoica e as mineralizações de apatita são responsáveis pela formação de dois tipos de jazimento fosfático: o primário, representado por apatita sovitos, e o secundário, mais enriquecido em apatita, definido como apatitito.

O apatitito é resultante de processos de enriquecimento supergênico residual, atuantes desde o Plioceno-Pleistoceno. Sua formação deve-se à maior estabilidade da apatita aos processos intempéricos em relação aos carbonatos e silicatos. Esse minério é significativamente mais rico em P_2O_5 que a rocha sã, com teores médios

de 23% no manto de intemperismo mineralizado.

A alteração da apatita pode ser considerada sob dois aspectos principais: a modificação de sua composição antes da dissolução, e o destino do P e demais elementos constituintes da estrutura original após a dissolução total.

A evolução supérgena dos fosfatos primários, com lixiviação ou fixação do fósforo e a subsequente neoformação de estruturas supérgenas depende das condições locais, que incluem os aspectos climáticos e topográficos, além das características texturais, estruturais, mineralógicas e geoquímicas da rocha original, que determinam as condições físico-químicas dos meios e, conseqüentemente, o comportamento dinâmico do fosforo.

Segundo Santos (2001) a natureza da apatita nas frentes de lavra depende diretamente do grau de alteração intempérica da rocha, ou seja, quanto mais alterada a rocha, maiores são os problemas de rugosidade e presença de irregularidades de dissolução parcial, de recobrimento e impregnação superficial dos grãos de apatita e maior a presença de fosfatos secundários (apatíticos e não apatíticos) e plasmas secundários que podem prejudicar o processo de lavra.

Deve-se ressaltar, no entanto, que a alteração intempérica tem um papel duplo na formação das jazidas; se, por um lado enriquece o material em P_2O_5 , pela perda de outros compostos por lixiviação, por outro lado, prejudica o minério, imprimindo aos grãos apatíticos uma série de modificações indesejáveis, do ponto de vista do beneficiamento, além de terminar por reciclar o fosforo presente nas apatitas, formando fosfatos aluminosos não aproveitáveis.

A concentração do minério no CMCAD foi inicialmente estudada por Silva *et al.* (1987) e Liberal e Cassola (1989) que apresentam evidências de valores bastante elevados de P_2O_5 (7% a 14%), CaO (35,2% a 48,4%), BaO (0,04% a 0,49%) e SrO (0,87% a 1,8%). Em relação aos elementos menores, os teores de Nb, Ta Th e V são muito baixos para os metacarbonatitos e para os demais litotipos do complexo. A partir de análises químicas de concentrado de fragmentos de apatita pura de metacarbonatitos do CMCAD (SILVA *et al.*, 1987) obteve-se teores de TR_2O_3 igual a 0,865%, P_2O_5 igual a 40,75%, CaO de 54,55% e F de 2,55% (Tabela 2). Esses dados foram utilizados no cálculo de química mineral (Tabela 3).

Tabela 2 - Análise química de apatita (concentrado purificado) de metacarbonatitos do CMCAD.

Elemento/Óxido	%
CaO	54,55
P ₂ O ₅	40,75
F	2,55
SrO	1,2
TR ₂ O ₃	0,865
SiO ₂	0,1
Fe ₂ O ₃	0,1
Na ₂ O	0,1
MgO	0,05
MnO	0,015
Cl	0,035
S	0,03
Al ₂ O ₃	<0,01
Ba	<0,05
K ₂ O	<0,01
TiO ₂	<0,05
LOI	0,37
ΣTOTAL	101,185
O-F	1,07
ΣFINAL	100,115

Fonte: Silva *et al.* (1987).

Os dados da tabela 3 indicam uma composição correspondente à da fluorapatita [Ca₅(PO₄)₃F], que tende a apresentar valores normalizados de flúor em torno de 2, de fósforo por volta de 6 e de cálcio em torno de 10 (respectivamente 2,829 *a.f.u.*, 6,051 *a.f.u.* e 10,250 *a.f.u.* para a amostra) e apresentar a substituição do cálcio por elementos do grupo terras raras, predominantemente pelo cério.

Dado aos elevados teores de P₂O₅ observados (primária com 8,5% de P₂O₅ e residual ou eluvionar com 15,4% de P₂O₅; KAHN *et al.*, 1990), verificou-se que o minério residual está diretamente relacionados ao perfil de alteração dos metacarbonatitos pobres em biotita e olivina serpentinizada e, pode ser subdividido como observado tabela 4 (KAHN *et al.*, 1990).

Tabela 3 - Cálculo de química mineral a partir de análise química de apatita (concentrado purificado). Cálculos efetuados para número de íons na base de 26 (O, OH, F, Cl).

Amostra	Silva et al. (1987)	Nº de íons na base de 26	
CaO	54,550	Ca	10,250
P ₂ O ₅	40,750	P	6,051
F	2,550	F	2,829
SrO	1,200	Sr	0,122
TR ₂ O ₃	0,865	TR	0,060
SiO ₂	0,570	Si	0,100
FeO	0,074	Fe ₂	0,011
Na ₂ O	0,100	Na	0,034
MgO	0,050	Mg	0,013
MnO	0,015	Mn	0,002
Cl	0,035	Cl	0,021
S	0,030	S	0,004
Al ₂ O ₃	0,500	Al	0,100
Ba	0,025	Ba	0,000
K ₂ O	0,005	K	0,001
TiO ₂	0,025	Ti	0,000
LOI	0,370	O	26,000
ΣTOTAL	98,000		
O-F	1,080		
ΣFINAL	99,930		

Fonte: Adaptado de Silva et al. (1987).

As variações nos teores de P₂O₅, SiO₂ e Al₂O₃ somados a alternativa de beneficiamento, fizeram com que estes tipos de minério fossem incorporados em um único, denominado minério apatítico (Tabela 5).

Lopes Jr. et al. (1999) apresentam para o minério reservas da ordem de 12,5Mt de fosfato residual com teor médio de 15,4% de P₂O₅ e 0,75% de OTR. Além disso, apresentam composição química de apatitas para elementos maiores, F, Sr, Ba, Th, U, óxidos de terras raras total e perda ao fogo (P.F.), da amostra estudada (Tabela 6).

Análises por EDS nas apatitas mostraram teores de OTR variando de 0,4% a 1,4% (média de 0,8%) e composições médias para as monazitas de 32% de P₂O₅, 65% de OTR, 0,2% de CaO, 0,25% de SrO, 0,5% de Al₂O₃, 0,45% de SiO₂ e 1,5% de F.

Tabela 4 - Distribuição dos elementos químicos nos tipos de minério em Angico dos Dias.

Tipo de Minério	Distr. (%)	Teores (%)							CaO	Distr. Fosfato Contido (%)
		P ₂ O ₅	CaO	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	K ₂ O	P ₂ O ₅	
Apatititos superficial silicoso (2)	3,4	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Apatitito aluminoso (1)	14,2	16,9	22,4	24,5	9,70	19,1	1,12	0,49	1,33	15,8
Apatitito (1)	34,8	23,4	32,4	12,8	4,35	20,1	2,12	0,47	1,38	43,8
Apatitito recristalizado (1)	8,2	29,1	39,2	5,50	3,54	17,6	0,47	0,10	1,35	12,9
Micáceo (1)	27,1	14,1	20,5	26,8	8,36	15,2	7,38	2,32	1,45	20,5
Magnesiano (1)	11,00	9,99	16,3	35,3	9,22	12,8	8,84	3,16	1,03	6,0
Carbonatítico (1)	1,3	13,4	29,3	24,3	4,63	12,4	n,d	n,d	2,19	1,0
TOTAL	100	18,6	26,3	20,8	6,92	22,7	-	-	1,41	100,00

Legenda: (1) Teores médios obtidos a partir de análises das amostras compostas; (2) Superficial silicioso foi incorporado ao apatitito aluminoso; (-) Não determinado. **Fonte:** Modificado de Kahn *et al.* (1990).

Tabela 5 - Composição dos subtipos apatíticos do CMCD.

	Esp. (m)	%P ₂ O ₅	%SiO ₂	Al ₂ O ₃
Apatítico superficial silicoso	02	15	30 a 60	08 a 16
Apatítico a luminoso	<09	10 a 18	10 a 03	08 a 18
Apatítico	<10	20 a 25	05 a 15	04 a 08
Apatítico recristalizado	<07	27 a 30	< 04	< 04

Fonte: Modificado de Kahn *et al.* (1990).

Tabela 6 - Composição química da amostra representativa do minério fosfático de Angico dos Dias/Campo Alegre de Lourdes.

Óxidos	Concentração	Óxidos/Elemento	Concentração
SiO ₂	26,00%	P ₂ O ₅	17,70%
TiO ₂	0,70%	P.F.	7,85%
Al ₂ O ₃	10,00%	TR ₂ O ₃	0,75%
Fe ₂ O ₃	12,10%	Total	97,19%
MgO	0,28%	F	1150ppm
MnO	0,67%	Sr	> 5000ppm *
CaO	20,70%	Ba	> 5000ppm *
K ₂ O	0,29%	Th	< 5ppm
Na ₂ O	0,15%	U	< 10ppm

Fonte: Modificado de Lopes Jr. *et al.* (1999).

Para o material supérgeno (minério residual) há a predominância mineralógica de minerais residuais como quartzo e apatita (fluorapatita). Em menores proporções ocorrem badeleiita, zircão, magnesita e ilmenita, seguidos dos minerais supergênicos como apatita, argilominerais caoliníticos, fosfatos de alumínio da família da crandalita (contendo Ba-gorceixita, Sr-goyazita e Ca-carboapatita) e óxidos/hidróxidos de ferro (goethita). Mais raramente são compostos por óxidos com Fe (magnetita/hematita e ilmenita) e com Mn e Ba (hollandita), além de fosfato de ETR (monazita) e feldspatos potássico. Eventualmente verifica-se minerais sódicos, minerais micáceos (vermiculita e biotita), olivina, anfibólio e piroxênio.

O metacarbonatito do CMCAD, que contém calcita dominante, apatita verde clara, com forma ovóide, mica, magnetita e pseudomorfos serpentinizados de olivina, possui concentrações localizadas de apatita. Efeito cataclástico resultou na recristalização parcial ou total dos carbonatos (minerais são ductilmente deformados), enquanto a apatita manteve comportamento rúptil.

Grossi Sad e Dutra (1989) apresentam para as apatitas de Angico dos Dias um teor de Elementos Terras Raras (ETR) e um fracionamento de elementos terras raras leves elevado, superior às apatitas dos demais carbonatitos do Brasil.

A apatita de Angico dos Dias, segundo Dutra e Formoso (1995), apresenta um teor total de ETR de 7.483ppm, sendo 7.217ppm referentes a ETRL. As razões La/Yb situam-se entre 140 - 180 e a razão $\Sigma\text{ETRL}/\Sigma\text{ETRP}$ é de, aproximadamente, 27, evidenciando o grande fracionamento de ETRL. Não há anomalia de cério e a de európio é levemente negativa (0,82 -0,85).

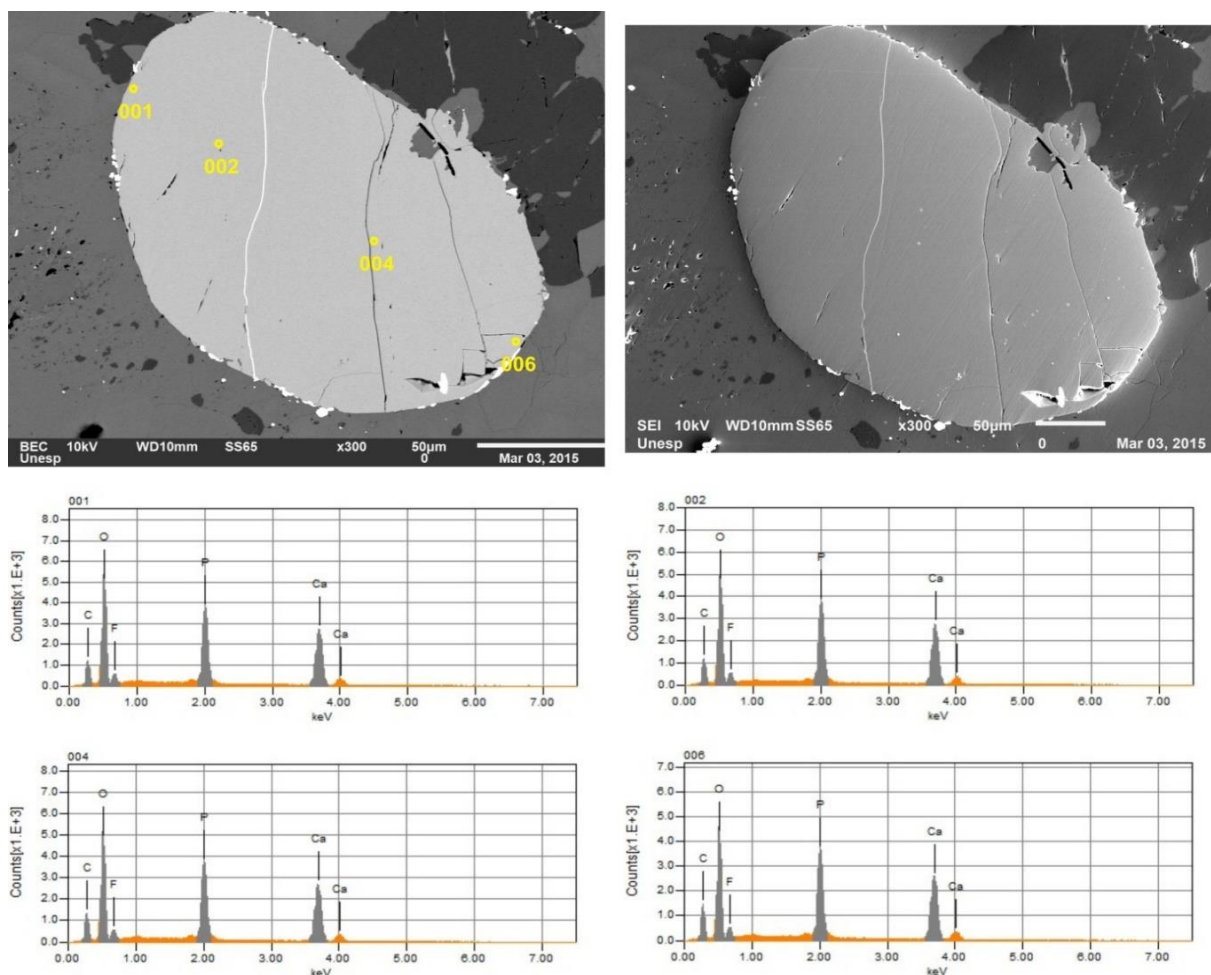
Embora a apatita de Angico dos Dias tenha idade superior a 2.000Ma e seja tectonicamente deformada, o conteúdo de ETR foi preservado, mostrando que não houve perda significativas desses elementos.

Os fosfatos de ETR são monazita [(Ce, La, Nd, Th) PO₄] e membros do grupo da rabdofanite [(Ce,La)PO₄.H₂O], que apresenta fórmula geral **A**PO₄.H₂O, onde a posição **A** é preferencialmente ocupada por Ca⁺², Ce⁺³, Pb⁺², La⁺³, Nd⁺³, Th⁺⁴, Fe⁺³ e U⁺⁴; o P pode ser parcialmente substituído por S ou Si.

Ao analisar os cristais de fluorapatita ao microscópio eletrônico de varredura observa-se que os dados qualitativos de análises feitas nas bordas e na porção central do mineral indicam não haver variações composicionais significativas, além

de confirmar os elevados teores de flúor (Figura 68).

Figura 68 - Imagem de microscópio eletrônico de varredura de cristal de fluorapatita fraturado, amostra RL-149.



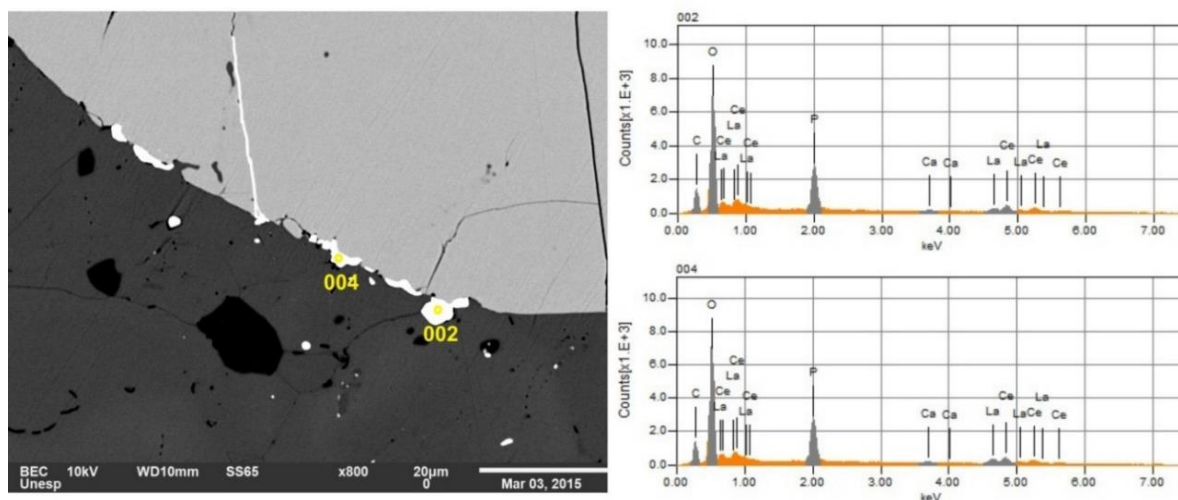
Fonte: Dados da pesquisa.

Nota-se ainda, a presença de cristais de monazita como diminutos cristais nas bordas da apatita e preenchendo algumas fraturas desse mineral (Figura 69), o que sugere uma origem metassomática. Verifica-se que este mineral é pobre em tório e rico em cério e lantânio e que parte do conteúdo de elementos terras raras é substituído pelo cálcio.

Embora Angico dos Dias diferencie-se da maioria dos outros complexos alcalino carbonatíticos do Brasil por ser de idade pré-Cambriana e por encontrar-se atualmente em uma região semiárida, parece não haver grandes diferenças no que

se refere aos aspectos de alteração intempérica da apatita, em comparação com trabalhos recentes sobre o tema em complexos Mesozoicos.

Figura 69 - Imagem de microscópio eletrônico de varredura de detalhe do cristal de fluorapatita contendo microcristais de monazita em suas bordas e preenchendo fraturas, amostra RL-149.



Fonte: Dados da pesquisa.

Em todos eles a alteração desempenha aparentemente um papel muito semelhante, com características lateríticas. Isto indicaria que a alteração da apatita de Angico dos Dias ocorreu em clima diferente do clima atual e evidenciaria um paleoclima quente e úmido para a região do médio vale do rio São Francisco (SANTOS, 2001).

7.2 OLIVINA SERPENTINIZADA

A olivina é uma fase *cúmulus*, apresenta pequenas inclusões de minerais opacos (magnetita) e forma bordas constituídas por serpentina, antofilita e tremolita, como produto de alteração. Os dados obtidos através das análises de olivinas $[(Mg,Fe)_2SiO_4]$ no MEV indicam uma composição similar ao da forsterita $[Mg_2SiO_4]$ para as amostras do metacarbonatito do CMCAD (Figura 70).

Contudo, é preciso lembrar que tais olivinas encontram-se serpentinizadas e que, sem outros reagentes que não água, tal processo ocorre a temperaturas

inferiores a 400°C. Ressalta-se ainda, que a serpentinização de olivinas com ferro ocorre em temperaturas ainda mais baixas e acompanhada pela formação de magnetita ou ilmenita (DEER *et al.* 1966).

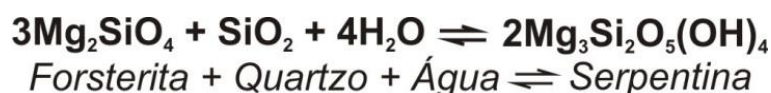
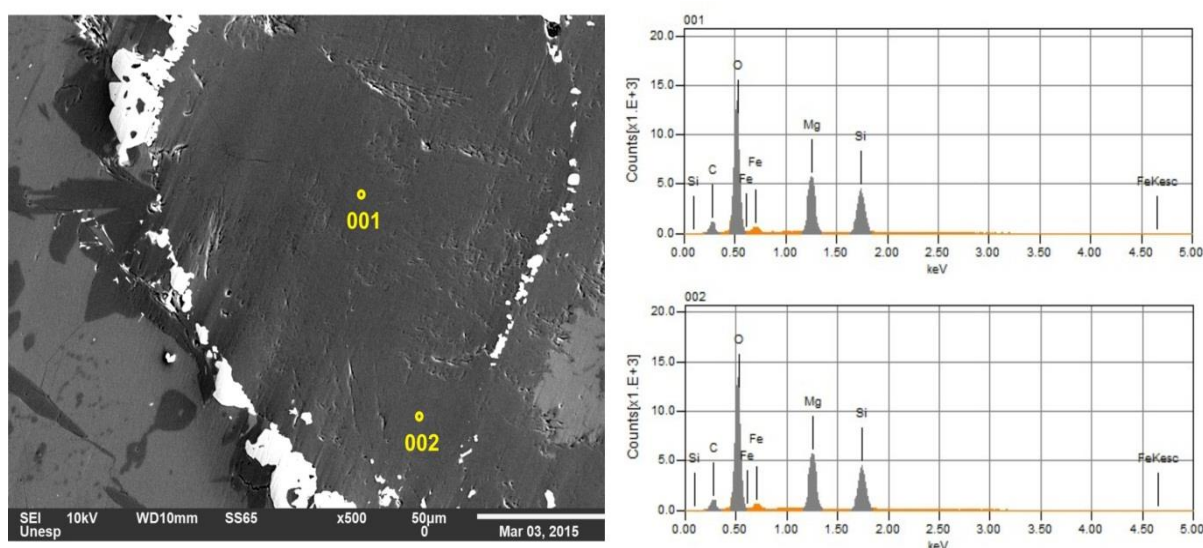


Figura 70 - Imagem de microscópio eletrônico de varredura de cristal de olivina, amostra RL-148.



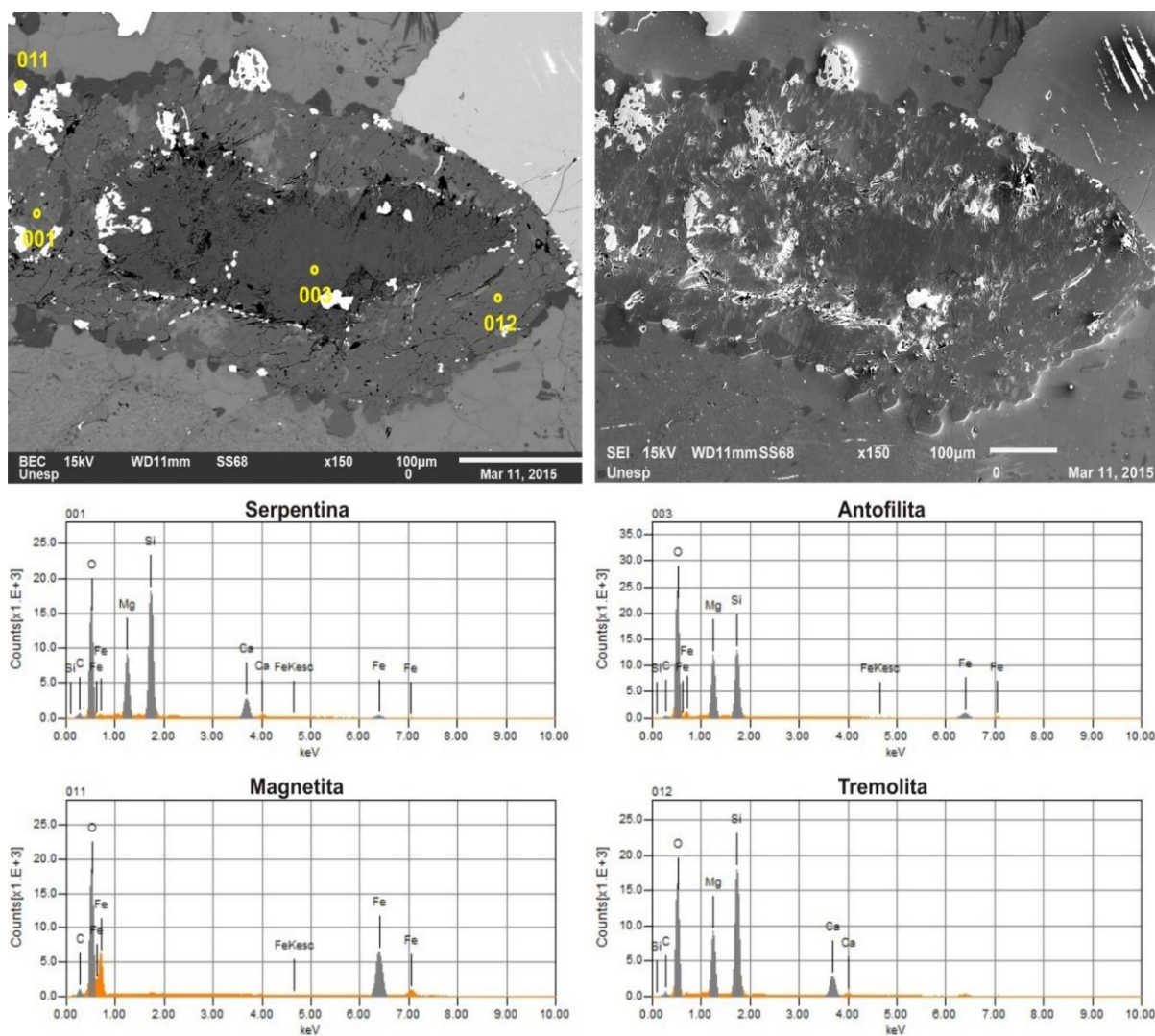
Fonte: Dados da pesquisa.

Este parece ser o caso das olivinas do metacarbonatito do CMCAD, uma vez que o processo de alteração resultou na formação de serpentina $[\text{Mg}_3\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4]$, magnetita $[\text{Fe}^{+2}\text{Fe}^{+3}_2\text{O}_4]$, antofilita $[(\text{Mg},\text{Fe}^{+2})_7\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH},\text{F})_2]$ e tremolita $[\text{Ca}_2\text{Mg}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2]$, por vezes produzindo uma espécie de coroa de reação, quando em contato com o carbonato, resultante do metamorfismo em fácies xisto verde dos metacarbonatitos (Figura 71).

A análise química quantitativa de olivinas em microsonda eletrônica (Tabela 7, Figura 72) resultou em composição similar ao da forsterita e da crisolita $[\text{Mg}_3(\text{Si}_2\text{O}_5)(\text{OH})_4]$ (Figura 73). Vale destacar o conteúdo de ferro (variando entre 5,646% e 10,920%), que revela composição de $\text{Fo}_{82,1-92,0}$ (Figura 74). Ressalta-se ainda, que a ausência de cristais de olivina completamente livre de qualquer feição de alteração contricui para os baixos valores de fechamentos para as análises de

química mineral obtidos por microsonda eletrônica.

Figura 71 - Imagem de microscópio eletrônico de varredura de cristal de olivina alterado para serpentina, magnetita, antofilita e tremolita, amostra RL-147.



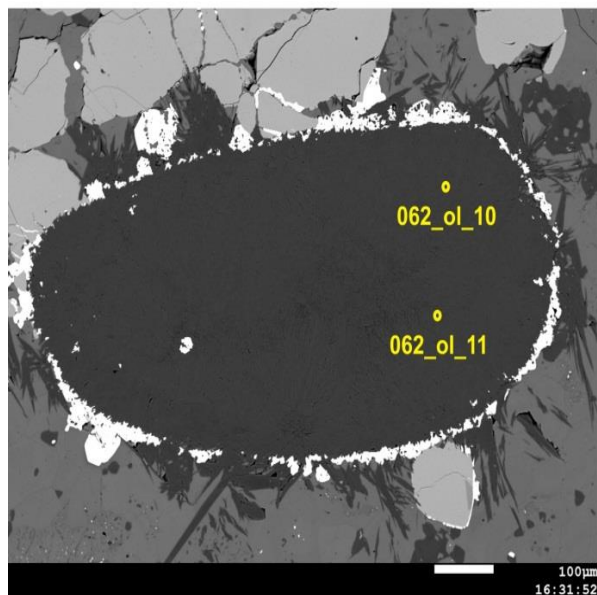
Fonte: Dados da pesquisa.

Tabela 7 - Análise química média, por microsonda eletrônica, de olivina para três amostras do metacarbonatito do CMCAD. Cálculos efetuados para número de íons na base de 4 oxigênios.

Amostra	RL-149	RI-148	RL-146
Nº Pontos	8	8	9
SiO ₂	41,589	40,338	42,810
TiO ₂	0,000	0,000	0,000
Al ₂ O ₃	0,778	2,183	0,068
Cr ₂ O ₃	0,000	0,000	0,000
Fe ₂ O ₃	0,000	0,000	0,000
FeO	9,795	6,921	6,688
MnO	0,054	0,079	0,083
MgO	33,008	34,650	35,890
CaO	0,075	0,668	0,277
TOTAL	85,299	84,838	85,816
Si	1,247	1,196	1,255
Ti	0,000	0,000	0,000
Al	0,028	0,076	0,002
Cr	0,000	0,000	0,000
Fe ⁺³	0,000	0,000	0,000
Fe ⁺²	0,246	0,172	0,164
Mn	0,001	0,002	0,002
Mg	1,476	1,532	1,568
Ca	0,002	0,021	0,009
Total Cátions	3,000	3,000	3,000
Total Óxidos	4,261	4,235	4,256
Te	0,080	0,113	0,118
Fo	85,533	88,730	89,969
Fa	14,246	9,930	9,411
Ca-Ol	0,142	1,226	0,502
TOTAL	100,000	100,000	100,000

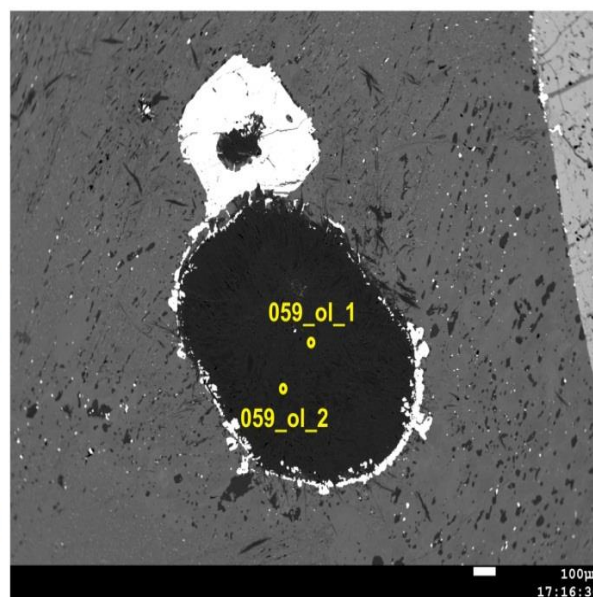
Fonte: Dados da pesquisa.

Figura 72 - Análise química quantitativa de olivinas em microsonda eletrônica evidenciando a variação composicional de olivinas de metacarbonatito do CMCAD, amostras RL-146 e RL-149.



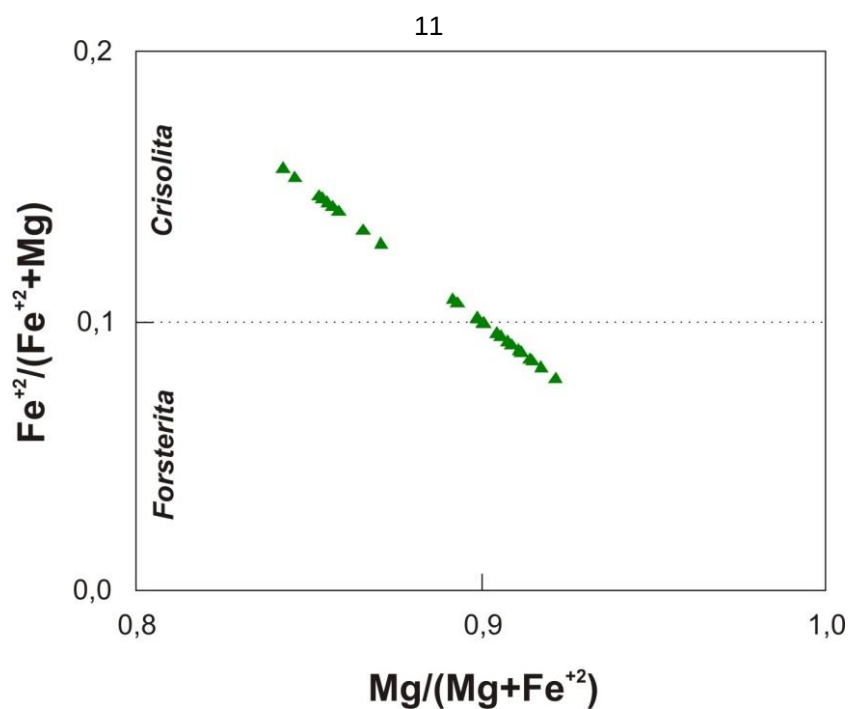
Amostra	RL-149	RL-149	Amostra	RL-149	RL-149
Unidade	062_ol_10	062_ol_11	Unidade	062_ol_10	062_ol_11
SiO2	41,929	41,133	SiO2	41,929	41,133
TiO2			TiO2	0,000	0,000
Al2O3	0,437	1,008	Al2O3	0,437	1,008
Cr2O3			Cr2O3	0,000	0,000
Fe2O3			Fe2O3	0,000	0,000
FeO	10,010	9,740	FeO	10,010	9,740
MnO	0,041	0,075	MnO	0,041	0,075
MgO	33,522	32,237	MgO	33,522	32,237
CaO	0,017	0,104	CaO	0,017	0,104
TOTAL	85,956	84,297	TOTAL	85,956	84,297
Amostra	RL-149	RL-149	Amostra	RL-149	RL-149
Unidade	062_ol_10	062_ol_11	Unidade	062_ol_10	062_ol_11
Si	1,247	1,250	Te	0,059	0,113
Ti	0,000	0,000	Fo	85,574	85,242
Al	0,015	0,036	Fa	14,335	14,448
Cr	0,000	0,000	Ca-Ol	0,031	0,198
Fe3	0,000	0,000	TOTAL	100,000	100,000
Fe2	0,249	0,248			
Mn	0,001	0,002			
Mg	1,487	1,461			
Ca	0,001	0,003			
Total Cátions	3,000	3,000			

Amostra	RL-146	RL-146	Amostra	RL-146	RL-146
Unidade	059_ol_1	059_ol_2	Unidade	059_ol_1	059_ol_2
SiO2	43,117	43,449	SiO2	43,117	43,449
TiO2			TiO2	0,000	0,000
Al2O3	0,024	0,018	Al2O3	0,024	0,018
Cr2O3			Cr2O3	0,000	0,000
Fe2O3			Fe2O3	0,000	0,000
FeO	7,121	6,116	FeO	7,121	6,116
MnO	0,077	0,087	MnO	0,077	0,087
MgO	36,138	36,808	MgO	36,138	36,808
CaO	0,011	0,031	CaO	0,011	0,031
TOTAL	86,488	86,509	TOTAL	86,488	86,509
Amostra	RL-146	RL-146	Amostra	RL-146	RL-146
Unidade	059_ol_1	059_ol_2	Unidade	059_ol_1	059_ol_2
Si	1,255	1,259	Te	0,109	0,123
Ti	0,000	0,000	Fo	89,930	91,311
Al	0,001	0,001	Fa	9,941	8,511
Cr	0,000	0,000	Ca-Ol	0,020	0,055
Fe3	0,000	0,000	TOTAL	100,000	100,000
Fe2	0,173	0,148			
Mn	0,002	0,002			
Mg	1,568	1,590			
Ca	0,000	0,001			
Total Cátions	3,000	3,000			



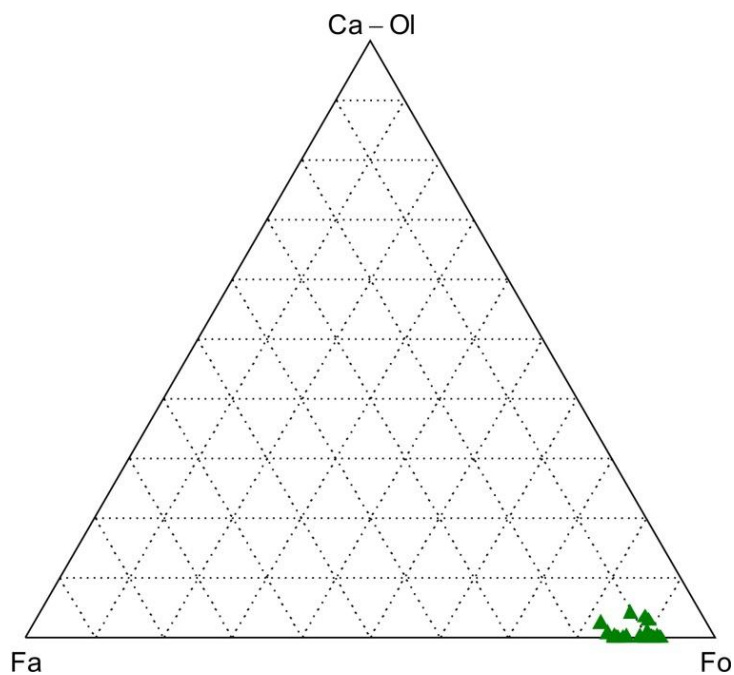
Fonte: Dados da pesquisa.

Figura 73 – Diagrama de classificação de *et* olivinas exibindo a variação composicional de olivinas de metacarbonatito do CMCAD, amostras RL-146, RL-148 e RL-149.



Fonte: Adaptado de Deer *et al.* (1978).

Figura 74 - Diagrama ternário evidenciando a composição de forsterita com algum percentual de ferro de olivinas de metacarbonatito do CMCAD, amostras RL-146, RL-148 e RL-149.

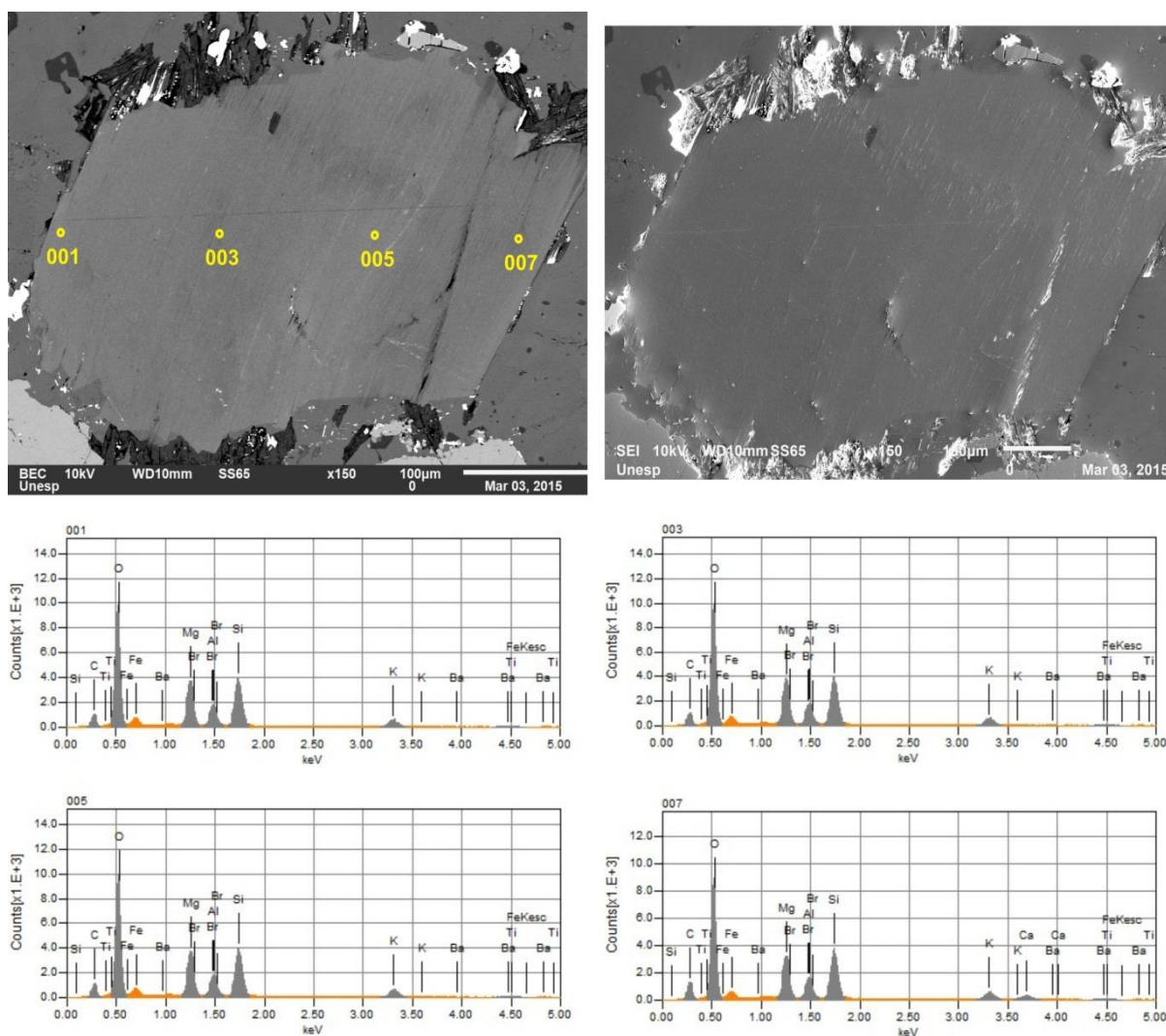


Fonte: Adaptado de Deer *et al.* (1978).

7.3 BIOTITA E/OU FLOGOPITA

Os dados obtidos através das análises de biotitas $[K_2(Mg,Fe^{+2})_{4-6}(Fe^{+3},Al,Ti)_{0-2}(Si_2Al_6O_4)(OH)_4]$ e/ou flogopitas $[K_2Mg_6[Si_2Al_6O_4](OH)_4]$ no MEV indicam tratar-se de fato de flogopitas para todas as amostras analisadas de rochas metacarbonatíticas do CMCAD (Figura 75).

Figura 75 - Imagem de microscópio eletrônico de varredura de cristal de flogopita, amostra RL-149.



Fonte: Dados da pesquisa.

Observa-se também, que estas flogopitas possuem em sua estrutura cristalinas componentes como o titânio, o ferro e o bário. O ferro costuma substituir o

magnésio, o titânio substitui o ferro e o magnésio, e o bário substitui o potássio.

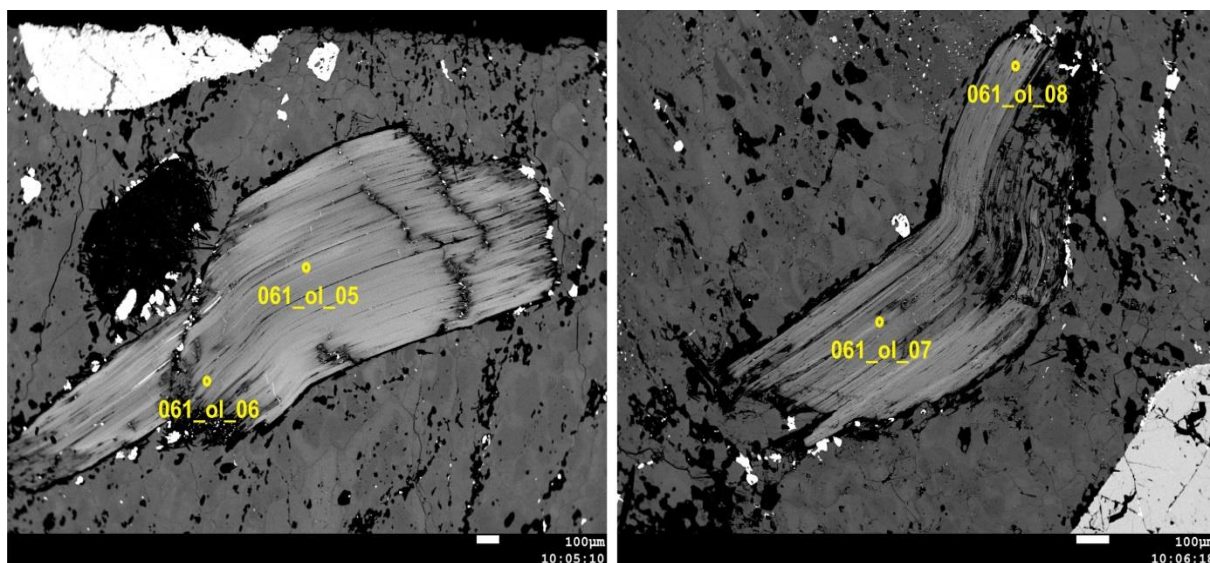
A análise química quantitativa de cristais desse mineral em microsonda eletrônica (Tabela 8, Figura 76) resultou em composição similar ao da flogopita (Figura 77; SPEER, 1984). Vale destacar o conteúdo de ferro (variando entre 5,345% e 10,280%), de titânio (variando entre 1,689% e 3,120%) e bário (variando entre 1,263% e 8,162%), que já haviam sido detectados pelo MEV.

Tabela 8 - Análise química média de flogopitas para três amostras de metacarbonatito do CMCAD. Cálculos efetuados para número de íons na base de 24 (O, OH, F).

Amostra	RL-149	RL-148	RL-147
Nº Pontos	10	10	10
SiO ₂	36,995	35,364	35,581
TiO ₂	2,666	2,137	2,335
Al ₂ O ₃	12,890	14,246	13,048
FeO	8,458	5,955	9,902
MnO	0,043	0,034	0,119
MgO	21,366	22,033	21,254
CaO	0,000	0,000	0,000
Na ₂ O	0,254	0,438	0,147
K ₂ O	7,795	6,490	7,042
BaO	3,575	6,245	4,281
F	1,016	0,665	0,872
Li ₂ O*	0,000	0,000	0,000
H ₂ O*	3,508	3,609	3,515
Subtotal	98,564	97,215	98,094
O = F, Cl	0,428	0,280	0,367
TOTAL	98,136	96,935	97,727
Si	5,561	5,402	5,431
Ti	0,301	0,246	0,268
Al ⁺⁴	2,284	2,561	2,348
Al ⁺⁶	0,000	0,005	0,000
Fe	1,063	0,761	1,264
Mn	0,005	0,004	0,015
Mg	4,787	5,019	4,836
Ca	0,000	0,000	0,000
Na	0,074	0,130	0,043
K	1,494	1,264	1,371
Ba	0,211	0,375	0,256
Li*	0,000	0,000	0,000
Subtotal	15,781	15,766	15,834
F	0,483	0,322	0,421
OH*	3,517	3,678	3,579
TOTAL	19,781	19,766	19,834
Y total	6,157	6,035	6,384
X total	1,779	1,768	1,671
Al total	2,284	2,566	2,348

Legenda: * valores calculados. **Fonte:** Dados da pesquisa.

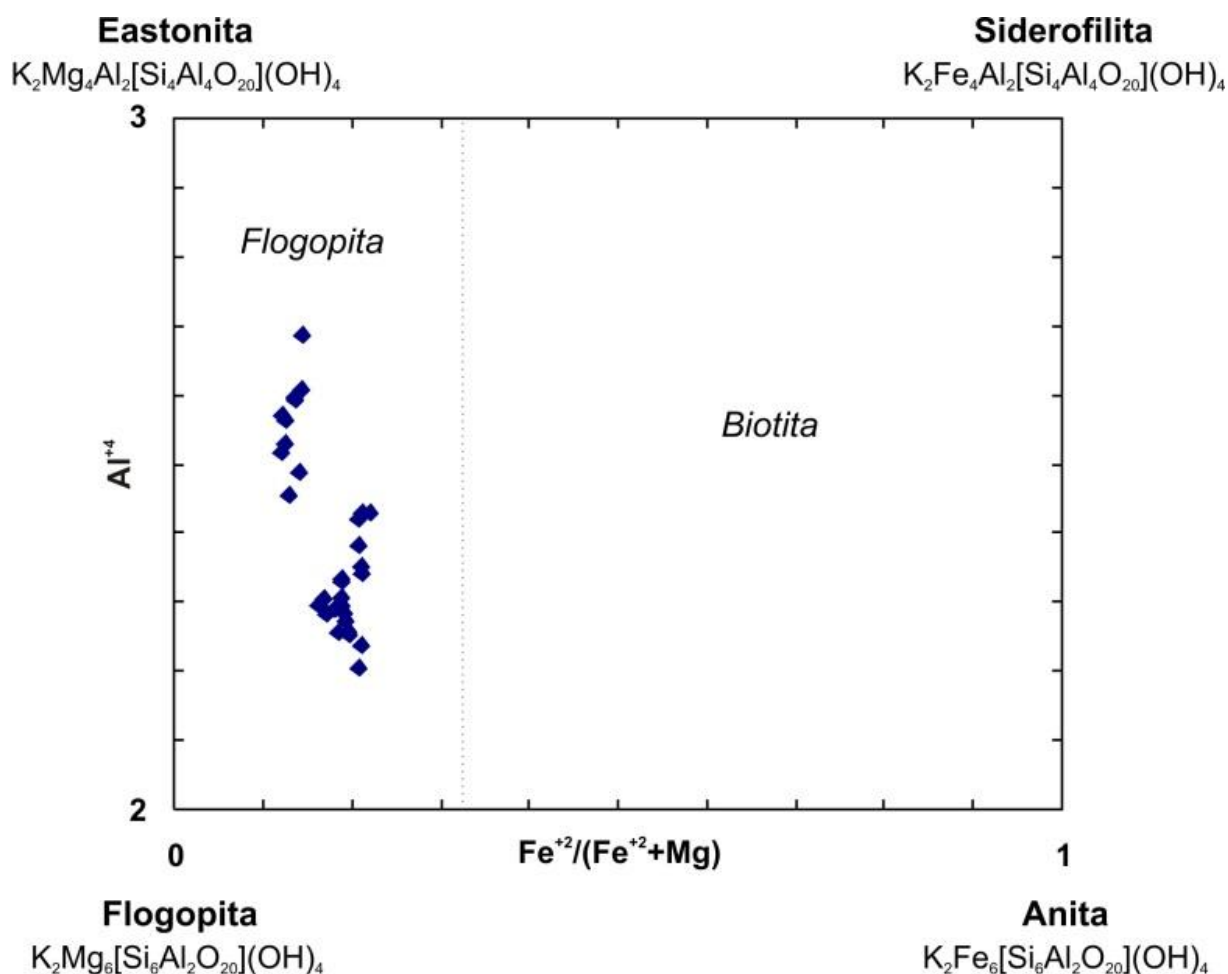
Figura 76 - Análise química quantitativa de flogopitas em microsonda eletrônica evidenciando a variação composicional desses minerais em metacarbonatito do CMCAD, amostras RL-148.



Amostra	RL-061	RL-061	RL-061	RL-061	Amostra	RL-061	RL-061	RL-061	RL-061
Unidade	061_bt_05	061_bt_06	061_bt_07	061_bt_08	Unidade	061_bt_05	061_bt_06	061_bt_07	061_bt_08
SiO ₂	36,746	36,031	35,913	33,584	SiO ₂	36,746	36,031	35,913	33,584
TiO ₂	1,937	1,832	2,005	1,969	TiO ₂	1,937	1,832	2,005	1,969
Al ₂ O ₃	14,107	14,190	14,136	13,634	Al ₂ O ₃	14,107	14,190	14,136	13,634
FeO	6,41	5,724	5,669	5,345	FeO	6,410	5,724	5,669	5,345
MnO	0,02	0,053	0,044	0,052	MnO	0,020	0,053	0,044	0,052
MgO	22,068	23,331	22,38	21,615	MgO	22,068	23,331	22,380	21,615
CaO					CaO	0,000	0,000	0,000	0,000
Na ₂ O	0,544	0,279	0,477	0,306	Na ₂ O	0,544	0,279	0,477	0,306
K ₂ O	7,06	6,542	6,597	5,993	K ₂ O	7,060	6,542	6,597	5,993
BaO	5,306	5,343	5,986	6,381	BaO	5,306	5,343	5,986	6,381
F	0,627	0,636	0,704	0,685	F	0,627	0,636	0,704	0,685
Li ₂ O*					Li ₂ O*	0,000	0,000	0,000	0,000
H ₂ O*					H ₂ O*	3,702	3,679	3,618	3,425
Subtotal					Subtotal	98,527	97,640	97,529	92,989
O=F,Cl					O=F,Cl	0,264	0,268	0,296	0,288
TOTAL	94,561	93,693	93,615	89,276	TOTAL	98,263	97,373	97,233	92,701
Amostra	RL-061	RL-061	RL-061	RL-061	Amostra	RL-061	RL-061	RL-061	RL-061
Unidade	061_bt_05	061_bt_06	061_bt_07	061_bt_08	Unidade	061_bt_05	061_bt_06	061_bt_07	061_bt_08
Si	5,509	5,427	5,449	5,370	Y total	5,960	6,174	6,016	6,111
Ti	0,218	0,208	0,229	0,237	X total	1,820	1,654	1,773	1,717
Al+4	2,491	2,519	2,528	2,570	Al total	2,493	2,519	2,528	2,570
Al+6	0,003	0,000	0,000	0,000					
Fe	0,804	0,721	0,719	0,715					
Mn	0,003	0,007	0,006	0,007					
Mg	4,932	5,239	5,062	5,152					
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000					
Na	0,158	0,081	0,140	0,095					
K	1,350	1,257	1,277	1,222					
Ba	0,312	0,315	0,356	0,400					
Li*	0,000	0,000	0,000	0,000					
Subtotal	15,780	15,775	15,766	15,767					
F	0,297	0,303	0,338	0,346					
OH*	3,703	3,697	3,662	3,654					
TOTAL	19,780	19,775	19,766	19,767					

Fonte: Dados da pesquisa.

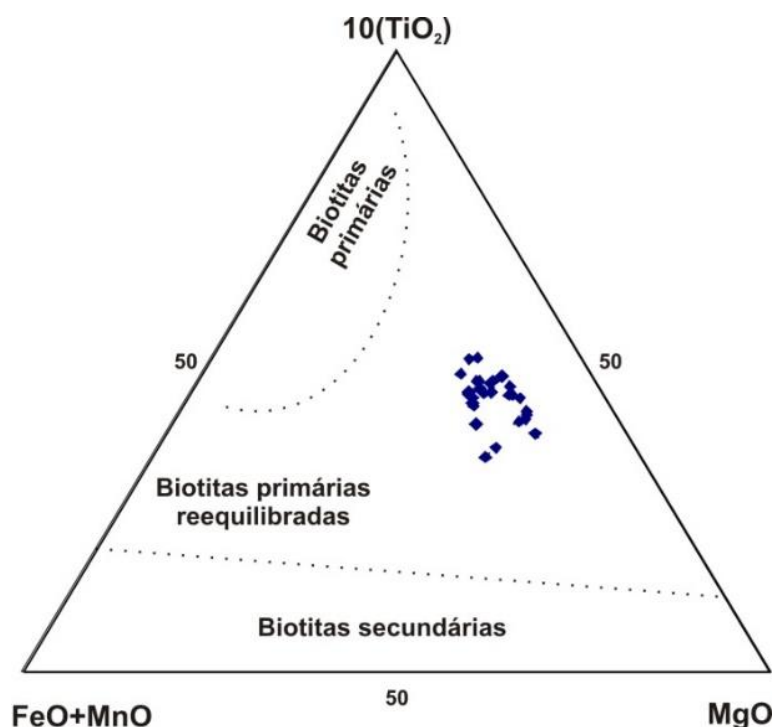
Figura 77 - Variação composicional de flogopitas de metacarbonatito do CMCAD, amostras RL-147, RL-148 e RL-149.



Fonte: Adaptado de Speer (1984).

Ao plotar as análises químicas das flogopitas no diagrama ternário de classificação da origem de minerais do grupo da biotita (Figura 78; NACHIT *et al.* 2005), estas caem no campo de biotitas primárias reequilibradas. Isso sugere que as flogopitas, que geralmente encontram-se deformadas ductilmente, tiveram sua composição afetada por um ou mais eventos tectono-termois registrados na região.

Figura 78 - Diagrama ternário de classificação da origem de minerais do grupo da biotita para amostras de flogopita de metacarbonatito do CMCAD, amostras RL-147, RL-148 e RL-149.



Fonte: Adaptado de Nachit *et al.* (2005).

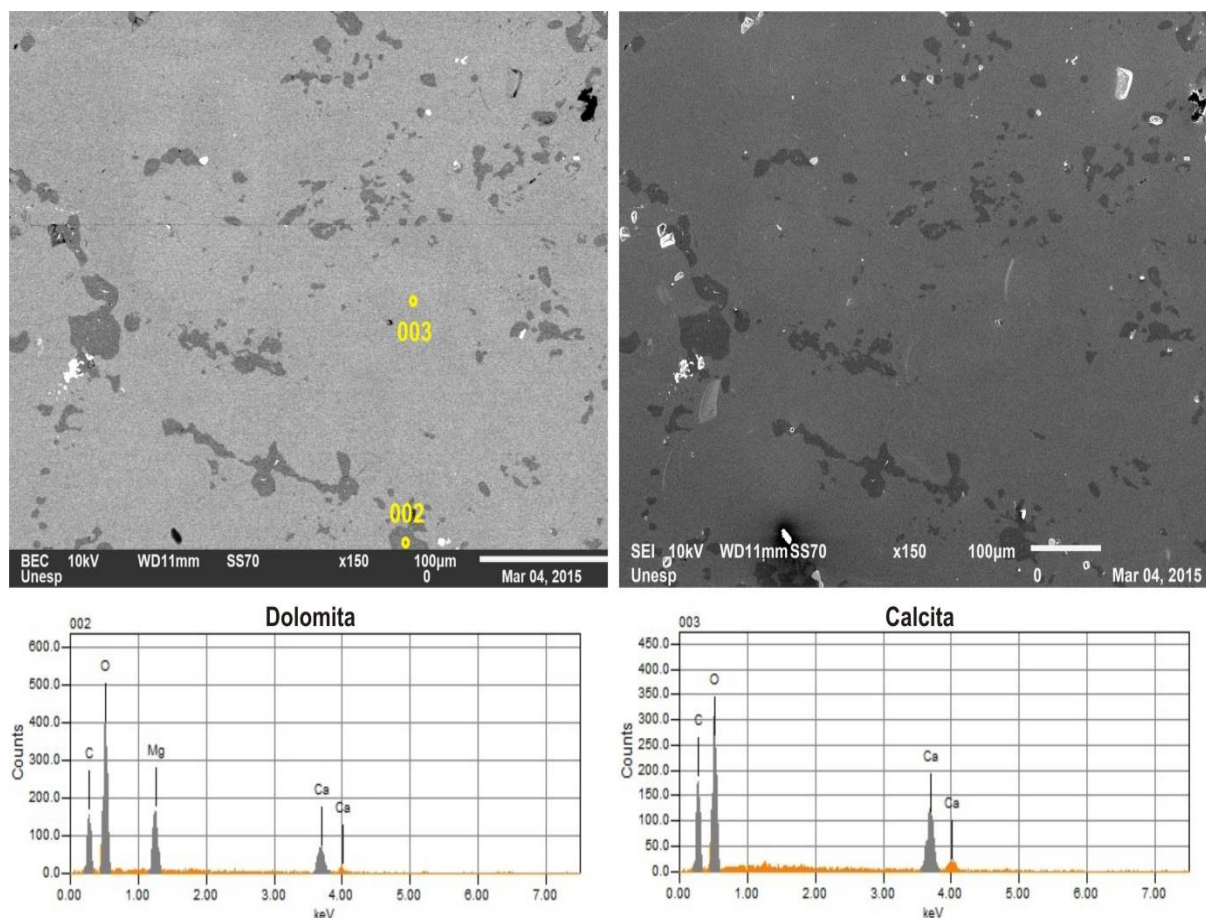
7.4 CARBONATO

Ao analisar os cristais de carbonato no MEV observa-se cristais de dolomita $[\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2]$ exsolvidos em cristais de calcita $[\text{CaCO}_3]$, feição que se propaga por todas as amostras (Figura 79), e que na análise petrográfica era confundida com mica branca.

O carbonato é um dos minerais essenciais em carbonatito, e nas rochas do CMCAD são a matriz suporte das rochas metacarbonatíticas, sendo predominantemente cálcico.

A variação composicional dos subtipos carbonáticos identificados possibilita a presença marcante de calcita nas fácies calciocarbonatito e, conseqüentemente um aumento de dolomita, se faz presente nas fácies magnesiocarbonatito e nas fácies ferrocarbonatito espera-se pela presença de conteúdos ferrosos assinaláveis (anqueríticos), principalmente na proximidade imediata dos locais enriquecidos em magnetita.

Figura 79 - Imagem de microscópio eletrônico de varredura de cristal de calcita com exsoluções de dolomita, amostra RL-148.

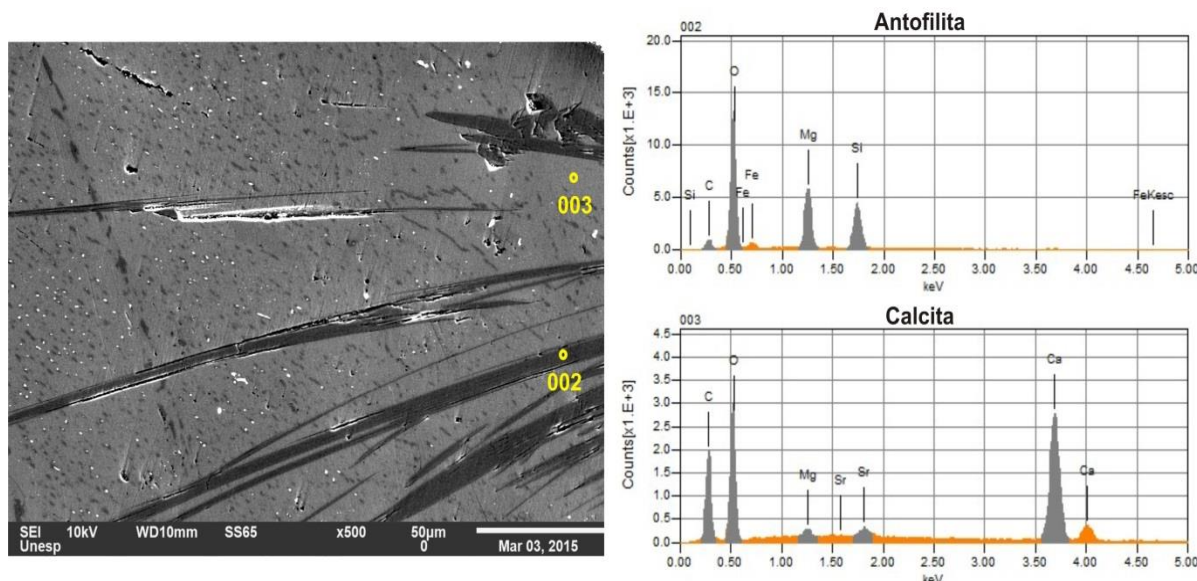


Fonte: Dados da pesquisa.

O episódio tardio de carbonatos apresenta modo de ocorrência mais comum corresponde a preenchimentos tardios (intersticiais ou em fraturas), podendo também selar redes anastomosadas de venulações muitas vezes associados a produtos de transformação dos carbonatos preexistentes durante processos metassomáticos/hidrotermais e muitas vezes intensificados pela meteorização química.

Nota-se ainda, a presença de cristais de antofilita $[(\text{Mg}, \text{Fe}^{+2})_7\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH}, \text{F})_2]$ de hábito acicular crescendo a partir das bordas dos pseudomorfos de olivina e adentrando na massa carbonática (Figura 80). Bem como, que a calcita apresenta algum percentual de magnésio e estrôncio em substituição ao cálcio.

Figura 80 - Imagem de microscópio eletrônico de varredura de detalhe do cristal de antofilita crescido entre grãos de calcita, amostra RL-149.



Fonte: Dados da pesquisa.

7.5 ÓXIDOS

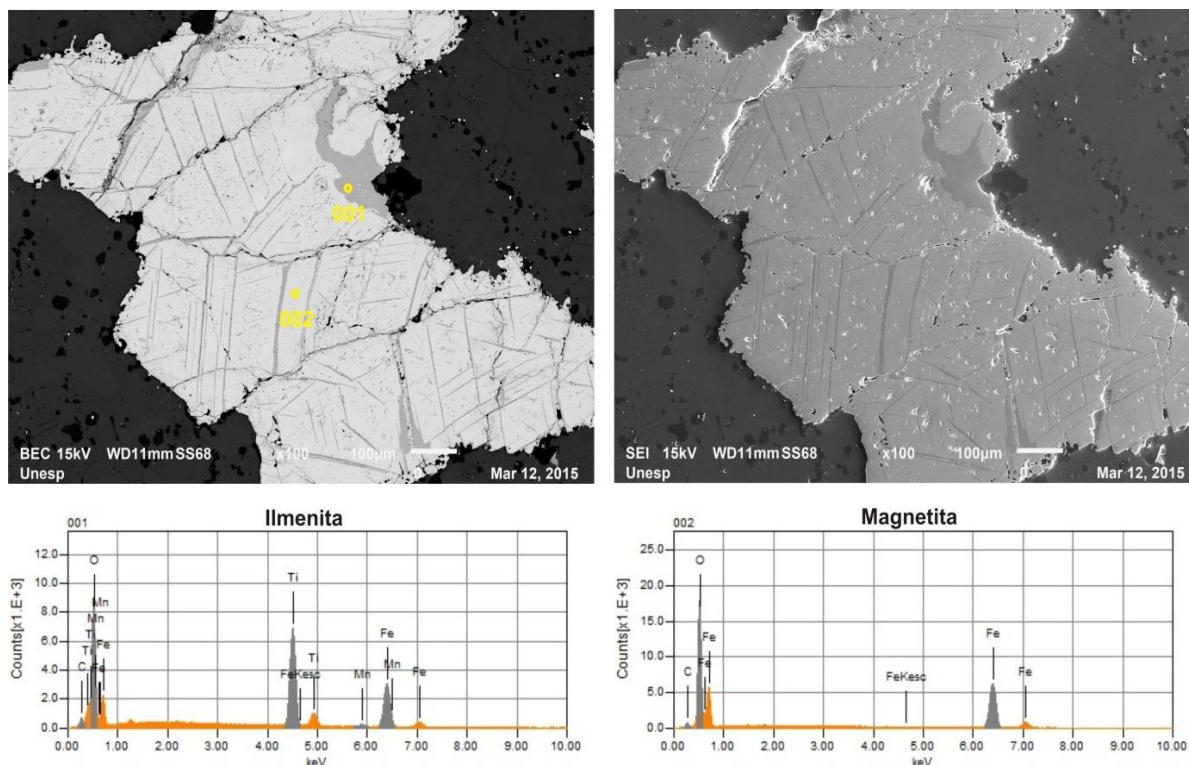
A magnetite constitui uma fase importante das rochas constituintes dos ferro metacarbonatíticos e em menor intensidade estas disseminações de magnetita ocorrem nas demais associações carbonáticas.

Não obstante a intensidade dos processos metassomáticos e da meteorização química, é possível observar núcleos de óxidos de ferro primários (magnetíticos) nas amostras as quais por vezes encontram-se em concentrações cumuláticas nas rochas metacarbonatíticas.

Os dados obtidos através das análises de óxidos no MEV indicam tratar-se de magnetita [$\text{Fe}^{+2}\text{Fe}^{+3}\text{O}_4$] com exsolução de ilmenita [$\text{Fe}^{+2}\text{TiO}_3$] em todas as amostras do carbonatito do CMCAD analisadas (Figura 81). Esses mesmos dados revelam que a estrutura cristalina da ilmenita contém manganês em substituição do ferro.

A análise química quantitativa de cristais desses minerais em microsonda eletrônica (Tabela 9, Figura 82) resultou em composição igual ao da magnetita e da ilmenita. Vale destacar o conteúdo de manganês na ilmenita (variando entre 1,889% e 2,300%), que já havia sido detectados pelo MEV.

Figura 81 - Imagem de microscópio eletrônico de varredura de cristal de magnetita com exsolução de ilmenita, amostra RL-147.



Fonte: Dados da pesquisa.

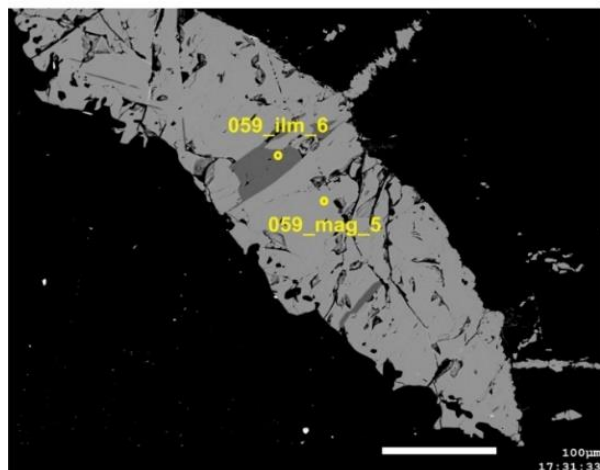
Ao plotar as análises químicas das magnetitas e ilmenitas no diagrama ternário de classificação para minerais do grupo do espinélio (Figura 83; DEER *et al.* 1992), as amostras plotam no campo corresponde, mas demonstram um leve enriquecimento em titânio. As amostras de magnetita exibem um certo enriquecimento em ferro férrico.

Tabela 9 - Análise química média de (magnetita e ilmenita) para três amostras de metacarbonatito do CMCAD. Cálculos efetuados para número de íons na base de 32 oxigênios para a magnetita e na base de 6 oxigênio para a ilmenita.

Amostra	RL-149	RL-148	RL-147	RL-146	Todas
Mineral	Magnetita	Magnetita	Magnetita	Magnetita	Ilmenita
Nº Pontos	8	6	6	6	5
SiO ₂	0,082	0,195	0,148	0,104	0,017
TiO ₂	0,180	0,250	0,245	0,171	51,412
Al ₂ O ₃	0,016	0,067	0,108	0,021	0,010
Cr ₂ O ₃	-0,005	0,005	0,001	0,001	-0,002
V ₂ O ₃	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ₂ O ₃	67,165	65,901	67,134	67,615	2,419
FeO	30,182	29,772	30,580	30,196	41,947
MnO	0,005	0,041	0,028	0,024	2,073
MgO	0,118	0,230	0,149	0,149	1,098
CaO	0,266	0,308	0,152	0,393	0,128
ZnO	0,013	-0,001	0,009	0,004	0,108
TOTAL	98,022	96,766	98,552	98,675	99,209
Si	0,026	0,062	0,046	0,032	0,001
Ti	0,042	0,060	0,057	0,040	1,953
Al	0,006	0,025	0,040	0,008	0,001
Cr	-0,001	0,001	0,000	0,000	0,000
V	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ⁺³	15,859	15,730	15,753	15,848	0,092
Fe ⁺²	7,919	7,897	7,974	7,864	1,772
Mn	0,001	0,011	0,007	0,006	0,089
Mg	0,055	0,109	0,069	0,069	0,083
Ca	0,089	0,105	0,051	0,132	0,007
Zn	0,003	0,000	0,002	0,001	0,004
TOTAL	24,000	24,000	24,000	24,000	4,000

Fonte: Dados da pesquisa.

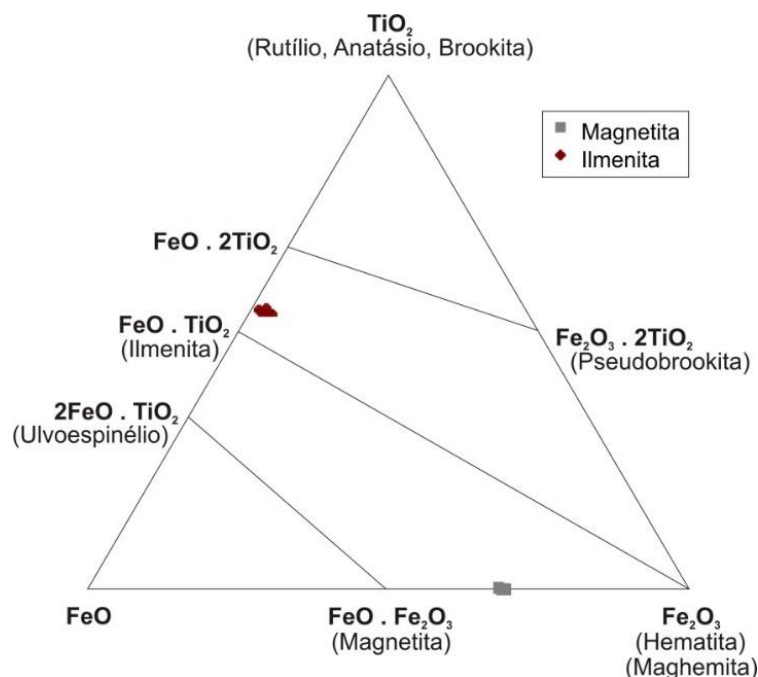
Figura 82 - Análise química quantitativa de magnetita e ilmenita em microsonda eletrônica evidenciando a composição desses minerais em metacarbonatito do CMCAD, amostras RL-146.



Amostra	RL-146	RL-146	Amostra	RL-146	RL-146
Mineral	Magnetita	Ilmenita	Mineral	Magnetita	Ilmenita
Unidade	059_mag_5	059_ilm_6	Unidade	059_mag_5	059_ilm_6
SiO ₂	0,028	0,012	SiO ₂	0,028	0,012
TiO ₂	0,258	51,426	TiO ₂	0,258	51,426
Al ₂ O ₃	0,071	-0,004	Al ₂ O ₃	0,071	-0,004
Cr ₂ O ₃	0,018	-0,001	Cr ₂ O ₃	0,018	-0,001
V ₂ O ₃			V ₂ O ₃	0,000	0,000
Fe ₂ O ₃			Fe ₂ O ₃	67,778	2,359
FeO	91,727	45,110	FeO	30,737	42,987
MnO	0,029	1,889	MnO	0,029	1,889
MgO	0,110	0,755	MgO	0,110	0,755
CaO	0,073	0,003	CaO	0,073	0,003
ZnO	0,032	0,023	ZnO	0,032	0,023
TOTAL	92,346	99,213	TOTAL	99,134	99,449
Si	0,009	0,001			
Ti	0,060	1,955			
Al	0,026	0,000			
Cr	0,004	0,000			
V	0,000	0,000			
Fe+3	15,832	0,090			
Fe+2	7,979	1,817			
Mn	0,008	0,081			
Mg	0,051	0,057			
Ca	0,024	0,000			
Zn	0,007	0,001			
TOTAL	24,000	4,000			

Fonte: Dados da pesquisa.

Figura 83 - Diagrama ternário de classificação para minerais do grupo do espinélio para amostras de magnetita e ilmenita de metacarbonatito do CMCAD, amostras RL-146, RL-147, RL-148 e RL-149.



Fonte: Adaptado de Deer *et al.* (1992).

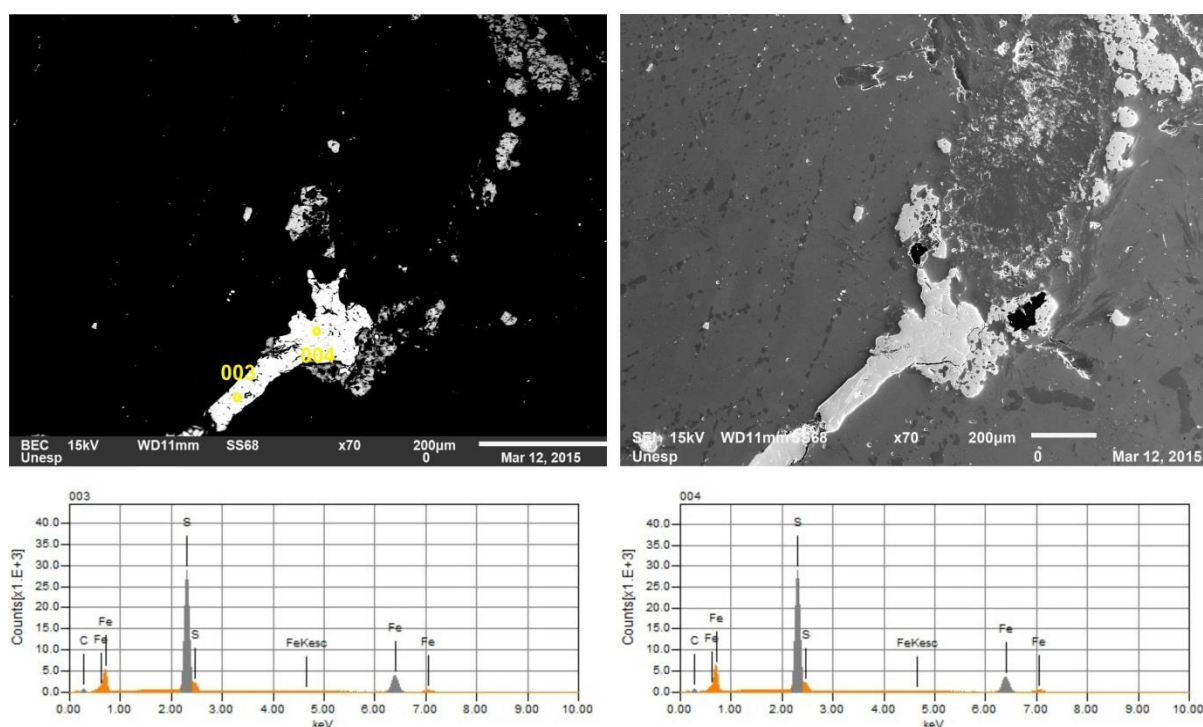
7.6 MINERAIS ACESSÓRIOS/OPACOS/ALTERAÇÕES

Os minerais acessórios/opacos ocorrem quase sempre em quantidades pequenas e são representados por magnetita (discutida anteriormente), badeleita e por sulfetos (pirita, calcopirita e pirrotita) e sulfatos (celestita).

Constituem predominantemente grânulos subidiomórficos a xenomórficos exibindo formas cúbicas a irregulares. Ocorrem como inclusão no carbonato, sempre com dimensões restritas, ou nas bordas e centro das olivinas serpentinizadas.

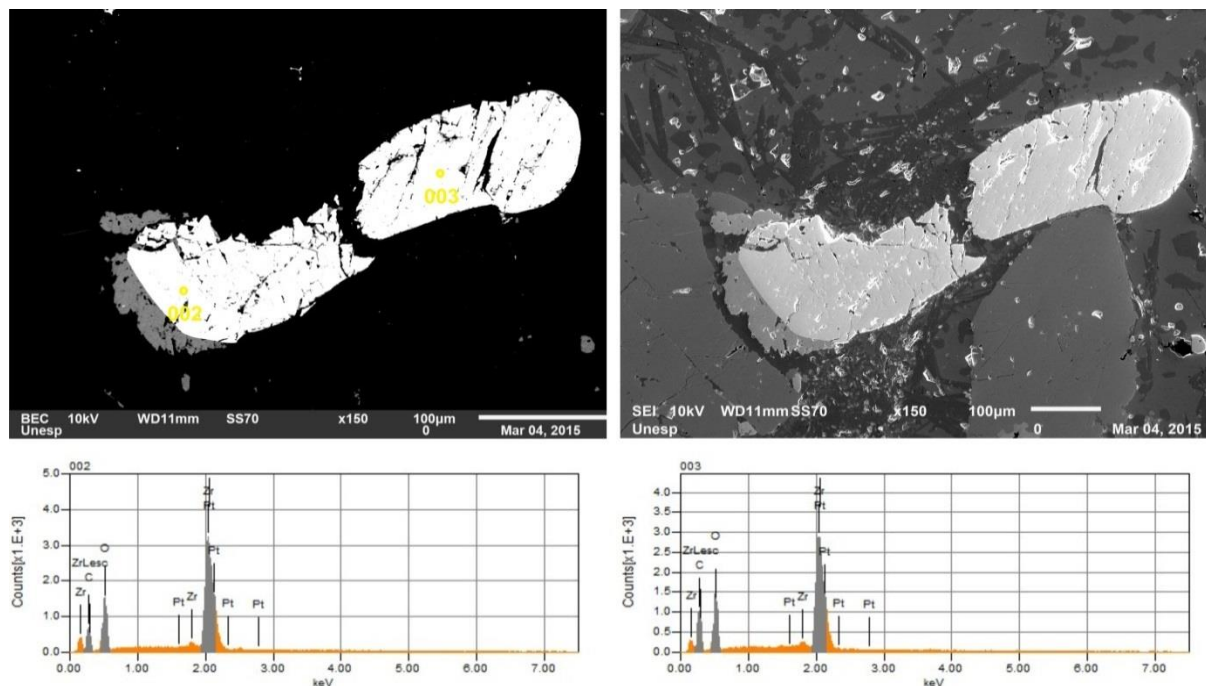
Dentre os minerais analisados foram caracterizados para as amostras de metacarbonatito do CMCAD sulfetos (pirrotita) $[\text{Fe}_{(1-x)}\text{S}]$, badeleita $[\text{ZrO}_2]$, sulfato $[\text{SrSO}_4]$ e oxi-hidróxidos de ferro. Os cristais de sulfeto, ao ser analisado no MEV, são caracterizados como pirrotita (Figura 84). O cristal de badeleíta, ao ser analisado no MEV, registrou a presença de platina na sua composição química (Figura 85).

Figura 84 - Imagem de microscópio eletrônico de varredura de cristal de pirrotita, amostra RL-147.



Fonte: Dados da pesquisa.

Figura 85 - Imagem de microscópio eletrônico de varredura de cristal de badeleíta, amostra RL-148.



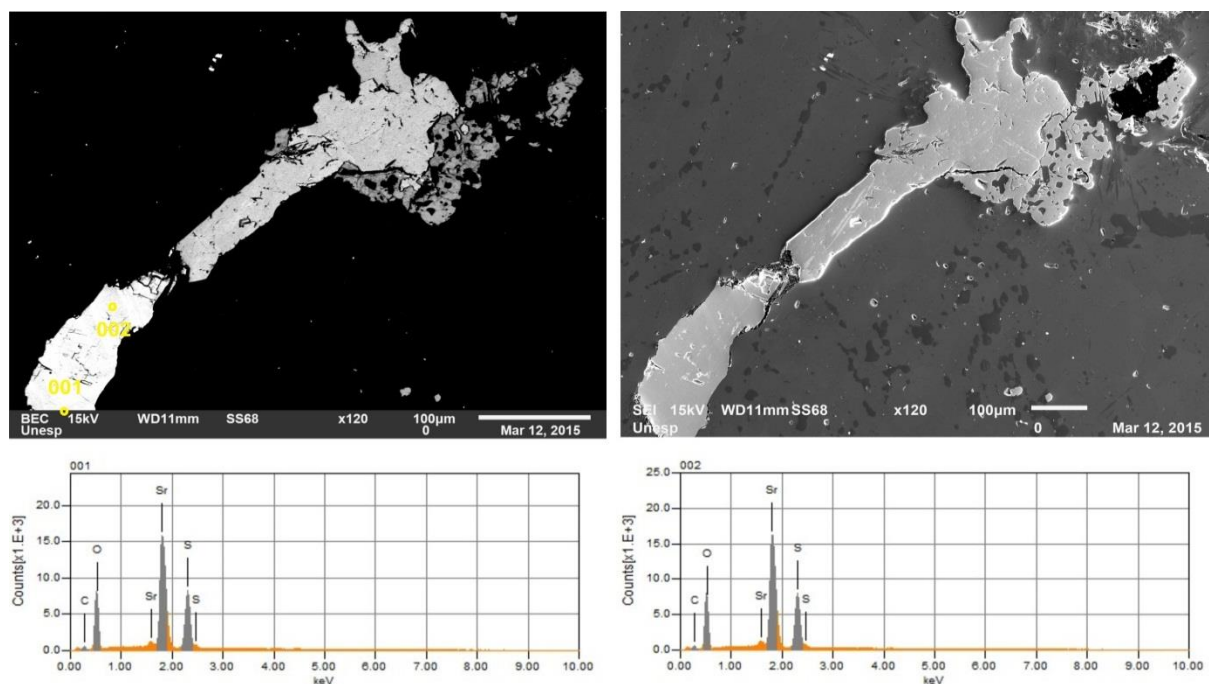
Fonte: Dados da pesquisa.

Ao analisar os cristais de sulfato no MEV observa-se cristais de celestita [SrSO_4] (Figura 86) e de mineral de composição intermediária entre a barita [BaSO_4] e a celestina, com predominância de estrôncio em relação ao bário, configurando um baritocelastita [$(\text{Ba}, \text{Sr})\text{SO}_4$], que ocorre preenchendo fraturas nos grãos de calcita (Figura 87).

É comum a presença de minerais secundários neoformados de óxidos de ferro-hematita ($\text{Fe}^{3+}_2\text{O}_3$) e hidróxido de ferro-goethita [$\text{Fe}^{3+}\text{O}(\text{OH})$] e hidróxido de Ba e Mn (romanechite) $(\text{Ba}, \text{Mn}^{2+})_3(\text{O}, \text{OH Mn}_8\text{O}_{16})$, que se desenvolvem ao redor do cristal hospedeiro em forma de agregados criptocristalinos. A goethite e os oxihidróxido Mn surgem no seguimento do desenvolvimento tardio dos processos metassomáticos e apresentam, localmente, texturas rendilhadas particulares, evidenciando diversos eventos de substituição.

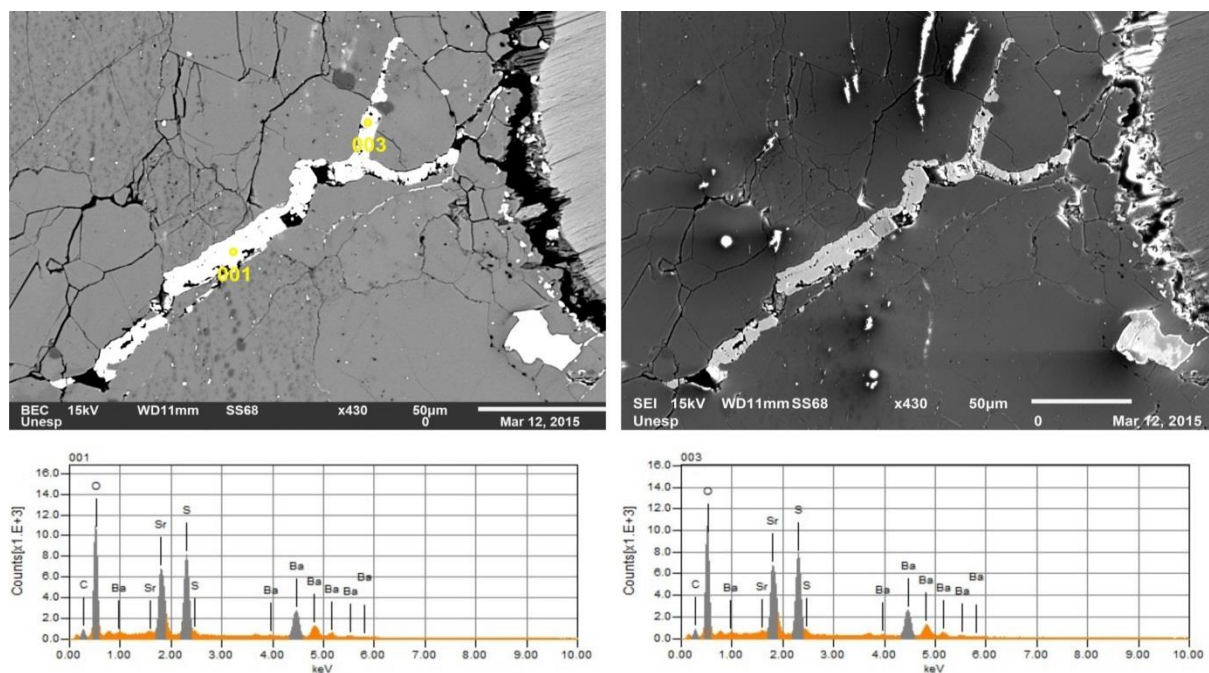
Esses minerais apresentam granularidade fina e morfologia xenomórfica e estão presente ao redor do cristal transformado parcialmente (hospedeiro) na forma de agregados criptocristalinos, películas envolvendo apatitas, disseminações matriciais tardias, intercrescida com outras fases minerais tardias, preenchendo microfraturas e lateralmente as redes anastomosadas de veios e venulações.

Figura 86 - Imagem de microscópio eletrônico de varredura de cristal de celestita, amostra RL-147.



Fonte: Dados da pesquisa.

Figura 87 - Imagem de microscópio eletrônico de varredura de cristal de baritocelstita preenchendo fraturas na calcita, amostra RL-147.

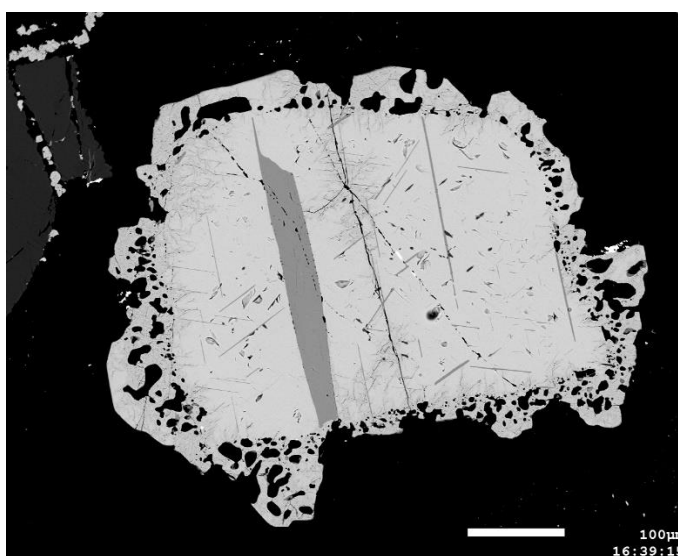


Fonte: Dados da pesquisa.

A hematita ocorre preponderantemente nas orlas de oxidação tardia de minerais primários como a magnetita. É ainda uma fase importante dos precipitados minerais que selam fraturas diversas em amostras do núcleo ferro carbonatítico e apresentam evidências de meteorização química. Porém, quando da presença de hematita, esta encontra-se parcialmente substituída por oxi-hidróxidos, tipo goethita e lepidocrocita [$\text{Fe}^{+3}\text{O}(\text{OH})$].

Os hidróxidos de Fe (goethita) são dominantes e os hidróxidos Mn e Ba (romanechite) podem estar presentes embora, com menos frequência. Em minerais opacos maiores de magnetita e hematita são comuns transformações para hidróxidos de Fe (goethite/lepidocrocite) (Figura 88).

Figura 88 - Imagem de microscópio eletrônico de varredura de cristal magnetita com exsolução de ilmenita com bordas constituída por hidróxido de ferro, amostra RL-147.



Fonte: Dados da pesquisa.

Os minerais são corados quando parcialmente transformados nas suas bordas ou totalmente modificado pela alteração da meteorização química. Apresentam cores amarelos, amarelo-alaranjados correspondem a associação mineral goethita/lepidocrocita.

O intemperismo dos complexos carbonatíticos, além de concentrar a apatita, pode originar alumino-fosfatos, ricos de TR, sendo os mais comuns os do grupo da crandalita $\text{CaAl}_3(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_5 \cdot \text{H}_2\text{O}$: goyazita $\text{SrAl}_3(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_5 \cdot \text{H}_2\text{O}$; gorceixita

$\text{BaAl}_3(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_5 \cdot \text{H}_2\text{O}$; florencita $\text{CeAl}_3(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_6$; plumbogumita $[\text{PbAl}_3(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_5]$. Nas situações mais superficiais da jazida de Angico dos Dias ocorrem gorceixita e/ou goiazita como produtos resultantes da ação intempérica sobre a apatita, estando restritas às porções comumente estéreis (KAHN *et al.*, 1990).

CAPITULO VIII

8 ANÁLISE GEOQUÍMICA DAS ROCHAS DO CMCAD

Foram coletadas 21 amostras de rocha para análise química de elementos maiores, traços e terras raras. São 17 amostras relacionadas aos metacarbonatito e 04 às demais rochas do CMCAD (Tabela 10).

Tabela 10 - Relação de amostras utilizadas em análises geoquímicas.

	Qt	Siglas	Amostras
Rochas Metacarbonatíticas (17 amostras)	01	Ap MC.	Apatita Metacarbonatito
	07	Ol-Ap MC.	Olivina-Apatita Metacarbonatito
	01	Phl-Ap-Ol MC.	Flogopita-Apatita-Olivina Metacarbonatito
	05	Ol-Ap-Bt/Phl MC.	Olivina-Apatita-Biotita/Flogopita Metacarbonatito
	03	MC. S.	Metacarbonatito Silicificado
Demais Rochas do CMCAD (04 amostras)	01	MS. P.	Metassienito Pegmatoide
	02	MSG.	Metassienogranito
	01	B.	Biotitito

Fonte: Autor.

A caracterização litogeoquímica das amostras de rochas do CMCAD recorreu a diagramas discriminantes e a demais projeções adequadas aos propósitos do presente estudo, considerando as observações petrográficas e resultados de química mineral adquiridos.

8.1 METACARBONATITOS

Os metacarbonatitos foram individualizados, em função da variação da composição modal, em cinco litofácies: o apatita metacarbonatito, o olivina-apatita metacarbonatito, o flogopita-apatita-olivina metacarbonatito, o olivina-apatita-biotita/flogopita metacarbonatito e metacarbonatito silicificado. Foram coletadas amostras de rocha para análise geoquímica de todos os cinco (Tabelas 11 e 12), que foram plotadas juntas nos diagramas de tratamento geoquímico por serem consideradas de mesma origem.

8.1.1 Elementos Maiores

Ao plotar os parâmetros geoquímicos no diagrama C-M-F definido por Cao-MgO-(FeO_T+MnO) de classificação para rochas metacarbonatíticas (Figura 89; WOLLEY, 1982), verifica-se que das 17 amostras existentes:

- I. 07 podem ser classificadas como **calciocarbonatito**, dentre elas a única amostra do apatita metacarbonatito (RL-69-D), cinco amostras do olivina-apatita metacarbonatito (RL-02-B, RL-02-B, RL-06-B, RL-66-B e RL-68-B) e uma amostra do metacarbonatito silicificado (RL-23-B),
- II. 07 podem ser classificadas como **ferrocarbonatito**, sendo uma amostra do olivina-apatita metacarbonatito (RL-67-B), quatro amostras do olivina-apatita-biotita/flogopita metacarbonatito (RL-01-D, RL-03-A, RL-03-G e RL-69-B) e duas amostras do metacarbonatito silicificado (RL-65-B e RL-65-E),
- III. 03 podem ser classificadas como **magnesiocarbonatito**, contendo uma amostra do olivina-apatita metacarbonatito (RL-66-D), uma amostra do flogopita-apatita-olivina metacarbonatito (RL-68-B) e uma amostra do olivina-apatita-biotita/flogopita metacarbonatito (RL-01-B).

Tabela 11 - Resultado de análises químicas para amostras das cinco litofácies de metacarbonatitos do CMCAD.

Amostra	Ap MC.	OI-Ap MC.							Phi-Ap-OI MC.
	RL-69-D	RL-02-B	RL-06-D	RL-02-D	RL-06-B	RL-66-B	RL-66-D	RL-67-B	RL-68-B
SiO ₂	0,23	0,97	7,5	2,58	2,55	0,66	5,78	3,46	0,57
TiO ₂	0,06	0,02	0,11	0,14	0,08	0,04	0,07	0,19	0,03
Al ₂ O ₃	0,12	0,24	0,86	0,26	0,25	0,11	0,6	0,11	0,06
Fe ₂ O ₃	2,35	1,95	5,08	6,02	3,79	2,28	4,68	7,27	1,74
MnO	0,09	0,1	0,16	0,15	0,15	0,13	0,14	0,25	0,1
Cr ₂ O ₃	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
MgO	1,79	2,12	7,41	3,17	4,19	2,37	6,17	3,67	2,29
CaO	49,93	49,36	39	44,98	45,97	49,37	41,14	41,8	49,63
Na ₂ O	0,07	0,07	0,05	0,05	0,05	0,05	0,04	0,06	0,07
K ₂ O	0,02	0,03	0,28	0,05	0,07	0,04	0,21	0,02	0,03
P ₂ O ₅	5,8	6,91	9,65	10,05	7,71	6,07	6,83	8,89	6,13
LOI	37	35,47	25,11	29,17	31,71	35,5	29,88	29,55	36,44
TOTAL	97,45	97,22	95,21	96,6	96,49	96,61	95,53	95,27	97,09
Si (%)	-	-	-	-	-	-	-	-	-
V	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Co	5,5	5,5	14,1	20,7	10,5	5,9	15	12,1	5,4
Ni	21	24	24	56	27	19	37	59	28
Cu	11	12	11	18	12	12	13	12	12
Zn	25	27	51	38	26	27	40	82	23
Ga	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	2,5	<0,1
Rb	0,5	2,2	9,1	1,7	2,3	1,1	5,5	0,7	0,6
Sr	15374	14793	11069	12537	13704	16299	11971	12361	15168
Y	101,89	117,61	94,89	115,68	101,67	105,44	88,66	92,71	106,24
Zr	15	102	232	281	409	93	304	314	21
Nb	<0,05	<0,05	0,22	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	1,29	<0,05
Mo	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2
Pd (ppb)	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Ag	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Sn	<0,3	<0,3	<0,3	<0,3	<0,3	<0,3	<0,3	0,4	<0,3
Cs	<0,05	0,63	0,31	0,13	0,08	<0,05	0,16	<0,05	<0,05
Ba	2103	1789	1876	1061	1177	1621	1914	925	3933
Hf	0,34	1,48	3,54	3,86	5,39	1,22	3,54	2,99	0,42
Ta	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	0,14	<0,05
W	<0,1	2	0,1	0,2	0,2	<0,1	0,2	<0,1	0,2
Pt (ppb)	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Au (ppb)	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Hg	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Tl	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Th	5,7	11,6	17,9	17	13,5	9,1	10,3	12,8	7,6
U	0,47	1,01	1,9	1,95	1,38	0,84	1,06	2,57	0,69
La	835,5	883,9	673,7	852,4	761	805,7	672,5	689,2	884,3
Ce	1727	1854	1499	1836	1634	1681	1463	1430	1838
Pr	211,71	230,4	190,64	231,74	207,18	207	183,89	174,4	225,44
Nd	842,5	928,8	774,5	937,4	828,4	825,1	735,5	677,2	895,1
Sm	124,2	135,9	119,2	141,3	126,1	121,7	110,7	100,8	131,2
Eu	31,35	35,38	30	34,44	30,93	30,52	27,76	24,86	32,48
Gd	73,54	83,55	71,15	83,4	75,76	73,01	64,84	59,8	76,3
Tb	6,81	7,78	6,58	7,75	7,17	6,87	6,13	5,69	7,17
Dy	24,36	27,51	23,17	27,45	24,56	25,05	21,61	20,7	25,3
Ho	3,27	3,68	3,06	3,62	3,25	3,35	2,86	2,91	3,37
Er	6,36	7,27	5,92	7,09	6,33	6,64	5,63	5,78	6,59
Tm	0,62	0,7	0,55	0,71	0,61	0,64	0,52	0,62	0,63
Yb	3,1	3,5	2,7	3,2	3	3,2	2,7	3,2	3,2
Lu	0,34	0,41	0,32	0,39	0,35	0,36	0,31	0,4	0,36

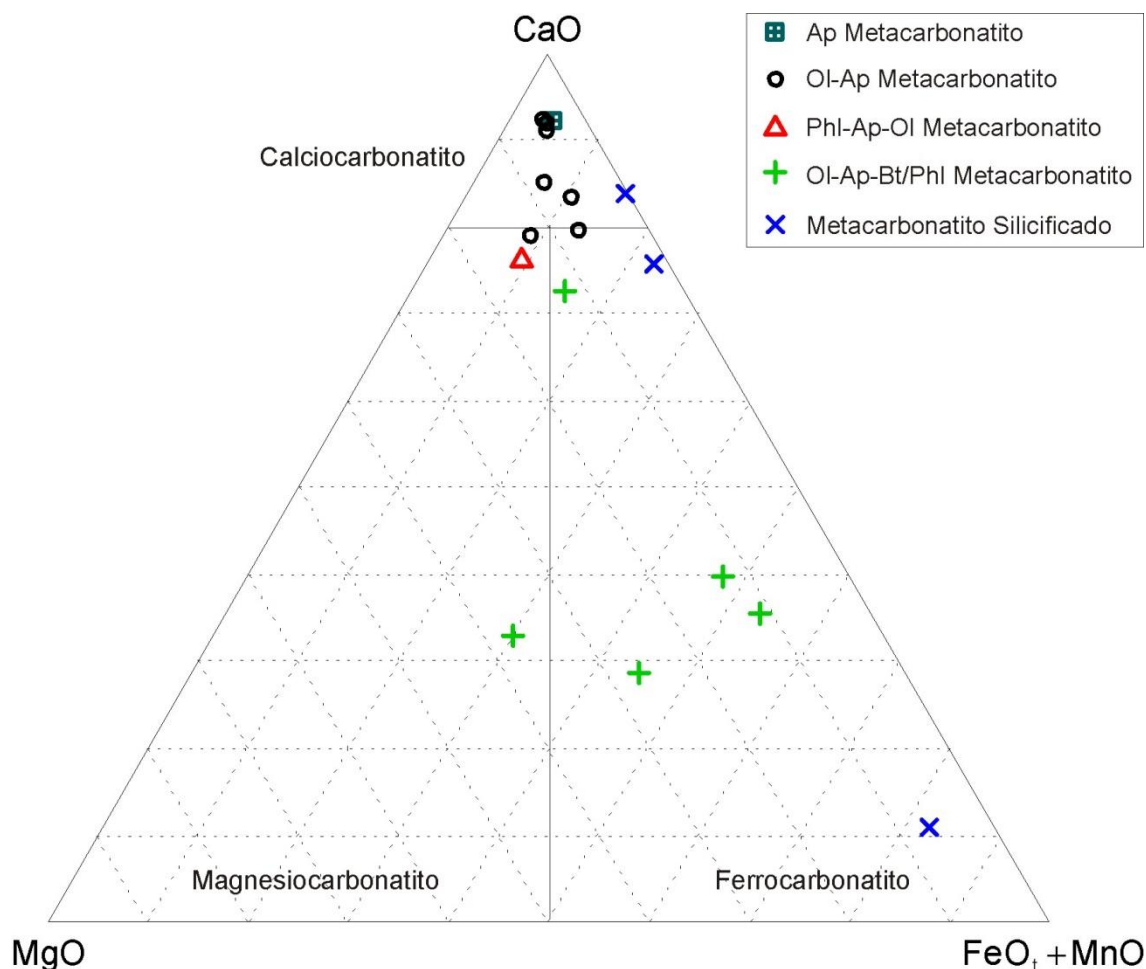
Legenda: (-) Não analisado; (*) Não reportado devido a interferentes; (<) Abaixo do limite de detecção; (>) Acima do limite de detecção. **Fonte:** Dados da pesquisa.

Tabela 12 - Continuação.

Amostra	OI-Ap-Bt/Phi MC.					MC. S.		
	RL-01-B	RL-01-D	RL-03-A	RL-03-G	RL-69-B	RL-23-B	RL-65-B	RL-65-E
SiO ₂	34,26	50,48	21,38	48,74	6,95	41,65	>90	68,49
TiO ₂	0,34	0,39	1,19	0,24	0,22	0,12	0,03	0,13
Al ₂ O ₃	10,4	20,76	5,79	7,07	0,8	0,29	0,83	0,27
Fe ₂ O ₃	10,36	6,22	23,91	14,3	8,64	5,52	2,07	4,19
MnO	0,29	0,07	0,26	0,43	0,13	0,12	0,06	0,02
Cr ₂ O ₃	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
MgO	11,86	3,35	5,7	2,71	6,15	0,08	0,15	0,24
CaO	10,57	3,64	18,11	8,81	37,69	27,35	0,25	12,71
Na ₂ O	0,09	0,57	0,07	0,8	0,05	0,12	0,03	0,06
K ₂ O	3,49	1,07	1,06	1,27	0,05	0,02	0,06	0,05
P ₂ O ₅	8,01	2,36	13,89	4,79	15,51	21,29	0,62	9,16
LOI	6,24	10,71	4,94	6,56	19,2	0,77	1,1	0,84
TOTAL	95,9	99,62	96,3	95,72	95,38	97,34	-	96,14
Si (%)	-	-	-	-	-	-	43,8	-
V	<5	<5	70	14	<5	41	63	25
Co	129,7	68,7	43,3	19,4	24,6	10,3	4,3	11,8
Ni	254	307	22	43	52	12	11	6
Cu	11	9	21	17	16	17	101	11
Zn	1150	990	489	278	123	53	17	40
Ga	5,5	18,3	1,5	12,8	1,7	<0,1	<0,1	<0,1
Rb	118,3	242,2	32,8	26	1,6	1	2,5	1,2
Sr	3098	1238	3948	2062	8465	5363	948	2842
Y	109,8	51,16	147,21	74,62	97,62	160,81	68,85	94,35
Zr	482	273	484	267	863	250	<10	494
Nb	26,23	12,4	10,18	7,37	0,59	1,51	0,43	0,27
Mo	<2	<2	<2	<2	<2	10	3	2
Pd (ppb)	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Ag	*	*	*	*	*	*	*	*
Sn	1,8	3,5	3,4	1	0,6	0,4	<0,3	<0,3
Cs	7,31	81,04	1,11	0,13	0,09	<0,05	0,14	0,07
Ba	7978	7776	5537	3389	1462	244	1571	378
Hf	6,06	5,58	8,65	6,61	10,77	2,74	0,07	5,73
Ta	0,79	0,31	0,56	0,41	<0,05	0,27	<0,05	<0,05
W	0,9	<0,1	1,3	1,7	<0,1	0,1	0,7	0,4
Pt (ppb)	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Au (ppb)	<5	<5	8	10	<5	<5	<5	<5
Hg	0,13	0,05	0,1	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Tl	<0,5	0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Th	47,4	36,5	19,9	128,1	18,3	25,3	1,6	15
U	7,16	6,93	2,23	24,35	1,92	4,37	0,65	2,29
La	1003	642,8	1093	593,3	678,1	1537	727,7	755,9
Ce	2992	1320	2408	1261	1528	3280	1353	1626
Pr	287,89	142,43	303,62	142,72	198,89	400,42	151,07	203,58
Nd	1117	500,7	1231	519,8	815,4	1562	563,1	821
Sm	163,3	64,6	186,3	71,3	125,7	225,2	77,8	125
Eu	38,5	15,6	45,59	14,78	31,65	55,2	19,97	30,72
Gd	89,16	33,74	112,63	41,66	75,93	127,69	44,62	72,87
Tb	8,61	3,25	10,45	4,07	6,93	11,89	4,28	6,88
Dy	29,13	11,87	35,71	15,79	24,06	40,57	15,34	24,09
Ho	3,75	1,62	4,69	2,35	3,18	5,25	2,13	3,08
Er	7,3	3,61	8,89	5,48	6,05	10,36	4,53	5,78
Tm	0,71	0,4	0,86	0,65	0,58	1,04	0,52	0,58
Yb	3,4	2,4	3,9	4,1	2,6	5,1	2,9	2,6
Lu	0,38	0,32	0,47	0,56	0,31	0,62	0,39	0,3

Legenda: (-) Não analisado; (*) Não reportado devido a interferentes; (<) Abaixo do limite de detecção; (>) Acima do limite de detecção. **Fonte:** Dados da pesquisa.

Figura 89 - Diagrama C-M-F [CaO-MgO-(FeO_t+MnO)] de classificação de rochas metacarbonatíticas com a plotagem das 17 amostras de exemplares analisados.



Fonte: Adaptado de Woolley (1982).

A amostra do olivina-apatita metacarbonatito (RL-R-66-D) que plota no campo do magnesiocarbonatito (mas adjacente ao campo do calciocarbonatito), em relação às demais amostras deste grupo, apresenta maior conteúdo de sílica e álcalis, que deve estar associado a maior concentração de flogopita, além de maior conteúdo de magnésio e menor concentração de estrôncio, possivelmente relacionado ao maior conteúdo de dolomita em detrimento de calcita, e menor teor de lantânio, possivelmente devido a menor concentração de apatita. O mesmo ocorre à amostra do flogopita-apatita-olivina metacarbonatito (RL-68-B) que plota no campo do magnesiocarbonatito.

Já a amostra RL-67-B, pertencente à litofácies do olivina-apatita metacarbonatito, que plota no campo do ferrocarbonatito (mas adjacente ao campo do calciocarbonatito), em relação às demais amostras deste grupo, apresenta maior

conteúdo de ferro, titânio e níquel, possivelmente associado à presença de anfibólio e minerais opacos, e menor concentração de bário, provavelmente devido a quase ausência de flogopita.

Quanto à amostra do olivina-apatita-biotita/flogopita metacarbonatito (RL-01-B) que plota no campo do magnesiocarbonatito, em relação às demais amostras deste grupo, apresenta maior teor de álcalis, de bário e de magnésio, provavelmente relacionado ao maior conteúdo de olivina serpentizada e flogopita, e maior conteúdo de cério, possivelmente devido a ao maior conteúdo de monazita.

A amostra de metacarbonatito silicificado que plota no campo do calciocarbonatito (RL-23-B), em relação às demais amostras deste grupo, apresenta teores elevados de ítrio, cério, lantânio e fósforo, provavelmente relacionado ao maior conteúdo de apatita. O menor conteúdo de sílica e de zircônio e o maior conteúdo de estrôncio podem estar associados a uma concentração anômala de carbonato na amostra RL-23-B, cuja porção preparada para a análise química poderia conter cristais preservados de carbonato, assim como o maior teor de ferro pode estar relacionado a uma concentração maior de minerais opacos.

Merece destaque o fato de que as amostras de rochas submetidas mais intensamente a processos metassomáticos/hidrotermais apresentam-se mais ricas em ferro e com menor conteúdo de carbonato. Muito provavelmente, essa deve ser a razão da dispersão das amostras de olivina-apatita metacarbonatito no campo dos calciocarbonatitos, e inclusive do avanço para além dos limites desse campo.

Utilizando os parâmetros estabelecidos por Woolley e Kempe (1989), em que calciocarbonatitos se caracterizam por apresentar a razão $\text{CaO}/(\text{CaO}+\text{FeO}_t+\text{MgO}) > 0,80$, natrocarbonatito por exibir $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}) > (\text{CaO}+\text{MgO}+\text{FeO}_t)$, ferrocarbonatito por possuir $(\text{FeO}_t+\text{MnO}) > \text{MgO}$ e magnesiocarbonatito por ser $\text{MgO} > (\text{FeO}_t+\text{MnO})$, foi possível estabelecer as seguintes relações:

- i) nove amostras podem ser classificadas como calciocarbonatito, dentre elas a única amostra do apatita metacarbonatito (RL-69-D), todas as sete amostras do olivina-apatita metacarbonatito (RL-02-B, RL-02-D, RL-06-B, RL-66-B, RL-66-D e RL-67-B) e a única amostra do flogopita-apatita-olivina metacarbonatito (RL-68-B), além de uma amostra do metacarbonatito silicificado (RL-23-B), reforçando a ideia de silicificação. Vale ressaltar, que a exceção das amostras RL-66-D e RL-68-B, todas

as demais plotam no campo do calciocarbonatito no diagrama de classificação de Wooley (1982) e que as duas exceções plotam adjacentes a este campo;

- ii) nenhuma amostra pode ser considerada um natrocarbonatito;
- iii) dez amostras podem ser classificadas como ferrocarbonatito, dentre elas a única amostra do apatita metacarbonatito (RL-69-D), duas amostras do olivina-apatita metacarbonatito (RL-02-D e RL-67-B), quatro amostras do olivina-apatita-biotita/flogopita metacarbonatito (RL-01-B, RL-03-A, RL-03-G e RL-69-B) e todas as amostras do metacarbonatito silicificado (RL-23-B, RL-65-B e RL-65-E).
- iv) sete das dezessete amostras, excluídas todas as dez do item anterior, podem ser classificadas como magnesiocarbonatitos, incluindo as que foram classificados como calciocarbonatitos. Consequência do próprio sistema de classificação que usa parâmetros similares para a classificação entre ferrocarbonatito e magnesiocarbonatito. São elas: cinco amostras do olivina-apatita metacarbonatito (RL-02-B, RL-06-B, RL-06-D, RL-66-B e RL-66-D), a única amostra do flogopita-apatita-olivina metacarbonatito (RL-68-B), uma amostra do olivina-apatita-biotita/flogopita metacarbonatito (RL-01-D) e todas as três amostras do metacarbonatito silicificado (RL-23-B, RL-65-B e RL-65-E).

Esse sistema de classificação permite que uma mesma amostra seja classificada simultaneamente como calciocarbonatito e ferrocarbonatito.

As amostras dos calciocarbonatitos apresentam conteúdos elevados em CaO (41,14% a 49,63%). Os exemplares representativos de calciocarbonatito distribuem-se de forma homogênea no diagrama $[\text{CaO-MgO-(FeO}_t\text{+MnO)}]$, apresentando valores médios, distribuídos entre o leve enriquecimento em $[\text{FeO}_t\text{+MnO}]$ e o crescimento em Mg, devido principalmente a presença de olivina serpentinizadas nas amostras de olivina-apatita metacarbonatito.

A assinatura composicional dos ferrocarbonatitos evidencia o enriquecimento relativo em magnetita/ilmenita (e produtos resultantes da sua alteração), com valores bem acima das fases manganíferas e apresenta concentração em $[\text{FeO}_t\text{+MnO}]$ entre 6,29% a 24,17%. Os minerais opacos correspondentes a óxidos de ferro apresentam-se nas bordas e/ou preenchendo fraturas de flogopitas, fluorapatitas e

pseudomorfos de olivina serpentinizadas, ou associados a estes minerais constituindo um bandamento composicional.

As amostras observadas do campo magnesiano, próximo da fronteira com os ferrocarbonatitos, apresentam uma redução dos minerais opacos e enriquecimento em MgO, que se deve a presença de olivina serpentinizadas e flogopita, além da presença de dolomita.

Vale ressaltar que, as amostras classificadas como calciocarbonatito (apatita metacarbonatito e olivina-apatita metacarbonatito) contém mais de 50% de carbonato na sua composição modal e menos de 20% de SiO₂ na sua composição química, o que legitima a classificação.

As demais amostras classificadas como flogopita-apatita-olivina metacarbonatito, olivina-apatita-biotita/flogopita metacarbonatito e metacarbonatito silicificado são assim designadas devido à conotação genética, desconsiderando os processos de alteração a que foram submetidas.

De modo geral as amostras oriundas desse magma carbonatítico apresentam grande variação composicional (Tabela 13), principalmente em relação a SiO₂ (0,23% - 95,00%), Al₂O₃ (0,06% - 20,76%), Fe₂O₃ (1,74% - 23,91%), MgO (0,08% - 11,86%), CaO (0,25% - 49,94%) e P₂O₅ (0,62% - 21,29%), além de baixos teores de TiO₂ (0,02% - 1,19%), MnO (0,02% - 0,43%), Cr₂O₃ (<0,01%), Na₂O (0,03% - 0,80%) e K₂O (0,77% - 3,49%). Isso se deve ao processo de cristalização fracionada ao qual o magma carbonatítico foi submetido.

Tabela 13 - Concentrações mínimas, máximas, médias e medianas para elementos maiores (% em peso), universo amostral contendo 17 amostras.

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	Cr ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	Total
Mínimo	0,23	0,02	0,06	1,74	0,02	0,005	0,08	0,25	0,03	0,02	0,62	0,77	95,00
Máximo	95,00	1,19	20,76	23,91	0,43	0,005	11,86	49,93	0,80	3,49	21,29	37,00	99,62
Média	23,01	0,20	2,87	6,49	0,16	0,005	3,73	31,19	0,14	0,46	8,45	20,01	96,40
Mediana	6,95	0,12	0,29	5,08	0,13	0,005	3,17	39,00	0,06	0,05	7,71	25,11	96,30

Fonte: Dados da pesquisa. Obs.: Valores abaixo do limite de detecção foram recalculados para metade do valor mínimo de detecção. Valor acima do limite de detecção foi recalculado para o valor máximo detectado somado a metade da diferença entre o total de 100% e o limite máximo de detecção.

No geral, os tipos apatita metacarbonatito e olivina-apatita metacarbonatito possuem teores extremamente baixos de SiO₂, 0,23% e entre 0,66% e 7,5%,

respectivamente, baixos teores Al_2O_3 , MgO , FeO , K_2O e Na_2O e teores elevados de CaO , entre 41,14% e 49,93%, traduzindo diretamente a mineralogia, cuja paragênese primária é composta predominantemente de carbonato calcítico com subordinados óxidos, fosfatos e sulfetos, bem como uma pequena participação de silicatos ferromagnesianos.

A partir do acréscimo de SiO_2 e dos demais óxidos à um consequentemente acréscimo na porcentagem de minerais ferromagnesianos, diversificando os subtipos litológicos.

O magnésio (MgO) apresenta um crescimento acentuado dos teores para as fácies que apresentam assembléias minerais com maior presença de olivina serpentinizada e flogopita.

O sódio (Na_2O) apresenta valores baixo para todas as amostras enquanto o potássio (K_2O) cresce representativamente para as fácies metacarbonatíticas com maior conteúdo de flogopita.

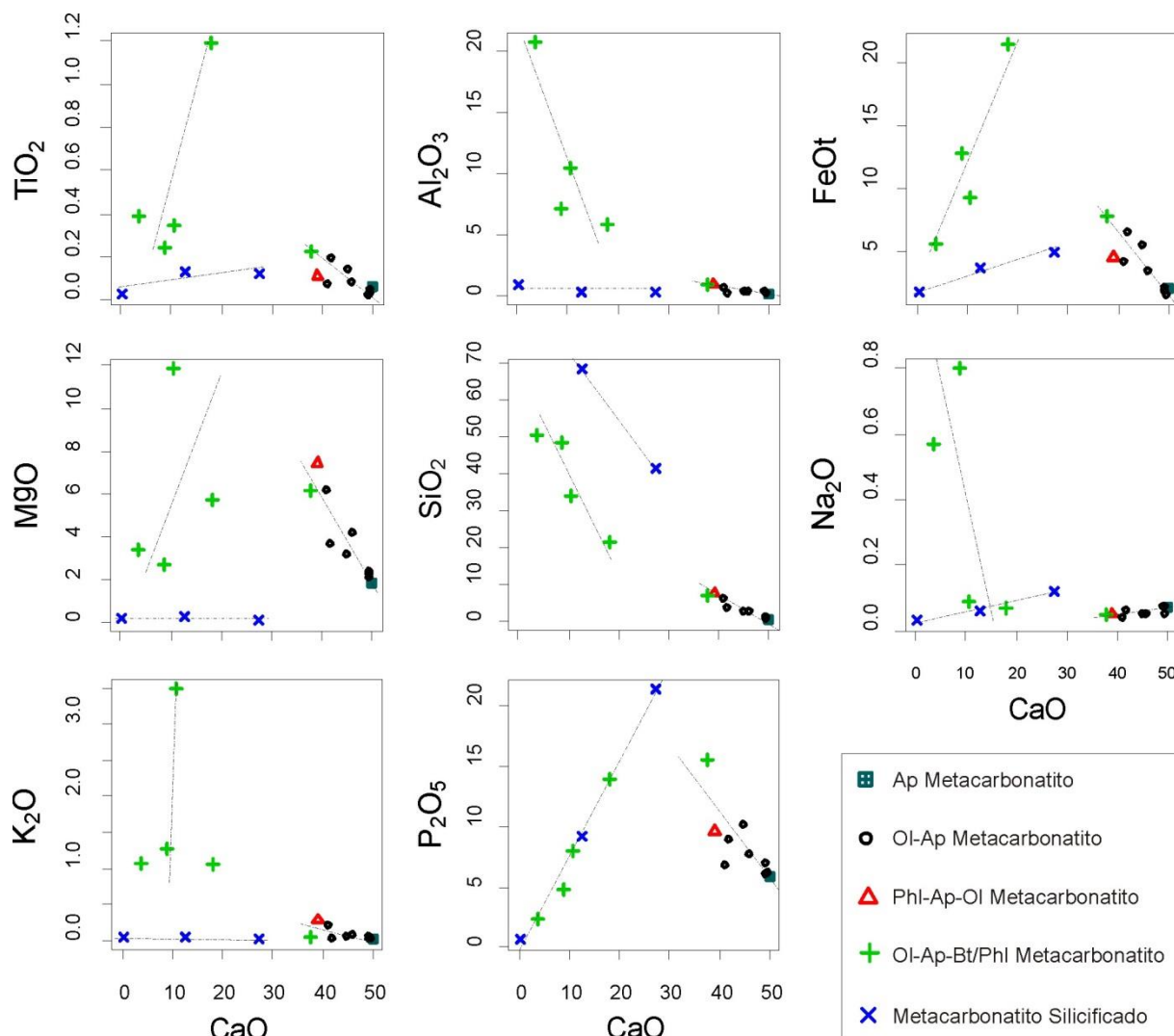
O manganês (MnO) ocorre em teor muito baixo e valores mais expressivos apresentam significativa correlação positiva com o ferro (FeO). Os conteúdos de fósforo (P_2O_5) são elevados em função da presença de quantidades apreciáveis de fluorapatita.

Boa correlação inversa pode ser observada entre CaO versus TiO_2 , Al_2O_3 , FeO_t , MgO e P_2O_5 para o olivina-apatita metacarbonatito, evidenciando a variação no conteúdo de minerais opacos, flogopita, serpentina, tremolita, antofilita e fluorapatita neste litotipo. Como consequência ao aumento de silicatos e fosfato, ocorre a diminuição de carbonato, que resulta na correlação inversa entre CaO e SiO_2 (Figura 90).

As amostras do olivina-apatita-biotita/flogopita metacarbonatito apresentam boa correlação direta entre CaO versus TiO_2 , FeO_t , MgO , K_2O e P_2O_5 , que se deve a variação na composição modal de minerais opacos, serpentina e fluorapatita. A amostra RL-69-B destoa das amostras do grupo em quase todos os parâmetros analisados, isso ocorre devido à presença de carbonato na sua composição modal.

As amostras do olivina-apatita metacarbonatito exibem boa correlação inversa entre CaO versus Al_2O_3 , SiO_2 e K_2O , que se deve ao aumento de flogopita, na sua composição modal.

Figura 90 - Diagramas binários de elementos maiores (TiO_2 , Al_2O_3 , FeO_t , MgO , SiO_2 , Na_2O , K_2O e P_2O_5) *versus* CaO , mostrando a variação composicional das amostras.



Fonte: Dados da pesquisa.

Padrões de correlação direta entre CaO *versus* TiO_2 , FeO_t , Na_2O e P_2O_5 podem ser observados para as amostras do metacarbonatito silicificado e estão associadas a variação na composição modal de minerais opacos, flogopita e fluorapatita. Correlação inversa é observada entre o CaO e a SiO_2 , coerente com o processo de silicificação dos metacarbonatitos.

As amostras do flogopita-apatita-olivina metacarbonatito e do apatita metacarbonatito aparentam acompanhar o *trend* produzido pelas amostras do olivina-apatita metacarbonatito, como termos mais ou menos diferenciados,

respectivamente.

8.1.2 Elementos Menores e Traços

No que diz respeito aos elementos menores e traços (Tabela 14), os teores de níquel (6ppm a 307ppm) e cobre (9ppm a 101ppm) são considerados altos em relação à média para metacarbonatitos (HEINRICH, 1966), enquanto os teores de zircônio (5ppm a 863ppm), nióbio (0,03ppm a 26,23ppm) e molibdênio (1ppm a 10ppm) são considerados muito baixos.

Tabela 14 - Concentrações mínimas, máximas, médias e medianas para elementos traços, universo amostral contendo 17 amostras.

	Mínimo	Máximo	Média	Mediana
Si (%)	0,11	43,80	10,72	3,25
V (ppm)	2,50	70,00	14,29	2,50
Co (ppm)	4,30	129,70	23,93	12,10
Ni (ppm)	6,00	307,00	58,94	27,00
Cu (ppm)	9,00	101,00	18,59	12,00
Zn (ppm)	17,00	1.150,00	204,65	40,00
Ga (ppm)	0,05	18,30	2,52	0,05
Rb (ppm)	0,50	242,20	26,43	2,20
Sr (ppm)	948,00	16.299,00	8.896,47	11.069,00
Y (ppm)	51,16	160,81	101,72	101,67
Zr (ppm)	5,00	863,00	287,59	273,00
Nb (ppm)	0,03	26,23	3,57	0,27
Mo (ppm)	1,00	10,00	1,71	1,00
Pd (ppb)	2,50	2,50	2,50	2,50
Sn (ppm)	0,15	3,50	0,74	0,15
Cs (ppm)	0,03	81,04	5,37	0,13
Ba (ppm)	244,00	7.978,00	2.631,41	1.789,00
Hf (ppm)	0,07	10,77	4,06	3,54
Ta (ppm)	0,03	0,79	0,16	0,03
W (ppm)	0,05	2,00	0,49	0,20
Pt (ppb)	2,50	2,50	2,50	2,50
Au (ppb)	2,50	10,00	3,26	2,50
Hg (ppm)	0,03	0,13	0,04	0,03
Tl (ppm)	0,25	0,50	0,26	0,25
Th (ppm)	1,60	128,10	23,39	15,00
U (ppm)	0,47	24,35	3,63	1,92

Fonte: Dados da pesquisa. Obs.: Valores abaixo do limite de detecção foram recalculados para metade do valor mínimo de detecção.

É possível observar, alguns padrões de correlação direta e inversa entre o

CaO e alguns elementos menores e traços (Figura 91).

Assim como para os diagramas binários de elementos maiores, as amostras do flogopita-apatita-olivina metacarbonatito e do apatita metacarbonatito aparentam acompanhar o *trend* produzido pelas amostras do olivina-apatita metacarbonatito, como termos mais ou menos diferenciados, respectivamente. Bem como a amostra RL-23-B, que destoa das demais amostras do metacarbonatito silicificado, devido à presença de carbonato na sua composição modal.

Sendo assim, esse conjunto de amostras exibem correlação direta entre o CaO e o estrôncio, o ítrio, o bário, o lantânio e o cério. Nos sulfados (baritocelstita e celstita) e carbonato o estrôncio substitui o cálcio, enquanto na flogopita o bário substituição ao potássio.

No caso do ítrio, do lantânio e do cério associam-se mais diretamente a fluorapatita e monazita, aumentando a concentração desses elementos quanto maior o percentual desses minerais na rocha, contudo deve associar-se também aos carbonatos, pois as amostras com menores teores desses minerais tendem a ser mais enriquecidas em SiO₂ que as demais amostras desse conjunto.

Esse mesmo conjunto, apresenta correlação inversa do CaO com o níquel e o zircônio, consequência do conteúdo de flogopita, pseudomorfo de olivina e minerais opacos, quanto menor a concentração desses minerais menor a concentração de desses elementos, e da presença de badeleíta.

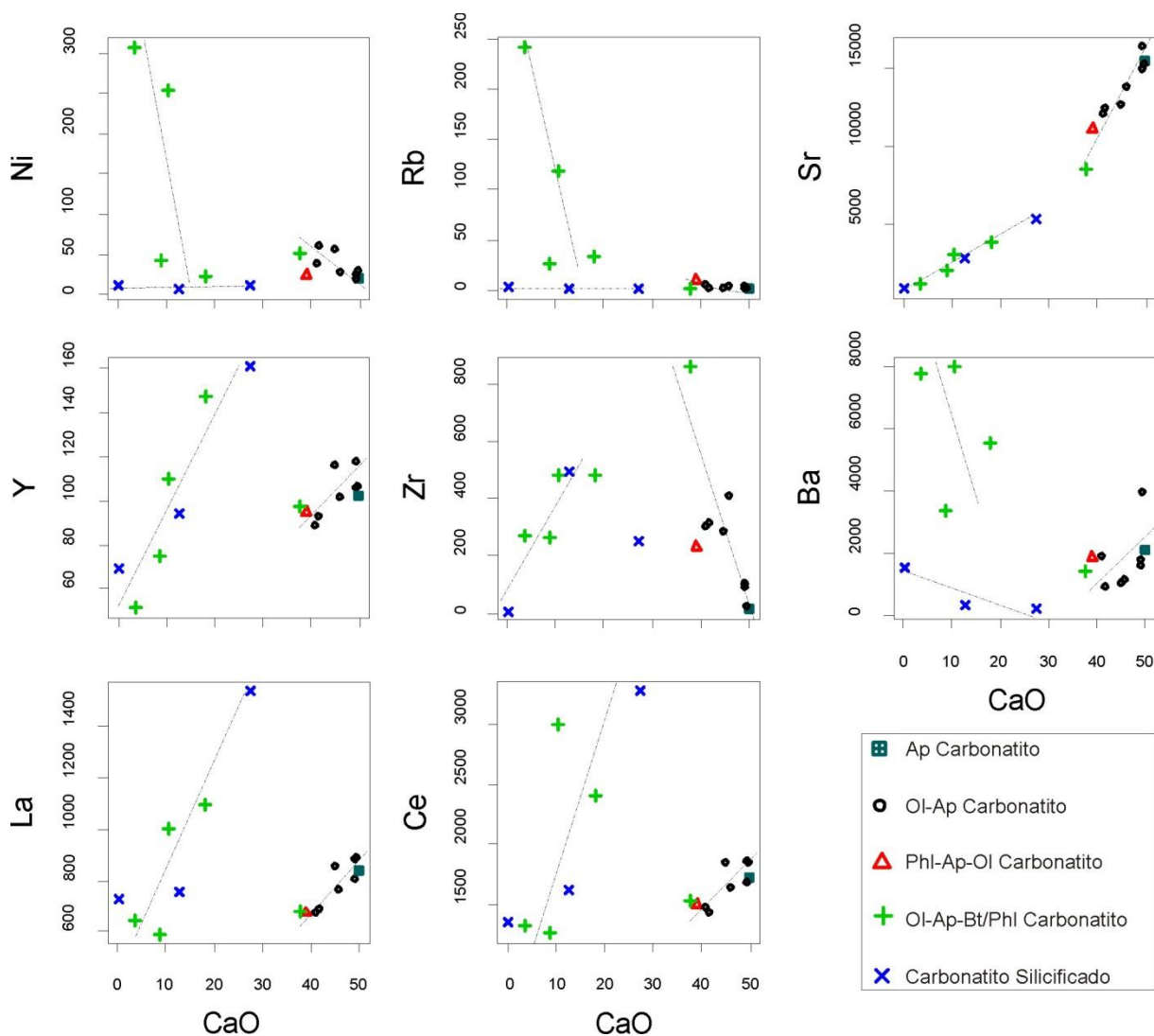
O olivina-apatita-biotita/flogopita metacarbonatito exhibe boa correlação direta entre o CaO e o estrôncio, o ítrio, o zircônio, o lantânio e o cério. O zircônio pode estar relacionado à presença de badeleíta nas amostras.

O estrôncio, que apresenta valores elevados (entre 1.238ppm a 8.465ppm) nas amostras de ferrocarbonatito, está associado ao aumento no conteúdo de sulfados (baritocelstita e celstita), mas também pode está substituindo o cálcio nos carbonatos.

O ítrio, o lantânio e o cério associam-se a fluorapatita e a monazita, mas exibem padrão contrário ao observado nas as amostras de apatita metacarbonatito e olivina-apatita metacarbonatito, apresentando menores concentrações desses elementos quanto maior é a quantidade de fluorapatita nas amostras. Este fato esta de acordo com os processos de alteração metassomáticos/hidrotermais, mais

intensos nesse litotipo, que resulta na produção de monazita a dispêndio da fluorapatita.

Figura 91 - Diagramas binários de elementos traços (Ni, Rb, Sr, Y, Zr, Ba, La e Ce) *versus* CaO, mostrando a variação composicional das amostras.



Fonte: Dados da pesquisa.

Quanto aos demais parâmetros, níquel, rubídio e bário, a correlação é inversa. O níquel está relacionado ao conteúdo de minerais opacos e flogopita, quanto menor a proporção desses minerais, menor a concentração do elemento.

No caso do Ba, cujos valores são extremamente elevados (entre 1.462ppm a 7.978ppm), assim como o estrôncio, está associado ao aumento no conteúdo de sulfados (baritocelstita), além da associação com a flogopita.

Com relação ao rubídio deduz-se que esteja intimamente relacionado ao conteúdo de flogopita nas amostras, em substituição ao potássio, quanto menor a quantidade desses minerais menores são os teores desses elementos.

O metacarbonatito silicificado apresenta boa correlação direta entre o CaO e o estrôncio, o ítrio, o zircônio, o lantânio e o cério. O ítrio, o lantânio e o cério, assim como no olivina-apatita-biotita/flogopita metacarbonatito, associam-se a fluorapatita e a monazita. O zircônio, como nos outros casos, está relacionado à presença de badeleíta nas amostras, e o estrôncio aos sulfatos e carbonatos.

Já a correlação do CaO com o bário para esse litofácies é inverso. Nota-se que quanto menor o percentual de fluorapatita maior o conteúdo de bário, e muito provavelmente de sulfatos.

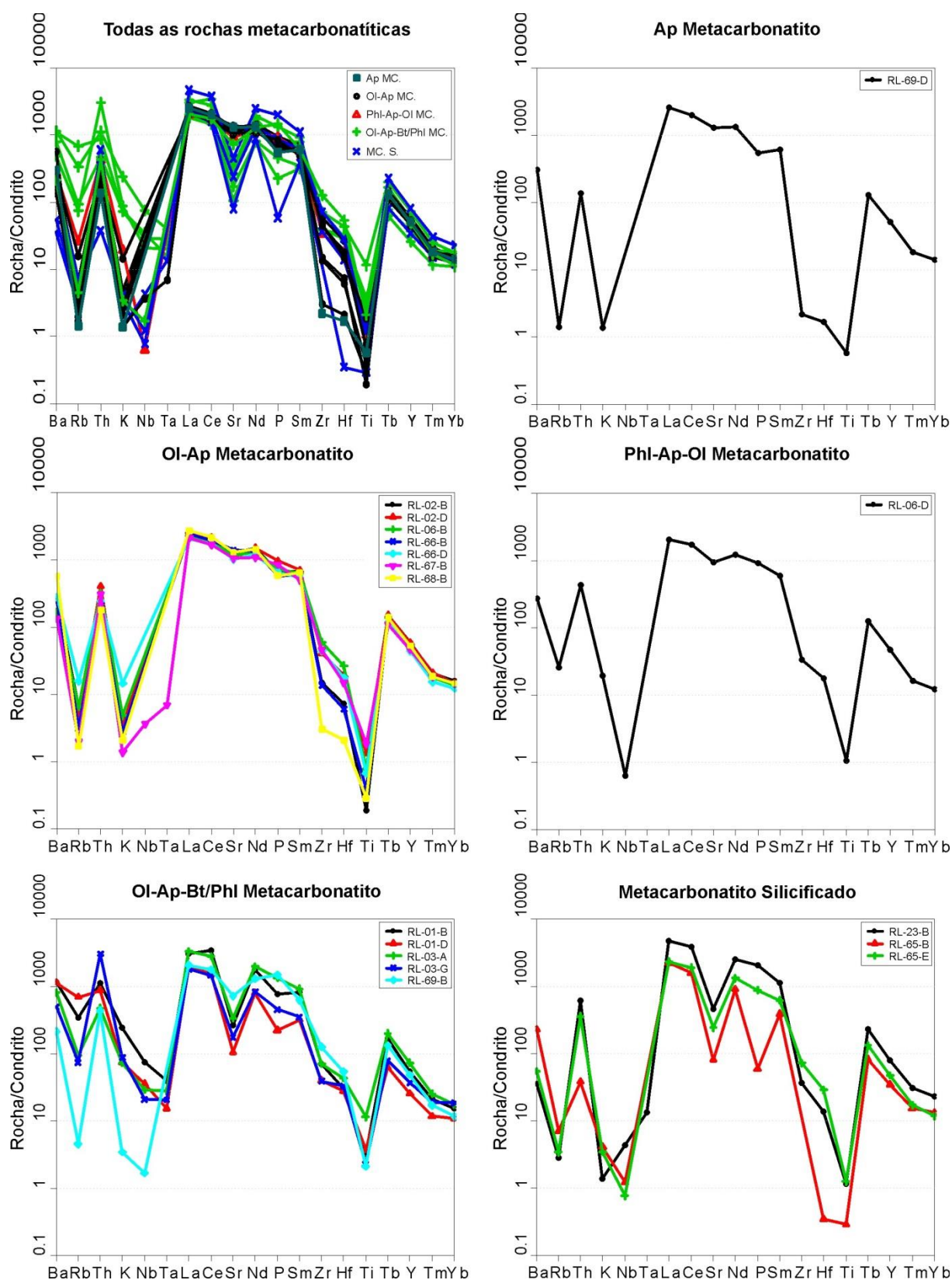
Ao analisar o diagrama de distribuição multielementar para os elementos traços e terras raras, normalizado para condrito (THOMPSON, 1982), observa-se que, de modo geral, as rochas metacarbonatíticas do CMCAD apresentam anomalia negativa com forte fracionamento de rubídio, potássio, nióbio, estrôncio, fósforo e titânio, consequência da ampla variação modal em termos de flogopita, fluorapatita, calcita, monazita e ilmenita (Figura 92).

Anomalias negativas de rubídio e potássio ressaltam as distintas variedades petrográficas da paragênese metacarbonatítica, destituída de feldspatos, constituída de flogopita. O fracionamento desses elementos está associado, portanto, ao percentual desse mineral, que é consequência do processo magmático de cristalização fracionada e diferenciação magmática.

Anomalia negativa de fósforo relaciona-se diretamente ao conteúdo de fluorapatita na paragênese metacarbonatítica. E assim como no caso do rubídio e do potássio, o fracionamento desse elemento está associado ao percentual desse mineral na rocha e consequentemente ao processo magmático de cristalização fracionada e diferenciação magmática.

Anomalia negativa de estrôncio predomina nas fácies mais alteradas (olivina-apatita-biotita/flogopita metacarbonatito e metacarbonatito silicificado), cujo conteúdo de calcita é menor. Isto deve-se ao fato desse elemento estar alojado na estrutura da calcita substituindo o cálcio, consequentemente ao diminuir o percentual de calcita há a redução no conteúdo de estrôncio.

Figura 92 - Diagrama de distribuição multielementar para os elementos incompatíveis, normalizados para meteorito condrito de Thompson (1982), dos corpos metacarbonatíticos do CMCAD.



Fonte: Dados da pesquisa.

Quanto às anomalias negativas de nióbio e titânio, referem-se ao conteúdo de ilmenita, podendo, no caso do nióbio, estar associada também à presença de pirocloro. A variação na concentração do nióbio nos metacarbonatitos está relacionada à intensidade dos processos de alteração a qual a rocha foi submetida. Já para o titânio, está associado principalmente ao processo magmático de cristalização fracionada e diferenciação magmática.

As suaves anomalias negativas e fracionamentos de zircônio e háfnio estão associados à cristalização badeleíta. Já o fracionamento do tálio nos termos mais alterados relaciona-se ao conteúdo principalmente ao percentual de pirita.

Os padrões dos elementos incompatíveis definidos para todas as litologias metacarbonatíticas são caracterizados por forte fracionamento e enriquecimento de tório que provavelmente encontra-se na estrutura cristalina da monazita, substituindo o cério e o lantânio, e de possíveis cristais de pirocloro. Fenômeno similar ocorre com o térbio, e está relacionado provavelmente a variação modal da fluorapatita e da calcita.

No geral, os espectros multielementares evidenciam variações gradativas de enriquecimento de minerais silicáticos ferromagnesianos, desde os calciocarbonatitos, magnesiocarbonatito ao ferrocarbonatito e ilustram um possível comportamento geoquímico levemente heterogêneo de todos os elementos estudados, sugerindo assim uma filiação magmática comum, associada a processos de diferenciação magmáticos por segregação mineral.

8.1.3 Elementos Terras Raras

Com relação aos elementos terras raras (Tabela 15), verifica-se que os teores de lantânio (593,3ppm a 1.537ppm) e cério (1.261ppm a 3.280ppm) estão dentro dos padrões esperados para rochas metacarbonatíticas (GOLD, 1963).

O somatório do conteúdo de elementos terras raras (ΣETR) nas amostras variam entre 2.748,08ppm e 7.418,05ppm (Tabela 16). Isso se deve a elevada concentração de fluorapatitas nas amostras., bem como ao conteúdo de monazita.

Tabela 15 - Concentrações mínimas, máximas, médias e medianas para elementos terras raras, universo amostral contendo 17 amostras.

	Mínimo	Máximo	Média	Mediana
La	593,30	1.537,00	828,76	761,00
Ce	1.261,00	3.280,00	1.807,65	1.634,00
Pr	142,43	400,42	217,24	207,00
Nd	500,70	1.562,00	857,32	825,10
Sm	64,60	225,20	126,49	125,00
Eu	14,78	55,20	31,16	30,93
Gd	33,74	127,69	74,10	73,54
Tb	3,25	11,89	6,96	6,88
Dy	11,87	40,57	24,49	24,36
Ho	1,62	5,25	3,26	3,25
Er	3,61	10,36	6,45	6,33
Tm	0,40	1,04	0,64	0,62
Yb	2,40	5,10	3,22	3,20
Lu	0,30	0,62	0,39	0,36

Fonte: Dados da pesquisa. Obs.: Valor abaixo do limite de detecção foi recalculado para metade do valor mínimo de detecção.

Tabela 16 - Concentrações mínimas, máximas, médias e medianas para somatório dos elementos terras raras e algumas razões entre esses elementos (normalizados para condrito de BOYNTON, 1984), universo amostral contendo 17 amostras.

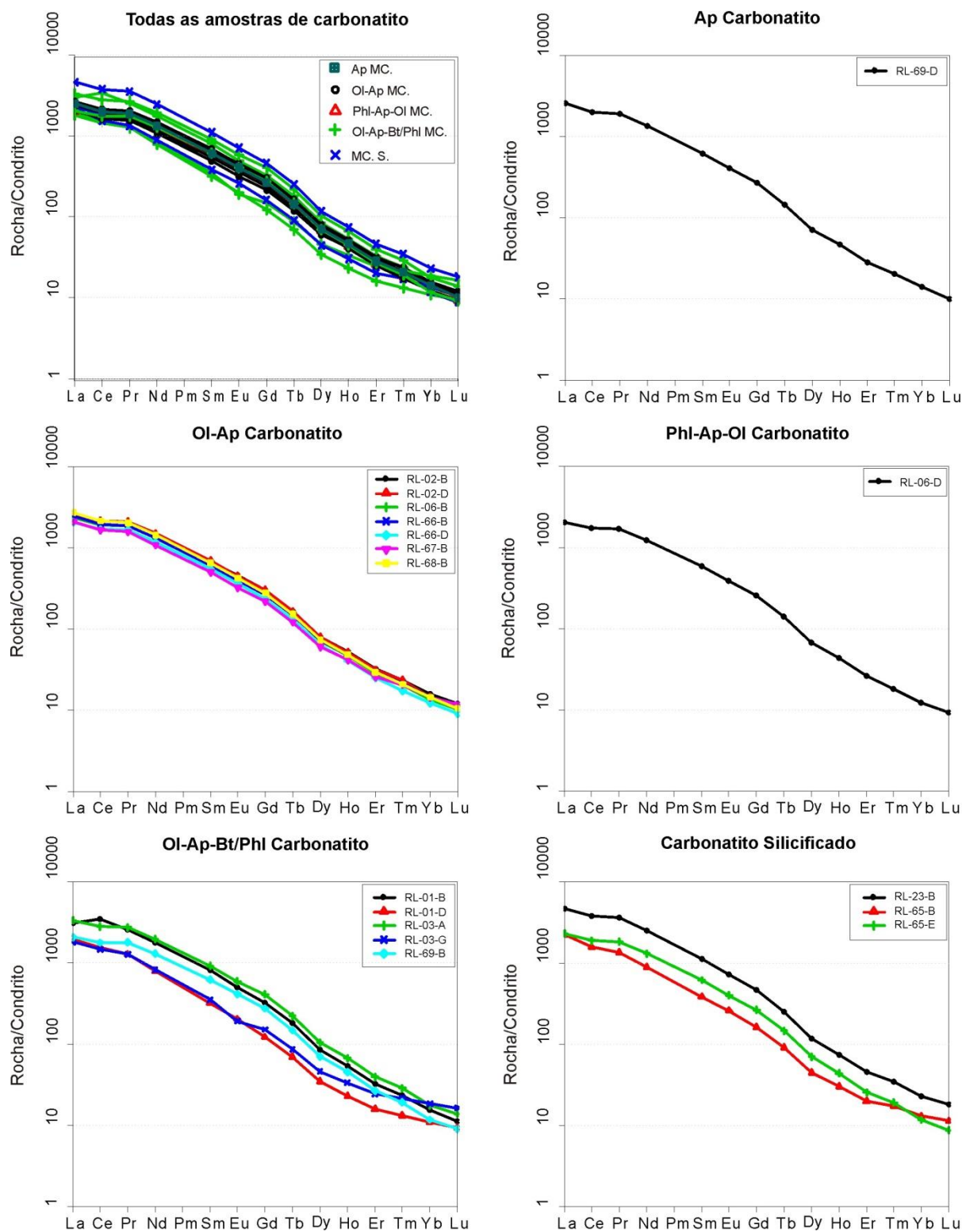
	ΣETRL	ΣETRP	ΣETR	$\Sigma\text{ETRL}/\Sigma\text{ETRP}$	$(\text{La}/\text{Lu})_N$	Eu/Eu^*
Mínimo	2602,90	105,97	2748,08	15,74	110,06	0,83
Máximo	7059,82	358,23	7418,05	25,35	274,19	1,04
Média	3868,62	218,00	4086,62	17,96	224,54	0,98
Mediana	3587,61	217,19	3807,31	16,76	227,06	0,99

Fonte: Dados da pesquisa. Obs: Valor abaixo do limite de detecção foi recalculado para metade do valor mínimo de detecção.

No diagrama de distribuição multielementar para os elementos terras raras (Figura 93), normalizado para condrito (BOYNTON, 1984), é possível verificar que, de modo geral, as rochas metacarbonatíticas do CMCAD são relativamente paralelos e bastante inclinados, confirmando a cogeneticidade destas rochas.

As curvas evidenciam um aumento progressivo nos teores absolutos dos ΣETR que evoluem seguindo a mesma sequência registrada junto aos demais elementos incompatíveis descritos anteriormente.

Figura 93 - Diagrama de distribuição multielementar para os elementos terras raras, normalizados para condrito de Boynton (1984), dos corpos carbonatíticos do Complexo Angico dos Dias.



Fonte: Dados da pesquisa.

Exibem forte fracionamento entre os elementos terras raras leves (ETRL), com valores entre 26012,90ppm e 7059,82ppm, e pesados (ETRP), com valores entre 105,97ppm e 358,23ppm, verificável também pelos valores da razão $\Sigma\text{ETRL}/\Sigma\text{ETRP}$, entre 15,74 e 25,35, e pelo valores da razão $(\text{La}/\text{Lu})_N$, entre 110,06 e 274,19. Não ocorrem anomalias expressivas de cério, exceto apenas no caso da amostra RL-R-01-B que apresenta discreta anomalia positiva de cério, em função do teor de fluorapatita relativamente moderado a baixo (18%), e muito provavelmente elevado conteúdo de monazita. Quanto ao európio (Eu), cujos valores da razão de Eu/Eu^* estão próximos a 1, exibe uma discreta anomalia negativa associada à amostra RL-03-G (biotitito). Os espectros de elementos terras raras obtidas para as rochas carbonáticas evidenciam novamente o enriquecimento crescente nas concentrações absolutas dos elementos de terras raras totais ΣETR dos calciocarbonatitos, magnesiocarbonatito e ferrocarbonatitos.

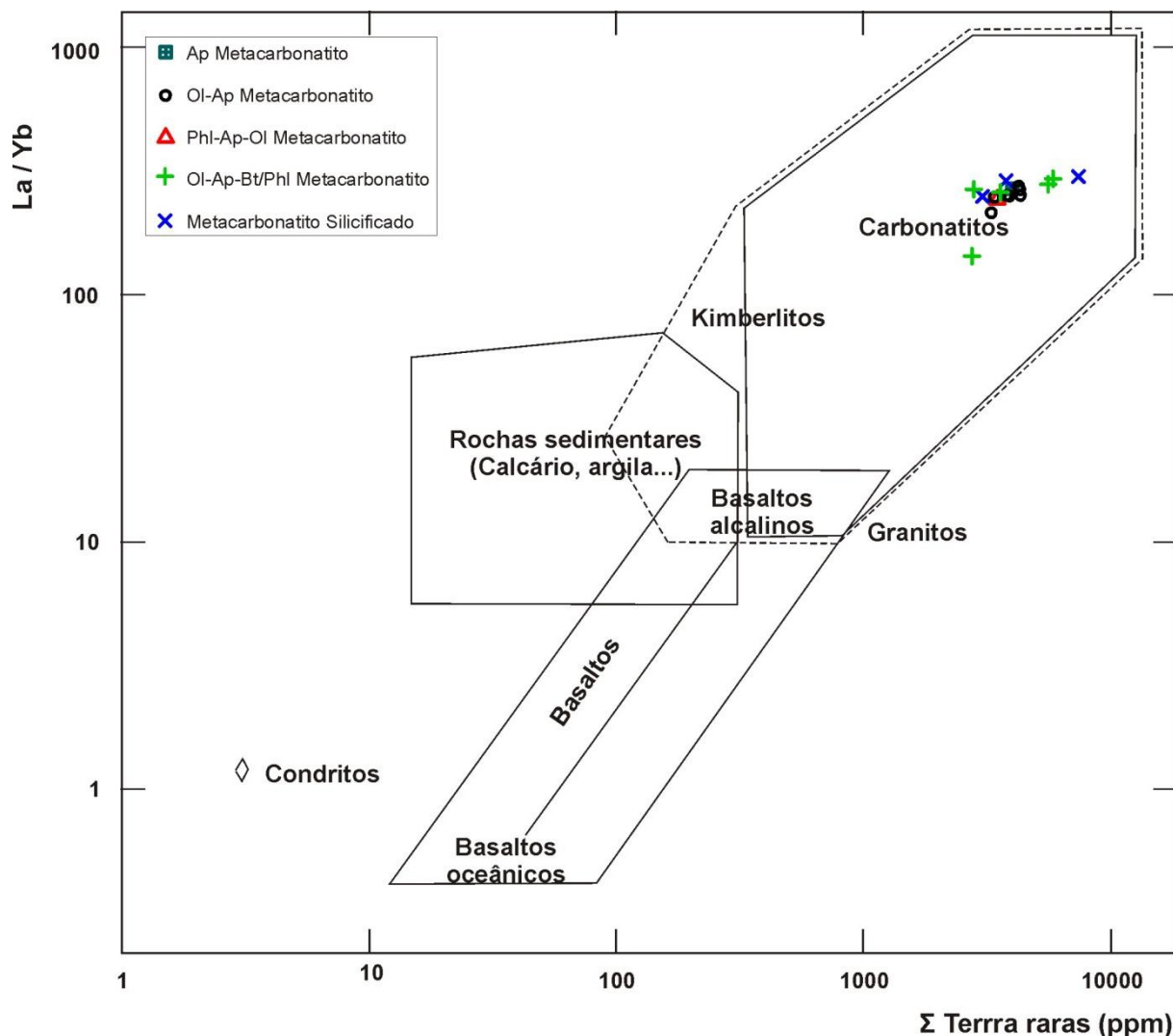
Loubet *et al.* (1972) ao explicar uma possível proveniência ígnea para os metacarbonatitos efetuou análise comparativa entre o ΣETR , geralmente elevado em metacarbonatitos, e a razão La/Yb , evidenciando alto fracionamento entre os ETRL e ETRP, para indicar a origem dessas rochas.

Ao plotar os dados obtidos nessa pesquisa para os metacarbonatitos do CMCAD obtemos a confirmação de sua natureza ígnea e sua similaridade com o kimberlito (Figura 94), rocha altamente diferenciada.

8.2 DEMAIS ROCHAS DO CMCAD

O CMCAD é composto por diversos outros litotipos além de metacarbonatitos. Dentre as rochas que o constitui, três tiveram análises geoquímicas realizadas (Tabela 17). São elas: Metassienito Pegmatoide, Quartzo Metadiorito e Biotitito.

Figura 94 - Diagrama La/Yb versus somatório de elementos terras raras para as rochas metacarbonatíticas do CMCAD.



Fonte: Adaptado de Loubet *et al.* (1972).

8.2.1 Elementos Maiores

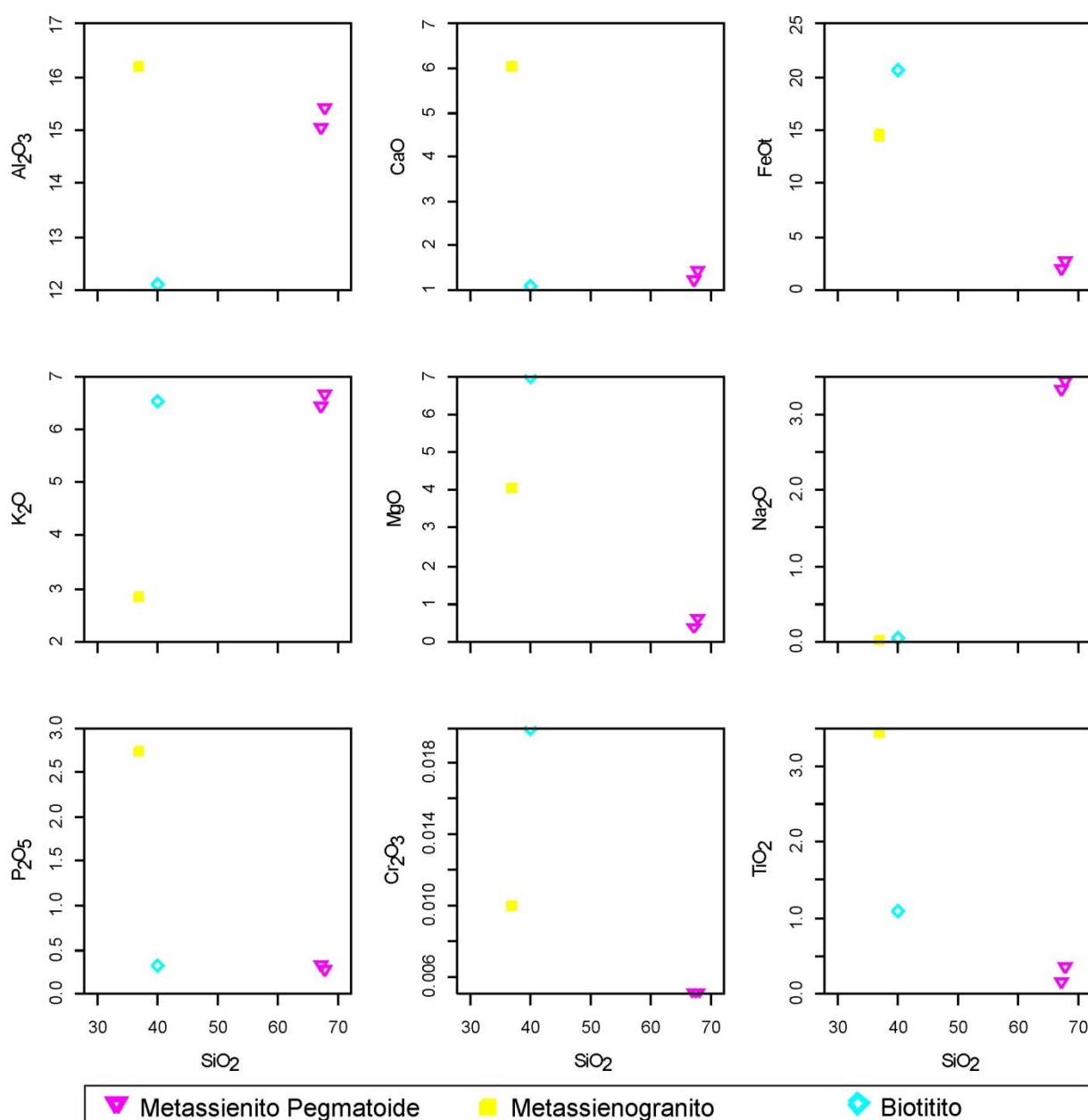
As demais rochas que compõem o CMCAD foram submetidas a processo de alteração metassomática/hidrotermal e a intensos processos de alteração secundária, epidotização (principal) e sericitização, que inviabilizam a utilização de diagramas de classificação geoquímica.

As litologias associadas ao magmatismo carbonatítico apresentam-se afetadas por processos metassomáticos provocados por fluidos hidrotermais. Consequentemente, estas rochas feldspáticas, cuja textura e mineralogia foram

parcialmente preservadas, são enriquecidas em álcalis.

Com a finalidade de se obter informação sobre a influência dos processos hidrotermais na mobilidade dos elementos, foram elaborados os diagramas da figura 95, que utiliza os dados das amostras de metassienito pegmatoide, metassienogranito e biotitito (Tabela 17).

Figura 95 - Diagramas binários de elementos maiores (Al_2O_3 , CaO , FeO_t , K_2O , MgO , Na_2O , P_2O_5 , Cr_2O_3 e TiO_2) *versus* SiO_2 , evidenciando a variação composicional entre os litotipos.



Fonte: Dados da pesquisa.

Tabela 17 - Resultado de análises químicas para amostras de alguns dos demais litotipos que compõem o CMCAD.

Amostra	MS. P.		MSG.	B.
	RL-03-E	RL-04-B	RL-05-B	RL-03-C
SiO ₂	66,98	67,82	37,02	39,93
TiO ₂	0,16	0,34	3,44	1,09
Al ₂ O ₃	15,06	15,38	16,2	12,09
Fe ₂ O ₃	2,21	2,85	16,19	22,94
MnO	0,02	0,04	0,22	0,22
Cr ₂ O ₃	<0,01	<0,01	0,01	0,02
MgO	0,39	0,58	4,05	6,98
CaO	1,23	1,4	6,03	1,09
Na ₂ O	3,32	3,44	0,02	0,04
K ₂ O	6,43	6,62	2,86	6,53
P ₂ O ₅	0,33	0,25	2,73	0,33
LOI	1,08	0,72	6,81	4,6
TOTAL	97,21	99,42	95,58	95,85
Si (%)	-	-	-	-
V	14	5	121	97
Co	2,8	4	36,7	50,8
Ni	11	5	93	144
Cu	9	10	27	31
Zn	59	52	303	572
Ga	18,1	20,1	18,7	34,9
Rb	107,8	145	353,5	1393
Sr	1035	506	10092	373
Y	4,63	8,71	19,71	8,52
Zr	23	75	90	62
Nb	5,23	11,29	36,08	5,92
Mo	<2	<2	<2	<2
Pd (ppb)	<5	<5	<5	<5
Ag	*	*	*	*
Sn	<0,3	<0,3	3,1	6,4
Cs	0,49	0,56	11,27	19,72
Ba	5714	2933	10805	7212
Hf	0,66	1,79	2,3	1,8
Ta	0,23	0,32	2,31	0,58
W	1,9	0,3	0,4	0,3
Pt (ppb)	<5	<5	<5	<5
Au (ppb)	20	<5	<5	9
Hg	<0,05	<0,05	<0,05	0,06
Tl	0,7	0,7	0,6	1,6
Th	1,2	5,4	2,9	2,8
U	0,55	0,97	0,6	0,79
La	47,4	59,6	41,8	34,5
Ce	64,6	104,6	89,9	65,7
Pr	6,58	11,59	10,93	6,57
Nd	23,4	40,8	46,4	23,4
Sm	3,3	5,9	8,3	3,7
Eu	2,37	1,83	10,26	16,19
Gd	2,24	3,82	6,89	2,68
Tb	0,24	0,41	0,87	0,33
Dy	0,86	1,82	4,23	1,54
Ho	0,14	0,3	0,74	0,28
Er	0,34	0,71	1,8	0,74
Tm	0,07	0,09	0,27	0,13
Yb	0,3	0,5	1,4	0,7
Lu	<0,05	0,07	0,19	0,13

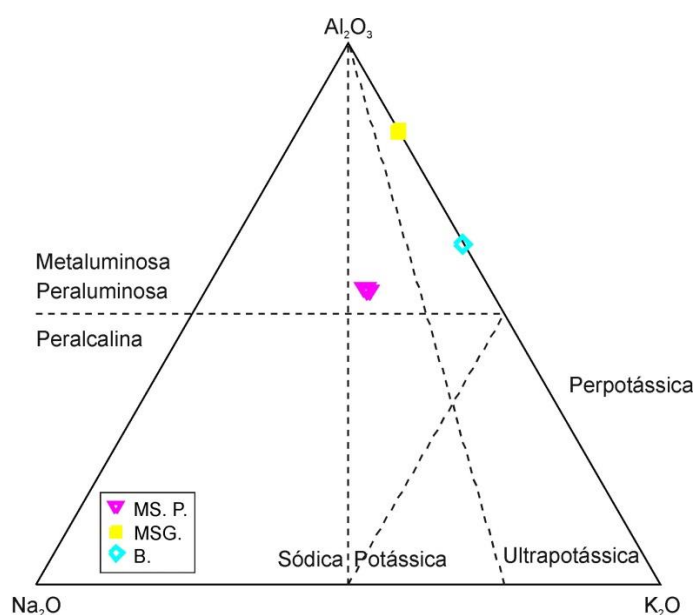
Legenda: (-) Não analisado; (*) Não reportado devido a interferentes; (<) Abaixo do limite de detecção; (>) Acima do limite de detecção. **Fonte:** Dados da pesquisa.

Nesses diagramas, boa correlação inversa pode ser observada entre SiO_2 *versus* Al_2O_5 , CaO , FeO_t , MgO , P_2O_5 , Cr_2O_3 e TiO_2 ao analisar as amostras de metassienito pegmatoide e metassienogranito, evidenciando os processos de epidotização (principalmente para o MSG.), sericitização, bem como a variação no conteúdo de quartzo, feldspato alcalino e minerais opacos. O biotitito, devido à elevada concentração de biotitas e flogopitas, apresenta comportamento independente e coerente com sua composição modal.

Da mesma forma, verifica-se boa correlação direta entre SiO_2 *versus* K_2O e Na_2O associada a variação na composição modal de feldspato alcalino para as amostras de metassienito pegmatoide e metassienogranito. O biotitito tem um elevado teor de K_2O e baixo conteúdo de Na_2O , que reflete a sua composição modal.

O caráter alcalino dessas rochas pode ser observado no diagrama ternário $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{K}_2\text{O}$ (Figura 96), para distinção de rochas metaaluminosas/peraluminosas de peralcalinas, bem como de suítes sódica, potássica e ultrapotássica. Neste diagrama todas amostras das variedades estudadas situam-se no campo relativo à rocha potássica a ultrapotássica, peraluminosa a metaluminosa.

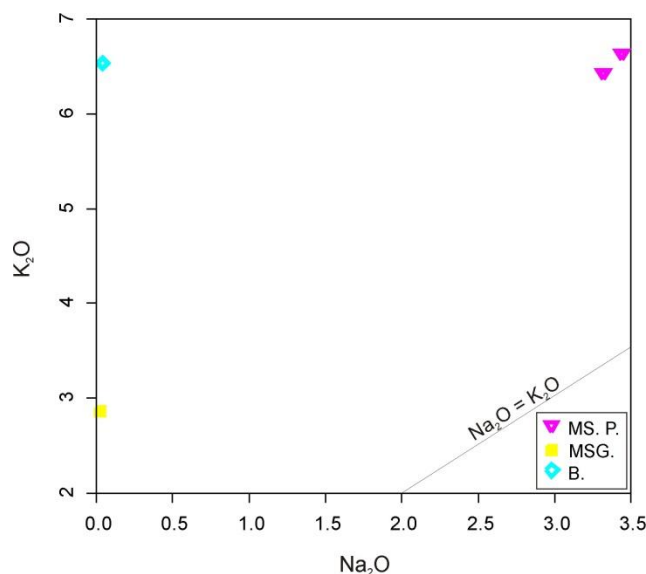
Figura 96 - Diagrama ternário Na-Al-K para distinção de alumina-saturação das demais rochas do CMCAD.



Fonte: Dados da pesquisa.

No diagrama binário de correlação o entre Na_2O e K_2O de Le Maitre (2002) (Figura 97) é possível observar o caráter potássico dessas rochas, que provavelmente foi intensificado pelos processos de alteração hidrotermal.

Figura 97 - Diagrama binário de correlação entre Na_2O e K_2O , indicando enriquecimento de potássio em relação ao sódio nas demais rochas do CMCAD.



Fonte: Adaptado de Le Maitre (2002).

8.2.2 Elementos Menores e Traços

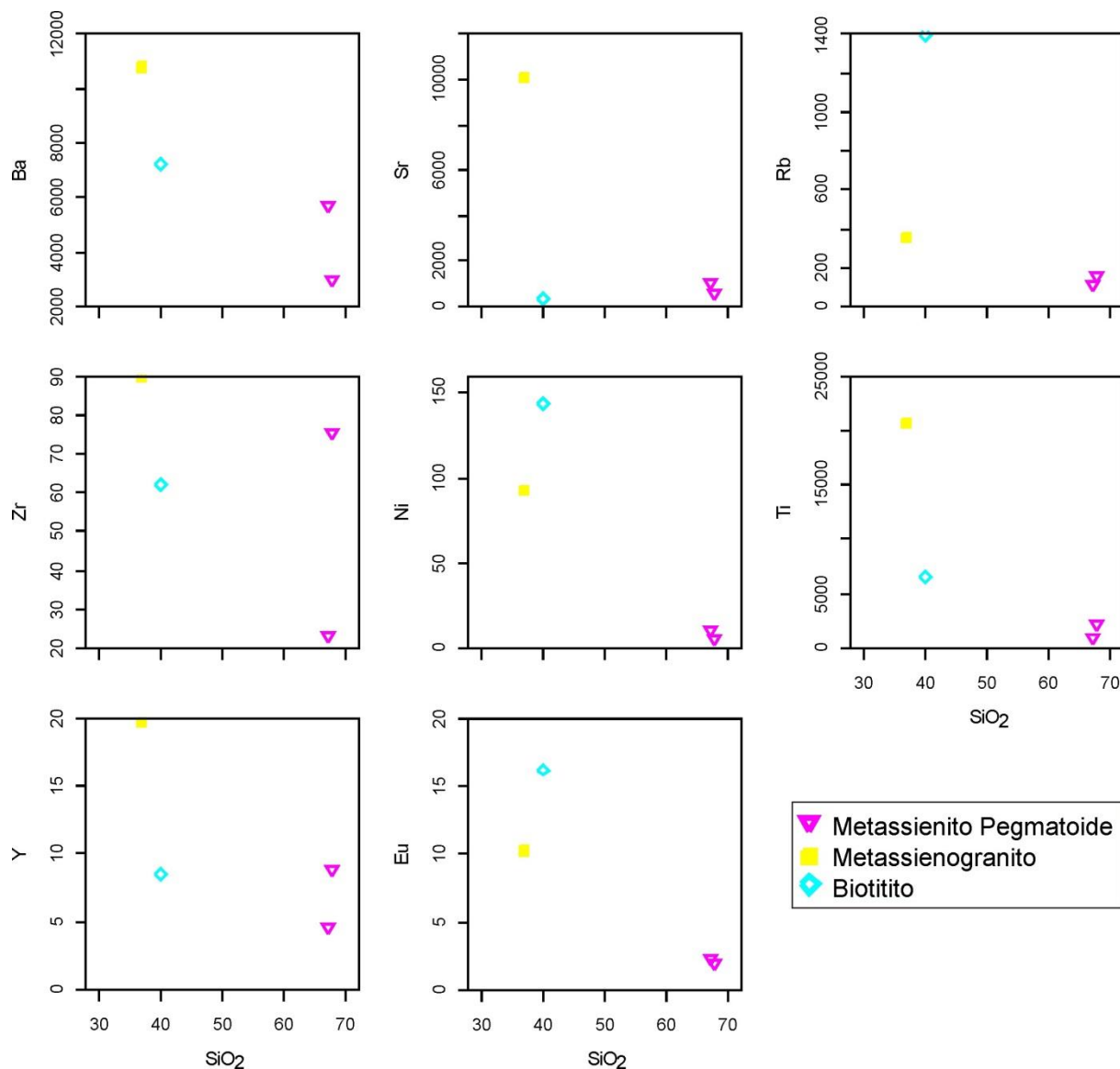
No que diz respeito aos elementos menores e traços, os teores de rubídio (107,8ppm a 1.393ppm), estrôncio (373ppm a 10.092ppm) e bário (2.933ppm a 10.805ppm) são relativamente elevados, enquanto os teores de zircônio e molibdênio encontram-se abaixo do limite de detecção do equipamento. É possível observar, alguns padrões de correlação inversa entre o SiO_2 e alguns desses elementos (Figura 98).

Assim como para os diagramas binários de elementos maiores, a amostra do biotitito, devido a sua composição rica em biotita, exibe comportamento que, na maioria das vezes, destoa das demais amostras.

As amostras do metassienito pegmatoide e do metassienogranito exibem correlação inversa entre o SiO_2 e o bário, o estrôncio, o rubídio, o zircônio, o níquel, o titânio, o ítrio e o európio. O bário, o estrôncio, o rubídio e o európio associam-se

mais diretamente aos feldspatos alcalinos, o que implica no aumento da concentração desses elementos quanto maior o percentual de feldspatos na rocha.

Figura 98 - Diagramas binários de elementos traços (Ba, Sr, Rb, Zr, Ni, Ti, Y e Eu) *versus* SiO₂, evidenciando a variação composicional entre os litotipos.



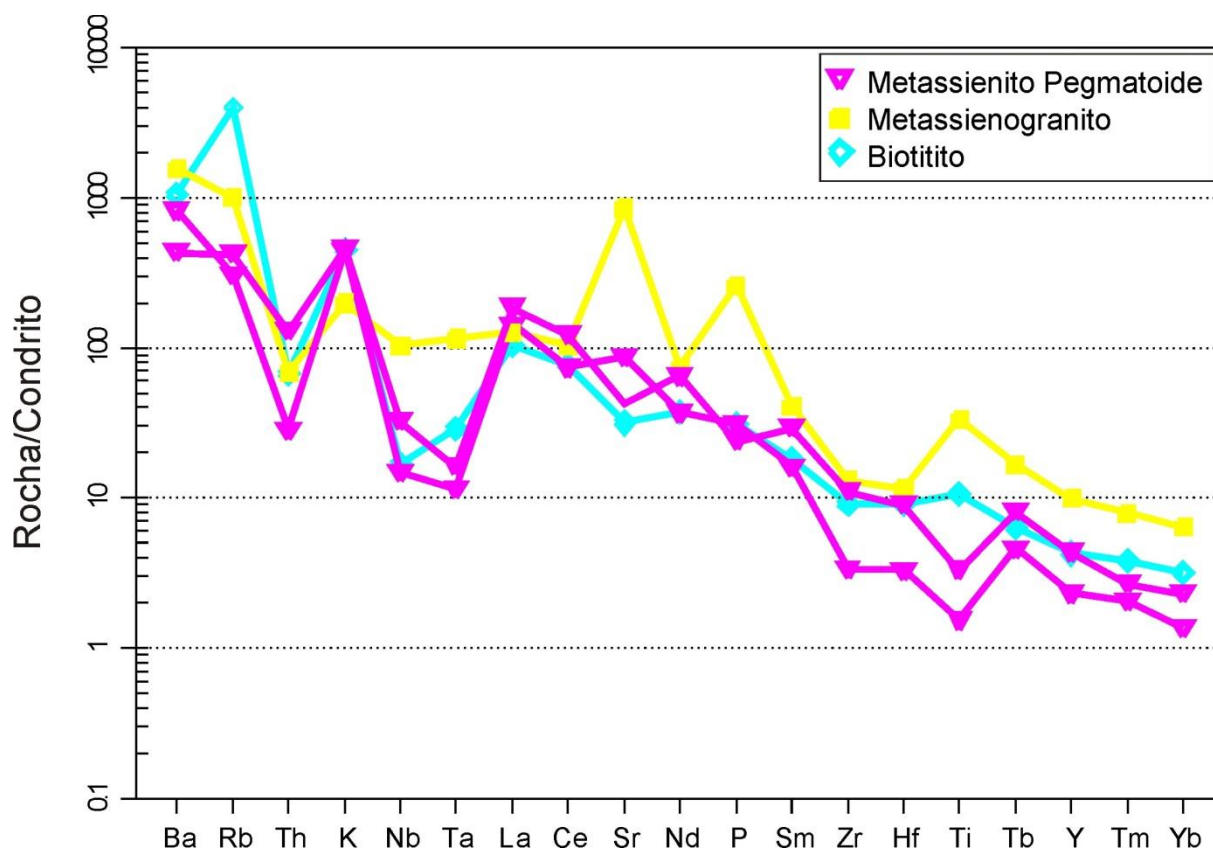
Fonte: Dados da pesquisa.

Quanto ao níquel e ao titânio, é possível que estejam associados aos minerais opacos e suas concentrações nas rochas. O zircônio e o ítrio podem estar relacionados a minerais traços, como por exemplo, o zircão.

Ao analisar o diagrama de distribuição multielementar para os elementos traços e terras raras (Figura 99), normalizado para condrito (THOMPSON, 1982),

observa-se que, de modo geral, exibem padrões relativamente similares, sugerindo tratar-se de rochas cogenéticas com grau de alteração diferenciada.

Figura 99 - Diagrama de distribuição multielementar para os elementos traços e terras raras, normalizados para condrito de Thompson (1982), dos demais litotipos que compõem o CMCAD.



Fonte: Dados da pesquisa.

As demais rochas que compõem o CMCAD apresentam anomalia negativa com fracionamento de tório, nióbio, tálio, zircônio e háfnio, consequência da ampla variação modal e química dos minerais opacos e minerais traços.

O fracionamento do fosforo, do estrôncio, do rubídio e do bário está associado principalmente ao percentual de feldspato alcalino e minerais traços, sendo uma possível consequência do processo de cristalização fracionada e diferenciação magmática. O fracionamento do titânio pode estar relacionado tanto ao conteúdo de minerais opacos quanto ao de biotitas.

8.2.3 Elementos Terras Raras

Com relação aos elementos terras raras (Tabela 18), verifica-se que os teores são condizentes com aqueles descritos na literatura mundial para rochas de composição granítica, a exceção apenas do elevado teor de európio na amostra de biotitito, que pode superar em vinte vezes o valor médio observado.

Tabela 18 - Somatório dos elementos terras raras e algumas razões entre esses elementos (normalizados para condrito de Boynton (1984)).

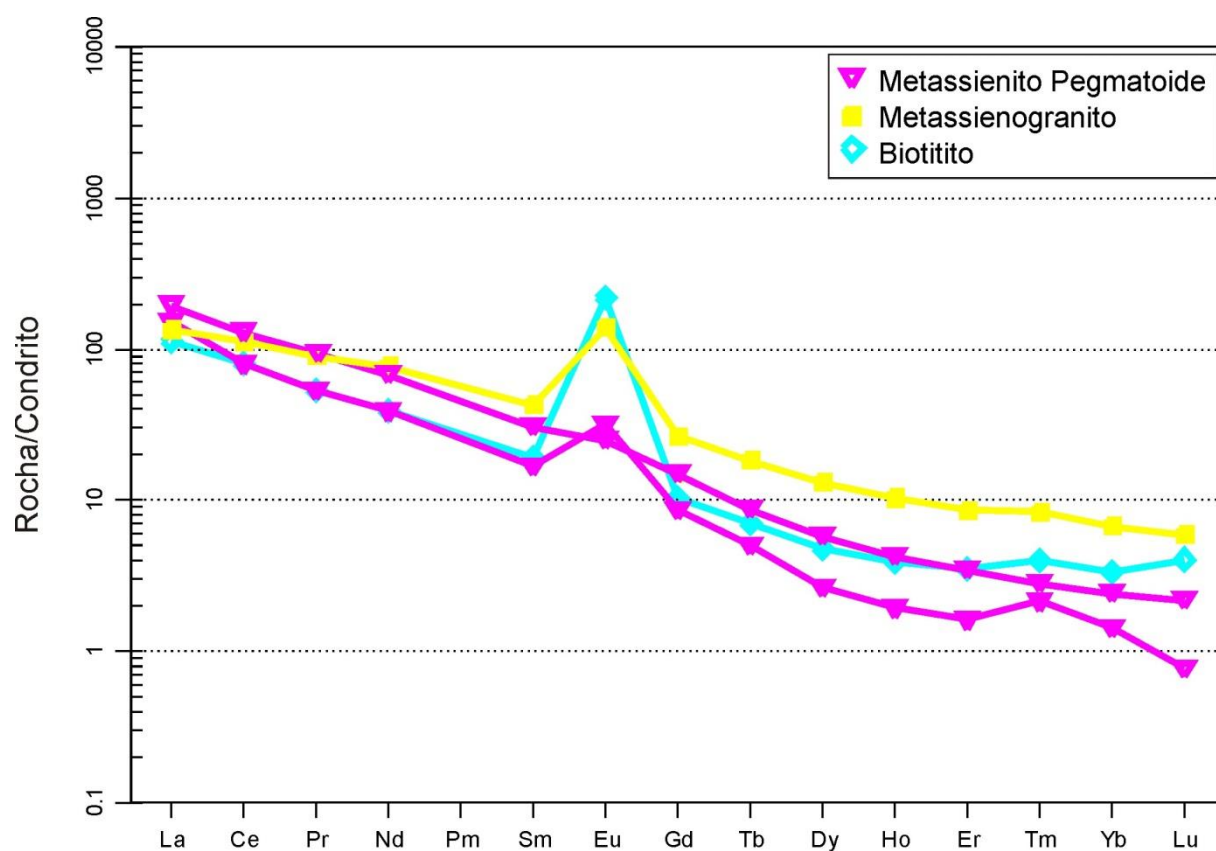
	ΣETRL	ΣETRP	ΣETR	$\Sigma\text{ETRL}/\Sigma\text{ETRP}$	$(\text{La}/\text{Lu})_N$	Eu/Eu^*
RL-03-E	147,65	4,22	151,87	35,03	27,55	15,72
RL-04-B	224,32	7,72	232,04	29,06	196,03	2,67
RL-05-B	207,59	16,39	223,98	12,67	88,60	1,18
RL-03-C	150,06	6,53	156,59	22,98	22,85	4,15

Fonte: Dados da pesquisa. Obs.: Valor abaixo do limite de detecção foi recalculado para metade do valor mínimo de detecção.

No diagrama de distribuição multielementar para os elementos terras raras (Figura 100), normalizado para condrito (BOYNTON, 1984), é possível verificar que, de modo geral, as demais rochas que compõem o CMCAD exibem forte fracionamento dos elementos terras raras leves (ETRL) e pesados (ETRP), verificável também pela razão $\Sigma\text{ETRL}/\Sigma\text{ETRP}$ e $(\text{La}/\text{Lu})_N$ que apresentam valores entre 12,67 - 35,03 e 22,85 - 196,03, respectivamente. A anomalia positiva de európio é consequência do menor grau de diferenciação deste conjunto de rochas e de um enriquecimento de Ca, associado provavelmente ao plagioclásio.

Destaca-se o fato da forte similaridade do padrão ETR para todos os litotipos analisados, que independe do grau de metamorfismo metassomático/hidrotermal, o que corrobora com a ideia dessas rochas terem sido submetidas a processos de alteração hidrotermal/metassomático em variados graus.

Figura 100 - Diagrama de distribuição multielementar para os elementos terras raras, normalizados para condrito de Boynton (1984), dos demais litotipos que compõem o CMCAD.



Fonte: Dados da pesquisa.

CAPITULO IX

9 DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

O Complexo Metacarbonatítico Angico dos Dias (CMCAD) é constituído predominantemente por corpos magmáticos de metacarbonatitos, associados a metassienitos variados e metapiroxenitos, além de raros metadioritos alcalinos, tremolititos e diques diversos de metalamprófiros, intrusivos em gnaiss-milonítico Complexo Sobradinho Remanso.

As rochas intrusivas metacarbonatíticas ocorrem em estreitas faixas alongadas, orientadas e controladas por falhas profundas e antigas de direção NE-SW associadas às direções de foliação regional preservados nas rochas do Complexo Sobradinho Remanso.

Originado a partir de um manto enriquecido (MARIANO, 1987; TORQUATO, 1987; ANTONINI *et al.*, 2003), o magma carbonatítico que deu origem rochas metacarbonatíticas do CMCAD passou por processo de diferenciação magmática relacionado à processo de cristalização fracionada, evidenciado através de acamamento cumulático .

Ainda que polideformadas e hidrotermalizadas, essas rochas preservam feições ígneas que permite distinguir sua paragênese original composta por calcita, fluorapatita, forsterita, flogopita e magnetita, e subordinadamente por dolomita, ilmenita, pirrotita, pirita e badeleíta, o que permite classificá-las predominantemente como calciocarbonatito. A variação no conteúdo dos constituintes principais constitui um acamamento cumulático marcado por rochas ricas em forsterita, flogopita e

magnetita e rochas quase que exclusivamente calcítica, mas ainda assim com elevado percentual de fluorapatita.

O evento tectono-metamórfico, provavelmente de idade Neoproterozica (Evento Brasileiro), responsável pelas modificações dos metacarbonatitos é evidenciado pela recristalização e orientação dos carbonatos, pela serpentinização da olivina (formação de serpentina, antofilita, tremolita e magnetita), pela deformação dúctil das flogotipas e pelo fraturamento das fluorapatitas, que teriam ocorrido em condições de baixo grau metamórfico (fácies xisto-verde médio a alto). Posteriormente, processos hidrotermais deram origem a minerais traços como a monazita, a celestita e a baritocelstita, que ocorrem nas bordas dos cristais ou preenchendo fraturas. Além disso, essas rochas foram submetidas à intenso processo de silicificação.

Em função de sua origem e evolução foi possível individualizar, com base nos dados petrográficos, cinco litofácies das rochas metacarbonatíticas do CMCAD: o apatita metacarbonatito; o olivina-apatita metacarbonatito; o flogopita-apatita-olivina metacarbonatito; o olivina-apatita-biotita/flogopita metacarbonatito e; o metacarbonatito silicificado. Os três últimos são reflexo do tipo e grau de alteração a que essas rochas foram submetidas.

Apesar do estado atual em que essas rochas se encontram, é possível confirmar a cogeneticidade entre os cinco litofácies a partir de padrões geoquímicos de elementos incompatíveis e elementos terras raras.

Um espesso manto de intemperismo, proveniente da alteração dos metacarbonatitos primários, concentra-se sobre estes, constituindo um importante depósito de fosfato residual, denominado de apatitito, que atualmente é explorado pela mineradora Galvani no distrito de Angico dos Dias, Município de Campo Alegre de Lourdes-BA.

Com relação às demais rochas do CMCAD (metassienito, metassienogranito, tremolitito e biotitito), a amostragem foi insuficiente para definir se essas rochas são ou não produto de alteração hidrotermal (femitização) sobre as rochas do Complexo Sobradinho-Remanso. Contudo, é evidente que as mesmas foram submetidas a processos hidrotermais de baixo grau metamórfico (fácies xisto-verde médio a alto), registrado pela sericitização dos feldspatos alcalinos, pela epidotização do plagioclásio (que sugere a percolação de fluido rico em cálcio) e possivelmente pela

transformação de cristais cumuláticos de piroxênio em tremolita. É possível ainda, que tenha ocorrido processo de albitização, evidenciado pela cristalização albita a partir de feldspato pertítico.

Além disso, observa-se na mina de fosfato na Galvani, afloramento onde há uma zona de transição, contendo níveis de biotitito, entre rocha metacarbonatítica alterado (olivina-apatita-biotita/flogopita metacarbonatito) e o metassienito.

Tais evidências sugerem a atuação de processos de fenitização sobre as rochas do Complexo Metacarbonatítico Angico dos Dias, o que estaria de acordo com a hipótese apresentado por Lapin *et al.* (1999), que indicam que os metassienitos correspondem a auréolas zonadas de metassomatitos alcalinos (fenitos) produzidos pela ação do magma carbonatítico de alta temperatura, rico em sódio e voláteis, sobre o Complexo Sobradinho-Remanso, onde a rocha mista de carbonato e albita (zona de contato difuso contendo biotitito) corresponderia a fácies proximal e álcali feldspato metassienito ou quartzo metassienito corresponderiam a fácies distal.

CAPITULO X

10 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALBERTI, A.; CASTORINA, F.; CENSI, P.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; GOMES, C.B. Geochemical characteristics of Cretaceous carbonatites from Angola. **Journal of African Earth Sciences**, 29, 735 – 759. 1999.
- ALKMIM, F.F.; BRITO NEVES B.B.; ALVES J.A.C. Arcabouço tectônico do Cráton São Francisco: uma revisão. *In*: SIMPÓSIO SOBRE O CRÁTON SÃO FRANCISCO. 2., 1993, Salvador. **Anais...** Salvador: SBG, SGM, v. 1, 45-62. 1993.
- ALMEIDA, F.F.M. de. O Cráton São Francisco. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 7, n. 4, p. 349 – 367. 1977.
- ANTONINI, P.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; GOMES, C.B.; CENSI, P.; RIFFEL, B.F.; YAMAMOTO, E. The Early Proterozoic carbonatite complex of Angico dos Dias, Bahia State, Brazil: geochemical and Sr-Nd isotopic evidence for an enriched mantle origin. **Mineralogical Magazine**, v. 67, n. 5, p. 1039-1057. 2003.
- BARBOSA, J.S.F. e SABATÉ, P. Archean and Paleoproterozoic crust of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil: geodynamic features. **Precambrian Research**, v. 133, p. 1-27, 2004.
- BARBOSA, J.S.F. e SABATÉ, P. Colagem Paleoproterozoica de placas Arqueanas do Cráton São Francisco na Bahia. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 33, n. 1, Supl.), p.7-14, 2003.

- BARBOSA, J.S.F.; CRUZ, S.P.; SOUZA, J.S. **Terrenos Metamórficos do Embasamento**. In: J.S.F. Barbosa, J. F. Mascarenhas, L.C. Corrêa-Gomes, J.M.L. Dominguez, J.S. de Souza (Eds.), *Geologia da Bahia: Pesquisa e atualização* (v. 1, p. 101-199). Salvador: CPBM; UFBA, 2012.
- BARKER, D.S. **Field relations of carbonatites**. In K. Bell (Ed.) *Carbonatites: genesis and evolution*. London, Unwin Hyman, 38-69, 1989.
- BARKER, D.S. **Nephelinite-phonolite volcanism**. In: R.H. Mitchell, Ed., *Undersaturated alkaline rocks: mineralogy, petrogenesis, and economic potential*, Mineralogical Association of Canada Short Course, v. 24, p. 23-44, 1996.
- BAUER, H.E. As minas de ferro de Jacupiranga. **Revista de Engenharia**. 213p. 1877.
- BELL, K. **Carbonatites: genesis and evolution**. In: K. Bell (Ed.) *Carbonatites: genesis and evolution*. London, Unwin Hyman London, Unwin Hyman, p. 105-148, 1989.
- BELL, K. e BLENKINSOP, J. Archean depleted mantle: Evidence from Nd and Sr initial isotopic ratios of carbonatites. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, 51, 291 - 298. 1987a.
- BELL, K. e BLENKINSOP, J. Nd and Sr isotopic compositions of East African carbonatites: implications for mantle heterogeneity. **Geology**, 15, 99 –102. 1987b.
- BELL, K. e BLENKINSOP, J. **Neodymium and Strontium isotope geochemistry of carbonatites**. In: K. Bell (Ed.) *Carbonatites: genesis and evolution*. London, Unwin Hyman, p. 278-300, 1989.
- BELL, K. e RUKHLOV, A.S. **Carbonatites: Origin, evolution and source characteristics**. In: *Phoscorites and Carbonatites from Mantle to Mine: the Key Example of the Kola Alkaline Province* (F. Wall and A.N. Zaitsev, editors) Mineralogical Society Series, p. 433-468, 2004.
- BELL, K. e TILTON, G.R. Nd, Pb and Sr isotopic compositions of East African carbonatites: evidence for mantle mixing and plume inhomogeneity. **Journal of Petrology**, 42, 1927 –1945. 2001.
- BIONDI, J.C. **Brazilian mineral deposits associated with alkaline and alkaline-carbonatite complexes**. In: P. Comin-Chiaramonti, C.B. e Gomes (Editors),

- Mesozoic to Cenozoic alkaline magmatism in the Brazilian Platform. EDUSP/FAPESP, São Paulo, Brazil, p. 707-750, 2005.
- BIONDI, J.C. **Depósitos de minerais metálicos de filiação magmática**. São Paulo: CBMM-T.A. Queiroz. 602p. 1986.
- BIZZI, L.A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R.M.; GONÇALVES, J.H. **Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: Texto, Mapas e Sig.** Brasília: CPRM - Serviço Geológico do Brasil, 692 p. 2003.
- BONOW, W.C. Reavaliação e aspectos econômicos do jazimento de terras raras e ferro-ligas do lago esperança, complexo carbonatítico dos Seis Lagos-Amazonas-Brasil. 1980. CAMBURIÚ. **Anais...** Camburiú. SBG, v. 3, 1980.
- BOSE, P.N. Geology of Lower Narbada Valley between Nimáwar and Káwant. **Geol. Surv. India Mem.** 21, pp. 1-72. 1884.
- BOYNTON, W.V. **Cosmochemistry of the rare earth elements; meteorite studies**. *In*: Rare earth element geochemistry. Henderson, P. (Editors), Elsevier Sci. Publ. Co., Amsterdam. 63-114p. 1984.
- BRASIL. **Tipologia Climática – Segundo Thornthwaite – Estado da Bahia**. Salvador: SEI - Superintendencia de Estudos Economicos e Socias da Bahia, 2007.
- BRASIL. **Campo Alegre de Lourdes - BA: dados básicos, cidades**. Rio de Janeiro: IBGE - Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Disponível em: <<http://www.cidades.ibge.gov.br/painel/historico.php?lang=ecodmun=290590>>. Acesso em 19 de maio 2014a.
- BRASIL. **Campo Alegre de Lourdes - Ba: Dados históricos**. INMET - Instituto Nacional de Meteorologia <<http://www.inmet.gov.br/portal/index.php?r=bdmep/bdmep>>. Acesso em 19 de maio de 2014b.
- BROD, J.A. **Petrology and geochemistry of the Tapira alkaline complex, Minas Gerais State, Brazil**. University of Durham, UK (PhD thesis), 1999.
- BROD, J.A.; RIBEIRO, C.C.; GASPAR, J.C.; JUNQUEIRA-BROD, T.C.; BARBOSA, E.S.R.; RIFFEL, B.F.; SILVA, J.F.; CHABAN, N.; FERRARI, A.J.D. Guia de excursão 1: Geologia e Mineralizações dos Complexos Alcalino-Carbonatíticos da Província Ígnea do Alto Paranaíba. *In*: 42º CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA. Araxá, Brasil. **Anais ...** Araxá: SBG, 2004.

- BRÖGGER, W.C. **Die Eruptivgesteine des Kristianniagebietes. IV. Das Fengebiet in Telemarken, Norwegen.** Norske Videns. Skrift. Mat.-Naturv. Kl. 1920, No. 9. 1921.
- CALDASSO, A.L.S.; ENNES, E.R.; GRAZIA, C.A. Geologia da região sudeste do Estado do Piauí. Projeto Sudeste do Piauí I: relatório final de geologia. Brasília, DNPM - **Série Geologia 21: Seção Geologia Básica** 15. 1981.
- CALDASSO, L.S. **Projeto Sudeste do Piauí I: relatório final integrado.** Recife: CPRM. Convênio DNPM - CPRM. 1973.
- CAPUTO, M.V. e LIMA, E.C. Estratigrafia, idade e correlação do Grupo serra Grande, Bacia do Parnaíba. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, 1984, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro: SBG, v. 2, p. 740-753. 1984.
- CAROZZI, A.V.; FALKENHEIN, F.U.M.; CARNEIRO, R.G.; *et al.* **Análise ambiental e evolução tectônica sinsedimentar da seção siluro-eocarbonífera da bacia do Maranhão.** Rio de Janeiro: PETROBRAS, Ciência-Técnica-Petróleo Seção Exploração do Petróleo, 7. 1975.
- CASSEDANE, J.P. Le gite titanifère de Pedra Comprida (Município de Campo Alegre de Lourdes) - État de Bahia. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, n.6, v.1, p 53-59, 1976.
- CASTORINA, F.; CENSI, P.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; PICCIRILLO, E.M.; ALCOVER NETO, A.; GOMES, C.B.; ALMEIDA, R.T.I.; SPEZIALE, S.; TOLEDO, M.C.M. Carbonatites from Eastern Paraguay and genetic relationships with potassic magmatism: C, O, Sr and Nd isotopes. **Mineralogy and Petrology**, 61, 237 –260. 1997.
- CBPM / LASA. **Projeto Levantamento Aerogeofísicos de Campo Alegre de Lourdes – Mortugaba** (2006 – 2007).
- CHAKHMOURADIAN, A.R. High-field-strength elements in carbonatitic rocks: Geochemistry, crystal chemistry and significance for constraining the sources of carbonatites. **Chemical Geology**, n. 235, p. 138-160, 2006.
- COMIN-CHIARAMONTI, P. e GOMES, C.B. **Mesozoic to Cenozoic Alkaline Magmatism in the Brazilian Platform.** São Paulo: Editora da Universidade São Paulo, 750 p. 2005.

- COMIN-CHIARAMONTI, P.; GOMES, C.B.; CASTORINA, F.; CENSI, P.; ANTONINI, P.; FURTADO, S.; RUBERTI, E.; SCHEIBE, L.F. Geochemistry and geodynamic implications of the Anitápolis and Lages alkalinecarbonatite complexes, Santa Catarina State, Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, 32, 639 - 653. 2002.
- CÔRREA, A.S. **Mineralogia da crosta laterítica ferruginosa de Seis Lagos (Amazonas)**. São Paulo, 1997. Tese de Doutorado Geociências, São Paulo, v.16, n. 1, 1997.
- COUTO, L.F. **Estudo petrológico dampo Alegre de Loudes (Ba) e dos óxidos de Fe-Ti-(V) associados**. Brasília: 1989. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências da Universidade de Brasília. 1989.
- CRUZ S.C.P. e ALKMIM, F.F. The tectonic interaction between the paramirim aulacogen and the araquai belt, são francisco craton region, eastern brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Brasil, v. 78, n. 1. p. 151-174. 2006.
- CUNHA, F.M.B. **Evolução paleozoica da Bacia do Parnaíba e seu arcabouço tectônico**. Rio de Jnaeiro, Dissertação (Mestrado), Universidade Federal do Rio de Janeiro. 1986.
- DALTON, J.A. e WOOD, B.J. The compositions of primary carbonate melts and their evolution through wallrock reaction in the mantle. **Earth and Planetary Science Letters**, n. 119, p. 511-525, 1993.
- DANDERFER, F.O.A. e DARDENNE, M.A. Tectonoestratigrafia da bacia Espinhaço na porção centro-norte do Cráton São Francisco: registro de uma evolução poli-histórica descontínua. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 4, p. 449-460, 2002.
- DAVINO, A. **Delineamento dos limites e estruturas do Cráton do Paramirim por gravimetria**. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 31, 1982 Camboriu. Anais...Salvador SBG. v.5, p2573-2582. 1982.
- DEER, W.A.; ZUSSMAN, J.; HOWIE, R.A. **Rock-forming minerais**. v. 5: non silicates. Longman, London, 1966.
- DEER, W.A; HOWIE, R.A.; ZUSSMANN, J. **An Introduction of Rocks-Forming Minerals**. Second Edition. Longman Scientific e Technical. 696p. 1978.
- DERBY, O. A. **On nepheline rocks in Brasil**. Geol. Soc. London Quart. Jour. v. 7(15):460-467. Centre National of Volcanologie. 1891.

- DUTRA, C.V. e FORMOSO, M.L.L. Considerações sobre os elementos terras raras em apatitas. **Geochimical Brasiliensis**, v. 9, n. 2, p 185-199, 1995.
- ERIKSSON, S.C. **Phalaborwa: a saga of magmatism, metasomatism and miscibility**. *in*: Carbonatites: Genesis and Evolution (K. Bell, editor), Unwin Hyman, London. 221 - 254p. 1989.
- FERREIRA, S.S.; MELLO MONTE, M.B DE; LINS, F.F. **Aplicação da separação magnética a seco no beneficiamento de um minério fosfático**. Resumo de Iniciação Científica. (BA/PI). 10p. CETEN/CNPq, 1999.
- GALVANI. **Mapa Geológico/Topográfico com localização de furos de sonda e cava**. Escala 1:5.000. Relatório Interno. 2013.
- GITTINS, J. **The origin and evolution of carbonatite magmas**. *In*: Carbonatites, Genesis and Evolution (Bell, K. Ed.), Unwin Hyman Ltd, London: p. 580-599, 1989.
- GOLD, D.P. Average chemical composition of carbonatites. **Econ. Geol.**, 58, 988-991. 1963.
- GOMES, C.B.; RUBERTI, E.; MORBIDELLI, L. Carbonatite complexes from Brazil: a review. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 3, p. 51-63, 1990.
- GOMES, R.A.A.D. e MOTTA, A.C. **Projeto Levantamento Gravimétrico do Estado da Bahia: relatório final**. Salvador: CPRM. Convenio CPRM/DNPM. 1980.
- GOMES, R.A.A.D. **Campo Alegre de Lourdes, folha SC. 23-X-D-IV, Peixe, folha SC. 23-X-D-I: Estado da Bahia, aerogeofísica, relatório temático**. Salvador: CPRM, Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Projeto Campo Alegre de Lourdes. 29 p. 1983.
- GOOGLE EARTH. **Imagem de satélite**. Image©2015CNES/Astrium. Obtida em 08/10/2013. Acesso em março de 2015.
- GROSSI SAD, J.H. e DUTRA, C.V. **Fracionamento dos Elementos Terras Raras e suas Aplicações em Metalogênese. Comportamento Geoquímico em Sistemas Diversos**. *In*: Formoso, M.L.L.; Nardi, L. V.S.; Hartinann, L.A. (Eds). CPRM, DNPM, SBGq. Geoquímica dos Elementos Terras Raras no Brasil, v. 8, p.123- 141, 1989.
- HALL, A. **Igneous Petrology**. Prentice Hall, p. 417, 1996.

- HARMER, R.E. e GITTINS, J. The case for primary, mantle-derived carbonatite magma. **Journal of Petrology**, v. 39 p. 1895-1904, 1998.
- HART, S. e ZINDLER, A. Constraints on the nature and development of chemical heterogeneities in the mantle. *in*: Mantle Convection (W.R. Peltier, editor). **Gordon and Breach Science Publishers S.A.**, New York. Pp. 261 - 388. 1989.
- HASTIE, A. R., KERR, A. C., PEARCE, J. A. e MITCHELL, S. F. Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: development of the Th Co discrimination diagram. **Journal of Petrology**, 48, 2341-2357p. 2007.
- HASUI, Y. **O Cráton São Francisco**. *In*: Geologia do Brasil, Rio de Janeiro: Beca, p. 201-227. 2012.
- HEINRICH, E. Wm. **The Geology of Carbonatites**. Rand M.cNally e Company, Chicago. 609p. 1966.
- HÖGBOM, A G. Syenit området på Algön. **Geol. Forën. Förh.** **14**:15-19. 1892.
- HÖGBOM, A.G. Om postarkaiska eruptiver inom det svensk-finska urberget. **Geol. Forën. Förh.** 15: 222. 1893.
- HÖGBOM, A.G. **Sur les effets de contact de la suénite a néphéline de Suède**. Comp. Rend. Cong. Géol. Intern., Zürich. 1894.
- HÖGBOM, A.G. Über das Nephelinsyenitgebiet auf der Insel Alnö. **Geol. Forën. Förh.** **17**:100-160, 214-256. 1895.
- HUANG, Y.N.; HAWKESWORTH, C.J.; VAN CALSTEREN, P.; MCDERMOTT, F. Geochemical characteristics and origin of the Jacupiranga carbonatites, Brazil. **Chemical Geology**, 119, 79 - 99. 1995.
- HUSSAK, E. Ueber Brazilit, ein neues tantal (niob) mineral von der Eisenmine Jacupiranga. **Neues Jb. f. Min.** v. **2**: 141-159. 1892.
- HUSSAK, E. Ueber den baddelyit (syn. brazilit) von der Eisenmine in Jacupirangain São Paulo. **Tschermak's Min. Petr. Mitt.** p. 395-411. 1895.
- HUSSAK, E. Über ein neues vorkommen von baddeleyit als accessorischer gementgtheil der jacupirangitähnlichen basischen ausscheidungen des nephelinsyenits von Alnö, Schweden. **Neues Jb. f. Min.** v. **2**: 228-229. 1898.
- HUSSAK, E. Ueber die microstruktur einiger brasiliannischer titanmagneteisensteine. **Neues Jb. f. Min.** v. **1**: 94-113. 1904.

- INDA, H.A.V. e BARBOSA, J.F. **Texto explicativo para mapa geológico do Estado de Bahia, escala 1:1.000.000**. Publicação da Secretaria Minas Energia, Salvador, Brazil, 1978.
- ISSLER, S.R. **Rare-Hearth Elements in the Seis Lagos Carbonatite Complex**. Mineração e Metalurgia, 1980.
- JANOUSEK, V.; FARROW, C. M.; ERBAN, V. Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). **Journal of Petrology**. 47(6):1255-1259. 2006.
- JARDIM DE SÁ, E.F. e HACKSPACHER, P.C. Reconhecimento estrutural na borda norte do Cráton São Francisco. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31. 1980, Camburiú. **Anais...** Camburiú: SBG, v. 5, p. 2719-2731. 1980.
- KAHN, H.; CASSOLA, M.S.; OBA, C.A.I.; LIBERAL, G.S.E.; RIFFEL, B.F. Caracterização tecnológica do minério residual de fosfato de Angico dos Dias, BA. *In*: ENCONTRO NACIONAL DE TRATAMENTO DE MINÉRIOS E HIDROMETALURGIA, 14, Salvador, 1990. **Anais...** Salvador. ABM, 1990. v.1, p. 196-211, 1990.
- KJARSGAARD, B.A. e HAMILTON, D.L. **The genesis of carbonatites by immiscibility**. *In* K. Bell, Ed., Carbonatites: genesis and evolution. London, Unwin Hyman, p. 388-404, 1989.
- KRAVCHENKO, S.M.; BAGDASAROV, Y.U.A.; LAPIN, A.V. New data on the geology and minerageny of carbonatite associations. **International Geologic Review**, London, published by Taylor e Francis, 30(11):1208 - 1216. 1988.
- LAPIDO LOUREIRO, F.E.; MELLO MONTE, M.B. de; NASCIMENTO, M. **Agrominerais – Fosfato**. Série Estudos e Documentos, Capítulo 7, CETEN, 2016.
- LAPIN, A.V. Carbonatites of the Tatar deepseated fault Zone, Sibéria. *In*: **International Geology Review**, 29:551-567. 1987.
- LAPIN, A.V.; RIWANUCHI, W.; PLOSHKO, V.V. Carbonatitos lineares de cinturões móveis: uma síntese. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 29, p. 483-490, 1999.
- LE MAITRE, R.W. **Igneous Rocks: a Classification and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences**

Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. Cambridge University Press, Cambridge, UK., 2002.

- LEITE C.M.M. e SANTOS R.A. Tectônica e estrutura da região de Campo Alegre de Lourdes, NNW do Estado da Bahia. *In*: 38º CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 1994, Camboriú. **Resumos Expandidos**. Camboriú, SP: Sociedade Brasileira de Geologia. v. 1. P. 272-274. 1994.
- LEITE, C.M.M. e FRÓES, R.J.B. Características petroquímicas do granito alcalino Serra do Meio (Campo Alegre de Lourdes). *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 2, 1989, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro: SBGq, v. 1, p. 157-167. 1989.
- LEITE, C.M.M. **Campo Alegre de Lourdes, folha SC.23-X-D-IV. Peixe, folha SC.23-X-D-I: Estado da Bahia.** Brasília: CPRM (Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil), 158 p. 1997.
- LEITE, C.M.M.; FRÓES, R.J.B.; SILVA, R.W.S. **Projeto Peixe-Pau de Birro.** Companhia Baiana de Pesquisa Mineral. 1991.
- LEITE, C.M.M.; MORAES, A.M.V.; SÁ, E.P.; SANO, E.E. **Projeto Remanso: Fase I.** Companhia Baiana de Pesquisa Mineral, 45 p. il. 1987.
- LEITE, C.M.M.; SANTOS, R.A.; CONCEIÇÃO, H. A província toleítica-alcalina de Campo Alegre de Lourdes: geologia e evolução tectônica. *In*: SIMPÓSIO SOBRE O CRÁTON SÃO FRANCISCO, 2., 1993, Salvador. **Anais...** Salvador: SBG, SGM, v. 1, p. 56-59. 1993.
- LEITE, C.M.M.; SANTOS, R.A.; CONCEIÇÃO, H. Feições estruturais e recristalizações mineralógicas associadas na Suíte Alcalina de Campo Alegre de Lourdes. *In*: 37º CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 1992, São Paulo. São Paulo, SP: Sociedade Brasileira de Geologia, v. 1. p. 97-98. 1992.
- LEMOES R.L. e GASPAR J.C. O magmatismo kamafugítico em Maicuru e seu ambiente tectônico. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 41, João Pessoa. **Anais...** João Pessoa, SBG. p. 539, 2002.
- LEMOES R.L., FONSECA L.R., MARTINS L.P.B. Petrografia do complexo alcalino-ultramáfico-carbonatítico de Maicuru-PA. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35. Belém. **Anais...** Belém. SBG. p. 1400-1411, 1988.

- LEONARDOS, O.H. **Carbonatitos com apatita e pirocloro**. Dep. Nac. Prod. Min., Minis. da Agricultura, Rio de Janeiro, Avulso, v. 8: 7-30. 1956.
- LIBERAL, G.S. e CASSOLA, H.L. O depósito de fosfato Angico dos Dias, Ba; geologia, beneficiamento e aproveitamento econômico. *In*: 3º CONGRESSO BRASILEIRO DE MINERAÇÃO. São Paulo. Instituto Brasileiro de Mineração. **Coletânea de Trabalhos Técnicos**. v. 2. P. 266-287. 1989.
- LIBERAL, G.S. **Projeto Caracol – Relatório Anual**. Relatório interno da Companhia Brasileira de Metalurgia e Mineração. 1985.
- LIMA, R.F.F.; SOARES, J.V.; SANTOS, L.M.B.; LADO, S.E. **Projeto Fe-Ti de Campo Alegre de Lourdes – Fase I**. Projetos Técnicos da Companhia Baiana de Pesquisa Mineral. 1977.
- LOPES, JR. D.Q.; NETO, A.A.; NEUMANN, R. **Caracterização Tecnológica do Minério Fosfático de Angico dos Dias/Caracol (BA/PI)**. Resumo de Iniciação Científica. 10p. CETEN/CNPq, 1999.
- LOUBET, M.; BERNAT, M.; JAVOY, M.; ALLEGRE, C.J. Rare Earth Contents in Carbonatites. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 14, n. 2, March 1972, p. 226-232. 1972.
- MARIANO, A.N. **Analytical report on rocks from Angico dos Dias. Bahia**. Relatório Interno, CBMM. 1987.
- MARIANO, A.N. **Nature of economic mineralization in carbonatites and related rocks**. *In*: K. Bell (Ed.) Carbonatites: genesis and evolution. London, Unwin Hyman, 149-176, 1989.
- MARTIN, H.; SABATÉ, P.; PEUCAT, J.J.; CUNHA, J.C. Crustal evolution in early Archaean of South America: example of the Sete Voltas Massif, Bahia state, Brazil. **Precambrian Research**, v. 82, n. 1-2, p. 35-62, 1997.
- MASCARENHAS, J.F. e GARCIA, T.W. **Mapa Geocronológico do Estado da Bahia: Texto Explicativo**. Salvador: Superintendência de Geologia e Recursos Minerais, Secretaria de Minas e Energia, 1989.
- MASCARENHAS, J.F.; PEDREIRA, A.; MISI, A.; MOTTA, A.C.; SA, J.H.S.A. **Província de São Francisco**. *In*: Almeida, F.F.; Hasui, Y. O pré-Cambriano do Brasil. v. 1, p. 0046-0122. 1984.

- MELCHER, G. C. **Carbonatito de Jacupiranga, estado de São Paulo**. Tese de doutorado; Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 59p. 1962.
- MORAES, A.M.V. **Projeto Fe - Ti - V de Campo Alegre de Lourdes: fase III; texto e mapas**. Companhia Baiana de Pesquisa Mineral. 9 v. il. ; 76 mapas. 2006.
- MORAES, A.M.V. **Projeto Fe - Ti - V de Campo Alegre de Lourdes: fase III; texto e mapas**. Relatório Final. Companhia Baiana de Pesquisa Mineral. 2009.
- NACHIT, H.; IBHI, A.; ABIA, E.H.;OHOUD, M.B. Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated and neoformed biotites. **C.R. Geoscience**, 337:1415-1420. 2005.
- NELSON, D.R.; CHIVA, A.R.; CHAPPELL, B.W.; MCCULLOCH, M.T. Geochemical and isotopic systematics in carbonatites and implications for the evolution of ocean-island sources. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, 52, 1 –17. 1988.
- NEUMANN, R. e ALCOVER, A.N. **Caracterização mineralógica e tecnológica do minério fosfórico de Angico dos Dias/Caracol (BA/PI)**. Relatório técnico de Projeto PADCT (RT-09/99), 1999
- PEARCE, N.J.G. e LENG, M.J. The origin of carbonatites and related rocks from the Igaliko Dyke Swarm, Gardar Province, South Greenland: eld, geochemical and C-O-Sr-Nd isotope evidence. **Lithos**, 39, 21 - 40. 1996.
- PECORA, W.T. **Carbonatites, a review**. Bull. Geol. Soc. Am. 67:1537-1556. 1956.
- PETRELLI M.; POLI G.; PERUGINI D.; PECCERILLO A. Petrograph: a New Software to Visualize, Model, and Present Geochemical Data in Igneous Petrology, Geochem. **Geophys. Geosyst.**, Vol. 6, Q07011, DOI 10.1029/2005GC000932, 26 July 2005. 2005.
- PLÁ CID, J. e CONCEIÇÃO, H. Magmatismo granítico alvalino na faixa de dobramento Riacho do Pontal, Divisa Bahia-Piauí. *In*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 15., 1993. Natal. *Anais...* Natal: SBG, INPE, p. 90-92. 1993.
- PLÁ CID, J. **Granitogênese Alcalina de Campo Alegre de Lourdes (Norte da Bahia): petrografia, mineralogia e geoquímica**. Dissertação de mestrado. Universidade Federal da Bahia. Salvador. 232 p.1994.
- POPPER, K.R. **Conhecimento Objetivo: Uma Abordagem Evolucionária**. São Paulo/Belo Horizonte: EDUSP/Itatiaia. 1975.

- RAY J.S.; PANDE K.; BHUTANI R.; SHUKLA A. D.; RAI V. K.; KUMAR A.; AWASTHI N.; SMITHA R. S.; PANDA D. K. Age and geochemistry of the Newania dolomite carbonatites, India: implications for the source of primary carbonatite magma. *Contributions to Mineralogy and Petrology. Journal Article*. **166 (6)**: 1613-1632. 2013.
- RODEN, M.F.; MURTHY, R.V.; GASPAR, J.C. Sr and Nd isotopic composition of the Jacupiranga carbonatites. *Journal of Geology*, 93, 212 –220. 1995.
- ROSA, M.L.S.; CONCEIÇÃO, H.; CONCEIÇÃO, R.V.; RIOS, D.C.; NARDI, L.V.S.; MARTIN, H.; OBERLI, F.; MEIER, M.; SCHELLER, T.; MACAMBIRA, M.J.B.; MCREATH, I.; PEREIRA SANTOS, C.G.; BARRETO SANTOS, E.; PAIM, M.M.; LEAHY, G.A.S. Isotopic signature of the Paleoproterozoic potassic-ultrapotassic syenites from Bahia State (Brazil). II SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, Cordoba, Argentina, Actas, 272 – 275. 1999.
- ROSA, M.L.S.; CONCEIÇÃO, H.; OBERLI, F.; MEIER, M.; MARTIN, H.; MACAMBIRA, M.J.B.; BARRETO SANTOS, B.; PAIM, M.M.; LEAHY, G.A.S.; LEAL, L.R.B. Geochronology (U-Pb/Pb-Pb) and isotopic signature (Rb-Sr/Sm-Nd) of the Paleoproterozoic Guanambi batholith, southwest Bahia State (NE Brazil). *Revista Brasileira de Geociências*, 30, 62 –65. 2000.
- RUBERT I, E.; CASTORINA, F.; CENSI, P.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; GOMES, C.B.; ANTONINI, P.; ANDRADE, F.R.D. The geochemistry of the Barra do Itapirapua' carbonatite (Ponta Grossa Arch, Brazil): a multiple stockwork. *Journal of South American Earth Sciences*, 15, 215 – 228. 2002.
- SALVIANO, A.; SAMPAIO, D.R.; AZEVEDO, H.C.A.; OLIVEIRA, M.T.M. **Projeto Fe-Ti de Campo Alegre de Lourdes - Fase II**. Projetos Técnicos da Companhia Baiana de Pesquisa Mineral. 1979.
- SANO, E.E. **Contribuição à prospecção mineral regional de depósitos de ferro e à discriminação litológica da porção norte do estado da Bahia através de técnicas de processamento digital de imagens do TM-LANDSAT 5**. São José dos Campos, INPE, 173p. 1987.
- SANTOS, C.N. **Micromorfologia, geoquímica e aspectos tecnológicos da apatita da associação alcalino-metacarbonatítica pré-cambriana de Angico dos**

- Dias, BA.** São Paulo. Dissertação (Mestrado) IGc, Universidade de São Paulo, 131p., 2001
- SHATAGIN, K.N. Age and origin of the Zerenda batholith in northern Kazakhstan: a Rb±Sr isotope study. **Dokl. Akad. Rus. Nauk** (in Russian). 336 (5): 674-676. 1994.
- SHERBAK M.P.; ZAGNITKO V.N.; ARTEMENKO G.V.; BARTNITSKY E.N. Correlation of Significant Geological Events in the Priazovian Unit of the Ukrainian Shield. **Geochem. and Oreformation**, (Ukraine, in Russian) 21: 112-129. 1995.
- SILVA, A.B.; LIBERAL G.S.; ISSA FILHO, A.; RODRIGUES, C.S.; RIFFEL B.F. Depósito de fosfato em carbonatito pré-cambriano, Angico dos Dias-Ba. **Soc. Bras. Geol.**, Núcleo da Bahia, Salvador. 15p. 1987.
- SILVA, A.B.; LIBERAL G.S.; GROSSI SAD, J.H.; ISSA FILHO, A.; RODRIGUES, C.S.; RIFFEL B.F. Geologia e petrologia do Complexo Angico dos Dias (Bahia, Brasil), uma associação metacarbonatítica pré-cambriana. **Geochimica Brasiliensis**, 2(1): 81-108. 1988.
- SILVA, A.B.; LIBERAL G.S.; RIFFEL, B.F.; ISSA FILHO, A. **Depósito de fosfato de Angico dos Dias, Campo Alegre de Lourdes, Bahia.** Principais Depósitos Minerais do Brasil, DNPM. V-4-C, 123-130p. 1997.
- SILVEROL, A.C. **Processo Humifert para fertilizantes alternativos organo-fosfatados: obtenção a partir do minério de Angico dos Dias, caracterização dos compostos e avaliação da eficiência agrônômica.** São Paulo. Dissertação (Mestrado) IGc, Universidade de São Paulo, São Paulo. 179p. 2006.
- SILVEROL, A.C.; TOLEDO, M.CM de; SILVA, W.T.L da. Neoformação de fosfato de cálcio e comportamento da solubilização do fósforo no Processo Humifert. **Revista do Instituto Geológico**, São Paulo, v. 34, n. 1, p. 45-56, 2013.
- SMITHIES, R.H. e MARSH, J.S. The Marinkas Quellen carbonatite complex, southern Namibia: carbonatite magmatism with uncontaminated depleted mantle signature in a continental setting. **Chemical Geology**, 148, 201 – 212. 1998.
- SOUZA F.R. **Peixe – Folha SC.23-X-D-I: Estado do Piauí.** Carta Geológica. Teresina: CPRM, 2013, 1 mapa, color, 91,04 x 65,84cm. Escala 1:100.000. Programa Geologia do Brasil – PGB. 2013.

- SOUZA, A.S. e SAMPAIO, D.R. **Projeto ferro-titânio de Campo Alegre de Lourdes, fase II**. Salvador: CBPM. Convênio SME-CBPM. 1979.
- SOUZA, J.D.; KOSIN, M.; MELO, R.C.; SANTOS, R.A.; TEIXEIRA, L.R.; SAMPAIO, R.; GUIMARÃES J.T.; BENTO, R.V.; BORGES, V.P.; MARTINS, A.A.M.; ARCANJO, J.B.; LOUREIRO, H.S.C.; ANGELIM, L.A.A. **Mapa Geológico do Estado da Bahia, 1.000.000**. Programa de Levantamento Geológico Brasileiro, Projeto GIS do Brasil. CPRM e Companhia Baiana de Pesquisa Mineral (CBPM), 2003.
- SOUZA, K.G.M.; LOUREIRO, F.L.; TRINDADE, R.E. **Rota alternativa para a produção de ácido ortofosforico a partir de concentrado apatítico de Angico dos Dias**. Resumo de Iniciação Científica. (BA/PI). 10p. CETEN/CNPq, 1999.
- SPEER, J.A. Micas in igneous rocks. *In*: BAILEY, S.W., ed. Reviews in Mineralogy. Blacksburg, **Mineralogical Society of America**, v. 13, p. 299-356. 1984.
- STRECKEISEN, A.L. Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites, and melilitic rocks: Recommendations and suggestions of the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. Channan, IUGS Subcommittee Mineralogisches Institut, Sahlistrasse, 6, CH-3012, Bern, Switzerland. **Geology**, v. 7, p. 331-335. 1979.
- STRECKEISEN, A.L. Plutonic rocks: classification and nomenclature recommended by the IUGS. Subcommittee on the systematics of igneous rocks. **Geotimes**, n. 18, p. 26-30. 1976.
- STUTZER, O. Eruptive Kalksteine. Naturwiss. **Wochenschrift, neue Folge**, Band VI (25):392-393. 1907.
- TAYLOR, H.P. JR.; FRECHEN, J.; DEGENS, E.T. Oxygen and carbon isotope studies of carbonatites from Laacher See district, West Germany and Alnö district, Sweden. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, 31, 407-430. 1967.
- THOMPSON, R.N. Magmatism of the British Tertiary province. **Scottish Journal of Geology**, 18, 49-107. 1982.
- THOMPSON, R.N., SMITH, P.M., GIBSON, S.A., MATTEY, D.P. AND DICKIN, A.P. **Ankerite carbonatite from Swartbooisdrif, Namibia: the first evidence for magmatic ferro carbonatite**. Contributions to Mineralogy and Petrology, 143, 377-395. 2002.

- TILTON, G.R. e BELL, K. Sr-Nd-Pb isotope relationships in Late Archean carbonatites and alkaline complexes: Applications to the geochemical evolution of Archean mantle. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, 58, 3145 –3154. 1994.
- TOLEDO, M.C.M. de e PEREIRA, V.P. A variabilidade de composição da apatita associada a carbonatitos. **Revista do Instituto Geológico**, São Paulo, v. 22, n.112, p. 27-64, 2001.
- TORQUATO, J.R.F. **Estudo isotópico de C e O em carbonatos**. Angico dos Dias - Relatório Interno - CBMM. 1987.
- TRÖGER, W.E. **Spezielle petrographie der eruptivgesteine - ein nomenklatur-kompendium**. Verlag der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft, Berlin, 369p. 1935.
- TROMPETTE, R.R.; UHLEIN, A.; SILVA, M.E.; KARMANN, I. O Cráton São Francisco – Uma revisão. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo. v. 22, n. 4, p. 481-486. 1992.
- VEIGA, P.M.O. e MORAES, A.M.V. Depósito de ferro-titânio-vanádio. **Série Arquivos Abertos - Salvador**. CBPM, 2008.
- VEIZER, J.; PLUMB, K.A.; CLAYTON, R.N.; HINTON, R.W.; GROTZINGER, J.P. Geochemistry of Precambrian carbonates: V. Late Paleoproterozoic seawater. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, 56, 2487-2501. 1992.
- VILLEGAS, R.A.S.; NEUMANN, R.; ALCOVERDE NETO, A. **Caracterização Quantitativa por Difração de Raios-X do Minério Fosfático de Angico dos Dias/Caracol (BA/PI)**. Resumo de Iniciação Científica. (BA/PI). 10p. CETEN/CNPq, 1999.
- VILLENEUVE, M.E. e RELF, C. Tectonic setting of 2.6 Ga carbonatites in the Slave Province, NW Canada. **Journal of Petrology**, 39, 1975 –1986. 1998.
- WOOLLEY, A.R. e KEMPE, D.R.C. **Carbonatites: Nomenclature, average chemical composition and element distribution**. In Carbonatites: Genesis and Evolution. Bell (ed) Unwin Hyman, London, p 1-14. 1989.
- WOOLLEY, A.R. e KJARSGAARD, B.A. Paragenetic types of carbonatite as indicated by the diversity and relative abundances of associated silicate rocks: evidence from a global database. **Canadian Mineralogist**, n. 46 p. 741 – 752, 2008.

- WOOLLEY, A.R. A discussion of carbonatite evolution and nomenclature, and the generation of sodic and potassic fenites. **Mineralogical Magazine**, v. 46, p. 13-17, 1982.
- WOOLLEY, A.R. **Alkaline rocks and carbonatites of world, Part 3; Africa**. London: Geological Society of London. 372p., 2001.
- ZAPATA, F. e ROY, R. N. Use of phosphate rocks for sustainable agriculture. **Fertilizer and Plant Nutrition Bull**, v. 13, FAO, 165p., 2004.
- ZINDLER, A. e HART, S.R. Chemical geodynamics. **Annual Review of Earth and Planetary Sciences**, v. 14, p. 493 –523, 1986.
- ZUSSMAN, J. **An Introduction to the Rock Forming Minerals**, 2nd ed., London: Longman, 696p., 1992.