

OS CARBONATITOS CRETÁDICOS DA PLATAFORMA BRASILEIRA E SUAS PRINCIPAIS CARACTERÍSTICAS

Organização
Celso de Barros Gomes



Universidade de São Paulo
Instituto de Geociências

**OS CARBONATITOS CRETÁCIOS
DA PLATAFORMA BRASILEIRA
E SUAS PRINCIPAIS CARACTERÍSTICAS**

Celso de Barros Gomes (Org.)
Carlos Oití Berbert
Excelso Ruberti
Jorge Silva Bettencourt
Luanna Chmyz
Pedro Augusto da Silva Rosa
Piero Comin-Chiaramonti
Rogério Guitarrari Azzone
Victor Velázquez Fernandez
Vladimir Aps

DOI: 10.11606/9786586403008

São Paulo
2020

Universidade de São Paulo

Reitor: Prof. Dr. Vahan Agopyan

Vice-reitor: Prof. Dr. Antonio Carlos Hernandez

Instituto de Geociências

Diretor: Prof. Dr. Caetano Juliani

Vice-diretor: Prof. Dr. Carlos José Archanjo

Organização

Celso de Barros Gomes

Diagramação

Daniel Machado e Célia Regina de Oliveira Rosa

Preparação das figuras e imagem da capa

Thelma Collaça Samara e Ana Letícia F. G. Acquaviva

Catálogo na Publicação

Universidade de São Paulo. Instituto de Geociências.

Gomes, Celso de Barros (Org.) **Os Carbonatitos Cretácicos da Plataforma Brasileira e suas Principais Características** [recurso eletrônico]. — São Paulo, Instituto de Geociências da USP, 2020. 253p.

ISBN: 978-65-86403-00-8

DOI:10.11606/9786586403008

1. Carbonatitos 2. Magmatismo alcalino 3. Plataforma Brasileira 4. Magmatismo mesozoico 5. Recursos minerais. I. Gomes, C. B.; II. Berbert, C. O.; III. Ruberti, E.; IV. Bettencourt, J. S.; V. Chmyz, L.; VI. Rosa, P. A. S.; VII. Comin-Chiaramonti, P.; VIII. Azzone, R. G.; IX. Aps, V.; X. Velázquez, V. F. XI. Título.

CDD 550

Elaborado por Celia Regina de Oliveira Rosa (CRB-8/5653)



Este trabalho está licenciado sob uma Licença Internacional Creative Commons Atribuição-Uso Não-Comercial-Não-Derivados (CC BY-NC-ND 4.0). É permitido fazer o download deste trabalho e compartilhá-lo com outras pessoas, desde que o crédito seja atribuído aos autores. O trabalho não pode ser alterado de forma alguma ou utilizado comercialmente. Para informações adicionais, consulte: <https://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0>.

AUTORES

Celso de Barros Gomes (Organizador)

Instituto de Geociências - Universidade de São Paulo
cgomes@usp.br

Carlos Oití Berbert

Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – Serviço Geológico do Brasil
coiti@uol.com.br

Excelso Ruberti

Instituto de Geociências - Universidade de São Paulo
exrubert@usp.br

Jorge Silva Bettencourt

Instituto de Geociências - Universidade de São Paulo
jsbetten@usp.br

Luanna Chmyz

Pós-Doutoranda do Departamento de Mineralogia e Geotectônica
Instituto de Geociências - Universidade de São Paulo
luannachmyz@hotmail.com

Pedro Augusto da Silva Rosa

Centro de Pesquisa “Professor Manoel Teixeira da Costa”
Universidade Federal de Minas Gerais
pasr86@hotmail.com

Piero Comin-Chiaramonti

Departamento de Matemática e Geociências - Universidade de Trieste, Italia
piero.cominchiaramonti@gmail.com

Rogério Guitarrari Azzone

Instituto de Geociências - Universidade de São Paulo
rgazzone@usp.br

Vladimir Aps

Aps Mineração Indústria e Comércio
vladimiraps@gmail.com

Victor Velázquez Fernandez

Escola de Artes, Ciências e Humanidades - Universidade de São Paulo
vvf@usp.br

APRESENTAÇÃO

O objetivo primordial deste volume é o de oferecer uma visão abrangente dos aspectos gerais e diversos (mineralógicos, petrográficos, petrológicos, geoquímicos, geocronológicos e econômicos) dos carbonatitos cretácicos da região meridional da Plataforma Brasileira associados geograficamente à bacia sedimentar do Paraná e, de modo subordinado, à do Bauru. Para tanto, foram consultados não só artigos publicados na literatura nacional e estrangeira como também manuscritos acadêmicos inéditos, em geral de difícil acesso, ligados a cursos de pós-graduação, principalmente junto às universidades públicas de Brasília e São Paulo. A exemplo do observado com as ocorrências de rochas alcalinas distribuídas pelos territórios brasileiro, paraguaio e boliviano, o magmatismo carbonatítico cretácico se caracteriza também por apresentar grau de conhecimento demasiado heterogêneo, sendo algumas intrusões razoavelmente bem investigadas (p. ex., Jacupiranga, Juquiá, Salitre, Tapira etc.), enquanto outras (p. ex., Caiapó, Morro do Engenho etc.) ainda necessitam de estudos mais minuciosos. Por se tratar da primeira descrição da ocorrência de Piedade, julgou-se também oportuna a inclusão neste volume de um capítulo específico tratando preliminarmente de sua geologia, mineralogia e petrografia.

Um outro elemento complicador ao bom conhecimento do magmatismo carbonatítico é a notável irregularidade de sua exposição superficial, que reúne corpos maiores, muitos de interesse econômico potencial como fonte de bens minerais, e corpos menores, na forma de diques e veios ou ainda menores, como pequenos agregados (*ocelli*) presentes no interior de rochas alcalinas silicáticas.

Também de importância fundamental são as condições de intemperismo nas áreas onde os carbonatitos ocorrem com maior frequência, como as do Vale do Ribeira, na região Sudeste, e do Alto Paranaíba, na região Centro-Oeste do Brasil. Notadamente na última, o manto de alteração de grande espessura levou à formação de importantes depósitos supergênicos e residuais de apatita (fosfato), pirocloro (nióbio) e vermiculita. Se, por um lado, o intenso intemperismo se constitui em fator limitante à coleta de material inalterado na superfície do terreno, por outro, ele faz com que a execução de programas de sondagem se torne indispensável nos locais potencialmente mais promissores do ponto de vista econômico, possibilitando, dessa forma, não só a obtenção de dados geológicos de grande relevância como também a amostragem de rochas frescas de testemunhos para fins de investigação geoquímica de minerais e rochas.

PREFÁCIO

No universo da petrologia ígnea, um dos grupos mais fascinantes é o constituído pelos carbonatitos, que embora de expressão restrita, em termos de volume na crosta, tem despertado grande interesse, desde seus estudos iniciais no começo do século passado até o presente, em razão das suas características peculiares mineralógicas, geoquímicas e isotópicas, suas associações com litologias diversas, a complexidade do estudo de sua origem e a importância econômica relacionada à existência de elementos composicionais, tais como nióbio e elementos do grupo das terras raras (ETR), cada vez mais valorizados face à grande utilização nas indústrias aeroespaciais, automotivas e tecnologias da informação; além de vários outros metais importantes para a agricultura e indústrias várias. Esse fator foi importante para impulsionar as pesquisas, a se julgar pelo número de carbonatitos descritos, que atualmente ultrapassa largamente cinco centenas, e que eram somente três no início do século XX.

Os primeiros trabalhos sobre carbonatitos no Brasil datam dos anos 60, década na qual Celso de Barros Gomes, Professor Emérito do Instituto de Geociências (IGc) da USP (organizador deste volume), autor de um e coautor de oito dos seus dez capítulos, iniciou sua brilhante carreira científica na Universidade de São Paulo, onde exerceu papéis administrativos relevantes, tanto nos seus órgãos centrais como no âmbito do IGc. Neste, foi responsável pela montagem, instalação e manutenção de modernos laboratórios. Participou de atividades em sociedades científicas nacionais e internacionais e desenvolveu extensa produção científica, que gerou, até o momento, cerca de quatrocentos e cinquenta publicações de vários tipos. Tais atividades lhe renderam vários prêmios e honrarias. No que tange à produção científica, é notório que dentre os vários temas tratados, o estudo das rochas alcalinas é o mais relevante, objeto do maior número de trabalhos, e responsável por três dos seus oito livros publicados, sendo o mais recente em 2017.

A associação das rochas alcalinas com carbonatitos em várias ocorrências brasileiras levou o professor Celso e seus colaboradores ao estudo desses corpos. O presente volume sintetiza todas as informações geológicas disponíveis dos carbonatitos brasileiros situados nas regiões Sul-Sudeste e Centro-Oeste do País, que somam vinte e quatro corpos, além de seis ocorrências no Paraguai Oriental e uma na Bolívia. O texto do presente volume é claro, os gráficos, tabelas e ilustrações explícitos, e a equipe de autores é composta por pesquisadores nacionais e estrangeiros experientes nos diversos aspectos geológicos abrangidos no tema.

O capítulo 1 é muito interessante, principalmente para leitores menos familiarizados com o tema, pois informa sobre características gerais, envolvendo a celeuma inicial sobre a natureza ígnea dos carbonatitos, a evolução de sua definição até os tempos atuais, quando são tratados como suítes de rochas geneticamente relacionadas, e critérios para seu reconhecimento, que reúne desde informações de campo até estudos mineralógicos, geoquímicos e isotópicos. Descreve também classificações dessas rochas, modais e a química, mais atual.

O capítulo 2 descreve as diversas formas de intrusão dos carbonatitos estudados, menciona suas encaixantes, e suas associações com outras litologias, mais frequentes com rochas alcalinas, e ressalta seu frequente condicionamento tectônico relacionado a falhas reativadas, lineamentos e altos estruturais. Tabelas e mapas ressaltam feições das ocorrências no Brasil, no Paraguai e na Bolívia. Destaca também as idades das ocorrências, Eocretácicas e Neocretácicas.

No capítulo 3 são descritos minuciosamente todos os aspectos geológicos dos carbonatitos investigados, incluindo-se vários inéditos, de circulação restrita. A bibliografia dessa síntese mostra o grau de conhecimento das várias ocorrências, desde as portadoras de estudos mais detalhados até as que merecem pesquisas complementares.

O capítulo 4 trata da descrição de aspectos geológicos de uma nova ocorrência na região de Piedade, no estado de São Paulo. O estudo, em fase inicial, é meramente informativo, e dados geoquímicos e isotópicos advirão de análises laboratoriais.

O capítulo 5 trata inicialmente das diversas classificações dos carbonatitos existentes na literatura. A mais simples divide tais rochas em carbonatitos magmáticos e hidrotermais. Outros enquadramentos fundamentam-se na natureza das rochas ígneas associadas, constituindo séries que variam de associações de rochas ultramáficas a intermediárias. Dos trinta e um carbonatitos conhecidos na Plataforma Brasileira, apenas três são hidrotermais, sendo os restantes magmáticos e incluídos em três séries diversas.

O capítulo 6 tem relação direta com o anterior, pois trata da descrição petrográfica pormenorizada das rochas ígneas associadas aos carbonatitos estudados. Trata-se de várias famílias que incluem rochas intermediárias de afiliação sienítica, saturadas e insaturadas; rochas básicas gabroicas e cumulos de rochas que incluem ampla gama de litologias ultramáficas.

A mineralogia dos carbonatitos, tema do capítulo 7, evidencia a diversificação mineralógica exibida pelos minerais acessórios, muitos deles poucos comuns, primários ou secundários, de composição complexa, cujo número, variável na literatura, atinge a marca de 280 espécies mencionadas. O capítulo exhibe tabela contendo 116 minerais identificados nos carbonatitos da Plataforma Brasileira. Segue-se descrição dos minerais, ressaltando-se os que foram objeto de estudos químicos pormenorizados, pertencentes às ocorrências mais importantes, de interesse econômico, situadas nas regiões do Alto do Paranaíba e do Vale do Ribeira. A paragênese e a formação dos diversos tipos de carbonatito são objeto da parte final do capítulo.

Os capítulos 8 e 9 se relacionam no sentido do uso de dados geoquímicos e isotópicos na gênese e evolução dos carbonatitos estudados. No capítulo 8 os dados geoquímicos são utilizados para a classificação dos corpos. Elementos traços são usados para comparações com as rochas alcalinas associadas. Dados isotópicos de Pb, Sm-Nd, Re-Os, e Hf e gases nobres são empregados para inferências sobre os mantos parentais de carbonatitos e alcalinas associadas, e isótopos C-O para investigação de processos pós-magmáticos. No capítulo 9 os vários modelos genéticos de formação e cristalização dos carbonatitos foram apresentados e discutidos. Assimilação crustal e fenitização existentes em várias ocorrências foram tratadas. Discutiram-se também modelos geodinâmicos envolvendo o baixo grau de fusão mantélica e a possível ação de plumas.

O Capítulo 10 descreve a relação entre as ocorrências de carbonatito e respectivas jazidas minerais. A presença de minérios de grande relevância na indústria moderna e na agricultura, dentre outros fins, é ressaltada, destacando-se, dentre outros minérios, nióbio, do qual o Brasil é o maior produtor mundial, terras raras, fosfatos, vermiculita, titânio e vanádio. As principais jazidas ocorrem nos complexos de Araxá e Tapira em Minas Gerais; Catalão, em Goiás; e Jacupiranga em São Paulo, todos localizados na região meridional da Plataforma Brasileira. Menciona a potencialidade econômica da associação carbonatito-kimberlito, e a possibilidade de ocorrência do descobrimento de novas jazidas, principalmente na pouca conhecida Amazônia.

A síntese retratada neste volume mostra, com fidelidade e minúcia, o estado atual do estudo dos carbonatitos existentes na vasta área analisada, e constitui leitura altamente recomendável não só para especialistas nos vários aspectos geológicos dessas rochas e litologias associadas, como também para interessados na petrologia ígnea como um todo. A elaboração deste prefácio causou-me grande satisfação, tendo em vista seu conteúdo, e por se tratar de mais uma obra do professor Celso Gomes, colega e amigo de convívio agradável e harmonioso, desde o longínquo ano de 1957, quando iniciamos nossa participação como integrantes da primeira turma de Geologia da então Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras da USP.

Vicente Antonio Vitorio Girardi

Professor Titular Sênior do Instituto de Geociências da USP

AGRADECIMENTOS

Primeiramente, esses são dirigidos à Fapesp que, por meio de auxílio financeiro (Proc. 2016/23399-4, C.B.G), criou as condições necessárias para a execução deste trabalho.

Agradecimentos são devidos à empresa APS Mineração Indústria e Comércio pelo acesso aos testemunhos de sondagem e mapas diversos com localização das estações de amostragem geodiferenciada. São ainda extensivos à Vale Fertilizantes, Complexo Mineroquímico de Araxá, nas pessoas dos profissionais Arildo Henrique de Oliveira, Fernando Silva Filho, Leila Karina Modesto dos Santos, Raimundo Firmino Lima Júnior e Rodolfo Barbosa de Oliveira Gonçalves, pelo valioso apoio no programa de amostragem dos testemunhos de sondagem de Piedade armazenados nas dependências daquela companhia na cidade de Araxá.

São também direcionados às pessoas de Thelma Collaça Samara e Anna Letícia F.G. Acquaviva pela paciência, dedicação e empenho na elaboração de mapas geológicos e figuras diversas.

São igualmente extensivos aos servidores do Instituto de Geociências, Daniel Machado e Célia Regina de Oliveira Rosa, pelo trabalho de diagramação. Em especial, Daniel foi de ajuda valiosa na preparação e organização do manuscrito e no oferecimento de sugestões visando ao seu aprimoramento.

SUMÁRIO

Autores	5
Apresentação	6
Prefácio	7
Agradecimentos	10
1. Aspectos Gerais dos Carbonatitos	15
Gomes, C. B.	
1.1. Introdução	15
1.2. Definição	17
1.3. Classificação	18
2. Modo de Formação e Idades	21
Gomes, C. B. , Comin-Chiaramonti, P. e Velázquez, V. F.	
2.1. Modo de Formação	21
2.2. Distribuição Geral	24
2.2.1. Distritos Brasileiros	24
2.2.2. Distritos Paraguaios	29
2.2.3. Distrito Boliviano	30
2.3. Idades	31
2.3.1. Eocretáceo	31
2.3.1.1. O evento de ~139 Ma	35
2.3.1.2. O evento de ~130 Ma	36
2.3.1.3. O evento de ~126 Ma	37
2.3.1.4. O evento de 100-110 Ma	37
2.3.2. Neocretáceo	37
2.3.2.1. O evento de 80-90 Ma	37
3. Descrição das Ocorrências I	39
Gomes, C. B., Ruberti, E. e Comin-Chiaramonti, P.	
3.1. Introdução	39
3.2. Distribuição Regional	39
3.2.1. Brasil – Região Sudeste	39
3.2.2. Brasil – Região Sul	46
3.2.3. Brasil – Região Centro-Oeste	48
3.2.4. Paraguai – Região Norte	56
3.2.5. Paraguai – Região Central	58
3.2.6. Bolívia – Região de Velasco	60
4. Descrição das Ocorrências II. Aspectos Geológicos e Petrografia da Associação Alcalina-Carbonatítica de Piedade (APS), São Paulo	61
Ruberti, E., Gomes, C. B., Azzone, R. G., Aps, V. e Bettencourt, J. S.	

4.1. Introdução	61
4.2. Geologia	63
4.2.1. Encaixantes Regionais	63
4.2.2. Intrusivas Alcalina e Carbonatítica	63
4.3. Petrografia	66
4.3.1. Carbonatitos	68
4.3.1.1. Calcita carbonatitos	68
4.3.1.2. Dolomita carbonatitos	69
4.3.1.3. Calcita-siderita carbonatitos	69
4.3.1.4. Carbonatitos com venulações tardias	70
4.3.2. Melassienitos	71
4.3.3. Fenitos e Rochas Fenitizadas	72
4.3.3.1. Granitos fenitizados	73
4.3.3.2. Melassienitos	74
4.4. Considerações Geológicas e Petroológicas	76
4.4.1. Condicionamento Tectônico	76
4.4.2. Diferenciação Magmática	77
5. Associações Petrográficas	81
Gomes, C. B., Comin-Chiaramonti, P. e Ruberti, E.	
5.1. Introdução	81
5.2. Carbonatitos Magmáticos	83
5.3. Carbonatitos Hidrotermais	85
5.4. Demais Ocorrências	86
5.5. Outras Considerações	86
6. Características dos Principais Tipos Petrográficos	89
Gomes, C. B. e Ruberti, E.	
6.1. Carbonatitos	89
6.2. Rochas Silicáticas	89
6.2.1. Rochas Ultrabásicas	89
6.2.1.1. Dunitos	89
6.2.1.2. Clinopiroxenitos	90
6.2.1.3. Glimmeritos	91
6.2.1.4. Bebedouritos	91
6.2.1.5. Foscoritos	92
6.2.1.6. Kamafugitos	93
6.2.1.7. Kimberlitos	95
6.2.1.8. Picritos	96
6.2.1.9. Lamprófitos	97
6.2.1.10. Outros Tipos Cumuláticos	98
6.2.2. Rochas Básicas	98
6.2.2.1. Gabros Alcalinos	98
6.2.3. Rochas Intermediárias	99

6.2.3.1. Sienitos	99
6.2.3.2 Fenitos	100
7. Mineralogia dos Carbonatitos	103
Gomes, C. B., Ruberti, E. e Azzone, R. G.	
7.1. Introdução	103
7.2. Composição Mineralógica	103
7.2.1. Haletos	106
7.2.2. Sulfetos	106
7.2.3. Óxidos	107
7.2.3.1. Óxidos de Nb	107
7.2.3.2. Óxidos de Fe e Ti	110
7.2.3.3. Óxidos de Zr	114
7.2.3.4. Óxidos de Mg	114
7.2.3.5. Óxidos de Cr	114
7.2.4. Hidróxidos	115
7.2.5. Carbonatos	115
7.2.6. Fosfatos	122
7.2.7. Sulfatos	128
7.2.8. Silicatos	128
7.2.8.1. Nesossilicatos	129
7.2.8.2. Sorossilicatos	135
7.2.8.3. Ciclossilicatos	135
7.2.8.4. Inossilicatos	135
7.2.8.5. Filossilicatos	140
7.2.8.6. Tectossilicatos	144
7.2.9. Minerais de Alteração	146
7.3. Paragênese dos Carbonatitos	146
8. Geoquímica	151
Gomes, C. B., Comin-Chiaramonti, P., Azzone, R. G. e Rosa, P. A. S.	
8.1. Introdução	151
8.2. Elementos Maiores	152
8.3. Elementos Incompatíveis e Terras Raras	164
8.4. Isótopos de C e O	169
8.5. Isótopos de Sr e Nd	170
8.6. Isótopos de Pb	177
8.7. Isótopos de Re e Os	185
8.8. Isótopos de Hf	186
8.9. Gases Nobres	186
9. Petrogênese	189
Chmyz, L., Azzone, R. G., Gomes, C. B. e Comin-Chiaramonti, P.	
9.1. Introdução	189

9.2. Processos Geradores	191
9.3. Processos Tardi- e Pós-Magmáticos	196
9.4. Fenitização e Autometassomatismo	198
9.5. Fontes Mantélicas	199
9.6. Contexto Geodinâmico	202
10. Síntese dos Recursos Minerais e Perspectivas para os Carbonatitos do Brasil	203
Berbert, C. O.	
10.1. Introdução	203
10.2. Complexos Mesozoicos com Carbonatitos e seus Recursos Minerais	206
10.2.1. Complexo de Araxá (Barreiro) (MG)	206
10.2.2. Complexo de Tapira (MG)	207
10.2.3. Complexo de Salitre (MG)	208
10.2.4. Complexo de Serra Negra (MG)	208
10.2.5. Complexo de Poços de Caldas (MG)	209
10.2.6. Complexos de Catalão I e II (GO)	209
10.2.7. Complexo de Morro do Engenho e outros do sudoeste de Goiás	211
10.2.8. Complexo de Jacupiranga (SP)	211
10.2.9. Complexo de Juquiá (SP)	212
10.2.10. Complexo de Anitápolis (SC)	213
10.2.11. Complexo de Lages (SC)	213
10.3. Outros Complexos da Região Meridional da Plataforma Brasileira	214
10.4. Discussão	214
10.5. Conclusões	215
11. Referências Bibliográficas	217

CAPÍTULO 1

ASPECTOS GERAIS DOS CARBONATITOS

C. B. Gomes

Resumo

Este capítulo busca oferecer informações sobre a evolução histórica do conceito de carbonatitos e as controvérsias iniciais que caracterizaram a definição e a aceitação do termo. Objetiva também discutir os critérios gerais empregados na classificação dessas rochas, sendo o de natureza química o mais difundido internacionalmente.

1.1. Introdução

Carbonatitos começaram a ganhar destaque na literatura internacional no século XX, quando rochas carbonáticas presentes em distritos alcalinos passaram a ser interpretadas como sendo de origem magmática, endossando, assim, opinião há muito emitida por Brøgger (1921) — tido na literatura como o grande mentor dessa hipótese —, em seus estudos sobre a geologia e a petrologia do complexo carbonatítico de Fen, na Noruega. Ali, Brøgger definiu e usou o termo carbonatito, além de sugerir pela primeira vez a existência de magma carbonatítico, ainda que Högbom (1895) já tivesse, na realidade, descrito muitos anos antes a presença de diques de rochas ígneas com presença significativa de carbonatos nos trabalhos realizados na ilha de Alnö, na costa nordeste da Suécia. Bowen (1924), Daly (1933) e Shand (1943), petrólogos de grande prestígio internacional à época, foram alguns dos pesquisadores que manifestaram maior ceticismo à ousada proposição de considerar os assim chamados “calcários ígneos”, até então vistos como representando megaxenólitos de material sedimentar, como de formação magmática. Os questionamentos à hipótese foram de tal ordem que levaram Johannsen (1939) a deixar de incluir no seu famoso compêndio sobre a descrição das rochas ígneas um dos maiores, senão o maior, livros de referência sobre a sua classificação sistemática na ocasião — os termos *søvito* e *rauhaugito*, respectivamente carbonatitos ricos em cálcio e magnésio, como novos tipos petrográficos magmáticos. Von Eckermann, que iniciou os trabalhos de mapeamento geológico no distrito carbonatítico de Alnö em 1935, interrompidos por ocasião da Segunda Guerra Mundial, publicou em 1948 a sua monografia clássica sobre a ocorrência, tida como a obra com maior riqueza de detalhes em química, petrologia e estrutura produzida desde os estudos de Brøgger (1921) em Fen. O autor não hesitou em chamar os carbonatitos de rochas ígneas e admitir seus magmas como gerados por diferenciação normal em condições de alta pressão de vapor, temperaturas razoavelmente baixas (400-600°C) e grande abundância em álcalis, sobretudo em potássio. Sustentou, ainda, que esses álcalis seriam responsáveis por processos metassomáticos envolvendo fenitização, especialmente das encaixantes regionais, e formação das rochas alcalinas silicáticas associadas. As dúvidas até então reinantes sobre as condições físicas de colocação dos carbonatitos e da viabilidade da existência de magmas carbonatíticos encontraram respostas irrefutáveis nas pesquisas pioneiras de petrologia experimental desenvolvidas por Wyllie e Tuttle (1960a, 1960b, 1962) nos laboratórios da Universidade Estadual da

Pensilvânia, nos Estados Unidos. Esses trabalhos revolucionaram os conceitos sobre o tema, confirmando a possibilidade de formação de magmas carbonatíticos de baixa temperatura e demonstrando que fundidos com grande diversidade composicional são capazes de precipitar calcita em condições variáveis de pressão e temperatura, com os fundidos podendo persistir até temperaturas da ordem de 600°C. Os resultados serviram ainda para colocar um ponto final na mais polêmica teoria vigente à época para a gênese das rochas alcalinas insaturadas em sílica, a de assimilação de calcário, defendida por Shand (1943). A descoberta de lavas carbonatíticas ricas em sódio (*natrocarbonatitos*) no vulcão ativo de Oldoinyo Lengai, na Tanzânia (Guest, 1956; Dawson, 1962), foi um marco de grande importância científica e histórica e – ao lado do enorme progresso alcançado nos estudos baseados principalmente em dados experimentais (p. ex., Koster van Groos e Wyllie, 1963; Gittins e Tuttle, 1964; Bailey e Schairer, 1966, entre outros) e, sobretudo, em geoquímica isotópica (C, O, Sr), nos quais se tornaram evidentes as diferenças de abundância em Sr nas razões desse elemento em carbonatitos e calcários sedimentares – levou à consolidação e à aceitação final da origem magmática para os carbonatitos. Presentemente, sabe-se que a concentração em elementos terras raras (ETR) pode ser utilizada para discriminar entre carbonatos de rochas de origem sedimentar e ígnea. Em geral, o conteúdo de ETR nos carbonatos sedimentares raramente é superior a 200 ppm, enquanto nos carbonatitos varia de 500 a >10000 ppm (Loubet *et al.*, 1972; Eby, 1975; Möller *et al.*, 1980). Mais comprovações sobre a origem magmática viriam com os trabalhos experimentais realizados a partir da década dos 1970 (p. ex., Wyllie e Huang, 1976) e, especialmente, os de Kjarsgaard e Hamilton (1989) sobre o sistema carbonatítico-silicático, comprovando que um líquido carbonatítico pode se separar por imiscibilidade de um fundido silicático enriquecido em CO₂ em determinadas condições de pressão e temperatura. Na mesma ocasião, Gittins (1989), um dos grandes nomes da petrologia moderna, admitiu que os carbonatitos poderiam ser originados por meio de baixo grau de fusão parcial do manto superior. Estudos isotópicos têm confirmado que fontes mantélicas astenosféricas ou litosféricas (ou ambas) exerceram um papel importante na gênese de muitos carbonatitos. Mas, por outro lado, há que se reconhecer, como ressaltado por Bell (1989) e Bell e Blenkinsop (1989), que eles também promoveram alguma confusão nas relações envolvendo carbonatitos e rochas alcalinas associadas. Os dados existentes indicam claramente que carbonatitos podem se derivar das mesmas fontes responsáveis pela formação das alcalinas associadas, mas que nem todas essas rochas silicáticas possuem a mesma origem dos carbonatitos. Os avanços alcançados nos últimos anos com base principalmente em isótopos de Sr-Nd-Pb, no comportamento dos isótopos estáveis, na composição de gases nobres e em trabalhos experimentais sobre equilíbrio de fases têm confirmado, de forma inequívoca, que os carbonatitos são derivados do manto e que não apresentam quase sinais de contaminação pela crosta (Jones *et al.*, 2013). Várias publicações reunindo livros-textos e artigos de revisão sobre a mineralogia, geoquímica e origem dos carbonatitos estão disponíveis na literatura internacional, com destaque, entre eles, para os seguintes: Heinrich (1966), Tuttle e Gittins (1966), Gittins (1989), Bell (1989), Mitchell (2005), Woolley e Church (2005), Woolley e Kjarsgaard (2008) e Jones *et al.* (2013).

Na atualidade, um tema, dentre outros relacionados à gênese dos carbonatitos, vem despertando a atenção dos pesquisadores que se dedicam à petrologia do magmatismo alcalino: a relação entre os carbonatitos e as rochas silicáticas que ocorrem temporal e espacialmente lado a lado em muitos dos complexos conhecidos na literatura. Como é bem estabelecido, carbonatitos são comumente associados a determinadas rochas silicáticas, especialmente aquelas que

apresentam pronunciadas afinidades alcalinas, como os nefelinitos, ijolitos, fonolitos e nefelina sienitos. Woolley e Kjarsgaard (2008) ressaltaram que essa associação é uma das mais abundantes na natureza e tem sido geralmente considerada como indicativa da consanguinidade entre os carbonatitos e as rochas silicáticas associadas¹.

1.2. Definição

Carbonatitos são definidos no sistema de classificação das rochas ígneas da União Internacional de Ciências Geológicas (IUGS, na sigla em inglês) como uma rocha composta por mais de 50% de carbonato modal primário (isto é, magmático) e que possui menos de 20% de SiO₂ (Le Maitre, 2002). Geoquimicamente, eles têm como principais características as altas abundâncias em Sr, Ba, P e ETR (Nelson *et al.*, 1988). Como o sistema acima não tem conotação genética, disso resulta, segundo Mitchell (2005), que o termo acaba por englobar largo espectro de rochas plutônicas ricas em calcita ou dolomita, de veios de calcita formados por processos hidrotermais nos estágios tardios de cristalização de qualquer tipo de magma, de veios de "albita carbonatito" (Garson *et al.*, 1984) ou mesmo de veios tardios em analcima basanitos (Tomkeieff, 1928). Assim, a inclusão de diversos tipos de rochas modalmente similares, mas geneticamente diferentes, dentro do mesmo grupo pode levar a falsas e indesejáveis interpretações petrogenéticas, como já apontado por Mitchell (1979, 1986) para a relação kimberlito-carbonatito-rocha alcalina.

Procurando suprir as deficiências mostradas pela mencionada classificação, Mitchell (1986) definiu carbonatitos como correspondendo a qualquer tipo de rocha que contenha quantidade de carbonato magmático primário arbitrariamente superior a 30%, independentemente do seu teor em sílica. Segundo o autor, com essa nova definição procura-se reconhecer que um magma que forma carbonatito pode gerar, por meio de diferenciação, uma suíte de rochas relacionadas geneticamente nas quais o conteúdo de carbonato varia significativamente. Assim, mais importante que a proporção do mineral é o fato de que a suíte de rochas dele portadora tenha sido derivada do mesmo magma. Outras considerações sobre o item definição dos carbonatitos foram feitas por Mitchell (2005), apontando impropriedades e inconveniências no emprego de certos termos indesejáveis, como "silicocarbonatitos" (Brøgger, 1921; Pecora, 1956; Gittins *et al.*, 2005), em que não há especificação da natureza do mineral silicático presente e que poderiam implicar que essas rochas não estão geneticamente ligadas a carbonatitos, quando em realidade elas ocorrem em íntima associação. Situação análoga é mostrada pelos carbonatitos contendo quantidades variáveis de fosfatos e óxidos. Assim, para Mitchell (2005), um dado complexo carbonatítico deve ser entendido como um conjunto de rochas que, embora modalmente diferentes, tenham sido submetidas a uma origem magmática comum.

¹ É comum na literatura a referência a carbonatitos associados a rochas alcalinas silicáticas na pressuposição da existência de relação genética em que os carbonatitos são tidos como derivados de magmas silicáticos por cristalização fracionada ou imiscibilidade líquida, ou então, que ambos os grupos de rochas compartilharam um magma progenitor comum. Essa visão genética, dominante e embasada especialmente em grande número de investigações em petrologia experimental, é questionada por alguns autores (p. ex., Gittins e Harmer, 2003), que entendem ser essa associação mais espacial que de preferência genética, e resultado da presença de dois magmas gerados separadamente que usaram o mesmo sistema de acesso para alcançar a crosta desde os seus sítios de formação no manto. O tema é controverso, e as evidências são, em geral, sugeridas com base em dados de petrologia experimental, relações de campo e estudos isotópicos não excluindo uma ou outra teoria, razão pela qual aqueles autores propuseram para as rochas alcalinas a conveniência do emprego do termo "acompanhando", que não implica maior comprometimento quanto à gênese, em lugar de "associadas" às rochas carbonatíticas. Esse entendimento, contudo, não é compartilhado por muitos pesquisadores, que têm procurado demonstrar que essa relação não é fortuita e está presente em grande número de ocorrências. O tema será tratado mais adiante no capítulo 5, o das associações petrográficas.

Como consequência, o termo carbonatito pode ser usado como um nome para designar um tipo de rocha específico, como também para caracterizar uma suíte de rochas geneticamente relacionadas e que incluem carbonatitos variados.

Do exposto, verifica-se que a tarefa de definição de carbonatitos baseada tão somente em dados mineralógicos apresenta certas limitações, o que tem levado alguns pesquisadores a incluir outros critérios, principalmente os de natureza química, a fim de chegar-se a propostas de definição que sejam menos questionáveis. Como exemplo, cite-se o trabalho de Barker (1996), que procurou relacionar um conjunto de evidências que, embora não conclusivas, uma vez juntas poderiam se constituir em elementos importantes para o trabalho de definição dos carbonatitos. Algumas dessas evidências, e outras mais, foram compiladas por Comin-Chiaramonti *et al.* (2007a) e são mencionadas a seguir:

- 1) informações de campo, traduzidas na forma subcircular/oval ou, ainda, na estrutura anelar de alguns complexos alcalinos, com os carbonatitos ocupando em geral as suas porções centrais;
- 2) associação com rochas silicáticas ricas em melilita e nefelina, e com kimberlitos e fenitos;
- 3) presença de calcita com teores de SrO \geq 1% em peso;
- 4) presença de perovskita, pirocloro, fluorocarbonatos de ETR e apatita com altas concentrações em SiO₂, superiores a 2% em peso;
- 5) enriquecimento em Sr, Ba, Nb, U, Th, P e ETR (com alto fracionamento ETRL vs. ETRP) e empobrecimento em outros elementos (p. ex., K, Rb, Zr, Hf e Ti) em relação ao manto primitivo e crosta continental (Woolley e Kempe, 1989);
- 6) razão inicial ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr similar àquela das rochas alcalinas silicáticas associadas (Castorina *et al.*, 1997);
- 7) isótopos estáveis (C-O) no campo dos carbonatitos primários (Taylor *et al.*, 1967; Keller e Hoefs, 1995) ou seguindo tendências de fracionamento isotópico bem distintas (Speziale *et al.*, 1997).

1.3. Classificação

Como é de conhecimento generalizado, a variação expressiva presente na mineralogia e na química dos carbonatitos, fator responsável pelo emprego na literatura de grande diversidade de nomes para designar essas rochas, levanta sérias dúvidas sobre o real significado da apresentação de uma composição média de análises. A proposta sugerida por Streckeisen (1978) baseia-se em concentrações modais dos minerais, com os carbonatitos sendo divididos nos seguintes grupos:

- 1) calcita carbonatito (søvito, com granulação grossa; alvikito, com granulação média a fina);
- 2) dolomita carbonatito (beforsito); e
- 3) ferrocarbonatito (essencialmente composto de minerais ricos em ferro)

Woolley (1982) observou que essa distinção traz, contudo, alguns problemas práticos resultantes dos seguintes fatores:

- 1) presença de pelo menos duas fases carbonáticas na rocha que cresceram conjuntamente e que exibem texturas de exsolução de grande complexidade;
- 2) ankerita, ocorrendo ao lado de calcita e dolomita, é uma espécie mineral muito mal definida e frequente em carbonatitos, com as composições aparentemente pertencendo a uma série completa de solução sólida que inclui dolomita e passa para dolomita com ferro e ankerita, com uma grande variação na razão Fe/Mg;
- 3) embora siderita tenha sido citada como mineral de ferrocarbonatitos, a literatura não

conta com análises do mineral, sendo provável que em muitas das rochas investigadas o carbonato seja de fato rico em Fe e que tenha se alterado posteriormente para uma fase menos rica no elemento e com mais óxidos de ferro.

Essas considerações, ainda que pertinentes, não se constituíram, no entanto, em óbices para que a proposta aprovada pelo comitê de nomenclatura da associação internacional não diferisse muito daquela sugerida por Streckeisen (1978). No livro que reúne as recomendações desse comitê, editado por Le Maitre (2002), distinguem-se as seguintes classes de carbonatitos para rochas com mais de 50% de carbonato na moda:

1) *Calcita carbonatito*, em que o mineral carbonático identificado é *calcita*. Se a rocha for de granulação grossa, ela pode ser chamada de *søvito*; se de granulação média a fina, de *alvikito*.

2) *Dolomita carbonatito*, em que o mineral carbonático identificado é *dolomita*. Pode ser também referido como *beforsito*.

3) *Ferrocronatito*, em que o mineral carbonático é rico em Fe.

4) *Natrocronatito*, rocha composta essencialmente de carbonatos de sódio, potássio e cálcio. Presentemente, esse tipo de rocha é encontrado unicamente na ocorrência vulcânica de Oldoinyo Lengai, na Tanzânia.

Algumas qualificações aplicadas a rochas portadoras de dolomita em sua composição devem ser usadas para enfatizar a presença de constituintes menores, presentes em menos de 10% em volume. De modo similar, rochas ígneas contendo menos de 10% de minerais carbonáticos devem ser referidas como ijolitos com calcita, peridotitos com dolomita etc., enquanto outras nas quais os minerais representam entre 10% e 50% em volume devem ser chamadas de ijolitos calcíticos, peridotitos dolomíticos etc.

Em seu trabalho de classificação dos carbonatitos, Woolley e Kempe (1989) propuseram também designar as diferentes variedades dessas rochas com base no constituinte mineral carbonático dominante, a ser empregado como mineral prefixo, por exemplo, calcita carbonatito, dolomita carbonatito etc.

Esses critérios de classificação com base essencialmente na composição modal dos carbonatitos apresentam, contudo, algumas dificuldades, como já apontado anteriormente, além de outras como a granulação muito fina das rochas, a impedir a obtenção de análise modal confiável, aliada à presença de carbonatos com soluções sólidas complexas de Ca-Mg-Fe. Como consequência, a alternativa do uso de parâmetros químicos vem sendo empregada com grande frequência na literatura. Um método prático e de fácil aplicação para fins classificatórios é o diagrama ternário proposto por Woolley e Kempe (1989), que reúne os óxidos CaO-MgO-(FeO+Fe₂O₃+MnO) (Figura 1.1), com teores em SiO₂ inferiores a 10%. Ainda que de definição arbitrária, o limite proposto para o campo dos *søvitos* com 80% CaO, ou mais, é justificado pelo número de análises disponíveis por Woolley (1982) na oportunidade, e a linha divisória separando os magnesiocronatitos e os ferrocronatitos pela ausência à época de maiores informações sobre as relações envolvendo as fases carbonáticas coexistentes. Essas sugestões foram consideradas plenamente razoáveis, resultando em uma boa aceitação desse método de classificação na literatura especializada.

Para as rochas com teores de SiO₂ superiores a 20%, a recomendação de Le Maitre (2002) é no sentido de utilizar o termo *silicocronatito*, originalmente empregado por Brøgger (1921) e mais tarde também adotado por Pecora (1956), para definir a mistura de rochas carbonáticas e silicáticas.

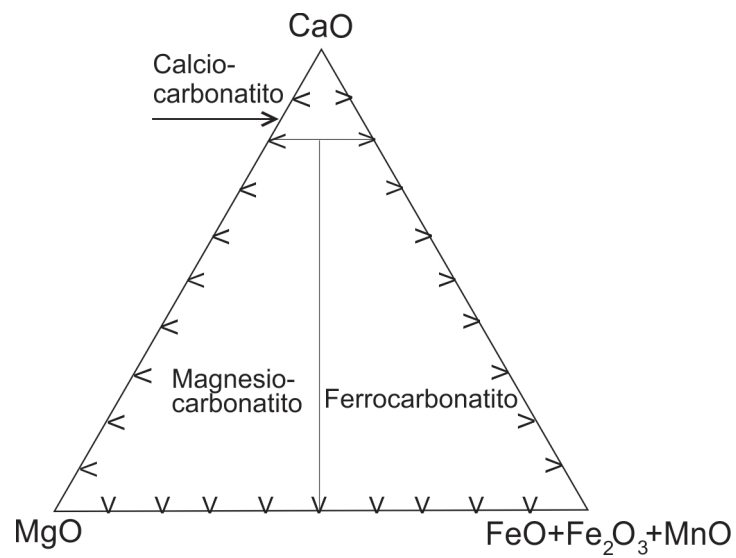


Figura 1.1. Diagrama de classificação química para carbonatitos, com SiO₂ inferior a 20%, em função dos teores dos óxidos CaO-MgO-(FeO+Fe₂O₃+MnO) (Woolley e Kempe, 1989).

CAPITULO 2

MODO DE FORMAÇÃO E IDADES

C. B. Gomes, P. Comin-Chiaramonti e V. F. Velázquez

Resumo

Os carbonatitos cretácicos são em sua quase totalidade intrusivos e ocorrem comumente na forma de *stocks*, *plugs*, diques e veios. São tipicamente extrusivos em apenas duas de um total de 31 ocorrências conhecidas. Estão presentes no Brasil, Paraguai e Bolívia, sendo, no entanto, mais abundantes no primeiro país, especialmente nas regiões do Vale do Ribeira e do Alto Paranaíba. No geral, essas rochas e as alcalinas silicáticas associadas têm seu condicionamento tectônico ligado a importantes feições estruturais do embasamento. Idades radiométricas disponíveis para esse conjunto de rochas possibilitam caracterizá-las como do período cretácico, distinguindo-se, no entanto, duas épocas bem distintas de formação: Eocretáceo, com três episódios diferentes de manifestação magmática, e Neocretáceo.

2.1. Modo de Formação

A menção à existência de carbonatitos em território brasileiro tornou-se mais frequente desde os anos 1960, sendo, talvez, Melcher (1954) um dos primeiros autores a tratar o tema de forma mais incisiva. Muito embora a presença dessas rochas já tivesse sido noticiada em alguns relatórios internos de companhias de mineração ou de órgãos públicos (p. ex., sobre o Morro do Serrote, em Registro, onde o termo carbonatito foi empregado por Felicíssimo Jr., em 1948, para designar rochas carbonáticas associadas a alcalinas silicáticas), elas somente ganharam destaque na literatura geológica nacional a partir dos trabalhos de Melcher (1965, 1966) relacionados com o complexo de Jacupiranga, no Vale do Ribeira. O alcance internacional da segunda contribuição, um capítulo do livro *Carbonatites*, de Tuttle e Gittins (1966), de grande divulgação internacional na ocasião, despertaria maior interesse sobre o tema, até então mantido quase restrito às companhias de pesquisa de bens minerais. Nos anos que se seguiram, vários distritos carbonatíticos (Anitápolis, Araxá, Barra do Itapirapuã, Catalão I, Ipanema, Itapirapuã, Juquiá, Lages, Mato Preto etc.) vieram a ser pesquisados com maior ou menor profundidade e, no início dos anos de 1980, dois importantes artigos de revisão foram publicados sobre o tema geral, o de Berbert (1984) e o de Rodrigues e Lima (1984). O final da década traria um novo trabalho de revisão sobre as ocorrências carbonatíticas brasileiras, o de Gomes *et al.* (1990), enquanto, mais tarde, Comin-Chiaramonti *et al.* (2005c, 2007a) reexaminaram diferentes aspectos das rochas carbonatíticas do Sistema Paraná-Angola-Etendeka (PAN). Mais recentemente três novos artigos de revisão foram produzidos (Gomes *et al.*, 2018a; Speziale *et al.*, no prelo-202? a, no prelo-202? b), com os dois últimos focalizando o conjunto de ocorrências da porção meridional da Plataforma Brasileira. Além disso, diversos trabalhos recentes contribuíram para o melhor conhecimento do assunto, particularmente sobre as ocorrências do Vale do Ribeira (Guarino *et al.*, 2012; Azzone *et al.*, 2013; Beccaluva *et al.*, 2017; Chmyz *et al.*, 2017, 2019), do Alto Paranaíba (Morbidegli *et al.*, 1997; Ribeiro *et al.*, 2005, 2014; Cordeiro *et al.*, 2010, 2011a, 2011b; Brod *et al.*, 2013; Gomide *et al.*, 2013, 2016; Guarino *et al.*, 2017) e da região do Rio Apa-Amambay no Paraguai (Comin-Chiaramonti *et al.*, 2014a).

Carbonatitos são encontrados como núcleos maciços de dimensões variáveis e, quando bem definidos, exibem contorno em planta tendendo a circular ou alongado. Ocorrem principalmente como pequenos *stocks* ou *plugs* isolados, ocupando em geral as porções centrais de complexos alcalinos plutônicos, os quais cobrem áreas de até algumas dezenas de quilômetros quadrados (p. ex., Serra Negra, 65 km²; Tapira, 34,5 km²). Contudo, são mais frequentes na forma de diques, individuais, múltiplos ou em sistemas complexos, representando por vezes mais de uma geração, além de serem encontrados penetrando as rochas alcalinas associadas ou as encaixantes regionais. Ocasionalmente, os diques se dispõem em padrões radiais, arranjos paralelos ou distribuição anelar e formam pequenos corpos de dimensões centimétricas a decimétricas ou, então, veios irregulares. O exemplo mais expressivo em termos de complexidade de formação é encontrado no distrito alcalino-carbonatito de Barra do Itapirapuã, por exemplo, no qual os diques e veios se apresentam como uma extensa rede (*stockwork*) que reúne rochas de composição variada e que caracterizam quatro fases distintas de geração (Ruberti *et al.*, 2002). Nos complexos alcalinos, os carbonatitos ocupam em geral volumes inferiores aos das rochas silicáticas associadas e, em grande número de casos, são claramente de formação posterior a essas rochas. Mais raramente, eles estão presentes no interior de brechas de chaminés (p. ex., Lages, Scheibe, 1986) ou, ainda, como lavas, sendo reconhecidas e descritas apenas duas ocorrências do gênero: Santo Antônio da Barra, em Goiás (Gaspar e Danni, 1981; Moraes, 1988), e Sapucaí, no Paraguai (Comin-Chiaramonti *et al.*, 1992a). Essa diferença tão contrastante no modo de formação não surpreende, tendo-se em vista que levantamento estatístico realizado por Woolley (2003), complementado depois por Woolley e Kjarsgaard (2008), indicou que, de um total de 477 (inicialmente 377) carbonatitos catalogados por esses pesquisadores, a partir de informações da literatura mundial, apenas 46 (inicialmente 40) correspondiam efetivamente a manifestações extrusivas. Como observado por Comin-Chiaramonti *et al.* (2007a), os carbonatitos da América do Sul são raramente efusivos e as rochas extrusivas associadas pouco preservadas. A escassez de rochas vulcânicas é provavelmente consequência do intenso intemperismo responsável pela sua quase completa remoção. Hegarty *et al.* (1996) sugeriram que o soerguimento em escala quilométrica e a erosão na região da Bacia do Paraná, onde se encontra a totalidade dos corpos carbonatíticos, teve início há 80-90 Ma. Por outro lado, Morbidelli *et al.* (1995a) registraram que a eficiência do processo erosivo não parece resultar apenas da idade geológica, mas também da posição topográfica das rochas alcalinas em relação às bacias sedimentares adjacentes. Nesse sentido, apresentaram como argumento o fato de que zonas muito erodidas ligadas ao magmatismo alcalino-carbonatito, como as das regiões do Vale do Ribeira e Alto Paranaíba, estão situadas em altos estruturais. É difícil determinar a extensão real da erosão, ainda que Melcher (1966), em seu trabalho sobre os carbonatitos de Jacupiranga, tenha estimado a sua profundidade em mais de 1500 m. Com frequência na região do Alto Paranaíba o pediplano é caracterizado pela presença de extensas camadas de solo e laterito, com a drenagem levando comumente à formação de um manto intempérico de espessura superior a 200 m, originado da alteração de rochas ultramáficas cumuláticas e da dissolução de carbonatos dos carbonatitos. Como resultado, grandes depósitos supergênicos e residuais de apatita, pirocloro e vermiculita foram ali formados. A única ocorrência em que rochas frescas de carbonatito são comuns, além de expostas na superfície, é a de Jacupiranga, em especial no Morro da Mina, onde vêm sendo lavradas a céu aberto há muitos anos.

As intrusões alcalinas e alcalino-carbonatíticas estão frequentemente alojadas em formações pré-cambrianas nas quais se distinguem como encaixantes mica xistos e quartzitos pertencentes a grupos diversos (p. ex., Açungui, Mato Preto; Araxá, Araxá e Catalão I e II; Bambuí,

Salitre e Serra Negra; Canastra, Tapira) ao lado de variedades de natureza granítica-gnáissica (p. ex., Anitápolis, Jacupiranga, Juquiá etc., além de Barra do Itapirapuã e Itapirapuã, estas duas últimas tendo como encaixante a suíte granítica de Três Córregos). Porém, ocorrem também encaixadas em sedimentos diversos (arenitos, siltitos, folhelhos) da Bacia do Paraná relacionados a vários grupos (São Bento, Santo Antônio da Barra; Tubarão, Ipanema; Tubarão e Passa Dois, Lages) e formações (Furnas, Caiapó e Morro do Engenho). A destacar também que em vários locais essas intrusões foram responsáveis pelo soerguimento das encaixantes regionais, o que levou à formação de estruturas em domo de dimensões quilométricas (p. ex., 10 km em Salitre e Tapira; 20 km em Serra Negra) a partir dos centros geométricos dos complexos. Essas estruturas acham-se bem evidenciadas morfológicamente em Lages, bem como em ocorrências da região do Alto Paranaíba. Como também assinalado por Rodrigues e Lima (1984), as zonas periféricas de algumas dessas intrusões carbonatíticas, como em Araxá, são constituídas por rochas quartzíticas mais resistentes ao intemperismo, disso resultando a formação de corpos anelares que se destacam visivelmente na topografia. Mais raramente os carbonatitos estão em contato com as lavas basálticas toleíticas da Formação Serra Geral (p. ex., Lages, Cerro Chiriguêlo). Particularmente neste último complexo, localizado na região paraguaia do Amambay, as evidências de campo indicam que as vulcânicas estão assentadas diretamente sobre as rochas alcalino-carbonatíticas (Haggerty e Mariano, 1983).

Quanto à textura os carbonatitos apresentam grande variação, que passa de equi a inequigranular, hipidiomórfica a alotriomórfica ou mesmo seriada. A granulação é igualmente variável, em geral mais fina (milimétrica) nos diques e veios, e mais grossa (centimétrica) nos corpos de maiores dimensões (*stocks* e *plugs*). Estruturas de fluxo, definidas pelo arranjo subparalelo de grãos alongados (p. ex., de apatita), e de brecha, com fragmentos de carbonatito e de rochas associadas, são feições relativamente comuns. A presença de xenólitos das encaixantes com evidentes sinais de reação com os carbonatitos foi também noticiada em algumas intrusões (p. ex., Jacupiranga). Por vezes, os carbonatitos exibem textura bandada típica em decorrência da concentração de apatita, flogopita, olivina ou magnetita, como enfatizado por Melcher (1966) nos carbonatitos de Jacupiranga ricos em magnetita. Ocasionalmente, carbonatitos puros, que consistem na sua quase totalidade em carbonatos, apresentam variações para rochas contendo principalmente apatita e opacos. Em geral, os carbonatitos cálcicos e magnesianos exibem coloração mais clara, branca a cinza, enquanto os mais ricos em ferro se inclinam para tonalidades em marrom ou avermelhada.

Os carbonatitos têm a tendência geral de exibir composição predominantemente calcítica (*søvítica-alvikítica*) e mesmo naqueles corpos de natureza mais dolomítica (*beforsítica*), como os de Araxá, calcita é um mineral importante (Traversa *et al.*, 2001). Composição mais rica em ferro, com ankerita e siderita como principais constituintes, é também característica de alguns complexos, como os de Araxá (Traversa *et al.*, 2001) e de Lages (Traversa *et al.*, 1994). Contudo, é importante assinalar que em muitos distritos carbonatíticos (p. ex., Barra do Itapirapuã, Catalão II, Cerro Chiriguêlo, Juquiá etc.) teve lugar a formação de diferentes fases de carbonatitos intrusivos durante o processo de evolução magmática e pós-magmática dos complexos e, como resultado, variações composicionais são relativamente comuns para os carbonatos desses vários estágios. Tais variações levaram alguns autores (Machado Jr., 1991, e Barbosa, 2009, em seus trabalhos, respectivamente, sobre Catalão II e Salitre) a empregar termo mais geral, como *série carbonatítica*, para definir rochas afins, cujo modo de ocorrência e caracteres mineralógicos, petrográficos e químicos se mostram substancialmente distintos daqueles comuns às litologias silicáticas mais importantes associadas. Maiores informações sobre a mineralogia dos carbonatitos estão reunidas no capítulo 7.

Reações metassomáticas foram descritas em grande número de complexos carbonatíticos, especialmente nos portadores de rochas ultrabásicas, nas quais evidências químicas, mineralógicas e texturais sugerem a sua interação com os carbonatitos coexistentes. O exemplo mais convincente desse processo é encontrado em Jacupiranga, além de ser visível em rochas frescas aflorando na área do Morro da Mina, que há muito vem sendo objeto de lavra. Ali, na zona de contato dos clinopiroxenitos (jacupiranguitos) com os carbonatitos, foram originadas camadas concêntricas, de dimensões centimétricas a decimétricas, com alternância de bandas plasticamente deformadas de rochas silicáticas e carbonatíticas (Morbidelli *et al.*, 1986). Esses autores propuseram que o protolito jacupiranguítico foi submetido a intensa anfibolitização e flogopitização, como resultado de reações com fluidos ricos em CO₂ emanados dos carbonatitos. Processos similares de flogopitização envolvendo a intrusão de magmas carbonatíticos em rochas clinopiroxeníticas parecem ter ocorrido também em outros complexos carbonatíticos, como os de Anitápolis, Araxá, Catalão I, Ipanema etc. (Gomes *et al.*, 1990). Auréolas de rochas fenitizadas são igualmente reconhecidas ao redor de algumas intrusões carbonatíticas, com a intensidade do processo variando de lugar para lugar e segundo a natureza da rocha encaixante. Em geral, atingem algumas centenas de metros a partir do contato com o maciço alcalino, ainda que na literatura sejam mencionados valores até quilométricos para a extensão dessas auréolas (2 km em Catalão I e Tapira; 2,5 km em Araxá, cf. Rodrigues e Lima, 1984). Porém, na maioria dessas ocorrências, as rochas feníticas resultantes da interação não se constituem em unidades mapeáveis, ainda que sejam prontamente identificáveis internamente ou ao redor dos complexos por meio de evidências químicas, estas de natureza sódica e/ou potássica, texturais e notadamente mineralógicas, em especial a presença de clinopiroxênios e anfibólios sódicos.

Os carbonatitos cretácicos e as rochas alcalinas silicáticas associadas, totalizando 31 ocorrências (24 no Brasil; 6 no Paraguai; 1 na Bolívia), estão condicionados a importantes feições estruturais do embasamento (lineamentos, falhamentos), como bem exemplificado, em território brasileiro, pelo Arco de Ponta Grossa e pela estrutura soerguida do Alto Paranaíba e, em território paraguaio, pelo Arco de Ponta Porã e pelo Rifte de Assunção. São bem exemplificados, adicionalmente, por um sistema de falhas antigas no estado de Santa Catarina e na porção nordeste do território boliviano. São também referidos pequenos diques alojados muito possivelmente em zonas de falhas antigas penetrando o embasamento ou as próprias rochas alcalinas associadas.

A tabela 2.1, modificada de Gomes e Comin-Chiaramonti (2017), sintetiza as principais características mineralógicas e petrográficas dessas ocorrências.

2.2. Distribuição Geral

2.2.1. Distritos Brasileiros

As rochas carbonatíticas estão concentradas em duas regiões distintas do território brasileiro: Sul-Sudeste e Centro-Oeste, como mostrado na figura 2.1.

Na parte mais meridional do Brasil, estão presentes as ocorrências carbonatíticas recém-descritas no Rio Grande do Sul por Toniolo *et al.* (2013) e Monteiro *et al.* (2016). Do total de cinco intrusões (Joca Tavares, Passo Feio, Picada dos Tocos, Porteira e Três Estradas), apenas as duas que ocorrem nas vizinhanças da cidade de Bagé – Joca Tavares e Porteira – aparentam ser de idade cretácica, enquanto as demais são do Proterozoico. Elas situam-se próximas à zona de intersecção de falhas regionais NE-SW (Senhorinho *et al.*, 2012). Segundo Costa *et al.* (1995), esse magmatismo carbonatítico tem como principal elemento estrutural controlador

o lineamento Ibaré. Além disso, são conhecidos desde longa data os complexos de Anitápolis e Lages, ambos em Santa Catarina (Scheibe *et al.*, 2005). O condicionamento tectônico de Anitápolis ainda permanece controverso, sendo, contudo, mais aceita a hipótese de um controle por falhas antigas (Melcher e Coutinho, 1966; Carraro *et al.*, 1967), tendo Comin-Chiaramonti *et al.* (2005c) procurado associá-lo ao lado mais oriental do lineamento Uruguai. Já o complexo de Lages estaria localizado no prolongamento de um sistema de falhas tardibrasilianas (IPT, 1980), o que levaria a pensar, como já sugerido por Almeida (1983), em seu controle estrutural por meio da reativação dessas falhas.

Na porção sudeste, os distritos carbonatíticos estão em sua quase totalidade distribuídos pelo Vale do Ribeira e condicionados tectonicamente ao Arco de Ponta Grossa, importante feição

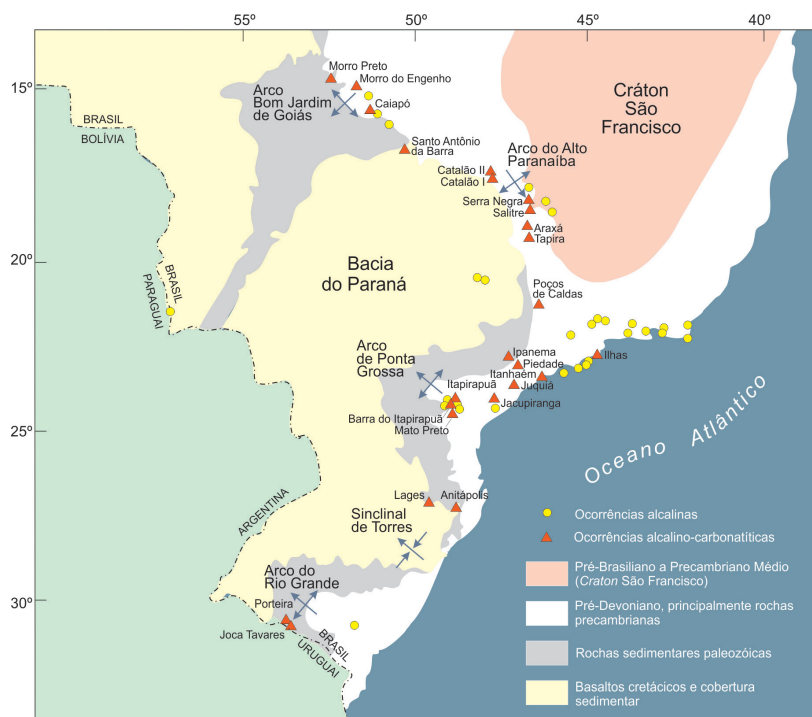


Figura 2.1. Mapa de localização dos distritos alcalinos brasileiros com rochas carbonatíticas (Ulbrich e Gomes, 1981, modificado).

estrutural de orientação geral NW-SE, ativa desde o Paleozoico, que se estende por centenas de quilômetros. O arco foi descrito por Almeida (1983) como sendo formado, do norte para o sul, de quatro lineamentos magnéticos bem definidos: Guapiara, São Jerônimo-Curiúva, Rio Alonzo e Rio Piqueri (Figura 2.2). Os complexos mais conhecidos de Jacupiranga e Juquiá estão relacionados com o lineamento Guapiara; já as demais intrusões (Barra do Itapirapuã, Itapirapuã, Mato Preto) com o de São Jerônimo-Curiúva (Ruberti *et al.*, 2005; Gomes *et al.*, 2011a). A ocorrência de Ipanema, pesquisada em detalhe por Guarino *et al.* (2012), mostra condicionamento com o lineamento de Piedade, paralelo e situado mais a norte do anterior, o mesmo acontecendo com a intrusão de Piedade, ainda pouco estudada (ver capítulo 4 deste volume). Na extremidade sul desse lineamento, junto à região litorânea, Coutinho e Ens (1992) mapearam um pequeno dique de beforsito nas ilha das Cabras (ou Givura), em Itanhaém. Por outro lado, Coutinho (2008) fez também menção à existência de um pequeno dique com composição variável de silicocarbonatito a beforsito que aflora no litoral norte de São Paulo entre as cidades de Bertioga e São Sebastião, nas proximidades da praia do Sahy. Diques de lamprófito contendo material carbonático foram igualmente descritos por Vlach *et al.* (1996) e Ulbrich *et al.* (2002) na localidade de Minas Pedras,

Tabela 2.1. Informações gerais sobre os distritos alcalinos com rochas carbonatíticas do Brasil, Paraguai e Bolívia.

Localidade	Ocorrência	Petrografia	Mineralogia	Idade	Referências	
BRASIL						
Região do Vale do Ribeira						
1	Barra do Itapirapuã	Dique, veio, brecha	Mg-ca, Fe-ca, Si-ca, Ca-ca Fe, S, L	Do, Ank, Cc, Flo, Pr, Qz, Ap, Bas, Pa, Syn, Ba, Ga, Esf	Eocretáceo	1, 2-20, 150, 151, 170
2	Ipanema	Dique, veio	Ca-ca, Gl, Sh, Di, S, Fe, Te	Cc, Flo, Op, Ap, Pi, Anf, Ba, Sf	Eocretáceo	2-6, 13, 14, 16, 19-30, 153
3	Itanhaém (Ilha das Cabras ou Givura)	Dique	Mg-ca	Do, Ap, Flo, Pv, Gr, máficos alterados	Eocretáceo	2, 4-6, 19-21, 24, 27, 31
4	Itapirapuã	Dique, veio, brecha	Ca-ca NS, I-Mel, Ti	Cc, Ap, FA, Ne, Mt, Pt	Eocretáceo	2, 4-6, 13, 14, 19-21, 24, 27, 32-34
5	Jacupiranga	Plug, dique	Ca-ca, Mg-ca, Du, Pi (Ja), I-Mel, Tr, E, Mz, Fe, Sd, S, A, BA	Cc, Do, Flo, Ol, Mt, Ap, Pr, Il, Pv, Pir, Ga, Cl, Ne, Anf	Eocretáceo	2-6, 13-16, 19-21, 24, 27, 35-58, 166-168, 174, 175, 181, 187
6	Juquiá (Serrote)	Plug, dique	Mg-ca, Ca-ca, Pi, GA, I-Mel, NS, S, Sd, Ba, Te, Fo, Fe	Do, Ank, Cc, Flo, Mt, Ba, Ap, Mo, Anc, No	Eocretáceo	2-6, 12-16, 19-21, 24, 27, 52, 57, 59-63, 158, 169
7	Mato Preto	Plug, brecha	Ca-ca, Fe-ca, NS, Ti, Fo, Ga, I-Mel, L, Ta	Cc, Ank, Mt, Ap, Pr, Ba, Fl, Qz, FA, Fica	Neocretáceo	1, 2, 4-6, 8, 12-17, 19, 21, 24, 27, 64, 65, 150, 151, 172, 173, 184
8	Piedade (Aps)	Dique, veio	Ca, MMs	Cc, Do, Si, Flo, Mt, Ap, Ba, FA, Pir, Bi, Anf, Ne, En, Bas, Hm, Go, Clo, Ze	Eocretáceo	21, 185, 186
Região Litorânea de São Paulo						
9	Ilhas	Dique	Mg-ca, Si-ca	Cc, Do, Flo, Ap, filossilicatos	n.d.	148
Região do Lineamento Magmático de Cabo Frio						
10	Poços de Caldas	Dique, brecha	Si-ca, <i>ocelli</i> em lamprófito, NS, Ti, Fo, L, La, Lp	Cc, Pr, Flo	Neocretáceo	83-87, 155, 156, 160, 163
Região de Santa Catarina						
11	Anitápolis	Plug, dique, veio	Ca-ca, Mg-ca, Pi, Biot, I-Mel, NS, Fos, Fe, Apt, Ne, L, Fo	Cc, Do, Ap, Mt, Ol, Flo, Pr, Bd, Qz, Al, Anc, Bas, Sf	Eocretáceo	2-6, 12-16, 19, 21, 24, 27, 66-74, 154, 162
12	Lages	Plug, dique, veio, brecha	Fe-ca, Ca-ca, NS, Fo, Ba, Ne, Meli, Te, Ft, Ki	Ank, Cc, Ap, Flo, Qz, FA, Pr, Pir, Syn, Bas	Neocretáceo	2-6, 12-16, 19-21, 24, 27, 57, 73-82, 152, 154
Região do Rio Grande do Sul						
13	Joca Tavares	Plug?	Ca	Do (Cc), Ap, Op (Hm, Il), Clo	n.d.	182, 183
14	Porteira	Dique	Ca	Do, Ap, Flo, Op (Hm, Il), Clo	n.d.	182, 183
Região do Alto Paranaíba						
15	Araxá (Barreiro)	Stock, dique	Mg-ca, Ca-ca, Fe-ca, Gl, Pi, Fos, Sil	Do, Cc, Ank, Est, Si, Mg, Bu, Mt Ap, Flo, FA, Anc, Pr, Mo, Sf	Neocretáceo	2-6, 14-16, 20, 21, 24, 27, 53, 88-93, 157, 159
16	Catalão I	Dique	Mg-ca, Ca-ca, Si-ca, Flo, Du, Be, Fos, NS, Nel, Sil	Do, Cc, Mg, Ap, Flo, Mt, Ba, Ti, Mo, Zr, Pr, Sf, Fl, No	Neocretáceo	2-6, 14-16, 21, 24, 27, 53, 57, 58, 74, 90, 92-105, 176, 177
17	Catalão II	Stock	Ca-ca, Mg-ca, Pi, Gl, Fos, Apt, Mgt, Fe, S, L, Sil	Cc, Flo, Ver, FA, Mt, Pr, Ba, Pir, ETR min	Neocretáceo	2-6, 14, 16, 27, 53, 57, 74, 90, 92, 93, 93, 106

18	Salitre	Stock, dique, veio	Ca-ca, Mg-ca Be, Pi, Du, Fos, NS, S, Ti, T	Cc, Do, Ap, Mt, Flo, Ol, Pr, Zr, Ba, Sf	Neocretáceo	2-6, 14, 16, 21, 24, 27, 57, 74, 90, 92, 107-114
19	Tapira	Stock, dique, veio	Ca-ca, Mg-ca, Be, Du, Pe, Pi, Fos, S, T, Melil, Ka	Cc, Do, Ap, Flo, Mt, Pr, Il, Pv, Ti, Pir	Neocretáceo	2-6, 14-16, 20, 11, 24, 27, 53, 57, 58, 74, 90, 92, 115-118, 179
20	Serra Negra	Plug	Ca-ca, Du, Be, Sh, Pi (Ja), Ti, T, Fe	Cc, Mt, Ap, Pr, Pv, Bd	Neocretáceo	2-6, 14, 16, 21, 24, 27, 90, 92, 107, 113, 178
Região de Goiás						
21	Caiapó	Plug, brecha	Mg-ca, Ca-ca, Fe-ca, I, L, Fe	Do, Cc, Ank, Si, Ap, Mt, Pr, FA, Qz, ETR min	n.d.	4-6, 14, 27
22	Morro do Engenho	Veio	Ca, Pi, Pe, GA, NS	Cc, Flo	n.d.	2, 4-6, 16, 24, 27, 120
23	Santo Antônio da Barra (Rio Verde)	Lava, brecha, plug	Si-ca, Ca-ca, Ana (?), Ka, Fo, T, Fou, Mo, Br	Agregado de Cc em matriz vítrea	Neocretáceo	4-6, 14, 21, 27, 118, 120-127, 161, 180
24	Morro Preto	Stock, dique	Mg-ca, Fe-ca, Si-ca, Ka, Fe, L, Si, BA, Sil	Do, Ank, Si, Ap, Flo, Mt, Ba, Bd, Pr, Mo, Qz e/ou Cal, Hm, Go	n.d.	188, 189
PARAGUAI						
Região do Rio Apa						
25	Valle-mí	Dique	Ocelli em basanita	Cc	Eocretáceo	14, 15, 20, 52, 128-135
Região de Amambay						
26	Cerro Chirigué (Cerro Corá)	Dique	Ca-ca, Fe-ca Fe, NS, T, Br	Cc, Ap, Ba, Qz, Flo, FA, Mt, Pi, Zr, Ura, Syn, Hm, Pir, Go	Eocretáceo	2, 5, 12, 14, 15, 20, 114, 128, 130, 132-142, 171
27	Cerro Sarambí	Dique	Ca-ca, Si-ca Pi, NS, Fe, Fo, T, L	Cc, Qz, Fl, Ver, Op	Eocretáceo	2, 5, 12, 14, 15, 20, 114, 128, 130, 132-142
Região Central						
28	Cerro Cañada	Stock	Ocelli em ijolito GA, NS, I	Pi, Ol, Bi, Cc	Eocretáceo	20, 132, 133
29	Cerro E Santa Elena	Stock	Ocelli em ijolito Ga, I, Te, Ba, BA, Tf	Pi, Ol, Mt, Anf, Bi, Cc	Eocretáceo	20, 133
30	Sapucaí	Lava	Mg-ca	Do, FA, Mt, Bi, Ap	Eocretáceo	20, 52, 132-134, 143, 164, 165
BOLÍVIA						
Região de Velasco						
31	Cerro Manomó	Dique	Si-ca NS, S, Gr, Tf, T	Si, Ank, Cc, Go, Li, Qz, Ap, Bas, Syn	Eocretáceo	2, 5, 144-148

Fontes de dados: 1, Lapido-Loureiro e Tavares (1983); 2, Almeida (1983); 3, Berbert (1984); 4, Rodrigues e Lima (1984); 5, Woolley (1987); 6, Gomes *et al.* (1990); 7, Ruberti *et al.* (1997b); 8, Speziale *et al.* (1997); 9, Andrade *et al.* (1999a); 10, Andrade *et al.* (1999b); 11, Ruberti *et al.* (2002); 12, Comin-Chiaramonti *et al.* (2003); 13, Ruberti *et al.* (2005); 14, Comin-Chiaramonti *et al.* (2005c); 15, Comin-Chiaramonti *et al.* (2005d); 16, Biondi (2005); 17, Ruberti (1998); 18, Ruberti *et al.* (2008); 19, Gomes *et al.* (2011a); 20, Comin-Chiaramonti *et al.* (2007a); 21, Sonoki e Garda (1988); 22, Leinz (1940); 23, Davino (1975); 24, Ulbrich e Gomes (1981); 25, Aps e Born (1975); 26, Born (1989); 27, Morbidelli *et al.* (1995a); 28, Toledo e Souza (1991); 29, Guarino *et al.* (2012); 30, Rugenski *et al.* (2006); 31, Coutinho e Ens (1992); 32, Gomes e Cordani (1965); 33, Gomes e Dutra (1969); 34, Gomes (1970); 35, Melcher (1965); 36, Melcher (1966); 37, Amaral (1978); 38, Gaspar e Wyllie (1983a); 39, Gaspar e Wyllie (1983b); 40, Gaspar e Wyllie (1982); 41, Gaspar e Wyllie (1987); 42, Gaspar (1992); 43, Gaspar (1989); 44, Roden *et al.* (1985); 45, Germann *et al.* (1987); 46, Ruberti *et al.* (1988); 47, Ruberti *et al.* (1991); 48, Hirano *et al.* (1987a); 49, Morikyo *et al.* (1987); 50, Menezes Jr. e Martins (1984); 51, Morbidelli *et al.* (1986); 52, Castorina *et al.* (1996); 53, Santos e Clayton (1995); 54, Alessandrini (1990); 55, Huang *et al.* (1995); 56, Araújo e Gaspar (1993); 57, Gomes *et al.* (1996b); 58, Brod *et al.* (2001); 59, Born (1971); 60, Beccaluva *et al.* (1992); 61, Walter *et al.* (1995); 62, Slavec *et al.* (2001); 63, Mantovani *et al.* (2005); 64, Santos *et al.* (1996); 65, Comin-Chiaramonti *et al.* (2001); 66, Rodrigues (1985); 67, Furtado *et al.* (1986); 68, Furtado e Scheibe (1987); 69, Furtado (1989); 70, Melcher e Coutinho (1966); 71, Rodrigues *et al.* (1986); 72, Rodrigues *et al.* (1988); 73, Scheibe *et al.* (2005); 74, Fontana (2006); 75, Scheibe (1978); 76, Scheibe (1979); 77, Scheibe *et al.* (1984); 78, Scheibe (1986); 79, Scheibe e Formoso (1982); 80, Scheibe *et al.* (1988a, 1988b); 81, Traversa *et al.* (1994); 82, Traversa *et al.* (1996); 83, Schorscher e Shea (1992); 84, Vlach *et al.* (1996); 85, Ulbrich *et al.* (2002); 86, Vlach *et al.* (2003); 87, Ulbrich *et al.* (2005); 88, Issa Filho *et al.* (1984); 89, Kamitani e Hirano (1987); 90, Eby e Mariano (1992); 91, Traversa *et al.* (2001); 92, Barbosa *et al.* (1970); 93, Gomes e Comin-Chiaramonti (2005); 94, Carvalho (1974); 95, Carvalho e Bressan (1981); 96, Baecker (1983); 97, Hirano *et al.* (1987b); 98, Araújo (1996); 99, Ribeiro (2008); 100,

Cordeiro (2009); 101, Cordeiro *et al.* (2010); 102, Gierth e Baecker (1986); 103, Ribeiro *et al.* (2005); 104, Danni *et al.* (1991); 105, Valarelli (1971); 106, Melo (1999); 107, Mariano e Marchetto (1991); 108, Morbidelli *et al.* (1995b); 109, Morbidelli *et al.* (1997); 110, Barbosa (2009); 111, Barbosa *et al.* (2012a); 112, Barbosa *et al.* (2012b); 113, Souza Filho (1974); 114, Haggerty e Mariano (1983); 115, Brod (1999); 116, Brod *et al.* (2000); 117, Brod *et al.* (2003); 118, Brod *et al.* (2005); 119, Pena e Figueiredo (1975); 120, Pena (1974); 121, Danni *et al.* (1990); 122, Gaspar e Danni (1981); 123, Moraes (1984); 124, Moraes (1988); 125, Hasui *et al.* (1971); 126, Gaspar (1977); 127, Junqueira-Brod *et al.* (2002); 128, Livieres e Quade (1987); 129, Gibson *et al.* (1995a); 130, Gomes *et al.* (1996a); 131, Gibson *et al.* (1997); 132, Castorina *et al.* (1997); 133, Comin-Chiaramonti *et al.* (2007b); 134, Gomes *et al.* (2013); 135, Comin-Chiaramonti *et al.* (2014a); 136, Comte e Hasui (1971); 137, Berbert e Triguis (1973); 138, Palmieri *et al.* (1974); 139, Censi *et al.* (1989); 140, Comin-Chiaramonti *et al.* (1999); 141, Gibson *et al.* (2006); 142, Comin-Chiaramonti *et al.* (2007c); 143, Gomes *et al.* (2011b); 144, Darbyshire e Fletcher (1979); 145, Fletcher *et al.* (1981); 146, Fletcher e Litherland (1981); 147, Comin-Chiaramonti *et al.* (2005b); 148, Comin-Chiaramonti *et al.* (2011); 149, Coutinho (2008); 150, Ruberti *et al.* (1997a); 151, Gomes *et al.* (2001); 152, Barabino *et al.* (2007); 153, Born (1975); 154, Comin-Chiaramonti *et al.* (2002); 155, Ellert (1959); 156, Ellert *et al.* (1959); 157, Grossi-Sad e Torres (1978); 158, Macciotta *et al.* (1988); 159, Paraíso e Fuccio Jr. (1986); 160, Ulbrich e Ulbrich (2000); 161, Sgarbi e Gaspar (2002); 162, Vergara (1980); 163, Alves (2003); 164, Comin-Chiaramonti *et al.* (1992); 165, Comin-Chiaramonti *et al.* (1990); 166, Beccaluva *et al.* (2017); 167, Chmyz *et al.* (2015); 168, Wu *et al.* (2010); 169, Azzone *et al.* (2013); 170, Andrade (1998); 171, Antonini *et al.* (2005); 172, Santos (1988); 173, Jenkins II (1987); 174, Salvioli-Mariani *et al.* (2012); 175, Azzone *et al.* (2012); 176, Cordeiro *et al.* (2011a, 2011b); 177, Mantovani *et al.* (2016); 178, Grasso (2010); 179, Guimarães *et al.* (1980); 180, Sgarbi (1998); 181, Chmyz *et al.* (2017); 182, Toniolo *et al.* (2013); 183, Monteiro *et al.* (2016); 184, Santos *et al.* (1990); 185, Knecht (1960); 186, Amaral *et al.* (1967); 187, Chmyz *et al.* (2019); 188, Navarro *et al.* (2014); 189, Nascimento (2018); n.d., não determinada.

Abreviações de rochas: A, ankaratrítico; Ana, analcimito; Apt, apatitito; Ba, basanita; BA, basalto alcalino; Be, bebedourito; Biot, biotitito; Ca, carbonatito; Ca-ca, calciocarbonatito; Di, diorito; Du, dunito; E, essexito; Fe, fenito; Fe-ca, ferrocarbonatito; Flo, flogopitito; Fo, fonolito; Fou, fourchito; Fos, foscorito; Ft, fonotefrito; Ga, gabro; GA, gabro alcalino; Gl, glimmerito; I, ijolito; Ja, jacupiranguito; Ka, kamafugito; Ki, kimberlito; L, lamprófito; Lp, lamproito; Mel, melteigito; Meli, melilitito; Melil, melililito; Mg-ca, magnesiocarbonatito; Mgt, magnetitito; MMs, melassienito; MMzd, melamonzodiorito; Mo, monchiquito; Mz, monzonito; Ne, nefelinito; Nel, nelsonito; NS, nefelina sienito; Pc, picrito; Pe, peridotito; Pi, piroxenito; S, sienito; Sd, sienodiorito; Sh, shonkinito; Si-ca, silicocarbonatito; Sil, sillexito; T, traquito; Ta, traquiandesito; Te, tefrito; Tf, traquifonolito; Ti, tinguaito; Tr, teralito; Ur, urtito; We, wehrlito.

Abreviações de minerais: Al, alstonita; An, ancyllita; Ana, anatásio; Anf, anfibólio; Ank, ankerita; Ap, apatita; Ba, barita; Bas, bastnäsita; Bd, baddeleyita; Bi, biotita; Bu, burbankita; Cal, calcedônia; Caz, calzirtita; Cc, calcita; Cl, clinohumita; Clo, clorita; Do, dolomita; En, enigmatita; Esf, esfalerita; Est, estroncianita; F, feldspato; FA, feldspato alcalino; Fl, fluorita; Flca, fluorocarbonatos; Flo, flogopita; Ga, galena; Go, goethita; Gr, granada; Hb, hornblenda; Hm, hematita; Il, ilmenita; Mg, magnetita; Mt, magnetita; Mo, monazita; Mont, montmorilonita; Ne, nefelina; No, norsethita; Ol, olivina; Op, opacos; Pa, parisita; Pi, clinopiroxênio; Pir, pirita; Pr, pirocloro; Pt, pirrotita; Pv, perovskita; Qz, quartzo; Sf, sulfeto; Si, siderita; Sy, synchisita; Ti, titanita; To, torita; Ura, uranopirocloro; Ze, zeólitas.

no interior do maciço alcalino de Poços de Caldas. Na parte centro-oeste, a associação tectônica se dá com a estrutura soerguida do Alto Paranaíba, outra feição de extensão quilométrica e orientação geral NW-SE, abrangendo principalmente o estado de Minas Gerais e que avança no sentido de Goiás. Bem evidenciada em carta Bouguer gravimétrica (Haralyi, 1978), essa estrutura teve seu desenvolvimento do Neojurássico ao Cretáceo, com a região sendo palco de diversas manifestações carbonatíticas como Salitre (Salitre I, II e III) e Serra Negra, além dos complexos de grande importância econômica de Araxá, Catalão (Catalão I e II) e Tapira. Na porção mais ocidental do estado de Goiás distinguem-se os corpos carbonatíticos de Caiapó, Morro do Engenho e Santo Antônio da Barra, que integrariam a antiga província Rio Verde-Iporá de Almeida (1983), os quais, segundo Pena (1974), guardam associação com o Arco de Bom Jardim de Goiás. Para Sgarbi e Gaspar (2002) e Riccomini *et al.* (2005), esses distritos carbonatíticos estariam agrupados dentro da Província Alcalina Minas-Goiás, tendo sido controlados por uma estrutura tectônica referida como lineamento Alto Paranaíba, de direção geral NW-SE, e com centenas de quilômetros de extensão. A literatura sobre esse conjunto de ocorrências, que inclui uma grande diversidade de tipos litológicos (carbonatitos, kimberlitos, kamafugitos etc.), é demasiado extensa, envolvendo não apenas trabalhos publicados em periódicos, como também vários manuscritos apresentados como dissertações de mestrado ou teses de doutorado, especialmente junto à Universidade de Brasília. De grande importância pela sua abrangência e natureza revisional, é, inquestionavelmente, o texto de Brod *et al.* (2005), que focaliza mais detidamente as ocorrências da região de Goiás. Esses autores baseados em dados isotópicos propuseram o enquadramento das rochas da Província Minas-Goiás em duas, Alto Paranaíba e Goiás, para designar, respectivamente, as ocorrências aflorando nos estados de Minas Gerais e Goiás.

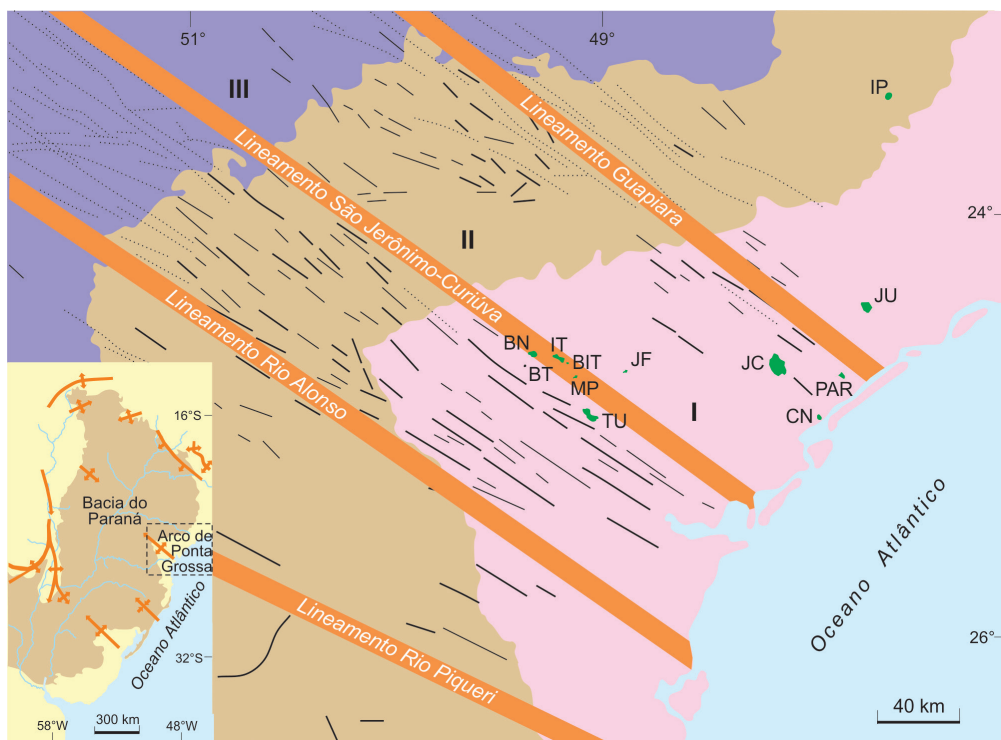


Figura 2.2. Esquema tectônico dos distritos alcalinos cretácicos associados ao Arco de Ponta Grossa, no Vale do Ribeira (Almeida, 1986). Enxames de diques toleíticos de orientação NW-SE, inferidos por geologia de superfície e mapeamento por controle remoto, são indicados, juntamente com os vários corpos alcalinos. Abreviações para ocorrências **com** carbonatitos: BIT, Barra do Itapirapuã; IP, Ipanema; IT, Itapirapuã; JC, Jacupiranga; JU, Juquiá; MP, Mato Preto; **sem** carbonatitos: BN, Banhadão; BT, Barra do Teixeira; CN, Cananeia; JF, José Fernandes; PAR, Pariquera-Açu; TU, Tunas. Outras abreviações: I, Embasamento; II, Bacia do Paraná; III, Derrames basálticos. Inserção: principais feições tectônicas da região Sudeste do Brasil (Comin-Chiaramonti *et al.*, 1997, simplificada).

Menos conhecidas são as ocorrências alcalinas do sudeste de Goiás de Morro Preto e Serra da Água Branca, sendo a primeira portadora de rochas carbonatíticas e estudada recentemente por Navarro *et al.* (2014) e Nascimento (2018).

2.2.2. Distritos Paraguaiois

Essas ocorrências localizam-se em duas áreas mais ao norte do país, Rio Apa e Amambay (respectivamente, Figuras 2.3B e 2.3C), e na sua porção centro-oriental em estreita associação com o Rifte de Assunção (Figura 2.3E).

A ocorrência do Rio Apa possui menor expressão e está representada por pequenos diques de basanita com material carbonático que penetra falhas orientadas segundo NE-SW, aparentemente influenciadas pelo Arco do Rio Apa. Ocorrem nas imediações de Valle-mí e San Lázaro, junto à confluência dos rios Apa e Paraguai, tendo sido citados nos trabalhos de Castorina *et al.* (1997) e Comin-Chiaramonti *et al.* (2014a, 2015). Na região de Amambay, destacam-se os complexos carbonatíticos de Cerro Chiriguelo e Cerro Sarambí, duas grandes estruturas circulares controladas tectonicamente pelo Arco de Ponta Porã, de direção NE-SW (Livieres e Quade, 1987), que corta diagonalmente a região nordeste do território paraguaio. Informações sobre a geologia da região constam dos trabalhos de Gomes *et al.* (1996a, 1996b, 2011b, 2013) e Comin-Chiaramonti *et al.* (1999), enquanto dados mais especificamente sobre os carbonatitos são encontrados em Censi *et al.* (1989) e Comin-Chiaramonti *et al.* (2014a).

Na zona do Rifte de Assunção foi descrita a ocorrência de um pequeno derrame beforsí-

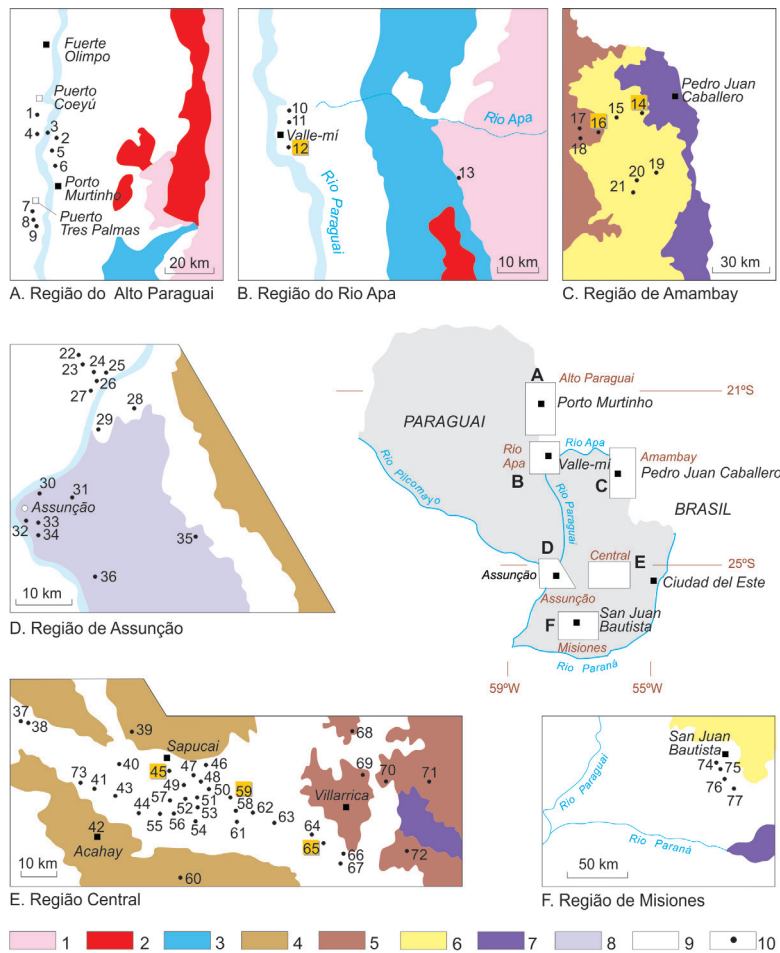


Figura 2.3. Mapa de localização dos distritos alcalinos e alcalino-carbonatitos de diferentes regiões do Paraguai (Velázquez *et al.*, 1996, modificado). Legendas: 1, Pré-Cambriano Inferior, Complexo Rio Apa; 2, Pré-Cambriano Superior, Suíte Intrusiva Alumiador; 3, Sedimentos Cambrianos, Grupo Itapucumí; 4, Sedimentos Silurianos, Grupo Caacupé; 5, Sedimentos Carboníferos, Grupo Cerro Corá; 6, Sedimentos Triássicos, Formação Misiones; 7, Magmatismo Toleítico Juro-Cretáceo, Formação Alto Paraná (Formação Serra Geral); 8, Sedimentos Terciários, Formação Patiño; 9, Sedimentos Quaternários; 10, Corpos Alcalinos. Ocorrências alcalino-carbonatíticas e sua localização: 12, Valle-mí (B); 14, Cerro Chirigué e 16, Cerro Sarambí (C); 45, Sapucaí, 59, Cerro Cañada e 65, Cerro E Santa Elena (E). Para a identificação das demais ocorrências de rochas alcalinas, ver Velázquez *et al.* (1996).

tico aflorando na área do complexo vulcânico de Sapucaí (Comin-Chiaramonti *et al.*, 1992a), um dos mais expressivos distritos alcalinos daquele país, bem como de material carbonático na forma de *ocelli* presentes em rochas ijolíticas das intrusões alcalinas de Cerro Cañada, situada a sudeste da vila de Sapucaí, e de Cerro E Santa Elena, a sudoeste da cidade de Villarrica (Comin-Chiaramonti *et al.*, 2005c, 2007a).

2.2.3. Distrito Boliviano

Cerro Manomó (Figura 2.4) é a única ocorrência carbonatítica investigada em território boliviano. É parte integrante do complexo alcalino de Velasco, que cobre extensa área, e composto de várias intrusões semicirculares de rochas sieníticas a graníticas, alinhadas para NE. O corpo carbonatítico, ocupando a extremidade oriental dessa faixa, apresenta-se inteiramente silicificado e tem a forma de uma mesa que se destaca na topografia em meio ao peneplano laterítico do embasamento pré-cambriano. Informações geológicas sobre o complexo são encontradas nos trabalhos pioneiros de Fletcher e Litherland (1981), Fletcher *et al.* (1981), Litherland *et al.* (1986), Fletcher e Beddoe-Stephens (1987) e, ainda, em Comin-Chiaramonti *et al.* (2005b, 2011).

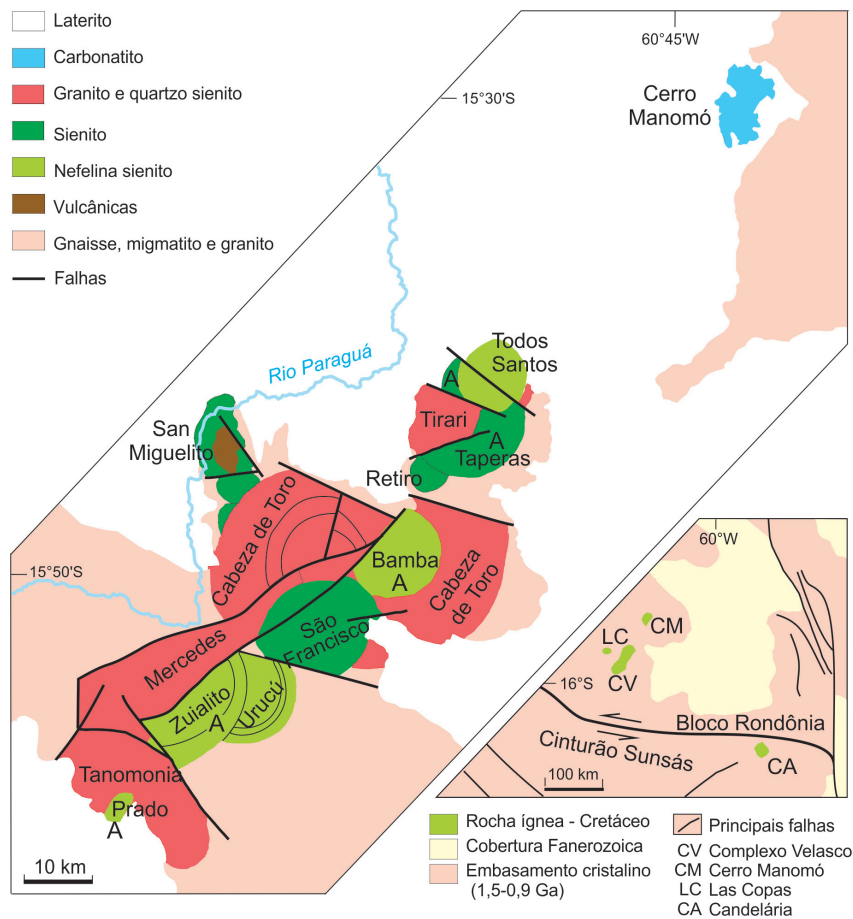


Figura 2.4. Mapa geológico da Província Alcalina de Velasco, Bolívia (Comin-Chiaramonti *et al.*, 2005b; modificado de Litherland *et al.*, 1986 e Fletcher e Beddoe-Stephens, 1987), mostrando a localização do complexo carbonatítico de Cerro Manomó. A) rochas agpaíticas. Na inserção, rochas alcalinas silicáticas da região de Candelária (CA).

2.3. Idades

Dados disponíveis para os distritos alcalinos com rochas carbonatíticas constam das tabelas 2.2 a 2.6 e são indicativos de que essas rochas são predominantemente de idade cretácica, tendo, porém, se formado em duas épocas diferentes: Eocretáceo e Neocretáceo. Os resultados mostrados na tabela 2.2 provêm do trabalho de compilação de Sonoki e Garda (1988) e incluem essencialmente análises por K-Ar. Dados analíticos mais recentes (Tabela 2.3) confirmam igualmente a tendência acima. No conjunto das tabelas, as análises foram determinadas na quase totalidade em concentrados minerais (Anf, Bi, FA, Flo, Pr, Pv, Th-U-Pb, To, Zr) e em RT de rochas silicáticas associadas a carbonatitos. Somente em algumas ocorrências (p. ex., Barra do Itapirapuã, Ruberti *et al.*, 1997b; Cerro Chirigué, Eby e Mariano, 1992; Jacupiranga, Amaral, 1978; Wu *et al.*, 2010; Chmyz *et al.*, 2017; e Poços de Caldas, Vlach *et al.*, 1996; Ulbrich *et al.*, 2002) foi empregado material extraído diretamente da rocha carbonatítica.

2.3.1. Eocretáceo

O período é aparentemente caracterizado por três episódios distintos, com o mais antigo deles de ~139 Ma (Tabelas 2.2, 2.4 a 2.6) precedendo as lavas toleíticas da Bacia do Paraná

Tabela 2.2. Idades radiométricas (K-Ar) de distritos alcalinos do Brasil Meridional com rochas carbonatíticas.

Localidade	Tipo de rocha	Material	Idade (Erro), Ma
BRASIL MERIDIONAL			
Anitápolis	Fe, Mel, Ti	Bi, RT	151,8 (7,0), 132,1 (3,0), 130,6 (3,0), 107,2 , 136,4 (1,6), 134,0 (2,2)
Araxá	Gl, Ca	Bi, Flo	89,4 (10,1), 97,6 (6,1); 77,4 (1,0)
Catalão	S	RT	85,0 (6,9)
Ipanema	Sh, Fe	Bi, RT	141,6 (5,4), 124,9 (9,5), 126,1 (5,4)
Itanhaém	Ti	Bi	132,8 (4,6)
Itapirapuã	NS, Mel, Ti	FA, Bi, Pi	107,3 (2,8), 103,7 (4,3), 168,3 (8,1), 96,9 (1,9), 114,7 (9,7), 108,4 (2,8)
Jacupiranga	Ca, E, Ma, Mel, NS, SD, Pi, Ja	Bi, FA, F, CF, Flo, RT, Ne	136,4 (5,7), 130,9 (2,2), 130,7 (3,4), 131,9 (4,7), 130,8 (5,4), 139,1 (5,6), 148,0 (4,4) 181,0 (6,9), 66,0 (3,0), 207,2 (17,2), 130,2 (4,6), 155,2 (4,7), 147,1 (8,8), 136,9 (7,9), 130,8 (5,2), 150,6 (7,4), 129,6 (4,5), 200,5 (5,4), 130,5 (4,2), 137,6 (7,2) 136,9 (3,4), 148,1 (5,0), 127,9 (2,9), 134,1 (4,6), 131, (3,4), 133,8 (3,9), 187,9 (15,6), 222,6 (7,1), 228,6 (5,9), 164,7 (4,9), 154,2 (5,9), 151,7 (10,0), 134,0 (5,8), 183,9 (11,2), 273,1 (21,3), 129,3 (5,2), 46,6 (2,5), 139,5 (5,2), 150,4 (5,9) 134,4 (7,7), 132,6 (7,6), 135,9 (6,8), 191,6 (14,6), 137,3 (5,2), 139,7 (7,1)
Juquiá	NS, S, I, Pi	Bi, FA, F, Pi, RT	148,2, 132,6 (4,2), 162,6 (4,7), 185,7 (12,3), 134,0 (1,6), 220,7 (3,1), 169,3 (4,4), 131,7 (1,6), 208,5 (2,5), 133,0 (2,0), 151,1 (7,7), 150,3 (8,1)
Lages	NS, OM, T, U, Fo, Ti, E, Foi	FA, F, Bi, RT	68,4 (3,2), 66,8 (2,3), 64,7 (3,5), 70,8 (2,2), 107,0 (7,8), 69,4 (1,4), 63,5 (1,7), 74,9 (1,9), 74,3 (0,9), 73,8 (0,9), 74,6 (1,4), 67,6 (2,0), 78,3 (1,9), 62,9 (5,4), 73,3 (2,8), 65,7 (3,4) 74,2 (3,8), 65,7 (1,4)
Mato Preto	Fo	RT	70,2 (4,8), 71,7 (4,7), 63,2 (1,3)
Piedade	Sh	Bi, Hb	124,7 (3,5), 74,9 (12,3)
Poços de Caldas	Ti, NS, A, Lu, Foi	Bi, FA, F, Anf, Pi, RT	82,3, 82,7, 76,9, 75,0, 78,2, 65,4 (1,6), 64,3, 66,0, 89,3, 78,4, 77,1, 77,5, 82,0, 82,4, 82,9, 76,0, 75,7, 74,9, 74,1, 71,1, 74,5, 74,2, 65,4, 63,6, 61,2, 61,7, 62,3, 54,2, 85,5 (15,1), 86,5 (1,2), 75,4 (3,0), 82,5 (6,6), 78,2 (1,8), 75,5 (1,4), 72,4 (1,3), 78,0 (1,3), 81,0 (1,0), 66,3 (4,0), 66,2 (2,0), 54,3 (1,7), 71,7 (2,5)
Salitre	Be, Fo	Bi, RT	86,3 (5,7), 82,5 (5,6), 79,0 (1,2), 80,0 (1,0), 94,5 (1,6)
Santo Antônio da Barra	Ba, Ana, Fo	RT	90,2 (5,7), 61,4 (16,9), 79,2 (2,1), 86,6 (4,8), 86,3 (3,0), 40,1 (1,2)
Serra Negra	Pe	Bi	83,7, 83,4
Tapira	Be, Fo, Ja	Bi	71,2 (5,1), 87,2 (1,2), 85,6 (5,1)
PARAGUAI ORIENTAL			
Cerro Chiriguelo (Cerro Corá)	Di	Bi, RT	146,7 (9,2), 138,9 (9,2)
Sapucai	E, Fo, Te, Ba		131,0 (8,2), 136,4 (5,1), 108,3 (10,2), 131,2 (5,1), 119,6 (7,2)

Fonte: dados compilados por Sonoki e Garda (1988) a partir de diversas fontes.

Abreviações: Foi, foiaíto; Lu, lujaurito; Ma, malignito; MD, meladorito e RT, rocha total. Para outras abreviações, ver tabela 2.1.

Tabela 2.3. Idades radiométricas posteriores ao trabalho de Sonoki e Garda (1988) de distritos alcalinos brasileiros contendo rochas carbonatíticas.

Localidade	Tipo de rocha	Material	Método	Idade, Ma	Idade preferida, Ma	Referências
Barra do Itapirapuã	Ca		Rb-Sr	128±19	128±19	Ruberti <i>et al.</i> (1997a)
Jacupiranga			Ar-Ar	132,79		Basu <i>et al.</i> (1993)
Jacupiranga	Ca	Zir, Caz	U-Pb	125±6		Wu <i>et al.</i> (2010)
Jacupiranga	Mo	Zr	U-Pb SHRIMP	134,9±0,65		Chmyz <i>et al.</i> (2015)
Jacupiranga	MD, Mo, L, Pi, Ca	Bi, Flo	Ar-Ar	131,9± 0,5 a 133,7±0,5		Chmyz <i>et al.</i> (2017)
Poços de Caldas	Ca	To	Th-U/Pb	76, 76, 77, 77, 78, 78, 79, 79, 79, 80, 81, 81, 82; erro: 11-12	79,0±3,2	Ulbrich <i>et al.</i> (2002)
Poços de Caldas	L (dique)	Flo	Ar-Ar	75,7±0,6, 76,2±1,6		Shea (1992)
Poços de Caldas	S	RT	Rb-Sr	77,9±6,2, 78,6±6,6	78,6	Shea (1992), Ulbrich <i>et al.</i> (2002)
Poços de Caldas	S (alt. hidr.)	RT	Rb-Sr	75,6±2,2, 75,8±2,4, 76,8±2,6	76,8±2,6	Shea (1992), Ulbrich <i>et al.</i> (2002)
Lages	Mi	Flo	K-Ar	75,6±1,2, 77,2±1,2	76,4±0,8	Gibson <i>et al.</i> (1999)
Catalão I	Mgt	Bd	U-Pb Laser	78±1, 80±5, 81±4	81±3	Guarino <i>et al.</i> (2017)
Catalão II	Pc	Pv	U-Pb SIMS	82±3, 83±4, 90±4	85±2	Guarino <i>et al.</i> (2013)
Catalão I				85	85	Machado Jr. (1991)
Catalão II				83	83	Machado Jr. (1992)

Abreviações: ver tabela 2.1.

Tabela 2.4. Idades radiométricas (K-Ar, Rb-Sr) de distritos alcalinos paraguaios contendo rochas carbonatíticas.

Localidade	Ocorrência	Tipo de rocha	Material	Método	Idade (Ma)	Referências
<i>Região do Rio Apa</i>						
Valle-mí	Dique	Basanita	RT	K-Ar	142±2	2
<i>Região de Amambay</i>						
Cerro Chiriguelo	Stock	Calciocarbonatito	Bi	K-Ar	128±5	3
Cerro Chiriguelo	Lava	Traquito	Bi	K-Ar	146,7±9,2	3a
Cerro Sarambí	Lava	Traquito		K-Ar	138,9±9,2	3a
<i>Região Central</i>						
Sapucai	Stock	Nefelina sienodiorito	FA	K-Ar	127,8±5,6	4
Sapucai	Stock	Essexito	RT	K-Ar	131,0±8,2	5
Sapucai	Lava	Fonolito	RT	K-Ar	136,4±5,1	5
Sapucai	Dique	RT	RT	K-Ar	119,6±2	5
Sapucai	Lava	Basalto alcalino	RT	K-Ar	131,2±5,1	5
Sapucai	Lava	Traquibasalto	RT	K-Ar	122,0±4,0	1
Sapucai	Dique	Fonotefrito	RT	K-Ar	119,0±4,0	1
Sapucai	Dique	Fonolito	RT	K-Ar	121,0±4,0	1
Sapucai	Dique	Traquibasalto	RT	K-Ar	119,0±4,0	1
Sapucai	Dique	Basanita	RT	K-Ar	118,0±4,0	1
Sapucai	Dique	Fonotefrito	RT	K-Ar	119,0±4,0	1
Sapucai	Stock	Nefelina sienodiorito	RT, Bi, FA	Rb-Sr isócrona	126,5±7,6	4
Sapucai	Dique	Tefrito (Na)	RT	K-Ar	66,0±2,0	1

Fonte: Comin-Chiaramonti *et al.* (2007c), a partir dos seguintes dados: 1, Gomes *et al.* (1996a); 2, Gibson *et al.* (1995a); 3, Eby e Mariano (1992); 3a, Sonoki e Garda (1988); 4, Velázquez *et al.* (1992); 5, Palmieri e Arribas (1975).

Abreviações: ver tabela 2.1.

Tabela 2.5. Dados geocronológicos para ocorrências alcalinas da região de Amambay, porção nordeste do Paraguai.

Localidade	Tipo de rocha	Material	Método	Idade, Ma	Referências
<i>Região de Amambay</i>					
Arroyo Gasory	Traquito	Ti	Traços de fissão	146,7±12,8	3
Arroyo Gasory	Traquito	Ap	Traços de fissão	133,8±11,6	3
Arroyo Gasory	Traquito	Ap	Traços de fissão	134,1±12,9	3
Cerro Apuá	Traquito	Ap	Traços de fissão	115,6±11,6	3
Cerro Chiriguelo	Carbonatito	Ap	Traços de fissão	125,7±12,9	3
Cerro Chiriguelo	Carbonatito	Ap	Traços de fissão	118,9±20,3	3
Cerro Guazú	Lamprófito	Ap	Traços de fissão	114,0±15,8	3
Cerro Sarambí	Piroxenito	Ap	Traços de fissão	110,8±10,8	3
Cerro Sarambí	Piroxenito	Ap	Traços de fissão	115,5±10,4	3
Cerro Sarambí	Carbonatito	Ap	Traços de fissão	85,4±4,6	3
Cerro Sarambí	Carbonatito	Ap	Traços de fissão	87,2±4,4	3
Arroyo Gasory	Traquito	BI	K-Ar	145±8	2
Arroyo Gasory	Traquito	RT	K-Ar	137±7	2
Arroyo Gasory	Traquito	Flo	Ar-Ar	142,92±0,89	6
Cerro Chiriguelo	Carbonatito	Bi	K-Ar	128±5	3
Cerro Chiriguelo	Microdiorito	RT	K-Ar	138,9±20,3	1, 4
Cerro Chiriguelo	Microdiorito	RT	K-Ar	146,7±9,2	1, 4
Cerro Chiriguelo	Traquito	Bi	Ar-Ar	137,6±0,7	7
Cerro Guazú	Lamprófito	Bi	K-Ar	117±4	3
Cerro Sarambí	Sienito	RT	K-Ar	140±1	5
Cerro Sarambí	Glimmerito	RT	K-Ar	136±9	8
Cerro Sarambí	Glimmerito	RT	K-Ar	139,3±0,5	7
Cerro Sarambí	Lamprófito	Flo	Ar-Ar	142,88±0,93	6
Cerro Sarambí	Lamprófito	Flo	Ar-Ar	142,89±0,93	6
Cerro Sarambí	Glimmerito	Bi	Ar-Ar	139,3±0,5	7

Fonte: Gomes *et al.* (2011b), a partir dos seguintes dados: 1, Comte e Hasui (1971); 2, Eby e Mariano (1986, 1992); 3, Eby e Mariano (1992); 4, Amaral *et al.* (1967), Sonoki e Garda (1988); 5, Gibson *et al.* (1995b); 6, Gibson *et al.* (2006); 7, Comin-Chiaramonti *et al.* (2007c); 8, V.F. Velázquez (análises inéditas).

Abreviações: ver tabela 2.1.

Tabela 2.6. Idades radiométricas (Ar-Ar, biotita) recentes de distritos alcalinos paraguaios com rochas carbonatíticas obtidas nos laboratórios de geocronologia da Universidade de São Paulo e da Universidade da Califórnia, Berkeley, Estados Unidos.

Localidade	Laboratório	Tipo de rocha	Mi	Idade platô, Ma	Idade isócrona, Ma	MSWD	⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar intersecção
<i>Região do Rio Apa</i>							
Valle-mí	UC	Basanita (dique)	Bi	138,7±0,2	139,0±0,3	1,9	187±123
<i>Região de Amambay</i>							
Cerro Chiriguelo	UC	Traquito	Bi	137,6±0,7	138,1±1,7	0,6	184±97
Cerro Sarambí	UC	Glimmerito (veio)	Bi	139,3±0,5	139,1±0,9	0,2	214±104
<i>Região Central</i>							
Cerro Cañada	USP	Gabro alcalino	Bi	126,1±0,5	127,6±1,4	1,7	114±50
Cerro Cañada	UC	Ijolito	Bi	126,3±0,2	126,2±0,9	0,14	304±110
Cerro Cañada	UC	Gabro alcalino	Bi	127,5±0,2			
Sapucaí (Cerro Verde)	UC	Essexito	Bi	124,6±0,7	127,1±1,4	0,76	198±123
Sapucaí (Cerro Fidel)	UC	Traquifonolito	Bi	126,4±0,2	128,6±2,9	2,76	138±244
Sapucaí	BGC	Traquiandesito (dique)	Bi	126,2±0,1	126,2±0,7	0,10	311±52

Fonte: Comin-Chiaramonti *et al.* (2007c).

(133±1 Ma, Renne *et al.*, 1992, 1996; 134-133 Ma, Thiede e Vasconcelos, 2010).

2.3.1.1. O evento de ~139 Ma

Engloba apenas os distritos alcalinos paraguaios das áreas do Rio Apa (Valle-mí) e Amambay (Cerro Chiriguelo e Cerro Sarambí), além de Cerro Velasco (Cerro Manomó), na Bolívia, estando os espectros Ar-Ar agrupados na figura 2.5.

A documentação geocronológica para as ocorrências do Rio Apa é muito pobre, e os dados sugerem para as rochas basaníticas portadoras de *ocelli* de material carbonático idades K-Ar (RT) de 137±7 Ma e 138±9 Ma (Castorina *et al.*, 1997), e de 142±2 Ma (Gibson *et al.*, 1995a). Mais recentemente, Comin-Chiaramonti *et al.* (2007c) reportaram uma idade platô de Ar-Ar de 138,7±0,2 Ma para uma amostra de basanita (Tabela 2.6, Figura 2.5).

Já as intrusões da região de Amambay foram investigadas por diferentes metodologias, embora os resultados apresentem, no entanto, grande dispersão. Eles incluem antigas análises por K-Ar (Comte e Hasui, 1971; Gibson *et al.*, 1995b), análises por traços de fissão em apatita e titanita (Eby e Mariano, 1986, 1992) e, mais ultimamente, por Ar-Ar (Gibson *et al.*, 2006; Comin-Chiaramonti *et al.*, 2007c). A tabela 2.5, extraída de Gomes *et al.* (2011b), lista os dados coligidos para os diferentes tipos de rochas e o material empregado para análise. Os resultados por Ar-Ar de biotita em glimmerito do Cerro Sarambí (Comin-Chiaramonti *et al.*, 2007c, Tabela 2.6) apontaram para valores concordantes em torno de 139,3±0,5 Ma, que são tomados como indicativos da idade de formação dessas rochas. Ainda segundo esses últimos autores, espectros Ar-Ar (Figura 2.5) forneceram idades platô de 137,9±0,3 Ma e 139,6±0,2 Ma, respectivamente, para uma amostra de lava do Cerro Chiriguelo e de um veio do Cerro Sarambí.

Esse episódio mais antigo acha-se também representado em território boliviano, como testemunham as rochas da Província de Velasco, aí incluído o corpo carbonatítico de Cerro Manomó. As informações sobre a região baseiam-se essencialmente nos trabalhos de mapeamento geológico conduzidos por uma missão inglesa na década dos 1980 (Litherland *et al.*,

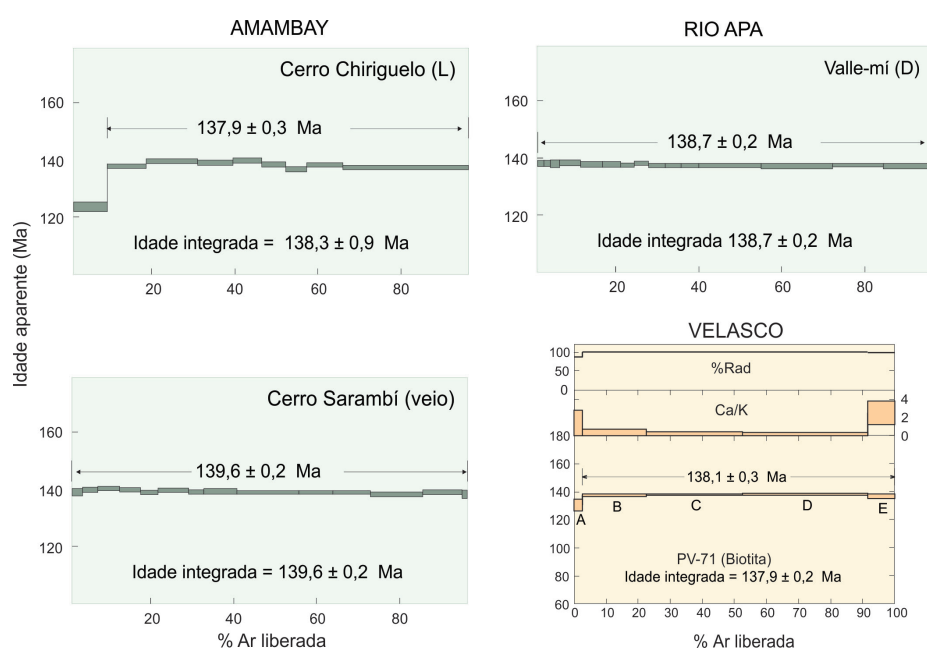


Figura 2.5. Espectro Ar-Ar para amostra de dique basanítico de Valle-mí na região do Rio Apa e espectros Ar-Ar para amostras dos complexos alcalino-carbonatitos de Cerro Chiriguelo (L, lava) e Cerro Sarambí (veio) na região de Amambay, Paraguai (Comin-Chiaramonti *et al.*, 2007c). Espectro Ar-Ar para biotita de rocha sienítica da região de Velasco, Bolívia (Gomes *et al.*, 2008).

1986) e os poucos dados geocronológicos disponíveis encontram-se listados em Darbyshire e Fletcher (1979). Datações K-Ar em concentrados minerais de biotita e hornblenda produziram idades no intervalo de 142 a 134 Ma, sendo que as poucas idades Rb-Sr em RT disponíveis não se mostram muito diferentes considerando-se o erro analítico. A combinação desses dados com os obtidos posteriormente por Comin-Chiaramonti *et al.* (2005b) levou à caracterização de duas errócronas para as duas suítes presentes, 139 ± 3 Ma para as rochas insaturadas e 140 ± 1 Ma para as supersaturadas. Pouco depois, Gomes *et al.* (2008; Figura 2.5) forneceram uma idade platô Ar-Ar de $138,1 \pm 0,3$ Ma em concentrado de biotita de amostra de sienito, que é tida como indicativa da formação do complexo de Velasco.

2.3.1.2. O evento de ~ 130 Ma

Mais ou menos concomitante com o vulcanismo basáltico toleítico deu-se a manifestação carbonatítica do Vale do Ribeira (Barra do Itapirapuã, Itanhaém, Jacupiranga, Juquiá, Piedade), na qual os dados convergem para uma idade de referência em torno de 130 Ma, que, aparentemente, guardaria correspondência com o chamado cronogrupo de 133 Ma definido por Ulbrich *et al.* (1990). A figura 2.6, extraída de Gomes *et al.* (2018b), reúne as idades disponíveis para carbonatitos e rochas alcalinas associadas dessa e de outras regiões do país, inclusive do Paraguai.

A despeito da grande quantidade de análises, sobretudo de K-Ar determinadas por Amaral *et al.* (1967) e Amaral (1978) para as rochas do Vale do Ribeira e de Santa Catarina, apenas Jacupiranga conta com dados analíticos mais precisos, tendo Roden *et al.* (1985) reportado há

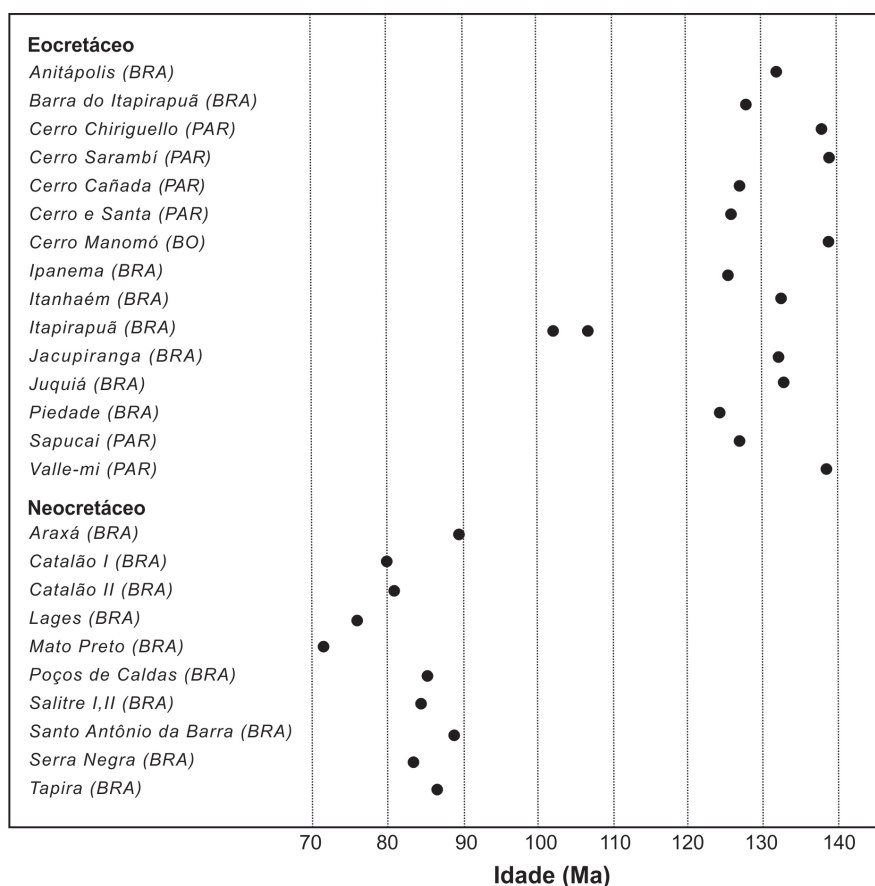


Figura 2.6. Diagrama de idades referências para ocorrências carbonatíticas da região meridional da Plataforma Brasileira (modificada de Gomes *et al.*, 2018b, que, por sua vez, utilizaram as mesmas fontes de dados citadas na Tabela 2.1).

tempos uma idade Rb-Sr de 131 ± 3 Ma para a ocorrência. Um valor de 132 ± 79 Ma foi divulgado por Basu *et al.* (1993), enquanto Wu *et al.* (2010) obtiveram poucos anos depois uma idade U-Pb em zirconolita do carbonatito de 125 ± 6 Ma. Em trabalho recente, Beccaluva *et al.* (2017) admitiram para o complexo uma idade no intervalo 131-133 Ma. Investigando mais detidamente a geocronologia de diferentes tipos litológicos de Jacupiranga pelos métodos U-Pb SHRIMP e Ar-Ar (Tabela 2.3), Chmyz *et al.* (2015, 2017) determinaram uma idade concórdia U-Pb de $134,9 \pm 0,65$ Ma em cristais de zircão de monzonito. Por outro lado, os resultados de Ar-Ar para três análises de biotita em meladorito, monzonito e lamprófito e de duas de flogopita em nefelina clinopiroxenito e apatita calciocarbonatito definiram uma idade platô que varia no intervalo de $131,9 \pm 0,5$ a $133,7 \pm 0,5$ Ma. Esses valores indicariam para o complexo uma idade contemporânea com a dos basaltos toleíticos da província magmática do Paraná.

2.3.1.3. O evento de ~ 126 Ma

Esse episódio é de presença restrita à região do Rifte de Assunção na porção centro-oriental do território paraguaio. O magmatismo carbonatítico ali é pouco expressivo, com o derrame de lava beforsítica de Sapucaí (Comin-Chiaramonti *et al.*, 1992a) se constituindo na única ocorrência. Análises Ar-Ar, recentes, numerosas e mais precisas, para as diversas intrusões alcalinas que afloram na área do rifte (Milan, 2003; Gomes *et al.*, 2003; Comin-Chiaramonti *et al.*, 2007c; Tabela 2.6) permitiram situar a idade do pico da atividade do magmatismo em $126,4 \pm 0,4$ Ma, valor esse não muito discrepante dos resultados por Rb-Sr determinados por Bitschene (1987) e Velázquez *et al.* (1992). Espectros Ar-Ar de concentrados de biotita para a ocorrência de Sapucaí (rochas silicáticas do Cerro Verde) e para a intrusão do Cerro Cañada (ijolitos contendo *ocelli* de material carbonático) indicaram idades platô, respectivamente, de $126,3 \pm 0,2$ Ma e $124,6 \pm 0,7$ Ma (Gomes e Comin-Chiaramonti, 2017). Por sua vez, Gibson *et al.* (2006) relataram idades de $127,91 \pm 0,79$ Ma e $127,66 \pm 0,79$ Ma para concentrados de flogopita do dique de Cerro Santo Tomás e de $127,12 \pm 0,78$ para o *stock* de Cerro Cañada.

2.3.1.4. O evento de 100-110 Ma

Idades K-Ar remontando à fase inicial do laboratório de geocronologia de São Paulo (Gomes e Cordani, 1965) colocaram o maciço de Itapirapuã como originado no intervalo de 100-110 Ma. Dados recém-obtidos por Gomes *et al.* (2018b) confirmaram esse período de formação, com valores K-Ar de 102 Ma e U-Pb SHRIMP de ~ 106 Ma (Figura 2.6).

2.3.2. Neocretáceo

2.3.2.1. O evento de 80-90 Ma

Esse episódio é exclusivo das ocorrências do Brasil. Na região Sul-Sudeste do País, ele está representado pelos complexos, aparentemente, de idade cretácica de Joca Tavares e Porteira, no Rio Grande do Sul; de Lages, em Santa Catarina (Scheibe *et al.*, 1985); e de Mato Preto, no Vale do Ribeira (Comin-Chiaramonti *et al.*, 2001). Na porção Centro-Oeste, por vários distritos alcalinos, alguns de grande importância econômica, caso de Araxá, Catalão I e II e Tapira. Como já referido, o conjunto das últimas ocorrências inclui também Salitre (Salitre I, II e III) e Serra Negra, em Minas Gerais, além de Caiapó, Morro do Engenho e Santo Antônio da Barra, em

Goiás. A formação das rochas alcalinas associadas com os carbonatitos de ambas as regiões se deu predominantemente no intervalo acima, a julgar pelos dados analíticos produzidos por diversas metodologias (Rb-Sr, K-Ar, Ar-Ar, U-Pb SHRIMP, U-Pb SIMS, U-Pb ID TIMS). Embora mais antigo, o gráfico de Gibson *et al.* (1995b) mostrado na figura 2.7 confirma claramente essa tendência.



Figura 2.7. Diagrama mostrando a distribuição de idades no intervalo de 80 a 90 Ma obtidas por diferentes métodos para distritos alcalinos com ou sem rochas carbonatíticas da região do Alto Paranaíba (Gibson *et al.*, 1995b). *Legenda:* quadrado vermelho, K-Ar, mica; quadrado azul, K-Ar, rocha total; círculo verde, laser rocha total; estrela amarela, U-Pb, zircão.

CAPÍTULO 3

DESCRIÇÃO DAS OCORRÊNCIAS I

C. B. Gomes, E. Ruberti e P. Comin-Chiaramonti

Resumo

Este capítulo tem por objetivo fornecer uma visão geral e sucinta sobre as intrusões carbonatíticas conhecidas no Brasil, Paraguai e Bolívia, incluindo desde corpos maiores (*stocks*, *plugs*), diques, lavas até pequenos agregados globulares de material carbonático (*ocelli*) presentes no interior de rochas alcalinas silicáticas. A literatura citada relaciona muitos dos principais artigos publicados sobre essas ocorrências, além de alguns inéditos de circulação restrita aos meios acadêmicos.

3.1. Introdução

A despeito do grande número de artigos relativos às rochas carbonatíticas dos três países, especialmente às do Brasil, trabalhos na literatura procurando revisar aspectos gerais dessas ocorrências são em pequeno número. No passado, foram publicados apenas três, todos tratando de distritos brasileiros: Berbert (1984), Rodrigues e Lima (1984) e Gomes *et al.* (1990). Dois outros foram publicados na primeira década do século XX, os de Comin-Chiaramonti *et al.* (2005c) e Comin-Chiaramonti *et al.* (2007a), ambos focalizando os complexos do sistema Paraná-Angola-Namíbia (PAN). As contribuições mais recentes com enfoque revisional são as de Gomes *et al.* (2018a) e Speziale *et al.* (no prelo-202?a, no prelo-202?b), analisando as ocorrências carbonatíticas da região meridional da Plataforma Brasileira.

3.2. Distribuição Regional

3.2.1. Brasil – Região Sudeste

1. Barra do Itaiprapuã, PR/SP

Essa ocorrência situa-se em dois estados: São Paulo, com maior área de exposição, e Paraná, tendo o rio Ribeira de Iguape como divisor geográfico. É uma intrusão pequena (2 km²), um *plug* de forma elíptica a subcircular orientado para NW e encaixado em rochas pré-cambrianas do Granito Três Córregos (Figura 3.1). A sua investigação sistemática por meio de programa de sondagem confirmou a existência de corpo carbonatítico com a estrutura complexa de um *stockwork* (Lapido-Loureiro e Tavares, 1983). Estudos posteriores efetuados por Andrade (1998), em sua tese de doutorado, por Ruberti (1998), em sua tese de livre-docência, e por Ruberti *et al.* (1997a, 1997b, 2002, 2008) e Andrade *et al.* (1999a, 1999b) possibilitaram o reconhecimento de extensa rede de veios carbonatíticos na superfície e de diques de dimensões decimétricas a métricas em profundidade, refletindo o caráter efusivo ou subintrusivo da ocorrência. Rochas fenitizadas de afinidade sienítica são encontradas em diferentes níveis topográficos, principalmente em amostras de testemunhos de sondagem (Ruberti, 1998). Os processos de carbonatização conduziram à formação de brechas carbonatíticas com feldspato e de rochas silicocarbonatíticas. Brechas e diques lamprofíricos com material carbonático são também descritos. A evolução magmática do complexo compreende pelo menos quatro fases de carbonatito

intrusivo, com ampla variação composicional, que grada de carbonatitos ricos em Mg e Fe, termos dominantes, a ricos em Ca, nos últimos estágios (Ruberti *et al.*, 2008). Para Lapido-Loureiro e Tavares (1983), Barra do Itapirapuã se constitui no exemplo de uma grande massa de rochas carbonatíticas não associadas diretamente, pelo menos em superfície, a rochas alcalinas primárias e, tampouco, a litologias básicas e/ou ultrabásicas.

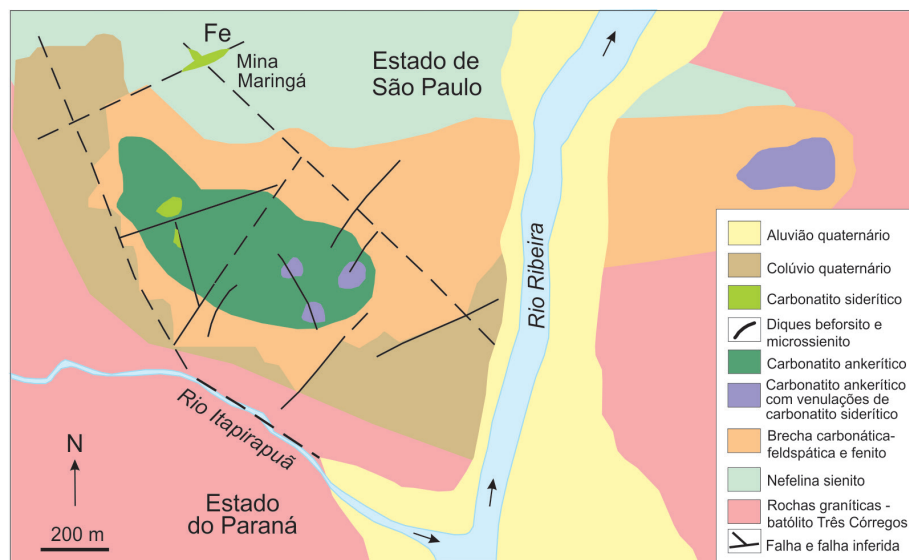


Figura 3.1. Mapa geológico esquemático do complexo alcalino-carbonatito de Barra do Itapirapuã (Biondi, 1987).

2. Ipanema, SP

Esse complexo possui forma subcircular, cobre área aproximada de 13 km² e tem como encaixante rochas do embasamento cristalino pré-cambriano, além de sedimentos permocarboníferos do Grupo Tubarão, nas suas margens oriental e sudeste (Figura 3.2). A sua petrografia foi descrita primeiramente por Leinz (1940), e anos mais tarde a intrusão foi tema de doutorado por Davino (1975), que tratou de seus aspectos geológicos gerais e geofísicos. Muito depois Ruberti *et al.* (2005) revisaram a petrografia das rochas, enquanto Rugenski *et al.* (2006) investigaram o complexo do ponto de vista geofísico pelo método gravimétrico. A falta de bons afloramentos foi sempre o fator limitante para estudos mais aprofundados sobre a petrologia e geoquímica de Ipanema, o que somente se tornou possível com a execução de trabalhos de sondagem na área. Baseados em amostras de testemunhos, Guarino *et al.* (2012) caracterizaram a ocorrência como formada predominantemente por glimmeritos e presença subordinada de shonkinitos (melassienitos), glimmeritos enriquecidos em clinopiroxênio ou feldspato alcalino, e rochas feldspáticas cumuláticas de natureza diorítica e sienítica. Leinz (1940) reportou a presença de diques shonkiníticos penetrando as encaixantes em áreas externas ao complexo, bem como descreveu concentrações praticamente uniminerálicas (tipos de minérios) ricas em apatita e magnetita. Diques de lamprófiros (tefritos) ocorrem cortando os glimmeritos. Os carbonatitos, de composição cálcica, estão representados por um sistema complexo de veios e diques com espessura de até 2 m. Segundo Felicíssimo Jr. (1968), dados de sondagem confirmaram a presença dessas rochas até uma profundidade de 82 m. Fenitização, com o processo metassomático decrescendo radialmente das porções centrais da intrusão para as bordas, afetou intensamente o embasamento granítico, com as mudanças químicas, texturais e mineralógicas levando à formação de rochas de natureza diorítica e sienítica. Born (1989) observou que a composição das rochas fenitizadas e a intensidade da mineralização fosfática associada estão relacionadas com a proximidade do núcleo micáceo.

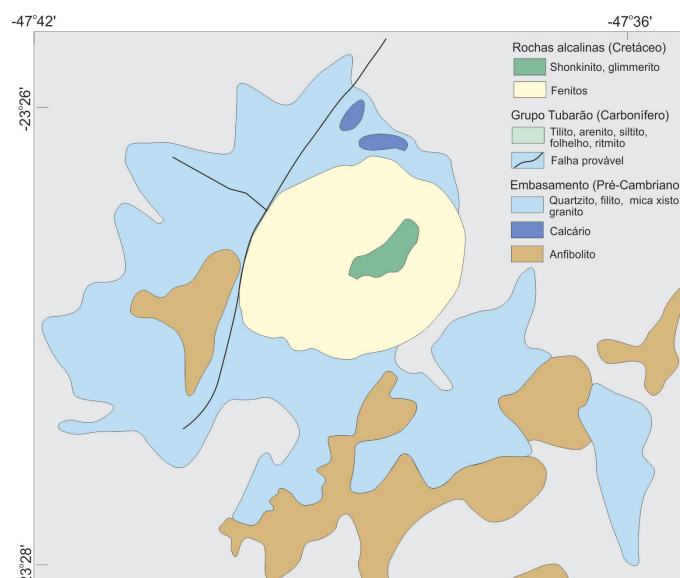


Figura 3.2. Mapa geológico do complexo alcalino-carbonatito de Ipanema (Rugenski *et al.*, 2006; modificada por Guarino *et al.*, 2012).

3. Itanhaém, SP

Essa ocorrência é representada apenas por um pequeno dique de beforesito, com 30 cm de espessura e orientação N30E, que corta rochas do embasamento cristalino (Coutinho e Ens, 1992). As suas características geoquímicas foram salientadas por Mariano (1989b). Nas proximidades do corpo, ainda na zona costeira, aflora outro dique, este, contudo, de composição lamprofírica, com 30 cm de espessura e direção N80E. A ilha onde ocorrem ambos os diques é conhecida por ilhas das Cabras ou Givura, sendo somente alcançada, a partir da cidade de Itanhaém, por ocasião da maré baixa.

4. Itapirapuã, SP

Esse maciço, de forma irregular alongada para NW, ocupa pequena área de 4 km² e acha-se encaixado em rochas graníticas pré-cambrianas do Granito Três Córregos (Figura 3.3). Foi investigado primeiramente por Gomes (1970) em sua tese de doutorado, na qual descreveu a existência de um corpo de natureza sienítica insaturada em sílica, tendo nefelina sienitos com ou sem granada titanífera (melanita) como principal litologia. Rochas da série melteigito-ijolito-urtito estão também presentes e diques de tinguaito, de orientação NW, são abundantes e encontrados penetrando as alcalinas e/ou as encaixantes graníticas. Os carbonatitos, de composição cálcica, afloram como pequenos veios cortando nefelina sienitos na porção central do maciço. Na sua porção sudeste, ocorre um pequeno afloramento de brecha magmática associada com rochas sieníticas de granulação fina a média. Segregações de magnetita na forma de veios no interior das rochas sieníticas foram lavradas no passado como minério de ferro para a produção de aço gusa.

5. Jacupiranga, SP

Conhecida mundialmente há longo tempo, é a ocorrência clássica de rochas carbonatíticas no continente sul-americano e tem sido tema de incontáveis pesquisas que se ocuparam de suas múltiplas facetas. Foi objeto de tema de doutorado de Melcher (1965), de Gaspar (1989) e de Alves (2008), além de estudada em profundidade por diversos pesquisadores que focaram mais especificamente sua geologia (Melcher, 1966; Germann *et al.*, 1987; Hirano *et al.*, 1987a; Ruberti *et al.*, 1988, 1991; Gaspar, 1989), sua mineralogia (Boctor e Svisero, 1978; Mitchell,

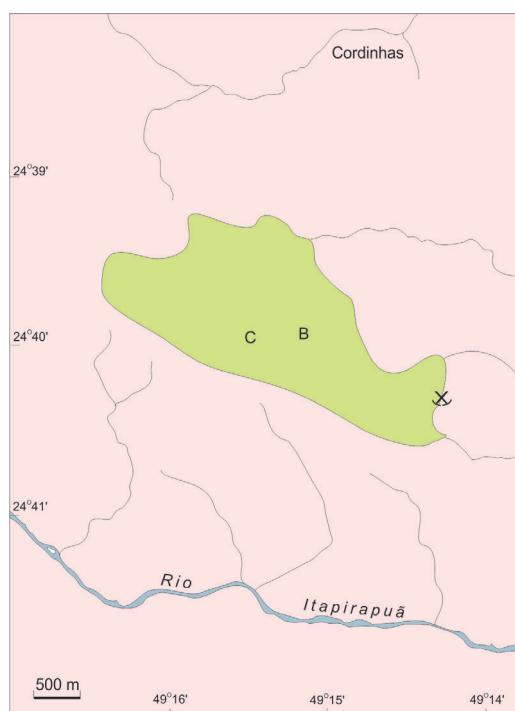


Figura 3.3. Mapa geológico do maciço nefelina sienítico de Itapirapuã (Gomes, 1970). Os locais de ocorrência do carbonatito e da brecha magmática são indicados, respectivamente, pelas letras C e B. Também está assinalado o local da mina abandonada de minério de ferro (magnetita).

1978; Gaspar e Wyllie, 1982, 1983a, 1983b, 1987; Menezes Jr. e Martins, 1984; Gaspar, 1992; Costanzo *et al.*, 2006; Salvioli-Mariani *et al.*, 2012), sua petrologia e geoquímica (Huang *et al.*, 1995; Morbidelli *et al.*, 1986, 1995a, 2000; Morikiyo *et al.*, 1987; Ruberti *et al.*, 2005; Azzone *et al.*, 2012; Menezes *et al.*, 2015; Beccaluva *et al.*, 2017; Chmyz *et al.*, 2017, 2019) e sua geocronologia (Amaral *et al.*, 1967; Amaral, 1978; Roden *et al.*, 1985). Segundo Melcher (1966), o complexo, de forma alongada para NNW e cobrindo área aproximada de 65 km², penetra rochas pré-cambrianas do embasamento cristalino localmente representadas pelo Grupo Açungui. É composto por duas intrusões principais que correspondem a cerca de até 70% dos afloramentos, com dunitos prevalecendo no setor NW e clinopiroxenitos (jacupiranguitos), de idade mais nova, no setor SE (Figura 3.4).

Na sua parte sudoeste, destaca-se um corpo de forma semianelar formado por rochas cumuláticas da série melteigito-ijolito-urtito. Pequenas intrusões, diques e veios, que ocorrem nas bordas das duas intrusões, possuem composição extremamente variada na qual se distinguem desde clinopiroxenitos micáceos, gabros alcalinos (teralitos e essexitos), quartzo monzonitos até rochas sieníticas. Estas últimas são também encontradas na zona de transição entre dunitos e clinopiroxenitos. Outras litologias incluem diques lamprofíricos, principalmente na porção nordeste do complexo (Germann *et al.*, 1987), e fenitos de ocorrência generalizada nas regiões periféricas. Evidências de fenitização foram descritas por Gaspar (1989) a uma distância de até 2 km da zona de contato da intrusão alcalina. Os carbonatitos formam um corpo alongado com dimensões de 1000 × 400 m que aflora numa região do complexo conhecido como Morro da Mina, e que no início das operações da mina, em 1943, situava-se 220 m acima do nível do mar. Em 2005, as exposições de rochas frescas de carbonatito se davam, contudo, a profundidades de, no mínimo, 80 m abaixo daquele nível. Melcher (1966) reportou a existência de dois *plugs* independentes de rochas carbonatíticas, um ao sul e o outro ao norte do complexo. Já Gaspar e Wyllie (1983a, 1983b) descreveram cinco intrusões distintas, de composição variada entre cálcica e magnésiana, com C1

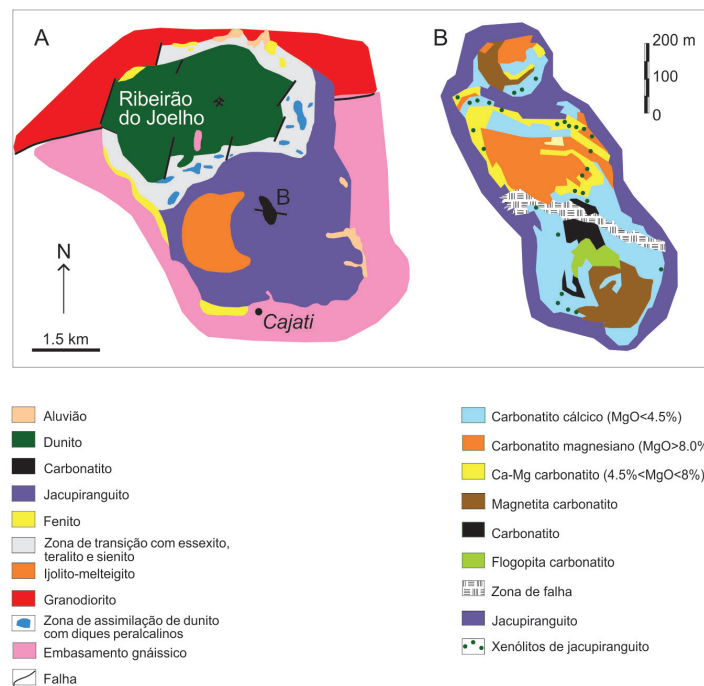


Figura 3.4. A) Mapa geológico do complexo alcalino-carbonatito de Jacupiranga (Germann *et al.*, 1987, modificada). B) Mapa geológico do carbonatito (Ruberti *et al.*, 1991).

(søvito), C2 (søvito dolomítico) e C3 (søvito), que correspondem às intrusões da região sul, e C4 (søvito) e C5 (rauhaugito, dolomita carbonatito), que representam os corpos da área norte. Diques de beforsito foram também noticiados, Hirano *et al.* (1987a) procuraram agrupar as rochas carbonatíticas em quatro categorias distintas: calcita carbonatitos (CC), calcita carbonatitos ricos em magnetita (CCmt), apatita-calcita carbonatitos (CCap) e dolomita carbonatitos (DC). As ocorrências da região sudeste são compostas principalmente de CC com bandas de CCmt, além de xenólitos e bandas de CCap nas porções marginais. DC forma um enxame de pequenos diques na parte nordeste desses corpos. Reações metassomáticas afetando os clinopiroxenitos como resultado da colocação e cristalização dos magmas carbonatíticos foram pesquisadas por Morbidelli *et al.* (1986), que distinguiram camadas concêntricas, de alguns centímetros até 1 m de espessura e composição mineralógica variável, com a sequência normal gradando de maior riqueza em anfibólio, em flogopita e em olivina, a partir dos clinopiroxenitos no sentido das rochas carbonatíticas. Descrições minuciosas dessas transformações mineralógicas e texturais, assim como das feições principais dos carbonatitos, estão resumidas em Ruberti *et al.* (2005). Em trabalho recém-publicado sobre o complexo, que inclui informações de campo e novos dados petrológicos e geoquímicos, Beccaluva *et al.* (2017) caracterizaram a intrusão norte como composta de dunito-gabro-sienito e a do sul, mais nova, de piroxenito-ijolito (*lato sensu*), sendo ambas cortadas por diques e veios de carbonatitos. As rochas máficas da primeira intrusão reúnem gabros alcalinos e sienodioritos, além de sienitos de granulação fina a grossa. Como rochas de diques aparecem basaltos alcalinos e fonolitos, enquanto ankaratritos são encontrados na segunda intrusão. Investigação igualmente recente sobre o distrito foi a conduzida por Chmyz *et al.* (2017), que forneceu novos dados petrográficos, isotópicos e geoquímicos, além de geocronológicos de alta precisão, com determinações por Ar-Ar e U-Pb, procurando salientar o papel das rochas alcalinas silicáticas em Jacupiranga, melhor estimar o tempo de duração da atividade magmática e reconstruir sua história evolutiva. Por último, cite-se o trabalho de Chmyz *et al.* (2019) tratando do comportamento dos isótopos de Hf-Pb e de elementos traços e suas implicações para a gênese do complexo.

6. Juquiá (Serrote), SP

Esse complexo de forma irregular cobre área aproximada de 14 km², representa um volume estimado de magma de 53,5 km³ (Slavec *et al.*, 2001) e penetra rochas encaixantes do embasamento pré-cambriano. Foi tema de doutorado de Born (1971) e anos depois sua petrologia e geoquímica foram objeto de estudo completo por Beccaluva *et al.* (1992) e Ruberti *et al.* (2005). A mais recente contribuição sobre a sua história petrogenética reside no trabalho de Azzone *et al.* (2013). O complexo é constituído predominantemente por rochas ultrabásicas cumuláticas, distinguindo-se olivina clinopiroxenitos e em menor proporção olivina gabros alcalinos (Figura 3.5). Essas rochas estão em contato com litologias igualmente cumuláticas, sieníticas e sienodioríticas de um lado, e tipos petrográficos da série melteigito-ijolito-urtito de outro. Um pequeno corpo satélite de nefelina sienito (Casa da Pedra) aflora a NW da intrusão principal. Na porção central do complexo, circundados por rochas ijolíticas, carbonatitos ocorrem na forma de um corpo subcircular com visível zonamento composicional, sendo o núcleo de natureza sòvítica e a borda beforsítica (Born, 1971). Diques são comuns, quer no interior da intrusão quer cortando a encaixante regional, e possuem natureza variada (basanítica, fotefrítica, fonolítica). Rochas feníticas estão presentes em duas pequenas áreas na porção meridional da intrusão.

7. Mato Preto, PR

Essa ocorrência se caracteriza pela presença de dois corpos carbonatíticos: um maior (1,0 km²) situado mais na porção norte do complexo; e outro menor (0,14 km²) confinado à sua extremidade sudeste (Lapido-Loureiro e Tavares, 1983). Exibe forma irregular e encontra-se associada a formações pré-cambrianas, rochas metamórficas do Grupo Açungui e graníticas do batólito Três Córregos (Figura 3.6). Além desses autores, a ocorrência foi estudada em detalhes por Santos (1988) em sua dissertação de mestrado, e por diversos pesquisadores (Jenkins II, 1987, 1997; Speziale *et al.*, 1997; Ruberti, 1998; Gibson *et al.*, 1999; Gomes *et al.*, 2001; Comin-Chiaramonti *et al.*, 2001). Nefelina sienitos de granulação variável, tinguaitos e fonolitos, os últimos comumente na forma de diques, constituem a litologia mais abundante, reconhecendo-se ainda rochas cumuláticas gábricas e da série melteigito-ijolito-urtito, fenitos dispersos por toda a extensão do complexo e, subordinadamente, afloramentos de tufos e aglomerados vulcânicos. Diques de lamprófiros e traquiandesitos cortam as rochas alcalinas em geral. Os carbonatitos representam pelo menos dois estágios distintos de formação, com os de cristalização inicial

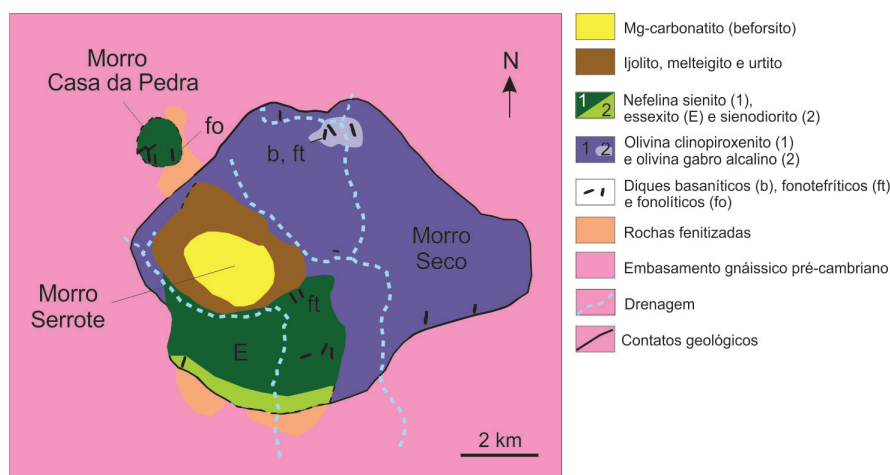


Figura 3.5. Mapa geológico do complexo alcalino-carbonatito de Juquiá (Born, 1971; Beccaluva *et al.*, 1992, modificada).

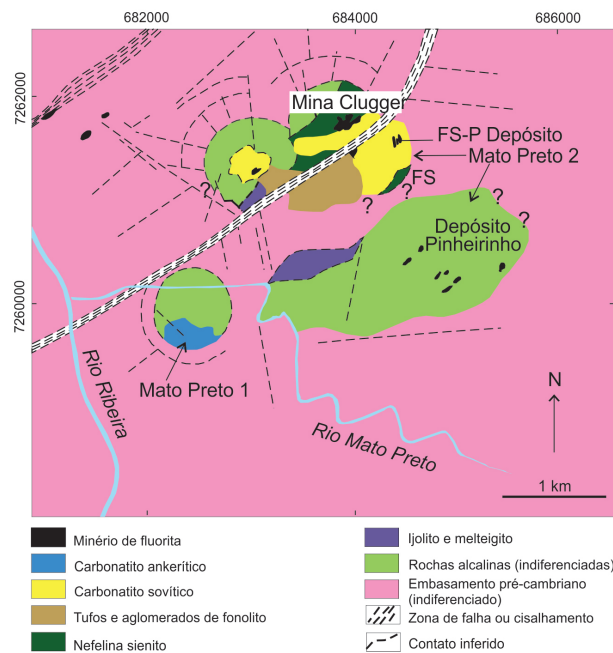


Figura 3.6. Mapa geológico esquemático do complexo alcalino-carbonatito de Mato Preto mostrando os corpos mineralizados de fluorita (a mina Clugger e os depósitos não lavrados de Pinheirinho, FS-P e FS (Jenkins II, 1987, 1997).

compostos por calcicarbonatitos e os tardios por ferrocarbonatitos. Eles ocorrem comumente como uma rede de diques, veios centimétricos a milimétricos e lentes de magnetita sovítos fortemente radioativos, com o conjunto formando um *stockwork*, à semelhança do observado no complexo vizinho de Barra do Itapirapuã, onde Lapido-Loureiro e Tavares (1983) chamaram a atenção para a existência de intenso processo de silicificação que deu lugar à geração de rochas silicosas por vezes altamente enriquecidas em fluorita.

8. Piedade (Aps), SP

Ainda que citada na literatura há longo tempo, essa ocorrência é pouco conhecida geologicamente, justificando, assim, a elaboração de um capítulo específico sobre ela, o quarto deste volume. Shonkinitos foram descritos por Knecht (1960), porém, o exame dos testemunhos de sondagem obtidos recentemente confirmou tão somente a presença de carbonatitos e de sienitos enriquecidos em minerais máficos (melassienitos).

9. Ilhas, SP

Essa ocorrência consiste unicamente em um pequeno dique, com 1 m de espessura, de composição silicocarbonatito que passa nas bordas para beforesito (Coutinho, 2008). Ela tem como encaixante rochas do embasamento cristalino e está localizada no litoral norte de São Paulo na chamada Ilhas, distante poucos quilômetros da praia do Sahy, entre as cidade de Bertioiga e São Sebastião.

10. Poços de Caldas, MG

Vlach *et al.* (1996) e Ulbrich *et al.* (2002) descreveram pequenos diques e *plugs* de rochas ultramáficas com bandas de composição silicocarbonatítica encaixados no embasamento cristalino na pedreira Minas Pedras, no interior do maciço alcalino de Poços de Caldas. Ainda nesse maciço, Alves (2003) descreveu também rochas piroxeníticas com raros fragmentos carbonáticos em brechas do Vale do Quartel. A literatura sobre Poços de Caldas, um dos maiores corpos alcalinos do mundo, cobrindo área superior a 800 km², é demasiado extensa e reúne diversas

monografias (mestrado: Sardela, 1981; Garda, 1990; Slavec, 2002; Alves, 2003; doutorado: Ellert, 1959; Björnberg, 1959; Bushee, 1971; Almeida, 1977; M. Ulbrich, 1984; e livre-docência: Fujimori, 1974; H. Ulbrich, 1984), numerosos relatórios ligados à pesquisa mineral, além de mais de uma centena de publicações científicas. Nos últimos anos, o maciço vem sendo objeto de investigações sistemáticas por H. Ulbrich e colaboradores em seus aspectos os mais variados (mineralógicos, petrográficos, geológicos, geofísicos e geocronológicos), com os trabalhos de Ulbrich *et al.* (2005) e Gomes e Comin-Chiaramonti (2017) proporcionando revisão abrangente sobre sua petrologia e geoquímica. O maciço, de forma circular e encaixado em rochas do embasamento, se distingue por sua composição petrográfica na qual predominam nefelina sienitos, fonolitos e tinguaitos ao lado da presença significativa de tipos fortemente agpaíticos. Rochas piroclásticas (aglomerados, tufos, *lapilli*) estão confinadas à borda da ocidental do complexo, preenchendo o Vale do Quartel, onde também ocorrem rochas máficas associadas a zonas de brechas. Rochas ultramáficas que afloram na forma de pequenos diques, especialmente nas áreas de Minas Pedras e da mina Osamu Utsumi, foram descritos como lamprófiros (Ulbrich *et al.*, 2003) ou, então, como lamproítos (Shea, 1992; Waber, 1992).

3.2.2. Brasil – Região Sul

11. Anitápolis, SC

Esse distrito é a ocorrência carbonatítica de maior importância econômica da região Sul do País, tendo sido alvo de diversas pesquisas ao longo dos anos, entre as quais duas teses de doutorado (Rodrigues, 1985; Furtado, 1989). Scheibe *et al.* (2005) são os autores do trabalho de revisão mais recente sobre a intrusão, cuja geologia é mostrada na figura 3.7 (Vergara, 1980; Rodrigues, 1985; Furtado e Scheibe, 1987; Furtado, 1989). O complexo, com forma aproximadamente circular e encaixado em rochas do embasamento granítico, cobre área de 6 km² e é caracterizado por grande variação composicional. Rochas ultrabásicas cumuláticas (magnetita-biotita clinopiroxenitos e apatita-clinopiroxênio biotititos) ocupam a sua parte central. Elas estão circun-

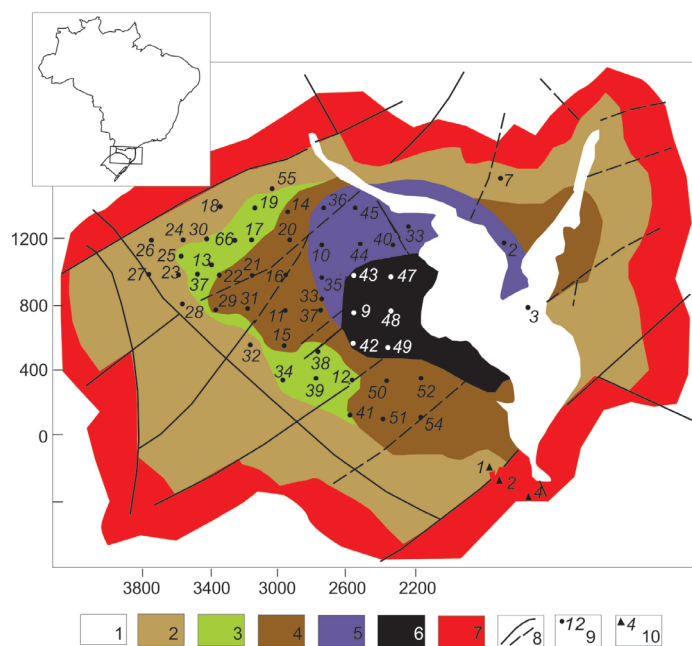


Figura 3.7. Mapa geológico do complexo alcalino-carbonatito de Anitápolis (Vergara, 1980; Rodrigues, 1985; adaptada por Furtado, 1989). — 1. sedimentos do Quaternário; 2. rochas alcalinas da borda do maciço; 3. nefelina sienitos; 4. ijolitos; 5. apatita-clinopiroxênio biotititos; 6. magnetita-clinopiroxênio piroxenitos; 7. rochas encaixantes graníticas; 8. falhas; 9. furos de sondagem; 10. diques amostrados.

dadas por tipos petrográficos da série melteigito-ijolito-urtito e nefelina sienitos, que, por sua vez, estão envolvidos por rochas melanocráticas, mesocráticas e leucocráticas com grau variável de fenitização. Adicionalmente, são reconhecidas outras variedades cumuláticas, como apatita clinopiroxenitos, clinopiroxênio apatitos e foscorit, esta última uma associação petrográfica reunindo olivina-magnetita-apatita estudada em detalhes por Furtado *et al.* (1986). Rochas mais primitivas na forma de pequenos diques consistem principalmente em nefelinitos, fonolitos e lamprófiros. Os carbonatitos são de natureza predominantemente sòvítica e afloram no interior do complexo ao longo do leito do rio Pinheiros, sua única área de exposição. Contudo, carbonatitos tardios de composição mais magnesiânica aparecem também na forma de veios, como reconhecidos em alguns furos de sondagem. Como as condições de intemperismo na área são muito intensas, o trabalho de amostragem envolveu principalmente o emprego de testemunhos de sondagem. Dados mais específicos sobre a petrografia e geoquímica dos carbonatitos constam, respectivamente, dos trabalhos de Melcher e Coutinho (1966), Comin-Chiaramonti *et al.* (2002) e Scheibe *et al.* (2005).

12. Lages, SC

O maciço homônimo é dos mais conhecidos do ponto de vista geológico como resultado em especial das muitas pesquisas ali desenvolvidas, particularmente aquelas de autoria de L. F. Scheibe e colaboradores. Estas incluem ainda a dissertação de mestrado (Scheibe, 1979) e a tese de doutorado desse autor (Scheibe, 1986). O maciço de Lages, mostrado esquematicamente na figura 3.8, ocupa extensa área territorial (2100 km², o chamado Domo de Lages, Scheibe, 1986) e está encaixado inteiramente em rochas sedimentares das sequências gondwânicas. Os corpos magmáticos representam intrusões superficiais compostas em sua quase totalidade por rochas hipobassiais e subvulcânicas arranjadas de maneira concêntrica.

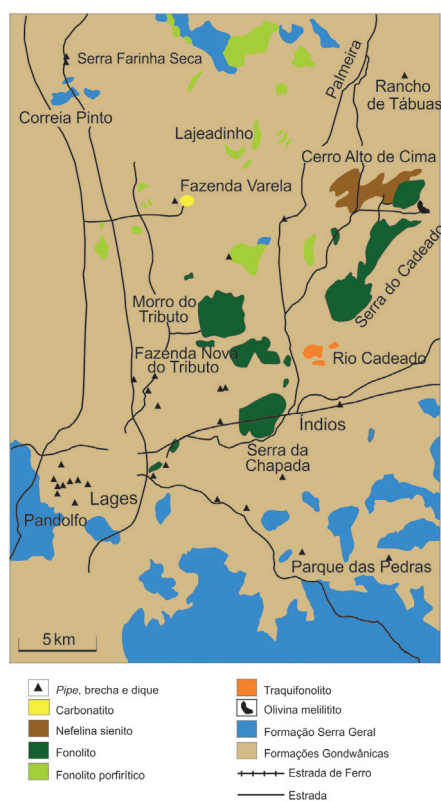


Figura 3.8. Mapa geológico esquemático do complexo alcalino-carbonatito de Lages (Scheibe, 1986; modificada por Traversa *et al.*, 1994).

Scheibe *et al.* (1984, 2005) reuniram as litologias do maciço em quatro agrupamentos distintos: carbonatitos e rochas associadas; kimberlitos e brechas de chaminé; rochas leucocráticas e rochas ultrabásicas. As rochas leucocráticas são as de maior exposição superficial e formadas em sua maioria por nefelina sienitos e fonolitos peralcalinos com grande variação mineralógica e textural. As ultrabásicas constituem as litologias mais características do maciço, sendo descritos tipos primitivos na forma de diques de composição variando de basanítica e nefelinítica a melilitítica, além de tefritos e fonotefritos, que ocorrem próximo às localidades de Palmeira e Guarujá (Traversa *et al.*, 1994; Gibson *et al.*, 1999; Scheibe *et al.*, 2005). Os kimberlitos têm sido igualmente tema de interesse, como indicado pelos trabalhos de Svisero *et al.* (1985), Scheibe e Svisero (1988) e Barabino *et al.* (2007). Carbonatitos de cristalização inicial e tardia são descritos em associação com rochas silicáticas do complexo (Scheibe, 1978, 1979; Scheibe e Formoso, 1982; Comin-Chiaromonte *et al.*, 2002) e encontrados também como fragmentos angulares no interior das brechas de chaminé (Scheibe, 1986).

13. Joca Tavares e 14. Porteira, RS

Essas duas ocorrências, situadas no município de Bagé, ainda não foram investigadas com maiores detalhes, e as únicas informações disponíveis constam do trabalho de Monteiro *et al.* (2016) e de resumos apresentados em congressos. Aparentemente, dados geocronológicos ainda não foram obtidos. Esses complexos são intrusivos em rochas metassedimentares do Complexo Metamórfico Arroio Marmeleiro e sedimentares e vulcânicas da Bacia do Camaquã (Monteiro *et al.*, 2016). O carbonatito Joca Tavares apresenta forma arredondada ou oval, corroborada pela anomalia geofísica circular, e diâmetro em torno de 1,3 km. O corpo é circundado irregularmente por brechas ígneas magnéticas de composição carbonatítica ou carbonática, as quais respondem por grande parte da anomalia magnética detectada. Os afloramentos são na forma de blocos com dimensões variadas e lajedos. O carbonatito possui coloração rosada a lilás, granulação fina e mineralogia composta por cristais maiores (fenocristais) de calcita, com dimensões de até 1 mm, em matriz isótropa de carbonatos (90%), opacos (8%) e apatita (2%). Segundo Toniolo *et al.* (2013), reconhece-se ainda a presença de conteúdos variáveis de ilmenita, hematita, limonita e clorita. Na região de contato, foram encontradas vênulas de carbonatos cortando os siltitos e arenitos das encaixantes. O carbonatito Porteira, ainda menos investigado que o anterior, está localizado 6 km a SW do Joca Tavares e ocorre na forma de dique orientado segundo N50E, com 1 km de comprimento e largura de 80 m. Na parte norte do corpo, foram identificadas brechas carbonatíticas e hematíticas. Em geral, os afloramentos do corpo estão oxidados. A composição mineralógica reúne principalmente carbonatos, flogopita, apatita, hematita, limonita e clorita.

3.2.3. Brasil – Região Centro-Oeste

15. Araxá (Barreiro), MG

O complexo de Araxá, em razão de sua grande importância econômica como fonte de nióbio e fosfato, tem sido objeto de pesquisas ao longo dos anos apoiadas sistematicamente em extensos e contínuos programas de sondagem, uma vez que as condições de intemperismo na área são demasiado intensas, com o manto de decomposição podendo atingir profundidades de até 200 m (Paraíso e Fuccio Jr., 1986). O complexo, distante cerca de 6 km da cidade homônima, mostra forma circular (Figura 3.9), diâmetro aproximado de 4,5 km, e acha-se encaixado em quartzitos e mica xistos pré-cambrianos do Grupo Araxá, que soerguidos formam uma estrutura em domo com diâmetro de 16 km (Rodrigues e Lima, 1984). Juntamente com Catalão II, Catalão I, Serra

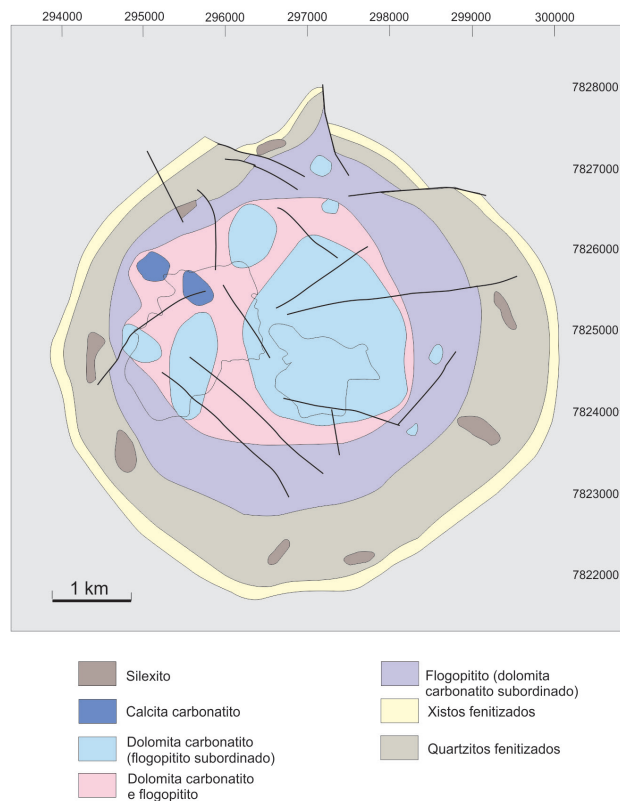


Figura 3.9. Mapa geológico do complexo alcalino-carbonatito de Araxá (Silva *et al.*, 1979, modificada por Brod *et al.*, 2004).

Negra, Salitre e Tapira, do norte para o sul, Araxá é parte integrante da Província Alcalina do Alto Paranaíba, definida originalmente por Almeida (1983). Segundo Silva *et al.* (1979) e Issa Filho *et al.* (1984), a ocorrência é formada por carbonatitos magnesianos, com cálcicos subordinados e presentes apenas na porção NW do complexo, ferrocronatitos em menor frequência e glimmeritos, que se apresentam intimamente associados. A menção a rochas ultrabásicas (clinopiroxenitos) é feita na literatura, ainda que, a julgar pelos testemunhos de sondagem, elas não pareçam ser muito expressivas, enquanto foscoritó, tipo petrográfico cumulático de composição heterogênea, que consiste essencialmente em olivina, opacos e apatita, são abundantes. Diques radiais e concêntricos de sòvitos e lamprófiros são comuns, o mesmo ocorrendo com diques e veios de calcedônea (silexitos) de natureza hidrotermal. Fenitos são descritos e envolvem principalmente as encaixantes regionais, sendo que Rodrigues e Lima (1984) citaram a existência de uma auréola de fenitização com largura média de 1,5 km, que se estende até 2,5 km na parte SW do complexo.

16. Catalão I, GO

Catalão I tem sido muito investigado no transcurso dos anos, especialmente como tema de trabalhos acadêmicos (mestrado: Baecker, 1983; Araújo, 1996; Cordeiro, 2009; Oliveira, 2015; doutorado: Ribeiro, 2008; livre-docência: Valarelli, 1971). Merecem também destaque as contribuições de Carvalho (1974), Carvalho e Bressan (1981) e Gierth e Baecker (1986) contendo dados geológicos e petrográficos que permitiram realçar a importância dos depósitos minerais associados ao complexo. As publicações mais recentes sobre a ocorrência são as de Cordeiro *et al.* (2010, 2011a, 2011b), que apresentaram informações sobre a geologia do depósito, a química mineral e a geoquímica isotópica das rochas, além de oferecerem ampla discussão sobre a petrogenese dos carbonatitos e dos foscoritó associados, bem como a de Oliveira *et al.* (2017), que

discutiu novos dados isotópicos (Sr-Nd e C-O) em minerais dos minérios de Nb e sua implicação na evolução do complexo. Catalão I é um complexo aproximadamente circular, distante cerca de 20 km da cidade de Catalão, com área de 27 km², que penetra e soergue rochas metamórficas (mica xistos e quartzitos) do Grupo Araxá (Figura 3.10). Programas de sondagem demonstraram que o núcleo da intrusão é formado por magnesiocarbonatitos circundados por rochas ultrabásicas. Flogopititos magmáticos e metassomáticos, formados pela interação das litologias ultramáficas primárias com carbonatitos intrusivos (Brod *et al.*, 2001; Ribeiro *et al.*, 2005), são o tipo petrográfico dominante juntamente com raros remanescentes de dunitos e bebedouritos. Estes últimos, segundo Le Maitre (2002), correspondem a biotita clinopiroxenitos de grande variação composicional contendo clinopiroxênio, olivina, perovskita, melanita e flogopita como minerais principais. Diques e veios de carbonatitos beforsíticos e sovíticos, além de silicocarbonatíticos, são frequentes e ocorrem cortando as rochas ultramáficas e os flogopita carbonatitos. Outras litologias presentes incluem foscoritos, raros nefelina sienitos e silexitos. Cordeiro *et al.* (2010) dividiram as rochas da série foscorítica, em função da mineralogia e sequência paragenética, em quatro estágios, distinguindo principalmente as que contêm foscoritos, apatita nelsonitos (na definição de Le Maitre, 2002, rochas compostas essencialmente de ilmenita, apatita e rutilo), magnetita nelsonitos e dolomita carbonatitos. Processos de fenitização são responsáveis pela formação de auréola irregular nas rochas encaixantes de até 2 km de largura (Rodrigues e Lima, 1984). Utilizando dados magnéticos e de gravimetria, Mantovani *et al.* (2016) estimaram a forma e o volume da massa carbonatítica em cerca de 1,99 km³.

17. Catalão II, GO

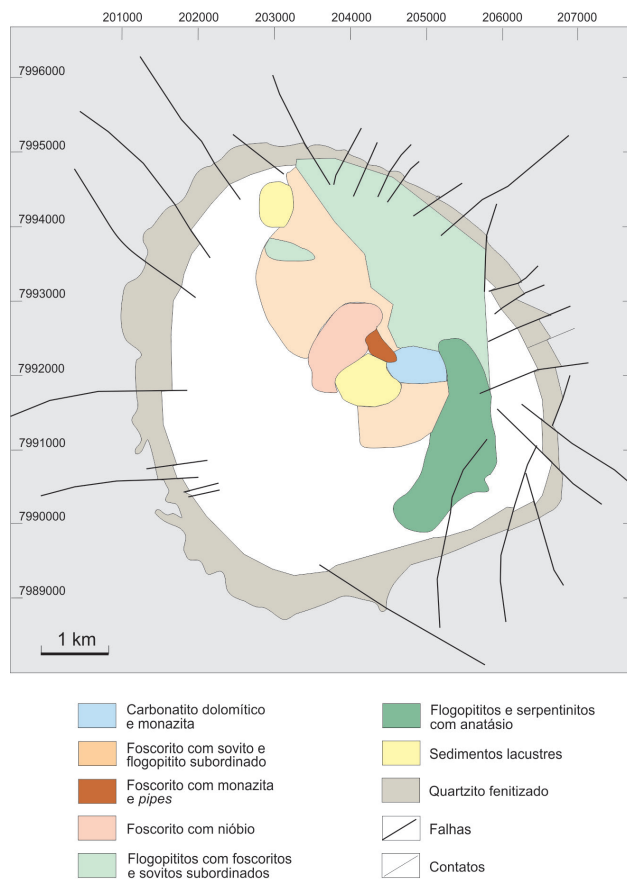


Figura 3.10. Mapa geológico do complexo alcalino ultramáfico-carbonatítico de Catalão I mostrando a distribuição das áreas mineralizadas (Ribeiro, 2008).

Similarmente a Catalão I, a ocorrência também foi tema de trabalhos acadêmicos (mestrado: Machado Jr., 1991; Melo, 1999; Palmieri, 2011), sendo que Guarino *et al.* (2017), baseados em amostras de testemunhos de sondagem, investigaram mais recentemente as rochas do complexo quanto à petrologia, à geocronologia (U-Pb) e à geoquímica isotópica (C-O-Nd-Sr-Hf). Catalão II dista 10 km da ocorrência anterior e penetra quartzitos, mica xistos e filitos pré-cambrianos do Grupo Araxá (Figura 3.11). O complexo consiste em dois *pipes* de forma circular, separados por cerca de 2 km, com um complexo sistema de diques e veios aliada à cobertura por manto de intemperismo de pequena espessura. Calcicocarbonatitos e subordinadamente magnesiocarbonatitos são as principais litologias e ocorrem associados com glimmeritos, foscoritos, apatititos, magnetititos e fenitos de natureza sienítica, muitos deles de origem cumulática. Particularmente quanto às rochas da série foscorítica, Palmieri (2011) mencionou que a porção norte do complexo é dominada por foscoritos, enquanto a sul por nelsonitos. Lamprófiros (flogopita picritos) estão presentes na forma de pequenos diques. Machado Jr. (1991) reportou ainda a presença de diques de sillexito e de rocha magnetítica como produtos de formação superficial e de alteração. Outras informações sobre o complexo podem ser encontradas nos trabalhos de

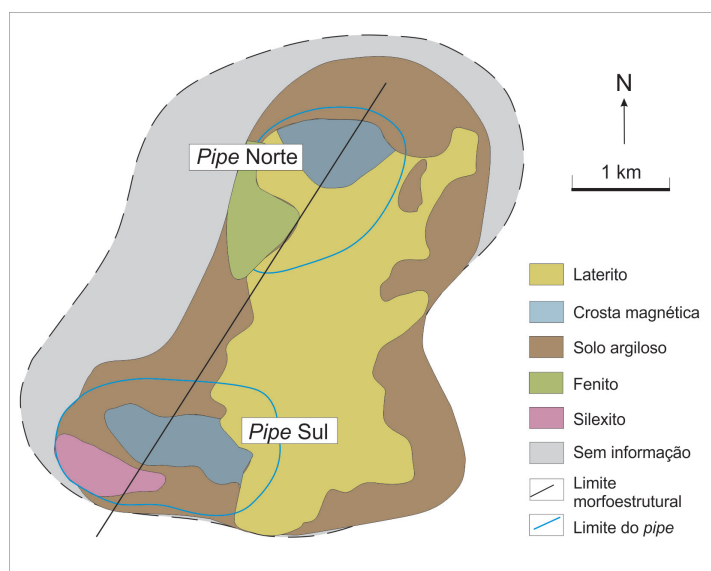


Figura 3.11. Esboço geológico do complexo carbonatítico de Catalão II (Rocha *et al.*, 2001, modificada por Guarino *et al.*, 2017).

Rocha *et al.* (2001) e Guimarães e Weiss (2001). Segundo Barbosa *et al.* (2012b), o complexo contém importantes mineralizações de Nb relacionadas com o magmatismo carbonatítico.

18. Salitre, MG

O complexo de Salitre reúne três intrusões distintas, Salitre I, II e III (Figura 3.12), todas localizadas na região de Patrocínio, em Minas Gerais, que cortam rochas pré-cambrianas de baixo grau de metamorfismo do Grupo Bambuí. Salitre I tem forma oval, com aproximadamente 7 km na direção N-S e 5 km na E-W. Já Salitre II é um pequeno *plug*, com área de 2,5 km², situado entre Salitre I e o complexo carbonatítico de Serra Negra. Um manto laterítico de até 100 m de espessura cobre as duas intrusões. Por sua vez, Salitre III é uma pequena intrusão com diâmetro de cerca de 2 km, situada ao sul de Salitre I (Brod *et al.*, 2004). O complexo foi tema da dissertação de mestrado de Oliveira (2015) e, sobretudo, da tese de doutorado de Barbosa (2009), bem como de vários outros trabalhos ao longo dos anos (Haggerty e Mariano, 1983; Mariano e Marchetto, 1991; Morbidelli *et al.*, 1995b, 1997; Brod *et al.*, 2004; Barbosa *et al.*, 2012a, 2012b).

Esse complexo é composto principalmente por clinopiroxenitos (bebedouritos) e por concentra-

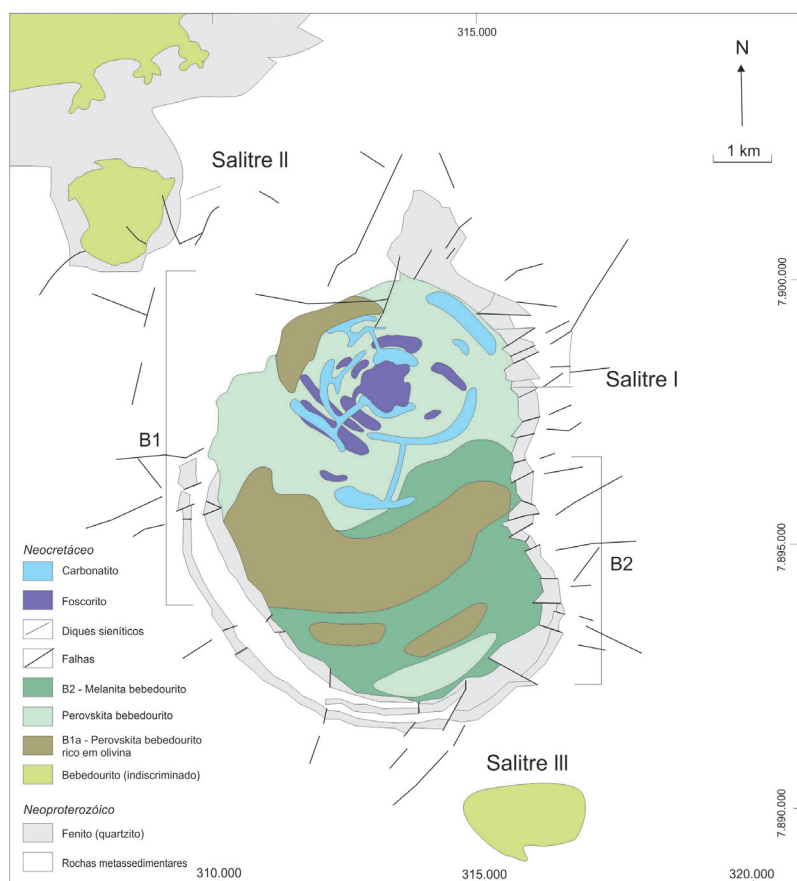


Figura 3.12. Esquema geológico mostrando as áreas de predominância dos principais tipos litológicos do complexo de Salitre (Barbosa, 2009).

ções menores de carbonatitos e foscoritos na sua região centro-norte. Outras litologias identificadas consistem em cumulatos de silicáticas ultramáficas e rochas sieníticas (sienitos, nefelina sienitos juntamente com diques de tinguaito e traquito). Morbidelli *et al.* (1995b, 1997) estudaram os poucos afloramentos de clinopiroxenito e sienito existentes em Salitre I, além de grande quantidade de testemunhos de sondagem de rocha fresca de Salitre I e Salitre II. Baseados nesses trabalhos, concluíram que o complexo é formado predominantemente de rochas silicáticas, com clinopiroxenitos prevalecendo em Salitre I e perovskita dunitos em Salitre II. Noticiaram também a presença de carbonatitos nas duas intrusões e sugeriram que os cumulatos dos carbonatitos e dos tipos petrográficos silicáticos poderiam gradar para rochas foscoríticas. As pesquisas mais recentes conduzidas por Barbosa (2009) e Barbosa *et al.* (2012b) contaram com número bem maior de amostras de sondagem, proporcionando, dessa forma, visão mais completa sobre a geologia do complexo, onde se distinguem pelo menos três sistemas intrusivos: perovskita bebedouritos, com e sem olivina, na parte norte; bebedouritos sem olivina e de composição mais homogênea na porção sul; e diques radiais e anelares de foscoritos e carbonatitos na parte central. Os dados disponíveis sobre Salitre III são ainda escassos, porém, a julgar por informações preliminares (Barbosa *et al.*, 2012b), a intrusão seria constituída essencialmente por bebedouritos associados localmente com rochas da série foscorítica.

19. Tapira, MG

Tapira é um maciço de forma elíptica, com área aproximada de 35 km², tendo como encaixantes quartzitos e mica xistos pré-cambrianos do Grupo Canastra (Figura 3.13) que foram soerguidos pela intrusão alcalina originando uma estrutura em domo. Foi investigado entre outros autores por Alves (1960), Guimarães *et al.* (1980), Rodrigues e Lima (1984) e, por último,

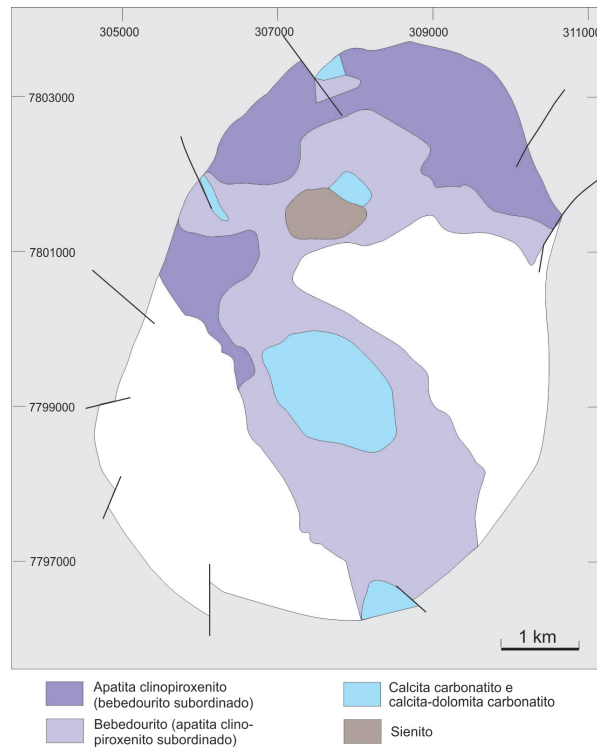


Figura 3.13. Esboço geológico do substrato do complexo carbonatítico de Tapira (Brod *et al.*, 2004) baseado em testemunhos de sondagem.

por Brod (1999), em sua tese de doutorado, que o caracteriza como sendo composto de biotita clinopiroxenitos (bebedouritos), calciocarbonatitos, com magnesiocarbonatitos subordinados, além de sienitos e traquitos como principais litologias. Afloramentos de rochas alcalinas são escassos. Os litotipos ultramáficos (apatita clinopiroxenitos e bebedouritos) estão representados por dois corpos, com o maior ocupando toda a porção setentrional do complexo e o menor situado na sua parte ocidental. Dunitos serpentinizados, foscorititos e raros melilitolitos estão igualmente presentes. Guimarães *et al.* (1980) identificaram rocha portadora de 63% de melilita na moda, classificando-a como uncomphagrito. Segundo Brod *et al.* (2004), variações modais são responsáveis pela formação de cumulatitos ricos em olivina (dunitos, wehrlitos), perovskita (perovskititos), magnetita (magnetititos) ou apatita (apatititos). Diques de rochas ultramáficas de afinidade kamafugítica e de flogopita picrito cortam as unidades plutônicas. As rochas carbonatíticas constituem cinco corpos individualizados no mapa geológico. O solo laterítico tem espessura média de 30 m, ainda que possa alcançar até 250 m em alguns locais. Uma auréola irregular de fenitos é também noticiada.

20. Serra Negra, MG

O maior complexo da região do Alto Paranaíba, com área aproximada de 65 km², está localizado a leste da cidade de Patrocínio. Possui forma oval e tem como rochas encaixantes quartzitos e mica xistos pré-cambrianos do Grupo Canastra (Figura 3.14) que foram soerguidos formando uma estrutura em domo bem pronunciada. O intemperismo é intenso na região, com a cobertura laterítica apresentando espessura média de 150 m e alcançando até 250 m em alguns locais (Rodrigues e Lima, 1984). Programas de sondagem indicaram a presença de rochas ultrabásicas (dunitos, bebedouritos) serpentinizadas, além de calciocarbonatitos e foscorititos na porção central da intrusão. Segundo Mariano e Marchetto (1991), o corpo carbonatítico central tem diâmetro estimado de 4,5 km. Shonkinitos e clinopiroxenitos (jacupiranguitos) ocorrem

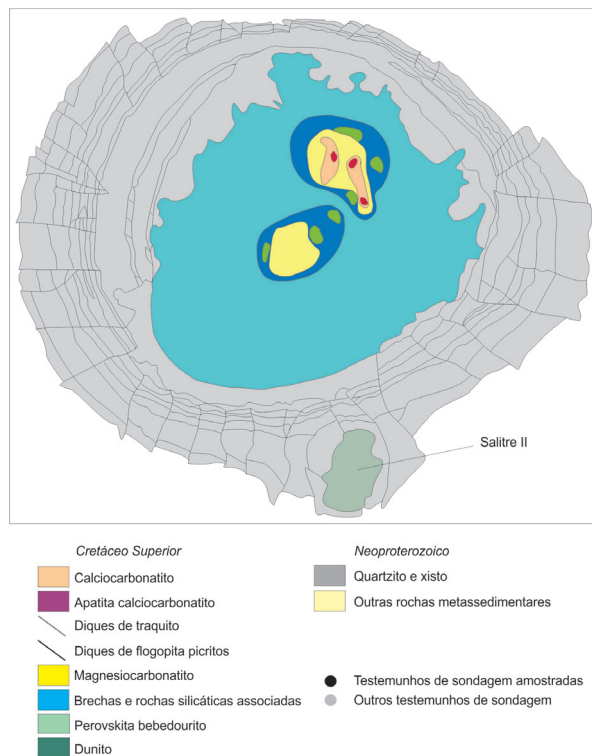


Figura 3.14. Mapa geológico esquemático do complexo alcalino-carbonatito de Serra Negra baseado em informações de testemunhos de sondagem, petrografia e dados de exploração geoquímica (Grasso, 2010). Os furos indicados no mapa são aqueles que atingiram rocha fresca.

aparentemente circundando as litologias mais internas. Indícios de fenitização nas encaixantes e diques de natureza sienítica (traquitos e tinguaitos) foram registrados. Outras informações sobre a geologia do complexo constam dos trabalhos de Souza Filho (1974), Rodrigues e Lima (1984) e, principalmente, da dissertação de mestrado de Grasso (2010).

21. Caiapó, GO

Caiapó é uma intrusão de forma oval, com dimensões de 1,8 km por 1,4 km, que penetra arenitos devonianos da Formação Furnas e se mostra coberta por um solo laterítico com espessura média de 55 m (Rodrigues e Lima, 1984). As informações disponíveis sobre a ocorrência provêm na totalidade desses autores, que a descreveram como sendo constituída principalmente por magnesioarbonatitos, ainda que calcioarbonatitos e ferrocarbonatitos ocorram também associados a brechas carbonatíticas e rochas ijolíticas. Diques estão presentes e representados por lamprófiros (monchiquitos). Fenitos são encontrados seja na forma de rochas consistindo inteiramente em albita, seja de brechas sieníticas.

22. Morro do Engenho, GO

Morro do Engenho localiza-se no extremo NW do conjunto de ocorrências alcalinas de Goiás, sendo formado por uma intrusão zonada, com diâmetro aproximado de 5 km, encaixada em arenitos devonianos da Formação Furnas (Figura 3.15). O núcleo central é composto de dunitos, parcialmente serpentinizados, que se apresentam circundados por rochas piroxeníticas e peridotíticas. Envolvendo essas rochas ocorrem gabros alcalinos e nefelina sienitos. Pequenos veios de carbonatito com flogopita são encontrados cortando os dunitos. A ocorrência foi mapeada por Chaban (1973), Pena (1974) e Pena e Figueiredo (1975), com Rodrigues e Lima (1984) fornecendo algumas informações geológicas adicionais.

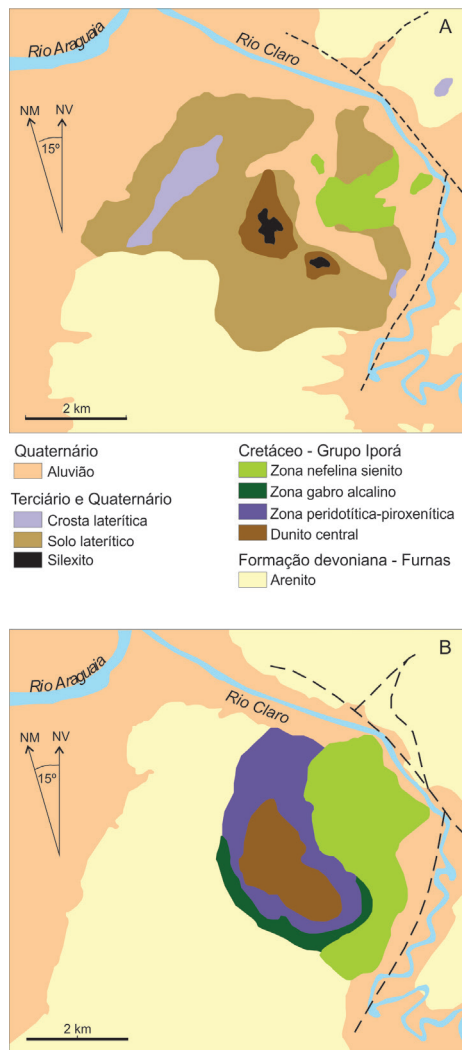


Figura 3.15. A) Mapa geológico do complexo alcalino-ultrabásico de Morro do Engenho (Chaban, 1973). B) Mapa geológico de subsuperfície mostrando o zoneamento do complexo, com um núcleo de natureza dunítica envolvido progressivamente por peridotitos e clinopiroxenitos, rochas gábricas e nefelina sienitos.

23. Santo Antônio da Barra (Rio Verde), GO

Esse complexo vulcânico representa a principal manifestação carbonatítica extrusiva conhecida da Plataforma Brasileira, tendo como principal característica a grande variação no modo de ocorrência, no qual se distinguem lavas, depósitos piroclásticos, chaminés e *plugs* que se estendem por área superior a 300 km², e sua enorme diversidade litológica. Foi tema de mestrado de Gaspar (1977) e Moraes (1984) e de doutorado de Sgarbi (1998), além de objeto de diversos trabalhos ao longo dos anos (Gaspar e Danni, 1981; Moraes, 1988; Sgarbi *et al.*, 1998; Junqueira-Brod *et al.*, 2002; Brod *et al.*, 2005). No complexo, foram descritas rochas como analcimitos, olivina analcimitos, brechas analcimíticas, brechas e rochas piroclásticas carbonatíticas, mellita melanefelinitos, além de diques e *plugs* de estágios finais de natureza fourchítica, melamonchiquítica, fonolítica e traquítica. As rochas carbonatíticas estão representadas no geral por lavas e brechas, que localmente cobrem os analcimitos, e composicionalmente correspondem a silicocarbonatitos e calciocarbonatitos. Em novos estudos sobre a ocorrência Sgarbi e Gaspar (2002) descreveram a presença de kalsilita nas lavas, o que levou esses autores a admitir que o mineral reconhecido originalmente como analcima era de fato um produto da alteração de leucita, redefinindo, assim, os tipos petrográficos acima como pertencentes à série kamafugítica, uma hipótese já aventada anteriormente por Moraes (1984, 1988) e Sgarbi *et al.* (1998) com base no quimismo das rochas e na presença de mellita em algumas lavas.

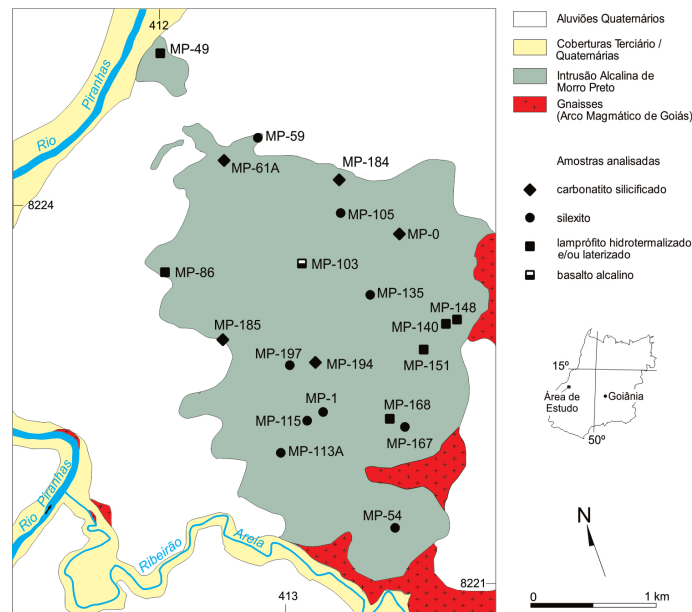


Figura 3.16. Mapa geológico simplificado da intrusão alcalina de Morro Preto (Navarro *et al.*, 2014).

24. Morro Preto (GO)

A intrusão alcalina de Morro Preto, localizada ao norte da cidade de Piranhas, tem forma irregular a subcircular, área aproximada de 3,34 km² e acha-se encaixada em rochas gnáissicas do embasamento (Figura 3.16). Carbonatitos e lamprófiros, exibindo grau variável de laterização e silicificação, constituem os seus principais tipos litológicos, além de silexitos; de forma subordinada, ocorrem sienitos ferrosos e basaltos alcalinos. Foi descrita pela primeira vez por Navarro *et al.* (2014), que forneceram dados geológicos, petrográficos e geoquímicos (elementos maiores, traços e terras raras) para a ocorrência. Análises químicas indicaram que as rochas da intrusão foram submetidas a forte processo de alteração hidrotermal de baixa temperatura e/ou supergéno (laterização e silicificação). Mais recentemente, o complexo foi tema de tese de doutorado de Nascimento (2018), que levou à execução de trabalho minucioso sobre a sua geologia, geoquímica e mineralogia. Duas intrusões circulares distintas (Norte e Sul), distantes entre si de 5 km e de diâmetros variáveis (respectivamente, 1,5 e 3,0 km), foram reconhecidas e consistem essencialmente em magnesiocarbonatitos evoluindo para ferrocronatitos. Essa sequência carbonatítica, como indicado por dados modais, características petrográficas e associação geoquímica, reúne três grupos principais: magnetita-apatita magnesiocarbonatitos, ferrocronatitos ricos em Ba e ferrocronatitos tardios ricos em Ba contendo siderita, que ocorrem cortados por diques de kamafugito, basalto alcalino e lamprófiros. Fenitos de natureza félsica a ultramáfica afloram na parte externa da intrusão Sul, que se mostra comumente coberta por silexitos na sua porção central. A série carbonatítica é responsável pela fenitização das rochas hospedeiras do embasamento, alcançando um halo aproximado de 800 m em superfície.

3.2.4. Paraguai – Região Norte

25. Valle-mí

Essa ocorrência consiste em pequenos diques de basanita, de orientação NE, com margens resfriadas de espessura inferior a 1,0 mm. São rochas porfíricas de granulação fina a média e contêm agregados (*ocelli*) de material carbonático. Os diques ocorrem cortando rochas metamó-

rificas carbonáticas do Grupo Itapucumí nas localidades de Valle-mí e San Lazaro (Figura 2.3B), pouco distantes da foz do rio Apa no rio Paraguai (Castorina *et al.*, 1997; Gomes *et al.*, 2013; Comin-Chiaramonti *et al.*, 2014a, 2015).

26. Cerro Chiriguelo (Cerro Corá)

O complexo circular de Cerro Chiriguelo, com diâmetro da ordem de 7,5 km e localizado aproximadamente 25 km WSW da cidade fronteiriça de Pedro Juan Caballero (Ponta Porã no Brasil), encontra-se encaixado em metassedimentos pré-cambrianos, que exibem nítidas evidências de terem sofrido forte soerguimento, principalmente nas bordas oeste, noroeste e norte da intrusão (Figura 3.17). Na sua porção sudeste, as evidências de campo demonstram que as rochas alcalinas estão cobertas por lavas basálticas toleíticas da Formação Serra Geral (Haggerty e Mariano, 1983). O complexo foi descrito inicialmente por Berbert e Triguis (1973) e tem sido muito investigado nos últimos anos, com destaque para os trabalhos de Castorina *et al.* (1997), Antonini *et al.* (2005), Gomes *et al.* (2011b, 2013) e Comin-Chiaramonti *et al.* (2005c, 2007a, 2014a). Segundo Censi *et al.* (1989), que estudaram mais detidamente a geoquímica da ocorrência, as rochas mais frequentes incluem alcalinas silicáticas, representadas por fenitos maciços de textura porfírica e composição traquítica, presentes também na forma de diques, e brechas com abundantes xenólitos do embasamento. O corpo carbonatítico principal que ocupa a porção central da estrutura circular, uma área topograficamente deprimida com feições cársticas bem desenvolvidas, possui forma alongada para NE-SW e eixos medindo 600 m × 300 m (Censi *et al.*, 1989). Calciocarbonatitos (søvitos) constituem o tipo petrográfico dominante, com alvikitos (variante hipoabissal mostrando típica textura aplítica e granulação muito fina) e ferrocarbonatitos presentes como diques espalhados pelo interior da intrusão. Fenitos reomórficos de nefelina sienitos com acessórios ricos em ETR formam diques que cortam as encaixantes metassedimentares e os fenitos maciços (Haggerty e Mariano, 1983). Ainda segundo Censi *et al.* (1989), pelo menos três estágios de formação de carbonatitos são distinguidos em Cerro

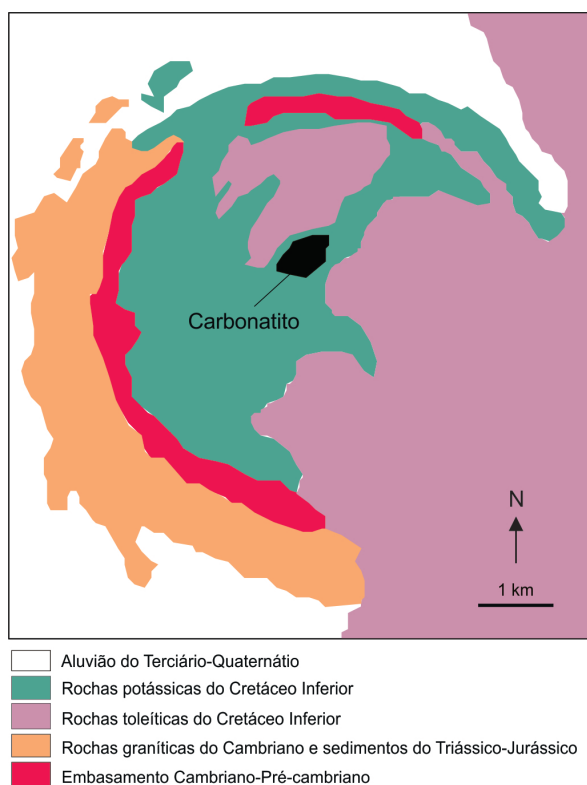


Figura 3.17. Mapa geológico esquemático do complexo alcalino-carbonatito de Cerro Chiriguelo, Paraguai (Censi *et al.*, 1989).

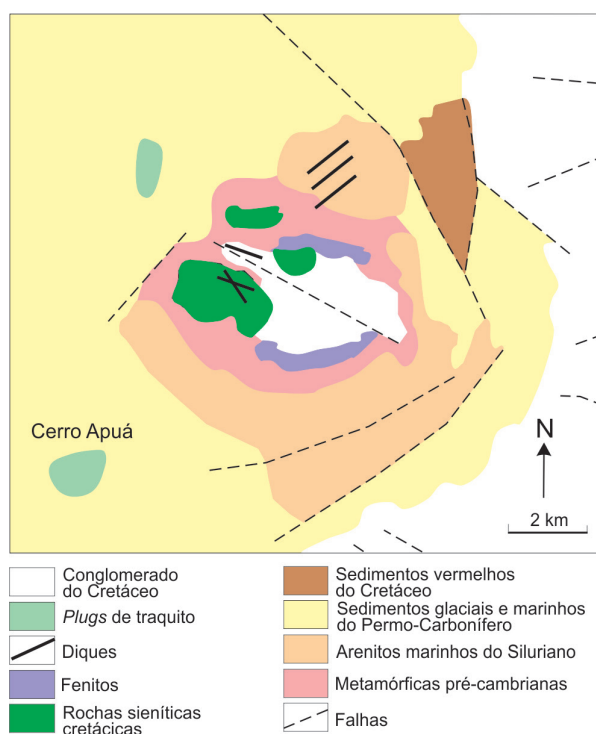


Figura 3.18. Mapa geológico esquemático do complexo alcalino-carbonatito de Cerro Sarambí, Paraguai (Wiens, 1991, modificada).

Chiriguelo: sòvitos, alvikitos e ferrocarbonatitos.

27. Cerro Sarambí

O complexo circular de Cerro Sarambí, com diâmetro da ordem de 8,5 km, dista cerca de 60 km SW da cidade de Pedro Juan Caballero na fronteira do Brasil com o Paraguai, na região de Amambay (Figura 3.18). À semelhança do complexo vizinho de Cerro Chiriguelo, ele penetra rochas metamórficas pré-cambrianas e provocou o soerguimento de sedimentos silurianos e permocarboníferos da Bacia do Paraná (Haggerty e Mariano, 1983; Mariano e Druecker, 1985). O complexo é composto majoritariamente de um corpo central de natureza piroxenítica, com ocorrência subordinada de nefelina sienitos e carbonatitos que ocupam presumivelmente o núcleo da intrusão alcalina (Mariano, 1978a; Gomes *et al.*, 2011b, 2013). As rochas intrusivas são cortadas por diques de fonolitos, traquitos e lamprófiros e, igualmente, por pequenos veios e diques de calciocarbonatitos ricos em apatita e magnetita (Eby e Mariano, 1992). Castorina *et al.* (1996, 1997) descreveram também veios de composição silicocarbonatítica no complexo, enquanto Comin-Chiaramonti *et al.* (2014a) noticiaram a presença de veios glimmeríticos e fonotefríticos. Os diques sieníticos exibem estruturas de fluxo bem desenvolvidas, que consistem em bandas de cristais prismáticos de feldspato alcalino e clinopiroxênio com nefelina intersticial. Fenitos reomórficos são encontrados como diques radiais intrusivos nas bordas levantadas das rochas encaixantes, na parte sudeste da intrusão alcalina (Gomes *et al.*, 1996a). Similarmente à ocorrência de Cerro Chiriguelo, os fenitos contêm também minerais acessórios ricos em elementos terras raras.

3.2.5. Paraguai – Região Central

28. Cerro Cañada

Esse pequeno *stock* de forma oval, cobrindo área inferior a 1 km² e com 165 m de altura, ocorre associado a rochas sedimentares da Formação Misiones. Tem gabros alcalinos e nefelina sienitos como principais litologias ao lado de rochas cumuláticas de composição ijolítica nas quais estão presentes *ocelli* de carbonato (Comin-Chiaramonti *et al.*, 1996, 2007a, 2007b; Castorina *et al.*, 1996, 1997).

29. Cerro E Santa Elena

Esse complexo de forma oval, com 320 m de altura, ocupa área de 3,3 km² e encontra-se encaixado em arenitos avermelhados da Formação Misiones. É composto de rochas intrusivas e extrusivas, tendo sido identificados tipos variados de gabros ao lado de tefritos e subordinadamente basanitos. Basaltos alcalinos e traquifonolitos ocorrem ocasionalmente (Comin-Chiaramonti *et al.*, 1996). Agregados de material carbonático na forma de *ocelli* foram identificados junto às rochas cumuláticas ijolíticas (Comin-Chiaramonti *et al.*, 2007a, 2007b).

30. Sapucaí

Sapucaí, um complexo vulcânico cobrindo área aproximada de 98 km², representa a maior ocorrência alcalina do Paraguai e acha-se em contato com sedimentos da Bacia do Paraná pertencentes à Formação Misiones e ao Grupo Caacupé (Figura 3.19). Tem sido intensamente investigado ao longo dos anos nos seus mais diversos aspectos, com destaque para o geocronológico pelos métodos K-Ar e Ar-Ar (Comte e Hasui, 1971; Palmieri e Arribas, 1975; Velázquez, 1992, 1996; Milan, 2003). O complexo reúne principalmente sequências vulcânicas com lavas, chaminés, *plugs*, brechas, produtos piroclásticos e grande quantidade de diques (Comin-Chiaramonti *et al.*, 1996). O grande enxame de diques é a sua feição mais marcante, como indicado pelos vários trabalhos que se ocuparam principalmente da sua mineralogia, petrologia, geoquímica e comportamento tectônico (Gomes *et al.*, 1989; Comin-Chiaramonti *et al.*, 1990, 1995, 1992b, 2013; Velázquez *et al.*, 2011). Gabros alcalinos (essexitos e teralitos) e sienogabros constituem as principais unidades litológicas intrusivas do complexo, ao lado das variedades de granulação fina na forma de enxame de diques e com grande variação composicional, nas quais se distinguem duas séries distintas de rochas

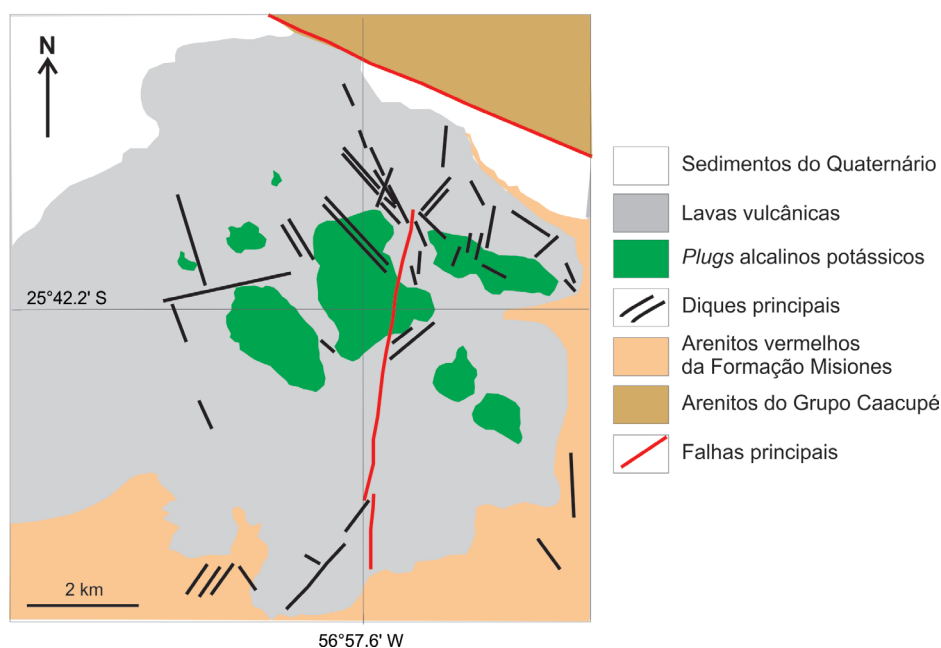


Figura 3.19. Mapa geológico esquemático do complexo alcalino-carbonatito de Sapucaí, Paraguai (Comin-Chiaramonti *et al.*, 1996, simplificada).

(B-P, basanita-tefrito-fonotefrito-fonolito; AB-T, basalto alcalino-traquibasalto-traquiandesito-traquifonolito/traquito). Os carbonatitos, a segunda manifestação extrusiva dentre as ocorrências conhecidas na Plataforma Brasileira, acham-se representados por um pequeno derrame de lava de composição silicobeforsítica que aflora nas imediações da vila de Sapucaí (Comin-Chiaramonti *et al.*, 1992a).

3.2.6. Bolívia – Região de Velasco

31. Cerro Manomó

É a única ocorrência carbonatítica pesquisada em território boliviano e se distingue por constituir um corpo único na forma de mesa, de 4 km × 6 km, que se destaca topograficamente de até 300 m em relação ao peneplano de embasamento laterizado (Figura 2.4). Fletcher (1979), Fletcher e Litherland (1981) e Litherland *et al.* (1986) descreveram Cerro Manomó como um complexo carbonatítico silicificado, altamente radioativo, e estritamente ligado no tempo às rochas alcalinas silicáticas de Velasco, distantes aproximadamente 22 km. Essas, por sua vez, são predominantemente sieníticas, insaturadas a supersaturadas em sílica, a graníticas e estão expostas numa série de 14 plutões circulares, anelares e elípticos de orientação geral NE intrusivos no embasamento gnáissico. Essas intrusivas ocorrem também associadas a um enxame de diques de composição variada de traquifonolitos a traquitos, e presença subordinada de vulcânicas. A suíte vulcânica, aparentemente mais nova que as demais rochas do complexo, contém aglomerados, tufos e brechas aflorando ao longo do rio Paragua, na localidade de San Miguelito. Todos os tipos de rochas presentes em Manomó estão alterados, mas evidências de campo, feições texturais e produtos de alteração levaram Burton (1982) e Litherland *et al.* (1986) a sugerir que o complexo consiste em um núcleo central de gnaisses silicificados intensamente brechados e cortados por diques e aglomerados de última geração. Os diques foram classificados como ferrocronatitos alterados portadores em sua composição de fluorocarbonatos de ETR, especialmente bastnäsita e synchysita. A existência de um corpo lenticular enriquecido em apatita foi também descrita por Fletcher e Litherland (1981) na porção nordeste em associação com blocos carbonáticos. Investigando anos depois o complexo, Comin-Chiaramonti *et al.* (2005b, 2011) ofereceram uma nova interpretação para as estruturas bandadas com grande variação em escala ali presentes, caracterizadas por uma sucessão de camadas e microcamadas ricas em Si intercaladas com outras ricas em Fe. Baseados em dados geoquímicos, especialmente análises de ETR, esses autores propuseram que as feições gerais reconhecidas são muito similares às aquelas descritas em formações bandadas mundiais ricas em Fe, podendo, dessa forma, tratar-se de um remanescente de BIF.

DESCRIÇÃO DAS OCORRÊNCIAS II. ASPECTOS GEOLÓGICOS E PETROGRAFIA DA ASSOCIAÇÃO ALCALINA-CARBONATÍCA DE PIEDADE (APS), SÃO PAULO

E. Ruberti, C. B. Gomes, R. G. Azzone,
V. Aps e J. S. Bettencourt

Resumo

Uma nova ocorrência de carbonatito foi registrada na região de Piedade, no Vale do Ribeira, estado de São Paulo. A descoberta foi resultado de um programa de prospecção geofísica e sondagens por perfuração realizado pela empresa APS Mineração Indústria e Comércio Ltda. numa área conhecida pela ocorrência de shonkinitos (melassienitos) intrusivos ricos em fosfato. Os testemunhos de sondagem até a profundidade de 551 m mostraram que, associados a esses melassienitos, estão presentes importantes corpos carbonatíticos, compondo uma estrutura formada por um conjunto de venulações e diques de espessura variada que intercalam entre si e com fenitos encaixantes em proporções diversas. Os melassienitos são rochas de textura inequigranular, seriada a porfírica, não raramente traquíticas, com macrocristais de apatita, clinopiroxênio e biotita em matriz dominada por feldspato alcalino, com presença subordinada de nefelina, magnetita, anfibólio e titanita. Os carbonatitos são mineralogicamente constituídos por calcita e mais raramente por dolomita ou siderita. Calcita carbonatitos compõem-se em geral de mais de 95% de calcita e, subordinadamente, de flogopita, magnetita e apatita. Dolomita carbonatitos contêm dolomita, abundante quantidade de barita e magnetita, bem como biotita cloritizada. Calcita-siderita carbonatitos possuem coloração escura, com manchas ferruginosas e textura equigranular média a fina, sendo formados essencialmente de siderita e de calcita em menor quantidade. De modo subordinado, ocorre um agregado de opacos e minerais tardios como clorita e enigmatita. As manifestações tardias acham-se representadas por veios milimétricos de minerais como quartzo, fluorapatita e barita, além de anfibólio, clorita e raros fluorocarbonatos de terras raras e fluorita, percolando as rochas carbonatíticas e os fenitos encaixantes.

4.1. Introdução

Informações sobre a existência de rochas alcalinas na região de Piedade, no Vale do Ribeira, remontam ao trabalho preliminar de Knecht (1960), que descreveu, pela primeira vez, a presença de variedade de sienito melanocrático classificado como shonkinito (rocha porfírica com macrocristais de biotita, egirina-augita, apatita e raro ortoclásio em massa fundamental reunindo os mesmos minerais, além de nefelina) em diques aflorando às margens do rio Sarapuí, no km 113 da estrada que liga Piedade a Juquiá, nas proximidades do bairro dos Soares. Poucos anos depois, um concentrado de biotita de amostra dessa rocha foi objeto de datação geocronológica pelo método K-Ar por Amaral *et al.* (1967), com resultado que indicou para a ocorrência alcalina uma idade do Cretáceo Inferior de 121,8 Ma, depois recalculada para $124,7 \pm 3,5$ Ma por Sonoki e Garda (1988).

Piedade dista aproximadamente 98 km da cidade de São Paulo, sendo mais facilmente acessível pela rodovia Raposo Tavares (SP-270) até Vargem Grande Paulista, seguindo-se daí

pela rodovia Bunjiro Nakao (SP-250) que conduz a Ibiúna e, depois, a Piedade (Figura 4.1). Ainda que a ocorrência fosse, como, aliás, continua sendo, pouco conhecida do ponto de vista geológico, Felicíssimo Jr. (1968), em trabalho de revisão sobre os carbonatitos do estado de São Paulo, procurou chamar a atenção para a possível presença dessa litologia na área. Entretanto, a confirmação somente viria muito tempo depois por meio de programa de sondagem, uma vez que as condições de intemperismo são muito intensas em toda a região, impossibilitando a amostragem de rochas frescas.

A descoberta de um corpo carbonatito fosfático de grande potencial nas imediações de Piedade, numa propriedade conhecida como Recanto do Sabiá, foi noticiada por Aps (2010), ainda que na ocasião o autor não dispusesse de dados comprovatórios de suas reais dimensões e importância metalogenética. No ano seguinte, a empresa APS Mineração Indústria e Comércio Ltda. deu início a um programa sistemático de pesquisa na área para minérios de fosfato, barita e calcita, envolvendo sondagens a trados mecanizados e sondagens rotativas profundas. Além disso, promoveu a reinterpretação de dados aerogeofísicos magnetométricos e gamaespectrométricos pertencentes ao acervo da Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM) referente ao Levantamento Aerogeofísico São Paulo-Rio de Janeiro de 1979 e à execução de levantamentos por gravimetria e gamaespectrometria terrestres.

O conjunto desses resultados foi de imensa valia, com o acesso às amostras provenientes dos testemunhos de sondagem permitindo o estudo mineralógico, petrográfico e geoquímico da ocorrência e os dados geofísicos contribuindo para a definição dos corpos magmáticos presentes. Quando reunidas, essas informações levaram à caracterização inequívoca de uma nova ocorrência carbonatítica no estado de São Paulo, associada geologicamente aos melassienitos acima referidos, e cuja descrição mais pormenorizada é aqui fornecida pela primeira vez.

A presença de rochas alcalinas, com ou sem carbonatitos associados, na região do Vale do Ribeira, de controle tectônico pelo Arco de Ponta Grossa, tem merecido a atenção de pesquisadores há longo tempo, com a literatura trazendo um grande número de contribuições sobre as muitas ocorrências conhecidas e sobre os seus mais variados aspectos, como indicado nos trabalhos recentes de revisão de Ruberti *et al.* (2005) e Gomes *et al.* (2011a). Jacupiranga, Juquiá e Ipanema são as intrusões mais bem investigadas e integram o conjunto das ocorrências do Cretáceo Inferior (idade de referência 130 Ma), no qual Piedade muito possivelmente está incluída.

Como o termo Piedade já se encontra há muito incorporado à literatura geológica (Knecht, 1960; Amaral *et al.*, 1967; Felicíssimo Jr., 1968; Woolley, 1987; Gomes *et al.*, 1990, 2011a, 2018a; Ruberti *et al.*, 2005; Gomes e Comin-Chiaramonti, 2017), é aqui proposta a adição do nome APS à ocorrência, como uma justa e merecida homenagem ao engenheiro de minas Vladimir Aps e seu filho engenheiro Thomas H. Aps, responsáveis pelos trabalhos pioneiros que conduziram à descoberta desse novo complexo carbonatítico em território paulista.

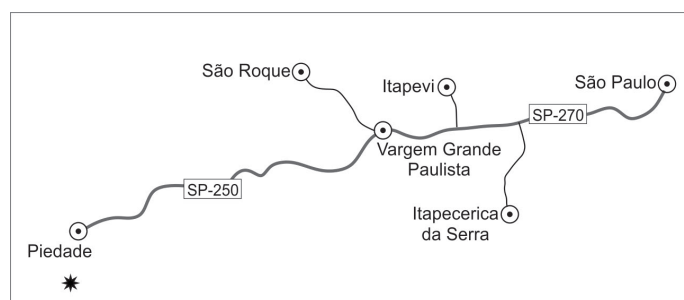


Figura 4.1. Localização e vias de acesso ao complexo alcalino-carbonatítico de Piedade a partir de São Paulo. *UTM E 250989 e UTN 7365515, coordenadas próximas à região central do corpo carbonatítico.

4.2. Geologia

4.2.1. *Encaixantes Regionais*

A área de ocorrência dos corpos intrusivos de carbonatito e variedades sieníticas associadas é formada por rochas granitoides pertencentes ao maciço granítico de Piedade. Estudado em detalhes por Leite (1997) e Leite *et al.* (2006, 2007), é um corpo batolítico subcircular (~100 km²), com seu eixo maior levemente orientado na direção N45E. Destaca-se pelo zonamento concêntrico, evidenciado por importante variação faciológica e grande diversidade mineralógica, textural e geoquímica. O maciço reúne duas associações petrográficas distintas: 1) peraluminosa (portadora de muscovita e monazita), composta por granodioritos e monzogranitos porfíricos foliados distribuídos ao longo das faixas de borda da intrusão e 2) metaluminosa (contendo titanita e allanita), representada por biotita monzogranitos a sienogranitos inequigranulares presentes nas suas zonas intermediárias e centrais. Enclaves microgranulares máficos a intermediários são frequentes, sugerindo interações entre distintos magmas contemporâneos. Segundo Janasi *et al.* (2001), o maciço é o mais primitivo dos plútons tardi-orogênicos da região, com idades de cristalização U/Pb no intervalo 600-605 Ma.

No contexto geotectônico, a região de Piedade acha-se inserida no terreno Apiaí-Guaxupé, agrupando terrenos de arco magmático desenvolvidos às margens do cráton Paranapanema (Leite *et al.*, 2007).

4.2.2. *Intrusivas Alcalina e Carbonatítica*

O complexo alcalino-carbonatítico de Piedade consiste em um sistema de pequenos corpos intrusivos na forma de diques e veios de dimensões variadas, constituídos por carbonatitos e melassienitos, além de um possível corpo elíptico aparentemente maior de biotita melassienito (shonkinito), descrito por Knecht (1960). Em toda sua extensão acha-se circundado por rochas graníticas fenitizadas do maciço de Piedade. No contexto regional, o complexo, ao lado das ocorrências alcalino-carbonatíticas de Ipanema, Tatuí e Itanhaém, se dispõe segundo um alinhamento NW, denominado de alinhamento Piedade por Riccomini *et al.* (2005), e interpretado como uma feição tectônica de orientação geral NW-SE, paralela ao lineamento Guapiara do Arco de Ponta Grossa.

As novas informações geológicas sobre a ocorrência de Piedade têm por base os dados virtuais de levantamento geofísico por gravimetria e magnetometria ali efetuado e, sobretudo, os estudos dos testemunhos de sondagem.

Esporadicamente, blocos dispersos são encontrados numa colina localmente conhecida como Morro do Ferro (ou Morro da Coroa), na margem direita do rio Sarapuí, associados a crostas limoníticas acamadadas com graus variáveis de silicificação (Leite, 1997). As rochas originais desses blocos, amostradas e investigadas por Knecht (1960), correspondem a biotita shonkinitos (melassienitos), de composição mineralógica e petrográfica similar às variedades mencionadas por Leinz (1940) no complexo carbonatítico vizinho de Ipanema. Knecht (1960) descreveu esses blocos como formados a partir de pequenos diques, enquanto Felicíssimo Jr. (1968) considerou-os como associados a uma pequena intrusão de forma elíptica (eixos 850 vs. 300 m), orientada segundo EW, tendo o Morro da Coroa como ponto culminante (1070 m de altitude). Essa interpretação é compartilhada por Leite (1997), que estimou para esse corpo uma área de ~1,2 km². Sedimentos aluvionares recentes são também comuns ao longo das drenagens da região. Por outro lado, as informações de campo e perfis de sondagem indicam a presença de

solos lateríticos avermelhados, em alguns locais mosqueados com tons claros, e silicosos.

Os trabalhos geofísicos conduzidos por Aps (2010), divulgados em capítulo do livro *Projeto Fosfato Brasil – Parte I* (Andrade e Ferrari, 2011), possibilitaram o reconhecimento de uma anomalia na região de Piedade como sendo de carbonatito (Figuras 4.2A e 4.2B). A figura 4.2A mostra o mapa de levantamento aerogeofísico com respostas magnetométricas e gamaespectrométricas, distinguindo-se quatro anomalias: A2, correspondente ao carbonatito (confirmado na ocasião a partir de trabalhos de perfuração), e A1, A3 e A4. Estas últimas apresentam características magnéticas que são interpretadas como comparáveis às de rochas alcalinas similares àquelas da anomalia anterior.

Dessas três destaca-se principalmente a A4, alongada, sugerindo a existência de corpos lenticulares encaixados em zonas de falhas, de orientação NE-SW e extensão regional. A dimensão dessa anomalia indica um corpo de, no mínimo, 3,5 km de comprimento e 600 m de largura, incluindo parte aflorante a subaflorante. Contudo, pesquisas futuras ainda se fazem necessárias para uma melhor definição do significado dessas anomalias.

A figura 4.2B mostra um mapa de anomalia gravimétrica Bouguer completa, evidenciando uma anomalia gravimétrica negativa muito forte ($\sim 87,2$ mGal), com forma aproximadamente circular, que cobre a área de ocorrência do carbonatito (anomalia A2).

No presente trabalho foram investigados cerca de 1350 m de testemunhos de sondagem procedentes de quatro perfurações contendo rochas frescas, dentre as treze executadas pela APS Mineração Indústria e Comércio Ltda., além de outras centenas de metros de antigas perfurações efetuadas pela Serrana S/A, porém excluídas em função do estado de alteração.

As evidências observadas nos testemunhos de sondagem, em níveis abaixo do manto laterítico, mostram uma estruturação composta por uma rede de diques e filões centimétricos a métricos e massas de volume maior formando corpos irregulares, tanto de carbonatitos como de melassienitos, intercalados entre si em proporções variadas e em contato com granitos encaixantes modificados por processos de fenitização de diferente intensidade. Veios tardi-magmáticos e/ou hidrotermais portadores de minerais como quartzo, apatita e barita, por exemplo, percolam os carbonatitos e os

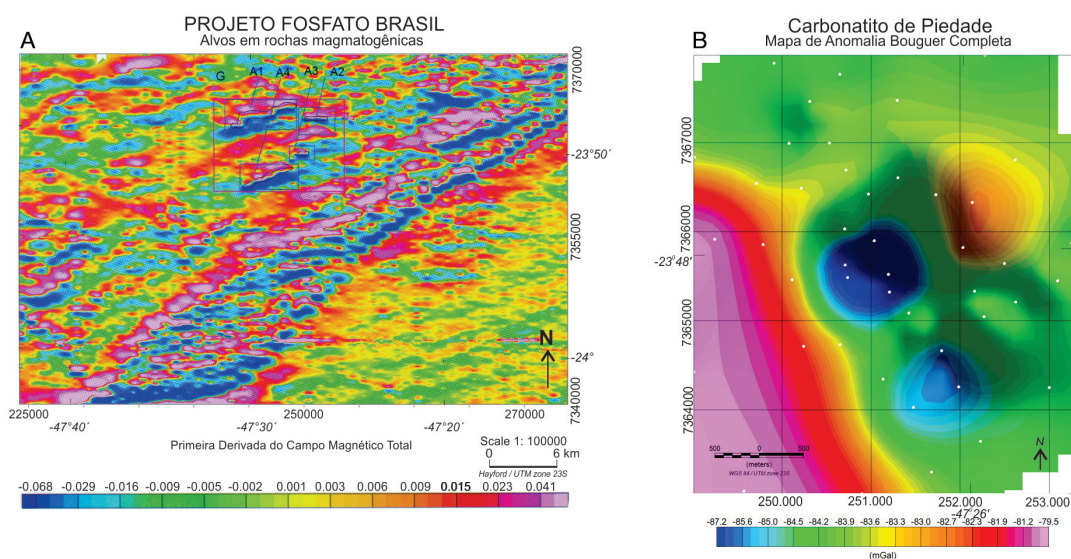


Figura 4.2. A) Mapa de anomalias geofísicas por magnetometria com assinatura de corpos alcalino-carbonatíticos na região de Piedade. Destacam-se as anomalias A1, A2, A3 e A4 registradas, sendo a A2 correspondente ao corpo carbonatítico (Andrade e Ferrari, 2011). B) Mapa de anomalia gravimétrica Bouguer completa da região de ocorrência do carbonatito principal A2, com posição das estações de medida (R. Cordani e R.P.Z. Santos, em preparação).

fenitos encaixantes. Os fenitos e as rochas fenitizadas estão presentes em todos os furos e são reconhecidos desde os níveis mais rasos aos mais profundos, chegando a atingir até 500 m.

As figuras 4.3A e 4.3B mostram as variações petrográficas ao longo de dois perfis geológicos (A-A' e B-B') traçados a partir de oito furos de sondagem efetuados no corpo carbonatítico principal (A2), também referido como Aps. Os dados apontam para a existência de um manto de alteração profundo, com espessura que pode ocasionalmente atingir até 200 m, composto em sua totalidade por solo laterítico e em menor extensão silicoso, além da presença de horizontes contínuos ou intercalações de rochas alcalinas (biotita melassienitos e fenitos). No furo APS-08 do perfil A-A', a espessura aparente do horizonte de biotita melassienitos é superior a 100 m. Entretanto, essa espessura pode não expressar a real possança do corpo, considerando a impossibilidade de controle da forma e inclinação da estrutura em relação ao furo de sondagem. Já os carbonatitos ocorrem mais comumente como corpos venulares pouco espessos ou, por vezes, na forma de apófise com algumas dezenas de metros de extensão.

O mapa geológico que instruiu o pedido de pesquisa aos órgãos competentes (Figura 4.4), baseado em dados geofísicos (Figuras 4.2A e 4.2B) e de sondagem, além de informações a partir de furos de trados, sugere a existência de uma intrusão alcalina principal de contorno subcircular, que se eleva acima de 1040 m, bem como de um corpo carbonatítico, alongado para NW, ocupando predominantemente o seu quadrante sudoeste. Na figura, o carbonatito aparece circundado por biotita melassienitos e fenitos, enquanto a intrusão alcalina se apresenta inteiramente encaixada em rochas graníticas. A integração de dados de sondagem e geofísicos (gravimetria e gamaespectrografia) levou à caracterização de três domínios geológicos na intrusão (Figura 4.2A), em que a feição marcante, como resultado da interpretação gravimétrica, reside na ampliação da área presumivelmente ocupada pelo corpo carbonatítico.

4.3. Petrografia

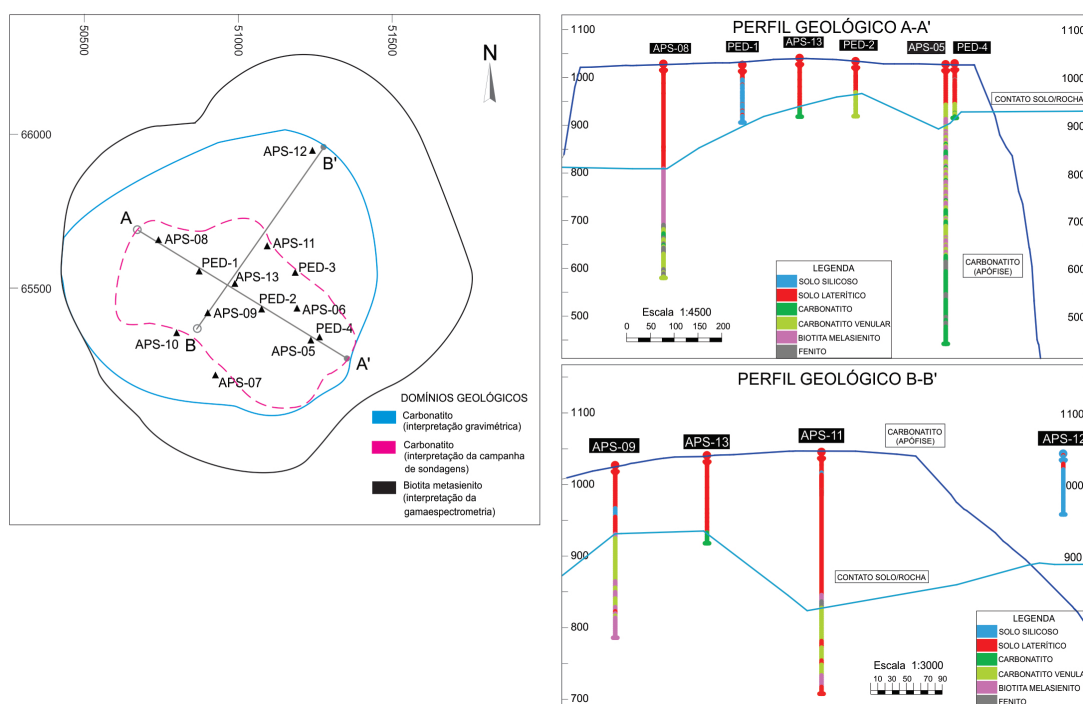


Figura 4.3. A) Perfis A-A' e B-B' no corpo carbonatítico principal com a localização dos furos de sondagem. B) Perfis geológicos A-A' e B-B' no corpo carbonatítico principal reunindo informações litológicas para diferentes furos de sondagem (Aps, 2010).

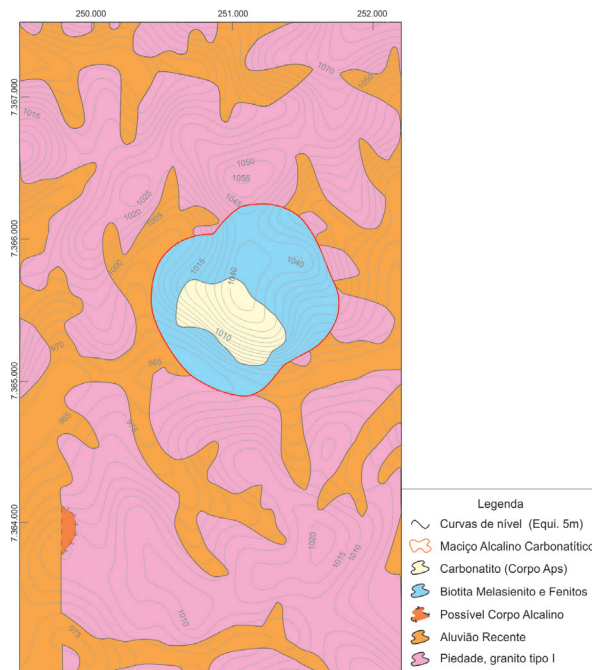


Figura 4.4. Esboço geológico da área de ocorrência do carbonatito principal A2 (simplificada de Aps, 2010).

A partir de um conjunto de lâminas delgadas de amostras de rochas da associação alcalina-carbonatítica de Piedade e das encaixantes graníticas, foi feita uma análise petrográfica minuciosa das variações texturais e das fases mineralógicas principais, visando estabelecer a sequência petrológica e os processos que atuaram na evolução do complexo.

O complexo de Piedade é composto por uma associação litológica representada por rochas silicáticas de natureza sienítica e carbonatitos. A existência de processos de fenitização junto às encaixantes, tanto as rochas graníticas do maciço de Piedade que envolvem o complexo como um todo como também as rochas alcalinas silicáticas associadas aos carbonatitos, se constitui em uma de suas feições mais expressivas.

A nomenclatura usada para a classificação petrográfica das rochas seguiu as recomendações propostas pela União Internacional de Ciências Geológicas (IUGS, na sigla em inglês) publicadas por Le Maitre (2002). O termo carbonatito, como definido por Streckeisen (1978, 1979), foi aplicado somente para rochas contendo mais de 50% de minerais carbonatos modais. Para os carbonatitos calcíticos, optou-se pela utilização dos termos calcita carbonatitos, enquanto para os dolomíticos e para aqueles formados por carbonatos ricos em ferro empregaram-se, respectivamente, os termos dolomita carbonatitos e siderita carbonatitos. Para os carbonatitos tardios, não considerados no sistema de classificação da IUGS, recorreu-se à nomenclatura sugerida por Kapustin (1980). Para as rochas que apresentam transformações metassomáticas alcalinas, foram usados os termos gerais fenito e rocha fenitizada, em conformidade com o significado estabelecido respectivamente, por Brøgger (1921), Von Eckermann (1948) e contemplados na revisão de Elliot *et al.* (2018).

O estudo microscópico das amostras permitiu confirmar que o complexo de Piedade consiste em sua quase totalidade de melassienitos e carbonatitos de granulação grossa a fina, sendo os últimos representados essencialmente por variedades calcíticas; os tipos dolomíticos e sideríticos são aparentemente de menor expressão. Feição digna de destaque é a intensidade da atividade tardi a pós-magmática responsável por denso sistema de venulação que percola principalmente os carbonatitos, provocando importantes modificações texturais e mineralógicas na rocha, como o aparecimento de apatita, barita e quartzo.

Adicionalmente às litologias acima estão também associadas rochas fenitizadas, como resultado da interação de fluidos metassomáticos geneticamente relacionados a manifestações magmáticas de caráter alcalino e/ou carbonatítico com protolitos principalmente associados às encaixantes.

Os dados mineralógicos obtidos decorreram de estudos conduzidos em amostras frescas de testemunhos de sondagem até a profundidade de 531,38 m. Foram examinadas ao microscópio cerca de quarenta lâminas delgadas de carbonatitos e de rochas silicáticas associadas (biotita melassienitos e fenitos). Além disso, algumas amostras foram pulverizadas e analisadas por difração de raios X (Figura 4.5). As amostras frescas mais superficiais foram coletadas a uma profundidade superior a 100 m.

4.3.1. Carbonatitos

Em geral, os carbonatitos são de coloração cinza-esbranquiçada a branca, trazendo fre-

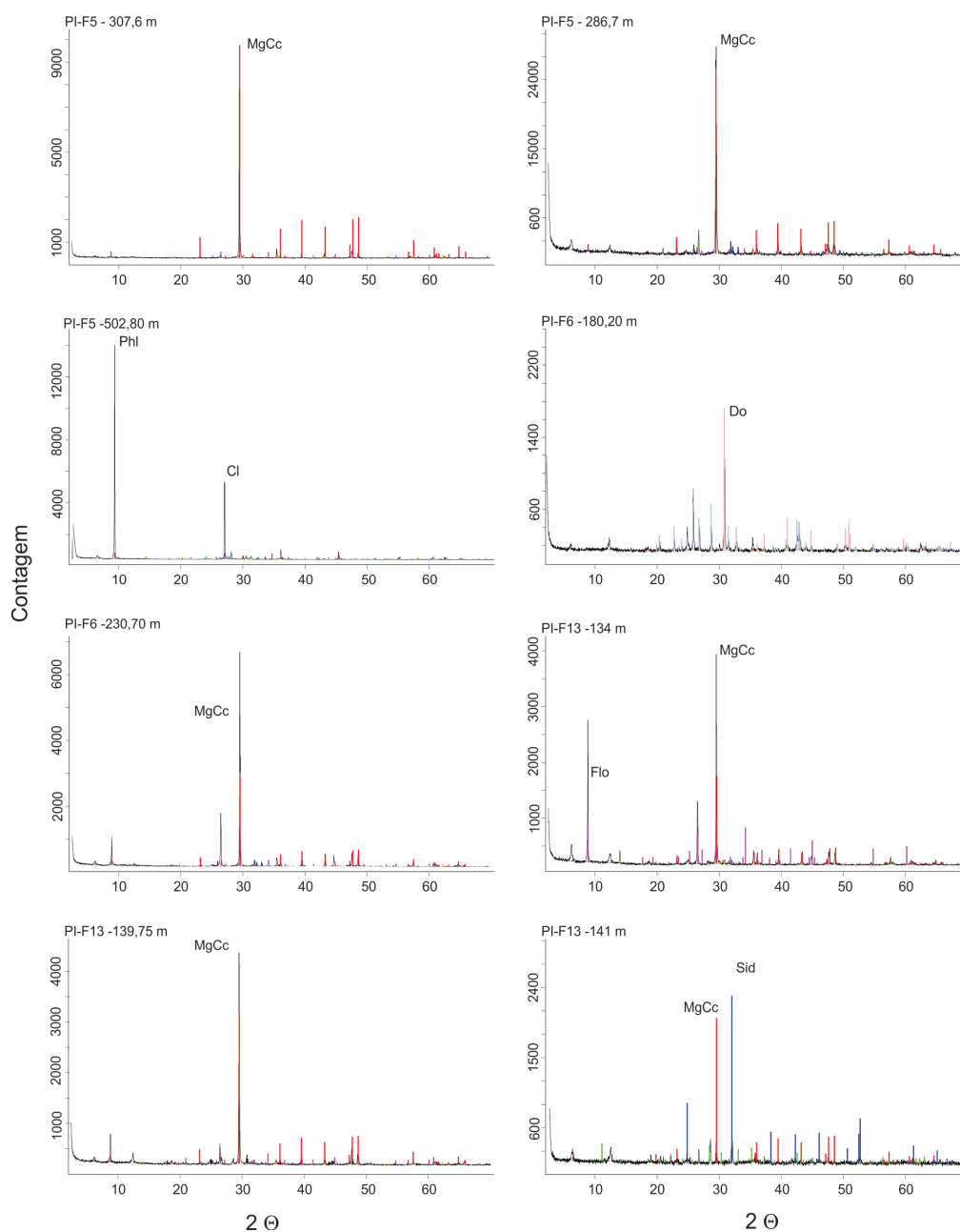


Figura 4.5. Espectros de difração de raios X de amostras de carbonatitos e biotita melassienitos de Piedade. Abreviações: MgCc, calcita com magnésio; Cl, clorita; Do, dolomita; Flo, flogopita; Sid, siderita.

quentemente manchas cinza-escuras em virtude de concentrações variáveis, às vezes elevadas, de flogopita e minerais opacos. Exibem comumente granulação média, com variedades média-fina a fina, intercalando-se por vezes ou gradando para as primeiras. Compõem-se na quase totalidade de carbonatos (70% a >95% modal) e de quantidades variáveis, em especial de flogopita, magnetita e apatita. Os dados de difração de raios X (Figura 4.5) indicam que os carbonatos são representados majoritariamente por calcita com magnésio e, de modo subordinado, por dolomita ou siderita. Entre as diversas variedades texturais, os calcita carbonatitos constituem o litotipo mais abundante. Predominam largamente em todos os furos investigados, e ainda competem com ampla superioridade com os dolomita carbonatitos reconhecidos no furo 6 (profundidade de 180,20 m), aparentemente na forma de uma venução entre melassienitos e calcita carbonatitos, assim como com os calcita-siderita carbonatitos no furo 13, representando um nível abaixo dos calcita carbonatitos, porém na porção final alcançada pela perfuração, a uma profundidade de 141 m, portanto com possibilidades de se estender para profundidades maiores.

4.3.1.1. *Calcita carbonatitos*

Ao microscópio, os calcita carbonatitos exibem textura granular média a grossa, caracterizada por cristais equidimensionais ou alongados de carbonato, com dimensões que variam de submilimétricas a milimétricas. Apresentam ampla granularidade, desde equigranular até inequigranular seriada, xenomórfica a hipidiomórfica, às vezes maciça em arranjo de mosaico ou, ainda, orientada segundo o eixo de grãos alongados justapostos entre si.

São rochas bastante homogêneas e com frequência praticamente uniminerálicas, consistindo em mais de 95% de carbonatos, representados por calcita com magnésio. Subordinadamente, ocorrem flogopita, magnetita e apatita, além das fases tardi-magmáticas apatita, barita, quartzo e egirina, presentes em interstícios dos minerais e nos veios. Em alguns casos, verifica-se a existência de quantidade expressiva de flogopita e/ou magnetita (>10% vol.), caracterizando os tipos petrográficos flogopita-magnetita-calcita carbonatitos e magnetita-calcita carbonatitos.

Calcita com magnésio forma cristais irregulares, límpidos ou turvos, em razão de alterações incipientes, sem geminação e tampouco estruturas de exsolução. As dimensões dos cristais variam ao redor de 1,5 mm nas rochas equigranulares e de 0,05 a 2 mm nas inequigranulares. Os grãos mais desenvolvidos exibem com frequência evidências de deformações reticulares e até mesmo de recristalização, com o desenvolvimento de bandas nas bordas dos cristais de granulação mais fina. Por vezes, nota-se num mesmo grão descontinuidade cristalina, com extinção setorial.

Flogopita é o principal mineral máfico dessas rochas, com variações modais de 3% a 15%. Ocorre como cristais idiomórficos a subidiomórficos, de coloração marrom-avermelhada e pleocroísmo forte e frequentemente invertido (Figura 4.6A; F5-307,60 m), com X vermelho-sangue, e Y e Z marrom-amarelado ($X > Y \sim Z$). O mineral é abundante em algumas amostras, ocupando, sobretudo, os espaços intersticiais, bolsões ou bandas onde predominam a textura orientada. Ali, os cristais são alongados, com 0,3 a 4 mm de comprimento, e associados a venulações tardias ou pós-magmáticas.

Minerais opacos acham-se presentes em quantidades apreciáveis na maioria das amostras investigadas, com variações modais de 3% até 15%. Os espectros de difração de raios X (Figura 4.5) indicam tratar-se de magnetita. Ocorrem junto aos carbonatos, inclusos ou intersticiais, como grãos subidiomórficos a xenomórficos, às vezes idiomórficos, com dimensões compreendidas entre <1 e 5 mm. Em algumas amostras mostram-se alterados e substituídos, nas bordas dos cristais, por um agregado criptocristalino de coloração amarelo-alaranjada, provavelmente

contendo hematita, goethita etc.

Apatita ocorre em quantidade variável, sendo frequentemente representada por fluorapatita. Em geral, está presente em quantidades menores quando alojada nos interstícios dos grãos, tornando-se, porém, mais abundante quando associada com o quartzo oriundo de cristalização tardia ou pós-magmática. No primeiro caso, aparece como cristais subidiomórficos, incolores, às vezes apresentando as bordas substituídas por carbonatos. No segundo, a fluorapatita exibe cristais idiomórficos a xenomórficos, límpidos, incolores a levemente escurecidos em sua parte central em razão de numerosas inclusões orientadas segundo o alongamento do cristal. O mineral forma prismas curtos de até 0,2 mm nas seções basais e 2 mm nas prismáticas.

4.3.1.2. Dolomita carbonatitos

São representados por uma variedade de coloração clara, branca a acinzentada, e granulação variável de média a fina. Os dolomita carbonatitos apresentam estrutura orientada a levemente bandada em função da variação modal e da granulação dos minerais, particularmente dos acessórios. Ao microscópio, mostram variações texturais e mineralógicas expressivas, com gradação de banda mais grossa para média até fina, que se faz acompanhar, nessa ordem, pelo empobrecimento das fases acessórios. Compõem-se essencialmente de dolomita, tendo como acessórios abundantes quantidades de barita e magnetita, além da presença menor de biotita cloritizada.

Dolomita é o único carbonato presente revelado nos difratogramas, correspondendo a cerca de 70% a 80% das fases constituintes. Cristaliza-se como grãos xenomórficos a subidiomórficos de granulometria variável, de <0,1 a 1 mm, com as porções mais finas exibindo textura do tipo sacaroide. Nas bandas mais grossas, os cristais apresentam geralmente deformações reticulares e recristalização, com o desenvolvimento nas bordas de textura granular bem fina. Nota-se num mesmo grão descontinuidade cristalina, com extinção irregularmente definida, dando aspecto de agregado fino de minerais justapostos a um núcleo maior remanescente.

Barita acha-se presente em quantidades significativas nos dolomita carbonatitos, chegando a alcançar até 23% em volume. O mineral é muito abundante e bem desenvolvido nas bandas mais grossas; já nas porções mais finas ele é pouco frequente. É de ocorrência disseminada nos carbonatos, ocupando os seus interstícios e frequentemente envolvendo-os como enormes cristais lamelares subidiomórficos a xenomórficos. Esses possuem dimensões variáveis, de <1,2 mm nas áreas finas e até 4 mm nas mais grossas, e se comportam como um mineral de textura poiquilítica.

Magnetita ocorre em quantidades apreciáveis, atingindo até cerca de 4% em volume. Aparece como grãos subidiomórficos a xenomórficos, às vezes idiomórficos, com dimensões compreendidas entre <0,4 nas bandas finas e até 1,1 mm nas mais grossas, disseminados nos carbonatos como inclusões ou de formação intersticial.

Biotita é um componente restrito, presente na forma de grãos xenomórficos, com pleocroísmo na cor marrom, claro ou escuro, estando quase sempre parcial ou inteiramente cloritizado.

4.3.1.3. Calcita-siderita carbonatitos

Esse tipo petrográfico foi encontrado no furo de sondagem PI13, na profundidade de 141 m. Nos testemunhos de sondagem, representa o final do furo e encontra-se pouco abaixo de um corpo de flogopita-calcita carbonatitos, recortado por densa venulação tardia e descrito no nível 139,75 m. Os calcita-siderita carbonatitos possuem coloração cinza-escuro com manchas ferruginosas devidas principalmente à concentração de óxido de ferro. Ao microscópio,

exibem textura granular hipidiomórfica, média a fina, caracterizada pela presença de cristais equidimensionais ou alongados de carbonatos, com dimensões submilimétricas a milimétricas. Em adição aos carbonatos, contêm subordinadamente um agregado reunindo opacos e minerais tardi a pós-magmáticos, como clorita e enigmatita, por exemplo.

Os carbonatos constituem a parte essencial da rocha, sendo representados por concentrações modais de cerca de 42% de siderita e 38% de calcita com magnésio. Esses minerais cristalizam-se como grãos xenomórficos a subidiomórficos, com dimensões entre <0,4 e 1,5 mm. Em geral, são bastante turvos em virtude de alterações pós-magmáticas.

A fase opaca está presente em quantidade menor, sendo representada por magnetita (~2% modal). Ocorre como grãos subidiomórficos a xenomórficos disseminados nos interstícios dos carbonatos. Em muitos casos, mostra-se fortemente alterada e substituída parcial ou totalmente por um agregado criptocristalino de óxidos de ferro vermelho-sangue a amarelo-alaranjado contendo hematita, goethita, limonita etc.

Clorita ocorre em proporções expressivas, disseminada na forma de denso e extenso agregado criptocristalino que se concentra nos interstícios das fases carbonáticas e se espalha pela rocha originando uma textura com aspecto de rede. Esse agregado exhibe coloração que varia de esverdeada a amarelo-alaranjada, provavelmente correspondendo a uma associação mineralógica que contém outras fases, entre as quais estão incluídas hematita, goethita, além de outras derivadas da alteração da magnetita.

Enigmatita foi identificada por microscopia óptica e confirmada por difração de raios X como uma fase de ocorrência expressiva nesse tipo de rocha. O mineral aparece na forma de um agregado fino sempre associado à magnetita, às vezes substituindo-a quase inteiramente, e contendo pequenos relictos em meio ao mineral pós-magmático. O mineral é isótropo e exhibe coloração extremamente escura, com variações de vermelho muito escuro a quase preto (Figura 4.6B; F13-141 m), às vezes pouco se distinguindo dos opacos.

4.3.1.4. Carbonatitos com venulações tardias

A mineralogia original dos carbonatitos gerados no evento magmático de Piedade se mostra, pelo menos em parte, modificada por processos de atividade tardi a pós-magmática. Nos testemunhos de sondagem, os carbonatitos estão frequentemente infiltrados por pequenos veios com espessuras submilimétricas a milimétricas, que se concentram ao longo de fraturas ou entre os grãos minerais segundo direções diversas. A composição dessas vênulas é variável, podendo ser mais ou menos enriquecida em quartzo, apatita ou vários outros minerais.

Ao microscópio, essas rochas são heterogêneas e apresentam variações mineralógicas e texturais acentuadas, caracterizando duas áreas petrograficamente distintas. A primeira corresponde ao carbonatito hospedeiro parcialmente reequilibrado, com passagem gradativa de bandas mais grossas para mais finas decorrentes de processos de recristalização de minerais carbonatos originais, principalmente nas vizinhanças dos veios. Em geral, os carbonatos são xenomórficos e límpidos, em particular os de granulação fina, evidenciando o caráter essencialmente calcítico de sua composição original. A segunda área refere-se às venulações, com minerais de granulação variável desde média a muito fina, às vezes exibindo textura tipicamente poiquilítica. Compõe-se de quantidades muito variáveis de quartzo, apatita, barita e magnetita, além de clorita, egirina e outras fases pouco expressivas. Ressalte-se que, entre um veio e outro ou uma amostra e outra, observam-se grandes variações nas proporções modais desses minerais.

Quartzo é o mineral mais comum e aparece na forma de uma massa opticamente contínua de agregado mais fino pavimentoso ou mesmo de grãos com hábito fibroso. A sua concentração é muito variável, ora como um componente quase unimineral do veio, ora se mostra ausente. Nas amostras investigadas, o mineral tem pequena importância.

Apatita ocorre nesses veios em quantidades apreciáveis, podendo variar em proporções modais desde praticamente ausente a cerca de 90%. Os cristais são incolores e límpidos, porém, apresentam-se por vezes turvos devido à presença de inclusões fluidas. São idiomórficos a subidiomórficos, com dimensões geralmente submilimétricas, quando muito milimétrica. Em alguns casos, eles desenvolvem formas de trapézio isósceles justapondo-se num arranjo em leque. Os dados de difração de raios X (Figura 4.5) revelaram uma composição de fluorapatita.

Barita representa outra fase tardia expressiva. Foi reconhecida em poucas amostras, mas pode estar presente em quantidades apreciáveis. Nos dolomita carbonatitos, os espectros de difração de raios X acusaram teores modais de 23% em volume. O mineral ocorre como cristais incolores idiomórficos a subidiomórficos, hábito lamelar e dimensões de até 4 mm no alongamento; aparece também como agregado granular intersticial.

Óxidos de ferro são disseminados nos veios e nos interstícios minerais, aparecendo na forma de um agregado criptocristalino derivado da alteração de opacos, sobretudo da magnetita. São de coloração amarelo-alaranjada, vermelho-sangue e marrom, e correspondem a um conjunto de fases entre as quais se incluem provavelmente hematita e goethita.

De presença restrita a alguns calcita carbonatitos, egirina aparece com maior destaque no furo F13 junto aos magnetita-flogopita-calcita carbonatitos (profundidade 134 m) e flogopita-calcita carbonatitos (profundidade 139,75 m). É um mineral tipicamente tardio, intersticial, que se apresenta na forma de pequenos cristais prismáticos (<0,15 mm), às vezes reunidos em agregados, com pleocroísmo fraco nas cores verde-pálido a incolor.

Fluorocarbonatos com elementos terras raras (bastnäsita) são constituintes mais escassos, tendo sido a sua presença registrada por difração de raios X apenas nos flogopita-calcita carbonatitos do furo F13, na profundidade citada acima.

Fluorita é também um mineral ocasional e reconhecido apenas numa única amostra de calcita carbonatito.

4.3.2. *Melassienitos*

As rochas melassieníticas associadas aos carbonatitos têm ampla distribuição espacial, sendo identificadas em testemunhos de sondagem de todas as perfurações mais profundas que cortam as encaixantes graníticas. Foram descritas amostras presentes em vários níveis de profundidade nos furos F5 (intervalo entre 346 e 512 m) e F6 (entre 225 e 256 m). Macroscopicamente, exibem típica coloração cinza-escura, granulação variável de grossa a média-fina e, respectivamente, maior riqueza em minerais máficos e félsicos. Essas rochas foram inicialmente classificadas como shonkinitos por Leinz (1940) e Knecht (1960), contudo, se empregada a classificação petrográfica da IUGS (Le Maitre, 2002), elas seriam mais apropriadamente definidas como melassienitos.

Ao microscópio, os melassienitos são rochas meso a melanocráticas ($M' > 35\%$), subidiomórficas até idiomórficas, com textura variável de inequigranular seriada (Figura 4.6C; F5-502,80 m) a tipicamente porfírica, não raramente traquítica. Compõem-se de megacristais eudrais e subeudrais de clinopiroxênio, biotita, anfibólio e apatita imersos em matriz fina consistindo essencialmente em feldspato alcalino, com nefelina subordinada, que se mostra em

geral substituída por zeólitas, magnetita, anfibólio, titanita e outros.

Clinopiroxênio está invariavelmente presente em todas as amostras examinadas e, em geral, em concentrações expressivas. Usualmente, forma megacristais euedrais com dimensões de até 1,80 mm na secção basal e até 2,20 mm ao longo da prismática. Corresponde a uma hedenbergita, incolor a fracamente pleocroica, com as tonalidades passando de amareladas a levemente esverdeadas. Estruturas zonadas são comuns, com as bordas dos cristais exibindo cor verde-escura e composição egirínica. Adicionalmente, ocorre também uma fase tardia com características de egirina, representada por cristais aciculares incolores a verdes.

Anfibólio é um constituinte de presença limitada, aparecendo em algumas amostras na forma de agregados radiais de pequenos prismas intersticiais à matriz e, na maioria das vezes, substituindo parcialmente os cristais de clinopiroxênio junto às bordas e ao longo de fraturas e clivagens. É uma variedade de birrefringência baixa e coloração variável de cinza-escura a levemente lilás ou esverdeada.

Biotita é um mineral essencial e presente principalmente como megacristais idiomórficos, com dimensões de até 2,8 mm de comprimento. Representa uma variedade com pleocroísmo geralmente normal em tonalidades de X castanho-clara a alaranjada e Z~Y amarronzada a marrom-escura. Estruturas zonadas são comuns, com as porções centrais dos cristais mostrando manchas mais claras.

Fluorapatita é um componente expressivo na paragênese dos megacristais, apresentando-se, via de regra, como cristais idiomórficos a subidiomórficos ou irregulares, com dimensões que variam de 0,3 até 2 mm de comprimento. Às vezes, forma agregado de cristais menores com diâmetro médio de 0,5 mm, ocupando área de até 3 mm. O mineral é também de ocorrência intersticial numa relação de contato com o feldspato alcalino da matriz indicando contemporaneidade de formação entre as duas fases minerais na sequência de cristalização.

Magnetita é pouco presente, aparecendo mais comumente na região de contato entre a biotita e o clinopiroxênio.

Titanita é um acessório pouco frequente, ocorrendo em algumas amostras na forma de cristais losangulares intersticiais que envolvem poiquiliticamente o feldspato alcalino da matriz.

Feldspato alcalino é o félsico mais importante e abundante dessas rochas. Geralmente, se apresenta como cristais hipidiomórficos de dimensões variáveis, com a granulação passando de fina na matriz das variedades porfiríticas até média nos litotipos inequigranulares seriados. Os cristais são bastante límpidos, desprovidos de exsolução, e exibem com frequência geminação Carlsbad. Dados de difração de raios X obtidos em amostra de sondagem (F5-502,80 m) indicam que o feldspato alcalino tem estrutura cristalina de ortoclásio.

Além dos minerais acima, reconhece-se também em algumas amostras de melassienito (p. ex., F5-502,80 m) sodalita e pseudomorfos de um mineral substituído por agregado de zeólitas ou carbonatos. Essas estruturas aparecem na forma de prismas curtos ou seções hexagonais e são interpretadas como resultantes de cristais de nefelina reequilibrada.

4.3.3. Fenitos e Rochas Fenitizadas

Na ocorrência de Piedade, os efeitos da ação metassomática por processos de fenitização ligados ao magmatismo carbonatítico são bem evidentes tanto nas encaixantes regionais representadas pelo granito Piedade quanto nas rochas alcalinas silicáticas (melassienitos) associadas aos carbonatitos. Em todas as lâminas examinadas de testemunhos de sondagem (doze do furo F8, profundidades de 331,10 m a 551,38 m; uma do furo F13 e uma do furo

F5, em profundidades, respectivamente, de 124,31 m e 263,55 m) foram observadas modificações físicas e químicas em graus distintos, desde incipiente até mais intenso. Contudo, é importante frisar que essas transformações mineralógicas e texturais são muito irregulares e variam espacialmente de local em frações de centímetros, podendo alterar as feições da rocha original quase integralmente. Elas devem-se provavelmente ao estilo de intrusão, representado por um sistema ramificado de venulação de espessura muito variável, desde pequenos filões até diques espessos, ao longo do qual os carbonatitos se alojam. Portanto, a ocorrência de Piedade está longe de ser uma massa contínua e de grande porte, ao menos até onde foi sondado.

4.3.3.1. Granitos fenitizados

As transformações havidas nas rochas graníticas encaixantes são evidenciadas pela deformação e intenso fraturamento dos minerais e pela ação metassomática de caráter sódico/potássico que os afetou, esta traduzida na feldspatização generalizada, na cristalização de minerais máficos sódicos (clinopiroxênio e anfibólio) e na formação de flogopita (Figura 4.6D; F13-124,31 m).

Nota-se em algumas amostras que os granitos originais acham-se deformados em intensidade variada, refletindo esforços dúcteis pelas perturbações reticulares dos minerais ou esforços rúpteis indicados pelo microfraturamento de quartzo, feldspato alcalino e plagioclásio e ou, até mesmo, pela presença de texturas cataclásticas. Disso resulta uma densa rede de veios milimétricos de clinopiroxênio e anfibólio que se infiltram ao longo de fraturas e ao redor dos minerais (Figura 4.6E; F13-124,31 m).

Em geral, os feldspatos originais encontram-se alterados e recristalizados em graus diversos. Foram reconhecidos relictos de feldspato alcalino de cristalização primária de aparência turva e escuros, em razão de nuvens de inclusões de minerais de formação secundária. A geminação e as estruturas pertíticas presentes tornaram-se pouco nítidas ou desapareceram por completo. Essas porções remanescentes estão envolvidas por uma auréola de feldspato alcalino neoformado, que se desenvolve em continuidade cristalina com o mineral hospedeiro ou como um agregado fino formado de cristais submilimétricos subidiomórficos ocupando as suas bordas corroídas. Ressalte-se que o feldspato neoformado é geralmente límpido, com alguns grãos exibindo geminação em grade ou segundo a lei da albita (Figura 4.6F; F8-377,40 m). Os cristais de plagioclásio também se apresentam com as bordas fortemente substituídas por feldspato alcalino límpido, de origem metassomática. São observados relictos de cristais do plagioclásio primário, irregulares e intensamente sericitizados, circundados por feldspato alcalino neoformado. Geralmente são turvos e praticamente desprovidos de geminação. Quartzo é abundante nos granitos pouco fenitizados e praticamente ausente nas rochas mais afetadas pelo processo, nas quais pode ser parcial ou inteiramente transformado em agregado de clinopiroxênio alcalino (Figura 4.6G; F8-347,10 m). Esse mineral está presente em todas as amostras fenitizadas, aparecendo na maioria das vezes em concentrações apreciáveis. Mais comumente se apresenta de formas distintas, ora como agregado isorientado de cristais prismáticos preenchendo pequenos veios milimétricos que se infiltram segundo direções as mais variadas, ora como cristais fibrosos ou prismáticos com terminações agudas substituindo o quartzo nas suas bordas corroídas ou, ainda, como cristais idiomórficos a subidiomórficos intersticiais. Em geral, o clinopiroxênio é de natureza egirínica, com pleocroísmo fraco nas cores verde-pálida a amarelo-esverdeada.

Anfibólio é um constituinte menos frequente, estando presente em algumas amostras na forma de feixes de cristais fibrosos em arranjo paralelo ou radiado ou, então, substituindo parcialmente o clinopiroxênio egirínico (Figura 4.6H; F8-425,85 m). É uma variedade de cor cin-

za-acastanhada a esverdeada e birrefringência de cerca de 0,012, provavelmente do grupo cálcico-sódico. Além disso, distinguem-se também carbonatos que ocorrem como constituintes isolados ou associados aos demais minerais, preenchendo fraturas e espaços intergranulares. Por vezes, os carbonatos formam massas irregulares, provocando transformações mineralógicas por carbonatação de clinopiroxênio, biotita e feldspato.

Das amostras investigadas, destaca-se a do furo F5, na profundidade de 389,70 m, que corresponde ao estágio mais avançado de fenitização, com o granito encaixante quase inteiramente transformado em um sienito alcalino mesocrático contendo relictos da rocha original em meio aos minerais neoformados. Trata-se de uma rocha inequigranular muito heterogênea, com variações mineralógicas e texturais acentuadas, caracterizando áreas petrograficamente distintas.

Na sua maior parte, a rocha exibe textura inequigranular seriada de granulação média, xenomórfica a hipidiomórfica, e um arranjo de minerais em cristais imbricados ou justapostos em contato tipicamente serrilhado. Compõe-se essencialmente de feldspato alcalino límpido, alongado, às vezes com geminação Carlsbad, clinopiroxênio egirínico intersticial, de hábito prismático bem desenvolvido a acicular, e abundante apatita formando desde enormes cristais irregulares entre os grãos de feldspato alcalino até agregado de cristais menores, idiomórficos a subidiomórficos. Adicionalmente, ocorrem ainda anfibólio e biotita, resultantes da transformação parcial dos cristais maiores de clinopiroxênio.

Já as áreas de granulação mais fina consistem em um agregado que inclui principalmente clinopiroxênio egirínico prismático e apatita, disseminados entre grãos de feldspato alcalino. Este último é tipicamente granular, formando um arranjo pavimentoso, às vezes justaposto por faces com 120° em decorrência da recristalização do feldspato alcalino e plagioclásio originais; em geral, ele apresenta mudança gradativa para uma granulação microcristalina junto à estrutura reliquiar. Notam-se também espalhados pela lâmina vários bolsões praticamente monominerálicos de clinopiroxênio egirínico com alta concentração de cristais prismáticos entrelaçados entre si. Ora eles são bastante pequenos, ora idiomórficos e bem desenvolvidos. Nestes últimos, ocorrem com frequência carbonatos ao lado de anfibólio e, sobretudo, flogopita substituindo parcialmente o clinopiroxênio. Um bolsão composto de agregado de flogopita foi também reconhecido.

4.3.3.2. *Melassienitos*

Os efeitos da ação metassomática da fenitização foram também reconhecidos em algumas amostras de melassienito, em particular as do furo F6, nas profundidades de 225,70 m, 255,40 m e 257,53 m. As seções delgadas dessas amostras mostram abundantes veios milimétricos de carbonatos que se infiltram aproximadamente paralelos à estrutura da rocha. Ao longo desses veios se processaram modificações mineralógicas e texturais, causadas provavelmente pela ação de uma fase fluida reativa que resultou em trocas de componentes químicos da rocha original, levando à alteração de seus minerais e, dessa forma, gerando intensa biotitização/flogopitização. Essas mudanças são evidenciadas por um processo progressivo de transformação parcial ou total do clinopiroxênio, que se inicia pelo surgimento de anfibólio e se intensifica com o da biotita/flogopita, envolvendo a substituição pseudomórfica dos dois minerais precedentes, além da formação de pequenos cristais individuais que se reúnem em densos agregados microcristalinos espalhados por toda a rocha (Figura 4.6I; F6-255,40 m).

4.4. Considerações Geológicas e Petrológicas

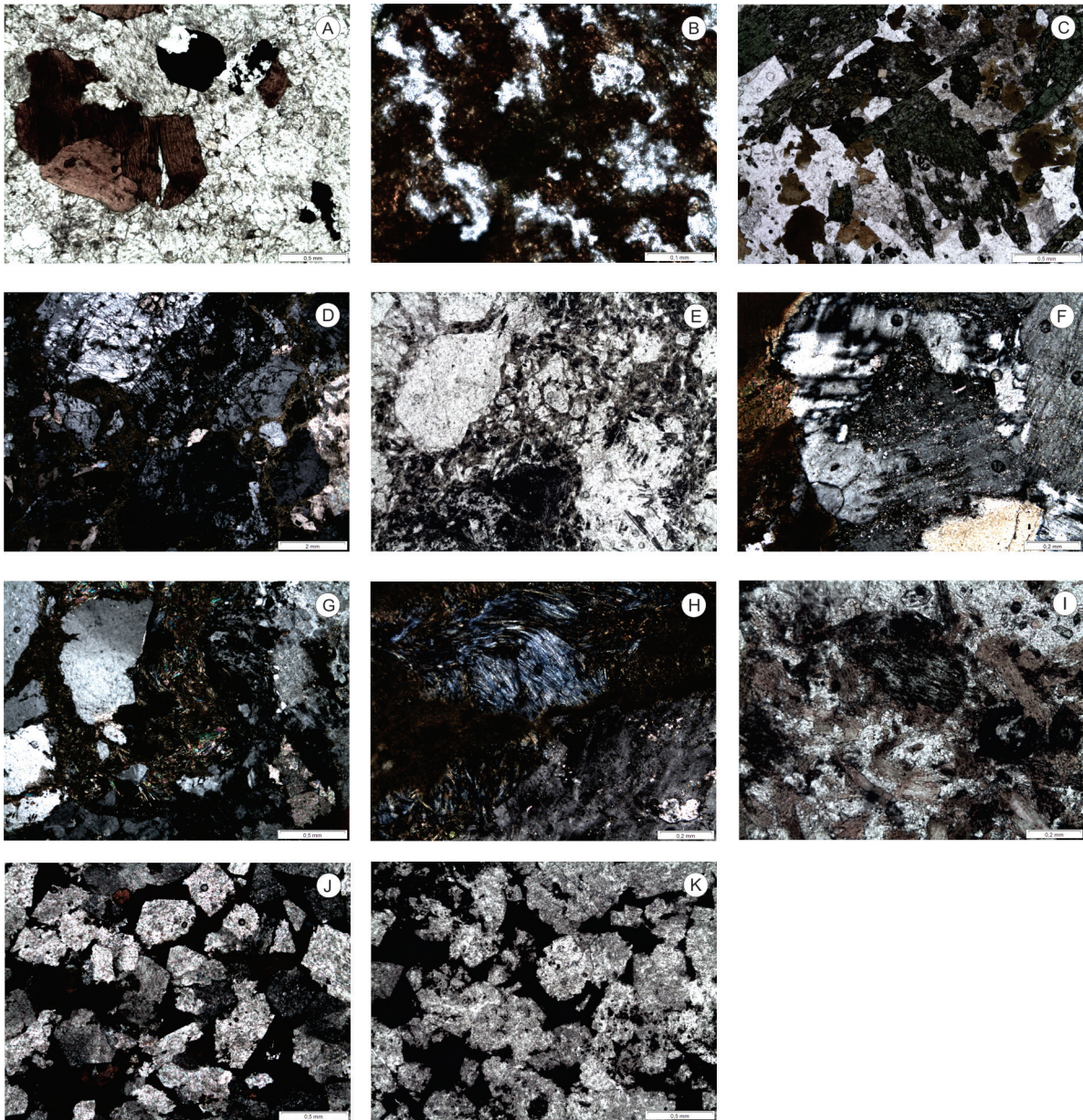


Figura 4.6. A) Flogopita-calcita carbonatito (am. F5-307,60 m). Aspecto textural de variedade de carbonatito com abundante flogopita. Notar cristais de flogopita com pleocroísmo invertido (clivagem ~ 900 relativo ao polarizador inferior com máxima absorção) e opacos intersticiais. Polarizadores paralelos. B) Calcita-siderita carbonatito (am. F13-141 m). Agregado fino de enigmatita vermelho escuro associado com magnetita. Polarizadores paralelos. C) Melassienito (am. F5-502,80 m). Textura inequigranular seriada com megacristais idiomórficos a subidiomórficos de clinopiroxênio, biotita e apatita. D) Rocha granítica fenitizada (am. F13-124,31 m). Fenitização incipiente com deformação dútil de feldspato alcalino e intenso microfraturamento, além de infiltração de veios nas fraturas envolvendo os minerais de origem granítica. Observar venulações de agregado fino de clinopiroxênio cortando o megacristal de feldspato alcalino granítico e contornando os cristais vizinhos. Polarizadores cruzados. E) Fenito l.s. (am. F13-124,31 m). Clinopiroxênio alcalino prismático e anfibólio idiomórfico em vênulas e entre cristais de feldspato alcalino neoformado. Polarizadores paralelos. F) Fenito l.s. (am. F8-377,40 m). Relictos de feldspato alcalino turvo e sericitizado envolvidos parcialmente por feldspato alcalino límpido neoformado com geminação em grade. G) Fenito l.s. (am. F8-347,10 m). Clinopiroxênio alcalino prismático substituindo cristais de quartzo. Observar o denso agregado de clinopiroxênio preenchendo a venulação. Polarizadores cruzados. H) Fenito l.s. (am. F8-425,85 m). Feixes de cristais fibrosos paralelos de anfibólio (cor de interferência anômala) ao lado de agregado de clinopiroxênio prismático. Observar que o anfibólio está substituindo cristais de clinopiroxênio alcalino. Polarizadores cruzados. I) Melassienito flogopitizado (am. F6-255,40 m). Estágio avançado de transformação metassomática, com concentração elevada de flogopita neoformada, em parte por substituição ou formando agregado microcristalino disseminado pela rocha. Observar megacristal de clinopiroxênio original parcialmente substituído por flogopita. Polarizadores cruzados. J) Flogopita magnetita-calcita carbonatito (am. F13-139,75 m). Textura equigranular média, levemente orientada, com destaque para os cristais de magnetita e flogopita intersticiais entre os grãos de carbonatos imbricados ou justapostos em contato serrilhado, formando uma rede que se expande pela rocha. Polarizadores cruzados. K) Calcita-siderita calcita carbonatito (am. F13-141 m). Textura equigranular média, levemente orientada, e mineralogia de alteração tardi a pós-magmática que substituiu minerais intersticiais formando denso agregado criptocristalino de clorita, hematita e goethita entre os grãos de carbonatos. Polarizadores cruzados.

O magmatismo alcalino dominante no território brasileiro é de idade mesozoica, com a maioria das ocorrências concentrando-se na porção meridional do país, ao longo de um arco em torno dos limites leste e nordeste da Bacia do Paraná e da faixa litorânea dos estados de São Paulo e Rio de Janeiro. Os carbonatitos estão geralmente associados aos complexos alcalinos potássicos do tipo centrado do Cretáceo Inferior ao Superior, nos quais ocorrem como intrusões elípticas centrais ou como veios com espessuras diversas retalhando internamente as rochas silicáticas alcalinas encaixantes. Vários são os trabalhos que se ocuparam dessas ocorrências, resumindo suas principais feições geológicas, caracterizando as possíveis associações litológicas, agrupando-as em províncias alcalinas definidas segundo conceituações diversas e, ainda, elaborando interpretações petrogenéticas.

Informações sumarizadas sobre as manifestações de rochas alcalinas com carbonatitos são encontradas em Ulbrich e Gomes (1981), Almeida (1983, 1986), Berbert (1984), Rodrigues e Lima (1984), Woolley (1987), Gomes *et al.* (1990), Morbidelli *et al.* (1995a), Comin-Chiaramonti e Gomes (2005), Gomes e Comin-Chiaramonti (2017) e, por último, Gomes *et al.* (2018a).

4.4.1. Condicionamento Tectônico

Em um contexto geológico regional, a associação alcalina-carbonatítica de Piedade encontra-se situada a norte de uma área de influência de atividade magmática alcalina, que reúne inúmeros centros intrusivos dispostos segundo alinhamentos preferenciais, no interior do Arco de Ponta Grossa (Figura 4.7).

O Arco de Ponta Grossa (Almeida, 1983) é uma grande estrutura regional que foi soerguida tectonicamente durante o Paleozoico e o Triássico-Jurássico, com posterior reativação no Jurássico Superior-Cretáceo. O arco tem o seu eixo orientado para NW, adentrando a Bacia do Paraná entre os estados de São Paulo e Santa Catarina. Nessa estrutura são reconhecidos grandes alinhamentos subparalelos ao eixo do arco (Figura 4.7): Guapiara (Algarde, 1972), São Jerônimo-Curiúva e Rio Alonzo (Vieira, 1973), e Rio Piqueri (Ferreira, 1982). O alinhamento Guapiara, com cerca de 600 km de extensão e largura entre 20 e 40 km, assinala o limite norte dessa feição tectônica. Já a região central está definida pelos alinhamentos de São Jerônimo-Curiúva e Rio Alonzo, enquanto o do Rio Piqueri delimita a porção sudoeste. Nesse arcabouço estrutural desenvolveu-se expressiva atividade alcalina, manifestada por meio de dezenas de corpos intrusivos, alguns de porte maior, por exemplo, Jacupiranga e Juquiá na porção norte da

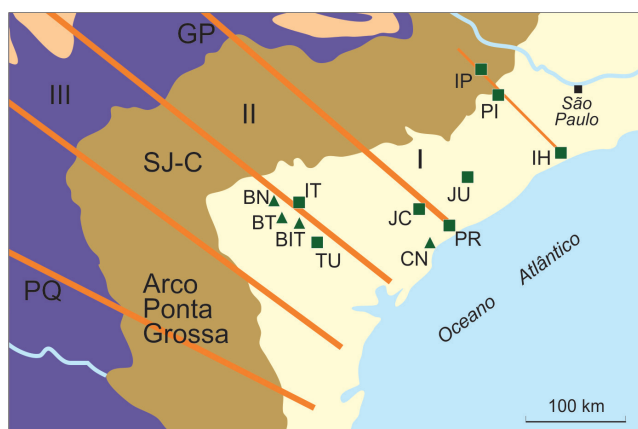


Figura 4.7. Condicionamento tectônico do magmatismo alcalino mesozoico no Arco de Ponta Grossa. Abreviações: BIT, Barra do Itapirapuã; BN, Banhadão; BT, Barra do Teixeira; CN, Cananeia; IH, Itanhaém; IP, Ipanema; IT, Itapirapuã; JC, Jacupiranga; JU, Juquiá; PI, Piedade; PR, Pariquera-Açu e TU, Tunas. I, embasamento; II, sedimentos da Bacia do Paraná; III, lavas basálticas da formação Serra Geral. Lineamentos: GP, Guapiara; SJ-C, São Jerônimo-Curiúva; PQ, Rio Piqueri (simplificada de Riccomini *et al.*, 2005).

estrutura, e Itapirapuã, Barra de Itapirapuã, Banhadão e Tunas na sua parte central. Com base nas correlações tectônicas dessas intrusões e nas suas relações petrográficas, essas ocorrências foram agrupadas na denominada Província Alcalina do Arco de Ponta Grossa.

Nesse contexto tectono-estrutural, Almeida (1971) e Algarte (1972) incluíram também nessa província as ocorrências de Ipanema, Piedade, Tatuí e Itanhaém por se situarem segundo um lineamento NW, ainda que de menor expressão, ao norte do alinhamento Guapiara. Entretanto, Almeida (1983), a partir de novos dados, reconsiderou opinião anterior no sentido de que essas ocorrências não deveriam estar relacionadas com o Arco de Ponta Grossa. Esse autor baseou-se nos estudos gravimétricos de Davino (1975), que demonstraram que o complexo de Ipanema possui forma alongada na direção NE-SW, a mesma das estruturas pré-cambrianas regionais. Assim, Almeida (1983) concluiu que a geometria desse corpo se constituía em evidência de que o magmatismo na região teria se manifestado e sido controlado pela reativação, durante o Cretáceo Inferior, de falhas pré-silurianas situadas nas bordas da Bacia do Paraná, portanto, nada tendo a ver com o desenvolvimento do Arco de Ponta Grossa. Concluiu, ainda, que o posicionamento da intrusão de Ipanema poderia ter sido controlado por fraturas NW, num alinhamento que inclui as ocorrências de Tatuí, Piedade e possivelmente Itanhaém. Já Riccomini *et al.* (2005), discutindo as ocorrências alcalinas da região quanto à geocronologia, enquadraram na Província do Arco de Ponta Grossa somente aquelas do Cretáceo Inferior, ligadas cronologicamente aos derrames toleíticos da Bacia do Paraná, a saber, a maioria das intrusivas em torno do alinhamento Guapiara. Além disso, os autores estenderam os limites dessa província para NE, incluindo também as ocorrências de Ipanema, Piedade e Itanhaém, à vista de sua distribuição ao longo de uma estrutura orientada segundo NW-SE, paralela ao lineamento citado. Esses novos limites correspondem à extensão ao longo do Arco evoluído no Cretáceo Inferior.

Petrograficamente, as associações alcalinas situadas nos distintos domínios do Arco de Ponta Grossa têm composição variada. Na região central, predominam rochas félsicas insaturadas em sílica (p. ex., nefelina sienitos, fonolitos), com presença de carbonatitos em alguns deles; rochas gabroides e sienitos são de presença restrita. Na região do alinhamento Guapiara, as ocorrências têm como principais litologias tipos gabroides e ultramáficos, como peridotitos, piroxenitos, essexitos, ijolitos etc., alguns deles acompanhados de carbonatitos. Já na porção ao norte desse alinhamento, coincidência ou não, as ocorrências têm caráter petrográfico similar entre si, porém, nada comparável com as do interior do arco. Ipanema e Piedade têm em comum com Tatuí a ocorrência de shonkinitos (melassienitos), e com Itanhaém a de carbonatitos.

Esse quadro regional sugere que o condicionamento geotectônico desses corpos nos distintos domínios, bem como as respectivas características petrológicas de cada núcleo intrusivo, traduzem um processo de atividade magmática que se diferencia entre as manifestações alcalinas de cada domínio, disso resultando associações petrográficas diversificadas, caracterizadas pela ausência ou presença de carbonatitos, de variedades insaturadas e de tipos básicos. Esse fato justifica incluir as ocorrências de Piedade, Ipanema, Tatuí e Itanhaém junto à Província Alcalina do Arco de Ponta Grossa.

4.4.2. Diferenciação Mágica

Com base nas informações geológicas e petrográficas levantadas para a associação alcalina carbonatítica de Piedade, são feitas aqui algumas considerações geológicas e petrológicas sobre o desenvolvimento magmático dessas rochas.

Na ocorrência alcalina examinada a ausência de afloramentos, bem como o modo de ocorrência e a heterogeneidade textural das rochas são fatores impeditivos à elaboração de mapa geológico de superfície, ainda que buscando apenas delinear as áreas de maior frequência das

principais variedades petrográficas.

As evidências geofísicas reveladas em levantamento gravimétrico na região (Figura 4.2) indicam uma forte anomalia Bouguer que configura um campo aproximadamente circular circunscrito no interior do maciço granítico de Piedade. As observações registradas em testemunhos de sondagem de quatro perfurações (profundidade de até 551 m) dentro desse campo demonstram que essa anomalia reflete um conjunto de intrusões de carbonatito e de melassienito que se manifestam por meio de uma rede de filões centimétricos e de diques e venulações decimétricas a métricas, intercalando-se entre si em proporções variáveis. Como exemplo, cite-se o furo F8, onde se observa abaixo do perfil laterítico (~150 m) um intervalo de cerca de 100 m dominado exclusivamente por melassienitos e outro tanto mais profundo por intercalações de fenitos com carbonatitos venulares. Já no furo F5, tem-se abaixo do manto laterítico (~70 m) cerca de 300 m com densa intercalação de melassienitos com calcita carbonatitos e carbonatitos com venulações tardias, enquanto nos 200 m restantes do furo ocorrem intercalações de carbonatitos com fenitos. As relações intrusivas e algumas feições registradas em seções petrográficas, como a ação metassomática dos carbonatitos sobre os melassienitos, por exemplo, sugerem certa contemporaneidade entre essas duas litologias principais, com os melassienitos precedendo os carbonatitos.

O complexo de Piedade exhibe uma associação petrográfica similar à de Ipanema, porém muito distinta daquela de Jacupiranga e Juquiá. Ele contém rochas de natureza essencialmente carbonatítica e melassienítica, além de variedades silicáticas alcalinas geradas do protolito granitoide, transformado como resultado da interação de fluidos metassomáticos geneticamente associados à atividade carbonatítica.

As rochas fenitizadas e os fenitos encaixantes ocuparam possivelmente uma parte expressiva da região superficial da estrutura intrusiva, aparecendo nos testemunhos de sondagem inalterados desde os níveis abaixo do manto de alteração e nos diversos níveis de profundidade até pelo menos 500 m. São protolitos graníticos com modificações físico-químicas caracterizadas seja por deformação reticular dos cristais e fraturamento das rochas, seja pela ação metassomática sódico/potássica sobre os minerais, causando feldspatização intensa e cristalização de clinopiroxênio e anfibólio sódicos. Além disso, os efeitos da fenitização podem também ser observados nos melassienitos, provocando reação nos minerais máficos e intensa flogopitização da rocha.

As transformações mineralógicas e texturais registradas nessas rochas são de intensidade muito irregular, com variação em frações milimétricas, ora desprezível, mantidas as feições do protolito, ora muito intensa, eliminando-as quase integralmente. Essas evidências apontam claramente para a ação externa de soluções alcalinas fenitizantes enriquecidas em metais, que se desprenderam do magma carbonatítico, desde a fase que precedeu a intrusão até os seus estágios tardios.

Os melassienitos de Piedade mostram feições texturais e mineralógicas similares às das rochas (shonkinitos) associadas ao complexo carbonatítico de Ipanema (Knecht, 1960; Guarino *et al.*, 2012). São rochas meso- a melanocráticas tipicamente inequigranulares, seriadas a porfiríticas, não raramente traquíticas. Os megacristais são representados principalmente por apatita, clinopiroxênio e biotita, em matriz fina contendo feldspato alcalino e presença subordinada de nefelina, magnetita, anfibólio, titanita etc. Essas feições sugerem cristalização em regime de fluxo magmático por injeção de fusões com nucleação em formação e frações de cristais com diferente grau de desenvolvimento, em condições crescentes de resfriamento.

Os carbonatitos de Piedade correspondem mineralogicamente a calcita carbonatitos, dolomita carbonatitos e calcita-siderita carbonatitos. Os primeiros são dominantes nos testemunhos de sondagem e representam a fase intrusiva principal, que gerou uma assembleia mineral repre-

sentada por calcita com magnésio e quantidade variável de flogopita, opacos e apatita.

Os dolomita carbonatitos foram reconhecidos somente na perfuração F6 (180,20 m) na forma de um pequeno veio cortando os calcita carbonatitos. Representam um estágio mais tardio na sequência intrusiva, que cristalizou dolomita, magnetita e abundante barita, além de biotita, geralmente fortemente cloritizada.

Os calcita-siderita carbonatitos encontram-se em nível logo abaixo de um flogopita-calcita carbonatito fresco (F13-139,75 m), descrito na profundidade de 141 m. Esses dois litotipos apresentam feições petrográficas comparáveis, caracterizadas por uma mineralogia subordinada tipicamente intersticial que se concentra entre os grãos de carbonatos, formando uma extensa rede que se expande pela rocha. Esses minerais são representados principalmente por opacos e flogopita nos flogopita-calcita carbonatitos (Figura 4.6J; F13-139,75 m) e por denso agregado criptocristalino de clorita, hematita e goethita nos calcita-siderita carbonatitos (Figura 4.6K; F13-141 m). Essas feições sugerem que essa última fase carbonatítica representa uma variedade de calcita carbonatito gerada por alterações nos estágios tardios ou pós-magmáticos, descartando, assim, a possibilidade de corresponder a uma fase de caráter intrusivo final.

As manifestações tardias relativas ao complexo alcalino-carbonatítico estão associadas a uma densa rede de veios milimétricos preenchidos por quantidades variáveis, abundante a ausente, de quartzo, fluorapatita e barita, além de opacos, anfibólio, clorita e raros fluorocarbonatos de terras raras e fluorita, que percolam as rochas carbonatíticas como também os fenitos encaixantes. Essas feições sugerem que as fases minerais precipitadas representam frações residuais de uma atividade magmática carbonatítica enriquecida em voláteis, principalmente F, S, CO₂ e H₂O. Os produtos de alteração mais frequentes são hematita, óxidos hidratados de ferro e argilominerais, que podem representar transformações nos estágios hidrotermais ou intempéricos.

Os dados obtidos até o momento ainda não permitem definir um modelo petrológico que vincule as rochas alcalinas silicáticas e as carbonatíticas da intrusão. Por ora, os principais modelos e processos associados aos complexos alcalino-carbonatíticos brasileiros (sumarizados à frente no capítulo 9) encontram validade nas relações obtidas. Neste sentido, a associação alcalina-carbonatítica de Piedade pode ter sua origem relacionada a magmas primários (silicáticos e carbonatíticos) independentes gerados em condições distintas no manto subcontinental heterogêneo ou a partir de um magma silicático alcalino carbonatado, que, tendo formado inicialmente rochas magmáticas silicáticas alcalinas de caráter potássico (melassienitos), evoluiu para um magma carbonatítico cristalizando nos estágios principais calcita carbonatitos e, posteriormente, dolomita carbonatitos. Nesse sentido, estudos geoquímicos e isotópicos serão necessários para explicar a origem dessas rochas. A arquitetura do complexo consiste em venulações centimétricas a métricas e de diques de espessura até decimétrica nos níveis mais profundos, podendo indicar a coexistência de uma massa maior concentrada num corpo único de rochas alcalinas e carbonatíticas diversificado, situado em níveis inferiores dos alcançados pelas sondagens. As rochas estudadas representam provavelmente os estágios evolutivos intermediários a tardios desenvolvidos nos níveis crustais mais rasos.

CAPÍTULO 5

ASSOCIAÇÕES PETROGRÁFICAS

C. B. Gomes, P. Comin-Chiaramonti e E. Ruberti

Resumo

Este capítulo procura enquadrar as diversas ocorrências de rochas carbonatíticas da Plataforma Brasileira nas associações litológicas definidas na literatura, que reúnem os mais diversos tipos petrográficos silicáticos associados geneticamente com carbonatitos.

5.1. Introdução

Em trabalho de análise das informações disponíveis sobre a diversidade e abundância relativa de 377 carbonatitos mundiais intrusivos e extrusivos, que correspondem a 82% de um universo de ~450 ocorrências de conhecimento do autor na oportunidade, Woolley (2003) definiu seis séries de rochas alcalinas silicáticas que ocorreriam associadas geneticamente com carbonatitos. Peridotitos e clinopiroxenitos são frequentemente relacionados com três dessas séries, além de assumidos como rochas ultramáficas cumuláticas, portanto, não representando composições de produtos primários. À exceção da série kimberlítica, todas as demais associações são vistas como originadas na litosfera, admitindo-se, ainda, a ação de algum processo metassomático ocorrido no manto necessário para a formação dos carbonatitos e algumas variedades alcalinas. A maioria dos carbonatitos tem a sua formação ligada a complexos intrusivos ou vulcânicos originados por diferenciação nos altos níveis da litosfera. Por outro lado, os carbonatitos que contêm xenólitos e xenocristais, rochas com melilita em grande número deles e ausência de litologias silicáticas associadas são de ocorrência mais restrita (46 de 477), comuns em diatremas, e de derivação direta do manto. Os carbonatitos restantes são considerados como gerados por diferenciação (separação) de magmas representados pelas rochas silicáticas associadas, que são o resultado de fusão parcial em uma litosfera metassomatizada. As pesquisas sobre o tema tiveram prosseguimento com o trabalho de Woolley e Kjarsgaard (2008), no qual se deu a ampliação do número de ocorrências carbonatíticas para 477, as quais representam 90% das 527 ocorrências mundiais conhecidas pelos autores. Os carbonatitos foram subdivididos em dois grupos – magmáticos (84%) e carbohidrotermais (16%) – com base no modo de ocorrência e na mineralogia. Os carbohidrotermais consistem principalmente em calcita ± barita ± fluorita ± quartzo ± sulfetos ± feldspato alcalino ± zeólitas e resultam da precipitação em temperaturas subsólidas de fluidos ricos em CO₂-H₂O. Os magmáticos estão associados na sua maior parte (76%) a uma grande variação de tipos petrográficos silicáticos, enquanto os carbohidrotermais, ainda que estejam também associados, guardam maior afinidade com nefelina sienitos e sienitos.

As seis séries sugeridas por Woolley (2003) estão indicadas pelas associações a seguir, com o tipo petrográfico intrusivo de cada uma mostrado em itálico:

- 1) (peridotito-piroxenito) – melilito-nefelinito-fonolito-traquito (*melilitolito*)
- 2) (peridotito-piroxenito) – nefelinito-fonolito-traquito (*ijolito*)
- 3) (peridotito-piroxenito) – basanita-traquito (*gabro alcalino*)

- 4) fonolito-traquito (*sienito com feldspatoide*)
- 5) traquito (?) (*sienito*)
- 6) kimberlito

Posteriormente, no trabalho de Woolley e Kjarsgaard (2008), foram distinguidas sete associações principais de rochas silicáticas, listadas a seguir em ordem decrescente de abundância:

- 1) nefelinito-ijolito
- 2) fonolito-sienito com feldspatoide
- 3) traquito-sienito
- 4) melilitito-melilitolito
- 5) lamprófiro
- 6) kimberlito
- 7) basanita-gabro alcalino

Proporção significativa das associações nefelinito-ijolito, melilitito-melilitolito e carbonatitos de ocorrência isolada contém rochas ultramáficas, as quais são interpretadas como cumulos. Quando confrontadas as duas propostas, os autores assinalaram que elas pouco diferem entre si, uma vez que os seus pontos de sustentação são praticamente os mesmos.

Um terceiro trabalho na mesma linha de pesquisa é o de Mitchell (2005), que, primeiramente, propôs também a divisão dos carbonatitos em dois grupos: a) calcita ou dolomita carbonatitos (ou ambos), de natureza primária, e geneticamente relacionados com nefelinitos, melilitos, kimberlitos e outras rochas de derivação mantélica; b) resíduos carbótermiais (carbótermial é um termo que se refere a fluidos de baixa temperatura originados de um magma fracionado em que CO₂ é dominante, mas que contém também proporções variadas de F e H₂O) derivados de uma grande variedade de magmas. Para a definição desse grupo de rochas, Woolley (2003) havia empregado o termo carbóhidrotermial,

No grupo dos carbonatitos primários, Mitchell (2005) distinguiu seis diferentes associações:

- 1) clã nefelinito e carbonatitos
- 2) clã melilitito e carbonatitos
- 3) clã kimberlito e calcita kimberlitos
- 4) associação aillikito-carbonatito
- 5) associação nefelinito peralcalino-natrocronatito
- 6) carbonatitos sem rochas silicáticas associadas

No grupo dos carbótermiais ou pseudocarbonatitos, ele definiu quatro associações:

- 1) suíte potássica-"carbonatitos"
- 2) suíte sódica-"carbonatitos"
- 3) rochas carbonáticas ricas em ETR-F não relacionadas com rochas alcalinas insaturadas
- 4) "pseudocarbonatitos" anatóticos

Um exercício preliminar de enquadramento das muitas ocorrências carbonatíticas investigadas nos esquemas propostos demonstra que algumas apresentam características que se aproximam das idealizadas pelos autores, enquanto em outras as relações não são tão convincentes, tendo-se em vista principalmente a existência de mais de uma linha evolutiva em alguns complexos, aliada à simplicidade e ao aspecto empírico dos modelos classificatórios. Convém, ainda, lembrar que a caracterização petrográfica de tipos litológicos menos evoluídos, em geral

ocorrendo como pequenos diques, nem sempre tem sido muito rigorosa em muitos distritos alcalinos, nos quais se recorre, invariavelmente, na falta de informações mais completas, ao emprego do termo petrográfico genérico lamprófiro para defini-los.

Para o total de 31 ocorrências conhecidas na Plataforma Brasileira, se excluídas as seis que reúnem diques carbonatíticos e diques de rochas alcalinas silicáticas com *ocelli* de material carbonático, os carbonatitos magmáticos ou primários representam a maioria das 26 restantes, com os hidrotermais (carbohidrotermais e carbotermais, de acordo com nomenclaturas propostas, respectivamente, por Woolley, 2003 e Mitchell, 2005) respondendo por apenas três. Contudo, é importante frisar que eventos hidrotermais foram também atuantes em muitos dos complexos magmáticos aqui citados.

5.2. Carbonatitos Mágmatícos

A associação 1 em ambos os esquemas sugeridos (nefelinito-ijolito, cf. Woolley e Kjarsgaard, 2008; clã nefelinito e carbonatitos, cf. Mitchell, 2005) é, aparentemente, a mais numerosa dentre os membros das séries de rochas conhecidas, com ultrabásicas, tipicamente cumuláticas, quase sempre presentes. Por sinal, essa associação é a segunda mais abundante mundialmente na avaliação estatística de Woolley e Kjarsgaard (2008) dentre os carbonatitos magmáticos, correspondendo a 79 (20%) das 403 ocorrências descritas, além de referida como a associação clássica carbonatito-rocha alcalina silicática, sem a presença de rochas nefeliníticas extrusivas. Número considerável de ocorrências, 66 de 79 (84%), é formado pela presença conjunta de nefelina sienitos/sienitos e rochas da série melteigito-ijolito-urtito.

A) Ocorrências de carbonatitos com rochas da série melteigito-ijolito-urtito sem a presença de nefelinitos extrusivos

Essa associação é caracterizada por carbonatitos associados com rochas intrusivas (série melteigito-ijolito-urtito, nefelina sienitos) e hipoabissais (nefelinitos, suíte fonolito). Nas regiões Sul, Sudeste e Centro-Oeste do País, ela está presente nos complexos carbonatíticos de Anitápolis, em Santa Catarina; de Ipanema, Itapirapuã, Jacupiranga, Jiquiá e Mato Preto, no Vale do Ribeira; de Caiapó e Morro do Engenho, em Goiás, e ainda de Cerro Sarambí e Sapucaí, no Paraguai.

Em Anitápolis, ao lado das rochas ultrabásicas cumuláticas (vários tipos de clinopiroxenitos, inclusive aqueles muito ricos em biotita, os glimmeritos; em magnetita, os magnetititos; ou ainda em apatita, os apatititos), ocorrem nefelina sienitos, grande quantidade de membros da série melteigito-ijolito-urtito, foscoritos (estes, rochas cumuláticas de composição heterogênea que consistem essencialmente em olivina, opacos e apatita), variedades diversas de fenitos e carbonatitos de composição ssvítica. Nefelinitos formam pequenos diques, juntamente com fonolitos e lamprófios.

A ocorrência de Ipanema contém rochas ultrabásicas piroxeníticas e piroxeníticas micáceas (glimmeritos) e outras cumuláticas, como magnetititos e apatititos, ao lado de variedades sieníticas muito ricas em minerais máficos (shonkinitos), que se apresentam como diques, e calcicarbonatitos formando um sistema complexo de veios e diques. Sienitos e dioritos são interpretados como produtos de fenitização. Guarino *et al.* (2012) citaram igualmente a presença de diques de composição lamprofírica. Não foram identificadas, no entanto, rochas da série ijolítica.

Em Itapirapuã, rochas da série melteigito-ijolito-urtito estão presentes ao lado de fenitos, os últimos encontrados principalmente na zona de contato do maciço alcalino com o emba-

samento granítico. A associação litológica dominante é de natureza eminentemente nefelina sienítica, com grande abundância de diques de tinguaitos. Veios de calciocarbonatito ocorrem cortando os nefelina sienitos (Gomes, 1970).

Jacupiranga contém enorme abundância em rochas ultrabásicas, que afloram em maior concentração na parte central do complexo, e se distingue por apresentar grande diversidade litológica, sendo reconhecidos membros da série melteigito-ijolito-urtito, rochas gábricas e sieníticas variadas, inclusive feníticas, além de diques de composição mais primitiva (ankaratritos, Morbidelli *et al.*, 2000; Menezes *et al.*, 2015) e carbonatitos de composição variável entre cálcica e magnésiana. Bandas de reação são descritas envolvendo os clinopiroxenitos e os carbonatitos associados (Morbidelli *et al.*, 1986). Em trabalho publicado recentemente, Beccaluva *et al.* (2017) citaram a presença de melilita em rochas da série melteigito-ijolito-urtito, com quatro amostras portadoras de mais de 10% do mineral, o que levaria a classificá-las como melilitolitos e, portanto, incluir o complexo na associação 4 de Woolley e Kjarsgaard (2008) ou 2 de Mitchell (2005). Contudo, as demais características petrográficas parecem apontar mais no sentido da associação 1.

Em Mato Preto, os tipos petrográficos ultrabásicos estão ausentes, predominando, no entanto, as variedades sieníticas, intrusivas e de granulação fina, que aparecem associadas a rochas cumuláticas (gabros e membros da série melteigito-ijolito-urtito), além de calciocarbonatitos de formação inicial e ferrocronatitos de formação tardia. Fenitos e diques lamprofíricos são também descritos. Nas vizinhanças desse complexo carbonatítico ocorrem diversos *plugs* alcalinos isolados, estudados por Vasconcellos (1995) e Vasconcellos e Gomes (1998a, 1998b), de rochas de composição predominantemente fonolítica (p. ex., Barra do Ponta Grossa, Barra do Teixeira, Cerro Azul etc.) ou localmente nefelinítica (p. ex., Sete Quedas).

O complexo de Juquiá mostra características muito similares ao de Jacupiranga, distinguindo-se a presença dominante de rochas ultrabásicas (olivina clinopiroxenitos e olivina gabros alcalinos) ao lado de sieníticas e sienodioríticas, bem como de tipos petrográficos da série melteigito-ijolito-urtito. Carbonatitos de composição variável, sódica no centro e beforítica na borda, ocupam a porção central do maciço. Diques de basanitos, fonotefritos e fonolitos ocorrem em vários locais, cortando as demais rochas alcalinas e o embasamento cristalino. Fenitos são também descritos.

Em Caiapó, Rodrigues e Lima (1984) descreveram carbonatitos aflorando juntamente com rochas da série melteigito-ijolito-urtito e diques lamprofíricos.

A ocorrência de Morro do Engenho em Goiás (Chaban, 1973), uma intrusão composta com núcleo dunítico circundado por clinopiroxenitos e peridotitos e com rochas gábricas alcalinas e sieníticas ocupando as suas porções mais periféricas, integra essa associação. Carbonatitos ocorrem na forma de diques cortando os dunitos.

O complexo circular de Cerro Sarambí (Wiens, 1991; Gomes *et al.*, 2011b; Comin-Chiaramonti *et al.*, 2014a), tendo clinopiroxenitos, glimmeritos, carbonatitos e nefelina sienitos (fonolitos) como principais litologias aflorantes, ao lado de diques de fonolitos, traquitos e lamprofíros, poderia ser eventualmente incluída nessa associação, ainda que rochas ijolíticas não tenham sido descritas.

Na ocorrência alcalina vulcânica de Sapucaí, o conjunto das rochas presentes sugere a associação acima. Gabros alcalinos (essexitos e teralitos) e sienogabros constituem as variedades intrusivas, enquanto as de granulação mais fina mostram grande diversidade composicional, distinguindo-se representantes de duas séries distintas de rochas (B-P, basanito-tefrito-fonotefrito-fonolito; AB-T, basalto alcalino-traquibasalto-traquiandesito-traquifonolito/traquito). Carbonatitos de composição magnésiana ocorrem na forma de pequeno derrame de

lava. Informações gerais sobre o complexo são encontradas no volume de Comin-Chiaramonti e Gomes (1996) e, mais especificamente, sobre o enxame de diques nos trabalhos de Gomes *et al.* (1989), Comin-Chiaramonti *et al.* (1992b, 2013) e Velázquez *et al.* (2011).

B) Ocorrências de carbonatitos somente com dunitos (olivinitos) e clinopiroxenitos como rochas ultramáficas (\pm sienitos)

Essa associação é característica de diversos complexos alcalinos da região do Alto Paranaíba, que têm em comum a presença constante de largo espectro de rochas ultrabásicas, como clinopiroxenitos, peridotitos, dunitos (citados apenas em Salitre I e Serra Negra) e clinopiroxenitos muito ricos em biotita (glimmeritos) descritos na maioria dos complexos (Araxá, Catalão I, Catalão II, Salitre II). Foscoritos ocorrem frequentemente, e litologias de filiação sienítica (variedades intrusivas e hipoabissais) são também reconhecidas. Fenitos estão presentes em praticamente todas as intrusões. Rochas mais primitivas, que se apresentam em geral na forma de pequenos diques, são mais raras e classificadas genericamente como lamprófiros (p. ex., Araxá, cf. Traversa *et al.*, 2001). Membros da série ijolítica estão ausentes.

C) Ocorrências de carbonatitos com rochas contendo melilita (melilitolito)

Essa associação é pouco abundante, tendo Woolley e Kjarsgaard (2008) reportado a existência de apenas 13 ocorrências, que representam 3% das localidades mundiais. A associação é característica do complexo alcalino de Tapira, na região do Alto Paranaíba, com rochas melilitíticas sendo descritas por Guimarães *et al.* (1980) e Gomide *et al.* (2016). Ali, os primeiros autores identificaram amostra com 63% de melilita na moda, que foi classificada como um compahgrito (ultramelilitolito, cf. Dunworth e Bell, 1998). Em Tapira, ocorrem cumulos de foscoritos ao lado de um tipo petrográfico peculiar, os bebedouritos. De composição variada, os bebedouritos são abundantes e, mineralogicamente, possuem quantidades grosseiramente proporcionais de diopside, apatita, magnetita, flogopita e uma fase rica em Ca-Ti como minerais principais (Barbosa *et al.*, 2012b). Carbonatitos cálcicos e magnesianos subordinados estão presentes e, segundo Guarino *et al.* (2017), associados a melilitos ricos em Ca e pobres em Na, juntamente com melilitolitos e cumulos de ultramáficas (p. ex., clinopiroxenitos, bebedouritos e salitritos).

A associação é também reconhecida no complexo de Lages, em Santa Catarina. Esse distrito alcalino é de composição muito complexa (Traversa *et al.*, 1994; Scheibe *et al.*, 2005), reunindo grande quantidade de rochas hipoabissais e subvulcânicas de natureza predominantemente fonolítica, carbonatitos, rochas ultrabásicas na forma de diques e ainda diatremas de kimberlitos, o que leva a pensar em mais de uma fonte primária de magma. Diques de olivina melilitito, ao lado de olivina nefelinito e basanita, compõem as litologias menos evoluídas do complexo juntamente com os tipos lamprófiros. Os olivina melilitos afloram em vários locais (Lajeado-nho, Rancho de Tábuas), sendo a ocorrência mais expressiva a de Cerro Alto de Cima, um dique semianelar com 50 m de espessura (Scheibe, 1986).

5.3. Carbonatitos Hidrotermais

Esse grupo está representado por três ocorrências – Barra do Itapirapuã, no Vale do Ribeira; Cerro Chirigué, no Paraguai; e Cerro Manomó, na Bolívia –, nas quais os carbonatitos estão associados com rochas silicáticas predominantemente sieníticas, intrusivas e hipoabissais, que variam quanto à composição de insaturadas a supersaturadas. Elas possuem em comum a

presença de carbonatos, fosfatos e fluorocarbonatos ricos em ETR.

A intrusão de Barra do Itapirapuã é formada por uma massa sienítica recortada por numerosos diques e veios carbonatíticos de dimensões e gerações variadas, e composição marcadamente rica em magnésio e em ferro (Andrade *et al.*, 1999a, 1999b; Ruberti *et al.*, 2002, 2008). Atividade magmática tardia e pós-magmática é responsável pela formação de assembleia de fluorocarbonatos ou apatita (ou ambos) ricos em ETR, em que se reconhecem policristais de synchysita e parisita formados sobre cristais de bastnäsita, ao lado de fluorita, barita, quartzo e galena (Ruberti *et al.*, 2008).

O complexo de Cerro Chiriguelo mostra carbonatitos ao lado de nefelina sienitos fenitizados e diques de natureza sienítica (fonolitos, traquitos) e tefrítica. Uranopirocloro, loparita com Sr e Sr-chevknita são descritos por Haggerty e Mariano (1983), juntamente com lamprofilita.

Por sua vez, o complexo de Cerro Manomó é composto na sua grande totalidade por rochas carbonatíticas silicificadas, com destaque para a ocorrência de diques de ferrocronatitos alterados que trazem em sua composição quartzo, goethita-limonita, barita, apatita, além de fosfatos e fluorocarbonatos ricos em ETR, especialmente bastnäsita e synchysita (Burton, 1982).

5.4. Demais Ocorrências

São ocorrências menores e apresentam maiores dificuldades de enquadramento. Estão representadas por pequenos diques e por *ocelli* de material carbonático comuns em rochas alcalinas silicáticas associadas como: lamprófiros, pequeno dique de afinidade alnoítica que aflora na localidade de Minas Pedras, no interior do maciço alcalino de Poços de Caldas (Vlach *et al.*, 1996; Ulbrich *et al.*, 2002); basanitos, pequenos diques que ocorrem nas vizinhanças da cidade de Valle-mí, no Paraguai (Castorina *et al.*, 1997; Comin-Chiaramonti *et al.*, 2007b, 2014a); e ijolitos pertencentes aos corpos intrusivos de Cerro Canãda e Cerro E Santa Elena, também nesse país (Castorina *et al.*, 1997; Comin-Chiaramonti *et al.*, 2007b, 2014a). Mostram dificuldades similares as ocorrências de diques presentes na zona costeira do sul e norte do estado de São Paulo. A primeira, um dique de beforsito aflorando na ilha das Cabras (ou Givura), em Itanhaém (Coutinho e Ens, 1992); a segunda, um dique de beforsito com núcleo silicocarbonatítico encontrado numa pequena ilha referida como Ilhas (Coutinho, 2008).

Parece também fugir aos esquemas acima a ocorrência de e Santo Antônio da Barra, um complexo vulcânico contendo rochas da série kamafugítica ao lado de variedades sieníticas, carbonatitos e diques de natureza lamprofírica, bem como de Morro Preto igualmente em Goiás, uma associação do tipo carbonatito-kamafugito pesquisada recentemente por Nascimento (2018). Ainda pouco pode ser dito sobre as ocorrências de Joca Tavares e Porteira, no Rio Grande do Sul, uma vez que as informações disponíveis sobre elas são ainda muito precárias.

5.5. Outras Considerações

Em trabalho de revisão do magmatismo carbonatítico no Sistema Paraná-Angola-Namíbia (PAN), Comin-Chiaramonti *et al.* (2007a) observaram que os carbonatitos do Eocretáceo do Brasil, e também de Angola, estão usualmente associados com um magmatismo potássico que mostra, segundo a classificação de Foley (1992), composição "plagioclitítica" (Gomes *et al.*, 1996a; Alberti *et al.*, 1999). Ele está representado principalmente por rochas evoluídas (traquifonolito-fonolito e intrusivas equivalentes). Por outro lado, os carbonatitos do Neocretáceo no Brasil são caracterizados por associações kamafugíticas-kimberlíticas (Traversa *et al.*,

1994; Gibson *et al.*, 1995a, 1995b; Brod *et al.*, 2005). Litologias menos evoluídas (clã gabro-basalto) e cumuláticas (dunitos, clinopiroxenitos, foscóritos) são comuns aos dois conjuntos.

Numa apreciação geral sobre as maiores ocorrências carbonatíticas distribuídas ao longo das bordas da Bacia do Paraná, Guarino *et al.* (2017) destacaram que as diferenças existentes entre os carbonatitos da região do Vale do Ribeira (incluído nesse conjunto Lages, um complexo alcalino-carbonatítico do Neocretáceo) de idade mais ou menos concordante com a dos basaltos toleíticos dessa província magmática, e os da região do Alto Paranaíba, estes todos do Neocretáceo, resultam de variações composicionais contrastantes, sobretudo isotópicas (Sr-Nd), na fonte de origem do magmatismo alcalino, consistentemente com o modelo de manto litosférico heterogêneo em escala regional sugerido por Bizzi *et al.* (1995). No Vale do Ribeira, os carbonatitos encontram-se associados com nefelinitos ± membros da série melteigito-ijolito-urtito ± rochas cumuláticas ultrabásicas e em menor proporção com rochas intrusivas contendo nefelina e melilita, ou seja, eles seriam os produtos de magmas alcalinos ricos em Na. Já no Alto Paranaíba, a associação deu-se com melilitos ricos em Ca e pobres em Na ± melilitos ± rochas ultramáficas cumuláticas, ou seja, com magmas sem Na e de composição ultrapotássica/kamafugítica.

CAPÍTULO 6

CARACTERÍSTICAS DOS PRINCIPAIS TIPOS PETROGRÁFICOS

C. B. Gomes e E. Ruberti

Resumo

Este capítulo tem por objetivo a descrição geral dos diversos tipos de rochas alcalinas silicáticas associadas espacialmente às ocorrências carbonatíticas. Procura situar geograficamente os principais afloramentos dessas rochas, de modo a ter-se uma visão mais abrangente do magmatismo carbonatítico cretácico que atingiu a porção meridional da Plataforma Brasileira.

6.1. Carbonatitos

Como descrito com maiores detalhes no capítulo 2, os carbonatitos cretácicos apresentam grande variação no modo de ocorrência, desde corpos maiores (*stocks* e principalmente *plugs*) até diques e pequenos veios, e na granulação que grada de fina a grossa. A textura é também variável: equi a inequigranular, hipidiomórfica a alotriomórfica, ou mesmo seriada. A mineralogia se mostra extremamente diversificada, em especial em relação às fases secundárias e de alteração. Os carbonatitos destacam-se ainda por serem portadores de acessórios raros e de composição química complexa, com ETR e outros elementos como Nb, Ti, Zr, Th, U, F. Adicionalmente, estão em geral associados a rochas alcalinas silicáticas, caracterizadas por notável heterogeneidade química e mineralógica.

6.2. Rochas Silicáticas

Aqui estão incluídas principalmente as rochas cumuláticas, cujo papel na evolução de número expressivo de complexos carbonatíticos é tido como da maior importância. As silicáticas são representadas por amplo espectro de tipos petrográficos desde ultrabásicas (dunitos, peridotitos, clinopiroxenitos, glimmeritos, bebedouritos, foscoritos, kamafugitos, kimberlitos, picritos, lamproítos) a básicas (rochas gábricas da série melteigito-ijolito-urtito) e a intermediárias (notadamente variedades de afinidade sienítica, nefelina sienitos e sienitos, além de fenitos), juntamente com rochas de granulação fina que afloram na forma de pequenos diques no interior dos complexos alcalino-carbonatíticos ou penetrando as encaixantes regionais. Dentre as rochas de diques são mais abundantes as sieníticas (traquitos, fonolitos, traquifonolitos) e de modo subordinado as lamprofíricas (camptonitos, monchiquitos, minettes).

6.2.1. Rochas Ultrabásicas

6.2.1.1. Dunitos

Jacupiranga é a ocorrência mais significativa dessas rochas, que ocupam quase toda a porção norte do complexo homônimo, com área total de 65 km². Ao lado de clinopiroxenitos (jacupiranguitos), representam até 70% dos afloramentos. Citações na literatura apontam para a presença de dunitos em distritos carbonatíticos da região do Alto Paranaíba, como Catalão I,

Salitre, Serra Negra e Tapira. Rodrigues e Lima (1984) mencionam também a ocorrência de *mica peridotitos* nesses complexos e, especificamente, de dunitos serpentizados (serpentinitos) em Serra Negra. Em geral, os dunitos exibem evidências de intensa alteração intempérica, de modo que afloramentos de rochas frescas são escassos ou mesmo inexistentes. Amostras de testemunhos de sondagem indicam que eles são de composição homogênea, cor verde-escura, granulação fina a grossa e que são cortados por veios e diques de carbonatos de espessura milimétrica a centimétrica. O intemperismo e a serpentização em maior ou menor grau obliteraram completamente a textura original dessas rochas, hoje caracterizadas pela presença de um emaranhado de veios irregulares compostos principalmente de serpentina e opacos que envolvem os cristais remanescentes de olivina. Olivina forsterítica, alterada parcial ou totalmente em crisotila, é o principal mineral *cumulus* dos dunitos e, no caso particular de Jacupiranga (Beccaluva *et al.*, 2017), os demais constituintes identificados na assembleia *intercumulus* incluem espinélios e clinopiroxênio, ambos contendo Cr₂O₃ na composição (respectivamente, magnetita titanífera com o componente cromita variando de 26,3% a 43,7% molar e diopsídio com teor de Cr₂O₃ de até 1,2% em peso), flogopita, perovskita, ilmenita, anfibólio cálcico (edenita), hidróxidos de ferro e carbonatos em quantidades variáveis. Ainda em Jacupiranga, wehrlitos são encontrados localmente na forma de pequenos blocos.

6.2.1.2. Clinopiroxenitos

A exemplo dos dunitos, essas rochas têm sua maior área de exposição superficial no complexo de Jacupiranga. Ali, os clinopiroxenitos (descritos pela primeira vez como jacupiranguitos por Derby, em 1891) cobrem quase inteiramente as partes central e meridional da intrusão. Estão igualmente presentes na ocorrência carbonatítica vizinha de Juquiá, representados por adcumulatos a mesocumulatos de olivina clinopiroxenitos, que dividem com gabros alcalinos ricos em olivina, presentes na forma de uma pequena lente na porção setentrional do complexo, a sua maior área de afloramentos. Contudo, rochas piroxeníticas são também comuns em outras regiões do País, como na Sul (Anitápolis) ou ainda na Centro-Oeste (Catalão II, Morro do Engenho, Salitre, Serra Negra, Tapira), bem como em Cerro Sarambí, no Paraguai. Em algumas ocorrências como Anitápolis, essas rochas cumuláticas deixam por vezes de ser uniminerálicas para mostrar enriquecimento em outros constituintes, como mica, apatita e magnetita, caracterizando, assim, tipos petrográficos como magnetita-biotita clinopiroxenitos e apatita-clinopiroxênio biotititos, individualizados no mapa geológico da figura 3.7. Essas variações, frutos principalmente da associação de alguns pares de minerais (apatita-flogopita, apatita-magnetita, apatita-clinopiroxênio, apatita-perovskita, magnetita-perovskita etc.), são também reconhecidas em outros complexos, como o de Catalão II, com Machado Jr. (1991) citando a existência de cumulatos de clinopiroxênio apatititos e magnetita apatititos. Em geral, os clinopiroxenitos possuem textura cumulática (adcumulatos a mesocumulatos em Juquiá, cf. Beccaluva *et al.*, 1992), estrutura às vezes bandada e granulação variável de média a grossa (pegmatoide), com clinopiroxênio (diopsídio a augita) aparecendo como principal mineral *ortocumulus* e, subordinadamente, olivina forsterítica, mica (sobretudo terriflogopita), apatita e magnetita em alguns complexos. As fases *intercumulus* mais comuns são opacos (magnetita titanífera, ocasionalmente com lamelas de exsolução de ilmenita), mica (biotita e flogopita), perovskita, anfibólio de composição variável, apatita, titanita, sulfetos e carbonatos cálcicos a magnesianos. Ainda em Jacupiranga, os clinopiroxenitos (jacupiranguitos) foram alterados metassomaticamente por fluidos ricos em H₂O e CO₂ emanados do magma carbonatítico, dando lugar à formação de estruturas bandadas

concêntricas, enriquecidas variadamente em minerais silicáticos (anfíbólio, flogopita e olivina) e carbonáticos, e descritas com riqueza de detalhes por Morbidelli *et al.* (1986).

6.2.1.3. Glimmeritos

Os glimmeritos têm como ocorrências mais expressivas os complexos carbonatíticos de Anitápolis, Ipanema e, mais particularmente, aqueles situados na região do Alto Paranaíba, com destaque para os de Catalão, nos quais essas rochas adquirem importância econômica como depósitos de vermiculita (Carvalho e Bressan, 1997; Biondi, 2005). Veios glimmeríticos estão também presentes no complexo de Cerro Sarambí, no Paraguai, sendo que Comin-Chiaramonti *et al.* (2007a, 2014a) reportaram idades Ar-Ar determinadas em concentrados de biotita dessas rochas (Figura 2.5). Na literatura brasileira, os glimmeritos são também referidos como *biotititos* ou *flogopititos*, em função da natureza e do modo de formação do mineral micáceo. Muito comumente, essa litologia está associada geneticamente a processos metassomáticos que afetaram rochas piroxeníticas em contato com carbonatíticas, sendo flogopita o mineral resultante da transformação dos cristais de clinopiroxênio (Machado Jr., 1991). Em Ipanema, evidências de campo e dados provenientes de testemunhos de sondagem sugerem que a parte central do complexo é dominada por glimmeritos, com presença secundária de shonkinitos, que também se apresentam na forma de diques cortando as alcalinas associadas e as encaixantes regionais, clinopiroxênio glimmeritos e rochas dioríticas a sieníticas formadas por fenitização (Born, 1975, 1989; Guarino *et al.*, 2012). A maior parte desse conjunto é cortada por diques de lamprófios e por uma complexa rede de veios e diques ricos em clinopiroxênios e anfibólios sódicos, apatita e carbonatos. Os glimmeritos são rochas de cor marrom-escuro e granulação média a grossa, por vezes cumuláticas, brechadas e de textura comumente hipidiomórfica. Contudo, em alguns complexos, como o de Araxá, Traversa *et al.* (2001) descreveram típica textura inequigranular, como resultado da presença de cristais maiores ou de agregados de mica, que varia em composição de flogopita a tetraferroflogopita. Os glimmeritos são frequentemente penetrados por carbonatitos. Flogopita é a principal fase *cumulus* dos glimmeritos e, excepcionalmente, seu único constituinte. Em menor proporção estão presentes olivina e clinopiroxênio, em geral na condição de cristais reliquiais envolvidos completamente por minerais micáceos. Como minerais *intercumulus* são reconhecidos anfíbólio, apatita, magnetita, perovskita, titanita e opacos ao lado de carbonatos de formação intersticial.

6.2.1.4. Bebedouritos

Bebedouritos foram descritos pela primeira vez por Tröger (1928) no município de Bebedouro, no estado de Minas Gerais, para designar, como transcrito em Le Maitre (2002), variedade de piroxenito composta essencialmente de biotita e clinopiroxênio (egirina-augita), além de perovskita e opacos como acessórios. Por sua vez, Barbosa *et al.* (2012b) caracterizaram essas rochas como cumuláticas e compostas por proporções modais variáveis, ainda que em quantidades grosseiramente similares entre si, de diopsídio, apatita, magnetita, flogopita e uma fase cálcica-titanífera (perovskita e, em menor proporção, titanita e/ou granada rica em Ti). Outros minerais importantes na moda são olivina e feldspato alcalino junto às rochas, respectivamente, menos e mais evoluídas da suíte bebedourítica. Essa suíte é de presença exclusiva nos complexos carbonatíticos da região do Alto Paranaíba e tem em Salitre e Tapira as suas principais áreas de exposição. Na literatura sobre Salitre, os bebedouritos foram descritos no passado

como clinopiroxenitos, porém Barbosa (2009) demonstrou que em 65% deles a abundância em clinopiroxênio era inferior a 50% em volume. Testemunhos de sondagem foram decisivos para o maior conhecimento do complexo de Salitre e contribuíram para uma melhor definição no mapa geológico das principais zonas de ocorrência dos bebedouritos. Merecem registro pela abrangência e grau de detalhamento os trabalhos desenvolvidos por Barbosa (2009), fornecendo grande quantidade de informações geológicas e dados mineralógicos, petrográficos e geoquímicos, que complementaram pesquisas anteriores de Morbidelli *et al.* (1995b, 1997) em amostras de testemunhos de sondagem e de superfície provenientes de duas áreas localizadas nas porções SW e NE de Salitre I. Como admitido por Barbosa *et al.* (2012b) para as ocorrências vizinhas de Araxá e Catalão I, os bebedouritos foram transformados em rochas ricas em flogopita (glimmeríticas) por processos metassomáticos como resultado da ação de fluidos ou do magma carbonatítico. O mapa geológico de Salitre (Figura 3.12, cf. Barbosa, 2009) indica a presença de dois corpos independentes de bebedouritos: o primeiro, ocupando a porção centro-norte do complexo, é constituído por olivina-perovskita bebedouritos que circundam uma região de perovskita bebedouritos; o segundo, presente na sua porção centro-sul, é composto de bebedouritos ricos em clinopiroxênio, flogopita e melanita. Os bebedouritos são rochas de granulação variável de fina a grossa, raramente pegmatoides, e podem ocorrer como cumulos ou como diques penetrando as demais rochas alcalinas. Como evidenciado nos testemunhos de sondagem, exibem por vezes estrutura bandada ao lado de grande diversidade mineralógica. Barbosa (2009) distinguiu tipos petrográficos com e sem olivina e variedades agrupadas em função dos minerais cálcio-titaníferos dominantes (perovskita+titanita+melanita, titanita e titanita+melanita). Como fases *cumulus*, foram identificadas olivina e perovskita nas rochas com olivina, e clinopiroxênio (diopsídio) e subordinadamente perovskita nas sem olivina; já a assembleia mineralógica *intercumulus* inclui diopsídio, perovskita e flogopita em quantidades variáveis, magnetita com lamelas de exsolução de ilmenita, apatita e mais raramente titanita, cromita e feldspato alcalino. As descrições petrográficas constantes do trabalho de Morbidelli *et al.* (1997) destacaram o fato de os minerais mais comuns das rochas ultramáficas de Salitre se caracterizarem pela grande variação em tamanho, quantidade, distribuição e forma. E, ainda, a exemplo de Haggerty e Mariano (1983) e Mariano e Marchetto (1991), chamaram a atenção para a ausência de rochas máficas a intermediárias ricas em feldspatos ou feldspatoides em Salitre, ausência essa estendida por Brod *et al.* (2004) para os demais complexos plutônicos da Província do Alto Paranaíba.

6.2.1.5. Foscoritos

Foscoritos são rochas híbridas de natureza cumulática e estão presentes nos complexos carbonatíticos de Anitápolis, Ipanema e praticamente em todos da região do Alto Paranaíba. Foram descritos petrograficamente por Furtado *et al.* (1986) em Anitápolis e investigados com minúcias por Cordeiro *et al.* (2010) em Catalão I e, ainda mais, por Barbosa (2009) e Barbosa *et al.* (2012b) em Salitre. Ocorrem na maioria das vezes associados temporal e espacialmente com carbonatitos (Krasnova *et al.*, 2004), embora muitos complexos carbonatíticos não contenham necessariamente foscoritos. Em algumas ocorrências como Anitápolis (Furtado *et al.*, 1986), os foscoritos cortam claramente as litologias alcalinas silicáticas associadas e são penetrados por diques ou veios de carbonatitos tardios. Mais comumente os foscoritos são reconhecidos na forma de diques, enxames de diques, *plugs* ou massas irregulares, que tendem em geral a ocupar as porções centrais dos complexos alcalino-carbonatitos. A complexidade de sua composição e estrutura interna é claramente indicativa de uma formação ligada a multiestágios de intrusão/in-

jeção de fundidos de massas magmáticas que foram parcialmente cristalizadas (Fontana, 2006). Intrusões múltiplas são sugeridas pelo arranjo litológico e estrutural dos sucessivos estágios da associação foscorito-carbonatito. Assim, em Catalão I, por exemplo, as rochas da série foscorítica são divididas em quatro estágios, em função da mineralogia e da sequência paragenética (Cordeiro *et al.*, 2010). Ali, esses autores distinguiram também dois tipos de foscoritos: os de formação inicial, foscoritos típicos com olivina; e os de formação tardia e mais evoluídos, foscoritos sem olivina e contendo apatita ou magnetita. Estes últimos, classificados também como nelsonitos, são considerados de grande importância metalogenética, uma vez que a mineralização primária de pirocloro no complexo está associada aos apatita nelsonitos e magnetita nelsonitos. Aqueles autores observaram ainda que a concentração dos foscoritos e carbonatitos aumenta em direção ao centro do complexo. Os foscoritos são rochas de aspecto maciço, cor escura, granulção fina até pegmatítica, grande variação na textura (inequigranular, poiquilítica, bandada, brechada etc.) e, sobretudo, na composição mineralógica, caracterizando fácies petrográficas bem distintas, o que levou Barbosa (2009) ao emprego do termo *série foscorítica* para melhor diferenciá-los. Apatita, óxidos de Fe e Ti (magnetita) e um silicato de Mg (flogopita ou olivina forsterítica) são as fases principais, ocorrendo como cristais bem desenvolvidos e mesmo poiquilíticos ou, então, como grãos menores de formação intersticial. Na literatura, é também citada a presença de diopsídio em lugar de olivina nessas rochas. Demais minerais reconhecidos nos foscoritos incluem carbonatos (calcita e dolomita), mica (tetraferroflogopita), anfibólio (richterita) e como acessórios pirocloro (em Araxá, Issa Filho *et al.*, 1984, reportaram a presença do mineral com teores de Nb₂O₅ de até 8%), ilmenita, baddeleyita e sulfetos diversos (calcopirita, esfalerita, pirita, pirrotita). Clinohumita, serpentina, magnetita e clorita são produtos comuns de alteração. A nomenclatura dos tipos petrográficos da série foscorítica suscita polêmica e foi tratada por Barbosa (2009) no trabalho sobre Salitre, sendo duas as variantes principais de classificação: 1) adição de minerais prefixos, em ordem crescente de abundância modal, ao radical foscorito (p. ex., apatita-forsterita foscorito, apatita-magnetita foscorito, forsterita-magnetita foscorito) e 2) utilização de diagrama ternário reunindo dados modais para olivina, magnetita e apatita (Yegorov, 1993) ou, ainda, de quadrilátero com o acréscimo de dados para diopsídio, como proposto por Karchevsky e Moutte (2004). O papel dos foscoritos como fonte de recursos minerais é destacado por Issa Filho *et al.* (1984) no complexo de Araxá, onde essas rochas apresentam em geral uma concentração maior de pirocloro, correspondendo à fácies mais importante de minério primário, na sua parte central.

6.2.1.6. Kamafugitos

Rochas consanguíneas da série kamafugítica, reunindo mafuritos (com kalsilita como fase félsica dominante), uganditos (com leucita como fase félsica dominante) e katungitos¹, possuem ocorrência restrita às regiões Sudeste e Centro-Oeste do Brasil e são incluídas, respectivamente, nas províncias alcalinas do Alto Paranaíba e Goiás (Brod *et al.*, 2005) ou Minas-Goiás, segundo Riccomini *et al.* (2005). Ainda que aflorando em área de grande extensão (371 km², cf. Junqueira-Brod *et al.*, 2002), a ponto de Brod *et al.* (2000) caracterizá-las como uma das maiores manifestações mundiais existentes no gênero, as rochas kamafugíticas estão mais concentradas na porção ocidental do estado de Minas Gerais e representam os tipos petrográficos mais abundantes na Província do Alto Paranaíba. Têm sido objeto de intensa in-

¹ Para maiores informações sobre a nomenclatura da série, ver Le Maitre (2002).

investigação nos últimos anos (Moraes, 1984, 1988; Danni e Gaspar, 1992, 1994; Sgarbi, 1998; Sgarbi *et al.*, 1998; Junqueira-Brod, 1998; Junqueira-Brod *et al.*, 2000, 2002, 2004, 2005a, 2005b; Guarino *et al.*, 2013), com Sgarbi *et al.* (2000), em trabalho de revisão sobre as ocorrências brasileiras, distinguindo duas áreas principais de concentração: a primeira, e mais significativa delas, representada pela Formação da Mata da Corda, em Minas Gerais; a segunda correspondendo à Formação Santo Antônio, situada na parte sudeste de Goiás. Idades U-Pb em perovskita determinadas por Sgarbi *et al.* (2004) para rochas dessas duas regiões permitiram distinguir três agrupamentos distintos: 75-76 Ma, 80-81 Ma e 88-90 Ma. Os dois primeiros se referem a amostras extraídas de kamafugitos (mafuritos, uganditos e clinopiroxenitos associados) da Formação da Mata da Corda e o terceiro, mais velho, de kamafugitos (melilita mafurito) da Formação Santo Antônio. Idade K-Ar em kamafugito da Mata da Corda obtida por Gibson *et al.* (1995b) forneceu valor de $83,6 \pm 1,4$ Ma, similar ao das idades K-Ar de micas dos maiores complexos plutônicos da província do Alto Paranaíba. Ainda segundo esses autores, as rochas plutônicas, hipoabissais e vulcânicas da Formação da Mata da Corda foram alojadas contemporaneamente com o magmatismo alcalino dessa província, que se manifestou no intervalo de 80-90 Ma (Figura 2.7). Na subprovíncia da Formação Santo Antônio, particularmente no complexo alcalino de Santo Antônio da Barra, os kamafugitos integram o conjunto de produtos vulcânicos ao lado de brechas e rochas piroclásticas carbonatíticas (Brod *et al.*, 2005). A associação carbonatito-kamafugito foi também descrita recentemente por Nascimento (2018) junto ao complexo de Morro Preto, na parte norte da Província Alcalina de Goiás. Ali, os kamafugitos ocorrem na forma de diques cortando a sequência carbonatítica e também as rochas regionais, e possuem composição predominantemente mafurítica similar à dos mafuritos da província. Já em Minas Gerais, várias intrusões kamafugíticas de ocorrência isolada foram reconhecidas, tais como Presidente Olegário, Santa Rosa, Serra do Bueno, Veridiana etc., a partir de estudos sistemáticos desenvolvidos por Gibson *et al.* (1995b), Melluso *et al.* (2008) e Guarino *et al.* (2013). A investigação petrográfica, mineralógica e química minuciosa executada pelos últimos autores levou à caracterização das intrusões de Canas, Malaquias, Santa Rosa, São José dos Talhados, Serra, Serra do Bueno e Veridiana como sendo formadas por uganditos e, por outro lado, as de Facão, Osmar, Presidente Olegário e Velosa como mafuritos. No trabalho de revisão de Sgarbi *et al.* (2000), foram identificados mafuritos e uganditos como os tipos petrográficos mais comuns em território brasileiro, sendo katungitos descritos apenas no complexo de Amarinópolis. Especificamente para as ocorrências da Província de Goiás, Brod *et al.* (2005) citaram leucita mafuritos e uganditos como as variedades dominantes na porção sudeste, enquanto leucita mafuritos e mafuritos, com uganditos subordinados, como mais característicos da área central. Em geral, os kamafugitos apresentam modo de ocorrência bem diversificado, estando presentes na forma de diatremas, chaminés, lavas, *plugs*, *sills* e diques. A textura é tipicamente porfirítica, com massa fundamental de granulação fina a afanítica, ou mesmo seriada. As ocorrências da região do Alto Paranaíba são especialmente portadoras de xenólitos mantélicos (dunitos, werhlitos, clinopiroxenitos) e, por vezes, de xenólitos crustais. Os kamafugitos são rochas ultrabásicas, isentas de feldspatos e compostas de micro a fenocristais de olivina magnésiana (com grau variável de serpentinização; em leucita mafuritos de Santo Antônio da Barra, o mineral chega a representar até 16% da moda) e clinopiroxênio (principalmente diopsídio). Flogopita, perovskita (abundante em todas as ocorrências da Mata da Corda, mas acessório ou ausente na de Santo Antônio da Barra), espinelio (Ti-magnetita e ocasionalmente cromita) e pseudomorfos de leucita e/ou melilita ocorrem como microfenocristais ou confinados à massa fundamental. Esta consiste também em nefelina, analcima e kalsilita (geralmente alterada em zeólitas e/ou material argiloso) como

principais fases intersticiais, além de flogopita, anfibólio, material vítreo e produtos de alteração (serpentina, carbonatos etc.). Informações adicionais constantes do trabalho de Sgarbi *et al.* (2000) indicam que os uganditos não são mineralogicamente muito diferentes dos mafuritos, à exceção do fato de conterem cristais de leucita (pseudomorfos subédricos) como sua fase félsica mais importante; nos uganditos de Santo Antônio da Barra, muitos desses pseudomorfos são de analcima, também presente como fase intersticial. Já os mafuritos contêm fenocristais de olivina em maior proporção e kalsilita como principal mineral félsico, enquanto os uganditos se mostram mais ricos em feldspatoide. Por outro lado, nos katungitos, como descritos por Danni e Gaspar (1992, 1994) em Amarinópolis, a assembleia mineralógica possui fenocristais de olivina (18% na moda) imersos em massa fundamental composta de 25% de melilita, 40% de leucita, 8% de espinélio e 3% de perovskita, em volume, ao lado de fases intersticiais como diopsídio, nefelina, flogopita e apatita. Minerais secundários incluem natrolita, serpentina e magnetita. Dados químicos para os principais constituintes minerais dos kamafugitos constam dos trabalhos de Melluso *et al.* (2008) e Guarino *et al.* (2013) relativos às ocorrências de Minas Gerais, e de Brod *et al.* (2005) às de Goiás.

6.2.1.7. Kimberlitos

Em associação com carbonatitos, essas rochas têm como principais áreas de ocorrência as regiões do Alto Paranaíba e de Poxoréu, na porção Centro-Oeste do País, além de subordinadamente a de Lages, em Santa Catarina. Ainda que os dados disponíveis não sejam de todo conclusivos, é também possível que algumas intrusões kimberlíticas do Rio Grande do Sul, incluídas na província kimberlítica de Rosário do Sul e mencionadas por vários autores (Tedesco e Robaina, 1991; Almeida e Svisero, 1991; Svisero e Chierigati, 1991; Caldasso e Sander, 1994), além de referidas por Philipp *et al.* (2005) em seu trabalho de revisão do magmatismo alcalino, sejam de idade cretácica e estejam relacionadas com os corpos carbonatíticos descritos recentemente no estado por Monteiro *et al.* (2016), como os dois encontrados na área de Bagé, Joca Tavares e Porteira, por exemplo. Historicamente, as numerosas intrusões kimberlíticas do Alto Paranaíba, como as de Indaiá, Limeira, Pântano, Três Ranchos etc., são as mais bem conhecidas no Brasil, uma vez que vêm sendo investigadas há muitos anos por diversos autores (Barbosa *et al.*, 1976; Svisero e Meyer, 1979; Svisero *et al.*, 1979, 1984, 2005; Karfunkel *et al.*, 1994; Meyer *et al.*, 1994; Svisero, 1995; Brod *et al.*, 2000; Araújo, 2000; Araújo *et al.*, 2001; Melluso *et al.*, 2008; Guarino *et al.*, 2013), em razão especialmente do seu enorme interesse econômico como fonte potencial de diamantes. Meyer e Svisero (1980) mencionaram pelo menos 300 corpos kimberlíticos existentes em extensa área ao redor dos distritos mineiros de Coromandel, Monte Carmelo, Estrela do Sul, Douradoquara, Patrocínio e Patos. À vista das condições adversas do intemperismo nessa parte do país, com manto de alteração atingindo mais de 200 m de espessura, empresas de mineração têm executado ali numerosas sondagens, responsáveis por melhores condições de amostragem, possibilitando com isso a realização de estudos mais refinados da petrografia, mineralogia e geoquímica dessas rochas. Não muito distante, a província de Poxoréu, em Mato Grosso, passou também a despertar grande atenção graças à descoberta de diamantes nos kimberlitos dessa região, tendo Greenwood *et al.* (1999) distinguido dois campos principais de ocorrências: Paratininga e Batovi. Araújo (2002) e Araújo *et al.* (2002) noticiaram a presença de diamantes nos kimberlitos da região de Juína-Aripuanã, enquanto inicialmente Fragomeni (1976) e, mais tarde, Svisero e Meyer (1986), Pinho *et al.* (1994), Filemon *et al.* (1997), Bizzi e Pimentel (1998) e Weska e Svisero (2001) trataram de aspectos diversos das muitas intrusões

que compõem a província de Paratininga. Embora os kimberlitos do Alto Paranaíba apresentem idade neocretácica concordante com a do magmatismo alcalino da região, como confirmado pelos estudos de Gibson *et al.* (1995b) e Guarino *et al.* (2013, 2017), os dados U-Pb em zircão obtidos por Davis (1977) e Heaman *et al.* (1998), e questionados por Greenwood *et al.* (1999), para as rochas da província de Poxoréu parecem indicar uma idade mais velha, com valores de 92-95 Ma para os corpos de Juína e de 121-127 Ma para os de Paratininga. Já as intrusões kimberlíticas associadas ao complexo alcalino-carbonatito neocretácico de Lages, sendo Janjão a mais conhecida delas, foram objeto de interesse no passado, como demonstram os trabalhos realizados por Svisero *et al.* (1985), Scheibe (1978, 1986), Scheibe e Svisero (1988), Traversa *et al.* (1994, 1996) e Barabino *et al.* (2007). Os kimberlitos são rochas ultramáficas com modo de ocorrência bem diversificado, distinguindo-se diatremas, *plugs*, chaminés, lavas e diques. Quanto à textura, são invariavelmente porfíricos, às vezes seriados, com fenocristais (macro a megacristais), sobretudo, de olivina magnésiana (ou pseudomorfos do mineral com presença de serpentina e opacos), granada (piropo-almandina, comumente com bordas quelíficas de coloração marrom-avermelhada), ilmenita magnésiana (ocasionalmente circundada nas bordas por cristais de perovskita) e menos frequentemente de flogopita e diopsídio. A massa fundamental é microcristalina a afanítica e bastante heterogênea, reunindo grande número de minerais, além dos citados anteriormente, como perovskita, magnetita, cromita, monticellita, anfibólio, apatita, baddeleyíta, zircão e carbonatos (calcita e/ou dolomita) e outros produtos de alteração (serpentina, clorita). Xenocristais de olivina e de modo subordinado flogopita são comuns, e encontrados parcial ou inteiramente transformados em associação mineralógica composta de serpentina, iddingsita, carbonatos e fases argilosas. Xenólitos de material mantélico (dunitos, harzburgitos, lherzolitos, wehrlitos) e de natureza crustal têm sido descritos em muitas ocorrências (Meyer *et al.*, 1994). Baseados em critérios mineralógicos, texturais e químicos, Bizzi e Araújo (2005) admitiram que as rochas da região do Alto Paranaíba poderiam guardar similaridades com os kimberlitos pertencentes ao Grupo I descritos na África do Sul (isto é, tipos hipoabissais com calcita-monticellita e minerais da massa fundamental uniformemente distribuídos). Já Greenwood *et al.* (1999), valendo-se de análises químicas publicadas em Bizzi *et al.* (1994) e Gibson *et al.* (1995b), caracterizaram as rochas brasileiras como sendo de composição isotópica transicional entre os Grupos I e II da África do Sul.

6.2.1.8. Picritos

Essas rochas são encontradas primordialmente na Província Alcalina de Goiás, tendo sido descritas com detalhes por Danni (1994). Afloram na forma de diques, *plugs* e *sills*, penetrando rochas do embasamento ou formações sedimentares. Os corpos possuem dimensões variáveis, com os diques apresentando largura de poucos metros e por vezes comprimento de dezenas de metros; os *plugs* com diâmetros que podem ultrapassar 200 m; e os *sills* com espessuras inferiores a 5 m, mas extensão lateral por centenas de metros. Diques de flogopita picritos foram também identificados na região do Alto Paranaíba, com Gibson *et al.* (1995b) reportando a sua presença em testemunhos de sondagem dos complexos carbonatíticos de Catalão II e Serra Negra. Em Catalão II, eles ocorrem na forma de corpos com largura de aproximadamente 5 m que cortam as demais rochas do complexo; já em Serra Negra, ocorrem como corpos menores e muito finos com largura inferior a 5 cm. Amostras da ocorrência de Catalão II foram igualmente estudadas por Guarino *et al.* (2013), que não obstante a sua classificação mais indicada como lamprófiro ultramáfico (cf. Tappe *et al.*, 2005), se usados os critérios propostos pela União

Internacional de Ciências Geológicas, mantiveram a nomenclatura de flogotita picrito sugerida inicialmente por Gibson *et al.* (1995b) e depois endossada por Brod *et al.* (2000) para essas rochas. Uma ocorrência aparentemente de pouca expressão foi noticiada por Viero (1998) na localidade de Lomba Grande, no Rio Grande do Sul. No geral, os picritos exibem textura porfírica, granulação variável de fina a grossa e são compostos em sua maioria de macrocristais de olivina e mais raramente de clinopiroxênio, os quais podem corresponder tanto a fenocristais euédricos como a xenocristais. Fenocristais de flogopita estão também presentes, com o mineral se constituindo por vezes, como em algumas ocorrências da região do Alto Paranaíba, na fase máfica mais abundante. As fácies contendo maior quantidade de olivina modal (20-30%) são visivelmente de natureza cumulática, como apontado por Danni (1994). Altas concentrações de olivina na moda (até 60%) foram determinadas por Gibson *et al.* (1995b). Guarino *et al.* (2013) noticiaram ainda a presença de textura pseudofluidal nos flogopita picritos de Catalão II, causada pelo alinhamento dos microcristais de flogopita. A massa fundamental dessas rochas reúne olivina, espinélio, perovskita, plagioclásio, apatita, calcita e escassa granada, tendo Danni (1994) mencionado igualmente nefelina e microfenocristais de leucita. Como produtos de alteração mais comuns são citados serpentina, iddingsita, analcima, zeólitas e carbonatos.

6.2.1.9. Lamproítos

Essas rochas peralcalinas ultrapotássicas são pouco frequentes e descritas apenas em algumas localidades do estado do Rio Grande do Sul (p. ex., Cachoeira do Sul, Jaguari, Rosário do Sul, Santiago etc.) e na Província do Alto Paranaíba. Na primeira área de ocorrência, estão associadas com kimberlitos e, muito possivelmente, com os corpos carbonatíticos ali presentes e que ainda estão sendo objeto de investigação. Como na região rio-grandense os lamproítos não estão expostos na superfície, o seu estudo tem sido feito a partir da análise de concentrados de minerais pesados (clinopiroxênios, granadas, opacos), com Tedesco e Robaima (1991) identificando nas rochas de São Vicente assembleia de minerais quimicamente compatíveis com os dados disponíveis na literatura para as ocorrências mundiais de lamproítos (Nixon *et al.*, 1987). Na região do Alto Paranaíba, a associação das rochas lamproíticas se dá com kamafugitos e kimberlitos (Brod *et al.*, 2000). A primeira menção à existência dessas rochas nessa região foi feita por Ramsay e Tompkins (1994), estando mais especificamente ligada ao diatrema de Serra do Bueno, que aflora próximo à localidade de Bambuí. Contudo, o exame mais cuidadoso desses afloramentos levou Gibson *et al.* (1995a, 1995b) à conclusão da existência de duas fácies distintas nesse corpo: a primeira de cratera, formada de material vulcânico (tufos e *lapilli*), e a segunda, representada por rocha magmática hipoabissal de natureza kamafugítica, como também confirmado posteriormente por Guarino *et al.* (2013). No trabalho descritivo sobre as rochas alcalinas da Província do Alto Paranaíba, Gibson *et al.* (1995b) distinguiram na região quatro corpos distintos supostamente de composição lamproítica, a saber, Bocaina, Córrego do Couro, Mata do Lenço e Morro Alto; mais concretamente de olivina lamproítos de afinidade madupítica, à vista da presença de flogopita poiquilítica na massa fundamental. À exceção de Mata do Lenço, um corpo intrusivo com diâmetro aproximado de 50 m, eles ocorrem na forma de pequenos diques, que podem alcançar até 3 m de largura, no caso de Bocaina. Quando frescos, os lamproítos são rochas escuras, maciças, e de textura porfírica, distinguindo-se fenocristais de olivina e flogopita além de opacos (Ti-magnetita) em pequena proporção. Na intrusão de Mata do Lenço, os megacristais de flogopita de até 10 mm de comprimento representam aproximadamente 30% da rocha (Gibson *et al.*, 1995b). Flogopita, clinopiroxênio (diopsídio), perovskita, espinélio

e apatita compõem a massa fundamental. A presença de xenólitos (dunitos, harzburgitos) é comum e a de inclusões glimmeríticas é reportada nas ocorrências de Bocaina e Mata do Lenço.

6.2.1.10. Outros Tipos Cumuláticos

Ainda que menos comuns, em alguns complexos carbonatíticos, como Anitápolis, Araxá, Catalão II, Ipanema etc., é descrita a presença de cumulos por vezes monominerálicos que consistem essencialmente em apatita (*apatitos*), magnetita (*magnetitos*) ou flogopita (*flogopitos*). Essas rochas ocorrem como segregações na forma de bandas irregulares, de dimensões centimétricas a métricas, associadas especialmente com clinopiroxenitos e carbonatitos. A sua textura é granular ou seriada, e a granulação variável de média a grossa. Fases como ilmenita, clinopiroxênio, pirocloro, barita e carbonatos podem estar presentes na assembleia intersticial. Os apatitos, em particular, se apresentam por vezes infiltrados por pequenos veios de produtos secundários reunindo goethita-quartzo-calcedônia.

6.2.2. Rochas Básicas

6.2.2.1. Gabros Alcalinos

Essas rochas estão representadas por membros da série melteigito-ijolito-urtito e alcançam maior expressão junto aos complexos carbonatíticos das regiões Sul e Sudeste do País. Anitápolis, Jacupiranga e Juquiá constituem as suas principais áreas de ocorrência, sendo ainda noticiada a presença subordinada em outros corpos, como Itapirapuã e Mato Preto. Em Jacupiranga, rochas ijolíticas predominando sobre melteigíticas, embora outros autores, como Beccaluva *et al.* (2017), apontem no sentido contrário, ocupam área significativa, de contorno semianelar, na porção sudoeste do complexo na região conhecida como Morro Grande, com altura aproximada de 290 m (Chmyz *et al.*, 2017). Gaspar (1989) descreveu melilita ijolitos possivelmente proveniente dessa parte da intrusão. Esse corpo ocorre cortando a segunda intrusão clinopiroxenítica (jacupiranguítica) do complexo, que ocupa a sua porção meridional (Beccaluva *et al.*, 2017). Em alguns complexos, como Ipanema, Jacupiranga e Juquiá, é mencionada também a presença associada de rochas mais feldspáticas de natureza diorítica a monzonítica ou mesmo sienodiorítica. Particularmente em Jacupiranga, onde as condições de trabalho de campo são mais favoráveis à coleta mais minuciosa de amostras, Gaspar (1989) distinguiu ampla variação de tipos petrográficos de composição marcadamente monzonítica (olivina melamonzonitos, monzonitos porfiríticos, monzonitos e quartzo monzonitos), enquanto Chmyz *et al.* (2017) chamaram também a atenção para a existência de rochas dioríticas. No geral, as rochas contendo maior quantidade de feldspatos são invariavelmente de natureza cumulática e se apresentam na forma de pequenas intrusões, enxame de diques e veios. Vistas no conjunto, as litologias gábricas, dioríticas e monzoníticas são de estrutura maciça e textura geralmente holocristalina seriada, hipidiomórfica, e granulação variável de fina a grossa. Por vezes, se mostram fortemente orientadas, bandadas, como resultado da variação na quantidade de nefelina e clinopiroxênio, e de textura porfirítica. Beccaluva *et al.* (1992) descreveram as rochas gábricas de Juquiá como meso a ortocumulos, mesma classificação empregada por Morbidelli *et al.* (1995a) para caracterizar as associações comuns a outros complexos. Os tipos petrográficos básicos exibem ampla variação na composição mineralógica, na qual predominam clinopiroxênio, olivina, nefelina, plagioclásio, feldspato alcalino, anfibólio, biotita (flogopita), melilita, magnetita, perovskita e ocasionalmente kalsilita exsolvida ao lado de titanita, apatita e carbonatos. Em Jacupiranga, segundo Beccaluva

et al. (2017), clinopiroxênio pode atingir até 75% da moda nos melteigitos; nefelina até 62% e feldspato alcalino até 27% juntamente com celsiana nos urtitos; e a concentração de melilita varia no intervalo de 0-18% nos melteigitos, de 0-3% nos ijolitos e de 0-7% nos urtitos. Em termos gerais, nas variedades mais básicas, clinopiroxênio, olivina, plagioclásio e opacos são os minerais mais abundantes. Nas menos básicas, feldspato alcalino e nefelina assumem maior importância. Clinopiroxênio e olivina representam os minerais *cumulus* mais frequentes nas rochas básicas cumuláticas, com biotita, opacos, nefelina e feldspato correspondendo às principais fases *intercumulus*. Os correspondentes extrusivos de melteigitos (ankaratritos), ijolitos (nefelinitos), teralitos (basanitos), gabros essexíticos (tefritos) e essexitos (fonotefritos), adotada nomenclatura de De La Roche *et al.* (1980), são encontrados na forma de pequenos diques em grande número de complexos carbonatíticos (Anitápolis, Ipanema, Jacupiranga, Juquiá, Lages) cortando as rochas alcalinas associadas ou as encaixantes regionais. São tipos petrográficos pouco abundantes, em geral de granulação fina a afanítica e, invariavelmente, de textura porfírica. Clinopiroxênio, olivina e mica (biotita, flogopita) ocorrem como principais feno a microcristais imersos em massa fundamental de composição variada que contém, ao lado dos minerais citados, nefelina, feldspato, leucita, kalsilita, melilita, opacos, perovskita, anfibólio, apatita e titanita como acessórios mais comuns, e por vezes material vítreo. Em Lages, Scheibe *et al.* (2005) reportaram a ocorrência de nefelina, Ti-magnetita, perovskita, apatita, melilita e leucita na forma de microfenocristais em amostras de nefelinitos, enquanto em Juquiá Beccaluva *et al.* (1992) mencionaram a presença em diques de fonotefrito de fenocristais de clinopiroxênio em adição a feldspato alcalino, flogopita e opacos. Diques basaníticos e tefríticos da região de Valle-mí, no Paraguai, mostram em geral as mesmas características petrográficas de corpos similares descritos no Brasil. Como produtos de alteração mais comuns do conjunto de diques acima são citados carbonatos, feldspatoides (cancrinita, sodalita, analcima) e zeólitas.

6.2.3. Rochas Intermediárias

6.2.3.1. Sienitos

À exceção de alguns poucos complexos como Poços de Caldas, Velasco, Lages e Itapirapuã, rochas de filiação sienítica são volumetricamente pouco abundantes, ainda que estejam presentes em grande número de ocorrências. Contudo, é importante atentar para o fato de que em muitas delas os sienitos parecem constituir, na verdade, produtos de alteração metassomática (fenitização) de outras rochas antes que material com textura magmática. As rochas sieníticas estão representadas principalmente por corpos intrusivos, de dimensões variáveis desde massas batolíticas a pequenos *stocks*, cuja composição varia de insaturada em sílica (nefelina sienitos), saturada (sienitos) a supersaturada (quartzo sienitos), e que têm nos diversos plutões que compõem a Província Alcalina de Velasco, na região sudeste da Bolívia, o seu exemplo mais expressivo de ocorrência. Por sua vez, os corpos hipoabissais, presentes sobretudo na forma de diques, diques anelares e enxame de diques, são compostos de variedades de granulação fina ou afanítica, tais como fonolitos, fonolitos peralcalinos, tinguaitos, traquitos e traquifonolitos. Poços de Caldas e Lages são os complexos que melhor caracterizam esse tipo de associação. Em termos gerais, as rochas sieníticas são maciças, leucocráticas, de granulação variável de fina a grossa ou mesmo pegmatoide e textura seriada hipidiomórfica equi a inequigranular. Nos tipos petrográficos de granulação média a grossa, cristais maiores de feldspato alcalino são relativamente comuns. Nas variedades de granulação fina a afanítica, a textura é tipicamente porfírica, com

variações para traquítica. Feldspato alcalino e clinopiroxênio constituem os micro e fenocristais mais frequentes, sendo a massa fundamental de mineralogia variada e, por vezes, portadora de material vítreo. Estruturas cumuláticas e laminadas, como resultado do alinhamento de cristais tabulares de feldspato alcalino ou prismáticos de clinopiroxênio, são descritas em diversas localidades. Em Juquiá, Beccaluva *et al.* (1992), citaram a presença de nefelina sienitos trazendo no seu interior carbonato primário na forma de *ocelli*, ao lado de feldspato alcalino, clinopiroxênio e nefelina. A composição mineralógica das rochas sieníticas em geral é extremamente variada, em particular quanto às fases acessórias das rochas de afinidade agpaítica. Feldspato alcalino, clinopiroxênio, nefelina, biotita, anfíbólio, opacos, titanita e apatita são os minerais mais abundantes, aparecendo subordinadamente leucita, melanita, olivina (rara), plagioclásio (albita), perovskita, quartzo, zircão, monazita, fluorita, barita e sulfetos. Como produtos de alteração mais comuns são citados feldspatoides (cancrinita, sodalita, noseana, analcima), zeólitas e carbonatos. Por sua vez, os acessórios característicos das variedades agpaíticas reúnem um elenco de constituintes de quimismo complexo e portadores em sua composição de Nb, Zr, Ti, Fl e elementos terras raras, em que se distinguem, entre tantos, eudialita, lãvenita, rosenbuschita, astrofilita etc.².

6.2.3.2 Fenitos

Os termos “fenito” e “fenitização” foram empregados inicialmente por Brøgger (1921) para designar algumas rochas do complexo intrusivo de Fen, na região sudeste da Noruega. Esse autor definiu fenito como um tipo petrográfico qualquer, se félsico ou máfico, formado *in situ* pelo metassomatismo de rochas mais antigas em contato com as rochas ígneas alcalinas desse complexo. Essa definição foi ampliada mais tarde por outros autores, como Le Bas (2008), para incluir também as rochas produzidas a partir da remobilização ou reomorfismo da rocha metassomática, mesmo se de origem fenítica, uma vez que essas transformações estão intrinsecamente associadas ao processo de fenitização. Em geral, as rochas feníticas, de composição majoritariamente sienítica (sienodiorítica a diorítica são também mencionadas na literatura), não constituem corpos individualizados, mapeáveis em escala, apresentando-se mais usualmente como massas irregulares disseminadas no interior dos complexos alcalino-carbonatíticos. Por vezes, ocorrem formando auréolas de fenitização ao seu redor, com os efeitos da alteração metassomática, radiais e partindo do centro em direção às margens das intrusões, sendo reconhecidos por algumas centenas de metros a partir da zona de contato (p. ex., Araxá, 2,5 km, cf. Rodrigues e Lima, 1984; Jacupiranga, 2 km, cf. Gaspar, 1989). Feições texturais e químicas indicam que o processo de fenitização pode se dar interna ou externamente e resulta da interação de fluidos metassomáticos ou emanções provenientes de magma carbonatítico ou silicático alcalino (geralmente sienítico ou ijolítico) com outras rochas alcalinas ou com as encaixantes regionais. Um dos exemplos mais elucidativos de ação interna é proporcionado pelas zonas de reação presentes em afloramentos do Morro da Mina no complexo de Jacupiranga, no qual são visíveis bandas concêntricas, de dimensões centimétricas e composição variada, compostas alternadamente por camadas ricas em minerais silicáticos e carbonáticos, ocorrendo no contato entre clinopiroxenitos (jacupiranguitos) e carbonatitos que lhe são intrusivos, e descritas com minúcias por Morbidelli *et al.* (1986). Segundo Le Bas (2008), algumas características comuns ao processo de fenitização incluem a sua natureza sódica, tida no geral como mais frequente, ou

² Relação mais completa desses minerais é encontrada na tabela 7.1 de Gomes e Comin-Chiaramonti (2017).

potássica, sendo a primeira evidenciada pela abundância de minerais ricos em Na (anfíbólios e clinopiroxênios acompanhados por feldspatos). Já a natureza potássica tem como principal feição mineralógica a presença de alta proporção de ortoclásio ou microclínio rico em K na composição ($Or_{ca\ 90}$) e, em alguns casos, o baixo conteúdo de Al na flogopita ou biotita. Os fluidos fenitizantes portadores de Na e K, interpretados como constituintes primários de fundidos carbonatíticos, são também ricos em haloides, sendo F o principal deles. Na maioria dos casos, os fenitos potássicos são formados nas partes superiores de um corpo intrusivo de calciocarbonatito ou magnesio-carbonatito, enquanto os sódicos são comumente gerados na etapa inicial do magmatismo, em regiões mais profundas e a temperaturas mais altas. O primeiro efeito químico do processo de fenitização é a perda de sílica seguida do aumento dos álcalis, que se reflete nas encaixantes de intrusões carbonatíticas de natureza granítico-gnáissica na diminuição do conteúdo de quartzo, no aumento da concentração de feldspato alcalino e, algumas vezes, no aparecimento de nefelina na composição dessas rochas. Ainda, o aumento do teor de Ba é tido como uma feição típica de fenitos potássicos e sódicos, o mesmo sucedendo, em alguns casos, com o incremento dos conteúdos de Fe, Sr, Sc, V, Zn e Rb. Ao lado das variações químicas, mudanças texturais caracterizam também as fases iniciais do processo, como a formação de zonas de fraturas e de pequenos veios, que mais tarde serão preenchidos por uma mineralogia tardia. Fenitos têm sido citados em praticamente todos os complexos carbonatíticos conhecidos no Brasil e também no Paraguai, com a intensidade do processo variando, contudo, de ocorrência para ocorrência. Nos complexos do Vale do Ribeira, eles têm sido descritos em Barra do Itapirapuã (Ruberti *et al.*, 2002), Jacupiranga (Morbidelli *et al.*, 1986), Juquiá (Born, 1971) etc. Nos do Alto Paranaíba, em Araxá (Traversa *et al.*, 2001), Catalão II (Guarino *et al.*, 2017), Salitre (Haggerty e Mariano, 1983) etc. Nos do Paraguai, em Cerro Chirigué (Haggerty e Mariano, 1983; Censi *et al.*, 1989), Cerro Sarambí (Haggerty e Mariano, 1983). Quando individualizadas, as rochas feníticas, quer as relacionadas geneticamente com carbonatitos quer com ijolitos, ocorrem na forma de pequenos diques, veios ou preenchendo microfraturas, que recortam indistintamente as litologias alcalinas associadas ou as encaixantes. Em se tratando de encaixantes de natureza granítica, caso, por exemplo, de Barra do Itapirapuã, no Vale do Ribeira (Ruberti *et al.*, 2002), essas rochas exibem comumente textura inequigranular, por vezes cataclástica, e possuem quantidades variáveis de feldspato alcalino, plagioclásio (albita) e quartzo ao lado de anfíbólios e clinopiroxênios sódicos e carbonatos. Contudo, face à natureza dos agentes químicos intervindo na sua formação, os fenitos podem também apresentar mineralogia mais rara e de composição complexa, como a descrita por Haggerty e Mariano (1983) em diques de fenitos reomórficos presentes nos complexos carbonatíticos paraguaios de Cerro Chirigué e Cerro Sarambí, e no de Salitre, em Minas Gerais. Nessas rochas, aqueles autores reconheceram, juntamente com sanidina, nefelina, egirina, titanita e hematita disseminada, a presença de três minerais acessórios ricos em Sr (loparita, chevkinita e lamprofilita) e com altas concentrações em Ti e ETR. A proporção de minerais máficos nos fenitos é muito variada, existindo tipos mais e menos enriquecidos. Em Anitápolis, por exemplo, Furtado (1989) enquadrou os fenitos das bordas do complexo em rochas do tipo melanocrático a leucocrático, com base no teor modal de egirina-augita.

CAPÍTULO 7

MINERALOGIA DOS CARBONATITOS

C. B. Gomes , E. Ruberti e R. G. Azzone

Resumo

Ainda que muito diversificada, a mineralogia das rochas carbonatíticas da Plataforma Brasileira tem sido pouco investigada em seus pormenores, sendo gratas exceções os trabalhos efetuados principalmente em alguns complexos das regiões do Alto do Paranaíba (Araxá, Catalão I e II, Salitre, Tapira) e do Vale do Ribeira (Barra do Itapirapuã, Ipanema, Jacupiranga, Juquiá). Na maioria das vezes, conta-se com descrição muito genérica dessa mineralogia, que raramente se faz acompanhar da inserção de outros dados identificativos, como os de natureza química, por exemplo. Ao lado dos constituintes principais e quimicamente mais simples, os carbonatitos se distinguem por conter minerais poucos comuns, acessórios raros, primários ou secundários, de composição complexa trazendo Sr, Nb, Zr etc., além de elementos terras raras, cuja presença é resultado das condições especiais de formação dessas rochas.

7.1. Introdução

A mineralogia das rochas carbonatíticas é muito complexa, uma vez que elas são genética e geoquimicamente muito distintas, além de conter grande número de minerais desconhecidos ou de ocorrência rara em outros tipos petrográficos. A literatura relaciona dezenas de minerais associados aos carbonatitos, muitos dos quais são considerados como típicos. Heinrich (1966), por exemplo, reportou a presença de 157 minerais, enquanto Kapustin (1973) reuniu considerável acervo de informações, provenientes principalmente de trabalhos publicados na literatura russa, sobre a composição, propriedades e condições de formação de 98 minerais associados a rochas carbonatíticas e crostas de alteração, incluindo óxidos de Mn, fosfatos, sulfatos de Fe e vários silicatos hidratados de Mg. Esse mesmo autor (Kapustin, 1980) elevou para 135 o número de minerais característicos de carbonatitos, descrevendo em detalhes a maioria dessas espécies. Como mencionado em Hogarth (1989), até o ano dessa publicação foram noticiados 280 minerais de carbonatitos, independentemente da definição das palavras "mineral" e "carbonatito". Nesse total, estão relacionados produtos de alteração (44) ao lado de espécies exclusivas de carbonatitos extrusivos (10) e silicocarbonatitos (33). A tabela 7.1, que inclui também os dados quantificados por Heinrich (1966) e Kapustin (1980), é extraída de Hogarth (1989) e lista o conjunto de minerais descritos em carbonatitos. Na tabela acham-se também discriminados (em negrito e em itálico) os minerais identificados nos distritos carbonatíticos da Plataforma Brasileira.

7.2. Composição Mineralógica

As classificações dos carbonatitos são baseadas principalmente na composição mineralógica, que tem nos carbonatos os seus mais importantes constituintes formadores. Essa constatação, feita há muito tempo por Brøgger (1921), é de grande significado genético, uma vez que modificações na composição dos carbonatos indicam mudanças nas condições fisicoquímicas de formação dessas rochas. Ao longo dos anos, estudos têm evidenciado que variações na composição dos

Tabela 7.1. Minerais presentes em carbonatitos (Hogarth, 1989). Tipos de ocorrência: P, intrusiva; V, extrusiva; F, silicocarbonatito da Ilha de Montreal, Canadá; A, produto intempérico; espécies mais comuns em letras maiúsculas e, em minúsculas, as menos frequentes e mais raras. A tabela distingue também em negrito e itálico os minerais identificados nas rochas carbonatíticas investigadas.

Nome	Tipo	Nome	Tipo	Nome	Tipo
ACMITA	P, F	Aeschynita-(Ce)	P	AKERMANITA	P
Alabandita	P, V	ALBITA	P, V, F	ALLANITA-(Ce)	P
Almandina	F	Alstonita	P	ANALCIMA	F
Anatásio	P, F, A	Ancylita-(Ce)	P	ANDRADITA	P
Anglesita	A	Anidrita	F	ANKERITA	P
Antimônio	P	Aragonita	P,	Arsenopirita	P
Azurita	A	Baddeleyíta	P, F, A	BARIOPIROCLORO	P, A
BARITA	P, F, A	Baritocalcita	P	BASTNÁSITA	P
Beidelita	A	Benstonita	P	Betafita	P
BIOTITA	P, V, F	Bobierita	P	Bonshtedtita	P
Bornita	P	Boulangerita	P	Bournonita	P
Bravoíta	P	Britholita-(Ce)	P	Brookita	P, F
Brucita	P, V, A	Burbankita	P	Calciobetafita	P
CALCITA	P, V, F, A,	Calcocita	P	CALCOPIRITA	P
Calcosiderita	A	Calkinsita-(Ce)	P	CALZIRTITA	P
Cancrinita	P	Carbocernaíta	P	Carbonato-apatita	P, A
Catapleíta	P	CAULINITA	A, F	Celadonita	F
CELESTINA	P, F	Cerianita	P, A	Ceriopirocloro	P
Cerianita	P, A	Ceriopirocloro	P	Cerita	P
Cerussita	A, F	Chabazita	P	CHAMOSITA	A
Charoíta	P	Chondrodita	P	Churchita	A
Clinocloro	P	Clinohumita	P	Collinsita	P
COLUMBITA	P	Cordylita	P	Crandalita	P
Criolita	P, F	Cristobalita	F	Crocoíta	F
Cubanita	P	Cuprita	A	Cuspidina	P, V
Dachiardita	P	Daginghanita-(Ce)	P	DAWSONITA	F
DELVAUXITA	A	Diamante	P	Dickita	P
Digenita	P	DIOPSÍDIO	P, V, F	DOLOMITA	P, V, F
Doyleíta	F	Dresserita	F	Edenita	P
EGIRINA-AUGITA	P	Elpidita	F	Endenita	F
Epídoto	P	Escolecita	P	Esfalerita	P
Espinélio	P	Estroncianita	P, F	Estronciodresserita	F
Eudialita	P	Euxenita-(Ce)	P	Fenghuanita	P
Fergusonita- β -(Ce)		Ferrikataforita	P	Ferrimolibdita	A
Ferrohornblenda	P	Fersmita	P	FLOGOPITA	P, V
Fluocerita	A	FLUORAPATITA	P, V, F, A	FLUORITA	P, V, F
FORSTERITA	P, V	Franconita	F	Galena	P, FF
Gearsutita	P	Geikielita	P	GIBBSITA	A
GIPSO	P	Glauberita	P	GOETHITA	A, F
Gorceixita	A	Goyazita	P, A	Grafita	P, F
GREGORYÍTA	V	Halita	F	HALLOISITA	A, F
Harmotome	F	Hastingsita	P	HEMATITA	P, V, A, F
Hexaidrita	A	Hidrocerussita	F	Hidrodresserita	F
Hidrotalcita	P	Hisingerita	P	Hochelagaíta	F
Hollandita	A	Huanghoíta-(Ce)	P	Humboltina	F

Ilmenita	P	Ilmenorutilo	F	Isokita	A
Jamesonita	P	JAROSITA	A	Kaersutita	V
Kalicinita	V	Kaliprocloro	P	Khanneshita	V
Kutnohorita	P	Labunttsovita	P	Lamprofilita	P
Lantanita-(Ce)	P	Larnita	P	Låvenita	
Lazurita	P	Lepidocrocita	A	Liebigita	
Linnaeíta	P	Litharge	A	Lorenzenita	P
Lushita	P	Maghemita	A	Magnesio-arfvedsonita	P
Magnesio-ferrita	V	Magnesio-hastingsita	P	Magnesio-kataforita	
Magnesio-riebeckita	P	Magnesita	P	MAGNETITA	P, V, F
Malaquita	A	Manasseíta	P	Marcassita	P, F
Mesolita	P	Meta-autunita	A	Microclínio	P
Millerita	P	Mitridatita	A	Moissanita	P
Molibdenita	P, F	Molibdita	A	MONAZITA-(Ce)	P, A
Monohidrocálcita	A	MONTICELLITA	P	MONTMORILLONITA	A, F
Montroialita	F	Mordenita	F	Muscovita	P
Nahcolita	F	Natrofaichildita	P	Natrojarosita	F
Natrolita	P	Nefelina	P	Niocalita	P
Nontronita	A	Nordstrandita	F	Norsethita	P
NYEREREÍTA	V	Opala	A	Ortoclásio	P, F
Ouro	P	Pachnolita	P	Palygorskita	P
Pargasita	P	Parisita-(Ce)	P	Pectolita	P
Pentlandita	P	Periclásio	P, V	Perovskita	P, V
Phillipsita	P	Platina	A	Plumbopirocloro	P
Prata	P	Prenhita	P	Prosopita	P
Pseudorutilo	F	PIRITA	P, V, F	PIROCLORO	P, V, F
PIROLUSITA	A	Piropo	P	Pirofanita	P
Pirrotita	P, F	Quartzo	P, F, A	Ralstonita	P
Rhabdofânio-(Ce)	A	Rodocrosita	P	RICHTERITA	P
Riebeckita	P	Romanechita	A	Röntgenita-(Ce)	P
Rozenita	F, A	Rutilo	P, F, A	Sabinaíta	F
Sahamalita-(Ce)	P	Saponita	A	Schorlomita	P
Schröckingerita	A	Sellíta	P	Serpentina	P, A
Shortita	P	Siderita	P, F	Siderotila	A
Smithsonita	A	Smythita	F	Sodalita	P
Spurrita	V	Stilpnomelano	P	Strengita	A
Svanbergita	P	Synchysita-(Ce)	P, F	Talco	P, F
Tazheranita	P	Tengerita-(Y)	A	Tenorita	A
Tetraedrita	P	Thaumasita	V	Thenardita	P, F
Thermonatrita	V	Thomsonita	P	Thorbastnäsita	F
Thorianta	P	Thorita	P	Titanita	P, V
Torbernita	A	Trona	A	Uranopirocloro	P, V
Valleryíta	P	Variscita	A	VERMICULITA	P, A
Vesuvianita	P	Viitaniemiíta	F	Vinogradovita	P
Vivianita	P	Wadeíta	P	Wavellita	A
Weberita	P	WELOGANITA	F	Wöhlerita	P
Wollastonita	P	Wulfenita	P	Wurtzita	F
Xenotima-(Y)	A	Zircão	P	Zirkelita	P
Zoisita	P				

carbonatitos são sempre acompanhadas por alterações na paragênese dos seus minerais.

Usualmente, a composição dos carbonatitos varia de monominerálica, em que calcita ou dolomita representa a quase totalidade dos constituintes, a pluriminerálica, em que as diversas fases carbonáticas, inclusive as portadoras de elementos terras raras (ETR), estão acompanhadas por numerosos minerais silicáticos, claros e escuros, ao lado de fluoretos, sulfetos, óxidos de Fe, Ti e Nb, hidróxidos, carbonatos, fosfatos e sulfatos. No conjunto dos carbonatitos investigados foi reconhecido um total de aproximadamente 135 minerais, com as suas fórmulas químicas expressas em conformidade com as sugestões da International Mineralogical Association (IMA, na sigla em inglês). A maior parte deles (116) consta da tabela 7.1.

7.2.1. Haletos

Fluorita CaF_2 representa o único constituinte abundante do grupo, sendo comum em carbonatitos e rochas alcalinas. É um mineral de cristalização tardia, na forma de grãos de pequenas dimensões, e geralmente aparece como veios de várias gerações. Ocorre tipicamente em veios ankeríticos e com frequência associado a uma mineralogia de último estágio de cristalização, que reúne quartzo, barita, fluorocarbonatos e sulfetos. O mineral apresenta grande diversidade de cor (violeta, rosa, azul, verde, amarelo, preto e mesmo incolor) e por vezes se mostra radioativo devido à presença de ETR. Fluorita é citada em várias ocorrências, porém a de maior importância, inclusive do ponto de vista econômico, é a de Mato Preto, no Vale do Ribeira. Ela é vizinha à intrusão de Barra do Itapirapuã, esta igualmente caracterizada pela presença de uma mineralogia hidrotermal que tem fluorita como um de seus principais membros (Andrade *et al.*, 1999a, 1999b; Ruberti *et al.*, 2002, 2008). Nessa região, também referida como distrito de fluorita da Ribeira por Ronchi *et al.* (1993), seis depósitos de fluorita são reconhecidos, com o maior deles associado ao complexo carbonatítico de Mato Preto. Ali, a mineralogia do minério de fluorita é muito complexa, tendo Jenkins II (1987) descrito a presença de 60 minerais diferentes nas áreas mineralizadas. Biondi (2005) mencionou a distinção de, no mínimo, três fases de mineralização de fluorita que corresponderiam 1) à fase de coloração rosa, com grande quantidade de pirita; 2) à fase de coloração amarelo-marrom, a mais importante economicamente, representando 80% a 85% das reservas conhecidas; e 3) à fase incolor. Do ponto de vista geoquímico, as amostras de fluorita associadas com os carbonatitos se caracterizam pela razão ligeiramente negativa em ϵNd , compatível com uma fonte mantélica, concentração elevada em ETR e alta razão La/Yb (Ronchi *et al.*, 1993).

Gearsutita $CaAlF_4(OH).H_2O$ (Tabela 7.1), como fase mineralógica de substituição de origem tardia, é também citada na literatura.

7.2.2. Sulfetos

Sulfetos são de ocorrência generalizada em carbonatitos. Contudo, nas variedades de cristalização inicial estão ausentes ou são substituídos por magnetita (Kapustin, 1980). São produtos típicos de mineralização tardia, aparecendo usualmente na forma de veios e em concentrações que variam de complexo para complexo. À exceção de Jacupiranga, onde Boctor e Svisero (1978) identificaram a presença de uma assembleia reunindo vários sulfetos como calcopirita, pirita, pirrotita e valleríita, de ocorrência intersticial entre cristais de calcita e dolomita e ocasionalmente formando veios que interceptam os carbonatos ou os substituem ao longo dos planos de clivagem, esse grupo de minerais não tem sido objeto de estudos mais refinados, disso re-

sultando que muitas das generalizações a seguir foram, pelo menos em parte, extraídas diretamente da literatura internacional.

Pirrotita Fe_7S_8 é o constituinte de maior distribuição do grupo e abundante em diversas ocorrências. O mineral cobre amplo espectro de formação, sendo frequente o aparecimento de pirrotita de várias gerações. Porém, costuma ser substituído por pirita ou marcassita nos veios tardios de composição ankerítica-dolomítica (Kapustin, 1965). A cor da pirrotita é também variável, passando de bronze-amarelo nos minerais de primeira, segunda e terceira geração a lustrosa nos de quarta, o mesmo se verificando com o seu magnetismo, que decresce no mesmo sentido.

Pirita FeS é outro constituinte do grupo de ampla distribuição e presença, associada na maioria das vezes a uma assembleia mineralógica de formação tardia e natureza hidrotermal. Na forma de cristais euédricos, o mineral ocorre disseminado no corpo da rocha ou incluído em silicatos máficos. Por vezes, é fase de grande abundância, tendo, por exemplo, Von Eckermann (1948) descrito um carbonatito soviético na ilha de Alnö, Suécia, contendo na moda 37,9% de pirita, 46,3% de calcita e 16% de augita.

Calcopirita $CuFeS_2$ está presente em muitos carbonatitos, geralmente associada à pirrotita, mas é de formação posterior e desenvolvida ao longo de suas fraturas.

Galena PbS é um mineral típico de veios hidrotermais de carbonatitos tardios de composição ankerítica-dolomítica. Aparece intimamente associada a uma assembleia mineralógica hidrotermal que contém fluorocarbonatos de ETR (ancylita, bastnäsita, parisita, synchysita), barita, fluorita, estroncianita e quartzo, como observado, por exemplo, nos carbonatitos de Barra do Itapirapuã e Mato Preto, no Vale do Ribeira. O mineral ocorre comumente na forma de grãos arredondados no interior da massa carbonatítica ou como cristais euédricos em cavidades. Pela ação de soluções hidrotermais dá origem a minerais fosfáticos (anglesita) ou carbonáticos (cerussita) e em condições de alteração supergênica transforma-se em malaquita.

A paragênese hidrotermal dos carbonatitos inclui ainda outros sulfetos reportados na literatura como *esfalerita* ZnS , *marcassita* FeS_2 , *millerita* NiS , *molibdenita* MoS_2 , *pentlandita* $(NiFe)_9S_8$ e *valleryíta* $2[(Fe,Cu)S].1,53[Mg,Al(OH_2)]$ (Tabela 7.1). De presença mais rara, as citações desses minerais consistem no mais das vezes em meras referências, sem que quaisquer elementos identificativos sejam acrescentados.

7.2.3. Óxidos

Minerais na forma de óxidos são de ampla distribuição nos carbonatitos e têm magnetita e pirocloro como os mais importantes. Outros constituintes podem estar também presentes, mas sem a grande relevância sobretudo do segundo, o único mineral explorado para Nb em carbonatitos e a principal fonte de minério de nióbio no Brasil.

7.2.3.1. Óxidos de Nb

Pirocloro, idealmente $8[NaCa(Nb_2O_6)F]$, é um constituinte acessório de carbonatitos de cristalização de vários estágios (Tabela 7.20) que ocorre em grande número de complexos, sobretudo nos da região do Alto Paranaíba. Nessas intrusões, ele é também muito comum nas rochas foscóricas e glimmeríticas, que costumam associar-se aos carbonatitos. Kapustin (1964) distinguiu quatro gerações de pirocloro baseado na sua coloração: 1) preto-marrom; 2) marrom-avermelhado; 3) marrom-escuro; 4) creme ou vermelho. A última geração é relativamente rara, presente em menores quantidades, e quase sempre na forma de veios tardios e associada com pirocloro de formação inicial. O tipo marrom-avermelhado é o acessório típico dos carbonatitos iniciais, e muito do piro-

cloro encontrado na natureza pertence a essa categoria. Pirocloro acha-se íntima e frequentemente em contato com magnetita, apatita e flogopita, sendo de origem simultânea à desses constituintes, embora muitas vezes resulte de cristalização posterior. Nessa última situação ele é encontrado sobre os cristais de magnetita e contém inclusões de apatita prismática. O mineral primário ocorre como octaedros idiomórficos disseminados no corpo da rocha ou como inclusões em ilmenita e magnetita, ainda que possa também aparecer como veios que cortam o carbonatito de formação precoce. Segundo Mariano (1985), esses dois tipos de pirocloro são quimicamente diferentes. Nos carbonatitos tardios, o mineral é instável e muitas vezes substituído nas suas porções marginais por agregados ou pseudomorfos em associação com *fersmita* $(Ca,Ce,Na)(Nb,Ta,Ti)_2(O,OH,F)_6$ e *columbita* $(Fe^{2+}Nb_2O_6)$ (Heinrich, 1966; Kapustin, 1980). Aparentemente, fersmita é o primeiro produto de substituição, implicando perda química de Na e F, enquanto a formação posterior de columbita implica remoção de Ca e adição de Fe e Mn (Heinrich, 1966). Embora sejam descritas normalmente como produtos da alteração de pirocloro, evidências texturais e químicas são sugestivas de que, em alguns casos, essas duas fases (fersmita e columbita) parecem ter origem magmática primária. Muito da alteração observada no pirocloro é de natureza deutérica, mas, em muitos complexos, o mineral formou-se diretamente de fluidos hidrotermais ao lado de quartzo, fluorita e bastnäsita como grãos octaédricos de granulação fina, coloração amarelada e ricos em Pb, ao contrário dos cristais maiores primários de pirocloro (Mariano, 1989a). Esse autor reportou também uma análise de chumbopirocloro da zona laterítica de Araxá contendo 21,70% de PbO (*se não apontado, os dados químicos em todo o texto são invariavelmente expressos em % em peso*) e de 6,09% para o total de ETR. Em amostras frescas de carbonatito obtidas de testemunhos de sondagem desse complexo, os cristais de pirocloro são do tipo normal Na-Ca, mas nas microfraturas encontradas no seu interior eles mostram alteração incipiente para bariopirocloro (Mariano, 1989a).

A composição química do pirocloro é bastante heterogênea, com concentrações muito variáveis em Ca, Sr, Ba e Ce, e não necessariamente presentes no mesmo cristal. Em razão dessas pronunciadas variações, alguns tipos de pirocloro são mais apropriadamente definidos como bariopirocloro, ceriopirocloro ou mesmo estronciopirocloro, os dois últimos tidos como mais raros em carbonatitos. *Bariopirocloro* $(Ba, Sr)_2(Nb, Ti)_2(O, OH)_7$ é o principal mineral associado ao manto de intemperismo ou cobertura laterítica de Araxá, tendo o processo intempérico provocado a sua concentração residual que responde pela jazida de nióbio, considerada a maior do mundo. Não obstante a grande espessura desse manto laterítico, a bariopirocloro parece ter sido pouco afetada pelo intemperismo químico, como sugerido pela anomalia positiva em Ce no diagrama multielementar para ETR (Mariano, 1989a). Para Heinrich (1966), o alto teor em Ba do mineral é feição indicativa de sua origem secundária. Em Araxá esse teor é de 16,51%, com o mineral correspondendo a 4,6% do minério (Paraíso e Fuccio Jr., 1986). Por sua vez, Mariano (1989a) lista um teor de BaO de 15,50% para uma amostra de bariopirocloro dessa mesma ocorrência.

A classificação química do pirocloro foi originalmente descrita por Hogarth (1989), e, mais ultimamente, uma nova nomenclatura para o grupo foi proposta por Atencio *et al.* (2010), na qual se distingue, em função do elemento dominante na posição estrutural B, três membros: pirocloro (Nb), microlita (Ta) e betafita (Ti). Porém, utilizando como critério para classificação a natureza do cátion maior (Ca, Ba e Na) ocupando o sítio estrutural A, Lumpkin e Ewing (1995) sugeriram três grupos distintos: calciopirocloro, kenopirocloro e natropirocloro). Análises químicas representativas dos minerais do complexo carbonatítico de Catalão I constam da tabela 7.2 e são mostradas no diagrama ternário Ca-Na e o sítio estrutural A vacante da figura 7.1, extraída de Cordeiro *et al.* (2011a). Na figura é mostrada também a sequência de cristalização desses minerais no complexo, variando no sentido dos calciopirocloros para os kenopirocloros, estes mais enriquecidos em Ba.

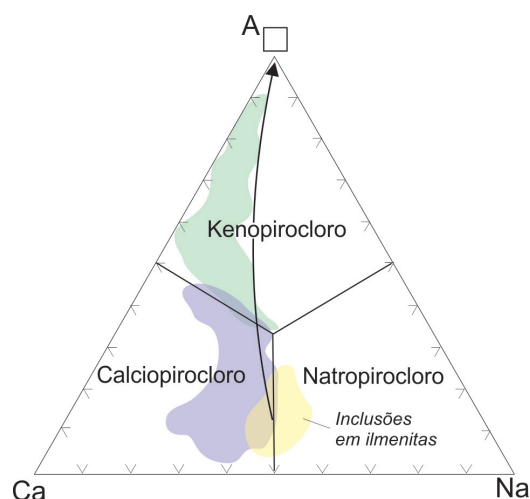


Figura 7.1. Campos composicionais dos pirocloros de Catalão I no diagrama ternário Ca, Na e posição vacante A na estrutura do mineral (Cordeiro *et al.*, 2011a).

Tabela 7.2. Composições representativas de minerais do grupo do pirocloro do complexo de Catalão I.

Amostra	339-3C	157B-06	157B-2	093-3	304B-2	170-6	170-4	230A-2	170-2
	N	N	N	N	N	Dc	Dc	N	Dc
Tipo	Ca	Ca	Ca	Ke	Ke	Ke	Na	Na	Na
% em peso									
Nb ₂ O ₅	55,26	64,26	63,14	59,99	52,26	63,96	72,56	63,76	52,85
Ta ₂ O ₅	0,16	a.l.d.	a.l.d.	0,81	0,80	0,81	1,61	0,37	0,92
SiO ₂	a.l.d.	a.l.d.	0,04	1,20	0,61	1,10	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.
TiO ₂	3,67	3,91	4,71	3,16	2,37	1,26	0,78	4,20	17,35
ZrO ₂	0,26	1,78	1,65	a.l.d.	3,20	0,75	a.l.d.	0,94	0,09
UO ₂	0,19	0,14	a.l.d.	0,77	3,72	0,12	a.l.d.	0,82	a.l.d.
ThO ₂	1,44	1,12	1,13	0,41	4,94	0,74	0,19	1,72	a.l.d.
La ₂ O ₃	0,87	0,95	0,68	1,30	0,42	0,92	0,37	0,96	0,35
Ce ₂ O ₃	3,09	2,47	2,00	3,37	3,04	3,54	0,73	2,68	0,24
Y ₂ O ₃	0,34	0,45	0,46	0,26	0,20	0,68	0,39	0,55	0,20
FeO	0,31	0,86	0,46	0,69	1,49	0,77	0,18	0,16	4,22
MnO	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	0,11	0,08	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	0,90
CaO	14,50	13,11	15,74	5,11	3,34	0,12	11,32	12,05	10,98
BaO	0,13	a.l.d.	a.l.d.	11,03	12,24	15,20	0,18	a.l.d.	a.l.d.
SrO	2,41	2,29	1,39	4,65	3,56	0,75	4,61	2,08	3,01
Na ₂ O	2,96	5,94	6,09	0,34	0,38	1,29	7,83	6,46	7,75
Total	85,59	97,32	97,81	93,25	92,65	92,01	100,84	95,78	98,92

Fonte: Cordeiro *et al.* (2011a).

Abreviações: N, nelsonito; Dc, dolomita carbonatito; Ca, calcipirocloro; Ke, kenopirocloro; Na, natropirocloro; a.l.d., abaixo do limite de detecção.

O padrão complexo do zonamento químico e a composição bimodal são feições características do pirocloro de rochas de Catalão I e Catalão II, refletidas nas variações dos teores de Ca-Na-F e Th-U e nas concentrações em Ca, Na Ba e F, como documentadas a partir de imagens de elétrons retroespalhados (Guarino *et al.*, 2017). Numa amostra de pirocloro de magnetitito de Catalão I o zonamento se traduz no maior enriquecimento em Ca-Na-F do núcleo dos cristais e empobrecimento em Th-U das bordas; já em outra amostra as partes centrais dos cristais são mais ricas em Th-U e as margens mais ricas em Ca-Na-F. Dados da literatura segundo Hogarth (1989) indicam que o padrão de zonamento químico do pirocloro, além de complexo, é muito variável. Assim, o mineral pode apresentar zonamento repetitivo radioativo, com a zona próxima da borda do cristal se mostrando mais radioativa que o núcleo, como bem evidenciado na distribuição dos elementos U e Th ao longo

de secção transversal em um grão de pirocloro do carbonatito de Blue River, na Colúmbia Britânica (Figura 7.2). Contudo, em outras ocorrências, como a de Sarfartök, na Groenlândia, por exemplo (Secher e Larsen, 1980), a relação é inversa, com as porções centrais dos cristais mais escuras possuindo teores mais altos em U (5%) relativamente às margens (<1%), de coloração mais clara.

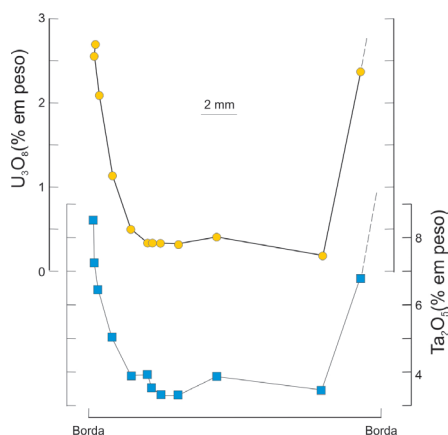


Figura 7.2. Gráfico mostrando zonamento químico para U_3O_8 e Ta_2O_5 em grão de pirocloro do carbonatito de Blue River, na Colúmbia Britânica (Hogarth, 1989).

Guarino *et al.* (2017) observaram também que o pirocloro de Catalão I é fortemente enriquecido em terras raras leves (ETRL) ($La+Ce+Nd \sim 10000$ ppm) e exibe padrão de ETR altamente fracionado, com La até $\sim 11000-22000$ vezes o condrito e elevadas razões terras raras leves/terras raras pesadas (ETRL/ETRP) ($La_N/Yb_N = 629-843$ em magnetitos e 1411 em apatitito).

O comportamento do pirocloro foi detidamente investigado por Cordeiro *et al.* (2010, 2011a, 2011b) em rochas frescas de testemunhos de sondagem do complexo carbonatítico de Catalão I. A tendência evolutiva do pirocloro, como ilustrada na figura 7.1 (Cordeiro *et al.*, 2011a), implica mudança de $Ca+Na$ por Ba , em resultado de alteração provocada por fluidos hidrotermais também portadores de Sr , como admitido para algumas ocorrências carbonatíticas mundiais por vários autores (p. ex., Nasraoui e Bilal, 2000; Zurevisnki e Mitchell, 2004; Chakhmouradian e Williams, 2004; Lee *et al.*, 2006), e a consequente vacância no sítio estrutural A. Nas rochas de Catalão I, a formação de kenopirocloro enriquecido em Ba se faz também acompanhar da presença de carbonatos associados com valores elevados para $\delta^{18}O_{SMOW}$ indicativos da ação de processos hidrotermais de baixa temperatura. Uma tendência adicional evolutiva, de calciopirocloro para natropirocloro, é também sugerida por Cordeiro *et al.* (2011a) à vista das relações texturais que envolvem inclusões de natropirocloro, de composição evoluída, em ilmenitas, um dos últimos minerais a se cristalizar na rocha.

Em cavidades no carbonatito de Jacupiranga, associados com dolomita, calcita, magnetita, pirrotita, pirita, apatita, "pirocloro" e tochilinita, é citada na literatura a ocorrência de três minerais raros possivelmente relacionados do ponto de vista genético e de composição complexa: *menezesita* $(\square, Ba, K)_{12}(\square, Mg)_3Zr_4(BaNb_{12}O_{42} \cdot 12H_2O)$ (Atencio *et al.*, 2008), *pauloabito* $NaNbO_3$ (Menezes Filho *et al.*, 2015) e *melcherito* $Ba_2Na_2Mg(Nb_6O_{19}) \cdot 6H_2O$ (Andrade *et al.*, 2018), não incluídos na tabela 7.1.

7.2.3.2. Óxidos de Fe e Ti

Magnetita $Fe^{2+}Fe^{3+}O_4$ é um mineral típico de carbonatitos, estando presente nos seus diferentes estágios de formação como uma fase acessória ou mesmo essencial. É também comum nas rochas alcalinas associadas, especialmente naquelas de natureza mais máfica a ultramáfica. A sua distribuição junto aos carbonatitos não é uniforme, e mesmo dentro de uma única intrusão o con-

teúdo é variável, de 5% a 50%, dependendo primeiramente da presença de relictos de rochas com magnetita (Kapustin, 1980). O mineral é encontrado como cristais euédricos de dimensões variáveis disseminados no corpo da rocha, concentrados localmente na forma de lentes e agregados irregulares ou integrando estruturas bandadas, orientadas, e em contato principalmente com flogopita, apatita e olivina. Em algumas ocorrências (p. ex., Anitápolis, Catalão II, Ipanema), a quantidade de magnetita é muito alta, levando à caracterização de uma rocha que por vezes chega a ser monominerálica e referida como magnetitito.

O mineral é usualmente descrito como de natureza titanífera (Ti-magnetita ou titanomagnetita), sendo a exsolução de lamelas de ilmenita e o intercrescimento com perovskita as suas mais importantes feições texturais. Dados composicionais sobre a magnetita dos carbonatitos investigados são escassos, limitando-se aos complexos de Jacupiranga (Mitchell, 1978; Boctor e Svisero, 1978; Gaspar e Wyllie, 1983a) e Salitre (Morbidelli *et al.*, 1997; Barbosa, 2009), ainda que algumas poucas informações estejam também disponíveis para as ocorrências de Araxá (Traversa *et al.*, 2001), Catalão II (Guarino *et al.*, 2017) e Ipanema (Guarino *et al.*, 2012). Análises obtidas por Gaspar e Wyllie (1983a) confirmaram os resultados de Boctor e Svisero (1978), indicando que os minerais de Jacupiranga pertencem essencialmente (mais de 95% dos dados) à série de solução sólida magnesianoferrita-magnetita e se projetam próximo ao vértice da magnetita pura. Por sua vez, Mitchell (1978) caracteriza as magnetitas de Jacupiranga como ricas em MgO (2,75 a 4,01%) e pobres em TiO₂ (0,63 a 2,11%), além de portadoras de concentrações em MnO (<0,61%) inferiores às dos carbonatitos em geral. Zonamento químico é comum e de grande complexidade, com o grau tendendo a crescer conforme aumenta a granulação (Gaspar e Wyllie, 1983a). O padrão dominante aponta para uma elevação do teor de Fe₃O₄ no sentido das bordas dos cristais. As alterações químicas registradas na composição da magnetita não se mostram uniformes nesse distrito, sendo a substituição de Fe₂O₃ por Al₂O₃, e de modo subordinado por TiO₂, importante em algumas intrusões carbonatíticas, e a de Fe₂O₃ por TiO₂ em outras. Os cristais de magnetita de Jacupiranga contêm grande riqueza de inclusões, que consistem comumente em mais de um mineral, com as de carbonatos, apatita, flogopita e espinélio surgindo como as mais abundantes. Nas rochas carbonatíticas de Salitre, as magnetitas apresentam, em adição ao baixo teor em TiO₂, uma composição mais uniforme com valores para o componente ulvoespinélio variando de 0,4 a 7,3 mol% (Figura 7.3).

Ilmenita Fe²⁺Ti⁴⁺O₃, ainda que de ocorrência mais rara, está presente em carbonatitos e rochas alcalinas silicáticas associadas e aparece de diversas formas: como pequenos cristais de aparência primária, como inclusões em magnetita, como agregados dispersos no interior da rocha e,

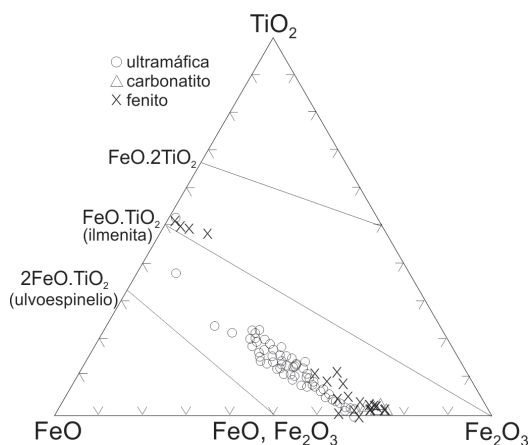


Figura 7.3. Composições representativas de opacos de rochas de Salitre no diagrama ternário TiO₂-FeO-Fe₂O₃ (Morbidelli *et al.*, 1997, simplificada).

mais caracteristicamente, como lamelas de exsolução ilmenita-geikielita em cristais maiores e euédricos de magnetita. Associa-se com frequência à magnetita, um mineral constante e relativamente abundante nos carbonatitos. Informações sobre o quimismo das ilmenitas são escassas e praticamente restritas aos complexos de Catalão I e II, Jacupiranga e Salitre, com as principais fontes de referência sendo os trabalhos de Mitchell (1978), Boctor e Svisero (1978), Morbidelli *et al.* (1997), Barbosa (2009), Guarino *et al.* (2017) e, sobretudo, Gaspar e Wyllie (1983b). Dados constantes desse último trabalho indicaram grande variação composicional, como ilustrado nos diagramas para soluções sólidas $\text{FeTiO}_3\text{-MgTiO}_3\text{-Fe}_2\text{O}_3$ e $\text{FeTiO}_3\text{-MgTiO}_3\text{-MnTiO}_3$ da figura 7.4. Alguns grãos contêm alto teor em Nb ($\text{Nb}_2\text{O}_5\text{+Ta}_2\text{O}_5$), que chegam até 3,68%, enquanto cristais de ilmenita primária podem exibir valores muito elevados e pouco comuns de MnO, que oscilam entre 15,1% e 19,6%. Mitchell (1978) chamou também a atenção para os altos e variáveis teores de MgO (16-23%) e MnO (2-8%) das ilmenitas de Jacupiranga quando comparadas às de outros carbonatitos, bem como para o fato de que muitas das amostras por ele analisadas conterem mais de 50% da molécula MgTiO_3 , caindo, assim, dentro do campo de variação composicional da *geikielita* MgTiO_3 . Ainda segundo Gaspar e Wyllie (1983b), magnetita e ilmenita coexistentes, com baixo MgO e MnO, de rochas da zona de reação de Jacupiranga, forneceram valores para temperaturas de equilíbrio de 570-595°C e fugacidades de oxigênio de $10^{-18,5}$ a $10^{-19,5}$ atmosferas. Já para esse par, em apatititos do complexo

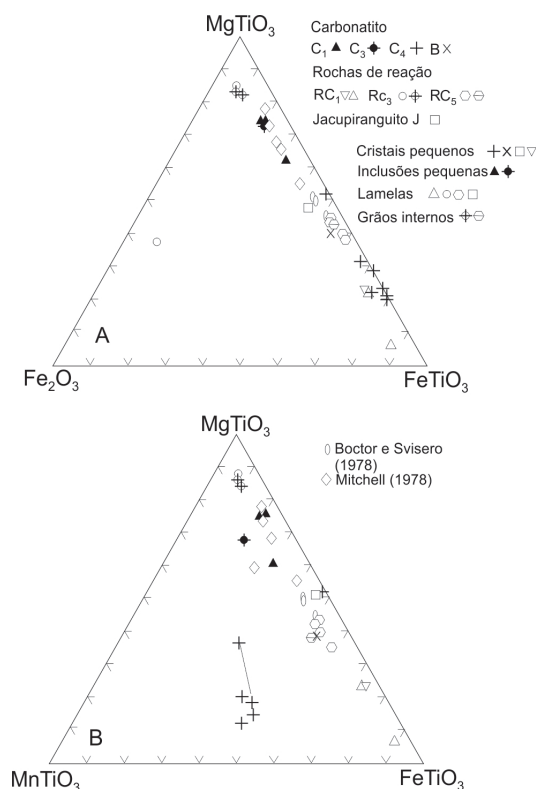


Figura 7.4. Composições de ilmenita (% mol.) de diferentes litologias do complexo de Jacupiranga (Gaspar e Wyllie, 1983b). Cruzes indicam ilmenitas com alto teor em Nb. Os dois pontos ligados em B representam cristais zonados.

de Catalão I, Guarino *et al.* (2017) obtiveram valores, respectivamente, de 878°C e 10^{-12} bars.

Hematita Fe_2O_3 é reconhecida tão somente em veios tardios de composição dolomítica-ankerítica (Kapustin, 1980). Ao lado de calcita é encontrada substituindo carbonatos ferruginosos e está frequentemente associada ao processo de martitização da magnetita. O seu modo de formação é, contudo, bem variável, aparecendo como produto de exsolução de magnetita e ilmenita, bem como da substituição hidrotermal e alteração intempérica da magnetita. A presença de hematita é noticiada em algumas ocorrências carbonatíticas, porém, sempre de modo muito

superficial e com ênfase nas suas relações texturais.

Perovskita $CaTiO_3$ é uma fase acessória muito comum nas rochas alcalinas ultramáficas da Província Alcalina do Alto Paranaíba, ocorrendo principalmente ao lado de diopsídio, granada tita-nífera, olivina, flogopita, apatita, titanita e magnetita. O modo de formação da perovskita é bem variado, sendo encontrado como grãos e cristais disseminados em rochas alcalinas silicáticas, intercrescido com magnetita, substituindo lamelas de exsolução de ilmenita em titanomagnetita ou, ainda, na forma de cristais frequentemente poiquilíticos com inclusões em geral de apatita nas rochas de Tapira (Eberhardt, 2014). Perovskita é ausente ou de presença mais rara nos carbonatitos da província (Mariano, 1989a). O mineral mostra-se em geral instável, sendo substituído por pirocloro nos carbonatitos do estágio II (Tabela 7.20), depois por ilmenita e, por último, por anatásio em condições de intemperismo. Nas ocorrências carbonatíticas em exame, e quando associado com rochas duníticas, piroxeníticas e bebedouríticas, a composição da perovskita é muito limitada e contém TiO_2 and CaO como constituintes maiores. Em bebedouritos de Salitre, a molécula de $CaTiO_3$ responde por 91% a 98% da composição do mineral (Barbosa *et al.*, 2012b). Nessas rochas, a substituição de ETR é responsável pela presença subordinada dos demais componentes moleculares do grupo: *loparita* $(Na,Ce,Sr)(Ce,Th)(Ti,Nb)_2O_6$, *lueshita* $NaNbO_3$ e *tausonita* $SrTiO_3$. Uma composição muito próxima da composição da perovskita *stricto sensu*, ou seja, com os dados projetados nas vizinhanças do vértice da composição ideal no diagrama ternário $CaTiO_3$ - $SrTiO_3$ - $NaCeTi_2O_6$ de Mitchell (2002), é exibida pelo mineral no complexo alcalino-carbonatito de Tapira (Eberhardt, 2014) e também em ocorrências kamafugíticas e kimberlíticas da província (92-96 mol%, Melluso *et al.*, 2008). A perovskita é o principal portador de ETR, Nb, Ta, Sr, Th e U da assembleia mineral dos bebedouritos da província, sendo que dos vários minerais analisados do complexo de Tapira ele é o que apresenta as maiores concentrações absolutas de ETR e também o maior grau de fracionamento ETRL/ETRP, razões que levaram à investigação meticulosa do seu comportamento geoquímico por Eberhart (2014), visando ao melhor entendimento dos processos evolutivos dos magmas alcalinos da região. Zonamento químico é noticiado por Morbidelli *et al.* (1997) para as perovskitas de rochas ultramáficas de Salitre, com as partes centrais dos cristais mais enriquecidas em Na, La, Ce, e Nd, enquanto os conteúdos em Ca e Ti aumentam em direção às suas bordas.

Anatásio TiO_2 é um típico produto do intemperismo de perovskita, sendo descrito em diversas ocorrências carbonatíticas da região do Alto Paranaíba. Ali, o mineral é derivado de rochas piroxeníticas, uma das primeiras rochas a se cristalizar nesses complexos (Mariano, 1989a). Na zona alterada do complexo de Tapira, Cassedane e Cassedane (1973) descreveram pseudomorfos de anatásio sobre cristais octaédricos idiomórficos de perovskita. Em níveis mais profundos de algumas ocorrências carbonatíticas da região, núcleos residuais de perovskita são reconhecidos dentro de cristais de anatásio. Abaixo da zona de intemperismo, somente perovskita fresca é encontrada. Anatásio se concentra em depósitos de aluvião e de tálus, e em maciços complexos (isto é, que contêm outros minerais) pode ser usado como mineral índice para a presença de carbonatitos tardios (Heinrich, 1966). A potencialidade econômica da mineralização de anatásio de lateritos de alguns complexos carbonatíticos brasileiros, especialmente da região mencionada, como fonte de minério de Ti é discutida por Mariano (1989a).

Rutilo TiO_2 é relativamente raro em carbonatitos e está presente somente em veios tardios de composição dolomítica-ankerítica (Kapustin, 1980). Contudo, em Araxá, ele é um acessório muito frequente e ocorre em geral como grãos isolados. Na literatura internacional, o mineral é descrito como associado comumente com barita, quartzo, sulfetos, clorita e por vezes brookita, apresentando-se na forma de cristais euédricos de hábito bipiramidal ou irregulares. A composição química do rutilo é variável, devido principalmente à concentração de Nb_2O_5 . Dados fornecidos por Kapustin

(1980) indicaram conteúdo entre 1% e 19% de Nb₂O₅, além da presença menor de Ta₂O₅ (< 0,3%). Nas rochas de Araxá, Traversa *et al.* (2001) reportaram teores de Nb₂O₅ de até 9% e muito baixos de Ta₂O₅, detectados apenas em algumas amostras de calciocarbonatitos. Muitos rutilos citados na literatura se assemelham em composição a ilmenorutilo.

Brookita TiO₂ é um mineral pouco comum, encontrado em carbonatitos tardios e típico de veios de natureza ankerítica-dolomítica (Kapustin, 1980). Aparece intimamente associado com quartzo, anatásio, barita, sulfetos e clorita.

7.2.3.3. Óxidos de Zr

Esses minerais são acessórios relativamente raros em carbonatitos, aparecendo com maior frequência nas litologias alcalinas associadas, sobretudo as de natureza ultramáfica. *Baddeleyíta* ZrO₂ constitui fase típica dos carbonatitos de cristalização inicial e, juntamente com *zirkelita* (Ti,Ca,Zr)O_{2-x}, é encontrada no estágio II de formação dessas rochas (Tabela 7.20), embora o segundo mineral seja também referido por Kapustin (1980) como pertencente à assembleia do primeiro estágio. Segundo Guarino *et al.* (2017), no complexo de Catalão I, a baddeleyíta presente em magnetititos e apatititos tem como característica principal o marcante enriquecimento em ETRL (La_N ~2000-3000 vezes o condrito) e o pronunciado fracionamento ETRL/ETRP (La_N/Yb_N = 26-33 nos magnetititos e La_N/LaYb_N = 13 nos apatititos). Demais minerais zirconíferos incluem *zirconolita* (Ca,Y)Zr(Ti,Mg,Al)₂O₇ e *calzirtita* Ca₂Zr₅Ti₂O₁₆. Ainda que sejam objeto de descrição em algumas ocorrências carbonatíticas brasileiras, como as de Araxá (Traversa *et al.*, 2001), Jacupiranga (Hussak e Prior, 1895; Menezes Jr. e Martins, 1984) e Tapira (Van der Veen, 1965), não se dispõem praticamente de informações mais completas sobre o quimismo desses minerais. Os poucos dados disponíveis são relativos a calzirtita e zirconolita de glimmeritos e mica-olivina clinopiroxenitos de Araxá, e são listados na tabela 7.3, extraída de Traversa *et al.* (2001). Baddeleyíta é estável nas condições de intemperismo e encontrado em depósitos aluvionares e, segundo Kapustin (1980), é mineral indicativo da presença de carbonatitos. Já calzirtita é mais instável, sendo substituído no processo intempérico por agregados de titanita e zircão ou de zircão e ilmenita. Zirconolita é normalmente metamítica, ainda que cristais muito pequenos do mineral possuam formas cristalinas ou sejam parcialmente anisótropos (Kapustin, 1964). Nos calcita carbonatitos de Jacupiranga, o mineral ocorre como cristais euédricos em associação com flogopita incluídos dentro de apatita (Costanzo *et al.*, 2006). Zirkelita ocorre intimamente associado com apatita, clinohumita, tetraferroflogopita, pirrotita e richterita como cristais pequenos, independentes ou agregados, em veios ricos em apatita, ou, então, substituindo pirocloro de segunda geração e baddeleyíta (Kapustin, 1980).

7.2.3.4. Óxidos de Mg

Espinélio MgAl₂O₄ é o constituinte mais frequente da série dos espinélios e, ocasionalmente, citado em rochas carbonatíticas na forma de pequenas impregnações em magnetita. Kapustin (1980) se refere ao espinélio como uma fase instável e comumente substituída por flogopita verde.

7.2.3.5. Óxidos de Cr

Cromita Cr₂O₃ é o único mineral cromífero e acessório pouco importante. É mencionado apenas por Traversa *et al.* (2001) como presente em rochas de Araxá.

Tabela 7.3. Análises químicas parciais, respectivamente, de calzirtita e zirconolita de rochas de Araxá.

	G	G	MOP	MOP	G	G	G	G	G
	Calzirtita				Zirconolita				
	B16A	B16B	BS2	BM5	BO4	BQ1	BQ3	B16A	B16B
% em peso									
SiO ₂					5,1				
TiO ₂	16,3	16,4	14,9	18,4	37,5	19,7	26,8	25,8	24,2
FeO	1,3	1,5		0,8	4,1	7,9	7,6	8,3	7
CaO	13,8	14,4	12,2	13,6	14	13	13,3	13,2	12,3
ZrO ₂	68,6	67,8	72,9	67,3	38,8	32,6	29,5	30,4	36,6
Nb ₂ O ₅						22,2	20,2	18,3	14,6
Nd ₂ O ₃								2,4	2,3
Ce ₂ O ₃					0,7				
ThO ₂						2,1	2,6	1,5	3,1

Fonte: Traversa *et al.* (2001).

Abreviações: G, glimmerito; MOP, mica-olivina clinopiroxenito.

7.2.4. Hidróxidos

Goethita FeO(OH) é um produto típico de alteração intempérica e encontrado em muitos corpos carbonatíticos em associação com solos lateríticos e lateritos, como nas ocorrências da região do Alto Paranaíba, por exemplo. Está presente na forma de agregados, concreções, preenchendo pequenos veios ou dispendo-se ao longo das bordas e fraturas de cristais de cristalização anterior, como magnetita e ankerita. Com frequência goethita ocorre associada com outros produtos intempéricos, os mais comuns sendo as fases argilosas (caulinita, gibbsita) e as silicosas (quartzo, calcedônia).

Brucita Mg(OH)₂ é mineral pouco comum em carbonatitos e aparece na forma de pequenos agregados fibrosos intercrescidos com dolomita e associados com olivina. O mineral mostra comumente alteração para serpentina.

7.2.5. Carbonatos

São os minerais mais importantes dos carbonatitos, totalizando aproximadamente de 50% a 90% da sua moda. O grupo é extremamente variado e possui calcita, dolomita e ankerita como representantes mais frequentes. Calcita ocorre em todos os estágios de geração dos carbonatitos, sendo ainda a fase carbonática mais característica dos tipos petrográficos iniciais, quando contém quantidades apreciáveis de Sr, Ba e ETR. A presença desses elementos e as suas inter-relações permitem distinguir a calcita típica dos carbonatitos do mineral presente em outros tipos de rochas (Higasy, 1954). No estágio inicial de formação dos carbonatitos, a calcita se caracteriza por exibir intensa termoluminescência, mais de cem vezes superior à comum em calcita de outras fontes, como os nefelina sienitos, por exemplo (Kononova e Tarashchan, 1970). Esse fenômeno é uma feição muito frequente em minerais carbonáticos, como observado nos carbonatitos de Jacupiranga (Costanzo *et al.*, 2006). Nessas rochas, catodoluminescência em tonalidade amarelo-alaranjada é típica da calcita, enquanto dolomita exibe coloração laranja-vermelha. No estágio II de formação dos carbonatitos segundo Sokolov (1985), calcita acha-se quase sempre acompanhada de dolomita, que se forma comumente ao longo da periferia dos seus grãos ou, então, é de cristalização tardia. A exemplo da calcita, dolomita é também encontrada em diversas gerações de carbonatitos. Na sequência evolutiva dessas rochas, em função

das condições de fugacidade de oxigênio, ela sofre enriquecimento crescente em Fe (ferrodolomita) até ser substituída por ankerita, esta por vezes mais rica em Mn em alguns complexos carbonatíticos (p. ex., 1,7-2,0%, Samoyolov, 1977; 3,18% em Morro Preto, Nascimento, 2018). Nesse último complexo, grãos de ankerita são descritos em ferrocarnatitos englobados por Mg-siderita, com teores de Mg variando de 0,6 a 14%, Fe de 33 a 53% e MnO alcançando até 6,5%. Usando-se a razão Mg/Fe como parâmetro de distinção, Deer *et al.* (1992) propuseram a subdivisão dos carbonatos ferromagnesianos em dois grupos composicionais: o das dolomitas e o das ankeritas. Essa distinção foi sugerida em razão da conveniência de se separar um amplo intervalo composicional de toda uma "série mineral contínua" que, face à substituição de Mg por Fe, se estende desde uma composição $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ para $\text{Ca}(\text{Mg},\text{Fe}^{2+},\text{Mn})(\text{CO}_3)_2$ até $\text{CaFe}(\text{CO}_3)_2$. Na Barra do Itapirapuã, por exemplo, ocorre notável variação composicional desses minerais, na qual se identifica uma tendência evolutiva no sentido das rochas mais diferenciadas (ou seja, mais ricas em Fe), caracterizada por pronunciado e gradativo enriquecimento em Fe_{total} em detrimento do teor de Mg, e oscilações quase imperceptíveis de Ca, sem que a fase carbonática apresente qualquer hiato composicional (Ruberti, 1998). No Morro Preto, a série evolutiva dos minerais carbonáticos (iniciais para tardios) é ainda mais ampla e se estende dos campos da dolomita → dolomita + Fe-dolomita → Fe-dolomita + ankerita → Fe-dolomita + ankerita + siderita → Fe-dolomita + ankerita + magnesita + siderita (Nascimento, 2018), com a tendência refletindo as alterações químicas $\text{Ca} \rightarrow \text{Mg} \rightarrow \text{Fe} + \text{Mg} \rightarrow \text{Fe} + \text{Mn}$, como sugerido por Hogarth (1989). Quando comparados os teores de Sr e Ba nas diferentes fases de evolução dos carbonatitos de um dado complexo, verifica-se que eles diminuem progressivamente no sentido dos minerais carbonáticos cristalizados mais tardiamente. Assim, calcitas de veios tardios podem conter teores muito baixos em Ba e mesmo concentrações ainda menores em Sr. Ainda que os conteúdos em ETR de rochas carbonatíticas de um determinado complexo aumentem em geral com a sua idade relativa, as calcitas de cristalização inicial são mais ricas nesses elementos que as correspondentes fases carbonáticas de formação mais tardia. Isso decorre do fato de que a não remoção de F e terras raras nas apatitas de cristalização inicial pode levar à precipitação desses elementos na forma de fluorocarbonatos de ETR no estágio final. Heinrich (1966) associa esse aumento em ETR total dos carbonatitos tardios ao aparecimento de espécies minerais ricas em ETR, tais como ancylita, bastnäsita ou parisita.

Calcita $\text{Ca}(\text{CO}_3)$ é o mineral mais abundante do grupo dos carbonatos, estando presente como mineral de cristalização inicial ou como fase originada em gerações sucessivas de carbonatização (Tabela 7.19). Segundo Heinrich (1966), calcita de primeira geração ocorre em carbonatitos de cristalização inicial do primeiro estágio, enquanto a de segunda geração está associada a carbonatitos de segunda geração ao lado de diferentes grupos de minerais. Esse autor apresenta as características geoquímicas (composição dos ETR) de calcitas pertencentes até à quinta geração, além de dolomita de duas gerações. Não obstante a grande frequência e abundância da calcita nas ocorrências examinadas, a quantidade de dados sobre o mineral é relativamente muito pequena, à exceção dos carbonatitos da região do Alto Paranaíba (Araxá, Catalão I, Salitre e Tapira) para os quais Gomide (2015) forneceu dezenas de análises químicas completas, elementos maiores e traços, inclusive ETR, bem como da região do Arco de Ponta Grossa (Barra do Itapirapuã e Mato Preto) graças aos trabalhos de Ruberti (1998). Nas primeiras ocorrências, as calcitas possuem teores variáveis de 0,3% a 8,69% de SrO, de 0,1% a 1% de BaO e de até 1,55% de MnO. Nas segundas, os conteúdos se mostram mais restritos, sendo <0,22% de SrO e <0,1% de MnO em Barra do Itapirapuã; já em Mato Preto, eles oscilam de <0,02% a 2,5% de SrO, de 0,01% a <0,6% de BaO e até 1,24% de MnO. Na literatura (p. ex.,

Wall *et al.*, 1993), são citadas calcitas contendo aproximadamente 13% de SrO, interpretadas como tendo sido cristalizadas em condições de temperaturas mais elevadas. Segundo ainda esses autores, as calcitas com alto SrO podem hospedar mais ETR, levando, assim, à exsolução de carbonatos ricos em ETR.

Dolomita $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ é de ocorrência subordinada em relação à calcita, ainda que mostre também ampla distribuição, estando presente na quase totalidade dos corpos carbonatíticos de maior dimensão. Na condição de mineral principal, é encontrada em algumas ocorrências portadoras de carbonatitos magnesianos, como Anitápolis (Comin-Chiaramonti *et al.*, 2002), Jacupiranga (Comin-Chiaramonti *et al.*, 2005c; Gomide *et al.*, 2016) e Salitre I (Barbosa *et al.*, 2012a, 2012b), por exemplo, ou constituídas predominantemente por essa litologia, caso, entre outras, de Araxá (Traversa *et al.*, 2001), Barra do Itapirapuã (Andrade *et al.*, 1999a, 1999b; Ruberti *et al.*, 2002, 2008), Catalão I (Araújo, 1996; Cordeiro *et al.*, 2010), Juquiá (Born, 1971; Beccaluva *et al.*, 1992) e Morro Preto (Nascimento, 2018). Análises químicas de dolomita são raramente disponíveis na literatura, sendo as principais fontes de dados os trabalhos de Walter *et al.* (1995) sobre Juquiá, de Ruberti (1988) sobre Barra do Itapirapuã e Mato Preto, de Cordeiro *et al.* (2011b) sobre Catalão I, de Gomide (2015) sobre rochas de Araxá, Catalão I, Salitre e Tapira e, sobretudo, de Nascimento (2018) sobre Morro Preto. Análises químicas apresentam teores de SrO e BaO, respectivamente, de 0,42% e 0,08% em Juquiá (Walter *et al.*, 1995), de <0,11% e <0,1% em Mato Preto (Ruberti, 1988), de 0,47% a 2,77% e de 0,05% a 0,12% em Catalão I (Cordeiro *et al.*, 2011b), e de até 2,3% de SrO e 1% a 7% de MnO em Barra do Itapirapuã (Ruberti, 1988); para as ocorrências de Araxá, Catalão I, Salitre e Tapira, Gomide (2015) obteve valores de até 5,5% de SrO, 1,2% de BaO e 2,2% de MnO. Para Morro Preto, Nascimento (2018) lista teores de Sr e Ba de 0,02 e 0 (a.f.u.) para análises representativas de dolomita em apatita magnesiocarbonatitos, além de conteúdos de 0,10 e 0 (a.f.u.) de Fe-dolomita em apatita magnesiocarbonatitos e de 0,11 e 0 (a.f.u.) em ankerita ferrocronatitos ricos em Ba, respectivamente. Nessas rochas, a dolomita de granulação grossa é invariavelmente zonada, com o teor em Fe aumentando em direção às bordas dos cristais. Ela forma intercrescimentos complexos com Fe-dolomita, o mineral carbonático modalmente dominante no complexo e evolui de maneira gradual para uma variedade mais enriquecida em Fe nos ferrocronatitos, a Fe-dolomita tipo II.

Ankerita $\text{Ca}(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg})(\text{CO}_3)_2$ está frequentemente associada aos carbonatitos de geração tardia ou estágio IV (Tabelas 7.19 e 7.20), que ocorrem em geral na forma de veios cortando carbonatitos magnesianos formados anteriormente. O mineral representa a fase carbonática de maior importância nos complexos de Lages (Comin-Chiaramonti *et al.*, 2001) e de Cerro Manomó (Comin-Chiaramonti *et al.*, 2011) e está também presente nos ankerita ferrocronatitos tardios ricos em Ba de Morro Preto, sendo os grãos por vezes circundados por siderita (Nascimento, 2018).

Siderita $\text{Fe}(\text{CO}_3)$ é comum em muitas ocorrências carbonatíticas, mas sempre em quantidades muito pequenas. É tipicamente de formação tardia, substituindo fases carbonáticas de cristalização inicial. No geral, aparece intimamente associada a uma assembleia de origem pós-magmática a hidrotermal, que inclui barita, galena, fluorocarbonatos de ETR e quartzo. Nos estágios finais de cristalização, é substituída por clorita ou hematita (Kapustin, 1980). Em siderita ferrocronatitos do complexo de Morro Preto, o mineral ocorre em equilíbrio com ankerita ou preenchendo veios e cavidades, além de associado a bastnäsita e monazita (Nascimento, 2018).

Usualmente, a quantidade de carbonatos nas rochas carbonatíticas é muito grande e variada, tendo em vista que o grupo contempla minerais formados a partir de distintas gerações de carbonatitos, juntamente com aqueles originados por processos pós-magmáticos, aqui incluídos os de natureza hidrotermal e os resultantes de alteração intempérica. Além das variações envolvendo especialmente cálcio, magnésio e ferro, esses processos se notabilizam também pela participação

de outros elementos, sobretudo as terras raras, disso resultando a formação, na condição de acessórios, de diversos minerais quimicamente complexos e de ocorrência mais rara. Esses últimos têm sido objeto de pesquisas minuciosas, como as desenvolvidas por Andrade *et al.* (1999a, 1999b) e Ruberti *et al.* (2002, 2008) no complexo de Barra do Itapirapuã e por Gomide (2015) em ocorrências da região do Alto Paranaíba.

Os minerais carbonáticos se distinguem pela notável diversidade quanto à forma, dimensão e textura. Em muitos casos eles mostram pronunciada orientação, que parece corresponder a uma foliação primária, como interpretada em Jacupiranga por Melcher (1966). Porém, é importante assinalar que essa foliação pode resultar de diferentes causas: paralelismo de grãos alongados de fases carbonáticas; paralelismo de bandas de carbonatos de composição similar, mas com granulação contrastante; orientação cristalográfica do mineral carbonático; orientação paralela de veios, lentes e bandas de silicatos, magnetita, apatita e outros carbonatos. Ao lado de calcita, dolomita e ankerita – de origem primária ou secundária, em geral presentes como fases intersticiais na forma de pequenos grãos isolados ou como agregados consistindo principalmente em cristais diminutos aciculares –, os carbonatitos contêm também grande número de minerais, estes descritos sobretudo em trabalhos mineralógicos de maior detalhamento, como os conduzidos por Menezes Jr. e Martins (1984) em Jacupiranga, por Traversa *et al.* (2001) em Araxá, por Ruberti *et al.* (2008) em Barra do Itapirapuã, por Eberhardt (2014) em Tapira e, finalmente, por Gomide (2015) em complexos do Alto Paranaíba. Essa mineralogia inclui fluorocarbonatos ricos em ETR, como Ce, La, Nd, Y [p. ex., *ancylita*-(Ce) $CeSr(CO_3)_2(OH).H_2O$; *bastnäsita*-(Ce) $Ce(CO_3)F$; *parisita*-(Ce) $CaCe_2(CO_3)_3F_2$ e *synchysita*-(Ce) $CaCe(CO_3)_2F$], produtos típicos do estágio IV (Tabelas 7.19 e 7.20) e identificados em rochas de diversas intrusões carbonáticas, notadamente as da região do Alto Paranaíba (Araxá, Catalão I, Salitre e Tapira; Gomide, 2015), de Anitápolis (Scheibe *et al.*, 2005), Barra do Itapirapuã (Andrade *et al.*, 1999a, 1999b; Ruberti *et al.*, 2008), Cerro Chiriguelo e Cerro Sarambí (Haggerty e Mariano, 1983), Cerro Manomó (Fletcher *et al.*, 1981), Lages (Scheibe e Formoso, 1982) e Mato Preto (Comin-Chiaromonti *et al.* 2001). Análises químicas representativas de alguns desses minerais em rochas dos complexos de Araxá e Barra do Itapirapuã constam, respectivamente, das tabelas 7.4 e 7.5. Em trabalho específico sobre a mineralogia dessa última ocorrência, Ruberti *et al.* (2008) distinguiram assembleias pós-magmáticas a hidrotermais que reúnem como principais constituintes grãos individuais de bastnäsita sobrecrecidos por um agregado contendo policristais de parisita e synchysita. A interação desses minerais é ilustrada nas imagens de elétrons retroespalhados da figura 7.5. A mineralogia hidrotermal desse complexo foi também alvo de pesquisa detalhada por Andrade *et al.* (1999b) ao descrever as relações texturais envolvendo agregados fibrosos de bastnäsita como inclusões em grãos de quartzo e também localmente na forma de pseudomorfos em ankerita; barita está presente como cristais xenomórficos e apatita prismática ocorre como agregados radiais. Essas relações estão bem evidenciadas nas imagens de elétrons secundários da figura 4 desses autores.

Na minuciosa investigação de Gomide (2015) sobre as fases carbonáticas dos carbonatitos do Alto Paranaíba, são descritos aspectos texturais envolvendo alguns acessórios encontrados nos seus diferentes estágios de formação, que resultaram de processos variados desde cristalização como fase *liquidus* no magma carbonático até produtos de transformação *subsolidus*. Calcita dos carbonatitos pouco evoluídos (C1), cristalizada em altas temperaturas com incorporação de diversos elementos (Ba, Sr, Na e ETR) em solução sólida, é capaz de exsolver impurezas em condições de baixa temperatura, levando à formação de fases como *ancylita*, *burbankita* $(Na,Ca)_3(Sr,Ba,-Ce)_3(CO_3)_5$, *estroncianita* $Sr(CO_3)$, *norsethita* $BaMg(CO_3)_2Cl$ e *olekminskita* $Sr_2(CO_3)_2$, que ocorrem principalmente na forma de inclusões, como documentado nas ilustrações incluídas nesse trabalho. Nos magnesiocarbonatitos pouco evoluídos (C2), a dolomita dá origem a exsoluções de burbankita,

como resultado de reequilíbrio em temperaturas de *subsolidus*. No estágio C3, a feição mais característica é a abundância de exsoluções de dolomita, *baritocalcita* $BaCa(CO_3)_2$, *ancylita* e *olekminskita* a partir da calcita hospedeira, além da formação de bolsões com cristais bem desenvolvidos de *estroncianita*, *baritocalcita* e *norsethita*. Os dolomita carbonatitos do estágio C4 são ricos em Ba e têm na barita o seu principal constituinte. Dolomita apresenta exsoluções de *ancylita* e *burbankita*, com os minerais de terras raras (*monazita* e vários carbonatos) aparecendo pela primeira vez e em grande quantidade. Os carbonatitos do estágio C5 contêm predominantemente dolomita e *ferrodolomita*, com proporções subordinadas de *calcita*, *norsethita* e *estroncianita*.

Exsoluções são muito abundantes, consistindo de *calcita*, *dolomita*, *burbankita*, *olekminskita* e *benstonita* $Ba_6Ca_6Mg(CO_3)_{13}$ em *norsethita*, de *olekminskita* em *dolomita* e de *baritocalcita* em *calcita*. Ainda identificados em Gomide (2015), ou mesmo na literatura em geral, estão também minerais carbonáticos de ocorrência mais rara, formação comumente hidrotermal e composição por vezes complexa, tais como *alstonita* $BaCa(CO_3)_2$, *carbocernaíta* $(Sr,Ce,La)(Ca,Na)(CO_3)_2$, *gre-*

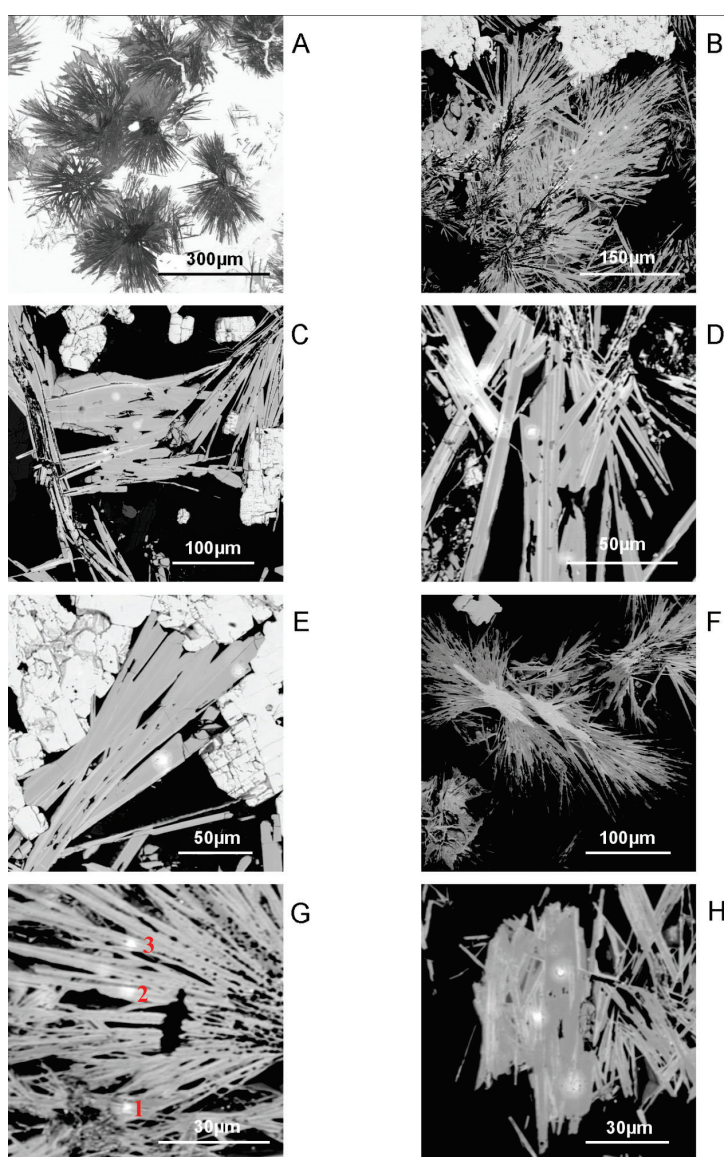


Figura 7.5. Imagens de eletroretroespalhados de fluorocarbonatos ricos em ETR de veios hidrotermais em rochas carbonatíticas de Barra do Itapirapuã (Ruberti *et al.*, 2008). Áreas mais claras (de número atômico Z maior) correspondem à barita, e mais escuras (de número atômico Z menor), a quartzo, carbonatos e fluorita, à exceção da imagem A, na qual a relação é inversa. Agregados fibrorradiais e lamelas são de *bastnäsita*, *parisita* e *synchysita*, em tonalidades variáveis de cinza e frequentemente presentes na forma de intercrescimentos.

Tabela 7.4. Análises químicas representativas de minerais carbonáticos ricos em ETR de diferentes rochas do complexo de Araxá.

Mineral	Burbankita						
Amostra	CaC	CaC	CaC	CaC	MgC	MgC	FeC
	BY7A	BY7B	BU2A	BU2B	BB2A	BB2B	BAR9D
% em peso							
La ₂ O ₃					7,8	8,3	
Ce ₂ O ₃	5,3		3	3	11,5	11,4	1,4
Nd ₂ O ₃					0,9	2	
TiO ₂	2,5						
CaO	16,7	16,4	22,4	19,3	11,1	11,7	21
SrO	29,4	31,1	27,2	31	17	17,6	26,8
BaO		6,2	7	6,8	9,5	9,9	7,3
Na ₂ O ₃	10,5	10,8	4,9	4,3	7,1	4,1	8
K ₂ O	0,1				0,5	0,5	
CO ₂	35,5	35,5	35,5	35,5	35,5	35,5	35,5

Mineral	Ancylita								Carb.	Hua.	Baritocalcita		Nor.
Amostra	MOP	CaC	CaC	MgC	MgC	MgC	G	MC	CaC	MgC	MgC	MgC	MgC
	BAC1	BC7A	BC7B	BO2BA	BO2BB	BR1	BR3	BL9	BU1	BR4	BR1A	BR1B	BR4
% em peso													
La ₂ O ₃	3,8	11	14,5	25,4	17,3	23,9	20	24	2,4				
Ce ₂ O ₃	10,4	31,4	32,8	31,5	32,7	33,4	33,1	32,8	8,4	15,7			
Nd ₂ O ₃	2,4	9,9	9,6	1,8	6,6	4,2	3,7	2,6		10,6			
FeO		2,9						2,7					2,2
MgO													15,2
CaO	8,1	1	0,8	0,4	0,4	0,9	1,1		23,2	2,9	15,2	13	
SrO	22,3	22,8	21,4	20	22,1	16,6	18,4	19,6	25,4	7,7	9,3	14,4	
BaO	12,7								6,6	43,1	45	42,1	52,7
Na ₂ O ₃	4,4												
K ₂ O	0,5												
CO ₂	35,5	21	21	21	21	21	21	21	34	20	30,5	30,5	30

Fonte: Traversa et al. (2001).

Abreviações: Minerais: Carb., carbocernaíta; Hua., huanghoíta; Nor., norsethita. Rochas: CaC, calciocarbonatitos; MgC, magnesiocarbonatitos; FeC, ferrocarnatitos; G, glimmeritos; MOP, mica-olivina clinopiroxenitos; MC, rochas híbridas.

goryíta Na₂(CO₃), *hidrotalcita* Mg₆Al₂(CO₃)(OH)₁₆, *huanghoíta-(Ce)* BaCe(CO₃)₂F, *kutnohorita* CaMn²⁺(CO₃)₂, *manasseíta* Mg₆Al₂(CO₃)(OH)₁₆.4H₂O, *nyerereíta* Na₂Ca(CO₃)₂ e *shortita* Na₂Ca₂(CO₃)₃ (Tabela 7.1.), além de outros como *breunnerita* FeMg(CO₃)₂, *witherita* Ba(CO₃), *zemkorita* Na₂Ca(CO₃)₂ e *quintinita* Mg₄Al₂(OH)₁₂CO₃.3H₂O. Este último preenche cavidades em dolomita carbonatitos da mina de Jacupiranga e foi descrito por Chao e Gault (1997), aparecendo associado com dolomita, magnetita, fluorapatita, flogopita, calcita e sulfetos (pirita, calcopirita, pirrotita). Outros carbonatos de formação hidrotermal ou secundária e presença mais comum incluem *aragonita* Ca(CO₃), *magnesita* Mg(CO₃), *rodocrosita* Mn(CO₃), ao lado de *cerussita* Pb(CO₃) e *malaquita* Cu₂(CO₃)(OH)₂, de menor frequência (Tabela 7.1). Excluídos os acessórios identificados nos carbonatitos de Araxá, Catalão I e II, Salitre e Tapira, as referências a muitos dos minerais acima não trazem em geral maiores informações texturais e composicionais, limitando-se apenas a registrar suas presenças. A projeção da composição dos carbonatos encontrados nas rochas de Catalão I e II é exibida no diagrama tetraédrico MgO-BaO-SrO-CaO da figura 7.6, extraída de Guarino et al. (2017).

Tabela 7.5. Análises químicas representativas de fluorocarbonatos de ETR das rochas carbonatíticas de Barra do Itapirapuã.

Mineral	Bastnäsita-(Ce)			Parisita-(Ce)				Synchysita-(Ce)							
	5/61.20	5/61.20	5/61.20	5/61.20	5/61.20	5/61.20	5/40.00	5/61.20	5/61.20	5/61.20	5/40.00	5/40.00	2/75.65	2/75.65	2/75.65
N	20	24	26	3	6	7	12	25	9	8	14	11	19	17	15
% em peso															
SiO ₂	<0,03	<0,03	<0,03	0,06	0,13	0,04	<0,03	0,05	0,05	<0,03	<0,03	<0,03	0,08	0,07	0,09
Al ₂ O ₃	<0,02	0,03	<0,02	0,61	1,15	<0,02	<0,02	0,06	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	0,03	0,05	0,06
Y ₂ O ₃	0,48	0,57	0,69	0,21	0,33	0,39	0,09	0,29	0,47	0,67	0,15	0,12	0,69	0,43	0,71
La ₂ O ₃	24,25	23,90	23,62	22,67	22,06	23,46	27,01	18,11	19,02	16,81	21,22	20,66	11,41	11,66	10,20
Ce ₂ O ₃	30,29	30,24	29,62	27,04	27,47	28,09	30,41	25,91	24,60	23,69	24,95	25,20	24,90	24,62	22,83
Pr ₂ O ₃	1,95	1,88	2,08	1,77	1,60	1,75	1,55	1,76	1,65	1,65	1,36	1,40	2,40	2,40	2,22
Nd ₂ O ₃	6,07	6,14	6,50	4,91	5,21	5,07	3,42	5,73	5,20	5,06	3,43	3,46	9,38	9,09	9,23
Sm ₂ O ₃	0,77	0,76	0,81	0,43	0,46	0,51	0,09	0,59	0,54	0,56	0,19	0,10	1,26	1,11	1,28
Eu ₂ O ₃	0,29	0,32	0,29	0,11	0,18	0,20	0,04	0,17	0,18	0,23	0,12	0,12	0,31	0,29	0,38
Gd ₂ O ₃	0,67	0,71	0,72	0,35	0,33	0,42	0,07	0,44	0,44	0,49	0,14	0,15	0,83	0,68	0,90
Dy ₂ O ₃	0,20	0,18	0,25	0,10	0,09	0,11	<0,08	<0,08	0,19	0,20	<0,08	0,10	<0,08	<0,08	<0,08
Er ₂ O ₃	<0,09	<0,09	<0,09	<0,09	0,11	<0,09	<0,09	<0,09	0,11	<0,09	<0,09	<0,09	0,11	0,22	0,12
Yb ₂ O ₃	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04
ThO ₂	2,76	2,58	2,46	4,14	3,45	4,01	0,55	1,64	3,31	5,02	0,41	0,37	4,36	5,03	3,85
UO ₂	0,06	<0,04	0,05	<0,04	0,05	0,07	0,04	<0,04	0,06	0,07	<0,04	<0,04	<0,04	0,09	0,06
SrO	2,00	1,87	2,23	1,82	1,54	1,63	1,46	0,79	1,09	1,48	0,97	1,22	1,13	1,31	1,00
CaO	1,27	1,33	1,92	5,80	10,16	10,44	7,75	14,51	16,53	17,82	18,04	17,83	16,08	15,11	16,21
F	8,84	8,45	8,61	8,58	7,64	9,10	8,96	8,23	9,17	9,85	7,78	7,44	9,20	9,20	7,98
-O=F	3,72	3,56	3,63	3,61	3,22	3,83	3,77	3,47	3,86	4,15	3,27	3,13	3,87	3,87	3,36
Total	76,25	75,44	76,30	75,07	78,74	81,48	77,70	74,89	78,78	79,58	75,50	75,09	78,36	77,49	73,73
Fórmula estrutural															
Ca	0,301	0,319	0,447	1,239	1,853	1,911	1,543	2,595	2,768	2,914	2,981	2,959	2,737	2,647	2,855
Sr	0,258	0,242	0,281	0,210	0,152	0,162	0,157	0,076	0,099	0,131	0,087	0,109	0,104	0,124	0,095
Σ1	0,559	0,561	0,728	1,449	2,005	2,073	1,700	2,672	2,867	3,045	3,068	3,068	2,841	2,772	2,951
Y	0,057	0,068	0,080	0,022	0,030	0,035	0,009	0,026	0,039	0,055	0,012	0,010	0,058	0,037	0,062
La	1,987	1,968	1,890	1,666	1,385	1,478	1,851	1,116	1,096	0,946	1,207	1,180	0,669	0,703	0,618
Ce	2,463	2,471	2,352	1,972	1,711	1,756	2,069	1,584	1,407	1,323	1,408	1,429	1,448	1,475	1,374
Pr	0,158	0,153	0,164	0,128	0,099	0,109	0,105	0,107	0,094	0,092	0,076	0,079	0,139	0,143	0,133
Nd	0,482	0,490	0,504	0,349	0,317	0,309	0,227	0,342	0,291	0,276	0,189	0,192	0,532	0,531	0,542
Sm	0,059	0,059	0,061	0,029	0,027	0,030	0,006	0,034	0,029	0,029	0,010	0,005	0,069	0,063	0,073
Eu	0,022	0,025	0,022	0,008	0,010	0,012	0,003	0,010	0,010	0,012	0,006	0,006	0,017	0,016	0,021
Gd	0,050	0,053	0,052	0,023	0,019	0,024	0,004	0,024	0,023	0,025	0,007	0,008	0,043	0,037	0,049
Dy	0,015	0,013	0,018	0,006	0,005	0,006	a.l.d.	a.l.d.	0,009	0,010	a.l.d.	0,005	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.
Er	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	0,006	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	0,005	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	0,005	0,011	0,006
Yb	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.
Th	0,139	0,131	0,121	0,188	0,134	0,156	0,023	0,062	0,118	0,174	0,014	0,013	0,158	0,187	0,144
U	0,003	a.l.d.	0,002	a.l.d.	0,002	0,003	0,002	a.l.d.	0,002	0,002	a.l.d.	a.l.d.	0,001	0,003	0,002
Si	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	0,011	0,022	0,007	a.l.d.	0,008	0,008	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	0,013	0,012	0,014
Al	a.l.d.	0,007	a.l.d.	0,142	0,230	a.l.d.	a.l.d.	0,011	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	0,005	0,010	0,011
Σ2	5,441	5,439	5,272	4,551	3,995	3,927	4,300	3,328	3,133	2,955	2,932	2,932	3,159	3,228	3,049
F	6,209	5,965	5,907	5,404	4,109	4,918	5,263	4,347	4,532	4,755	3,793	3,643	4,622	4,759	4,146
(CO ₃) ²⁺ _{calc}	6,071	6,066	6,062	6,100	6,079	6,083	6,012	6,035	6,064	6,090	6,007	6,008	6,086	6,101	6,080

Fonte: Ruberti et al. (2008).

Abreviações: a.l.d., abaixo do limite de detecção; N, número de análises.

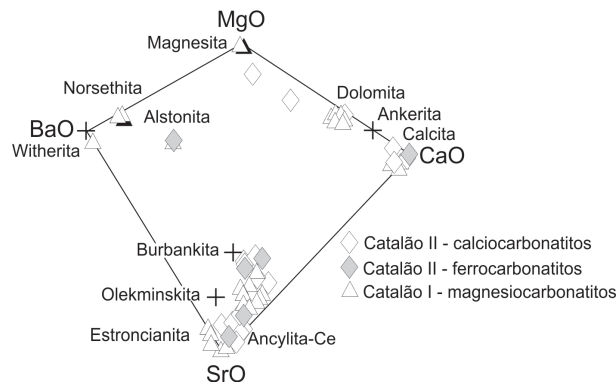


Figura 7.6. Diagrama de classificação para os minerais carbonáticos das rochas de Catalão I e II (Guarino *et al.*, 2017, simplificada).

7.2.6. Fosfatos

Os fosfatos, representados especialmente pelo grupo da apatita, constituem um dos constituintes mais característicos dos carbonatitos e estão presentes em todas as ocorrências, com a sua concentração variando em volume entre 2% e 5%. Dados obtidos por Kapustin (1980) indicam que os conteúdos de apatita aumentam junto às zonas de contatos dos corpos carbonatíticos, onde o processo de sua formação é mais intenso. Esse grupo contém a maior concentração de ETR em alguns carbonatitos, muito do F nos carbonatitos de estágios iniciais e médios, além de muito do Sr nos carbonatitos tardios (Hogarth, 1989). Mariano (1989a) chamou a atenção para a preferência seletiva dos ETR por fosfatos, como mostrado nos carbonatitos frescos das porções centrais dos complexos de Araxá e Catalão I. Nessas rochas, soluções hidrotermais de baixa temperatura teriam penetrado carbonatitos frescos ao longo de fraturas e reagido com apatita para formar pseudomorfos policristalinos de monazita e, em menor proporção, de quartzo. Mariano e Ring (1975) e Mariano (1978b) têm confirmado que apatita de carbonatitos, como também de rochas ígneas comuns e metamórficas, exibe luminescência em tonalidades de azul, fenômeno atribuído à emissão de Eu^{2+} a 410-430 μm . Já nas rochas de Araxá, Issa Filho *et al.* (1984) reconheceram catodoluminescência de cor violeta, com o espectro de emissão apontando para a presença principalmente de Eu^{2+} , Sm^{3+} e Dy^{3+} como elementos ativadores. Um estudo mais completo que relaciona a cor produzida por catoluminescência e a composição química de apatitas, notadamente a distribuição dos ETR, procedentes de diferentes ambientes geológicos foi conduzida por Roeder *et al.* (1987). Dados obtidos para catorze amostras examinadas, uma das quais proveniente do complexo de Tapira, indicaram que os picos nos espectros de catodoluminescência são resultantes de ativação provocada por Mn^{2+} , Sm^{3+} , Dy^{3+} , Eu^{2+} e Eu^{3+} , bem como que o comportamento normalizado para condrito dos ETR mostra enriquecimento em ETRL para a maioria delas. Segundo Mariano e Ring (1975), todas as apatitas de ocorrência natural exibem virtualmente luminescência no espectro visível quando expostas à excitação por ultravioleta, laser ou eletrônica, fenômeno que se deve à presença de impurezas dos elementos acima que atuam como ativadores ou coativadores na apatita hospedeira. Ainda conforme esses autores, o processo é tão eficiente que cristais de apatita de dimensões da ordem de 20 μm são prontamente reconhecidos mesmo quando a sua concentração situa-se abaixo de 100 ppm.

Fluorapatita, cuja fórmula ideal é expressa como $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{F}$, é o mais abundante e importante mineral do grupo, com as demais espécies – *hidroxiapatita* $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{OH})$, *carbonato-fluorapatita* $\text{Ca}_5(\text{PO}_4, \text{CO}_3, \text{OH})_3(\text{F}, \text{OH})$ e *clorapatita* $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{Cl}$, expressas por fórmulas químicas simplificadas e resultantes da apreciável substituição principalmente de Cl, CO_3 e OH –, aparecendo em menores

proporções. Apatita é interpretada como um mineral do estágio I (apatita I, Tabela 7.20), podendo persistir até a mineralização de estágios posteriores (II e III), especialmente na condição de mineral secundário, quando se mostra derivada da apatita primária por solução e reprecipitação. Em alguns complexos (p. ex., Barra do Itapirapuã, Jacupiranga, Juquiá), diferentes tipos de apatita ocorrem, sendo identificados pelo menos dois, com as suas relações texturais com as fases coexistentes se mostrando muito variáveis. Walter *et al.* (1995) forneceram dados químicos para os três tipos de apatita em Juquiá (Tabela 7.6), que evidenciam as diferenças existentes entre eles, com destaque para a maior riqueza em SrO do tipo III, de origem secundária, e para o conteúdo mais elevado em Na₂O, SrO, BaO e F, e menor em OH do tipo II quando comparado ao tipo I. Nos magnesiocarbonatitos da intrusão Sul de Morro Preto, Nascimento (2018), baseado em dados texturais, modo de ocorrência e associação mineralógica, distinguiu quatro tipos de apatita mostrando variações químicas expressivas especialmente para os elementos Na, F e Sr. Em geral, nos carbonatitos de cristalização inicial, apatita se apresenta comumente idiomórfica, de hábito prismático ou como grãos ovoides, e de ocorrência isolada ou na forma de agregados. Os cristais prismáticos são quase sempre equigranulares com os tabulares ausentes. Nesse estágio de formação, o mineral acha-se distribuído uniformemente no corpo da rocha e com frequência ocupa os interstícios dos grãos de calcita. Pode ocorrer também como fenocristais, interpretados como de formação primária, ou ainda, de origem secundária na condição de cristais de granulação fina preenchendo veios e cavidades. Comumente aparece também como inclusão em outros minerais, notadamente opacos e monazita, ou contendo inclusões como baddeleyíta e pirocloro. Em especial em algumas ocorrências (p. ex., Anitápolis, Catalão II, Ipanema), a apatita é tipicamente uma fase *cumulus*, originando concentrações por vezes unimineralicas na forma de lentes de espessura centimétrica, referidas na literatura como apatititos. No complexo de Ipanema, Guarino *et al.* (2012) descreveram apatititos com aproximadamente 60% de apatita modal, por exemplo. Estruturas cumuláticas envolvendo apatita associada com outras litologias (glimmeritos, clinopiroxenitos) são também citadas.

Informações sobre o quimismo das apatitas nas ocorrências examinadas não são muito numerosas, com os dados disponíveis, além daqueles sobre Juquiá, incluindo os relativos às ocorrências de Araxá – que indicam uma composição uniforme para o mineral, com concentrações altas em P₂O₅ e CaO, teores de SrO no intervalo de 3% a 5%, chegando, contudo, a 10% nas variedades mais enriquecidas em Sr (Traversa *et al.*, 2001) –, assim como às de Catalão I (Cordeiro *et al.*, 2010), Catalão II (Guarino *et al.*, 2017), Jacupiranga (Morbidelli *et al.*, 1986; Costanzo *et al.*, 2006), Morro Preto (Nascimento, 2018) e Tapira (Eberhardt, 2014). Na Barra do Itapirapuã, Ruberti (1988) observou que o mineral mostra variação química significativa entre os diferentes tipos petrográficos. Nos magnesiocarbonatitos sem venulações tardias, apatitas com flúor (F entre 0,9% e 1,35%) contêm 0,25% a 0,5% de SrO e 0,36% a 0,68% de $\Sigma\text{ETRL}_2\text{O}_3$, enquanto nos ferrocronatitos com venulações tardias as fluorapatitas (F entre 2,2 e 3,4%) possuem de 0,7% a 2,6% de SrO e de 0,4% a 2,2% de $\Sigma\text{ETRL}_2\text{O}_3$. Zonamentos composicionais de maior expressão foram registrados nas fluorapatitas, com o padrão dominante indicando aumento das concentrações de SrO e $\Sigma\text{ETRL}_2\text{O}_3$ e diminuição de CaO do núcleo para as bordas dos cristais. Em alguns complexos (p. ex., Morro Preto, Nascimento, 2018), o padrão de zonamento do mineral para o par Mg-Fe indica enriquecimento em Fe-dolomita nas bordas dos cristais de dolomita. Feições texturais das apatitas presentes nas litologias (P1, foscoritós; P2, apatita nelsonitos; P3, magnetita nelsonitos; DC, dolomita carbonatitos) de Catalão I variam fortemente com o seu estágio de evolução e análises químicas parciais representativas apresentam maior enriquecimento em Sr nos dolomita carbonatitos, juntamente com o concomitante empobrecimento em Ca, quando comparado às demais litologias (Tabela 7.7). Zonamento químico é também registrado, com os núcleos dos cristais de apatita sendo progressivamente mais

Tabela 7.6. Análises químicas de apatitas de Juquiá. Apatita do tipo I é definida como uma hidroxifluorapatita, e dos tipos II e III, como um carbonato-fluorapatita.

	Tipo I	Tipo II	Tipo III
% em peso			
P ₂ O ₅	42,82	37,61	38,92
CaO	54,05	49,69	49,51
Na ₂ O	0,11	2,36	1,46
SrO	0,51	1,15	4,14
BaO	0,10	0,20	0,43
MgO	0,05	0,07	0,13
MnO	0,04	0,12	0,11
Al ₂ O ₃	0,01	0,28	0,08
Fe ₂ O ₃	0,05	0,34	0,26
K ₂ O	0,00	0,00	0,00
SiO ₂	0,12	0,13	0,06
TiO ₂	0,00	0,00	0,06
S (total)	0,02	0,02	0,02
F	0,85	2,60	1,86
Cl	0,10	0,00	
CO ₂	0,32	2,01	
H ₂ O ⁺	0,66	0,12	
Soma	99,81	96,54	96,96
N	104	113	21

Fonte: Walter *et al.* (1995).

Abreviação: N, número de amostras.

Tabela 7.7. Análises químicas representativas de apatitas de Catalão I.

Amostra	110		149		230A		230B		304A	
Tipo de Rocha	P1	P1	DC	DC	P2	P2	P3	P3	P2	P2
Posição	N	B			N	B	N	B	N	B
% em peso										
P ₂ O ₃	41,13	41,43	40,46	40,13	41,91	42,80	41,87	42,59	41,61	41,38
SiO ₂	1,01	0,70	0,43	0,16	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.
La ₂ O ₃	0,47	0,35	0,33	1,00	0,37	0,28	0,84	0,52	0,53	0,28
Ce ₂ O ₃	1,00	0,92	1,58	1,71	0,85	0,71	1,95	0,76	1,25	0,50
Al ₂ O ₃	a.l.d.	0,02	0,62	0,16	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.
CaO	51,81	52,59	46,70	46,41	51,21	52,58	48,42	50,92	49,76	52,21
SrO	1,04	0,62	5,36	5,36	3,18	1,54	4,08	3,19	4,21	1,55
MgO	0,07	a.l.d.	0,15	0,13	a.l.d.	a.l.d.	0,05	a.l.d.	a.l.d.	0,10
Fe ₂ O _{3t}	a.l.d.	a.l.d.	1,05	0,48	a.l.d.	0,11	0,10	0,11	0,14	0,07
BaO	a.l.d.	a.l.d.	0,28	0,09	0,20	a.l.d.	0,08	0,07	a.l.d.	a.l.d.
Na ₂ O	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	0,35	a.l.d.	a.l.d.	0,71	a.l.d.	0,09	a.l.d.
K ₂ O	a.l.d.	a.l.d.	0,13	0,15	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.
Total	96,53	96,63	97,09	96,13	97,72	98,02	98,1	98,16	97,59	96,09

Fonte: Cordeiro *et al.* (2010), simplificada.

Abreviações: P1, foscorito; P2, apatita nelsonita; P3, magnetita nelsonita; DC, dolomita carbonatita; N, núcleo; B, borda; a.l.d., abaixo do limite de detecção.

Observações: todo Fe calculado como Fe³⁺; F não foi analisado.

ricos em Sr nos foscoritos e de tendência inversa nos nelsonitos. Apatita nos calciocarbonatitos de Catalão II (Guarino *et al.*, 2017) tem teor em SrO de 1,1% a 2,1% e F de 3,5% a 3,8%. Nas litologias associadas (apatititos, flogopititos, magnetititos), a concentração em SrO é inferior a 1,4% e a de F muito similar (apatititos, ~3,7%; flogopititos, 3,5-3,8%; magnetititos, 3,1%). De outro modo, considerando a evolução das apatitas em Catalão I, Toledo *et al.* (2004a) definiram

três gerações do mineral: ígnea, pós-magmática ou hidrotermal e supérgena. As principais tendências observadas da primeira para a terceira geração foram: aumento dos teores de CO_3^{2-} , F e Ca e na razão $\text{CaO}/\text{P}_2\text{O}_5$, e diminuição dos conteúdos de Sr, Na e ETR. Tendências de evolução química semelhantes são encontradas entre as diferentes gerações de apatita de Tapira (Ferrari *et al.*, 2001).

Em Jacupiranga, Morbidelli *et al.* (1986) investigaram as apatitas das bandas de reação resultantes da transformação dos jacupiranguitos em contato com carbonatitos pela ação de fluidos enriquecidos em álcalis e CO_2 , provavelmente derivados do magma carbonatítico. Bandas concêntricas de composição alternada silicática e carbonática foram formadas, apresentando maior predominância de anfibólio, flogopita e olivina. Como mostrado nas análises parciais da tabela 7.8, as apatitas presentes nos carbonatitos e nas bandas são quimicamente homogêneas, revelando sua fonte comum a partir do magma carbonatítico.

Ainda em Jacupiranga, mencione-se o trabalho metucioso de Costanzo *et al.* (2006) sobre inclusões fluidas presentes nas apatitas das rochas carbonatíticas. Petrograficamente, dois tipos de apatita foram distinguidos: o primeiro maior e alongado, intimamente associado com magnetita, flogopita e pirocloro, além de contendo grande número de inclusões sólidas e aquosas, confinadas principalmente às partes centrais do mineral, em zonas claramente delineadas. Silvita, calcita, burbankita, apatita, piritita, calcopirita e ilmenita representam as fases sólidas mais comuns aprisionadas dentro das inclusões fluidas primárias e refletem a assembleia geral dos carbonatitos. O segundo se apresenta na forma de agregados de granulação fina e cordões de pequenos grãos ovoides e é praticamente isento de inclusões. Catodoluminescência, em tonalidades de verde-claro, com Mn como elemento ativador, possibilita realçar os diferentes estágios de crescimento dos cristais de apatita e as variações químicas existentes entre o núcleo e as margens dos grãos. Dados químicos relativos às apatitas de diferentes litologias do complexo demonstram que o mineral é rico em Sr (0,35-0,55%) e tem baixa concentração em MnO ($\leq 0,15\%$). A composição dos elementos maiores nos minerais de Jacupiranga é relativamente constante, inexistindo zonamento químico gradual ao longo dos cristais individuais de apatita, mas tão somente pequenas e bruscas mudanças composicionais entre núcleo e margens, bem como na distribuição dos diferentes tipos de inclusões fluidas. Como resultado, os núcleos dos cristais de apatita são mais ricos em Sr e ETR que as respectivas bordas em função da presença das inclusões em que esses elementos foram aprisionados. Segundo Hogarth (1989), o comportamento do zonamento químico em apatitas não é uniforme, e é descrito enriquecimento em Sr e F nos núcleos de cristais e em Na e ETR nas margens (Hogarth *et al.*, 1985), contrastando, em outros casos, com a maior riqueza em F nas bordas e, como observado também em Jacupiranga, com o maior teor em Sr e ETR nas partes centrais (Hogarth *et al.*, 1989). Anomalia positiva em Ce foi também observada em ambos núcleo como nas bordas dos cristais de apatita, ao contrário da negativa descrita por Puchelt e Emmermann (1976) nos carbonatitos de Kaiserstuhl, na Alemanha.

Tabela 7.8. Dados químicos para apatitas das bandas de reação dos carbonatitos de Jacupiranga.

	1	2	3	4	5	6
% em peso						
CaO	55,26	55,72	55,63	55,61	55,90	55,20
P_2O_5	41,60	42,01	41,82	42,19	42,35	41,52
SrO	0,49	0,30	0,47	0,48	0,30	0,34
F	2,94	2,06	2,32	2,43	2,56	2,92
Total	100,29	100,09	100,24	100,71	101,11	99,98
-O=F	1,24	0,87	0,98	1,02	1,08	1,23

Fonte: Morbidelli *et al.* (1986), simplificada.

Legendas: 1 e 2 - carbonatitos; 3 - banda A (anfibólica); 4 - banda B (flogopítica); 5 e 6 - banda C (olivínica).

Ainda dignas de registro são as investigações minuciosas das apatitas do complexo carbonatítico de Tapira conduzidas por Ferrari *et al.* (2001) e também por Eberhardt (2014), o qual fornece análises químicas médias para os minerais dos carbonatitos (Tabela 7.9) e das rochas silicáticas associadas. Os dados gerais obtidos indicam composições relativamente variadas, com valores de SiO₂ até 0,80%, CaO oscilando de 47,00% a 53,62%, Na₂O inferior a 1,24%, SrO de 0,48% a 3,26% e P₂O₅ cobrindo amplo espectro de 37,44% a 41,82%. FeO e MgO aparecem em concentrações muito baixas. As concentrações muito altas de F (até 2,74%) e baixas de Cl (até 0,01%) parecem indicar que a variedade dominante corresponde a uma fluorapatita. Zonamento químico é pouco evidente. Enquanto Hogarth (1989) citou o conteúdo dos óxidos de ETR (Σ ETR) nas apatitas dos carbonatitos em geral como sendo de menos de 1% a mais de 8% em peso, nas rochas de Tapira esse teor varia de pouco menos de 1% a 2,84% e, além disso, tende a aumentar nas apatitas dos carbonatitos tardios. Hogarth (1989) destacou também que o teor em Sr das apatitas aumenta em geral dos carbonatitos iniciais aos tardios, sugerindo que o elemento é associado com calcita nas rochas mais primitivas e está concentrado na barita e estroncianita nas mais tardias. Também característico desses minerais é o alto grau de fracionamento das ETRL em relação às ETRP. Análises por espectrometria de massa com ablação por laser para duas amostras de apatita citadas em Eberhardt (2014) constam da tabela 7.10. Nesse trabalho são também mostrados diagramas de variação química correlacionando elementos maiores, traços e terras raras com o propósito de melhor entender a evolução das apatitas. Nos carbonatitos, a substituição Ca²⁺ ↔ Sr²⁺ desempenha papel importante, mas ela não se dá na relação 1:1, o que parece sugerir que outros elementos, as terras raras, por exemplo, poderiam atuar na substituição do cálcio.

Tabela 7.9. Composições químicas médias de apatitas de carbonatitos de Tapira.

Amostra	AT-55	AT-502	AT-44	AT-43	AT-60	AT-504	AT-131
N	7	2	2	14	11	12	4
% em peso							
SiO ₂	0,06	0,00	0,21	0,80	0,26	0,07	0,21
FeO	0,01	0,06		0,07	0,09	0,03	
MnO		0,03		0,02	0,03	0,02	
MgO		0,06		0,02	0,03	0,03	
CaO	52,45	47,00	50,70	52,02	53,62	52,24	52,75
Na ₂ O	0,23	1,24	0,43	0,18	0,27	0,26	0,22
P ₂ O ₅	39,55	37,44	41,16	38,13	40,74	41,81	41,82
BaO	0,01	0,00		0,01	0,02	0,02	
SrO	0,95	3,26	2,05	1,06	1,11	1,02	0,48
PbO		0,14		0,04	0,04	0,03	
F	2,11	2,74	2,69	1,99	2,24	1,74	1,91
Cl	0,00	0,01		0,01	0,01	0,00	
SO ₃	0,02	0,02		0,03	0,01	0,05	
La ₂ O ₃	0,18	0,64	0,45	0,25	0,13	0,20	0,18
Ce ₂ O ₃	0,45	1,44	0,93	0,54	0,33	0,53	0,43
Pr ₂ O ₃	0,04	0,15	0,11		0,05	0,11	
Nd ₂ O ₃	0,19	0,60	0,42	0,22	0,16	0,24	0,36
Soma ETR	0,86	2,84	1,80	1,12	0,67	1,08	0,97
Total	96,26	94,92	99,04	95,30	99,14	98,45	98,36
O=F,Cl	0,89	1,15	1,13	0,84	0,94	0,73	0,80
Total	95,37	93,76	97,90	94,45	98,20	97,72	97,56

Fonte: Eberhardt (2014), simplificada. N, número de análises.

Tabela 7.10. Análises por ablação com laser de apatita em duas amostras de carbonatito de Tapira (valores em ppm).

Amostra	AT043	AT060	AT043	AT060	AT043	AT060		
Ba	59	98	V	108	38	Gd	166	139
Sr	8961	11111	As	12	10	Tb	17	13
Hf	0,2	0,1	La	1726	1307	Dy	71	54
Y	256	180	Ce	3666	3523	Ho	11	8
Nb	1,9	2,0	Pr	425	449	Er	21	15
Ta	0,02	0,04	Nd	1623	1686	Tm	2	1
Th	55	58	Sm	222	232	Yb	11	7
U	34	33	Eu	66	54	Lu	1,2	0,8

Fonte: Eberhardt (2014), simplificada.

Observação: número de análises, respectivamente, 4 e 5.

Intemperismo dos carbonatitos levando à solução dos carbonatos é o fator responsável pela liberação de apatita, primária ou secundária, que acumula em depósitos residuais de considerável tamanho, como registrado em diversas ocorrências mundiais, notadamente as brasileiras. Em Araxá, por exemplo, o minério de apatita é descrito por Grossi-Sad e Torres (1978) como constituído por grãos de apatita residual com sobrecrescimento de apatita secundária. Apatita pode ser destruída durante o ciclo do intemperismo e totalmente decomposta (Mariano, 1989a).

O comportamento da apatita durante a alteração intempérica foi investigado detalhadamente por Toledo e Pereira (2001) em rochas dos complexos de Catalão I e Juquiá, sendo a fosfatogênese secundária controlada principalmente pela presença de Al na composição química do mineral. Assim, a neoformação de fosfatos em ambiente sem Al (Juquiá) leva ao aparecimento de fases apatíticas supérgenas com composições, morfologias e texturas muito diferentes daquelas exibidas pela apatita original das rochas sãs. Por outro lado, em Catalão I, onde a associação do carbonatito se dá com rochas alcalinas silicáticas ricas em Al, tem lugar a formação de fases de fosfatos aluminosos e de fases apatíticas supérgenas sem Al somente em alguns locais.

Monazita-(Ce) Ce(PO₄) é um dos principais minerais fosfáticos com ETR e acessório frequente em carbonatitos tardios. Costuma estar presente como pequenos cristais formando feixes de arranjo radial ou como massas granulares, além de encontrado quase sempre em associação com quartzo, barita, sulfetos e estroncianita. Quando ao lado de apatita, mostra-se na maioria das vezes intersticial e provavelmente cristalizado a partir de soluções ou fundidos com excesso de P₂O₅, e com toda a concentração em ETR totalmente consumida (Mariano, 1989a). Ce₂O₃ é a terra rara mais abundante, com uma concentração que pode atingir até 37% em glimmeritos associados aos carbonatitos de Araxá (Traversa *et al.*, 2001), porém, La e Sm são também referidos. Particularmente, essa amostra analisada apresentou 4,8% de ThO₂ e teores altos de SrO e BaO. Feições químicas similares foram encontradas por Toledo *et al.* (2004b) em rochas carbonatíticas e silexíticas de Catalão I, com os teores de Ce₂O₃ atingindo até 32,86%; já os de La₂O₃ e Sm₂O₃ se mostraram também muito expressivos, alcançando, respectivamente, até 24,73% e 1,36%. Monazita é uma fase importante da cobertura laterítica associada à mineralização de nióbio do complexo de Barreiro, em Araxá, correspondendo a 5,0% da composição mineralógica média do minério (Paraíso e Fuccio Jr., 1986). Em Catalão I, a monazita ocorre associada ao carbonatito e às rochas silicificadas na forma de agregados criptocristalinos muito porosos e descontínuos, sendo as relações texturais indicativas de que a sua ligação com o carbonatito é tardia quando comparada aos carbonatos e à apatita. No caso do silexito, ela é contemporânea ao quartzo, e é interpretada como de origem hidrotermal durante os processos de silicificação que afetaram o complexo nas fases finais do evento

magmático responsável pela sua formação (Toledo *et al.*, 2004b). Informações gerais sobre a ocorrência e variação composicional de fosfatos do grupo da monazita em carbonatitos são encontradas no trabalho de Toledo e Pereira (2003). Segundo Mariano (1989a), monazita, o mineral supergênico mais comum em carbonatitos, é abundante porque muitas dessas rochas contêm apatita acessória, sendo os ETR e PO₄ liberados dos carbonatos e da apatita durante o processo de intemperismo para formar a monazita.

Fosfatos de formação hidrotermal e/ou secundária são comuns e representados principalmente por *isokita* CaMg(PO₄)F, *rhabdofânio* Ce(PO₄).H₂O, *torbernita* Cu(UO₂)₂(PO₄)₂.12H₂O, *xenotima-(Y)* Y(PO₄) e fases ricas em Al do grupo da crandalita (Toledo, 2000; Toledo *et al.*, 2002; Ferrari *et al.*, 2007), que incluem *gorceixita* BaAl₃(PO₄)(PO₃OH)(OH)₆ e *goyazita* SrAl₃(PO₄)(PO₃OH)(OH)₆ (Tabela 7.1), assim como *florencita* CeAl₃(PO₄)₂(OH)₆ e *autunita* Ca(UO₂)₂(PO₄)₂.10-12H₂O. Esses minerais são citados em diversas ocorrências, alguns com maior riqueza de pormenores, como, por exemplo, em Catalão (Toledo, 1999, 2000; Toledo *et al.*, 2002; Ferrari *et al.*, 2007); porém, na maioria das vezes as referências sobre eles não são acompanhadas de dados químicos ou informações descritivas mais relevantes.

7.2.7. Sulfatos

Barita Ba(SO₄) é o mais importante mineral do grupo e localmente abundante em muitos carbonatitos. O modo de ocorrência é muito diversificado, aparecendo em todos os estágios de evolução dos carbonatitos, mas, sobretudo, na condição de fase típica de intrusões tardias, na qual costuma integrar uma assembleia mineralógica de origem notadamente hidrotermal e/ou secundária e de granulação fina a muito fina. Essa assembleia, formada a partir de fluidos de baixa temperatura, reúne frequentemente quartzo, apatita, fluorita e sulfetos, além de fluorocarbonatos com ETR, feldspato alcalino e produtos de alteração (zeólitas). Barita está presente em geral como cristais xenomórficos incolores e sempre preenchendo pequenos veios de dimensões milimétricas a centimétricas. Em Juquiá, os veios de barita são tipicamente de formação hidrotermal e, segundo Walter *et al.* (1995), representam o terceiro estágio de cristalização do complexo. Análise química citada por esses autores demonstra que o mineral é predominantemente composto por BaO (64,83%) e S (total, 24,66%) e contém pequenas quantidades de Al e Na. Ocasionalmente, barita encontra-se associada a lateritos formando depósitos de interesse econômico – caso, por exemplo, de Araxá (Silva, 1985). Dados fornecidos por Paraíso e Fuccio Jr. (1986) indicaram que a composição mineralógica do minério dessa ocorrência contém 20% de barita. Segundo Kapustin (1980), barita de geração inicial é incolor e rica em Sr, enquanto a de formação tardia apresenta tonalidade amarelada e acha-se associada com estroncianita.

Outros minerais sulfáticos descritos na literatura, igualmente de formação hidrotermal e/ou secundária, incluem *anglesita* Pb(SO₄), *anidrita* Ca(SO₄) e mais raramente, *celestina* Sr(SO₄) (Tabela 7.1).

7.2.8. Silicatos

O conteúdo dos minerais silicáticos em carbonatitos não é normalmente alto, mas se caracteriza pela grande diversidade, com representantes dos principais grupos: granadas, olivinas, clinopiroxênios, anfibólios, micas e quartzo. Feldspatos e feldspatoides são menos importantes e, na condição de acessórios, são reconhecidos vários minerais, entre eles, titanita, zircão, ru-

tilo, ilmenita etc. Os silicatos serão discutidos na ordem crescente de complexidade estrutural: nesossilicatos, sorossilicatos, ciclossilicatos, inossilicatos, flossilicatos e tectossilicatos.

7.2.8.1. Nesossilicatos

Granadas são pouco comuns em carbonatitos, mas de grande abundância nas rochas alcalinas associadas, particularmente nas sieníticas, nas da série melteigito-ijolito-urtito e nos bebedouritos, foscoritos e clinopiroxenitos. Esses minerais foram descritos em grande número de ocorrências alcalino-carbonatíticas e pesquisados com maiores detalhes em algumas delas (p. ex., em Itapirapuã, por Gomes *et al.*, 1968; em Araxá, por Traversa *et al.*, 2001; em Tapira, por Brod *et al.*, 2003 e por Eberhardt, 2014; em Salitre, por Barbosa *et al.*, 2012b; em Catalão II, por Guarino *et al.*, 2017). O seu modo de formação é muito diversificado, e o mineral se apresenta como fase primária ou tardia, com contornos poliédricos, na forma de cristais disseminados ou agregados, interdigitado com cristais de clinopiroxênio, associado intimamente com titanita (ou perovskita) e opacos ou, ainda, como fenocristais (e antecristais) ou membro da massa fundamental em rochas vulcânicas. Ao microscópio, segundo Gomes e Comin-Chiaramonti *et al.* (2017), as granadas exibem coloração variável de castanho-escuro, quase opaco, a castanho-claro e representam típico produto de cristalização tardia, como aliás sugerido pela textura poiquilítica comum dos seus cristais, em que outros constituintes da rocha, como clinopiroxênios e titanita, são por eles englobados. Em Araxá, Traversa *et al.* (2001), além de mencionar a sua concentração em TiO₂ (10-11%) e associação com perovskita e opacos, fizeram também referência à presença de uma segunda espécie de granada nas rochas piroxeníticas do complexo, com 11,3% de ZrO₂ e correspondendo a uma fase conhecida como *kimzeíta* Ca₃Zr₂(SiAl₂)O₁₂ (Milton *et al.*, 1961). Uma origem primária ou metassomática para as granadas titaníferas em geral é também sugerida por Flohr e Ross (1990) e Ulrych *et al.* (1994).

Nas ocorrências pesquisadas, as granadas são essencialmente do tipo andradita com Ti, e o mineral, na sua quase maioria, é definido como *melanita* Ca₃Fe³⁺₂(SiO₄)₃ (teor de TiO₂ até 15%, cf. Deer *et al.*, 1992; acima desse limite o mineral é classificado como *schorlomita*, uma fase menos frequente). O quimismo, mostrando riqueza em TiO₂ e também em ZrO₂, como no caso de Araxá, é tido como indicativo de uma atividade magmática de afinidade carbonatítica (Platt e Mitchell, 1979). A figura 7.7 ilustra a projeção das análises de granadas ricas em TiO₂ das rochas bebedouríticas de Tapira, juntamente com as curvas de cristalização desses minerais para outras ocorrências alcalinas brasileiras (cf. Ruberti *et al.*, 2012), no diagrama ternário *andradita* Ca₃Fe³⁺₂(SiO₄)₃, *schorlomita* Ca₃Ti₂(SiFe³⁺)₂O₁₂ e *morimotoíta* Ca₃(TiFe²⁺)(SiO₄)₃ de Locock (2008). As variações composicionais são indicativas de uma clara tendência de enriquecimento progressivo da molécula de andradita com a evolução magmática, como já assinalado por Ruberti *et al.* (2012) para as rochas do complexo do Banhadão. Os dados químicos disponíveis para as granadas de Tapira e Salitre foram obtidos tão somente em bebedouritos e, em linhas gerais, não apresentam diferenças muito significativas, com os teores de TiO₂ compreendidos, respectivamente, nos intervalos de 6,55% a 15,29% e 4,5% a 18,0%. São minerais também ricos em CaO (respectivamente, 30,88-32,99% e 31-33%), além de pobres em Al₂O₃ (0,16-0,66% e 0,1-1,3%). A figura 7.8 mostra a projeção dos dados no diagrama ternário de Locock (2008), evidenciando a maior riqueza nos componentes andradita e morimotoíta desses minerais. A registrar que análises de granadas provenientes de carbonatitos não estão disponíveis na literatura.

Zonamento químico é a feição mais distintiva das granadas titaníferas, tendo sido investigado mais detidamente por Gomes (1969) nas rochas alcalinas sieníticas do complexo de Ita-

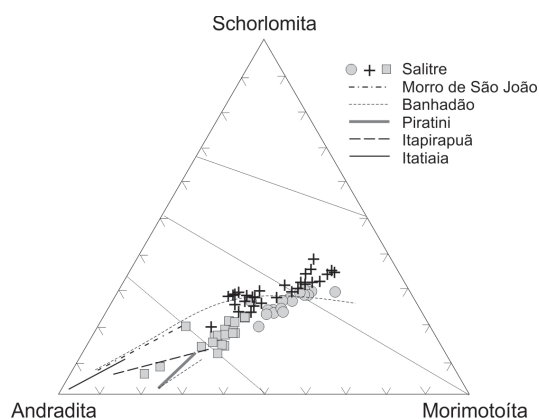


Figura 7.7. Gráfico mostrando a variação composicional de granadas titaníferas no diagrama ternário schorlomita-andradita-morimotoita para algumas ocorrências alcalinas brasileiras (Barbosa *et al.*, 2012b).

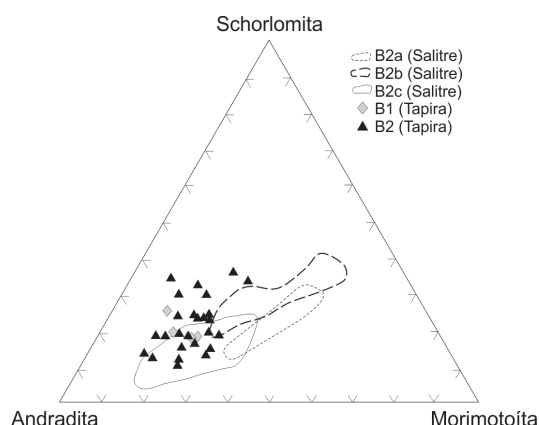


Figura 7.8. Diagrama ternário schorlomita-andradita-morimotoita para granadas de rochas bebedouríticas dos complexos de Tapira e Salitre (Eberhardt, 2014).

pirapuã. O padrão dominante, com as partes centrais de coloração mais escura circundadas por bandas mais claras dispostas simetricamente, indica maior enriquecimento no núcleo dos cristais em TiO_2 e empobrecimento nas bordas em Fe_2O_3 e subordinadamente em SiO_2 , levando a sugerir que Ti está presente no mineral substituindo o Fe, e também o Si. Comportamento similar é exibido pelas granadas titaníferas das rochas do complexo alcalino de Banhadão (Ruberti *et al.*, 2012). O papel controverso desempenhado pelo Ti na estrutura das granadas titaníferas é discutido nos trabalhos de Gomes (1969) e de Gomes e Comin-Chiaramonti (2017).

Olivinas são minerais de ocorrência generalizada em carbonatitos e rochas alcalinas associadas, especialmente as de composição máfica-ultramáfica, estando presentes como constituintes menores ou acessórios nos carbonatitos – ainda que excepcionalmente possam representar até 31% da moda em calciocarbonatitos de Salitre, cf. Barbosa *et al.* (2012a) –, e como constituintes essenciais nas demais variedades, além de quase sempre como produto de cristalização inicial dos estágios I e II (Tabelas 7.19 e 7.20). O modo de formação é muito variado, apresentando-se como mega a microcristais (e antecristais), euédricos a subédricos, como fenocristais em diques, como xenocristais e, ao lado de clinopiroxênios, como fase principal de associações *cumulus* e *intercumulus* em intrusões com estruturas bandadas, contendo com frequência microinclusões de opacos. Exemplos dessa associação são encontrados nos complexos de Jacupiranga e Juquiá, por exemplo, onde rochas cumuláticas frescas de natureza dunítica, piroxenítica e gábrica ocupam áreas expressivas. Nas rochas da zona de reação do complexo de Jacupiranga (camada O), as olivinas estão representadas por mais uma geração, como sugerido por variações texturais e evidências mineralógicas (Morbideilli *et al.*, 1986). Localmente, como no caso de

Salitre (Barbosa *et al.*, 2012a), as olivinas se mostram envolvidas por cristais de perovskita ou flogopita. Esses últimos autores descreveram também a presença de xenocristais de olivina, de contornos arredondados, em calciocarbonatitos do complexo, sugerindo a ação de processo de reabsorção pelo magma.

Olivinas encontram-se frequentemente alteradas em serpentina, celadonita e bowlingita, sendo o processo de transformação acompanhado da formação de carbonatos (dolomita, calcita), minerais argilosos (saponita e/ou nontronita), opacos (hematita, goethita), os quais se cristalizam principalmente ao longo das fraturas dos grãos, e quartzo. Porém, em algumas ocorrências de carbonatitos (p. ex., Jacupiranga, Mitchell, 1978; Gaspar, 1992; Morbidelli *et al.*, 1986) ou de foscoritos (p. ex., Salitre, Cordeiro *et al.*, 2010), as olivinas se mostram substituídas por clinohumita. Já nos olivina melilitos de Lages (Traversa *et al.*, 1994; Scheibe *et al.*, 2005), elas ocorrem associadas com *monticellita* $CaMgSiO_4$, um mineral raro em carbonatitos e presente apenas no seu estágio I de formação (Tabelas 7.19 e 7.20).

A composição das olivinas é razoavelmente homogênea nos carbonatitos, situando-se em geral no campo da *forsterita* Mg_2SiO_4 (Fo₉₀₋₁₀₀). Nos carbonatitos de Araxá, Traversa *et al.* (2001) reportaram concentrações de forsterita variando de Fo₉₅₋₉₈, enquanto Morbidelli *et al.* (1986) obtiveram valores de Fo₉₃₋₉₇ para as rochas da zona de reação do complexo de Jacupiranga. Composições menos magnesianas caracterizam invariavelmente as rochas alcalinas associadas na totalidade das ocorrências investigadas, levando à presença de outros membros da série. Especificamente no caso de Salitre, Barbosa *et al.* (2012a) forneceram valores de Fo_{91,0-97,8} para os carbonatitos e de Fo_{87,7-98,9} para os foscoritos, ambas consideradas as rochas mais evoluídas do complexo, e de composição na faixa da crisotila (Fo₈₃₋₈₇) para os bebedouritos. Essa aparente contradição, em que as rochas menos evoluídas do distrito contêm os teores mais baixos em forsterita acha-se evidenciada na figura 7.9. Para Jacupiranga, dados recentes obtidos por Chmyz *et al.* (2017) indicaram composição no intervalo de Fo₈₃₋₈₄ para as olivinas de dunitos e wehrlitos e no de Fo₆₄₋₆₆ para as fases *cumulus* do mineral em rochas piroxeníticas portadoras de olivina.

Análises químicas de olivinas de carbonatitos são disponíveis nos trabalhos de Morbidelli *et al.* (1997) e Barbosa *et al.* (2009) relativos ao complexo de Salitre e de Morbidelli *et al.* (1986) ao de Jacupiranga. Os primeiros dados estão listados nas tabelas 7.11 e 7.12. Além da natureza fortemente magnesiana do mineral, eles sinalizam também para as baixas concentrações em NiO e Cr₂O₃ e, sobretudo, em CaO. Nas rochas de Salitre, os teores de NiO e Cr₂O₃ são, respectivamente, de até 0,05% e até 0,02%, segundo Barbosa *et al.* (2012a). Morbidelli *et al.* (1997) reportaram apenas uma análise com 0,03% de NiO e nenhum dado para Cr₂O₃. No tocante ao CaO, os valores obtidos por Barbosa *et al.* (2012a) são, no entanto, mais distintos, variando até 0,06% nos magnesiocarbonatitos e de 0,01% até 1,2% nos calciocarbonatitos. Morbidelli *et al.* (1997) forneceram teores de 0,02% até 0,11% de CaO. Quanto ao MnO, os conteúdos são igualmente baixos para os minerais de Salitre, oscilando de 0,3% a 0,4% nos magnesiocarbonatitos e de 0,4% a 1,2% nos calciocarbonatitos (Barbosa *et al.*, 2012a). Já os valores obtidos por Morbidelli *et al.* (1997) para MnO cobrem um intervalo menor, de 0,34% a 0,56%. Análises representativas das olivinas de Jacupiranga são parciais e se referem ao mineral de carbonatitos e das faixas carbonáticas da camada O da zona de reação do complexo envolvendo clinopiroxenitos (jacupiranguitos) e carbonatitos. Elas estão reunidas na tabela 7.13, extraída de Morbidelli *et al.* (1986), e mostram, a exemplo de Salitre, o baixo conteúdo em CaO do mineral (até 0,31%) e a pequena concentração e menor variação em MnO (0,22-0,50%). Os cristais maiores de olivina incluem flogopita e grãos bem desenvolvidos de opacos, confirmando a hipótese de que a formação dessas olivinas é posterior à da flogopita, uma fase abundante na camada P, que na zona

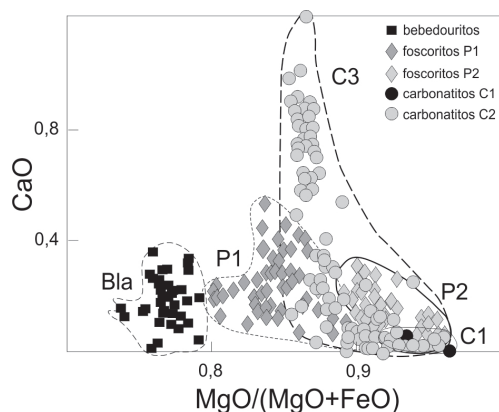


Figura 7.9. Gráfico relacionando os teores de MgO/(MgO+FeO) vs. CaO de olivinas de diferentes litologias dos complexos de Salitre (Barbosa *et al.*, 2012a).

Tabela 7.11. Análises químicas parciais de olivinas de carbonatitos de Salitre. Análises calculadas na base de 4 oxigênios; Mg* = Mg/(Mg+Fe²⁺).

Amostra	S12-R1 C (20)	S12-R1 C (20)	S12-R4 C (22)	S12-R4 C (22)
% em peso				
SiO ₂	41,64	41,92	42,38	42,30
TiO ₂				
FeO	4,70	2,88	3,24	3,17
MnO	0,56	0,34	0,40	0,34
MgO	52,99	54,70	53,95	54,05
CaO	0,11	0,03	0,05	0,02
NiO	0,03			
Total	100,00	99,00	100,02	99,88
ppm				
Si	0,9987	0,9974	1,0074	1,0064
Ti				
Fe ²⁺	0,0943	0,0573	0,0644	0,0631
Mn	0,0114	0,0069	0,0081	0,0069
Mg	1,8942	1,9397	1,9114	1,9167
Ca	0,0028	0,0008	0,0013	0,0005
Ni	0,0000	0,0006	0,0000	0,0000
Total	3,0013	3,0026	2,9926	2,9936
Mg*	0,9526	0,9713	0,9674	0,9681

Fonte: Morbidelli *et al.* (1997), simplificada.

de reação entre piroxenito e carbonatito situa-se na posição intermediária entre a A (anfibólica, mais próxima do piroxenito) e a O (olivínica, mais próxima do carbonatito).

Zonamento químico não é feição característica e mesmo constante das olivinas de carbonatitos e litologias associadas. Particularmente em Salitre, Barbosa *et al.* (2012a) observaram que o teor de forsterita é variável, ora aumentando, ora diminuindo do centro para a borda do grão. Investigando as olivinas do complexo alcalino-carbonatito de Juquiá, Beccaluva *et al.* (1992) concluíram que a ausência de zonamento em CaO no mineral e o seu teor relativamente muito baixo (<0,11) representavam feições indicativas de cristalização plutônica sob condições estáveis de pressão, como preconizado há muito por Stormer (1975).

Clinohumita Mg₉(SiO₄)₄F₂, de composição titanífera, é um típico produto de alteração de olivina e descrito nos carbonatitos de Jacupiranga (Melcher, 1966; Mitchell, 1978; Menezes Jr. e

Tabela 7.12. Análises químicas representativas de olivinas de carbonatitos de Salitre. Cátions calculados na base de 4 oxigênios.

Amostra	5A-36A1	5A-36A1	4766	210	219	219	292D1
Unidade	C1	C1	C3	C3	C3	C3	C3
% em peso							
SiO ₂	42,53	41,75	40,20	41,37	41,37	41,90	42,62
TiO ₂	0,01	0,03	n.d.	0,01	0,08	0,10	0,01
Al ₂ O ₃	n.d.	n.d.	0,01	0,01	n.d.	0,03	n.d.
FeO	4,51	2,11	8,68	6,20	7,49	7,48	2,72
MnO	0,43	0,35	0,89	0,53	1,12	0,96	0,42
MgO	53,03	54,85	50,80	51,60	48,40	49,86	54,17
CaO	0,06	0,01	0,14	0,01	1,20	0,58	0,05
Na ₂ O	n.d.	n.d.	0,01	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
K ₂ O	0,01	0,02	n.d.	0,02	0,02	0,01	
NiO	0,01		n.d.	n.d.	0,05	n.d.	
Cr ₂ O ₃	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,02
Total	100,58	99,11	100,73	99,75	99,71	100,93	100,00
Si	1,011	0,998	0,979	1,001	1,012	1,009	1,010
Ti		0,001		0,000	0,002	0,002	0,000
Al				0,000	0,000		0,001
Fe ²⁺	0,090	0,042	0,177	0,125	0,153	0,151	0,054
Mn	0,009	0,007	0,018	0,011	0,023	0,020	0,008
Mg	1,879	1,954	1,844	1,861	1,765	1,791	1,915
Ca	0,002	0,000	0,004	0,000	0,031	0,015	0,001
Na			0,001				
K	0,000	0,001		0,001			
Ni	0,000				0,001		
Cr							0,000
Cátions	2,989	3,002	3,022	2,999	2,987	2,989	2,989
Fa	0,046	0,021	0,088	0,063	0,080	0,078	0,027
Fo	0,955	0,979	0,913	0,937	0,920	0,922	0,973

Fonte: Barbosa (2009). n.d., não determinado.

Tabela 7.13. Análises químicas parciais de olivinas de rochas carbonatíticas de Jacupiranga. Amostras 1 e 2 de carbonatitos, 3 a 11 da camada da zona de reação.

Amostra	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	a	b	a	b	a	b	c	a	b	a	b
% em peso											
SiO ₂	40,76	42,47	41,89	41,76	42,16	42,06	42,25	41,44	41,38	41,93	42,57
FeO	7,15	2,78	2,89	4,11	3,60	3,65	3,75	6,38	5,19	4,45	4,97
MnO	0,48	0,22	0,33	0,37	0,21	0,45	0,32	0,43	0,42	0,50	0,42
MgO	51,33	54,24	54,58	53,51	53,69	53,54	53,29	50,82	52,69	51,76	52,54
CaO	0,08	0,00	0,11	0,15	0,03	0,14	0,07	0,31	0,08	0,00	
Total	99,80	99,71	99,80	99,90	99,69	99,84	99,68	99,38	99,76	98,64	100,50
Si	0,9912	1,0094	0,9977	0,9991	1,0064	1,0044	1,0095	1,0067	0,9967	1,0156	1,0138
Fe ²⁺	0,1454	0,5353	0,0576	0,0822	0,0719	0,0729	0,0749	0,1298	0,1045	0,0901	0,0990
Mn	0,0099	0,0014	0,0067	0,0075	0,0042	0,0091	0,0065	0,0088	0,0086	0,0103	0,0085
Mg	1,8603	1,9215	1,9375	1,9082	1,9103	1,9056	1,8978	1,8401	1,8915	1,8685	1,8649
Ca	0,0021	0,0000	0,0028	0,0038	0,0008	0,0036	0,0018	0,0081	0,0021	0,0000	
Total	3,0088	2,9906	3,0023	3,0009	2,9936	2,9956	2,9905	2,9933	3,0033	2,9844	2,9862
Mg*	0,9275	0,9720	0,9712	0,9587	0,9637	0,9632	0,9620	0,9342	0,9476	0,9540	0,9496

Fonte: Morbidelli *et al.* (1986).

Observações: Mg* = Mg/(Mg+Fe²⁺); a, b, c, diferentes grãos.

Martins, 1984; Morbidelli *et al.*, 1986; Gaspar, 1992) e Salitre (Gaspar e Adusumilli, 1976; Cordeiro *et al.*, 2010). Além disso, em Jacupiranga, Gaspar e Wyllie (1983a) noticiaram a sua presença em rocha da zona de reação entre carbonatitos e clinopiroxenitos que afloram na região do Morro da Mina. Na primeira ocorrência em Jacupiranga, o mineral é encontrado em calciocarbonatitos na forma de borda de reação descontínua ou manchas no interior de cristais de olivina, que podem ser completamente substituídos quando em contato com carbonatos. Fraturas dentro da olivina foram penetradas por carbonatos, com as duas fases comumente separadas por uma zona de clinohumita titanífera (Mitchell, 1978). Foi nesses cristais que bordas de *chondrodita* $Mg_5(SiO_4)_2F_2$ foram reconhecidas por Gaspar (1992) durante análise por microsonda. Em algumas intrusões carbonatíticas do complexo (p. ex., C4) esse autor também observou que as olivinas estão fortemente serpentinizadas, sendo possível encontrar somente pequenas manchas de clinohumita. No segundo tipo de ocorrência, os cristais de clinohumita, bem desenvolvidos e euédricos a subédricos, são localmente abundantes e por vezes poiquilíticos com inclusões de magnetita, ilmenita e calcita (Gaspar, 1992). No complexo de Salitre, clinohumita foi somente analisada em rochas foscoríticas, estando a sua formação ligada à alteração metassomática de cristais de olivina, com magnesita e tetraferroflogopita aparecendo associadas. Uma das feições mais distintivas opticamente da clinohumita consiste no seu pleocroísmo característico em seções delgadas em que se distinguem tonalidades de amarelo-dourado a amarelo mais claro.

O quimismo da clinohumita de Jacupiranga foi exaustivamente pesquisado por Gaspar (1992) a partir de análises químicas obtidas nas intrusões carbonatíticas C1, C3 e C4, bem como nas rochas da zona de reação, onde o mineral não se acha associado diretamente com olivina. Os valores máximos determinados para TiO_2 , FeO e F da clinohumita foram, respectivamente, de 3,78%, 3,09% e 2,34%; contudo, para a chondrodita o conteúdo de TiO_2 foi um pouco mais alto, alcançando até 4,43%. As variações de Fe e Ti se correlacionam positivamente. Zonamento químico está sempre presente, mas a única variação consistente reside na tendência de enriquecimento em TiO_2 no sentido das margens dos grãos, ainda que a feição seja apenas característica dos minerais que ocorrem na zona de reação. Nas duas ocorrências carbonatíticas em que o mineral é descrito, Jacupiranga e Salitre, a sua origem é atribuída à ação de processos metasomáticos (Gaspar, 1992, e Gaspar e Adusumilli, 1976, respectivamente). Conclusão similar foi também manifestada por Mitchell (1978) para o mineral de Jacupiranga.

Zircão $ZrSiO_4$ é um acessório encontrado em carbonatitos tardios e quase sempre substituindo minerais de cristalização inicial como baddeleyíta e zirconolita. Ocorre na forma de cristais idiomórficos de hábito tetragonal-bipiramidal ou como grãos xenomórficos, preenchendo os interstícios de cristais de dolomita (Kapustin, 1980). Em Catalão II, Guarino *et al.* (2017) mencionaram a presença do mineral em pequenos veios de calciocarbonatitos cortando flogopititos. Não existem dados químicos para zircão na literatura nacional.

Titanita $CaTi(SiO_4)O$ é acessório de ocorrência generalizada em rochas alcalinas, sobretudo as de natureza sienítica, e de presença mais rara em carbonatitos, notadamente os do estágio III (Tabela 7.20). O mineral ocorre como cristais individuais, muitas vezes idiomórficos, ou como agregados ocupando as bordas dos grãos de perovskita ou, alternativamente, circundados nas margens por granadas titaníferas do tipo melanita. Esses dois últimos modos de ocorrência são característicos da titanita dos bebedouritos de Salitre (Barbosa *et al.*, 2012b). Ainda nas rochas ultramáficas desse complexo, Morbidelli *et al.* (1997) descreveram a presença de titanita, quando abundante, como fase *intercumulus* contendo relictos de clinopiroxênio, apatita e perovskita. Nas rochas da zona de reação de Jacupiranga, Morbidelli *et al.* (1986) mencionaram titanita como fase típica e importante da camada A (anfibólica), na qual o mineral é encontrado formando agrupamentos alongados na

mesma direção dos anfibólios prismáticos ou, ainda, como pequenos grãos dispostos ao redor dos cristais maiores de opacos. Nas outras duas camadas (P e O), mais distantes da zona de contato com os clinopiroxenitos, titanita está virtualmente ausente. Dados químicos do mineral, respectivamente, em bebedouritos e em carbonatitos da zona de reação são fornecidos nos dois trabalhos acima e indicam composição relativamente homogênea para os três óxidos maiores (SiO_2 , TiO_2 e CaO) e pequena variação em Fe (Fe_2O_3 até 3,71% em Salitre; FeO até 0,94% em Jacupiranga). ETR (La, Ce, Nd mais Y) foram analisados apenas nas amostras de Salitre, com o total de ETRL_2O_3 alcançando até 0,8% (Barbosa *et al.*, 2012b). Uma única análise de titanita em sienodioritos de Juquiá, reportada por Beccaluva *et al.* (1992), demonstrou que o mineral contém mais SiO_2 e menos TiO_2 e CaO que os das ocorrências de Salitre e Jacupiranga, além de alto teor em Al_2O_3 (1,90%).

Outro nesossilicato de presença mais rara em complexos carbonatíticos é a *monticellita* $\text{CaMg}(\text{SiO}_4)$, associada a rochas melilíticas e tida como uma fase típica de carbonatitos iniciais do estágio I (Tabelas 7.19 e 7.20).

7.2.8.2. Sorossilicatos

Melilita $(\text{Ca},\text{Na})\text{MgSi}_2\text{O}_7$ foi descrita em rochas ultrabásicas de Tapira e Lages (uma associação petrográfica comum aos carbonatitos magmáticos do tipo C; ver capítulos 5 e 8) e, mais recentemente, em rochas ijolíticas de Jacupiranga (Beccaluva *et al.*, 2017).

7.2.8.3. Ciclossilicatos

Nenadkevichita $(\text{Na}\square)_8\text{Nb}_4(\text{Si}_4\text{O}_{12})_2(\text{O},\text{H})_4.8\text{H}_2\text{O}$ é uma fase acessória de origem certamente secundária que ocorre como inclusões muito pequenas em agregados tardios de apatita dos calcio-carbonatitos de Araxá. Análises químicas parciais reportadas por Traversa *et al.* (2001) para duas amostras indicaram valores de 34,7% e 37,6% para Nb_2O_5 e, respectivamente, de 39,3% e 37,9% para SiO_2 , de 14,4% e 14,2% para K_2O e de 1,6% e 0,3% para TiO_2 . Quando comparado à amostra proveniente de Kouzmenko do maciço de Lovozero, Rússia (Karup-Møller, 1986), o mineral se distingue pelo seu maior teor em Nb_2O_5 e natureza fortemente potássica.

Wadeíta $\text{K}_2\text{ZrS}_3\text{O}_9$ é o único mineral conhecido do grupo, tendo sido identificado em ferrocarnatitos do complexo de Catalão I por Guarino *et al.* (2017).

7.2.8.4. Inossilicatos

Clinopiroxênios representam um dos principais grupos de minerais formadores de rochas, estando presentes nos carbonatitos dos estágios I e II (Tabelas 7.19 e 7.20) e, quando de composição mais sódica, do estágio tardio. Ocorrem principalmente nas rochas alcalinas feldspáticas, ou não, associadas. Ortopiroxênios estão ausentes (Heinrich, 1966). O modo de ocorrência é extremamente diversificado, com os minerais aparecendo na forma de megacristais, fenocristais, microfenocristais, integrante de massa fundamental e fase *cumulus* ou *intercumulus* de assembleias mineralógicas em litologias cumuláticas. Clinopiroxênios mostram uma grande variedade de alterações, e Heinrich (1966) elenca como principais as seguintes: substituição por anfibólio sódico (anfibolitização), corrosão e substituição por biotita ou flogopita, corrosão e substituição por calcita, substituição por constituintes argilosos. A composição de clinopiroxênios dos diferentes tipos de rochas magmáticas apresenta variações marcantes. Em geral, uma composição diopsídica-augítica, com grande quantidade de FeO , MgO e CaO , caracteriza a maior parte dos clinopiroxênios das rochas alcalinas máficas e ultramáficas associadas, e mais rica em Al_2O_3 , Fe_2O_3 e Na_2O e com menos MgO e CaO os

tipos petrográficos intermediários como sienitos e carbonatitos. Nesses últimos, duas variedades de clinopiroxênios se fazem usualmente presentes. Segundo Kapustin (1980), nas rochas do estágio I e nas rochas da fácies diopsídica do estágio II, diopsídio ocorre com uma apreciável proporção de moléculas do outro tipo (>20%). Nos carbonatitos do estágio II da fácies egirínica, o clinopiroxênio tem uma composição mais constante (diopsídio-egirina com moléculas de diopsídio entre 40-60%). Estudos da sequência de cristalização de clinopiroxênios em rochas alcalinas em geral são indicativos de que o comportamento desses minerais é marcado principalmente por mudanças químicas na razão Mg/Fe nos estágios mais primitivos do fracionamento magmático, seguido do aumento de Fe e Na nas etapas mais evoluídas (Gomes e Comin-Chiaramonti, 2017). Essas variações são acompanhadas por mudanças nas propriedades ópticas, sendo as mais distintas as da intensidade da cor e do pleocroísmo com o aumento da concentração em Fe³⁺ e Ti. Zonamento químico é uma feição bem característica dos clinopiroxênios de rochas alcalinas, com as bordas dos cristais mais enriquecidas em Fe³⁺ e Na, ou seja, na molécula acmita. Em cristais com zonamento normal bem pronunciado, os núcleos costumam exibir tonalidades incolor a ligeiramente esverdeadas que contrastam com as de verde mais intenso junto às bordas.

As únicas análises químicas de clinopiroxênios de carbonatitos são provenientes do trabalho de Eberhardt (2014) e estão reunidas na tabela 7.14. Se empregada a classificação de Morimoto *et al.* (1988), os dados evidenciam que os clinopiroxênios são predominantemente cálcicos da série diopsídio-hedembergita, com termos mais sódicos (egirina-augita) ocorrendo em sienitos. As concentrações de ETR dos clinopiroxênios diopsídicos dos carbonatitos não mostram diferenças significativas quan-

Tabela 7.14. Composições químicas médias de clinopiroxênios de calciocarbonatitos de Tapira.

Amostra	AT-504	AT-043	AT-60
Unidade	C4	C3	C3
N	5	6	7
% em peso			
SiO ₂	50,84	51,92	54,87
TiO ₂	0,72	0,79	0,11
Al ₂ O ₃	1,22	1,18	0,03
Fe ₂ O ₃	2,32	2,35	2,41
Cr ₂ O ₃	0,00	0,04	0,03
FeO	9,05	4,07	2,17
MnO	0,36	0,24	0,29
MgO	11,42	14,08	15,96
CaO	22,56	24,06	24,30
Na ₂ O	1,12	0,44	0,57
K ₂ O	0,00	0,00	0,01
Total	99,62	99,15	100,74
Si	1,93	1,94	1,99
Ti	0,02	0,02	0,00
Al	0,05	0,05	0,00
Fe ³⁺	0,07	0,07	0,07
Fe ²⁺	0,29	0,13	0,07
Mg	0,65	0,78	0,86
Ca	0,92	0,96	0,95
Na	0,08	0,03	0,04
Cátions	4,03	3,99	3,99
Wo	51,38	51,39	50,42
En	48,62	41,83	46,06
Fs	0,00	6,78	3,51

Fonte: Eberhardt (2014), simplificada. N, número de análises.

do comparadas às dos bebedouritos, mas são muito inferiores em relação às da egirina dos sienitos (Eberhardt, 2014). Heinrich (1966) mencionou que egirina pode estar presente em carbonatitos na forma de grandes cristais isolados, euédricos a subédricos, ou de agregados fibrosos.

Anfibólitos estão presentes em algumas ocorrências, embora representem constituintes essenciais tão somente em Jacupiranga, onde ocorrem na zona de reação do Morro da Mina formando a camada A, em contato direto com a rocha piroxenítica, e como parte integrante da P, mais distante da ultramáfica (Morbidelli *et al.*, 1986). São minerais menos comuns que os clinopiroxênios ou as micas, e reconhecidos em praticamente todas as fases evolutivas dos carbonatitos, ainda que sejam mais característicos dos estágios intermediários e tardios. Estão ocasionalmente associados à calcita de cristalização inicial e clinopiroxênio no estágio I, à tetraferroflogopita no estágio III, em que alcançam um máximo de abundância, e persistem até o estágio pós-carbonatito, o de veios de calcita (Hogarth, 1989). Em geral, os anfibólitos são de origem secundária, hábito comumente acicular ou fibroso e clara derivação a partir de cristais de clinopiroxênio, substituindo-os pseudomorficamente.

Esses minerais apresentam ampla variação composicional, mesmo dentro de um único corpo carbonatítico, e estão representados por membros dos grupos cálcico, sódico-cálcico e sódico. Os anfibólitos de cristalização inicial tendem a apresentar composição mais cálcica (magnesio-hastingsita e edenita), enquanto os de cristalização tardia contêm maior riqueza em álcalis (magnesio-arfvedsonita, richterita, winchita, magnesio-riebeckita), de acordo com Hogarth (1989). Aparentemente, os únicos dados químicos disponíveis para os anfibólitos dos carbonatitos investigados provêm do complexo de Jacupiranga e estão incluídos na tabela 7.15. Eles permitem reconhecer a presença de anfibólitos cálcicos (magnesio-hastingsita), sódico-cálcicos (magnesio-katoforita, pargasita, richterita) e sódicos (magnesio-arfvedsonita), se empregada a nomenclatura de Leake (1978). Possibilitam também observar que os anfibólitos mais aluminosos (pargasita e magnesio-hastingsita com teores em Al_2O_3 acima de 13%) são os mais ricos em TiO_2 . No gráfico que relaciona as proporções catiônicas de Si vs. Mg, Al, Ca e Na (Figura 7.10), observa-se variação regular no comportamento do Al, cuja concentração decresce linearmente da magnesio-hastingsita (pargasita) às variedades mais richteríticas. Uma tendência linear ligando magnesio-katoforita e richterita é também visível no diagrama para a relação Ca vs. Si, com os termos mais ricos em Ca (hastingsita) mantidos à parte. Segundo Morbidelli *et al.* (1986), os anfibólitos são encontrados na zona de transição nas bordas de cristais de clinopiroxênio ou de magnetita. Aparecem ainda na forma de grãos prismáticos com distinto pleocroísmo em tonalidades de verde ou associados com calcita. Richterita e de modo subordinado magnesio-katoforita são as fases dominantes e se apresentam geralmente em contato com o clinopiroxênio. O único anfibólito presente na camada P é a richterita, exibindo maior enriquecimento em Mg relativamente ao mineral homônimo da camada A. No complexo de Ipanema, eles foram identificados por Guarino *et al.* (2012) tão somente nas rochas feldspáticas (sienitos, dioritos, shonkinitos) e cumuláticas (glimmeritos, apatititos). Embora Ruberti *et al.* (2005) tenham mencionado a presença de hastingsita nos carbonatitos dessa ocorrência, porém, sem a anexação de dados químicos comprobatórios. A exemplo de Jacupiranga, a composição é igualmente variável, rica em álcalis, e se estende desde o campo cálcico até o sódico, com a maior concentração de análises concentrada no sódico-cálcico (Figura 7.11A). Adotada a classificação de Giret *et al.* (1980), as variedades identificadas consistem em edenita nos dioritos (Mg# = 44-45), gradando de richterita (Mg# = 80-81) a magnesio-arfvedsonita (Mg# = 77-89) nos sienitos e shonkinitos (Figura 7.11B). As rochas cumuláticas glimmeritos e apatititos possuem richterita potássica com Mg# = 76-77. Anfibólitos foram também descritos em

rochas do complexo de Araxá por Traversa *et al.* (2001). As poucas informações disponibilizadas indicaram que eles são minerais secundários, de hábito acicular, claramente derivados da transformação de clinopiroxênios e estão representados por dois tipos distintos, magnesio-arfvedsonita e antofilita, sendo o primeiro a fase mais comum junto aos carbonatitos e glimmeritos. Já antofilita, em conformidade com Hogarth (1989), não é um mineral característico de carbonatitos. Análises químicas parciais mostraram grande variação para as concentrações em FeO, MgO e Na₂O, altos teores em CaO e K₂O, e conteúdos muito baixos em Al₂O₃. Por outro lado, antofilita é uma fase ferromagnesianas com pequenas concentrações em CaO e K₂O. Zonamento químico é uma feição relativamente comum nos anfibólios, podendo ser do tipo normal ou reverso. No primeiro caso, as partes centrais dos cristais possuem conteúdos maiores em cálcio e magnésio, enquanto as bordas se mostram mais enriquecidas em ferro e álcalis. Para Hogarth (1989), a variação $Ca^{2+} + (Mg^{2+}, Fe^{2+}) \rightarrow Na^{+} + Fe^{3+}$ é indicativa não apenas do aumento de Fe e Na no anfibólio de cristalização posterior, mas também de mudança nas condições de formação do mineral, passando de ambiente redutor para oxidante.

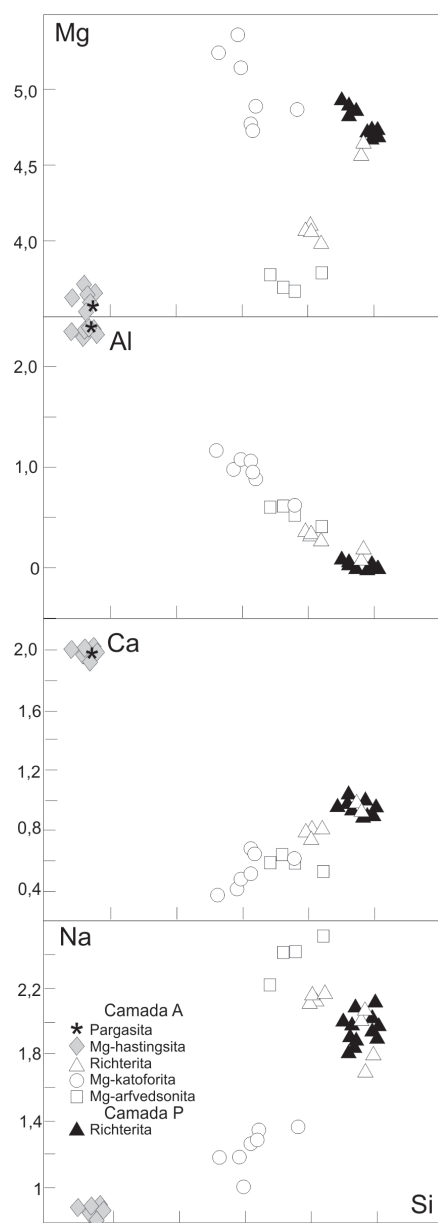


Figura 7.10. Gráfico relacionando as proporções catiônicas de Mg, Al, Ca e Na vs. Si em anfibólios das camadas A e P da zona de reação do complexo de Jacupiranga (Morbidelli *et al.*, 1986).

Tabela 7.15. Composições químicas representativas de anfibólios da zona de reação de Jacupiranga (Morbidelli *et al.*, 1986, simplificada). Análises 1-9, camada A, anfibólica; e 10-11, camada P, flogopítica.

Amostra	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	P	M-H	M-H	R	R	M-K	M-K	M-A	M-A	R	R
	g	g	g	fg	f	g	g	fg	fg	fg	fg
% em peso											
SiO ₂	39,72	38,48	40,27	56,88	57,04	48,07	51,22	50,70	52,84	56,42	57,48
TiO ₂	2,86	2,76	2,72	0,15	0,00	1,16	0,64	1,80	0,39	0,30	0,25
Al ₂ O ₃	13,69	13,50	14,00	0,00	0,95	5,03	3,67	3,77	2,26	0,00	0,00
FeO	6,72	7,07	6,92	2,57	2,30	3,76	3,66	9,47	9,15	1,97	2,18
MnO	0,07	0,09	0,10	0,09	0,06	0,10	0,00	0,07	0,16	0,47	0,08
MgO	16,25	16,35	16,77	22,40	22,61	22,27	22,71	17,90	17,72	22,22	22,70
CaO	12,43	12,69	12,46	5,94	6,59	4,12	3,91	3,77	3,44	6,22	6,43
Na ₂ O	2,97	2,97	2,92	7,72	6,25	4,66	4,82	8,03	8,92	6,86	7,28
K ₂ O	1,01	0,96	0,98	0,26	0,73	3,02	3,23	0,25	0,22	0,26	0,18
Cr ₂ O ₃	0,02	0,00	0,07	0,00	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
F	0,29	0,39	0,23					0,39	0,39		
Total	96,03	95,26	97,44	96,01	96,53	99,27	93,86	96,15	95,49	94,72	96,58
=O=F	0,12	0,16	0,10					0,16	0,16		
Fe ₂ O ₃ *	1,39	4,13	2,47	0,61	2,56	4,18	4,07	10,26	6,08	1,31	0,30
FeO	5,47	3,35	4,69	2,02	0,00	0,00	0,00	0,24	3,68	0,78	1,91
Soma	96,17	95,26	97,69	96,07	96,79	92,69	94,27	97,18	96,10	94,85	96,61
Si	5,8680	5,7271	5,8463	7,9850	7,9042	7,0999	7,3975	7,2031	7,6035	7,9894	8,0011
Ti	0,3177	0,3088	0,2969	0,0158	0,0000	0,1288	0,0695	0,1923	0,0422	0,0319	0,0262
Al	2,3835	2,3671	2,3953	0,0000	0,1551	0,8755	0,6247	0,6312	0,3833	0,0000	0,0000
Fe ³⁺	0,1547	0,4625	0,2701	0,0641	0,2665	0,4644	0,4420	1,0971	0,6588	0,1399	0,0311
Fe ²⁺	0,6755	0,4171	0,5699	0,2376				0,0280	0,4422	0,0927	0,2227
Mn	0,0088	0,0113	0,0123	0,0173	0,0070	0,0125		0,0084	0,0195	0,0564	0,0094
Mg	3,5781	3,6256	3,6287	4,6868	4,6698	4,9025	4,8886	3,7904	3,800	4,6896	4,7095
Ca	1,9673	2,0227	1,9379	0,8933	0,9783	0,6519	0,6050	0,5738	0,5303	0,9436	0,9589
Na	0,8506	0,8567	0,8218	2,1011	1,6791	1,3344	1,3496	2,2117	2,4884	1,8833	1,9646
K	0,1903	0,1822	0,8115	0,0466	0,1290	0,5690	0,5951	0,0453	0,040	0,0470	0,0320
Cr	0,0023	0,0000	0,0080	0,0000	0,0000	0,0093	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
F	0,1355	0,1835	0,1056				0,0000	0,1752	0,1775	0,0000	0,0000
Total	16,1323	16,1625	16,0745	16,0410	15,7890	16,0483	15,9719	15,9566	16,1884	15,8738	15,9554
Al ^{IV}	2,1320	2,2749	2,1537	0,0000	0,0958	0,8755	0,6025	0,6312	0,3833	0,0000	
Al ^{VI}	0,2515	0,0921	0,2416	0,0000	0,0593	0,0000	0,0222	0,0000	0,0000		
Mg*	0,8117	0,8048	0,8120	0,9395	0,94,60	0,9135	0,9171	0,7711	0,7754	0,9527	0,9489
Ca	1,9673	2,0227	1,9379	0,8933	0,9783	0,6519	0,6050	0,5738	0,5303	0,9436	0,9589
Na	0,8506	0,8567	0,8218	2,1011	1,6791	1,3344	1,3496	2,2117	2,4884	1,8833	1,9646
K	0,1903	0,1822	0,8115	0,0466	0,1290	0,5690	0,5951	0,0453	0,040	0,0470	0,0320
Cr	0,0023	0,0000	0,0080	0,0000	0,0000	0,0093	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
F	0,1355	0,1835	0,1056				0,0000	0,1752	0,1775	0,0000	0,0000
Total	16,1323	16,1625	16,0745	16,0410	15,7890	16,0483	15,9719	15,9566	16,1884	15,8738	15,9554
Al ^{IV}	2,1320	2,2749	2,1537	0,0000	0,0958	0,8755	0,6025	0,6312	0,3833	0,0000	
Al ^{VI}	0,2515	0,0921	0,2416	0,0000	0,0593	0,0000	0,0222	0,0000	0,0000		
Mg*	0,8117	0,8048	0,8120	0,9395	0,9460	0,9135	0,9171	0,7711	0,7754	0,9527	0,9489

Fonte: Morbidelli *et al.* (1986), simplificada.

Abreviações: P, pargasita; M-H, Mg-hastingsita; R, richterita; M-K, Mg-katoforita; M-A, Mg-arfvedsonita; g, grãos; fg, fibras grandes; f, fibras. Mg* = Mg/(Mg+Fe³⁺+Fe²⁺O).

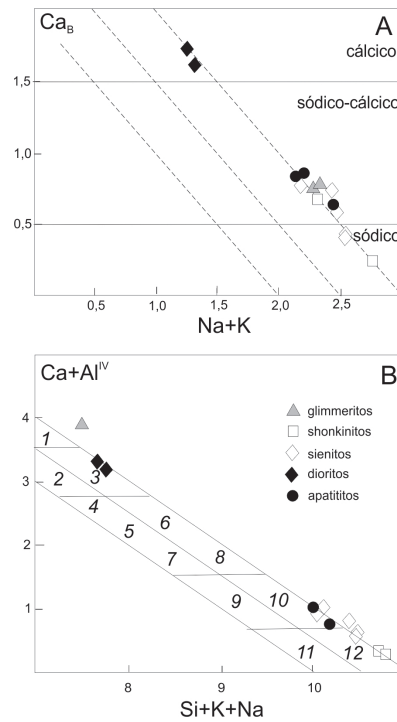


Figura 7.11. A) Diagrama Ca vs. Na+K e B) Ca+Al^{IV} vs. Si+K+Na para anfibólios de rochas do complexo de Ipanema (Guarino *et al.*, 2012, simplificada). B) Campos composicionais: 1) hastingsita; 2) hornblenda; 3) edenita; 4) hornblenda actinolítica; 5) actinolita; 6) edenita; 7) barroisita, 8) katoforita, 9) winchita, 10) richterita, 11) riebeckita, 12) arfvedsonita. Nomenclatura segundo Giret *et al.* (1980).

7.2.8.5. Filossilicatos

Micas constituem minerais de ampla distribuição em carbonatitos e alcalinas silicáticas associadas, particularmente as de composição ultrabásica. Estão presentes em todos os estágios de formação dos carbonatitos e são mais numerosas em rochas ultrabásicas e meliliticas. Segundo Kapustin (1980), *flogopita* $KMg_3(AlSi_3O_{10})(OH)_2$ representa mais de 90% das micas, enquanto *biotita* $K(Mg,Fe)_3(AlSi_3O_{10})(OH)_2$ é encontrada sobretudo nos carbonatitos de cristalização inicial do estágio I. Muscovita é muito rara. Os dados indicam também que *tetraferri-flogopita* $K(Mg_3Fe^{3+})(Si_3O_{10})(OH)_2$ é componente importante do grupo das micas, sendo muito abundante em carbonatitos, com o mineral se apresentando na maior parte das vezes como típico produto de substituição de flogopita nos estágios II e III (Tabelas 7.19 e 7.20), quando ocupa a periferia dos grãos e/ou se mostra concentrado ao longo dos planos de clivagem, ou ainda de cristais de olivina e clinopiroxênio. Mais comumente tetraferri-flogopita é interpretada como o resultado de processos pós-magmáticos, ainda que possa ser também considerada um produto de cristalização primária (Heathcote e McCormick, 1989; Brod, 1999). Em estudo sobre a química das flogopitas de Tapira, Brigatti *et al.* (1996) sugeriram que a formação de tetraferri-flogopita (isto é, a substituição de $IVFe^{3+}$ acompanhada da inversão do pleocroísmo e deficiência em Al e Ti) é um processo de natureza magmática. A transição completa na série flogopita-tetraferri-flogopita foi noticiada nos trabalhos de Araújo e Gaspar (1993), Araújo (1996) e Araújo *et al.* (1998b) para as rochas de Catalão, nas quais Fe^{3+} aparece substituindo Al^{3+} no sítio tetraédrico até 1,91 cátions por fórmula unitária. O modo de ocorrência das micas é demasiado diversificado, aparecendo como grandes cristais de cristalização primária, na forma de pequenos agregados de origem secundária, como fases poiquilíticas com inclusões de apatita, como parte integrante de associação *intercumulus* em rochas cumuláticas ou, então, como produto de

alteração, principalmente de anfibólios, quando se dispõem nas bordas desses minerais. As micas estão comumente associadas com opacos (magnetita e ilmenita) e em muitos casos com olivinas e anfibólios. Em vários complexos (p. ex., Araxá, Anitápolis, Ipanema, Salitre) formam rochas cumúláticas com grande quantidade do mineral, juntamente com outras fases máficas como olivinas e clinopiroxênios (glimmeritos), ou são praticamente monominerálicas (biotitos, flogopititos). Quanto ao modo de formação, elas representam em geral fases de mais de uma geração e são resultantes de dois processos genéticos bem distintos: cristalização magmática primária e metassomatismo provocado por processos pós-magmáticos tardios. Nas variedades metassomáticas, a substituição dos cristais de flogopita original é feita por meio de filmes e manchas de tetraferroflogopita. As micas em geral se distinguem pela coloração e marcante pleocroísmo, propriedades essas que guardam estreita correspondência com o seu quimismo, especialmente as concentrações em TiO_2 , FeO e MgO . Tonalidades mais intensas (preto, marrom-escuro, marrom-avermelhado) refletem a maior riqueza em TiO_2 e FeO e uma razão FeO/MgO mais alta. Zonamento é muito comum e visível, com o padrão dominante nos minerais de Jacupiranga, por exemplo, indicando partes centrais dos cristais menos pleocroicas que as bordas (Morbidelli *et al.*, 1986). Nas flogopitas de Catalão, Brod *et al.* (2001) observaram que núcleos dos cristais mais fortemente zonados se mostram mais enriquecidos em Fe^{2+} , Al, Ti e Ba, enquanto as bordas possuem mais Mg, Fe^{3+} e Si. Outra feição típica das micas consiste na inversão do seu pleocroísmo ($\alpha > \beta = \gamma$), como ilustrado na figura 7.12, extraída desses últimos autores. Geralmente, a transformação de flogopita em tetraferroflogopita se faz acompanhar por mudanças nas propriedades ópticas do mineral como resultado de variações na sua composição química, em especial a entrada de Fe^{3+} na estrutura, de modo a preencher a posição tetraédrica devida à deficiência em Al. A inversão é uma feição característica e comum às micas de rochas alcalinas e carbonatitos brasileiros, como já apontado por Morbidelli *et al.* (1995a). Investigando as fases micáceas dos complexos de Catalão e Tapira, Brod *et al.* (2001) demonstraram que o seu pleocroísmo inverso está intimamente relacionado à substituição $\text{Fe}^{3+} \leftrightarrow \text{Al}$ nas flogopitas. Observaram, do mesmo modo, que a inversão do pleocroísmo se dá coincidentemente com a diminuição dos teores de MgO , Al_2O_3 e TiO_2 e simultâneo aumento de $\text{FeO}_{\text{total}}$, que ocorrem a aproximadamente 1,5 Al a.f.u. (Figura 7.12).

A investigação mais completa das micas (flogopita e tetraferroflogopita) nas ocorrências carbonatíticas em exame é devida a Brod *et al.* (2001) e focalizou principalmente os minerais de Catalão, Jacupiranga e Tapira. Entretanto, outros estudos sobre o comportamento desses constituintes merecem também atenção, como os de Morbidelli *et al.* (1986, 1997), respectivamente, em Jacupiranga e Salitre, de Gaspar e Wyllie (1982, 1987) em Jacupiranga, de Traversa *et al.* (2001) em Araxá,

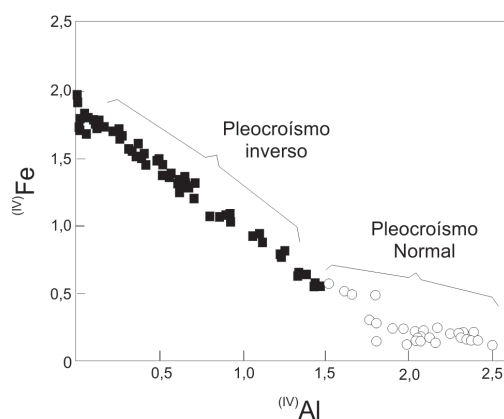


Figura 7.12. Diagrama relacionando ^{14}Fe vs. ^{14}Al (a.f.u.) na posição tetraédrica de flogopitas de Catalão I (Brod *et al.*, 2001).

de Guarino *et al.* (2012) em Ipanema, de Eberhardt (2014) em Tapira e, por último, de Guarino e Brigatti (2018) em Catalão I e II. Algumas análises químicas parciais ou totais constantes desses trabalhos encontram-se listadas nas tabelas 7.16 a 7.18. As figuras 7.13A e 7.13B mostram a composição das micas de Araxá projetada no diagrama convencional Al-Mg-Fe²⁺, com a flogopita de formação inicial gradando progressivamente para tetraferroflogopita com a diminuição de Al durante a cristalização magmática. Já os gráficos relacionando ^{IV}Al vs. Si (Figuras 7.13C e 7.13D) apontam para a deficiência em ^{IV}Al na ocupação do sítio tetraédrico.

Dados químicos demonstraram que a composição das flogopitas dos carbonatitos é muito variável, sobretudo no que diz respeito às concentrações de Al₂O₃, FeO e MgO. Essas variações possibilitaram caracterizar, por exemplo, os minerais de Jacupiranga como muito ricos em Al₂O₃ (10,88-20,90%) quando comparados aos de Catalão (0,12-10,47%), Ipanema (1,90-6,47%), Salitre (0,04-13,19%) e Tapira (0,00-0,07%). O teor em MgO apresenta também alguma oscilação, como reflexo de variações na razão Fe/(Fe+Mg), mantendo-se constantemente mais alto nas flogopitas de Jacupiranga (22,50-28,20%), Salitre (24,80-27,68%) e Tapira (21,60-23,74%). A grande riqueza em Al₂O₃ e MgO dos minerais de Jacupiranga já havia sido realçada por Brod *et al.* (2001). A proporção em TiO₂ é normalmente baixa, quase sempre inferior a 1%, ainda que algumas amostras de Catalão e Tapira possam conter conteúdos um pouco mais elevados. Uma particularidade das flogopitas de Jacupiranga consiste no seu alto conteúdo em BaO, que pode ocasionalmente atingir até 10,30%, e zonamento químico variável, sendo o padrão mais comum a presença de bordas mais enriquecidas no elemento (Gaspar e Wyllie, 1982, 1987). Além disso, cite-se também o teor elevado de Al em excesso àquele necessário para preencher o sítio tetraédrico em adição ao Si (Brod *et al.*, 2001). Como observado por Chmyz *et al.* (2017) para os casos em que Si+Al < 4, foi demonstrado por Gaspar (1989) que nas micas de Jacupiranga

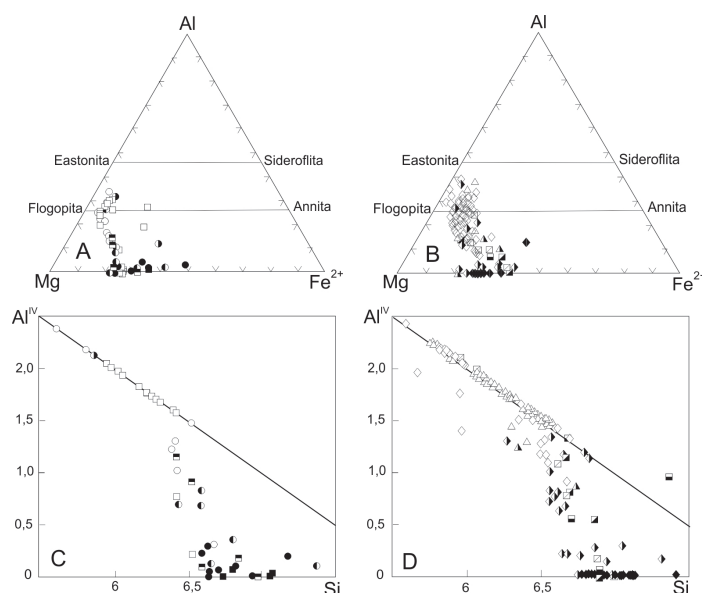


Figura 7.13. Composição de flogopitas e tetraferroflogopitas de carbonatitos (A) e rochas silicáticas ricas em mica (B) de Araxá no diagrama ternário Al-Mg-Fe²⁺ e, respectivamente, nos gráficos C e D reunindo ^{IV}Al e Si (Traversa *et al.*, 2001). *Símbolos* em A e C: quadrado vazio, núcleo, CaC; quadrado parcialmente cheio, borda, CaC; quadrado cheio, ps, CaC; círculo vazio, núcleo, MgC; círculo parcialmente cheio à esquerda, borda, MgC; ovoide vazio, núcleo, FeC; círculo parcialmente cheio à direita, borda, FeC; círculo cheio, ps, FeC. *Símbolos* em C e D: losango vazio, G, núcleo; losango parcialmente cheio, G, borda; losango cheio, ps, G; triângulo vazio, núcleo, MOP; triângulo parcialmente cheio, borda, MOP; quadrado vazio com barra, núcleo, MC; quadrado parcialmente cheio e transversalmente cheio, borda, MC; quadrado parcialmente cheio, ps, MC. *Abreviações*: CaC, calciocarbonatitos; MgC, magnesiocarbonatitos; FeC, ferrocronatitos; MOP, mica-olivina clinopiroxenitos; MC, rochas híbridas. Ps, pseudomorfos.

Tabela 7.16. Composições químicas de flogopitas de Jacupiranga (análises 1 e 2) e de Ipanema (análises 3 e 4).

Amostra	1	2	3	4
			I19-2	I19-3
% em peso				
Si ₂ O	38,45	41,17	40,52	40,69
TiO ₂	0,40	0,37	0,78	0,45
Al ₂ O ₃	14,53	10,88	6,47	1,90
Fe ₂ O ₃				
FeO	3,62	4,22	21,35	25,43
MnO	0,06	0,00	0,22	0,19
MgO	25,58	26,68	16,62	17,19
CaO	0,00	0,05	0,14	0,32
Na ₂ O	0,44	0,44	0,13	0,77
K ₂ O	10,67	10,67	10,02	9,44
BaO	0,00	0,00		
SrO				0,44
F			0,75	1,25
H ₂ O				
Total	93,75	94,48	97	98,1
Si	5,5790	5,9312	6,127	6,226
Ti	0,0436	0,0401	0,089	0,052
Al	2,4846	1,8472	1,153	0,344
Fe ³⁺			0,720	1,430
Fe ²⁺	0,4392	0,5084	1,979	1,822
Mn	0,0074	0,0000	0,028	0,025
Mg	5,5319	5,7288	3,745	3,912
Ca	0,0000	0,0077	0,023	0,052
Na	0,1238	0,1229	0,038	0,228
K	1,9748	1,9608	1,933	1,843
Ba	0,0000	0,0000	0,010	
Sr				0,039
F			0,4	0,6
OH			3,6	3,3
Cátions	16,1844	16,1470		
Mg*	0,9264	0,9185		

Fontes: análises 1 e 2, Morbidelli *et al.* (1986); análises 3 e 4, Guarino *et al.* (2012).

Observação: Mg* = Mg/(Mg+Fe²⁺).

Mg é direcionado para o preenchimento do sítio tetraédrico por meio da substituição ^{VI}Mg+^{IV}Si ↔ ^{IV}Mg+^{VI}Ti. Aparentemente, a julgar pelos dados de Morbidelli *et al.* (1986) listados na tabela 7.16, as flogopitas de amostras da zona de reação de Jacupiranga conteriam um pouco mais de TiO₂ na sua composição que as das demais rochas do complexo. Duas importantes conclusões podem ser ainda extraídas do trabalho de Brod *et al.* (2001): 1) as micas dos complexos da região do Alto Paranaíba (p. ex., Catalão, Salitre, Tapira) são composicionalmente similares entre si e distintas daquelas dos complexos de Jacupiranga e Juquiá; e 2) as flogopitas primárias de carbonatitos e rochas alcalinas silicáticas associadas podem apresentar processos evolutivos diferentes.

Estudo recente e minucioso sobre as micas trioctaédricas de testemunhos de sondagem de rochas cumuláticas (magnetititos, apatititos, flogopititos) e carbonatíticas (magnesiocarbonatitos de Catalão I e calcio- e ferrocronatitos de Catalão II), bem como de lamprófiros ultramáficos (flogopita picritos) e fenitos (sienitos e clinopiroxenitos) de Catalão II, conduzido por Guarino e Brigatti (2018) levou à caracterização de flogopita, flogopita rica em Fe³⁺ e tetraferroflogopita como fases

Tabela 7.17. Análises representativas de flogopitas de Jacupiranga. Cátions calculados na base de 24 O (OH,F,Cl).

Amostra	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
	C1	C1	C2	C2	C3	C3	C4	C4	C5	C5
% em peso										
SiO ₂	39,70	38,20	31,70	38,10	35,40	38,70	37,30	41,80	40,30	42,90
TiO ₂	0,17	0,28	0,02	0,05	0,01	0,11	0,03	0,00	0,07	0,03
Al ₂ O ₃	15,10	16,50	20,90	16,70	18,30	16,20	17,80	13,40	14,90	11,70
FeO	2,75	2,61	1,57	1,83	2,17	2,70	2,80	3,78	2,22	2,44
MnO	0,02	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02
MgO	26,10	25,60	22,50	25,70	24,40	25,80	25,30	27,80	27,20	28,20
CaO	0,05	0,12	0,27	0,58	0,20	0,05	0,06	0,17	0,07	0,11
Na ₂ O	0,21	2,00	0,47	0,12	0,13	0,44	0,41	0,36	1,20	0,51
K ₂ O	10,20	7,23	6,63	9,59	8,99	9,56	8,94	10,00	8,94	10,30
BaO	1,57	3,11	10,30	4,15	5,03	2,54	3,56	0,10	0,89	0,26
H ₂ O	4,22	4,20	3,93	4,20	4,07	4,21	4,19	4,33	4,27	4,30
Total	100,09	99,86	98,29	101,02	98,71	100,32	100,40	101,76	100,07	100,77
Si	5,636	5,448	4,835	5,438	5,212	5,510	5,337	5,789	5,656	5,977
Ti	0,018	0,030	0,002	0,005	0,001	0,012	0,003	0,000	0,007	0,003
Al ^{IV}	2,364	2,552	3,165	2,562	2,788	2,490	2,663	2,185	2,344	1,920
Al ^{VI}	0,161	0,219	0,589	0,245	0,385	0,226	0,337	0,000	0,119	0,000
Fe ²⁺	0,327	0,311	0,200	0,218	0,267	0,322	0,335	0,438	0,261	0,284
Mn	0,002	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001	0,002	0,001	0,002
Mg	5,524	5,443	5,116	5,469	5,356	5,476	5,397	5,739	5,691	5,857
Ca	0,008	0,018	0,044	0,089	0,032	0,008	0,009	0,025	0,011	0,016
Na	0,058	0,553	0,139	0,033	0,037	0,121	0,114	0,097	0,327	0,138
K	1,847	1,316	1,290	1,746	1,689	1,737	1,632	1,767	1,601	1,831
Ba	0,087	0,174	0,616	0,232	0,290	0,142	0,200	0,005	0,049	0,014
Cátions	16,032	16,065	5,996	16,037	16,058	16,045	16,028	16,047	16,067	16,042

Fonte: Brod *et al.* (2001), simplificada.

comuns, com marcante e variado pleocroísmo, nesses complexos. Análises químicas evidenciaram variações significativas nas concentrações de ^{IV}Fe, ^{IV}Al, ^{VI}Mg e ^{VI}Fe, ou ^{VI}Mg constante ou com variação limitada, sugerindo a existência dos três tipos de micas para as diferentes litologias de Catalão. No trabalho foram também fornecidas temperaturas de cristalização para as micas enriquecidas em Fe³⁺ e pobres em Ti e Al das rochas cumuláticas e carbonatíticas dos dois complexos, além dos flogopita picritos. Em Catalão I, os valores obtidos para as rochas cumuláticas foram de 742-542°C para os magnesiocarbonatitos, de 923-540 °C para os magnetitos e de 679-550 °C para os apatititos, em condições de formação geralmente de alta fugacidade de oxigênio. Em Catalão II, as rochas cumuláticas mostraram variação entre ~800 e 558 °C e condições similares de fugacidade de oxigênio, contrastando com a variabilidade dos flogopita picritos (703-631 °C e 1050-952°C) e com as condições de cristalização da mica nessas rochas em ambiente de fugacidade mais baixa.

Um acessório singular formando agregados de cristais aciculares foi identificado por Traversa *et al.* (2001) em magnesiocarbonatitos de Araxá. O mineral pertence ao grupo da lepidolita e, quimicamente, assemelha-se a uma mica litífera referida na literatura como *tainiolita* $KLiMg_2Si_4O_{10}F_2$ (Foster, 1960; Erd *et al.*, 1983), mas não incluída na tabela 7.1.

7.2.8.6. Tectossilicatos

Wollastonita $CaSiO_3$ é um mineral raro em carbonatitos e mais comum nas rochas alcalinas associadas. Sua presença tem sido noticiada em ijolitos, fenitos e rochas meliliticas como cristais individuais com inclusões de calcita e apatita ou como agregados, que se concentram

Tabela 7.18. Composições químicas representativas de micas de carbonatitos de Salitre.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	S12-R1	S12-R4	20B-94	ASL031	SL033	219	ASL022	FVL184	10A77A	2772A2	2772A2
	C(20)	C(22)	c1	c1	c1	c3	c3	c3	c3a	c3a	c3a
% em peso											
SiO ₂	41,99	41,60	42,40	40,88	41,28	40,90	42,30	40,89	40,97	38,51	40,86
TiO ₂	0,08	0,32	0,17	n.d.	0,06	0,44	0,03	0,13	0,18	n.d.	0,20
Al ₂ O ₃	0,04	12,31	10,35	6,67	12,10	9,41	13,12	0,09	1,36	13,19	8,68
Fe ₂ O ₃			2,13	8,09	0,96	4,31		6,43	14,82	0,82	6,09
FeO	17,87	2,06	2,94	1,30	1,33	3,26	2,26	2,96	2,96	2,43	0,72
MnO	0,05	0,11	0,03	0,04	0,16	0,01	0,11	0,13	0,02	0,06	
MgO	25,56	26,77	27,29	26,92	27,68	25,72	27,16	24,80	25,72	26,58	27,56
CaO	0,17		0,03	0,01	0,05	0,03	0,02	n.d.	0,15	n.d.	0,15
Na ₂ O	0,01	0,39	0,06	0,02	n.d.	0,08	n.d.	0,03	0,13	0,05	0,01
K ₂ O	10,1	11,38	8,57	10,81	10,66	10,35	10,79	10,26	9,04	9,92	10,93
BaO			0,18	n.d.	0,97	0,37	0,46	0,05	n.d.	2,67	0,05
F			n.a.	0,73	n.a.	n.a.	n.a.	0,58	n.a.	0,86	0,48
H ₂ O			4,19	3,75	4,21	4,09	4,29	3,70	3,89	3,69	3,93
Cl			n.d.	n.d.	n.d.	0,03	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Total	95,89	94,83	98,42	99,19	99,34	99,14	100,42	100,00	99,34	98,73	99,72
Si	6,4197	5,9160	6,036	5,965	5,869	5,924	5,916	6,131	6,099	5,635	5,872
Ti	0,0092	0,0342	0,018	0,006	0,048	0,003	0,015	0,020	0,021		
Al	0,0072	2,0631	1,737	1,147	2,028	1,606	2,162	0,015	0,239	2,275	1,470
Fe ³⁺			0,228	0,888	0,103	0,470	0,000	1,853	1,662	0,090	0,658
Fe ²⁺	2,2845	0,2450	0,350	0,158	0,158	0,395	0,264	0,371	0,367	0,297	0,087
Mn	0,0065	0,0000	0,014	0,003	0,005	0,019	0,001	0,014	0,016	0,002	0,008
Mg	5,8243	5,6741	5,790	5,854	5,867	5,555	5,662	5,544	5,708	5,798	5,905
Ca	0,0278	0,0000	0,005	0,002	0,008	0,005	0,003		0,024		0,023
Na	0,0030	0,1075	0,017	0,004		0,021		0,008	0,036	0,014	0,001
K	1,9736	2,0643	1,556	2,011	1,933	1,913	1,926	1,962	1,717	1,853	2,004
Ba	0,0000	0,0000	0,010		0,054	0,021	0,025	0,003		0,153	0,003
F				0,335				0,275		0,397	0,220
OH			3,980	3,649	3,992	3,953	4,000	3,701	3,863	3,602	3,767
Cl						0,007					
Cátions	16,5558	16,1042	15,761	16,033	16,030	15,977	15,963	15,916	15,889	16,116	16,052
Al ^{IV}	0,0072	2,0631									
Al ^{VI}	0,0000	0,0000									
Mg*	0,7183	0,9586									

Fonte: análises 1 e 2 - Morbidelli *et al.* (1997); 3 a 11 - Eberhardt (2014).

Observações: Mg*=Mg/(Mg + Fe²⁺); n.d., não determinado; n.a., não analisado.

sempre nas margens dos corpos carbonatíticos do estágio I (Kapustin, 1980). Na literatura, é referido como mineral típico dos carbonatitos formados nesse estágio (Tabela 7.19). Nas ocorrências investigadas, wollastonita foi reconhecida nos complexos de Itapirapuã (Gomes, 1970) e de Jacupiranga, ocorrendo neste último na forma de fibras radiais que preenchem fraturas nos jacupiranguitos (Menezes Jr. e Martins, 1984).

Pectolita $NaCa_2Si_3O_8(OH)$ é um constituinte de ocorrência rara em carbonatitos e encontrado apenas nas suas zonas de contato com as rochas alcalinas associadas, principalmente clinopiroxenitos e fenitos, como mineral de cristalização tardia ou mesmo hidrotermal (Kapustin, 1980). A presença de pectolita é mencionada nos complexos de Itapirapuã (Gomes, 1970) e Lages (Traversa *et al.*, 1994; Scheibe *et al.*, 2005).

Quartzo SiO_2 representa uma fase típica de carbonatitos tardios, ocorrendo usualmente associado a veios ankeríticos-dolomíticos (Kapustin, 1980). Apresenta-se em geral como grãos

xenomórficos integrando agregados mosaicos incolores que ocupam os interstícios dos demais constituintes da rocha ou preenchendo microveios e microfraturas ao lado de calcedônia. Juntamente com apatita como cristais prismáticos de disposição radial, barita, fluorita e sulfetos disseminados (pirita, galena, esfalerita) em proporções variadas, quartzo é descrito em algumas ocorrências carbonatíticas afetadas por processos pós-magmáticos de natureza hidrotermal. Por vezes, a assembleia acima contém também agregados fibrosos de fluorocarbonatos com elementos terras raras (Figura 7.5). Mais raramente o mineral é de formação inicial e euédrico. Embora essa paragênese mineral tenha sido reconhecida em outros carbonatitos (p. ex., Juquiá, Mato Preto, Cerro Chiriguelo, Cerro Manomó), as investigações com maior profundidade sobre as atividades hidrotermais responsáveis pela sua formação foram conduzidas no complexo de Barra do Itapirapuã (Andrade *et al.*, 1999a, 1999b; Ruberti *et al.*, 2002, 2008).

Feldspatos ortoclásio/microclínio $KAlSi_3O_8$ e *albita* $NaAlSi_3O_8$, embora comuns, não são fases essenciais de carbonatitos. Os primeiros são encontrados como material reliquiar nas porções periféricas de intrusões carbonatíticas ou como cristais independentes e/ou agregados de última geração em veios ankeríticos (Kapustin, 1980). À exceção das rochas híbridas, nas quais carbonatitos foram parcialmente feldspatizados ou em rochas submetidas a processos de carbonatização, eles têm pequena importância. Albita é particularmente rara, sendo substituída por ortoclásio nas zonas de contatos de veios carbonatíticos ou está presente em zonas espessas de albitização associadas com corpos carbonatíticos do estágio II (Kapustin, 1980).

Nefelina $NaAlSiO_4$ é um mineral típico de rochas alcalinas, porém de ocorrência restrita em carbonatitos, nos quais aparece substituído por biotita ou cancrinita (Kapustin, 1980).

7.2.9. Minerais de Alteração

Aqui estão reunidas fases silicáticas as mais diversas, que resultam da modificação de minerais máficos (olivinas, clinopiroxênios, anfibólios, micas) e siálicos (feldspatos, feldspatoides) por processos de natureza variada. Ocorrem substituindo parcial ou totalmente os constituintes de cristalização prévia, concentrando-se principalmente nas suas bordas, penetrando microfraturas ou na forma de agregados. Dentre os máficos são citados com maior frequência minerais hidratados dos grupos da serpentina, clorita (celadonita), além de, mais raramente, talco. Contudo, os produtos de alteração de maior importância econômica são representados pelo mineral fosfático e de nióbio (já discutidos previamente), bem como pela vermiculita. Sob certas condições – que envolvem alteração intempérica superficial ou circulação de águas subterrâneas –, biotitas e flogopitas podem ser transformadas em vermiculita e dar origem a depósitos minerais de importância (Azzone e Ruberti, 2009). O mineral está presente em diversas ocorrências carbonatíticas e foi objeto de exploração comercial em algumas da região do Alto Paranaíba, como Catalão I e II. Porém, a sua presença tem sido noticiada em número maior de ocorrências (p. ex., Anitápolis, Ipanema, Tapira). Por sua vez, os siálicos consistem em feldspatoides (cancrinita), zeólitas (natrolita) e fases aluminosas hidratadas (gibbsita, caulinita, alunita). Os produtos de alteração mais comuns incluem ainda os já citados óxidos de ferro (hematita, goethita), além de grande número de carbonatos e fosfatos secundários.

7.3. Paragênese dos Carbonatitos

Coube a Heinrich (1966) chamar a atenção para dois aspectos cruciais ligados ao melhor entendimento da história evolutiva dessas rochas: 1) a sequência de cristalização dentro de um

corpo único de carbonatito; e 2) a sequência de desenvolvimento de carbonatitos mineralogicamente diferentes em um simples complexo. A superposição de eventos provocada por carbonatitos mais jovens, seja formados por substituição de corpos mais antigos, seja decorrentes de novas intrusões, leva comumente a modificações significativas do ponto de vista mineralógico, textural e material. Essa grande heterogeneidade composicional como resultado de múltiplos estágios de geração tem sido amplamente debatida na literatura e algumas sequências específicas têm sido definidas, partindo-se das mais velhas para mais novas, com base em estudos efetuados em determinadas ocorrências.

Assim, carbonatitos dolomíticos têm sido comumente interpretados como o tipo de cristalização mais inicial, não obstante sòvitos serem também encontrados precedendo os rauhaugitos. A sequência mais usual, tida como representativa da "ordem normal", reúne: 1) sòvitos; 2) rauhaugitos; 3) carbonatito ankerítico; 4) carbonatito siderítico ou manganésífero; e 5) carbonatito com carbonatos de ETR.

Essa sequência foi trabalhada por Pozharitskaya (1962), que propôs a caracterização de quatro fases de formação para os carbonatitos: 1) carbonatitos calcíticos do estágio I; 2) carbonatitos calcíticos do estágio II; 3) calcita-dolomita e carbonatitos dolomíticos do estágio III; e 4) carbonatitos ankeríticos e sideríticos do estágio IV. As principais diferenças entre os sòvitos do primeiro e do segundo estágios residem na concentração de minerais ricos em Zr e Nb. Além disso, para cada um dos estágios foram apresentadas associações mineralógicas características.

Ainda na mesma ocasião, Ginzburg (1962) procurou consolidar essa proposta adicionando alguns elementos que poderiam contribuir para a melhor caracterização dos quatro estágios, tais como outros minerais típicos, dados texturais, descrição de processos de transformação mineralógica e mesmo informações de natureza geológica. Além disso, recomendou o emprego de alguns termos com o propósito de ajudar no processo de definição, como: 1) estágio pré-minério; 2) estágio minério ou Nb; 3) estágio minério ou ETR; e 4) estágio pós-minério, ao lado da presença de minerais diagnósticos para os diferentes estágios.

A reunião dos dados então disponíveis possibilitou reconhecer que, além dos carbonatos, muitas espécies minerais são produtos de mais de uma geração e se fazem presentes em duas ou mais associações distintas, além de exibir composição peculiar para cada uma delas. Como exemplos desses minerais, Heinrich (1966) citou flogopita, anfibólios, monazita, magnetita, pirocloro, barita, bastnäsita e hematita. Da mesma forma, no desenvolvimento de um carbonatito, eles se mostram característicos de estágios composicionais diferentes, com o primeiro deles, o silicático, englobando não somente minerais máficos (olivina, clinopiroxênio, mica), apatita e magnetita, como também xenocristais de certos clinopiroxênios, feldspatos, hornblenda e nefelina. Esse estágio é seguido pelo carbonático, o qual se distingue do anterior pela cristalização inicial de toda a calcita disponível, uma fase rica em Ba, Sr, ETR e Mg. Ainda segundo Heinrich (1966), em muitos depósitos carbonatíticos o estágio seguinte, o terceiro, envolveria a formação de pirocloro e de minerais de Zr ao lado do concomitante desenvolvimento de anfibólios. Em alguns casos, processos de dolomitização ou ankeritização estão presentes e atuam de forma continuada. A exsolução de dolomita a partir da calcita inicial está aparentemente associada a esse estágio. O último estágio magnético é caracterizado pelo aparecimento de carbonatos de ETR, precedidos por vezes por carbonatos sideríticos ou manganésíferos. Esse estágio é comum em grande número de ocorrências carbonatíticas, ainda que o desenvolvimento de carbonatos de ETR em quantidades significativas não seja regra geral. Quando ausentes esses minerais, o estágio é marcado pela presença de enorme variedade de constituintes que resultam da alteração intempérica

de espécies mineralógicas de formação anterior. Como exemplos, Heinrich (1966) listou algumas transformações frequentes:

- olivina → serpentina
- anfibólio → carbonato ou talco
- biotita → talco ou clorita
- flogopita → vermiculita
- pirocloro → fersmita ou columbita
- magnetita → hematita

O último estágio evolutivo é representado por veios de calcita usualmente livre de muitos outros minerais e de composição quase pura.

Nos anos seguintes outros autores se preocuparam também em definir sequências de cristalização de minerais acessórios que pudessem ajudar na decifração da paragênese dos carbonatitos. Uma discussão mais abrangente foi proporcionada por Kapustin (1980), por exemplo, o qual propôs a classificação dessas rochas em dois grandes grupos: carbonatitos de cristalização inicial e de cristalização tardia. Sabe-se que a composição mineralógica das rochas do primeiro grupo reflete em geral temperaturas mais altas e uma composição mais rica em cálcio, além de conter considerável Sr (p. ex., até 2,0% no carbonatito de Oka; Pouliot, 1970). Kapustin propôs ainda a subdivisão dos carbonatitos iniciais em dois estágios distintos de formação, apresentou as características estruturais e texturais comuns e tratou dos processos de transformação mineralógica (anfibolitização-dolomitização) que teriam afetado essas rochas. Baseado em informações da literatura internacional, embora predominantemente de procedência russa, Kapustin (1980) produziu tabela listando os minerais, formadores e acessórios, reconhecidos em grande número de ocorrências carbonatíticas, procurando distinguir as associações mais características dos vários estágios de formação dos carbonatitos.

Ainda na mesma linha de preocupação foi o trabalho de Sokolov (1985), cuja assembleia mineralógica sugerida para os diversos estágios evolutivos de carbonatitos é apresentada na tabela 7.19, extraída de Hogarth (1989) com modificações. Além da caracterização dos típicos minerais silicáticos e carbonatos (com especificação da sua natureza geoquímica), a tabela

Tabela 7.19. Os diferentes estágios de formação de carbonatitos e suas principais características

Estágio	Silicatos típicos	Carbonatos típicos	Geoquímica dos carbonatitos	Apatita	Pirocloro	Anfibólio
<i>Inicial</i> I	egirina-augita, flogopita, feldspato potássico, andradita, wollastonita, monticellita	calcita (Sr)	Ca, Sr			
II	egirina-augita, forsterita, clinohumita, albita, tetraferroflogopita	calcita (Sr), dolomita	Ca, Mg, Sr			
III	tetraferroflogopita, serpentina, egirina-augita, clinohumita	calcita, ankerita, alstonita, estroncianita	Ca, Mg, Fe, Sr			
<i>Tardio</i>	egirina, clorita, sericita	calcita manganésifera,	Mn, Fe, Ca, Mg			
IV	quartzó, flogopita	siderita, ankerita, parisita, bastnäsita, magnesita	Ce, Sr, Ba, F			
<i>Pós-carbonatito</i>	egirina, zeólitas, muscovita, prenhita	calcita, calcita manganésifera, baritocalcita	Ca, Mn, Ba, Fe			

Fonte: (Hogarth (1989), modificada de Sokolov (1985)).

mostra a ordem de abundância de três minerais (apatita, pirocloro, anfibólio), tidos como mais proeminentes em carbonatitos intrusivos e extrusivos.

Uma outra proposta, baseada em modificação de trabalho posterior de Sokolov (2002) feita por Comin-Chiaramonti *et al.* (2007a), é apresentada na tabela 7.20 e reúne dados sobre os principais minerais maiores e acessórios de diversas ocorrências carbonatíticas do sistema Paraná-Angola-Namíbia (PAN).

Tabela 7.20. Quadro evolutivo da composição mineralógica de carbonatitos submetidos a diferentes eventos de formação

Estágio	Principais minerais maiores	Principais minerais acessórios
I	calcita, diopsídio, forsterita, melilita, monticellita, nefelina, flogopita-biotita, apatita I, Ti-magnetita	perovskita (Nb), calzirtita (Zr, Nb), monazita (Ce, ETR)
II	Mg-calcita ± dolomita, diopsídio, tetraferroflogopita, apatita II, Mg-magnetita	baddeleyíta (Zr), pirocloro I (Nb), hatchetoloíta (Nb, Ta, U, Th), zirkelita (Zr, Nb)
III	calcita, dolomita (Fe-dolomita), tetraferroflogopita, apatita III, magnetita, titanita	pirocloro (Nb, Th, U), burbankita (Sr, Ba, ETR)
IV	dolomita (Fe-dolomita), ankerita, siderita, magnesita, fluorita rodocrosita, feldspato alcalino, quartzo	pirocloro (U, Th, Nb), bastnäsita (ETR), parisita (ETR), ancyllita (Sr, ETR), synchysita (ETR), estroncianita (Sr), celestina (Sr)

Fonte: Comin-Chiaramonti *et al.* (2007a) e referências bibliográficas.

CAPÍTULO 8

GEOQUÍMICA

C. B. Gomes, P. Comin-Chiaramonti,

R. G. Azzone e P. A. S. Rosa

Resumo

Dados geoquímicos para elementos maiores, menores e terras raras são apresentados e discutidos para os dois grupos principais de carbonatitos: magmáticos ou primários e hidrotermais. Diagramas de classificação relacionando CaO-MgO-(FeO_t+MnO) permitem distinguir calciocarbonatitos e magnesiocarbonatitos como os tipos mais frequentes, enquanto ferrocarbonatitos têm em Cerro Manomó, na Bolívia, a sua ocorrência mais expressiva. Ainda que mostrem grande dispersão de valores, reflexo da variação e concentração de fases acessórias, principalmente fosfatos e fluorocarbonatos ricos em ETR, e de diferentes estágios de intrusão, os carbonatitos se caracterizam por anomalias negativas marcantes em K e Ti, e positivas em La, Ce, Nd, Sm e Eu. P e Zr apresentam grande variação provavelmente relacionada à presença eventual de apatita e flogopita. Adicionalmente, os carbonatitos possuem maior abundância em quase todos os elementos incompatíveis em relação às rochas alcalinas silicáticas associadas. Dados isotópicos para C-O confirmam que eles foram afetados por processos pós-magmáticos em condições mais superficiais de formação envolvendo a presença de fluidos de baixa temperatura. Os carbonatitos exibem razões isotópicas Sr-Nd similares às das alcalinas associadas, com valores variando do quadrante empobrecido ao enriquecido para as ocorrências eo e neocretácicas brasileiras, e situados exclusivamente no enriquecido para as ocorrências eocretácicas paraguaias. O comportamento dos isótopos de Pb, principalmente em ocorrências paraguaias, é indicativo de que dois componentes mantélicos, *enriched mantle I* (EM I) e *high isotopic mantle uranium* (HIMU), tiveram importante participação no processo genético das rochas alcalino-carbonatíticas. Isótopos de Re-Os, Hf e dados para gases nobres são também discutidos.

8.1. Introdução

As associações petrográficas características dos carbonatitos investigados possibilitam o seu enquadramento em dois grandes grupos: magmáticos ou primários e hidrotermais (Gomes *et al.*, 2018a). Os primeiros são mais abundantes e correspondem aos principais complexos conhecidos na literatura, enquanto que os segundos incluem apenas três ocorrências (Brasil, Barra do Itapirapuã; Paraguai, Cerro Chirigué; Bolívia, Cerro Manomó). Outros tipos de carbonatitos, com relações geométricas pouco usuais e de caracterização mais difícil, estão representados principalmente por pequenos pequenos diques ou, ainda, por *ocelli* de material carbonático no interior de rochas alcalinas silicáticas associadas.

Em função dos tipos petrográficos coexistentes, os carbonatitos magmáticos podem ser reunidos, segundo Speziale *et al.* (no prelo-2022a), em três associações distintas:

A) carbonatitos associados com rochas da série melteigito-ijolito-urtito *sem* a ocorrência de nefelinitos extrusivos;

B) carbonatitos com somente dunitos (olivinitos) e clinopiroxenitos como rochas ultramáficas (\pm sienitos) ou com glimmeritos;

C) carbonatitos associados com melilitolitos e melilititos.

A primeira associação é a mais frequente, incluindo, no Brasil, o complexo de Anitápolis em Santa Catarina, as ocorrências do Vale do Ribeira (Ipanema, Itapirapuã, Jacupiranga, Juquiá, Mato Preto) e as de Goiás (Caiapó, Morro do Engenho); no Paraguai, as ocorrências da área de Amambay (Cerro Sarambí) e da porção central desse país (Sapucai). A segunda associação acha-se restrita aos distritos da Província do Alto Paranaíba (Araxá, Catalão I e II, Salitre I, II e III, Serra Negra), enquanto a terceira está representada exclusivamente pelas intrusões de Lages e Tapira.

8.2. Elementos Maiores

Dados químicos para elementos maiores, menores e terras raras de carbonatitos cretácicos da região meridional da Plataforma Brasileira para as três associações citadas estão listados nas tabelas 8.1 a 8.3. Para os carbonatitos hidrotermais e ocorrências carbonatíticas menores, eles constam, respectivamente, das tabelas 8.4 e 8.5. As análises são tidas como representativas, uma vez que cobrem a variação total para a região além de as amostras terem sido objeto de completa caracterização mineralógica e petrográfica. As idades médias fornecidas foram calculadas a partir de diversas fontes.

Como visível na figura 8.1, as razões molares [i.e., $\text{CaO}/(\text{CaO}+\text{MgO}+\text{FeO}_t+\text{MnO})$, I.D.] dessas rochas se correlacionam negativamente com os parâmetros ($\text{MgO}+\text{FeO}_t+\text{MnO}$, % em peso) devido a substituições Ca-Mg-Fe-Mn típicas dos principais minerais carbonáticos nos vários estágios de evolução dos carbonatitos (Comin-Chiaramonti *et al.*, 2007c). As associações mineralógicas presentes nos quatro estágios evolutivos são mostradas na tabela 7.20.

Excluídas as rochas silicocarbonatíticas (com teor em SiO_2 superior a 10% em peso), os carbonatitos variam de calciocarbonatitos (39-45% de CaO, 0,4-8,1% de MgO, 0,1-10,1% de FeO) a magnesiocarbonatitos (0,9-29% de CaO, 12,6-46,8% de MgO, 1,1-10,9% de FeO) a

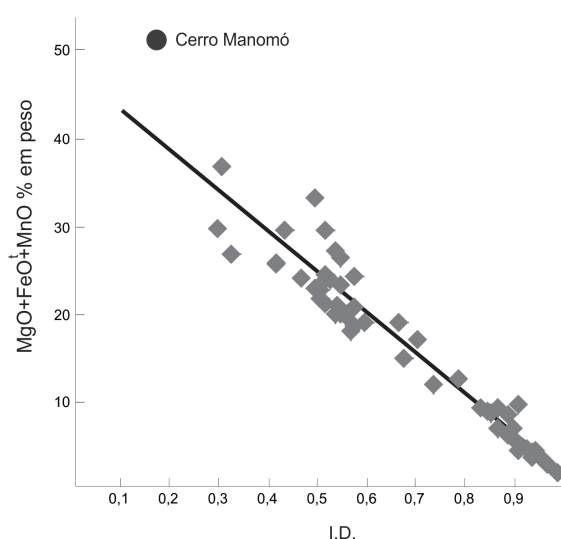


Figura 8.1. Gráfico reunindo as razões molares de $\text{CaO}/(\text{CaO}+\text{MgO}+\text{FeO}_t+\text{MnO})$ (I.D.) vs. $\text{MgO}+\text{FeO}+\text{MnO}$ % em peso para amostras de carbonatitos da região meridional da Plataforma Brasileira com o índice de diferenciação (I.D.). No todo, os dados são consistentes com evolução em múltiplas fases associada a mudanças nas assembleias mineralógicas com o I.D. decrescendo do estágio I ao IV na tabela de Sokolov (2002), e correspondente linha de regressão. A posição ocupada pelo complexo carbonatítico boliviano de Cerro Manomó é também mostrada.

Tabela 8.1. Análises químicas para elementos maiores, traços e terras raras de amostras selecionadas de carbonatitos magmáticos eo e neocretácicos com rochas da série melteigito-ijolito-urtito sem a presença de nefelinitos extrusivos, correspondendo à associação do *tipo A*.

Amostra	Anitápolis						Ipanema	Itapirapuã	Jacupiranga				
	132 Ma						124,9 (9,5) Ma	102,2 (0,23) Ma	132,1 (0,6) Ma				
	SAN 1,0	14-49	12-78,0	11-101	16A-50,5	49-82	119,2	IT28	HB005	HB010	HB011	JAC04	JAC08
% em peso													
SiO ₂	0,31	0,2	2,45	1,2	0,47	3	3,97	4,49	2,3	4,3	6,08	2,38	0,65
TiO ₂	0,01	0,01	0,06	0,05	0,07	0,08	0,13	0-01	0,66	1,32	0,14	0,21	0,02
Al ₂ O ₃	0,21	0,02	0,01	0,09	0,1	0,52	0,19	0,98	1,16	0,86	0,12	0,18	0,09
FeO	0,08	2,59	2,03	2,95	4,49	5,96	7,61	13,88	30,28	29,7	2,08	6,06	6,09
MnO	0,07	0,08	0,23	0,22	0,23	1,8	0,25	1,57	0,24	0,31	0,14	0,11	0,12
MgO	1,55	2,3	4,13	1,83	1,7	12,8	1,08	10,55	4,34	7,31	4,24	3,47	3,68
CaO	53,59	51,25	49,36	52,15	51,8	31,43	47,6	29,36	30,78	28,56	45,13	47,7	47,88
Na ₂ O	0,05	0,16	0,34	0,01	0,07	1,51	0,37	0,07	0,18	0,2	0,08	0,06	0,04
K ₂ O	0,49	0,78	0,07	0,02	0,06	1,01	0,3	0,72	0,26	0,36	0,06	0,09	0,02
P ₂ O ₅	0,48	1,31	2,37	2,89	1,8	2,12	1,73	1,16	9,04	9,78	3,07	9,13	5,16
P.F.	42,06	40,13	38,72	38,25	38,37	38,64	35,68	37,19	19,96	16,4	38,36	31,1	34,8
Soma	98,9	98,83	99,77	99,66	100,06	99,03	98,91	99,98	99,2	99,17	99,5	99,52	98,52
ppm													
Rb	3,2	6,1	6,5	6,9	5,5	3,22	8	26,2	9	10	6	2,5	0,1
Ba	1052	951	1579	1121	894	1106	500	1192	734	491	525	696	690
Th	5,6	3,5	0,31	0,09	0,27	5,5	0,8	180	4	34	34,4	3,5	1,2
Nb	5,2	8,9	7,8	10,4	8,3	6,32	4	384	78	97	68	15,3	12
Ta	1,4	0,5	1,5	1,8	1,4	1,02	0,3	21,1	25	27	16,8	3,8	3
K	4068	6475	581	166	498	83	2491	5977	2158	2989	498	747	166
Sr	2462	2983	6849	4462	2779	2462	5950	2504	2749	2772	5130	4223	5171
P	20950	5717	10343	12612	7855	524	2550	698	39450	42680	13392	39843	22518
Hf	0,4	0,4	1,8	0,8	0,38	0,67	1,4	0,6	23	29	6,28	11,6	4,2
Zr	15,8	7,7	46,2	15,5	16,4	18,74	54	13,1	1678	1710	287	267	332
Ti	60	60	360	300	420	480	779	60	3957	7913	839	1259	120
Y	43,7	18,8	45,9	42,9	41,5	29,81	20	45	34	33	35	32	38
ETR													
La	67,1	41,2	123,4	48,6	158	979	76,1	682	98	113	105	150	124
Ce	142,3	90,3	287	106,5	372	2657	170	927	213	248	224	302	251
Pr	16,8	12,2	29,2	14,5	37,8	291	23,9	118	33	38	29	37	28,4
Nd	69,6	47,5	115,7	53,5	170,4	1154	196	496	118	134	104	143	111
Sm	13,8	9,4	21,33	9,44	29,22	326	22	66,3	20	22	20	24	20
Eu	4	2,53	6,51	3,91	8,55	129,4	6,24	17,1	5,9	6,5	6,14	6,9	5,85
Gd	12,6	7,91	19,83	8,9	20,61	475	15,9	49,9	11,1	12,3	12,5	18,8	16,7
Tb	1,87	1,35	2,17	1,59	3,48	61,3	1,6	6,29	1,75	1,94	1,97	2,16	2,02
Dy	9,62	7,67	11,63	9,04	12,17	728	5,9	20,7	7,38	8,18	8,31	9,3	9,4
Ho	1,74	1,39	2,44	1,64	2,11	131,2	0,8	2,29	0,9	1	1,21	1,23	1,35
Er	4,81	3,17	5,9	3,74	4,43	155,7	1,9	7,82	1,87	2,12	2,36	2,48	3
Tm	0,63	0,56	0,81	0,67	0,71	23,76	0,25	1,09	0,22	0,23	0,42	0,28	0,37
Yb	3,74	3,09	4,83	3,48	3,07	25	1,5	5,54	1,29	1,25	2,5	1,3	1,96
Lu	0,59	0,44	0,65	0,51	0,36	3,21	0,19	0,93	0,18	0,19	0,28	0,17	0,27
Mol %													
CaO	96	90,6	95,9	91	89,5	56,8	86,2	52,4	50,8	46	85,2	83,2	82,8
FeO+MnO	0,2	3,7	3,5	4,3	6,4	11	11,1	21,5	39,3	37,7	3,3	8,4	8,4
MgO	3,8	5,7	0,6	4,7	4,1	32,2	2,7	26,1	9,9	16,3	11,5	8,4	8,8

Tabela 8.1 (continua).

Amostra	Cont. - Jacupiranga			Juquiá					Mato Preto					
	132,1 (0,6) Ma			133 (2) Ma					71,7 (4,7) Ma					
	JAC09	JAC11	J15052C	S16C	S25	S26A	S26B	SJT	I-119,3	I-84,0	II-77,0	III-70,0	III-62,2	III-622
% em peso														
SiO ₂	0,45	2,3	0,29	0,24	0,3	0,27	0,36	0,29	0,3	0,23	0,52	1,91	2,28	3,22
TiO ₂	0,03	0,66	0,1	0,02	0,01	0,03	0,02	0,02	0,01	0,01	0,11	0,02	0,11	0,06
Al ₂ O ₃	0,23	1,16	0,01	0,07	0,1	0,09	0,11	0,1	0,23	0,14	0,21	0,21	0,59	0,81
FeO	6,04	30,28	0,39	1,54	1,72	1,58	1,69	1,63	1,81	0,92	2,23	1,73	10,01	4,56
MnO	0,17	0,24	0,12	0,38	0,52	0,43	0,47	0,45	0,19	0,19	0,22	0,21	0,73	0,39
MgO	16,98	4,34	6,05	12,59	17,11	17,52	17,55	16,49	0,99	0,33	1,32	0,51	6,12	1,49
CaO	31,55	30,78	48,53	37,83	30,9	31,05	30,39	32,54	54,35	54,83	53,13	55,01	39,21	49,74
Na ₂ O	0,09	0,18	0,04	0,89	0,45	0,45	0,46	0,56	0,03	0,01	0,02	0,01	0,1	0,06
K ₂ O	0,01	0,26	0,11	0,02	0,02	0,02	0,02	0,04	0,1	0,07	0,09	0,31	0,58	1,09
P ₂ O ₅	1,27	9,04	11,3	13,25	5,47	5,57	5,28	6,14	0,52	0,17	0,51	0,16	0,28	1,67
P.F.	42,3	19,96	33,01	33,14	43,88	42,97	43,61	40,9	41,27	43,15	41,38	40,16	38,89	36,4
Soma	99,12	99,2	99,95	99,97	99,98	99,98	99,96	99,16	99,83	100,05	99,74	100,24	98,9	99,49
ppm														
Rb	2	1,7	1	4	5	6	3	4,5	2,9	4,3	6,8	10,2	1,6	189
Ba	295	626	575	1700	3780	12500	4490	5618	175	3798	1134	449	8378	2226
Th	0,6	10,5	1,5	2,73	5	4,51	4,68	4,23	44,8	19,9	82	147	811	117,8
Nb	7,1	72	0,51	16	8	20	16	16	251	384	23	95	315	25,1
Ta	1,9	18,1	0,6	0,74	2,13	0,74	1,7	1,33	9,4	18,7	0,8	6,3	11,8	1,4
K	83	2158	913	166	166	166	166	332	830	581	747	2574	4815	9049
Sr	2861	4887	5592	8450	5540	5720	5190	5985	8735	2134	8758	1053	3693	4652
P	5542	39450	49313	57783	23871	24291	23042	26795	2269	742	2226	698	1222	7288
Hf	0,1	12	1,7	1,25	2,62	1,55	3,24	2,18	2,9	7,7	0,2	3,7	2,4	4,9
Zr	3,3	886	133	16	7	20	16	15	45,9	123	23	183	123	178
Ti	181	3956	600	120	60	180	120	120	60	60	659	120	659	179
Y	15,4	35	46,3	339	402	119	202	266	74,3	121	192	225	96	673
ETR														
La	38	126	141,8	99,3	99,1	68,6	85,2	88,1	198	165	241	3686	852	1112
Ce	85	271	331	262	257	177	221	232	377	461	717	6510	1577	1808
Pr	10,7	323	40,9	34,5	30,7	24,2	31,4	30,5	44,3	69,5	101	581	155	233
Nd	47	127	175	164	149	97,9	120	148	156	341	461	884	350	948
Sm	8,5	22	29,6	31,5	29,5	18,9	23,2	26,8	25,8	73,4	91	174	52	79
Eu	2,63	6,7	8,5	17,6	21,3	7,54	11,5	12,4	8,2	22,6	22,2	56,8	17	25
Gd	7,8	18,3	23,6	66,7	72,6	21,5	32,1	49,9	24,1	76,2	71	161	48	88
Tb	0,92	2,14	2,76	12,3	12,2	4,1	7,6	9,2	3,74	12	8,3	23,1	6,9	14,4
Dy	4,17	9,4	12,1	59,7	70,3	21,6	36,8	53	17,3	67,3	39,9	86	30,2	90
Ho	0,59	1,3	1,72	11,3	12,9	4,1	6	9,7	2,81	12,3	6,7	9,7	5,1	18,2
Er	1,35	2,6	3,5	27,6	32,2	10,5	17	25,8	7,3	24	16	26,5	10,4	47
Tm	0,14	0,3	0,42	3,8	4,3	1	1,7	3,7	1,07	2,83	2,6	3,8	1,7	6,9
Yb	0,77	1,7	2,27	17,3	21,7	5,93	9,69	16,8	4,78	10,2	8,5	22,6	11,3	34,1
Lu	0,09	0,22	0,29	1,65	2,07	0,52	0,64	1,6	0,42	1,53	2,2	3,34	1,8	5,7
Mol %														
CaO	52,6	50,8	84,6	66,6	54,7	54,5	53,8	57	94,9	97,6	93,4	96,1	69,9	89,3
FeO+MnO	8,1	39,3	0,7	2,6	3,1	2,8	3	2,8	2,7	1,6	3,4	2,6	15	7
MgO	39,3	9,9	11,7	30,8	42,2	42,7	43,2	40,2	2,4	0,8	3,2	1,3	15,1	3,7

Fonte: Speziale *et al.* (no prelo-202?a, modificada).

Brasil: Anitápolis (Comin-Chiaramonti *et al.*, 2002; Scheibe *et al.*, 2005); Ipanema (Guarino *et al.*, 2012); Itapirapuã (Ruberti *et al.*, 2005); Jacupiranga (Morbidelli *et al.*, 1986; Huang *et al.*, 1995; Toyoda *et al.*, 1995; Castorina *et al.*, 1996; Comin-Chiaramonti *et al.*, 2005c; Gomide *et al.*, 2016; Chmyz *et al.*, 2017); Juquiá (Beccaluva *et al.*, 1992); Mato Preto (Comin-Chiaramonti *et al.*, 2001); Caiapó e Morro do Engenho (Rodrigues e Lima, 1984); Santo Antônio da Barra (Junqueira-Brod *et al.*, 2002).

Paraguai: Cerro Sarambí (Gomes *et al.*, 2011b; Comin-Chiaramonti *et al.*, 2014a); Sapucaí (Comin-Chiaramonti *et al.*, 1992a).

Tabela 8.1 (continua).

Amostra	Caiapó	Morro do Engenho	Santo Antônio da Barra	Paraguai			
	86 (6) Ma	86 (6) Ma	86 (6) Ma	Cerro Sarambí			Sapucaí
	CR-09	ME-C	SAB-12 RT Glimmerito- -carbonatito	GL-AS Fração carboná- tica (dolomita)	GL-AS Fração carboná- tica (dolomita)	SA-958 Traquifonolito Fração carbonática (calcita 7%)	PS72 Fonotefrito Fração carbonática (24,3%)
% em peso							
SiO ₂	2,26	0,62	0,88	28,82			
TiO ₂	0,27	0,15	0,07	3,22	0,06	0,05	
Al ₂ O ₃	0,1	0,05	0,05	7,37			
FeO	4,71	3,14	3,53	8,71	1,49	4,25	2,51
MnO	0,26	0,23	0,28	0,11			0,26
MgO	3,78	4,71	14,85	19,27	20,83	3,95	20,17
CaO	45,94	46,3	32,85	9,23	30,21	48,12	30,04
Na ₂ O	0,28	0,19	0,05	0,29			0,25
K ₂ O	0,1	0,12	0,04	3,35	0,08	0,07	
P ₂ O ₅	7,7	1,01	2,29	0,31	0,39	0,33	
P.F.	33,02	41,04	42,39	16,21	47,19	43,37	46,77
Soma	98,42	97,56	97,28	97,99	100	100	100
ppm							
Rb	2	4	2,3	138,1	6,7	16,9	0,21
Ba	4454	4872	16469	2082	101	36	262
Th	301	103	104	12,5	26-	37	0,32
Nb	53,1	113	50,1	94	93	112	0,9
Ta	12,9	4,4	4,5	7,7	6,8	9,2	0,76
K	830	996	332	27812	664	581	
Sr	11669	10542	10851	1387	2860	4066	268
P	33603	4408	5014	1353	1702	1444	
Hf	8,9	2,23	2,23	7,1	6,6	5,4	
Zr	324	125	171	289	370	292	
Ti	1619	899	420	19304	360	300	
Y	377	107	129	23	8,6	23	23,75
ETR							
La	455	1011	909	167	513	343	239
Ce	1093	1647	1725	319	980	654	420
Pr	147	162	103	35,6	45,3	41	46,8
Nd	637	513	682	123	139	138	159,9
Sm	119	92,8	133	14,7	20,1	18,3	19,1
Eu	59,5	25	33,7	3,9	6,1	5,25	3,9
Gd	140	64,7	82,9	10,1	19,3	10,4	14,9
Tb	19,8	6,54	7,96	1,03	2,14	1,65	2,12
Dy	89,4	26,5	32,4	7,6	12,9	8,7	10,57
Ho	14,9	4,89	4,99	1,1	2,51	1,9	2,05
Er	22,7	6,04	7,22	2,9	6,27	4,8	5,4
Tm	2,88	0,45	0,54	0,4	0,68	0,53	3,16
Yb	10	2,07	2,55	1,7	3,28	2,53	24,7
Lu	1,11	0,92	0,35	0,23	0,43	0,34	0,32
Mol %							
CaO	83,4	83,5	59	21,5	50,1	84,5	49,9
FeO+MnO	7,1	4,7	5,4	16	1,9	5,8	3,6
MgO	9,5	11,8	35,6	62,5	48	9,7	46,5

Tabela 8.2. Análises químicas para elementos maiores, traços e terras raras de amostras selecionadas de carbonatitos magmáticos neocretácicos com dunitos e clinopiroxenitos, por vezes glimmeritos, além de sienitos em maior ou menor concentração, correspondendo à associação do *tipo B*.

Amostra	Araxá			Catalão 1				
	82,4 (10,1) Ma			80 (5) Ma				
	AE 891 Rica em flogopita	AR 892 Rica em flogopita	AR 893	C1-L1250	C1CB02	C1C4	C1C12B	C1C14
% em peso								
SiO ₂	9,74	9,93	2,15	1,75	0,25	0,64	4,67	0,22
TiO ₂	2,86	2,9	1,92	0,08	0,01	0,02	0,25	0,01
Al ₂ O ₃	2,76	2,81	2,79	0,08	0,11	0,05	0,13	0,02
FeO	11,13	9,75	10,34	8,89	5,4	1,8	10,89	1,23
MnO	0,19	0,16	0,18	0,28	0,22	0,37	0,85	0,61
MgO	18,1	16,54	18,31	14,6	17,36	19,26	31,3	46,81
CaO	13,7	14,61	16,16	23,23	33,59	25,41	10,35	0,92
Na ₂ O	0,21	0,11	0,14	0,05	0,06	0,07	0,01	0,01
K ₂ O	5,21	4,45	2,29	0,31	0,14	0,01	0,01	0,03
P ₂ O ₅	0,22	0,19	0,18	4,34	0,1	1,04	2,59	0,09
P.F.	35,07	38,85	44,64	31,2	41,2	41,95	34,35	50,89
Soma	99,19	100,3	99,18	99,24	99,06	90,6	95,39	100,07
ppm								
Rb	149	138	1,1	19,5	1,7	3	6	2
Ba	1299	1203	1648	7622	1573	52300	3936	233
Th	18,21	16-97	23,1	18,3	12,1	26	44,8	3,2
Nb	2750	2514	32,1	306	203	231	434	9
Ta	16,5	14,9	1,22	73,5	48,7,	0,1	6,9	0,1
K	43253	36944	19812	2784	1162	83	83	249
Sr	1150	1230	5937	18975	10723	>10000	6176	2120
P	960	829	786	18940	436	4539	11303	393
Hf	4,14	2,44	0,19	4,5	1	0,2	10,3	0,2
Zr	170	100	7,8	171	30,4	21	393	6
Ti	17146	17386	11510	480	60	120	1499	60
Y	54	44	90	24,1	10,7	31	271	19
ETR								
La	506	351	413	398	154	729	2000	326
Ce	1083	657	751	860	375	1660	3000	727
Pr	131	79	91	95,7	46	189	1000	85,4
Nd	320	225	324	362,7	181,6	569	2000	273
Sm	50,6	35,1	50,1	64,9	25,75	86,3	537	46,8
Eu	12,5	7,74	15,5	11,48	6,31	23,1	121	11,5
Gd	35,16	24,39	34,81	34,05	11,36	53,8	277	26,2
Tb	4,6	2,81	4,53	2,6	1,08	4,6	24,3	2,3
Dy	22	13,44	21,67	8,26	3,34	14,4	76,7	7
Ho	3,39	2,07	3,34	0,92	0,31	1,6	9,8	0,8
Er	6,68	4,4	8,55	1,26	0,58	2,6	22,7	1,5
Tm	0,79	0,52	1,01	0,15	0,08	<0,05	<0,05	<0,06
Yb	3,72	2,46	4,78	0,89	0,45	0,7	5,2	0,5
Lu	0,47	0,26	0,74	0,1	0,06	0,04	0,05	0,04
Mol %								
CaO	28,7	32,2	32,4	45,7	54,1	47,1	16,4	1,4
FeO+MnO	18,5	17,1	16,5	14,3	7,1	3,2	14,7	2,1
MgO	52,8	50,7	51,1	40	38,8	49,7	68,9	96,5

Tabela 8.2 (continua).

Amostra	Catalão II					Salitre I						
	82 (3) Ma					84 Ma						
	C2-AA 165907	C2A2	C2B19	C2B18	C2B17	C1	C4	ASL013	ASL031	ASL034	ASL036	09A-60A
% em peso												
SiO ₂	8,95	4,02	3,46	14,89	0,21	0,06	1,34	0,22	0,33	0,42	0,24	0,26
TiO ₂	0,44	0,05	0,88	0,12	0,01	0,01	0,38	0,17	0,06	0,01	0,01	0,01
Al ₂ O ₃	0,2	0,06	0,03	0,28	0,01	0,01	0,09	0,17	0,32	0,19	0,23	0,01
FeO	9,45	2,29	4,65	7,58	0,21	1,46	2,35	2,88	3,09	0,66	1,67	0,18
MnO	0,25	0,1	0,11	0,09	0,07	0,12	0,56	0,39	0,19	0,15	0,22	0,08
MgO	2,56	2,82	2,51	8,12	0,56	0,79	14,65	18,48	14,88	5,17	19,35	1,57
CaO	39,9	46,49	46,02	32,99	53,56	53,84	28,75	25,13	35,4	46,11	29,72	53,94
Na ₂ O	0,82	0,1	0,06	0,14	0,11	0,17	0,17	0,1	0,19	0,46	0,5	0,13
K ₂ O	0,63	1,1	0,84	3,42	0,14	0,11	0,22	0,03	0,05	0,01	0,16	0,11
P ₂ O ₅	1,49	1,08	2,71	14,79	0,25	0,01	6,69	0,43	10,16	0,01	0,66	0,99
P.F.	31,7	38,52	35,11	13,91	42,78	40,7	32,2	46,14	34,77	44,7	46,04	41,2
Soma	96,41	96,65	96,39	96,36	97,89	97,25	99,04	94,14	99,47	97,89	98,77	98,49
ppm												
Rb	24,6	51	56	233	4	1,6	4,4	15,3	3,3	6,5	10,7	5,7
Ba	4174	5305	3036	1430	4531	3178	5007	28394	32	32,6	266	326,5
Th	158	7,5	4,6	29,5	1,4	10,5	57,8	164	1,5	80,2	20,5	155
Nb	310	109	127	238	14	14,2	88,9	77,3	629	695	161	524
Ta	31,6	0,7	3,4	7,5	0,2	0,1	0,5	1,13	n.a.	n.a.	2,9	23,9
K	5230	9132	6974	28393	1162	913	1826	249	415	83	1328	913
Sr	13981	>10000	>10000	8377	>10000	17560	26480	10147	6683	6661	7100	3180
P	6502	4713	11826	108913	1091	44	29195	1877	44338	83	2880	4320
Hf	4	0,5	1,01	0,6	0,2	0,11	3	0,24	n.a.	n.a.	0,37	25,1
Zr	313	17	28	15	6	3,5	97,3	4,2	44,1	14,9	6,7	1071
Ti	2638	300	5276	719	60	60	2278	1019	360	60	60	60
Y	93,5	34	27	56	28	53,9	95	66,5	54	20,5	15,6	79,1
ETR												
La	643	388	398	485	398	373	6354	1846	264	107	85,1	431
Ce	1200	750	784	1060	742	701	8541	3486	684	283	181	1203
Pr	121	81,1	85,7	123	76,2	68,8	700	400	n.a.	n.a.	7,8	149
Nd	422,5	269	224	329	189	242	2204	1452	319	128	79	566
Sm	50,76	32,9	32,5	48	27,3	38,8	201	202	44	17,7	11	72,3
Eu	12,1	8,74	8,22	11,7	7,13	7,28	44,8	55,4	n.a.	n.a.	2,7	19,2
Gd	35,88	21,8	21,3	32,8	18,7	21,16	82	125	n.a.	n.a.	6,4	41,6
Tb	4,66	2,3	2	3,2	1,8	2,27	8,74	10,34	n.a.	n.a.	0,7	5,66
Dy	21,87	8,9	7,3	13,5	7,2	10,04	30,4	26,04	n.a.	n.a.	2,7	18,14
Ho	3,35	1,4	1	2,2	1	1,66	2,98	2,73	n.a.	n.a.	0,32	2,51
Er	7,49	3,4	2,4	5,5	2,5	4,02	6,66	4,91	n.a.	n.a.	0,61	4,82
Tm	0,93	0,41	0,26	0,68	0,29	0,6	0,76	0,7	n.a.	n.a.	0,09	0,61
Yb	5,29	2	1,2	3,5	1,4	3,48	4,27	4,84	n.a.	n.a.	0,42	3,27
Lu	0,72	0,25	0,12	0,43	0,16	0,53	0,45	0,68	n.a.	n.a.	0,09	0,41
Mol %												
CaO	78,2	88,9	86,8	65,6	98,2	95,8	55,9	47,1	60,3	85,5	51,2	95,8
FeO+MnO	14,8	2,6,	7	11,9	0,4	2,2	4,4	4,8	4,4	1,2	2,5	0,4
MgO	7	7,5	6,5	22,5	1,4	2	39,7	48,1	35,3	13,3	46,3	3,8

Tabela 8.2 (continua).

Amostra	Serra Negra						
	83,4 Ma						
	LG-03-70	LG-14-28	LG-06-32	LG-13-125	LG20-91,5	LG32-63,80	LG38-46-142
% em peso							
SiO ₂	0,54	0,88	0,65	0,74	0,2	0,92	0,14
TiO ₂	0,02	0,2	0,04	0,05	0,01	0,11	0,01
Al ₂ O ₃	0,01	0,09	0,04	0,03	0,02	0,34	0,01
FeO	1,98	5,29	1,8	4,19	1,11	2,96	1,69
MnO	0,13	0,14	0,11	0,14	0,25	0,6	0,4
MgO	3,6	3,15	2,97	4,51	19,44	18,98	19,5
CaO	48,82	45,94	48,61	45,87	29,36	27,71	29,23
Na ₂ O	0,03	0,06	0,1	0,07	0,06	0,09	0,13
K ₂ O	0,09	0,12	0,16	0,15	0,03	0,05	0,05
P ₂ O ₅	0,48	3,32	3,62	2,59	0,35	0,26	0,09
P.F.	43,11	39,52	40,21	39,69	46,7	45,9	47,82
Soma	98,81	98,7	98,31	98,03	97,53	97,93	99,07
ppm							
Rb	2,1	5	5,3	7,5	1,3	2,7	0,8
Ba	2768	2314	2391	3515	930	1502	2187
Th	2,3	38,8	44,4	7,3	31	41,2	11,6
Nb	97,3	373	292	129	280	299,4	5,3
Ta	22	28	23,3	8,6	16,7	3,3	0,05
K	747	996	1329	1245	249	415	415
Sr	13268	18833	16122	11354	12051	5517	10003
P	2095	14488	15798	11303	1527	1134	393
Hf	6,4	1,6	1,2	2,1	0,4	0,1	0,05
Zr	326,2	73,2	46,2	89,2	13	9,2	1,8
Ti	120	1199	240	300	60	659	60
Y	35,3	54,8	73,9	40,9	4,9	72,4	9,1
ETR							
La	290	414	498	374	82,4	818	135
Ce	517	783	959	699	152,9	1511	201
Pr	60,04	93,82	122,66	85,61	17,41	215	21,14
Nd	202,6	321,6	427,9	291,2	59,3	805	66,9
Sm	24,39	41,25	54,93	36,54	6,23	103,32	7,8
Eu	6,52	10,89	15,25	9,58	1,56	27,3	2,36
Gd	16,31	28,04	38,42	24,09	3,67	68,44	6,93
Tb	1,8	3,03	4,24	2,53	0,37	7,02	0,93
Dy	8,28	12,79	17,99	10,54	1,44	25,3	3,56
Ho	1,26	1,93	2,6	1,45	0,18	2,77	0,38
Er	2,74	4,21	5,76	3	0,35	4,1	0,53
Tm	0,35	9,56	0,76	0,41	0,04	0,45	0,07
Yb	2,03	3,27	4,12	2,23	0,27	2,19	0,32
Lu	0,27	0,41	0,5	0,27	0,03	0,2	0,04
Mol %							
CaO	88	84,2	89,6	82,6	51,1	48,7	50,4
FeO+MnO	3	7,8	2,8	6,1	1,8	4,9	2,8
MgO	9	8	7,6	11,3	47,1	46,4	46,8

Fonte: Speziale et al. (no prelo-2022a, modificada)

Observação: n.a., não analisado.

Tabela 8.3. Análises químicas para elementos maiores, traços e terras raras de amostras selecionadas de carbonatitos magmáticos neocretácicos com rochas intrusivas portadoras de melilita, correspondendo à associação do *tipo C*.

Amostra	Tapira			Lages	
	86,4 Ma			76 Ma	
	T 1	T 2	TPTAPS	SB05A	SB02
% em peso					
SiO ₂	0,7	0,02	1,16	2,53	1,46
TiO ₂	0,33	0,05	0,1	0,05	0,04
Al ₂ O ₃	0,2	0,07	0,06	0,87	0,83
FeO	10,13	0,12	3,96	10,28	17,74
MnO	0,17	0,06	0,11	1,06	2,39
MgO	6,35	3,85	2,44	14,16	12,72
CaO	38,48	51	50,78	34,27	29,41
Na ₂ O	0,04	0,02	0,09	0,02	0,02
K ₂ O	0,12	0,13	0,11	0,26	0,2
P ₂ O ₅	0,05	0,1	4,25	0,03	0,04
P.F.	45,14	44,56	37	35,33	33,16
Soma	101,71	99,99	100,06	98,86	98,01
ppm					
Rb	7,4	0,1	2,3	6,1	3,5
Ba	2360	11600	1971	951	13528
Th	5,73	0,68	437	3,5	5
Nb	6,14	2,02	997	8,9	8,4
Ta	1,4	0,53	105	1,5	2
K	996	1079	913	2159	1660
Sr	12200	9570	13364	2983	8057
P	248	486	21097	131	175
Hf	2,7	0,5	3,6	0,3	0,1
Zr	110	18,4	112	7,7	14,3
Ti	1978	399	600	300	240
Y	17	11	74	18,8	45,5
ETR					
La	90,2	62,2	472	41,2	2569
Ce	112	90	1104	90,3	5236
Pr	12,33	8,32	122	12,24	551
Nd	47	31,7	477	47,54	2184
Sm	7,11	4,68	62,5	9,43	376
Eu	1,56	1,25	15,9	2,53	80,1
Gd	2,74	1,71	45,5	7,91	225
Tb	0,55	0,33	4,28	1,35	16,92
Dy	2,72	1,63	18	7,67	56,91
Ho	0,54	0,33	2,62	1,39	18,92
Er	1,85	1,08	5,41	3,17	22,45
Tm	0,17	0,06	0,67	0,56	8,29
Yb	1,37	0,53	3,73	3,09	8,72
Lu	0,13	0,06	0,49	0,44	0,86
Mol %					
CaO	69,5	90,2	88,5	54,5	50,4
FeO+MnO	14,5	0,3	5,5	14,1	19,3
MgO	16	9,5	6	31,4	30,3

Fonte: Speziale *et al.* (no prelo-202?a, modificada). Tapira (Brod, 1999; Gomide *et al.*, 2016), Lages (Traversa *et al.*, 1994, 1996; Comin-Chiaramonti *et al.*, 2002).

Tabela 8.4. Análises químicas para elementos maiores, traços e terras raras de amostras selecionadas de carbonatitos eocretácicos hidrotermais.

Amostra	Barra do Itapirapuã						Cerro Chiriguélo						Cerro Manomó
	129 (19) Ma						128 (5) Ma						139 (3) Ma
	I,A; I,B; II,A	IV,A 3	IV,B 5	IV,B 3	II,A 2	IV,A 5	3411	3414	3422	3434	3440	3443	PV-69C
% em peso													
SiO ₂	0,54 (0,37)	1,46	12,76	5,21	2,27	6,67	2,26	5,44	5,05	7,18	10,55	6,25	3,02
TiO ₂	0,01 (0,00)	0,51	0,49	0,15	0,01	0,01	0,05	0,05	0,01	0,1	3,41	0,3	0,02
Al ₂ O ₃	0,02 (0,01)	0,22	1,2	1,69	0,23	1,83	0,22	0,25	0,3	0,56	1,44	0,53	0,11
FeO	7,76 (1,32)	7,64	5,8	1,36	14,48	12,28	3,25	2,84	3,19	2,99	15,2	0,4	40,49
MnO	1,08 (0,16)	0,94	0,3	0,08	1,91	1,19	0,6	0,45	0,28	0,15	0,64	0,4	7,13
MgO	15,23 (1,15)	15,06	14,82	2,64	10,55	10,51	0,1	0,15	0,41	0,5	2,8	1	1,34
CaO	30,54 (1,18)	28,99	27,64	51,56	31,49	27,23	48,45	47,15	47	46,98	30,89	44,62	7,68
Na ₂ O	0,08 (0,01)	0-09	0,03	0,42	0,08	0,06	0,08	0,08	0,03	0,04	0,03	0,1	0,08
K ₂ O	0,02 (0,01)	0,01	0,01	1,03	0,03	1,48	0,07	0,15	0,28	0,5	1,61	0,42	0,02
P ₂ O ₅	1,27 (0,14)	0,59	2,11	0,15	0,22	0,1	0,8	0,95	0,69	0,48	0,54	1,2	0,1
P.F.	42,30 (2,20)	43,33	34,19	35,56	37,11	37,26	40,99	40,07	38,29	38,05	31,94	39,08	35,28
Soma	98,85	98,84	99,35	99,85	98,38	98,62	96,87	97,59	95,53	97,53	99,05	97,15	95,27
ppm													
Rb	1,9 (0,6)	3	2,96	83,5	5,1	47,2	24	32	39	36	151	59	0,1
Ba	1252 (29)	1730	1828	145,7	1927	456	25885	23989	22123	10390	5464	19532	1560
Th	122,5 (25,0)	64,5	185	7,9	246	114	40	29,7	11	28	8	12	481
Nb	165 (48)		38,1	4,3	48	721	109	81	178	100	260	495	25
Ta	1,5 (0,4)		1,9	0,7	0,8	41,5			13,5	7,6	20	37,6	0,29
Sr	1743 (382)	1150	3016	782	2955	2052	581	1245	2325	4151	13366	3487	166
Hf	0,51 (0,02)	0,5	3,1	0,9	1	0,3	2875	2031	5243	7441	1776	7103	2342
Zr	145 (32)	88,4	27,5	10,4	19,2	7	3971	4716	3425	2383	2681	5957	496
Y	20,1 (1,4)	43,5	291,8	45,6	76	4,3			5,1	10	11,6		0,19
ETR													
La	150 (45)	734	633	35,44	1070	294	1336	1257	1169	590	312	889	2570
Ce	347 (65)	923	935	47,71	1397	457	1305	1240	1102	633	227	1022	5328
Pr	46 (14)	78,4	110	6,57	184	51	120	128	101	63,1	22,6	79	787
Nd	123 (12)	208	383	29,74	826	167	151	181	178	120	110	151	2142
Sm	25,4 (14,0)	24,2	58,74	6,36	117	16,67	94	31,5	30	20,1	12	29,2	369
Eu	8,25 (2,92)	6,79	22,46	1,81	30,2	4,02	32	10,8	10,2	6,9	4,1	9,8	79
Gd	27,00 (10,2)	18	77,37	7,88	91,3	8,47	101	34,1	32,4	21,8	13	29,9	221
Tb	4,15 (2,05)	2,1	14,1	1,39	11,7	0,87	16,3	5,5	5,2	3,6	2,1-	4,8	13
Dy	25,2 (11,7)	10,9	84,03	6,8	37,4	4,06	96	32,8	31	21,2		28,9	60
Ho	3,46 (2,68)	1,92	17,23	1,4	3,72	0,86	18,3	6,09	5,87	4,06		5,66	10
Er	4,22 (2,23)	4,71	44,2	4,04	12,5	3,15	44	14,7	14,2	9,9		14,5	24
Tm	0,78 (0,25)	0,64	6,5	0,67	1,75	0,42	5,3	1,77	1,71	1,23	0,84	1,8	3
Yb	6,74 (4,16)	3,04	38,85	4,46	10,1	2,98	17,1	8,68	8,04	6,03	4,42	9,02	9
Lu	0,97 (0,53)	0,53	5,63	0,7	1,38	0,48	3,3	1,13	0,77	0,68	0,45	1,02	1
Mol %													
CaO	52,1	51,2	62,5	91,5	53,4	52	93,5	94,4	93,5	93,7	65,5	90,4	16,4
FeO+MnO	11,8	11,8	10,8	2	21,7	20,1	6,2	5,2	5,4	4,9	26,2	6,8	79,6
MgO	36,1	37	26,7	6,5	24,9	27,9	0,3	0,4	1,1	1,4	8,3	2,8	4

Fonte: Speziale *et al.* (no prelo–2022a, modificada). Brasil: Barra do Itapirapuã (Ruberti *et al.*, 2002, 2008; Comin-Chiaramonti *et al.*, 2005c). Paraguai: Cerro Chiriguélo (Censi *et al.*, 1989; Comin-Chiaramonti *et al.*, 2014a). Bolívia: Cerro Manomó (Comin-Chiaramonti *et al.*, 2011).

Tabela 8.5. Análises químicas para elementos maiores, traços e terras raras de amostras selecionadas de carbonatitos eocretácicos de ocorrências menores.

Amostra	Itanhaém	Paraguai		
		Valle-mí	Cerro Cañada	Cerro E Santa Elena
	132,8 (4,6) Ma	138,7 (0,2) Ma	124,6 (0,7) Ma	127 (8) Ma
	IA-2	VM1 Fração carbonática (15,56 %)	Fração dolomítica (15,5 %) em ijolito	
% em peso				
SiO ₂	5,58			0,29
TiO ₂	0,92	0,05	0,01	0,02
Al ₂ O ₃	1,84	0,01		0,89
FeO	11,79	0,29	2,25	1,63
MnO	0,62	0,01	0,2	0,45
MgO	6,23	0,2	18,2	16,23
CaO	36,06	6,67	31,3	32,54
Na ₂ O	0,37	0,01	0,25	0,4
K ₂ O	0,18	0,01	0,01	0,02
P ₂ O ₅	4,64	0,08	0,01	0,44
P.F.	30,7	8,13	47,79	46,92
Soma	98,91	15,56	100,02	100
ppm				
Rb	0,8	0,9	2,36	4,5
Ba	1546	435	2950	5618
Th	233	20	2,82-	4,23
Nb	448	64	10,3	15
Ta	24,4	4,8	1,11	1,32
K	1494	83	81	166
Sr	3248	128	3246	6225
P	20249	349	41	1920
Hf	0,8	10	1,05	1,71
Zr	17	39	12	18,8
Ti	5515	300	59	118
Y	57	16	24,2	25,5
ETR				
La	2773	155	164	188
Ce	4902	340	325	409
Pr	337	43,5	36,5	30,2
Nd	1181	168	146,3	184
Sm	132	27,7	22,45	25,8
Eu	29,7	10,66	8,2	14,4
Gd	79	33,12	31,4	48,2
Tb	6,4	5,24	3,3	5,1
Dy	37-	30	30,5	47,1
Ho	7,2-	5,95	5,7	8,9
Er	14,8	12,27	13,6	21,8
Tm	1,61	1,34	2,1	2,7
Yb	11,7	5,95	21,7	31,1
Lu	0,9	0,67	0,77	1,22
Mol %				
CaO	66,2	92,8	53,5	49,9
FeO+MnO	17,8	3,3	3,3	3,6
MgO	16	3,9	43,2	46,5

Fonte: Speziale *et al.* (no prelo-202?a, modificada). Brasil: Itanhaém (Coutinho e Ens, 1992). Paraguai: Valle-mí (Castorina *et al.*, 1997; Comin-Chiaramonti *et al.*, 2014a); Cerro Cañada e Cerro E Santa Elena (Comin-Chiaramonti *et al.*, 2007a, 2007b).

calciocarbonatitos ferruginosos (28-36% de CaO, 4,3-13,4% de MgO, 10,0-30,3% de FeO) (Comin-Chiaramonti *et al.*, 2007a), embora esses três tipos de rochas raramente ocorram juntos no mesmo complexo. O Cerro Manomó, na Bolívia, se constitui no único representante característico do grupo dos ferrocarbonatitos, com teores de 7,7% de CaO, 0,34% de MgO, 40,5% de FeO e 7,1% de MnO (Comin-Chiaramonti *et al.*, 2011).

Diagramas de classificação química (Woolley e Kempe, 1989; Gittings e Harmer, 1997) relacionando os teores de CaO-MgO-(FeO+MnO) são mostrados para as três associações petrográficas, com as figuras 8.2 a 8.4 tratando dos carbonatitos magmáticos (respectivamente, associações dos tipos A, B e C), a figura 8.5 em especial dos hidrotermais e a figura 8.6 das ocorrências menores.

A figura 8.2 reúne os dados relativos às ocorrências eocretácicas e neocretácicas da associação do tipo A, que correspondem a calciocarbonatitos seguidos por magnesiocarbonatitos e calciocarbonatitos ferruginosos. Contudo, é importante lembrar que em alguns complexos como Barra do Itapirapuã, Jacupiranga e Juquiá, por exemplo, a evolução do(s) magma(s) carbonatítico(s) resultou em rochas de grande variação composicional e representando diferentes estágios de intrusão. Assim, os carbonatitos de cristalização inicial de Jacupiranga e de complexos do Alto Paranaíba exibem composição mais cálcica, que passa progressivamente a mais magnesiânica nos estágios finais (Gomide *et al.*, 2016). Em alguns complexos como Mato Preto e Santo Antônio da Barra, a associação carbonatítica inclui também silicocarbonatitos, que se apresentam comumente na forma de diques.

A tendência evolutiva calciocarbonatitos→magnesiocarbonatitos, atingindo até ferrocarbonatitos em alguns casos, é reconhecida nos complexos de Barra do Itapirapuã (Ruberti *et al.*, 2002), Juquiá (Walter *et al.*, 1995) e Cerro Chiriguelo (Censi *et al.*, 1989). Contudo, esses três tipos coexistem apenas em carbonatitos de pouco complexos, como o de Jacupiranga, por exem-

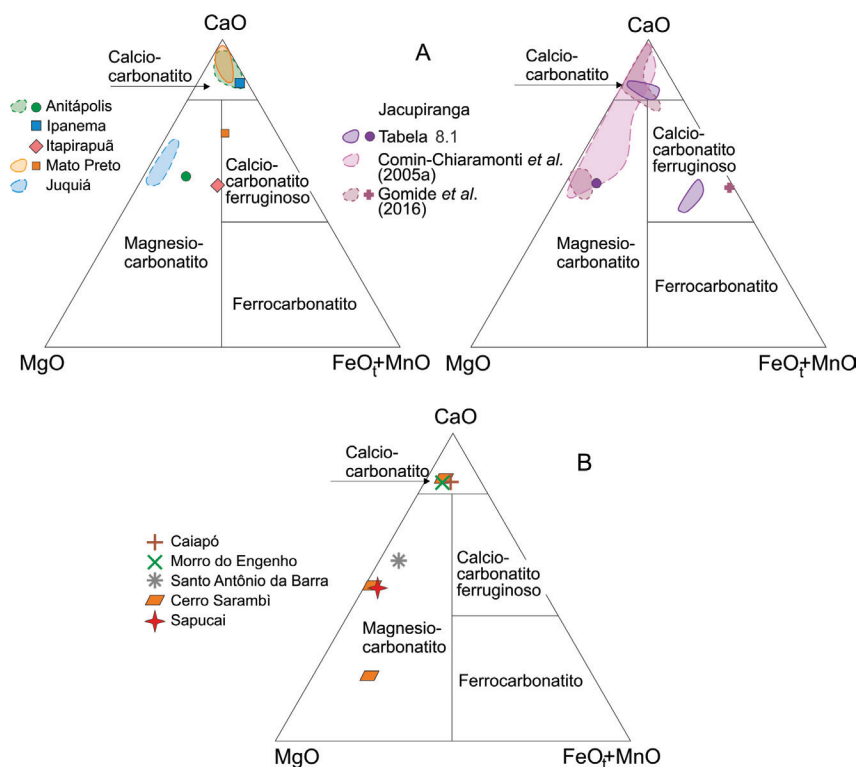


Figura 8.2. Diagramas de classificação química (Woolley e Kempe, 1989; Gittings e Harmer, 1997) reunindo proporções molares de CaO-MgO-(FeO+MnO) para associações carbonatíticas brasileiras e paraguaias do tipo A. Eocretáceo: A) Anitápolis, Ipanema, Itapirapuã, Jacupiranga, Juquiá; B) Cerro Sarambí, Sapucaí. Neocretáceo: A) Mato Preto; B) Caiapó, Morro do Engenho, Santo Antônio da Barra (Speziale *et al.*, no prelo-202?a, modificada); para fontes de dados, ver referências na tabela 8.1 e na figura.

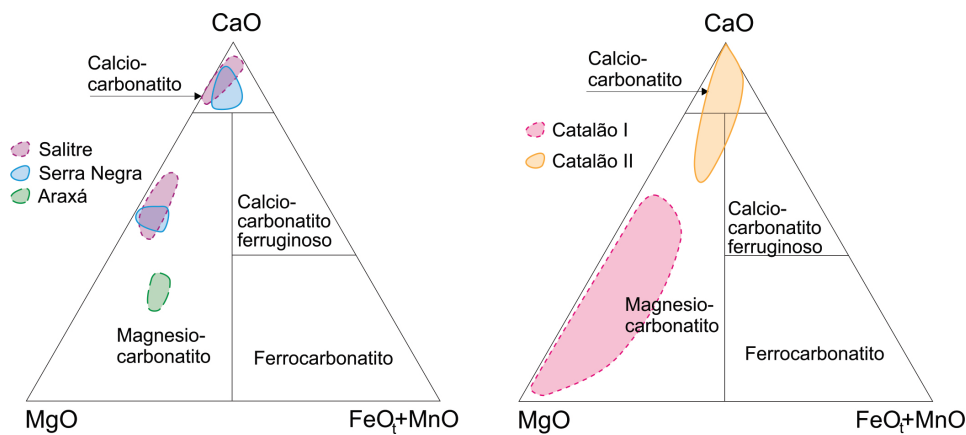


Figura 8.3. Diagramas de classificação química (Woolley e Kempe, 1989; Gittins e Harmer, 1997) reunindo proporções molares de CaO-MgO-(FeO+MnO) para associações carbonatíticas brasileiras de complexos neocretácicos do *tipo B*: Araxá, Catalão I e II, Salitre, Serra Negra (Speziale *et al.*, no prelo-202?a, modificada); para fontes de dados, ver referências na tabela 8.2.

plo, considerado de origem primária por Huang *et al.* (1995).

A figura 8.3 agrupa as ocorrências neocretácicas do Alto Paranaíba correspondentes à associação do *tipo B*, que contam ainda com rochas ultramáficas de natureza glimmerítica em alguns complexos, caso de Araxá, Catalão I e Catalão II, por exemplo. A notar que calcio-carbonatitos e magnesio-carbonatitos estão presentes em Salitre, Serra Negra e Catalão II, enquanto Araxá e Catalão I contêm somente magnesio-carbonatitos.

A figura 8.4 apresenta os dados para a associação do *tipo C*, que contém rochas neocretácicas com melilita na composição. Tapira e Lages são os únicos complexos representativos dessa associação, ocorrendo calcio-carbonatitos e, de modo subordinado, magnesio-carbonatitos associados com ultramelilititos no primeiro, enquanto calcio-carbonatitos associados com olivina melilititos estão presentes no segundo.

Segundo Comin-Chiaramonti e Gomes (1996), os carbonatitos eocretácicos brasileiros e paraguaios parecem ser quimicamente relacionados com um magmatismo potássico de composição "plagiocléucítica" no diagrama de Foley (1992), representado principalmente por rochas de filiação sienítica. Por sua vez, os carbonatitos neocretácicos da região Centro-Oeste do Brasil

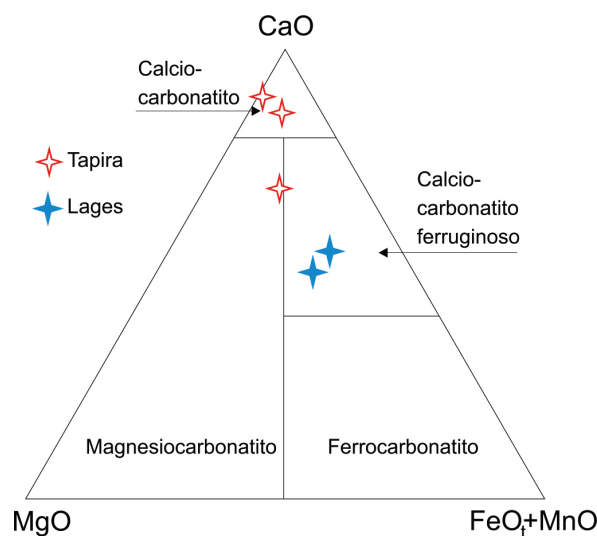


Figura 8.4. Diagramas de classificação química (Woolley e Kempe, 1989; Gittins e Harmer, 1997) reunindo proporções molares de CaO-MgO-(FeO+MnO) para associações carbonatíticas brasileiras de complexos neocretácicos do *tipo C*: Tapira, Lages (Speziale *et al.*, no prelo-202?a, modificada); para fontes de dados, ver referências na tabela 8.3.

parecem guardar maior identificação com uma associação ultrapotássica kamafugítica, como sugerido por Junqueira-Brod *et al.* (2002) e Guarino *et al.* (2017).

A figura 8.5 mostra o comportamento dos carbonatitos hidrotermais eocretácicos de Barra do Itapirapuã, Cerro Chiriguelo e Cerro Manomó. Magnesiocarbonatitos predominam em Barra do Itapirapuã, com presença secundária de calciocarbonatitos e calciocarbonatitos ferruginosos. Notavelmente, todos esses tipos de rochas foram originados sob condições hidrotermais, com temperaturas variando entre 375°C e 80°C (Ruberti *et al.*, 2002, 2008). O complexo de Cerro Chiriguelo é formado de calciocarbonatitos que se mostram cortados por veios de calciocarbonatitos ferruginosos na parte central da intrusão (Censi *et al.*, 1989; Comin-Chiaramonti *et al.*, 2014a). No Cerro Manomó, blocos de material carbonático foram descritos por Burton (1982) como ferrocronatitos e, posteriormente, descritos por Comin-Chiaramonti *et al.* (2005b, 2011) como compostos de carbonato siderítico-ankerítico alterados hidrotermalmente em associação com fluorocarbonatos de terras raras.

Outros tipos de carbonatitos incluem as ocorrências menores de Itanhaém, no Brasil, e as paraguaias de Valle-mí, Cerro Cañada e Cerro E Santa Elena (Figura 8.6). Em Itanhaém, registra-se a presença de dique beforstítico, com 0,3 m de espessura e granulação fina, composto de dolomita ferruginosa, enquanto em Valle-mí diques de natureza basanítica possuem inclusões (provavelmente exsoluções) de calciocarbonatito. Cerro Cañada e Cerro E Santa Elena são *stocks* principalmente de gabros alcalinos a nefelina sienitos, com os *ocelli* cumulíticos consistindo em um núcleo de dolomita e flogopita, clinopiroxênio, olivina, magnetita e anfibólio (Comin-Chiaramonti *et al.*, 2007a, 2007b).

8.3. Elementos Incompatíveis e Terras Raras

Análises constantes das tabelas 8.1 a 8.5, com os valores para elementos incompatíveis (EI) normalizados em função de concentrações do manto primitivo (Sun e McDonough, 1989), são mostradas nas figuras 8.7 a 8.10 para as três associações de carbonatitos magmáticos, na figura 8.11 para os carbonatitos hidrotermais e na figura 8.12 para as ocorrências menores. Por sua vez, o comportamento dos elementos terras raras (ETR), normalizados para condrito (Boynton, 1984), para algumas ocorrências selecionadas dos três tipos de carbonatitos é exibido na figura 8.13.

Os dados indicam que os carbonatitos magmáticos têm como características marcantes

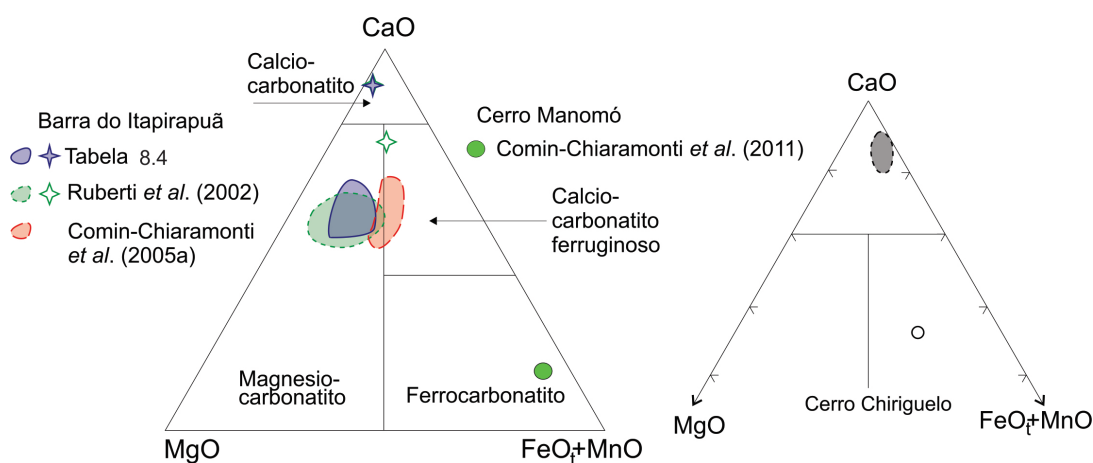


Figura 8.5. Diagramas de classificação química (Woolley e Kempe, 1989; Gittins e Harmer, 1997) reunindo proporções molares de CaO-MgO-(FeO+MnO) para associações carbonatíticas de complexos eocretácicos hidrotermais: Barra do Itapirapuã, Cerro Manomó, Cerro Chiriguelo (Speziale *et al.*, no prelo-202?a, modificada); para fontes de dados, ver referências na tabela 8.4 e na figura.

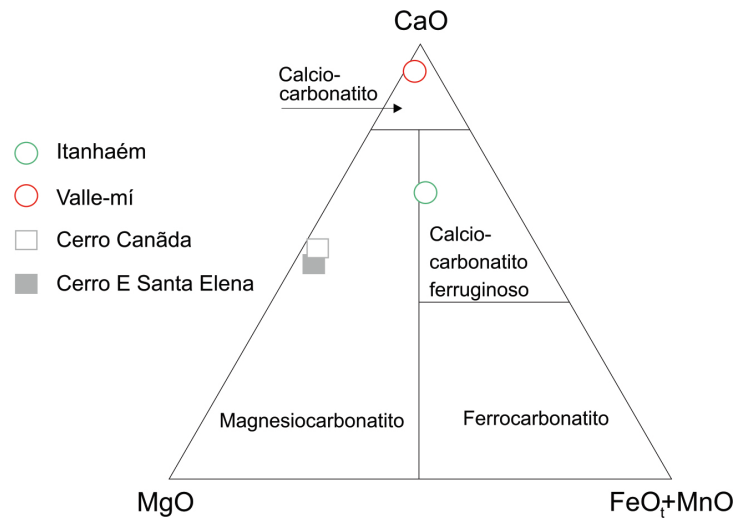


Figura 8.6. Diagramas de classificação química (Woolley e Kempe, 1989; Gittins e Harmer, 1997) reunindo proporções molares de CaO-MtgO-(FeO+MnO) para associações carbonatíticas eocretácicas de ocorrências menores: Itanhaém, Valle-mí, Cerro Cañada, Cerro E Santa Elena (Speziale *et al.*, no prelo-202?a, modificada); para fontes de dados, ver referências na tabela 8.5.

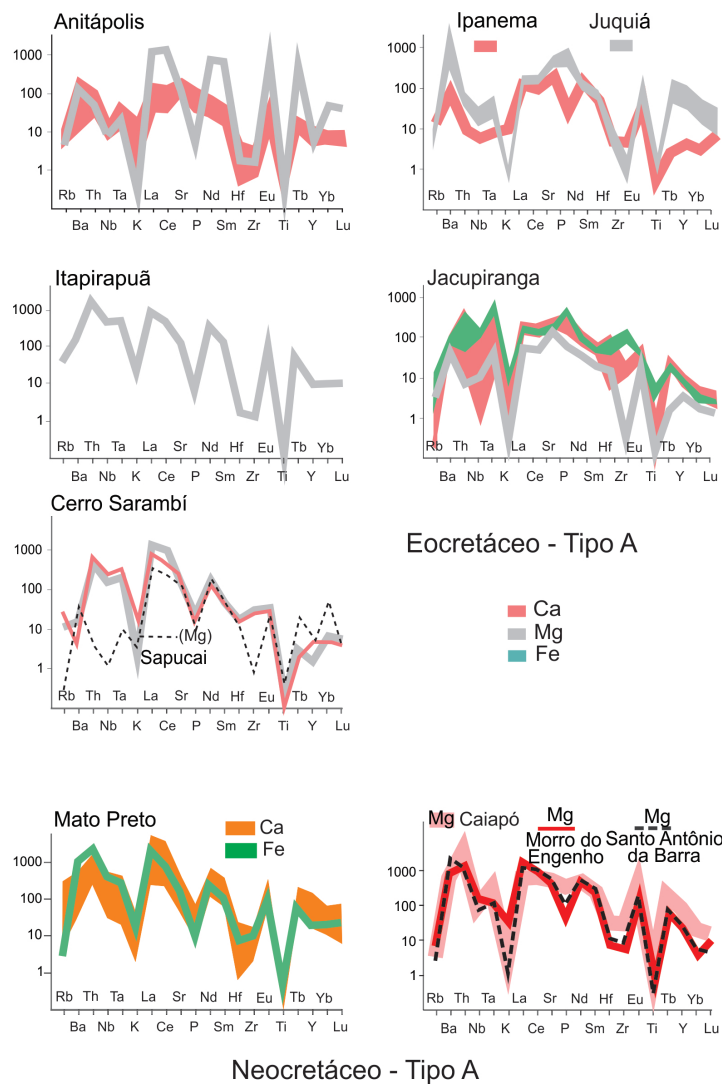


Figura 8.7. Diagramas reunindo concentrações de elementos incompatíveis normalizados segundo o manto primitivo (Sun e McDonough, 1989) em carbonatitos magmáticos eocretácicos e neocretácicos do tipo A: Anitápolis, Ipanema, Juquiá, Itapirapuã, Jacupiranga, Cerro Sarambí, Sapucaí, Mato Preto, Caiapó, Morro do Engenho, Santo Antônio da Barra (extraída de Speziale *et al.*, no prelo-202?a); para fontes de dados, ver referências na tabela 8.1.

os baixos valores em K e Ti, ao lado do expressivo enriquecimento nos elementos terras raras La, Ce, Nd, Sm e Eu. Pb e Zr mostram grande variação, que guarda provavelmente relação com a presença ocasional de apatita e flogopita. Em realidade, é possível observar que os valores normalizados de elementos como Th, Nb, Ta, Hf, Zr e Ti, além de ETR variam enormemente de um complexo carbonatítico para outro, refletindo possivelmente em alguma extensão a distribuição variada e a concentração de fases minerais, tais como fosfatos (p. ex., apatita, monazita), óxidos (p. ex., calzirtita, loparita, pirocloro, zirconolita), carbonatos e fluorocarbonatos (p. ex., ancylita, bastnäsita, burbankita, parisita). Quando comparados às rochas alcalinas silicáticas associadas, os carbonatitos exibem maior abundância em quase todos os elementos incompatíveis. Nos complexos onde são reconhecidos os três tipos de carbonatitos, casos particularmente de Jacupiranga (Figura 8.7), Catalão I (Figura 8.8) e Barra do Itapirapuã (Figura 8.10), verifica-se que os ferrocarnatitos possuem maior concentração nesses elementos em relação aos magnesiocarbonatitos e calciocarbonatitos. Embora os dados disponíveis ainda não sejam numerosos (p. ex., Anitápolis, Lages, Mato Preto, cf. Gibson *et al.*, 1999; Comin-Chiaramonti *et al.*, 2005c, 2007a), não foram registradas diferenças significativas no comportamento químico desses elementos em carbonatitos de cristalização inicial e tardia do mesmo complexo, à exceção talvez da tendência de as últimas rochas se apresentarem mais enriquecidas em quase todos eles.

O diagrama da figura 8.10 mostra o comportamento dos elementos incompatíveis nos carbonatitos de Barra do Itapirapuã, Cerro Chiriguelo e Cerro Manomó, que reúnem mineralogias contendo carbonatos, fluorocarbonatos e óxidos com ETR. Essas associações são produtos de ambientes de baixa temperatura (principalmente hidrotermal) e representam, em alguma extensão, fluidos fenitizantes enriquecidos em EI relativamente aos carbonatitos primários (Castorina *et al.*, 1997). Assim, por exemplo, em Barra do Itapirapuã, três fases carbonatíticas principais são reconhecidas, com duas delas exibindo claramente assinatura geoquímica superposta ligada a processos de alteração hidrotermal (Andrade *et al.*, 1999a, 1999b; Ruberti *et al.*, 2002, 2008), responsáveis pela deposição

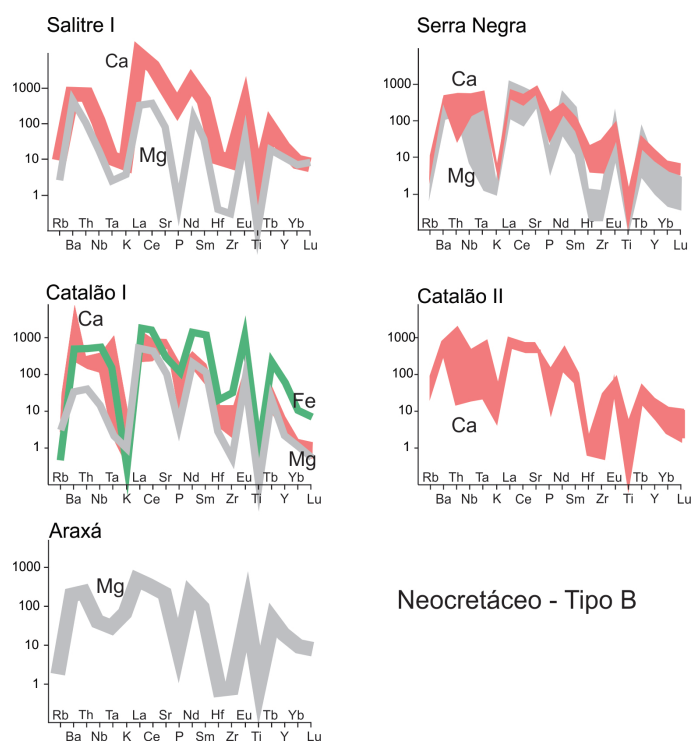


Figura 8.8. Diagramas reunindo concentrações de elementos incompatíveis normalizados segundo o manto primitivo (Sun e McDonough, 1989) em carbonatitos magmáticos neocretácicos do tipo B: Salitre I, Serra Negra, Catalão I e II, Araxá (extraída de Speziale *et al.*, no prelo-2022a); para fontes de dados, ver referências na tabela 8.2.

Neocretáceo - Tipo C

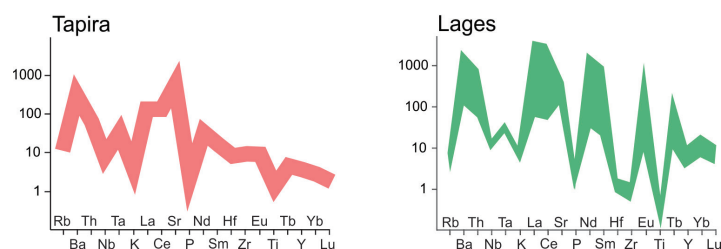


Figura 8.9. Diagramas reunindo concentrações de elementos incompatíveis normalizados segundo o manto primitivo (Sun e McDonough, 1989) em carbonatitos magmáticos neocretácicos do *tipo C*: Tapira, Lages (extraída de Speziale *et al.*, no prelo-202?); para fontes de dados, ver referências na tabela 8.3.

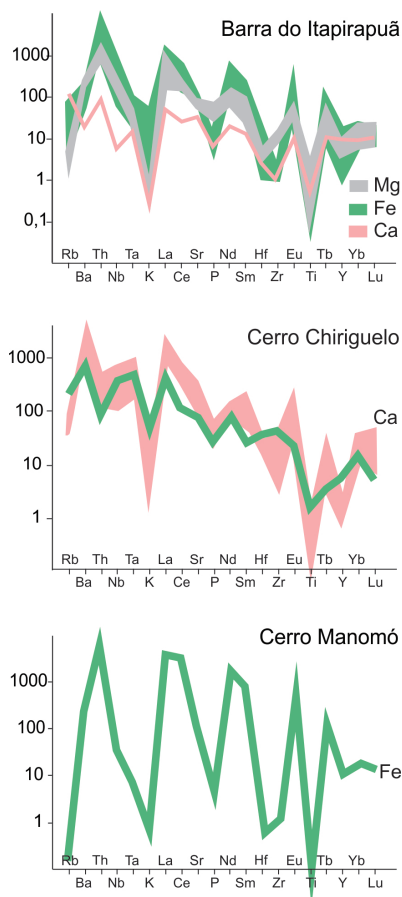


Figura 8.10. Diagramas reunindo concentrações de elementos incompatíveis normalizados segundo o manto primitivo (Sun e McDonough, 1989) em carbonatitos eocretáceos hidrotermais: Barra do Itaipirapuã, Cerro Chiriguelo, Cerro Manomó (extraída de Speziale *et al.*, no prelo-202?); para fontes de dados, ver referências na tabela 8.4.

de quantidades apreciáveis de minerais fluorocarbonáticos de ETR ricos em Th, La-Ce, Nd-Sm e Eu. Magnesiocarbonatitos e ferrocarbonatitos são dominantes, com calciocarbonatitos ocorrendo subordinadamente. Em Cerro Chiriguelo, prevalecem calciocarbonatitos com altos teores de Ba, Ta, La-Ce, Nd e Eu. Os ferrocarbonatitos subordinados possuem também altas concentrações de Ba, Nb-Ta e ETR. Segundo Censi *et al.* (1989), os conteúdos de Th e Nb dessas rochas parecem estar relacionados a concentrações locais de uranpirocloro. Os raros blocos de ferrocarbonatito de Cerro Manomó sugerem uma associação carbonatítica do tipo siderítica-ankerítica alterada com goethita-limonita, apatita e fluorocarbonatos de ETR (Comin-Chiaramonti *et al.*, 2011).

As demais ocorrências carbonatíticas (Itanhaém, Valle-mí, Cerro Cañada, Cerro E Santa Elena) são mostradas na figura 8.11, confirmando em linhas gerais as características geoquí-

micas comuns aos demais carbonatitos, ou seja, as anomalias negativas acentuadas em K e Ti, juntamente com o forte enriquecimento em ETR.

A distribuição dos ETR normalizados para diferentes tipos de carbonatitos eocretácicos do Brasil (Barra do Itapirapuã, Jacupiranga, Juquiá, Anitápolis), Paraguai (Província ASV, Valle-mí, Cerro Chirigué, Cerro Sarambí) e Bolívia (Cerro Manomó), bem como de neocretácicos, estes restritos ao Brasil (Província Alcalina do Alto Paranaíba, além de Mato Preto e Lages), é visualizada na figura 8.12. No geral, o comportamento é marcado pela alta concentração em ETR e a grande variação no grau de fracionamento ETRL/ETRP. Diferentes padrões são distinguidos:

1) Forte aumento de Lu para La, caracterizando complexos como Jacupiranga, Lages (carbonatitos de cristalização inicial e tardia), Mato Preto (carbonatitos de cristalização inicial e tardia), Alto Paranaíba (C1 a C5, Gomide *et al.*, 2016), além de Cerro Chirigué e Cerro Sarambí, por exemplo. Mencione-se, igualmente, que o comportamento das rochas de Lages e Mato Preto parece ter sido controlado por veios carbonatíticos de cristalização tardia.

2) Comportamento praticamente horizontal ou suave decréscimo de La para Lu, como observado nas rochas de Anitápolis, Barra do Itapirapuã e Juquiá (magnésio e calciocarbonatitos).

3) Comportamento côncavo com platô para ETRP e pronunciado aumento de Dy para ETRL,

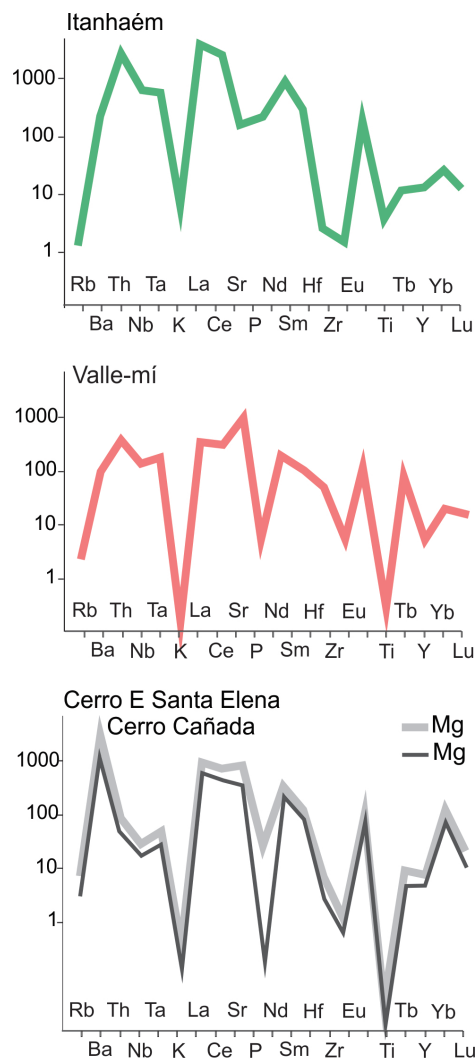


Figura 8.11. Diagramas reunindo concentrações de elementos incompatíveis normalizados segundo o manto primitivo (Sun e McDonough, 1989) em ocorrências carbonatíticas eocretácicas menores: Itanhaém, Valle-mí, Cerro E Santa Elena (Mg, cinza claro), Cerro Cañada (Mg, cinza escuro) (extraída de Speziale *et al.*, no prelo-202?); para fontes de dados, ver referências na tabela 8.5.

como reconhecido nos carbonatitos de Valle-mí e Barra do Itapirapuã. Neste último complexo, onde se distinguem quatro gerações distintas de diques carbonatíticos, os mais alterados hidrotermalmente se caracterizam pela maior concentração em terras raras leves devido à presença de fluorocarbonatos de ETR (Andrade, 1998).

Como conclusão, é possível dizer-se que os diferentes comportamentos dos carbonatitos de cristalização inicial, que se acredita serem líquidos carbonatíticos primários (calcio e magnesiocarbonatitos), devem refletir as assinaturas geoquímicas de seus líquidos progenitores (calciocarbonatitos e magnesiocarbonatitos primários dos complexos, respectivamente, de Jacupiranga e Juquiá), como realçado por Hornig-Kjasgaard (1998). Notavelmente, a presença de ferrocarbonatitos de cristalização tardia, variadamente enriquecidos em fluorocarbonatos, aponta para a ação de processos hidrotermais.

8.4. Isótopos de C e O

O comportamento desses isótopos em rochas alcalinas e carbonatitos associados tem sido exaustivamente pesquisado nas últimas décadas por grande número de pesquisadores (p. ex., Nelson *et al.*, 1988; Censi *et al.*, 1989; Santos *et al.*, 1990; Santos e Clayton, 1995; Huang *et al.*, 1995; Toyoda *et al.*, 1995; Walter *et al.*, 1995; Castorina *et al.*, 1996, 1997; Speziale *et al.*, 1997; Andrade *et al.*, 1999a, 1999b; Comin-Chiaramonti *et al.*, 2001, 2002, 2005b, 2005c, 2007a; Ruberti *et al.*, 2002; Gomide *et al.*, 2013, 2016; Gomes e Comin-Chiaramonti, 2017).

Os dados para $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ e $\delta^{13}\text{C}\text{‰}$ compilados da literatura para a grande maioria das ocorrências carbonatíticas do sistema Paraná-Etendeka-Namíbia estão listados nas tabelas 8.6 a 8.10, tendo sido o material de análise concentrados de calcita ou da fração dolomita/ankerita. No seu conjunto, os resultados disponíveis cobrem amplo intervalo de variação, de 5‰ a 25‰ para $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ (V-SMOV por mil, cf. Deines, 1989); contudo, para aproximadamente 50% das

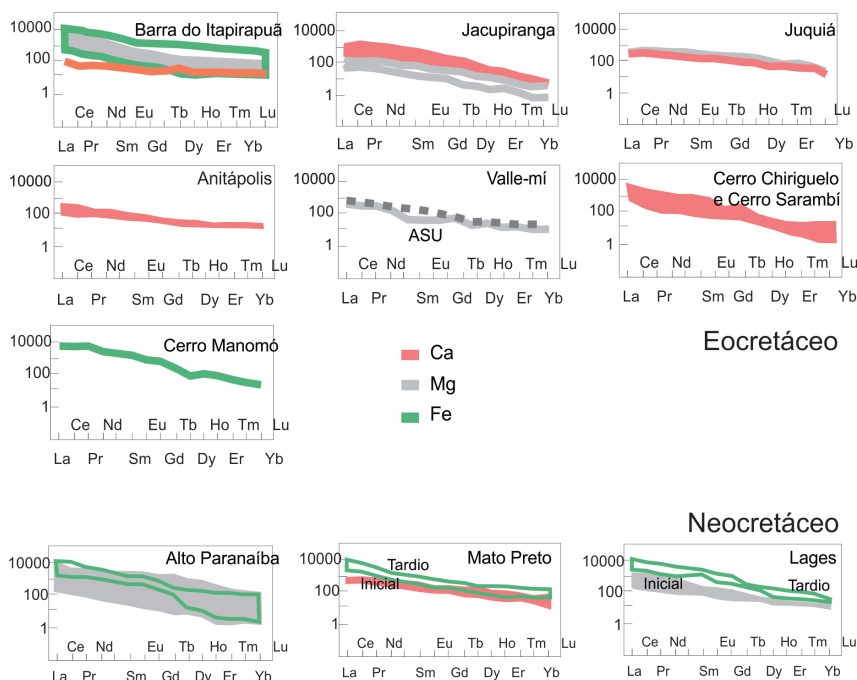


Figura 8.12. Diagramas reunindo concentrações de elementos terras raras normalizados segundo condrito (Boynton, 1984) para ocorrências selecionadas de carbonatitos eocretácicos (Barra do Itapirapuã, Jacupiranga, Juquiá, Anitápolis, Valle-mí, Cerro Chiriguelo, Cerro Sarambí, Cerro Manomó) e neocretácicos (Alto Paranaíba, Mato Preto, Lages) (extraída parcialmente de Comin-Chiaramonti, 2007a); para fontes de dados: ver referências nas tabelas 8.1 a 8.4.

análises, esse intervalo é bem menor, situando-se entre 6‰ e 10‰. Contrariamente, os valores para $\delta^{13}\text{C}\text{‰}$ exibem variação mais restrita, com 91% das análises caindo no intervalo de -2‰ a -8‰ (PDB-1 por mil, cf. Deines, 1989). É importante frisar que variações de $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ e $\delta^{13}\text{C}\text{‰}$, respectivamente, entre 6‰ e 10‰ e entre -4‰ e 8‰ correspondem ao campo definido por Taylor *et al.* (1967) e Keller e Hoefs (1995) para os carbonatitos primários. Diagramas relacionando $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ e $\delta^{13}\text{C}\text{‰}$ para as ocorrências carbonatíticas eo e neocretácicas brasileiras e eocretácicas paraguaias são mostrados nas figuras 8.13 a 8.17.

Os três grupos de carbonatitos magmáticos estão representados nas figuras 8.13 a 8.15, cujos dados permitem observar que as rochas de Jacupiranga possuem valores tipicamente mantélicos, caindo no campo dos carbonatitos primários, enquanto as demais ocorrências apresentam tendências de enriquecimento em isótopos pesados. Essas tendências, por sua vez, estão igualmente evidenciadas nos carbonatitos hidrotermais (Figura 8.16), assim como nas ocorrências menores (Figura 8.17). Duas conclusões emergem do exame do conjunto desses gráficos:

1) A evidente assinatura geoquímica primária dos carbonatitos eocretácicos brasileiros, como exemplificado pelas rochas do complexo de Jacupiranga. Os dados obtidos são consistentes com os dos carbonatitos do tipo 1 de Pineau *et al.* (1973), mostrando valores de $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ e $\delta^{13}\text{C}\text{‰}$ típicos de rochas mantélicas.

2) A presença de duas tendências distintas de enriquecimento em isótopos pesados. A primeira delas é caracterizada por uma mudança para valores positivos em ambos os parâmetros, $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ e $\delta^{13}\text{C}\text{‰}$. Ela é prontamente destacada nos complexos de Mato Preto e também de Jacupiranga (Figura 8.13), de Tapira e Lages (Figura 8.15), de Barra do Itapirapuã e nos furos de sondagem de Cerro Chiriguelo (Figura 8.16), e parece se constituir em uma extensão dos carbonatitos de Jacupiranga. Uma evolução isotópica similar por fracionamento magmático é também admitida por Gomide *et al.* (2016) para os carbonatitos de cristalização inicial (C1) da Província Alcalina do Alto Paranaíba. Para os outros corpos carbonatíticos da mesma região, que representam estágios intermediários (C2, C3) ou mesmo tardios (C4, C5) de cristalização, esses autores sugeriram, ao lado de fracionamento magmático, a interação com fluidos carbotermais e alteração hidrotermal. A segunda tendência mostra aumento dos valores de $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$; porém, mantêm-se praticamente constantes os de $\delta^{13}\text{C}\text{‰}$. Ela é bem visível nos complexos de Juquiá e Sapucaí (Figura 8.13), de Araxá e Catalão I (Figura 8.14) e, notadamente, de Cerro Chiriguelo (Figura 8.16), o qual conta com maior diversidade de análises, quer de superfície quer provenientes de furos de sondagem. Essas duas tendências guardam correlação com os carbonatitos dos tipos 2 e 3 de Pineau *et al.* (1973), cujas variações isotópicas são atribuídas a processos magmáticos tardios e deutéricos.

8.5. Isótopos de Sr e Nd

Os carbonatitos do sistema Paraná-Etendeka-Namíbia possuem geralmente valores para as razões isotópicas iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Sr_i) e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (Nd_i) similares aos das rochas alcalinas silicáticas associadas, mesmo aquelas afetadas por processos de reequilíbrio fluido-rocha nos últimos estágios de formação, em ambiente hidrotermal (Castorina *et al.*, 1997; Speziale *et al.*, 1997). Contudo, pesquisas desenvolvidas por Cordeiro *et al.* (2010) em carbonatitos do complexo de Catalão I com grande variação de valores para isótopos de Nd_i , mantidos os de Sr num estreito intervalo, indicaram que processos magmáticos e/ou carbohidrotermais são capazes de fracionar Nd, deixando os isótopos de Sr inalterados. Assim, é importante examinar com muita atenção o comportamento desses isótopos quando tratando de carbonatitos submetidos a modificações pós-magmáticas.

No Brasil, os carbonatitos eocretácicos apresentam Sr_i no intervalo de 0,70425-0,70595

Tabela 8.6. Isótopos de C e O para calcita e dolomita/ankerita (algumas vezes coexistentes) de amostras de carbonatitos magmáticos eo e neocretácicos pertencentes à associação do tipo A.

Amostra	Anitápolis														Ipanema	
	SAN-1	SAN-2	SAN2-B	SAN-3	SAN-4	SAN-5	SAN-6A	SAN-8	SAN-11	SAN-12	SAN-13	SAN-14	119-2	IP-1		
$\delta^{18}O_{\text{‰}}$ Cc	7,55	7,94	7,89	7,53	7,63	8,08		10,38	7,55	7,47	7,52	7,5	7,67	23,62		
$\delta^{13}C_{\text{‰}}$ Cc	-7,24	-7,34	-7,29	-7,26	-7,27	-7,16		-6,82	-7,38	-7,15	-7,37	-7,15	-7,02	5,38		
$\delta^{18}O_{\text{‰}}$ Dol/ank	8,24	8,51		8,17	8,11	8,39	10,12		8,04	8,19	7,45	8,22				
$\delta^{13}C_{\text{‰}}$ Dol/ank	-7,07	-6,93		-7,02	-7	-6,8	-6,89		-7,21	-6,78	-7,25	-6,78				
Itapirapua																
Amostra	IT-28	IT-29	6220	6221	6222	6223	6224	6225	6227	6228	6229	6229		-70		
$\delta^{18}O_{\text{‰}}$ Cc	8,12	8,75	13,26	14,61	8,26	10,04	12,36	13,19	10,19	13,11	9,77	10,68		18,9		
$\delta^{13}C_{\text{‰}}$ Cc	6,63	-7,08	-1,66	0,38	-6,25	-4,52	-1,06	-2,41	-5,84	-0,56	-0,57	-3,45		-0,7		
$\delta^{18}O_{\text{‰}}$ Dol/ank	9,13			15,95					12,6			11,88				
$\delta^{13}C_{\text{‰}}$ Dol/ank	-6,04			0,99					-4,98			-2,74				
Amostra	-77	-84	-93,1	119,3	-130	S16C	S25	S26A	S26B	1A	2A	3A	4A			
$\delta^{18}O_{\text{‰}}$ Cc	11,32	12,64		12,49	13	16,58	15,68	16,42	15,68	14,39	14,5	13,9	13,79			
$\delta^{13}C_{\text{‰}}$ Cc	-1,91	-0,41		-0,81	-3,96	-7,57	-7,6	-7,84	-8,02	-6,31	-5,82	-6,39	-5,95			
$\delta^{18}O_{\text{‰}}$ Dol/ank	13		13,06	13,31		15,83	16,13	16,64	16,64	14,19	14,19	13,59	13,59			
$\delta^{13}C_{\text{‰}}$ Dol/ank	-1,3		-0,63	-0,45		-7,2	-7,27	-7,27	-7,45	-5,78	-5,32	-5,78	-5,32			
Jacupiranga																
Amostra	JM-1	JM-2	JM-6A	JM 12B	JM 15	JC-11	JC-18	JC 26	JC 27	JC 44	JC 46					
$\delta^{18}O_{\text{‰}}$ Cc	8	7,48	8,12	9,38	8,62	7,5	8,1	7,3		9,6	7,7					
$\delta^{13}C_{\text{‰}}$ Cc	-6,3	-6,07	-5,03	-4,12	-5,15	-6,4	-6,39	-6,2		-5,8	-6,4					
$\delta^{18}O_{\text{‰}}$ Dol/ank		8,12	8,41	9,51	9,2			7,1	7,7	7,3	8,1					
$\delta^{13}C_{\text{‰}}$ Dol/ank		-5,03	-4,59	-3,8	-4,8			-5,8	-5,9	-6,1	-5,6					
Amostra	JC 99	JC 100	JC 101	JC 102	JC103	JP 881	JP 882	HB-005	HB-010	HB011						
$\delta^{18}O_{\text{‰}}$ Cc	10,05	7,48	8,12	9,38	8,62	7,4	7,7			9,38						
$\delta^{13}C_{\text{‰}}$ Cc	6,39	-6,07	-5,03	-4,12	-5,15	-5,8	-6,5			-4,12						
$\delta^{18}O_{\text{‰}}$ Dol/ank		7,6	8,41	9,51	9,2	7,2	7,5	7,1	7,7							
$\delta^{13}C_{\text{‰}}$ Dol/ank		-5,71	-4,59	-3,8	-4,8	-5,7	-6,3	-5,8	-5,9							
Morro do Engenho																
Santo Antônio da Barra																
Amostra	ME-C	SAB-12	SA-90	SA-91	SA-95	GL-SA	SA-958	PS-72	PS-72A	PS-72B	PS-94					
$\delta^{18}O_{\text{‰}}$ Cc	11,7	8,83	21,68	17,11	14,96		14,89			14,77	16,7			CR-09		
$\delta^{13}C_{\text{‰}}$ Cc	-7,8	-6,1	-5,68	10,37	-5,68		-6,4			-6,54	-7,37			12,3		
$\delta^{18}O_{\text{‰}}$ Dol/ank		8,99				7,04		14,47	14,00	14,05				-7,0		
$\delta^{13}C_{\text{‰}}$ Dol/ank		-5,77				-8,61		-5,63	-6,54	-6,83						

Fonte: dados extraídos de Speziale *et al.* (no prelo-2022b). Para referências, ver tabela 1 desses autores.

Tabela 8.7. Isótopos de C e O para calcita e dolomita/ankerita (algumas vezes coexistentes) de amostras de carbonatitos magmáticos neocretácicos pertencentes à associação do *tipo B*.

Amostra	Araxá									Salitre	
	AR-891	AR-892	A-893	ARX-90-1AS	ARX-90-2B	ARX-90-3B	ARX-90-4B	ARX-90-5B	AR	C-1	C-4
$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ Cc			11,5	9,7	10	10,4	13,8	10	12,5	8,8	9,3
$\delta^{13}\text{C}\text{‰}$ Cc			-6,3	-7,2	-6,9	-7,1	-4,8	-7	-6,8	-6,2	-6,9
$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ Dol/ank	14	12,6	9,5		11,1	11,4	10,7				
$\delta^{13}\text{C}\text{‰}$ Dol/ank	-6,1	-7,2	-5,8		-6	-6,3	-3,5				

Amostra	Catalão I										
	C1-1	C1CB02	C1C4	CTTTW	13E-1	13E-2A	13E-3A	C3-2B	CAT1	CAT2	CAT3
$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ Cc	8,2	9,9	10,75	9,6	13,3	14,6	19,3	12,5	8,45	8,03	8,23
$\delta^{13}\text{C}\text{‰}$ Cc	-6	-6,2	-5,79	-7	-6,5	-6,4	-6,2	-5,3	-6,97	-6,47	-6,85
$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ Dol/ank	8,2	10,9			11,4	10,2	20,4	9,9	8,03	8,51	8,15
$\delta^{13}\text{C}\text{‰}$ Dol/ank	-6,9	-6,9			-5	-5,4	-4,2	-4,8	-6,17	-5,97	-6,01

Amostra	Catalão II										
	C2	C2A2	C2A15	C2A17	C2A19	C2A21	C2B17	C2B18	C2B19	C2B22	C1C4
$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ Cc		9,36	9,21	8,49	8,68	8,46	8,69	9,48	8,74	9,13	10,75
$\delta^{13}\text{C}\text{‰}$ Cc		-6,03	-5,68	-5,96	-5,97	-5,97	-6	-6,16	-5,9	-6,35	-5,79
$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ Dol/ank	9,6										
$\delta^{13}\text{C}\text{‰}$ Dol/ank	-7										

Amostra	Serra Negra						
	LG-03-70	LG-14-28	LG-06-32	LG-13126	LG-20-91	LG-32-63	LG-38-46
$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ Cc	8,23	7,23	7,28	7,24			
$\delta^{13}\text{C}\text{‰}$ Cc	-6,18	-6,91	-7,35	-6,54			
$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ Dol/ank					8,5	13,89	8,86
$\delta^{13}\text{C}\text{‰}$ Dol/ank					-5,95	-4,84	-5,81

Fonte: dados extraídos de Speziale *et al.* (no prelo-202?b). Para referências, ver tabela 1 desses autores.

Tabela 8.8. Isótopos de C e O para calcita e dolomita/ankerita (algumas vezes coexistentes) de amostras de carbonatitos magmáticos neocretácicos pertencentes à associação do *tipo C*.

Amostra	Tapira								Lages								
	T-1	S22-4B	S22-11-C	S22-5B	S22-8F	TP90-1-C	TP90-1-D	TAP-1	SB02	SB03	SB05	SB05A	SB05B	SB17	SB20	FV24	LG-1-4
$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ Cc	9,9	10	9,9	15,4	9,7	10	9,7	12,9		17,4	17,9						
$\delta^{13}\text{C}\text{‰}$ Cc	-7	-6,7	-6,8	-5,6	-6,8	-5,3	-6,2	-6,61		-1	-0,5						
$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ Dol/ank	11	13,9	11,1	15,6		11,9	10,6	13	15,2	15,8	16,5	15,69	16,59	10,4	8,99	23,9	21,19
$\Delta^{13}\text{C}\text{‰}$ Dol/ank	-6	-4,9	-5,9	-5,8		-3,7	-5	-5,92	-1,66	-1,55	-0,5	-1,78	-0,24	-4,3	-5,76	-3,02	-1,66

Fonte: dados extraídos de Speziale *et al.* (no prelo-202?b). Para referências, ver tabela 1 desses autores.

Tabela 8.9. Isótopos de C e O para calcita e dolomita/ankerita (algumas vezes coexistentes) de amostras de carbonatitos eocretácicos hidrotermais.

Amostra	Barra do Itapirapuã											
	I-IIA,B	IVA	IVB5	IVB3	IIA2	IVA5						
$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ Cc	9,09			12,64	7,91	8,33						
$\delta^{13}\text{C}\text{‰}$ Cc	-6,43			-0,89	-6,65	-6,6						
$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ Dol/ank	9,31	11,7	14,13	15,55	9,17	9,09						
$\delta^{13}\text{C}\text{‰}$ Dol/ank	-6,07	1,1	1,38	-0,3	-6,04	-6,03						
Amostra	1-34.9	1-66.5	1-87.4-	1-100.7	2-16.2							
$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ Cc												
$\delta^{13}\text{C}\text{‰}$ Cc												
$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ Dol/ank	8,5	8,87	9,37	8,85	8,20							
$\delta^{13}\text{C}\text{‰}$ Dol/ank	-6,10	-6,13	-5,69	-6,20	-6							
Amostra	2-31.0	2-110.5	3-35.7	3-44.7	4-10.3							
$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ Cc			12,64	16,08								
$\delta^{13}\text{C}\text{‰}$ Cc			-0,89	-1,30								
$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ Dol/ank	8,70	9,97	15,55	17,53	8,3							
$\delta^{13}\text{C}\text{‰}$ Dol/ank	-5,80	-4,43	-0,30	-0,73	-5,90							
Amostra	5-13.0	5-79.0	5-98.0	5-256	6-20,0	6-30,0						
$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ Cc		9,06	8,42	9,09								
$\delta^{13}\text{C}\text{‰}$ Cc		-5,82	-6,92	-6,43								
$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ Dol/ank	8,40	10,0	9,08	9,60	9,13	8,76						
$\delta^{13}\text{C}\text{‰}$ Dol/ank	-5,70	-5,19	-6,35	-5,94	-5,76	-6,22						
Amostra	6-66.0	6-78.8	6-95.0	6-99,7	6-110	5-170.7						
$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ Cc												
$\delta^{13}\text{C}\text{‰}$ Cc												
$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ Dol/ank	9,23	10,19	8,63	8,73	9,81	9,72						
$\delta^{13}\text{C}\text{‰}$ Dol/ank	-5,71	-3,69	-6,44	-6,52	-6,04	-5,42						
Amostra	1-18.8	1-30.5A	1-32.5	1-33.45	1-37.4	1-39.3						
$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ Cc		12,5	7,67		6,00	8,08						
$\delta^{13}\text{C}\text{‰}$ Cc		1,0	-6,91		-7,10	-6,48						
$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ Dol/ank	9,0	13,5	8,64	9,4	6,7	9,0						
$\delta^{13}\text{C}\text{‰}$ Dol/ank	-5,8	1,1	-6,19	-5,4	-6,4	-5,78						
Amostra	1-57,6	2-72,4	3-67,4B	3-183,4	3-160,5	5-230						
$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ Cc	7,00		13,1	8,27	8,8	9,88						
$\delta^{13}\text{C}\text{‰}$ Cc	-6,80		1,2	-6,77	-6,35	-5,38						
$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ Dol/ank	7,9	8,84	13,7	9,26	9,36	10,55						
$\delta^{13}\text{C}\text{‰}$ Dol/ank	-6,1	-6,13	1,5	-6,0	5,99	-4,90						
Amostra	Cerro Chiriguelo											
	3407	3408	3409	3410	3411	3412	3413	3414	3416	3417	3418	
$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ Cc	17,87	18,14	14,14	23,33	15,93	17,76	16,21	17,56	16,53	16,38	15,56	
$\delta^{13}\text{C}\text{‰}$ Cc	-7,01	-5,97	-6,3	-4,71	-5,48	-4,98	-5,8	-5,75	-6,4	-4,98	-6,74	
$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ Dol/ank												
$\delta^{13}\text{C}\text{‰}$ Dol/ank												
Amostra	0,3419	3420	3422	3423	3433	3434	3435°	3435b	3436	3440	3442	3443
$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ Cc	19,44	15,45	13,48	18,04	18,71	11,22	11,53	14,94	12,51		11,76	13,07
$\delta^{13}\text{C}\text{‰}$ Cc	-3,97	-6,98	-7,26	-6,89	-5,34	-6,52	-7,77	-6,25-	-7,07		-8,08	-6,49
$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ Dol/ank										22,91		
$\delta^{13}\text{C}\text{‰}$ Dol/ank										-4,1		

Fonte: dados extraídos de Speziale *et al.* (no prelo-202?b). Para referências, ver tabela 1 desses autores.

Tabela 8.10. Isótopos de C e O para calcita e dolomita/ankerita (algumas vezes coexistentes) de amostras de carbonatitos eocretácicos de ocorrências menores.

Amostra	Itanhaém		Valle-mí				Cerro Cañada		C.E S.E.	
	IA-1	IA-2	VM-1	STE-A	STE-B	STE-D	STE-E	PS-245	PS245B	PS-524
$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ Cc	15	11,6	8,53	17,12	17,96	18,3	18,03	6,90	11,4	16,09
$\delta^{13}\text{C}\text{‰}$ Cc	-4,3	-5,5	-7,3	-7,68	-7,3	-6,96	-7,75	-8,50	-6,3	-7,76
$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ Dol/ank		17							11,1	16,31
$\delta^{13}\text{C}\text{‰}$ Dol/ank		-2,6							-5,5	-7,34

Fonte: dados extraídos de Speziale *et al.* (no prelo-202?b). Para referências, ver tabela 1 desses autores.

Abreviação: C.E S.E., Cerro E Santa Elena.

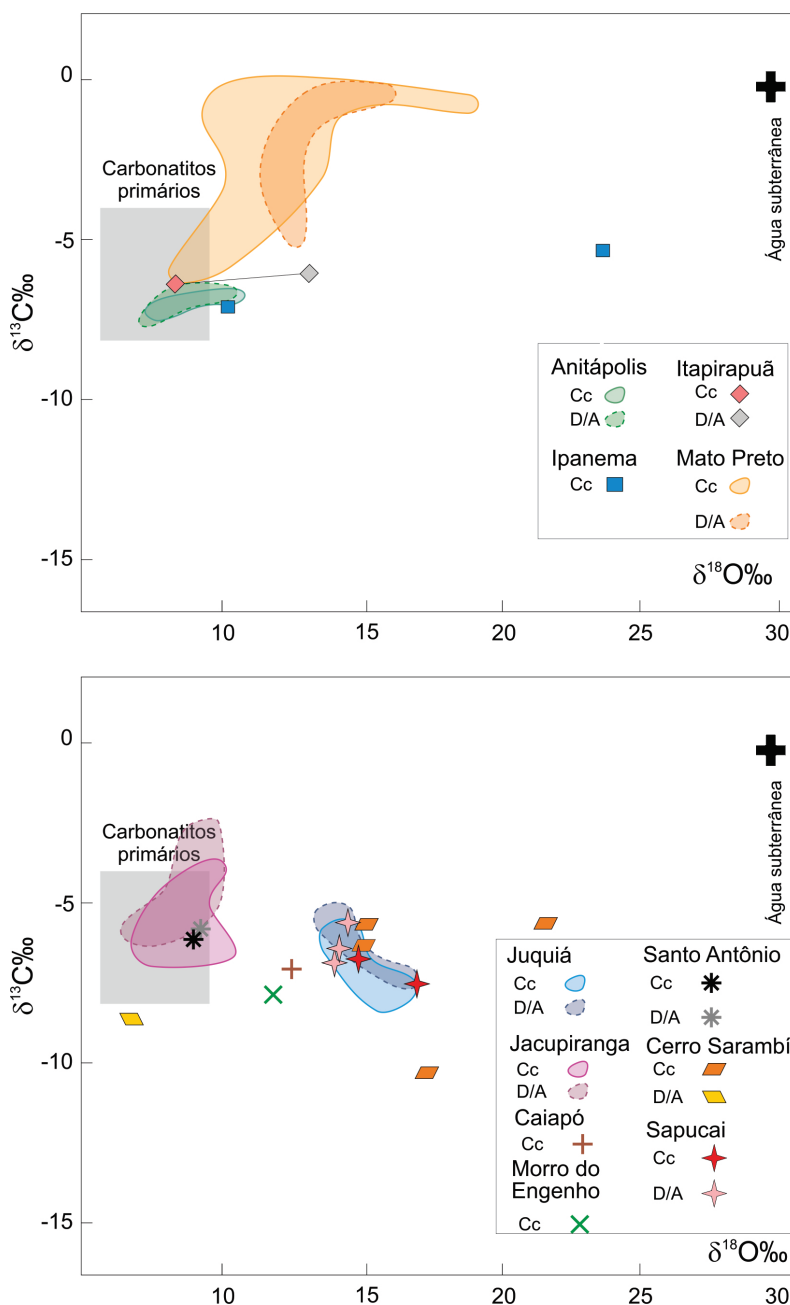


Figura 8.13. Figuras mostrando a evolução das composições dos isótopos estáveis de C e O em carbonatitos magmáticos eo e neocretácicos do tipo A: Anitápolis, Ipanema, Itapirapuã, Mato Preto, Juquiá, Jacupiranga, Caiapó, Morro do Engenho, Santo Antônio da Barra, Cerro Sarambí, Sapucaí (modificada de Speziale *et al.*, no prelo-202?b). Para fontes de dados, ver referências na tabela 1 desses autores. Composições iniciais arbitrárias da água subterrânea: $\delta^{18}\text{O} = 0$, $\delta^{13}\text{C} = 30\text{‰}$ (Taylor, 1978; Usdowski, 1982). Campo dos carbonatitos primários segundo Taylor *et al.* (1967) e Keller e Hoefs (1995).

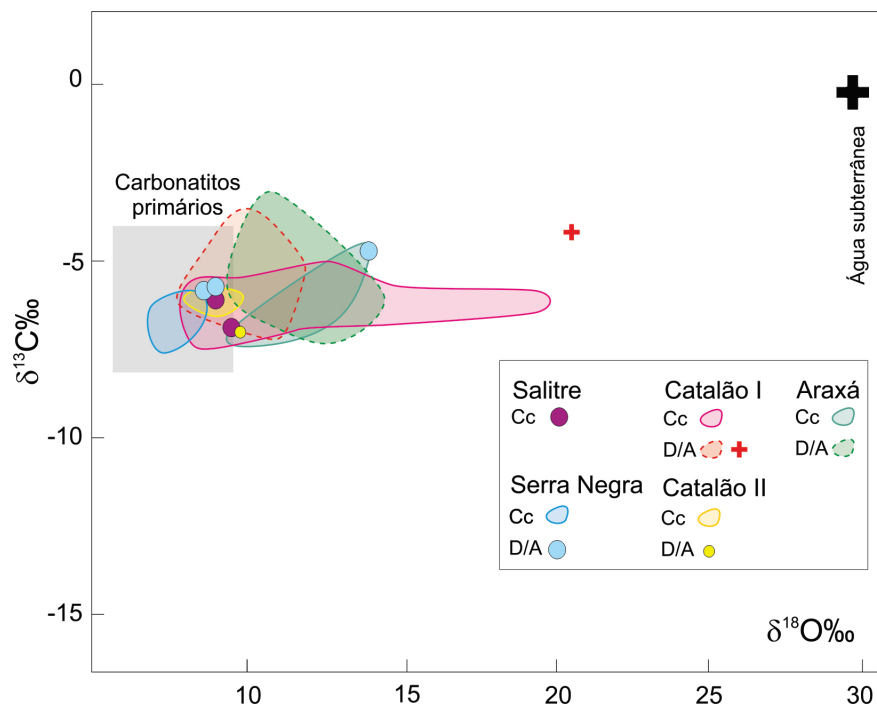


Figura 8.14. Figuras mostrando a evolução das composições dos isótopos estáveis de C e O em carbonatitos magmáticos neocretácicos do *tipo B*: Salitre, Serra Negra, Araxá, Catalão I, Catalão II (modificada de Speziale *et al.*, no prelo-202?b). Para fontes de dados, ver referências na tabela 1 desses autores. Para outras informações, consultar figura 8.13.

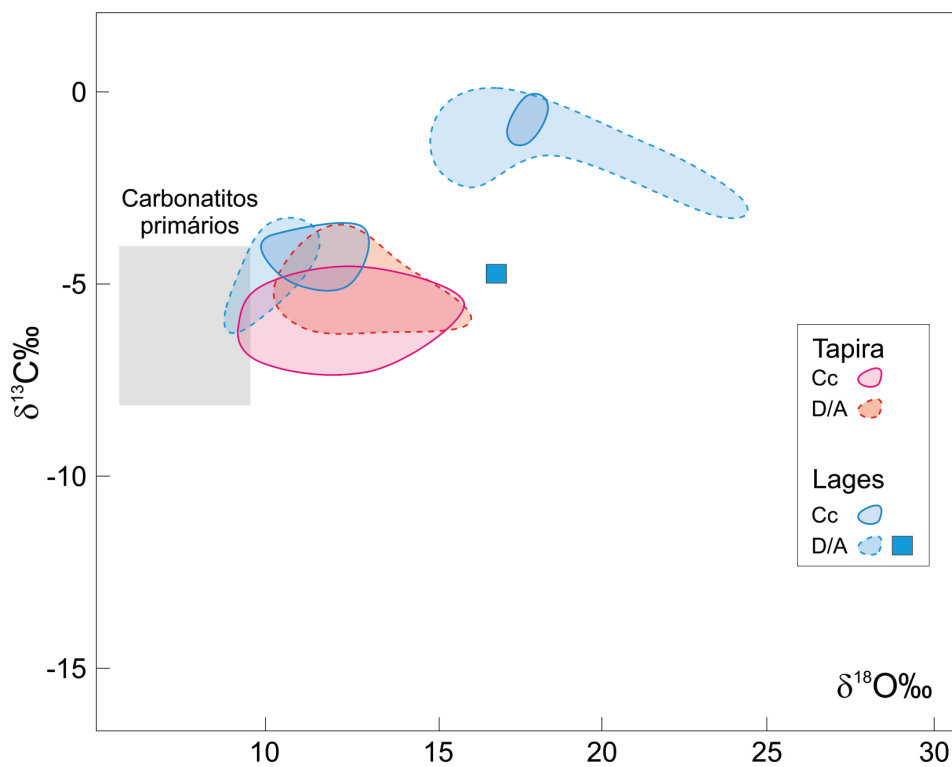


Figura 8.15. Figuras mostrando a evolução das composições dos isótopos estáveis de C e O em carbonatitos magmáticos neocretácicos do *tipo C*: Tapira, Lages (modificada de Speziale *et al.*, no prelo-202?b). Para fontes de dados, ver referências na tabela 1 desses autores. Para outras informações, consultar figura 8.13.

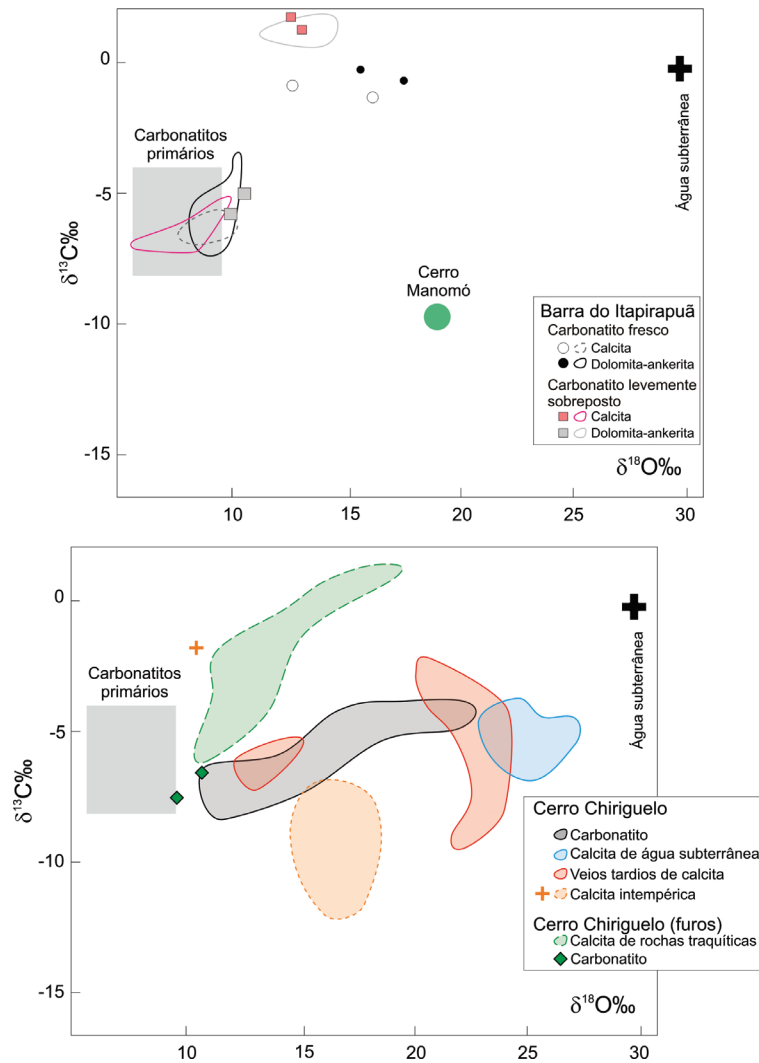


Figura 8.16. Gráficos mostrando a evolução das composições dos isótopos estáveis de C e O em carbonatitos eocretácicos hidrotermais: Barra do Itaipapuã, Cerro Chiriguelo (modificada de Speziale *et al.*, no prelo-202?b). Para fontes de dados, ver referências na tabela 1 desses autores. Para outras informações, consultar figura 8.13.

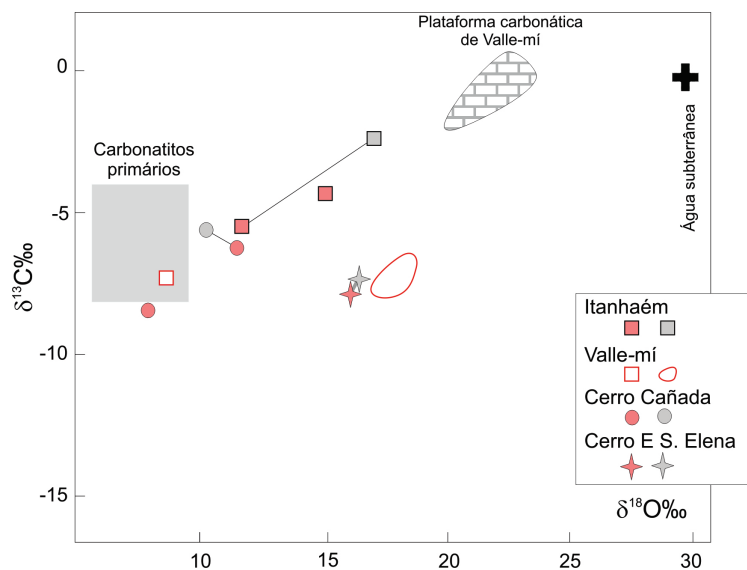


Figura 8.17. Gráficos mostrando a evolução das composições dos isótopos estáveis de C e O em ocorrências carbonatíticas eocretácicas menores: Itanhaém, Valle-mí, Cerro Cañada, Cerro E Santa Elena (modificada de Speziale *et al.*, no prelo-202?b). Para fontes de dados, ver referências na tabela 1 desses autores. Para outras informações, consultar figura 8.13.

e Nd_i entre 0,51213 e 0,51280, com valores médios, respectivamente, de $0,70527 \pm 0,00034$ e $0,51224 \pm 0,00011$ (Comin-Chiaramonti *et al.*, 1999). Dados para Sr_i e Nd_i , respectivamente, de 0,70538 e 0,51253 foram fornecidos há pouco tempo por Beccaluva *et al.* (2017) para uma intrusão carbonatítica de Jacupiranga. Já os neocretácicos possuem valores médios de Sr_i e Nd_i , respectivamente, de $0,70527 \pm 0,00036$ e $0,51224 \pm 0,00006$ para os complexos do Alto Paranaíba (Bizzi *et al.*, 1994; Gibson *et al.*, 1995a, 1995b); de $0,70447 \pm 0,00034$ e $0,51252 \pm 0,00008$ para os de Taiúva-Cabo Frio e Serra do Mar (Thompson *et al.*, 1998); e de $0,70485 \pm 0,00053$ e $0,51218 \pm 0,00022$ para Lages (Traversa *et al.*, 1996; Comin-Chiaramonti *et al.*, 2002). Valores para algumas ocorrências individuais são fornecidos nas tabelas 8.11 a 8.15 e projetados na figura 8.18A, na qual exibem a mesma tendência comum aos toleítos eocretáceos da Bacia do Paraná (A-TI e B-TI), vulcânicas neocretácicas do Rio Grande Rise e rochas alcalinas paleocênicas da Província da Serra do Mar (Comin-Chiaramonti *et al.*, 2005c, 2007a). Investigando os carbonatitos do Alto Paranaíba, Guarino *et al.* (2017) postularam que eles são muito diferentes dos demais da região Sudeste do País, o que os levou a sugerir a existência de heterogeneidades em escala regional das fontes mantélicas localizadas sob a Plataforma Brasileira.

No Paraguai, os carbonatitos eocretácicos e as rochas alcalinas potássicas associadas (ambas pré e pós-toleítos eocretácicos) contêm valores de Sr_i e Nd_i dentro dos intervalos, respectivamente, de 0,70612-0,70754 e 0,51154-0,51184 (Tabelas 8.11, 8.14 e 8.15; Figura 8.18B). Esses números são muito distintos quando comparados àqueles das rochas alcalinas sódicas do Eocretáceo tardio (Província de Misiones) e do Paleoceno (Província de Assunção), com valores para Sr_i no intervalo de 0,70362-0,70524 e Nd_i entre 0,51225-0,51277. A figura demonstra que os carbonatitos e as rochas alcalinas potássicas associadas se caracterizam por possuir altos valores de Sr e baixos de Nd, enquanto os toleíticos, com suas variantes de alto e baixo Ti, ocupam uma posição intermediária entre essas rochas e as alcalinas sódicas. Estas últimas e os xenólitos mantélicos coexistentes projetam-se no diagrama próximo ao campo da Terra Global, variando do quadrante empobrecido ao enriquecido. Vistos no conjunto, os dados são indicativos de uma tendência ligando o reservatório mantélico HIMU e as rochas alcalinas potássicas. Essa tendência (*Paraguay array* de Comin-Chiaramonti *et al.*, 1995) guarda inteira correspondência com o *Low-Nd trend* proposto por Hart *et al.* (1986).

As rochas alcalinas e os carbonatitos de ambos os países mostram comportamento bem definido que envolve componentes mantélicos empobrecidos e enriquecidos (Gomes e Comin-Chiaramonti, 2017). As ocorrências eo e neocretácicas brasileiras variam desde próximas à Terra Global ao quadrante enriquecido, caindo dentro do campo das lavas toleíticas não contaminadas da Província Paraná-Angola-Namíbia (Etendeka) (Figura 8.18A). Deve-se observar que as rochas enriquecidas eocretácicas paraguaias (Figura 8.18B) não são facilmente explicadas por processos de contaminação crustal, uma vez que estes requerem altas porcentagens de componentes crustais, até 90%, como determinado por Comin-Chiaramonti *et al.* (1997). Assim, as variações na sistemática Sr-Nd para essas rochas parecem estar relacionadas com uma fonte enriquecida, na qual as heterogeneidades químicas refletiriam membros finais de fontes magmáticas virtualmente não contaminadas de segmentos do manto subcontinental variadamente afetado por processos metassomáticos (Castorina *et al.*, 1996, 1997; Comin-Chiaramonti *et al.*, 1997).

8.6. Isótopos de Pb

Resultados para a composição isotópica de Pb em complexos alcalino-carbonatitos da região meridional da Plataforma Brasileira são relativamente raros e encontrados principalmente

Tabela 8.11. Razões iniciais Sr-Nd e idades modelo para amostras de carbonatitos magmáticos eo e neocretácicos pertencentes à associação do tipo A.

Amostra	Anitápolis		Ipanema		Itaipirapuã		Jacupiranga	
	SAN1,14;49;-12-78;11-101;16A	SAN13	119,2	HB 005	IT 28	HB 010	HB 011	
Rb-Sr(R_0)								
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0,70595 (1)	0,70594	0,70673	0,70446	0,70446	0,70492	0,70497	
Sm-Nd(R_0)								
$^{147}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0,51219 (5)	0,51222	0,51169	0,51249	0,51249	0,51253	0,51254	
ϵSr	20,6 (1)	19,8	33,7	1,09	1,09	5,4	6	
ϵNd	-7,0 (0,6)	-4,8	-15,4	-0,15	-0,15	1,2	1,4	
T^{DM} (Ma)	1281 (53)	1397	2164	663	663	719	708	
Mato Preto								
Juquiá								
Amostra	S16C	S25	S26A	S26B	I-119,3	I-84,0	III-62,2	III-622
Rb-Sr(R_0)								
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0,70556	0,70551	0,70531	0,70515	0,70495	0,70472	0,70473	0,70487
Sm-Nd(R_0)								
$^{147}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0,51255	0,51246	0,51252	0,51255	0,51253	0,5127	0,51266	0,51249
ϵSr	17,2	16,5	13,7	11,4	4,7	1,44	1,56	3,51
ϵNd	1,6	-0,2	1,2	1,6	-0,33	2,9	2,19	1,19
T^{DM} (Ma)	744	924	781	750	1095	680	671	647
Paraguai								
Cerro Sarambí								
Amostra	Caiapó	Morro do Engenho	S.A. Barra	Sapucaí				
Rb-Sr(R_0)								
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0,70497	0,70497	0,7052	0,70746	0,70745	0,70746	0,707	0,70717
Sm-Nd(R_0)								
$^{147}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0,51254	0,51253	0,51255	0,51157	0,51157	0,51156	0,51171	0,51131
ϵSr	6	7,4	9,4	44,33	44,26	44,3	34,7	34,17
ϵNd	1,4	1,3	1,5	-17,42	-17,39	-17,64	-14,8	-22,7
T^{DM} (Ma)	742	718	769	1574	1739	1669	1884	1845

Fonte: dados extraídos de Speziale et al. (no prelo-202?b).

Fontes de dados para rochas toleíticas com alto e baixo Ti e alcalinas em geral: Brasil: Gamboa e Rabinowitz (1984), Bellieni et al. (1990), Bizzi et al. (1994, 1995), Meyer et al. (1994), Gibson et al. (1995a, 1995b, 1997, 1999), Garda et al. (1995), Huang et al. (1995), Toyoda et al. (1995), Walter et al. (1995), Carlson et al. (1996), Thompson et al. (1998), Andrade et al. (1999a), Marques et al. (1999), Comin-Chiaromonti et al. (2001, 2002), Ruberti et al. (2002), Paraguai: Comin-Chiaromonti et al. (1991, 1995, 1997), Comin-Chiaromonti e Gomes (1996, 2005), Castorina et al. (1997).

Outras referências: consultar figura 8.18.

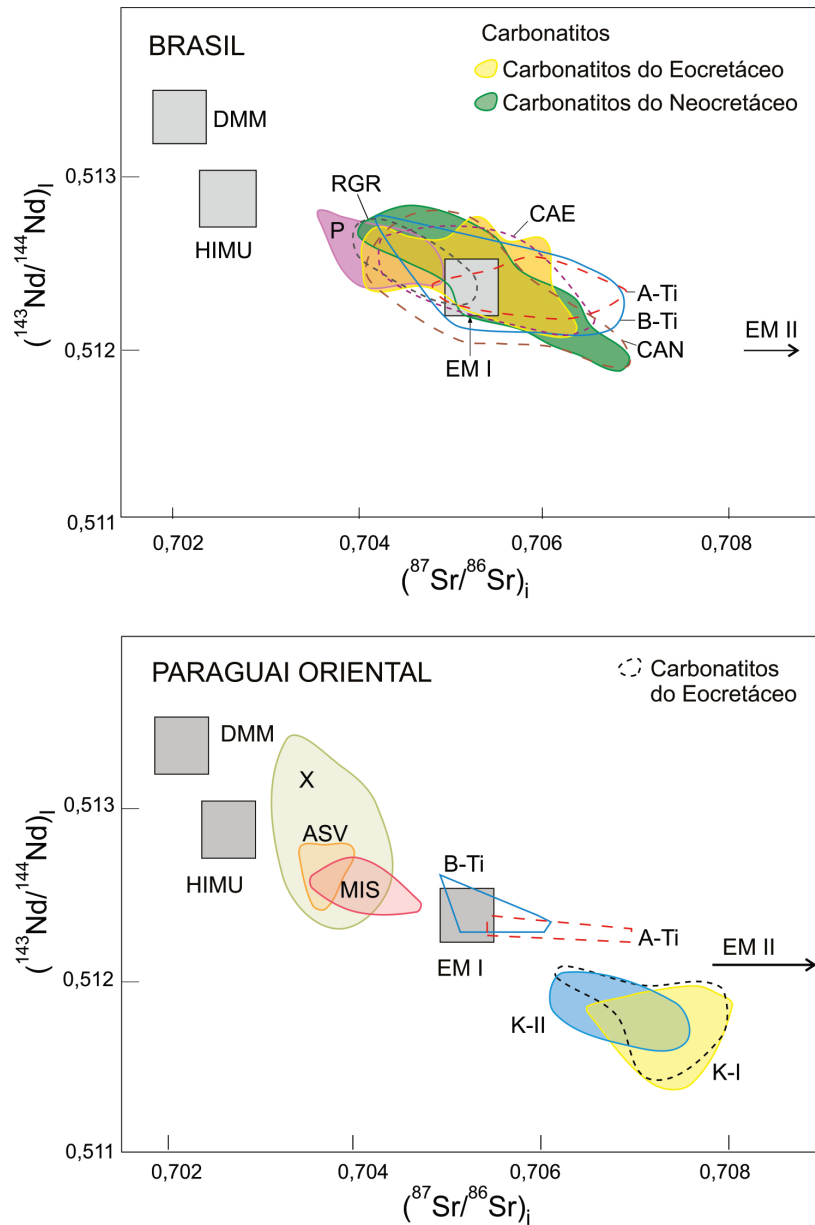


Figura 8.18. Diagramas correlacionando razões isotópicas iniciais de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (extraída de Gomes *et al.*, 2018a; os dados estão disponíveis em Speziale *et al.*, no prelo-202?b). As rochas basálticas e andesibasálticas representadas contêm teores de $\text{MgO} \geq 4\%$ em peso e $\text{Sr}_i \leq 0,7065$. Isto é, são tidas como não contaminadas ou pouco contaminadas pela crosta (Piccirillo e Melfi, 1988). **Brasil:** Eocretáceo – A-TI, B-TI e CAE: respectivamente, lavas toleíticas com alto e baixo TiO_2 e complexos alcalinos; Neocretáceo – CAN e RGR: respectivamente, complexos alcalinos e rochas basálticas do Rio Grande Rise; Paleoceno – P: rochas alcalinas da Serra do Mar. Fontes de dados: Eocretáceo: Garda *et al.* (1995), Huang *et al.* (1995), Toyoda *et al.* (1995), Walter *et al.* (1995), Andrade *et al.* (1999a), Gibson *et al.* (1999), Marques *et al.* (1999), Comin-Chiaramonti *et al.* (2002), Ruberti *et al.* (2002). Neocretáceo: Gamboa e Rabinowitz (1984), Bellieni *et al.* (1990), Bizzi *et al.* (1994, 1995), Meyer *et al.* (1994), Gibson *et al.* (1995a, 1995b, 1997, 1999), Toyoda *et al.* (1995), Carlson *et al.* (1996), Thompson *et al.* (1998). Paleoceno: Thompson *et al.* (1998), Bennio *et al.* (2002). **Paraguai Oriental:** Eocretáceo – K-I e K-II: complexos alcalinos potássicos pré e pós-toleíticos. Eocretáceo tardio – MIS: rochas alcalinas sódicas da Província de Misiones; Paleoceno: rochas alcalinas do Rifte de Assunção-Sapucaí-Villarrica (ASV) e respectivos xenólitos mantélicos (X). Outras fontes de dados: Comin-Chiaramonti *et al.* (1991, 1995, 1996, 1997, 2001), Comin-Chiaramonti e Gomes (1996, 2005), Castorina *et al.* (1997), Marques *et al.* (1999). DMM, HIMU, EM I e EM II são composições aproximadas de membros finais do manto como definidas por Zindler e Hart (1986), Hart e Zindler (1989) e Hart *et al.* (1992).

Tabela 8.12. Razões iniciais Sr-Nd e idades-modelo para amostras de carbonatitos magmáticos neocretácicos pertencentes à associação do tipo B.

Amostra	Araxá	Catalão I			Catalão II				
	AR 893	C1-L 1250	C1CB02	C1C4	C2-AA165907	C2A2	C2B19	C2B18	C2B17
	Mg-carb c/flo	Mg-Ca- -carb	Mg-Ca- -carb	Ca-Mg- -carb	Ca-carb	Ca-carb	Ca-carb	Fe-carb c/flo	Ca-carb
Rb-Sr(R_0)									
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0,70499	0,70563	0,70565	0,70529	0,70468	0,70524	0,7051	0,70512	0,70517
Sm-Nd(R_0)									
$^{147}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0,51222	0,51221	0,51225	0,51214	0,51229	0,51225	0,51219	0,51226	0,51224
ϵSr	5,6	8,96	8,89	8,13	2,54				
ϵNd	-5,66	-6,12	-6,07	-7,7	-6,44	-5,5	-6,7	-5,2	-5,7
T^{DM} (Ma)	1044	1207	1032	1140	873	896	1082	994	986

Fonte: dados extraídos de Speziale *et al.* (no prelo-202?b). Para referências, consultar tabela 1 desses autores e figura 8.18.

Tabela 8.13. Razões iniciais Sr-Nd e idades-modelo para amostras de carbonatitos magmáticos neocretácicos pertencentes à associação do tipo C.

Amostra	Tapira		Lages			
	T 1	T 2	SB05A; SB05B	SB02	SB10	SB11
	Ca-carb		Fe-carb	Fe-carb	Si-carb c/flo	Carb c/flo
Rb-Sr(R_0)						
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0,70531	0,70539	0,70626 (2)	0,70596	0,70612	0,70609
Sm-Nd(R_0)						
$^{147}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0,51219	0,51221	0,51208 (1)	0,5121	0,51208	0,51204
ϵSr	10,05	11,08	19,2 (2)	19,21	23,24	21,01
ϵNd	-6,33	-6,98	-8,5 (0,4)	8,5	-9,01	-9,42
T^{DM} (Ma)	911	987	1558 (48)	1319	1558	1454

Fontes: dados extraídos de Speziale *et al.* (no prelo-202?b). Para referências, consultar tabela 1 desses autores e figura 8.18.

Tabela 8.14. Razões iniciais Sr-Nd e idades-modelo para amostras de carbonatitos eocretácicos hidrotermais.

Amostra	Barra do Itapirapuã					Paraguai		Bolívia
						Cerro Chirigué		Cerro Manomó
	I,A; I,B; II,A	IV,A 3	IV,B 5	IV, B 3	II, A 2	3422	3434	PV-69C
	Mg-carb	Mg-carb	Si-Mg-carb	Ca-carb	Fe-carb	Ca-carb	Ca-carb	Bloco carbonático (siderita)
Rb-Sr(R_0)								
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0,70462 (0,00032)	0,7057	0,7043	0,7046	0,70431	0,707198	0,70719	0,71094
Sm-Nd(R_0)								
$^{147}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0,51257 (0,00005)	0,51253	0,51265	0,51259	0,51246	0,511615	0,51161	0,51170
ϵSr	3,61	18,92	-0,96	3,32	-0,8	40,58	40,47	90,9
ϵNd	-1,6	1,17	3,22	-1,27	-0,53	-16,49	-16,5	-14,7
T^{DM} (Ma)	586 (165)	663	681	636	619	2300	1860	1803

Fonte: dados extraídos de Speziale *et al.* (no prelo-202?b). Para referências, consultar tabela 1 desses autores e figura 8.18.

Tabela 8.15. Razões iniciais Sr-Nd e idades-modelo para amostras de carbonatitos eocretácicos de ocorrências menores.

Amostra	Paraguai				
	Itanhaém		Valle-mí	Cerro Cañada	Cerro E Santa Elena
	IA-1	IA-2	VM1 Fração carbonática 15,55%	Fração carbonática (dolomita 15,5%) em ijolito	PS-524 Dolomita em basanita
Ca-(Si) carb	Ca-Fe-carb	Ca-carb	Mg-carb		
Rb-Sr(R_0)					
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0,70498	0,70651	0,706904	0,70628	0,70538
Sm-Nd(R_0)					
$^{147}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0,51238	0,51259	0,51186	0,51173	0,51215
ϵSr	8,98	17,9	36,4	24,4	14,7
ϵNd	-1,7	2,38	-11,71	-10,8	1,1
T^{DM} (Ma)	772	556	1534	1323	800

Fonte: dados extraídos de Speziale *et al.* (no prelo-202?b). Para referências, consultar tabela 1 desses autores e figura 8.18.

nos trabalhos de Antonini *et al.* (2005), Huang *et al.* (1995), Comin-Chiaramonti *et al.* (2005c, 2007a), Bizzi e Araújo (2005), Beccaluva *et al.* (2017) e Gomes e Comin-Chiaramonti (2017). Os dados disponíveis para as razões isotópicas $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (medidas e iniciais) de um total de dezessete ocorrências brasileiras (eocretácicas e neocretácicas) e paraguaias (eocretácicas) constam da tabela 8.16 e estão projetados em diagramas correlacionando $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ e $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ vs. $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ (Figura 8.19A) e $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ e $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$ vs. $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ (Figura 8.19B). De modo geral, os dados isotópicos variam com a idade das ocorrências. As eocretácicas possuem valores para $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$, $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ e $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$, respectivamente, nos intervalos de 17,033-19,968, 15,380-15,641 e 37,373-39,011, com os mais altos em $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ e $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ correspondendo a um dique basanítico que aflora nas imediações da cidade de Valle-mí, no Paraguai. Já as neocretácicas apresentam valores em intervalos mais estreitos, respectivamente, de 17,51-18,52, 15,44-15,55 e 38,20-38,76. Essas variações estão bem evidenciadas especialmente nos diagramas de correlação da figura 8.19A, que reúnem as ocorrências brasileiras. Nesses diagramas, nota-se também que os carbonatitos eocretácicos superpõem o campo dos toleítos da Bacia do Paraná, sugerindo, assim, uma evolução geodinâmica comum para ambos os tipos de magmatismo, toleítico e alcalino. A figura 8.19B realça igualmente a composição mais enriquecida em Sr das ocorrências paraguaias e a forte dispersão das amostras pré-toleíticas da região do Rio Apa (Valle-mí). Ao contrário das ocorrências brasileiras, as paraguaias projetam-se bem distantes das toleíticas e, comparativamente, apresentam razões isotópicas superiores para $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ e menores para $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$ (Figuras 8.18 e 8.19B).

Em trabalho de investigação de isótopos de Sr-Nd-Pb em ocorrências alcalino-carbonatíticas cretácicas a terciárias do Paraguai, Antonini *et al.* (2005) propuseram que dois principais componentes mantélicos, EM I e HIMU, tiveram participação direta na gênese dessas rochas. O primeiro, de composição extrema e heterogênea, exerceu papel importante na formação do magmatismo alcalino potássico (K-I e K-II) do Eocretáceo. O segundo foi responsável pelo magmatismo sódico do Eocretáceo tardio (Província de Misiones) e do Paleoceno (Província de Assunção). Os gráficos da figura 8.19 apresentam padrões compatíveis com um processo de mistura envolvendo os membros finais EM I e HIMU e, subordinadamente, DMM e EM I, além da participação de componente crustal (EM II). Frise-se, ainda, que todos os tipos litológicos situam-se à direita da referência geocronológica de 132 Ma, definida por Ewart *et al.* (1998, 2004) para todo o sistema Paraná-Angola-Namíbia (Etendeka), à exceção das alcalinas potássicas pós-toleíticas do Paraguai que se projetam próximas àquela linha de referência.

As composições iniciais exibidas nos diagramas $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Figuras 8.19A e 8.20A) definem arranjos lineares que são subparalelos às rochas toleíticas eocretácicas da Bacia do Paraná (Marques *et al.*, 1999) e à linha de referência do hemisfério norte (NHRL na sigla em inglês, de Hart, 1984), o que poderia ser interpretado como devido a processos de mistura envolvendo diferentes componentes mantélicos.

Analisando rochas de algumas intrusões do complexo de Jacupiranga (corpo NW, incluindo gabros alcalinos, sienodioritos e sienitos ao redor de dunitos; corpo SE, consistindo em clinopiroxenitos,

Tabela 8.16. Razões isotópicas de Pb (medidas e iniciais) de amostras representativas de carbonatitos cretácicos da região meridional da Plataforma Brasileira.

EOCRETÁCEO

Localidade	Razão Medida			Razão Inicial		
	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
Barra do Itapirapuã	18,627	15,605	39,123	18,232	15,598	38,922
	18,763	15,618	39,147	18,495	15,612	39,011
	18,426	15,528	38,808	18,159	15,538	38,593
Ipanema	17,617	15,477	37,938	17,451	15,467	37,612
Itanhaém	17,489	15,418	37,879	17,262	15,406	37,473
Itapirapuã	17,887	15,362	38,141	17,750	15,398	37,845
Jacupiranga	17,254	15,457	37,881	17,25	15,46	37,87
	17,273	15,457	37,970	17,27	15,45	37,9
	17,140	15,445	37,800	17,1	15,44	37,7
	18,256	15,446	38,170	17,464	15,407	37,769
	17,049	15,380	37,610	17,048	15,38	37,606
	17,954	15,430	38,791	17,326	15,399	37,755
Juquiá	18,191	15,448	40,320	17,47	15,413	38,049
	17,585	15,440	39,405	17,42	15,42	38,19
Anitápolis	17,787	15,432	38,379	17,453	15,415	38,18
	17,394	15,432	38,479	17,37	15,43	38,34
Valle-mí	17,491	15,453	39,375	17,41	15,45	38,21
	17,415	15,46	38,468	17,38	15,46	38,27
Cerro Chiriguelo	20,3098	15,6578	38,9676	19,968	15,641	38,589
	17,3333	15,5211	37,6087	17,033	15,506	37,465
Cerro Sarambí	18,821	15,4344	38,2882	18,501	15,574	38,152
Sapucai	18,821	15,434	38,290	18,49	15,56	38,07
Cerro Cañada	17,859	15,5181	37,9160	17,702	15,511	37,852
Cerro E Santa Elena	17,865	15,632	38,222	17,624	15,620	37,915
	17,435	15,435	37,796	17,200	15,424	37,373

NEOCRETÁCEO

Localidade	Razão Medida			Razão Inicial		
	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
Araxá	18,525	15,538	39,029	18,05	15,52	38,76
	19,43	15,61	39,53	18,18	15,55	38,49
	19,47	15,58	39,64	18,52	15,53	38,67
Catalão I	17,788	15,503	38,417	17,52	15,49	38,37
	17,992	15,541	38,534	17,51	15,52	38,48
	17,904	15,496	38,875	17,71	15,49	38,25
Catalão II	18,22	15,50	38,80	17,53	15,44	38,20
Tapira	18,189	15,550	38,483	17,95	15,54	38,53
	20,413	15,642	39,469	17,83	15,54	38,48
	20,228	15,641	38,555	17,89	15,53	38,49
	17,874	15,509	38,470	17,84	15,51	38,43

Fonte: dados extraídos de Speziale *et al.* (no prelo-2027b). Para referências, consultar tabela 1 desses autores e figura 8.18.

variedades da série metagito-ijolito-urtito e carbonatitos associados), Beccaluva *et al.* (2017) reportaram valores para as razões isotópicas $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, respectivamente, de 17,34-17,94, 15,49-15,59 e 37,94-38,93 para a primeira associação petrográfica e de 17,70-17,87, 15,47-15,50 e 38,03-38,41 para a segunda. Em particular para os carbonatitos, os valores foram, respectivamente, de 17,21, 15,42 e 37,87. Segundo esses autores, as rochas silicáticas e os carbonatitos associados exibem marcantes diferenças na composição isotópica para S-Nd-Pb, levando à suposição de que elas teriam se derivado a partir de fontes mantélicas independentes. Entendimento similar é compartilhado por Chmyz *et al.* (2019) que também registraram diferenças importantes para isótopos de Pb e Nd de carbonatitos e variedades silicáticas mais insaturadas em SiO_2 .

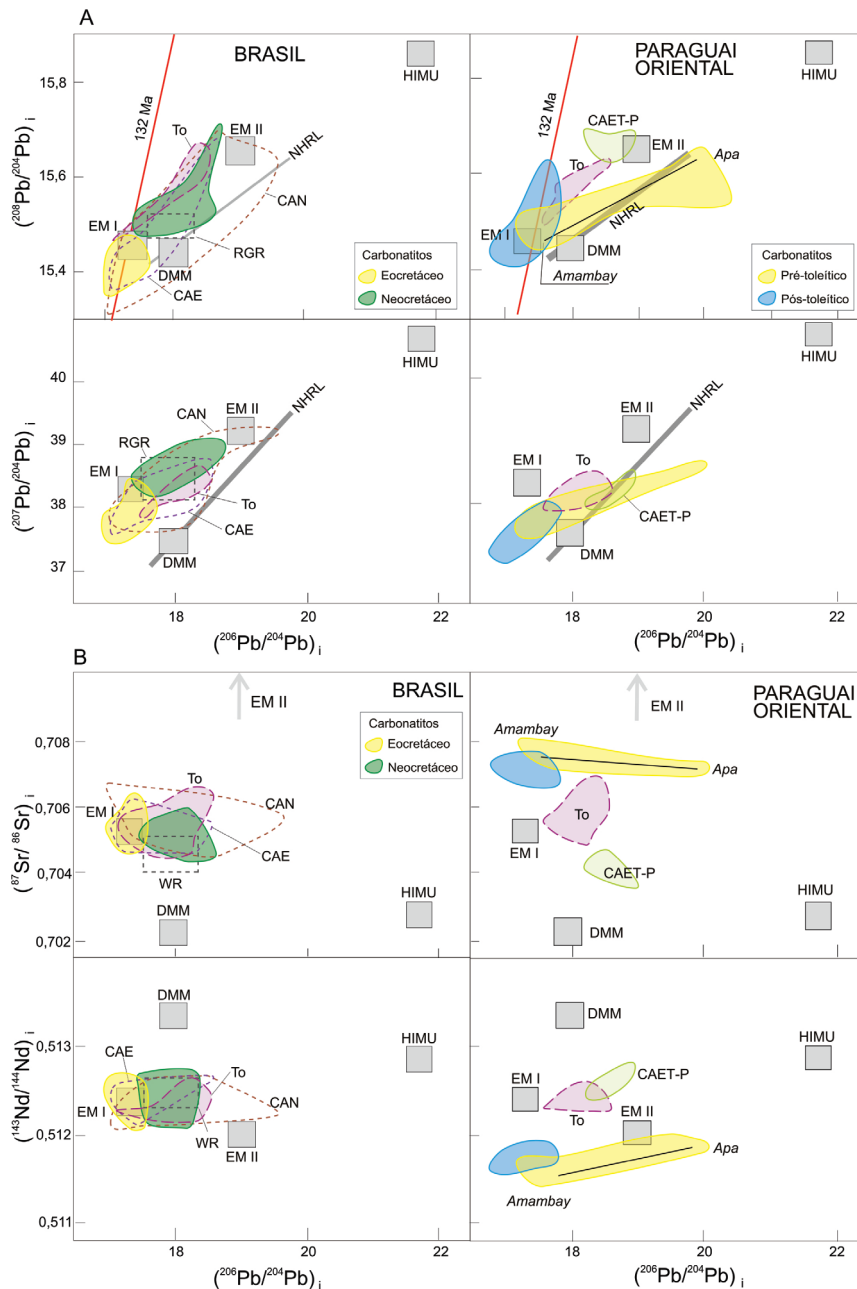


Figura 8.19. A) Razões isotópicas iniciais $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e B) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, respectivamente, para diferentes tipos de rochas do Brasil e Paraguai Oriental (extraída de Gomes *et al.*, 2018a; os dados estão disponíveis em Speziale *et al.*, no prelo-2022b). Campos mostrados se referem a toleítos da Bacia do Paraná (To), províncias alcalinas potássicas pré-toleíticas do Rio Apa e Amambay, e rochas basálticas do Rio Grande Rise (RGR) e Walvis Ridge (WR). Abreviações: como na figura 8.18. Outras abreviações: CAET-P, complexos alcalinos do Eocretáceo tardio e Paleoceno; NHRL, Linha de Referência do Hemisfério Norte (Hart, 1984); 132 Ma, referência geocronológica segundo Ewart *et al.* (2004).

Tabela 8.17. Concentrações de Rb, Sr, Sm, Nd, Pb, U e Th (em ppm) e Re e Os (em ppb), juntamente com razões isotópicas iniciais relativas a amostras selecionadas da Província do Alto Paranaíba e de carbonatitos dos complexos de Juquiá e Lages.

	Limeira		Três Ranchos		Pântano			Salitre	Santa Rosa	Veridiana	Canas
<i>Kimberlito</i>									<i>Glimmerito</i>		
ppm											
Rb	114	94	48	38	183	124	21,1	132	333	1161	144
Sr	2540	2215	1811	2927	2029	2267	1450	1070	1668	1771	1632
Sm	30,3	42	23,5	43	24,9	25,6	20,0	42,9	22	22	22,2
Nd	224,6	312	208,4	348	195,1	186	116,5	324,8	160	162	165
Pb	11	15	19,5	13	9,2	12	13	13,2	23,2	16,4	17,4
U	4	28	7,1	8	6,4	18	8,2	11,4	4,3	4,8	4,3
Th	23	41	29,6	42	25,4	40	25	30,9	18,2	20,9	20,9
ppb											
Re	0,418	0,315	1,992	0,2173	0,2170	0,3347	0,7192	1,3135	1,101	6,33	2,23
Os	1,612	1,221	1,982	1,2624	0,8080	1,1646	1,9271	1,4295	0,518	0,582	0,609
¹⁸⁷ Re/ ¹⁸⁸ Os	1,334	1,2313	4,845	0,6227	1,2960	1,3344	1,8619	4,4295	10,46	54,14	18,07
Razões iniciais											
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0,70528	0,70543	0,70493	0,70514	0,70532	0,70540	0,70541	0,70505	0,70564	0,70624	0,70595
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0,51225	0,51222	0,51228	0,51227	0,51225	0,51220	0,51230	0,51223	0,51219	9,51218	0,51218
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	17,84	21,48	18,67	18,11	17,84	21,44	17,86	19,35	17,22	17,24	17,24
²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	15,49	15,66	15,53	15,51	15,47	15,74	15,61	15,58	15,39	15,41	15,40
²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	38,25	39,73	38,18	38,61	39,21	39,67	38,92	38,40	37,78	37,76	37,81
¹⁸⁷ Os/ ¹⁸⁸ Os	0,113338	0,12679	0,12138	0,11986	0,12618	0,12861	0,11721	0,12456	0,27471	0,30452	0,26677
	Limeira	Três Ranchos		Presidente Olegário				Lages	Juquiá	Lages	
<i>Kamafugito</i>									<i>Carbonatito</i>		
ppm											
Rb	153	219	294	176	124	106	120	77	4	3,5	
Sr	1162	1570	2995	1815	1823	1907	1234	1881	1700	8057	
Sm	20,3	23,0	33,5	29,8	28,1	21,8	16,0	9,7	31,5	376	
Nd	148,3	177,8	259	231	213	147	117	63	164	2184	
Pb	13	15	14	17,6	14,8	9,3	7,6	20,3	10,6	29	
U	5,2	5,0	5,0	6,4	5,6	3,3	3,6	6,39	4,2	23	
Th	25	20	21	34,7	27,7	14,6	15,0	18,3	19,1	67	
ppb											
Re	0,3845	0,0438	0,0645	0,131	0,068	0,421	0,061	0,170	0,183	0,061	
Os	0,7001	0,1229	0,8434	0,353	0,381	1,205	1,760	0,278	0,587	0,230	
¹⁸⁷ Re/ ¹⁸⁸ Os	2,6487	1,7217	0,3569	1,794	0,885	1,681	0,167	2,996	0,911	1,2994	
Razões iniciais											
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0,70506	0,70507	0,70686	0,70591	0,70549	0,70582	0,70524	0,70519	0,70556	0,70596	
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0,51235	0,51225	0,51209	0,51223	0,51227	0,51223	0,51230	0,51236	0,51246	0,51210	
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	18,28	18,03	17,60	17,9	17,39	18,01	17,39	18,04	17,60	18,05	
²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	15,51	15,51	15,51	15,46	15,37	15,55	15,39	15,52	15,44	15,43	
²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	38,61	38,63	38,33	37,91	37,76	38,42	37,82	38,30	38,00	38,53	
¹⁸⁷ Os/ ¹⁸⁸ Os	0,12679	0,13313	0,12743	0,15440	0,12485	0,11451	0,14217	0,1289	0,12718	0,1305	

Fonte: dados extraídos de Speziale *et al.*, no prelo-202?b). Consultar tabela 5 desses autores, além de Carlson *et al.* (1996) e Bizzi e Araújo (2005).

8.7. Isótopos de Re e Os

Dados para esses isótopos são escassos, disponíveis em pequeno número de trabalhos (p. ex., Bizzi *et al.*, 1994, 1995; Carlson *et al.*, 1966; Araújo *et al.*, 2001; Bizzi e Araújo, 2005; Comin-Chiaramonti *et al.*, 2007a) e praticamente limitados às rochas máficas-ultramáficas altamente potássicas de afinidade kamafugítica-kimberlítica da Província Alcalina do Alto Paranaíba e, ainda, às carbonatíticas dos complexos de Juquiá e Lages (Tabela 8.17).

Vistos no conjunto, os diversos tipos petrográficos silicáticos da Província do Alto Paranaíba e carbonatitos associados caem no campo dos complexos alcalino-carbonatitos brasileiros do Neocretáceo, que contém os campos de todas as rochas da Bacia do Paraná (lavas toleíticas

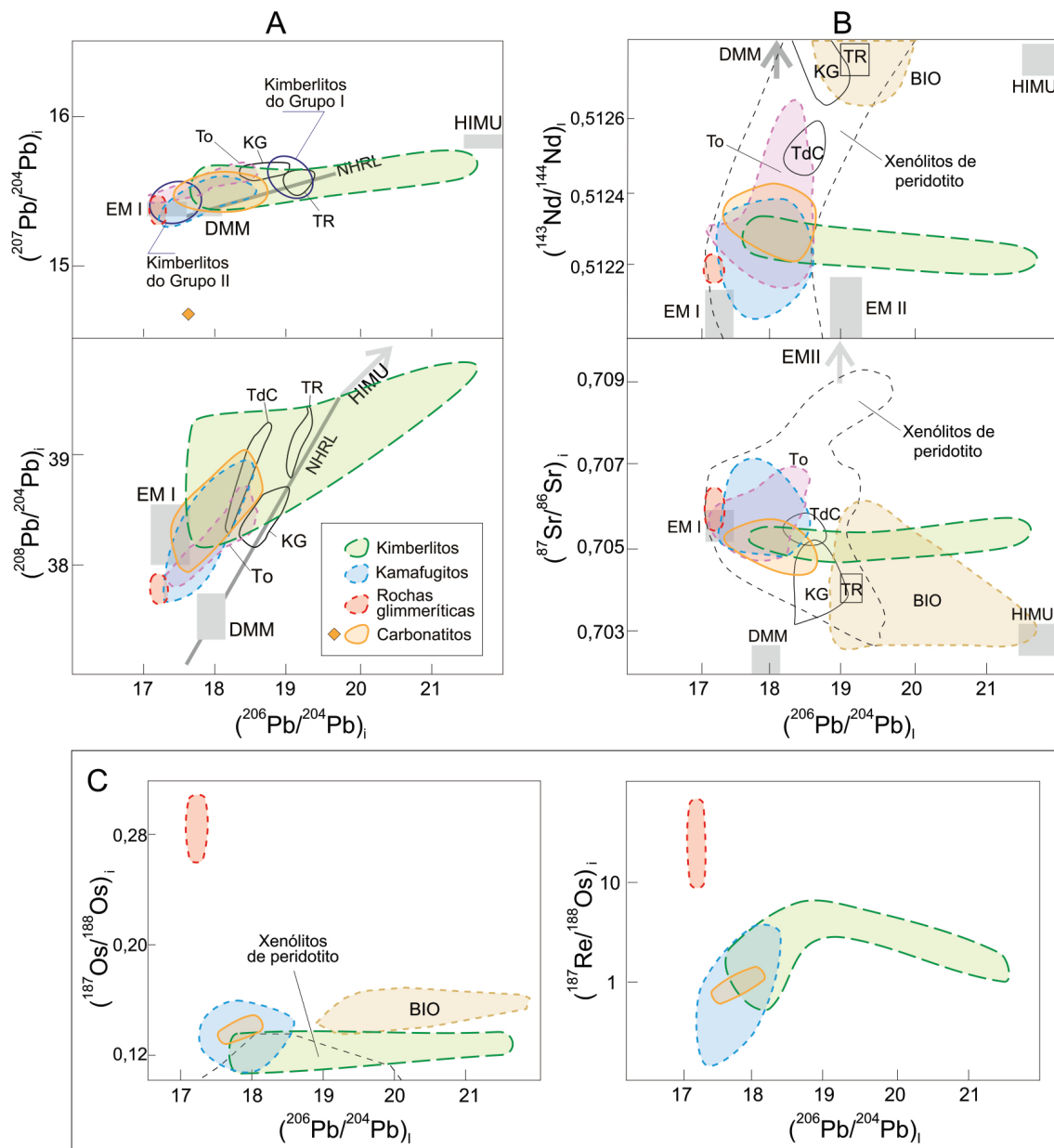


Figura 8.20. Representação gráfica de amostras relativas à Província do Alto Paranaíba. A) Razões isotópicas iniciais $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. B) $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. C) $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ e $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (extraída de Gomes *et al.*, 2018a; os dados estão disponíveis em Speziale *et al.*, no prelo-2022b). Fontes de dados: kimberlitos do Grupo I e Grupo II, basaltos de ilhas oceânicas (BIO) e peridotitos mantélicos (Smith, 1983; Smith *et al.*, 1985; Clark *et al.*, 1991); toleítos do Paraná (não contaminados com alto TiO_2 , Comin-Chiaramonti *et al.*, 1997). Abreviações: como nas figuras 8.18 e 8.19.

e alcalinas-carbonatíticas eocretácicas, cf. Figuras 8.18A e 8.20A). Particularmente, as rochas dessa província se estendem desde os campos dos reservatórios mantélicos EM I e DMM a EM II, além de superpor o das vulcânicas de Tristão da Cunha (Figura 8.20B). Neste último diagrama observa-se também que a grande maioria das rochas da província, exceção feita a alguns kimberlitos que apresentam características menos radiogênicas em Nd quando comparados aos kimberlitos do Neocretáceo de Gideon (Davies *et al.*, 2001), por exemplo – caem no campo dos xenólitos peridotíticos.

À exceção dos glimmeritos, que contêm os valores mais altos para $(^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os})_i$ e $(^{187}\text{Re}/^{188}\text{Re})_i$ (Figura 8.20C), não há uma clara distinção para os demais tipos litológicos da província ainda que os dados para $(^{187}\text{Re}/^{188}\text{Re})_i$ mostrem grande dispersão. Kimberlitos possuem teores de Re entre 0,32-1,99 ppb e Os entre 0,81-1,98 ppb, com valores médios, respectivamente, de $0,69 \pm 0,64$ ppb e $1,43 \pm 0,40$ ppb. As razões iniciais variam dentro de limites estreitos, 0,11 a 0,13, com valor médio de $0,122 \pm 0,005$. Kamafugitos exibem concentrações de Re no intervalo 0,06-0,38 ppb, com média de $0,156 \pm 0,140$ ppb, e de Os entre 0,12-1,76 ppb, com média de $0,672 \pm 0,526$ ppb. As razões iniciais oscilam entre 0,11 e 0,15, com valor médio de $0,134 \pm 0,013$.

Idades-modelo Os (T^{RD}) situam-se no intervalo 1,39-1,64 Ga, o qual define a idade mínima Re para o protólito da região fonte (Bizzi e Araújo, 2005), e apontam para um evento mais antigo em relação às idades-modelo Nd ($0,99 \pm 0,10$ Ga) obtidas para a Província do Alto Paranaíba.

8.8. Isótopos de Hf

Composição isotópica de Hf é somente disponível na literatura para concentrados de baddeleyíta procedentes de rochas cumuláticas (magnetitos e apatitos) de Catalão I e para rochas do complexo de Jacupiranga. Dados reportados por Guarino *et al.* (2017) indicaram um pequeno intervalo de variação para a razão inicial $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ de 0,28248-0,28249 e ϵHf_i de -10,3 a -10,9 em Catalão I. Esses valores são bem diferentes quando comparados aos dos xenólitos de peridotitos presentes em kamafugitos da Província de Goiás (Carlson *et al.*, 2007), confirmando, dessa forma, a heterogeneidade do manto na região do Alto Paranaíba. Para Jacupiranga, dados de Chmyz *et al.* (2019) indicaram amplo intervalo composicional para a razão inicial $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ e ϵHf_i , respectivamente, de 0,282253 a 0,282771 e de -18,36 a $< -0,05$. Clinopiroxênitos, ijolitos e dunitos apresentaram valores mais elevados de isótopos de Hf, enquanto rochas com feldspato e lamprófiros teores menores, sugerindo, dessa forma, que na região do Arco de Ponta Grossa significativas heterogeneidades mantélicas estejam igualmente presentes em escala local.

8.9. Gases Nobres

Em contraste com a relativa abundância de resultados provenientes de rochas do manto suboceânico, amostras do ambiente subcontinental foram até então pouco analisadas, sendo as informações sobre as ocorrências mundiais carbonatíticas em número muito reduzido. Em especial, dados disponíveis sobre as brasileiras estão restritos a dois complexos, o eocretácico de Jacupiranga e o neocretácico de Tapira (Sasada *et al.*, 1997), além de discutidos no trabalho de síntese sobre os carbonatitos do sistema Paraná-Angola-Namíbia (PAN) publicado por Comin-Chiaramonti *et al.* (2007a). Análises foram feitas em concentrados minerais de calcio-carbonatitos, apatita e forsterita de Jacupiranga e apatita de Tapira, e envolveram os elementos

Ar, He, Ne, Kr e Xe. Um resumo das conclusões alcançadas é fornecido no trabalho dos últimos autores, sugerindo que: 1) apatitas de ambos os complexos estão no mesmo campo de variação de possíveis fontes de derivação mantélica (p. ex., HIMU e MORB); 2) essas fontes seriam enriquecidas em F; 3) a fonte de C dos carbonatitos não é resultante de processos de subducção, estando muito provavelmente associada com modelo de fracionamento de C-O a partir de fontes derivadas do manto.

CAPÍTULO 9

PETROGÊNESE

C. L. Chmyz, R. G. Azzone, C. B. Gomes
e P. Comin-Chiaramonti

Resumo

Uma síntese dos diferentes modelos petrogenéticos propostos para os carbonatitos investigados é apresentada neste capítulo. Processos de cristalização fracionada e imiscibilidade de líquidos são interpretados como os principais responsáveis pela gênese dos carbonatitos magmáticos: o fracionamento de material cumulático determina a transição do magma progenitor máfico alcalino para um líquido fonolítico, a partir do qual se dá a evolução do magma carbonatítico. Ao lado do modelo geral, estudos petrológicos recentes apontam particularidades no quadro evolutivo de algumas ocorrências, que incluem a participação de processos de assimilação crustal, sucessivas etapas de imiscibilidade de líquidos e metassomatismo/desgaseificação. Modelos envolvendo episódios de cristalização fracionada extensiva e origem primária pela fusão direta do manto são também sugeridos. Dados isotópicos para C-O indicam ainda a presença de carbonatitos eo- e neocretácicos gerados sob condições hidrotermais em ocorrências aflorantes no Brasil, no Paraguai e na Bolívia. Processos de fenitização no contato entre rochas ultramáficas e carbonatitos (autometassomatismo) são descritos em diferentes complexos brasileiros. Aos magmas progenitores das ocorrências investigadas é atribuída uma fonte mantélica heterogênea, metassomatizada por fluidos carbonatados. Enquanto as idades-modelo T^{DM} Nd indicam que os carbonatitos foram influenciados por eventos metassomáticos ocorridos entre o Paleo e Neoproterozoico, a correlação de ϵNd e ϵHf para rochas do complexo de Jacupiranga sugere que o metassomatismo carbonático tem idade mesozoica. Os modelos geodinâmicos propostos para a gênese dos carbonatitos e rochas alcalinas associadas consideram tanto; 1) a interação do manto litosférico com plumas mantélicas quanto; 2) o baixo grau de fusão parcial do manto litosférico decorrente da reativação de antigas zonas de falhas.

9.1. Introdução

Debates a respeito da gênese de carbonatitos remontam à própria caracterização da natureza ígnea dessas rochas, consideradas durante décadas como de origem sedimentar (cf. Mitchell, 2005; Downes *et al.*, 2012). Apesar de as primeiras proposições de origem magmática dos carbonatitos datarem do século XIX, a viabilidade da existência de magmas dessa composição somente foi demonstrada a partir dos trabalhos experimentais desenvolvidos por Wyllie e Tuttle (1960a, 1960b, 1962). Essa constatação, somada à caracterização de lavas carbonatíticas no vulcão de Oldoinyo Lengai, na Tanzânia (Guest, 1956; Dawson, 1962), consolidou o entendimento de que rochas constituídas predominantemente por carbonatos poderiam também ser geradas a partir da cristalização de magmas.

Atualmente, os principais modelos petrológicos consideram duas linhas gerais para a formação dessas rochas (cf. Bell *et al.*, 1998; Harmer, 1999): 1) magmas carbonatíticos primários, originados pela fusão direta do manto e 2) carbonatitos derivados a partir de magmas progeni-

tores de composição silicática.

A origem primária de magmas carbonatíticos é sugerida por diferentes estudos experimentais (p. ex., Wallace e Green, 1988; Thibault *et al.*, 1992; Dalton e Wood, 1993; Wyllie e Lee, 1998; Lee e Wyllie, 2000) e, mais recentemente, tem sido proposta para diversas ocorrências de diferentes localidades (p. ex., África: Harmer e Gittins, 1998; Harmer, 1999; Índia: Srivastava e Sinha, 2004; Srivastava *et al.*, 2005; Brasil: Beccaluva *et al.*, 2017; Chmyz *et al.*, 2019). Nesse cenário, magmas carbonatíticos primários de composição magnésiana podem ser gerados por fusão parcial direta do manto (peridotito carbonatado) em profundidades maiores que 70 km (Wyllie e Lee, 1998). Durante a sua ascensão, esse magma reagiria com o manto lherzólítico, cristalizando e liberando CO₂vapor a aproximadamente 70 km de profundidade. Ao longo do processo, se daria a formação de clinopiroxênio metassomático às expensas de ortopiroxênio, convertendo o lherzolito em wehrlito (Dalton e Wood, 1993; Wyllie e Lee, 1998; Harmer e Gittins, 1998). Em contrapartida, o processo tornaria o líquido carbonatado mais cálcico, possibilitando, desse modo, a formação dos calcita carbonatitos frequentemente observados na superfície (Harmer, 1999).

A associação espacial e temporal entre carbonatitos e rochas alcalinas silicáticas é recorrente em grande número de ocorrências encontradas em diferentes províncias alcalinas ao redor do mundo e envolve, particularmente, nefelinitos, melilitos, aillikitos e kimberlitos (Mitchell, 2005). Essas relações de campo levaram à sugestão de vínculo genético entre os carbonatitos e as rochas alcalinas associadas, a despeito das diferenças mineralógicas e composicionais existentes entre os dois litotipos (cf. Gittins e Harmer, 2003). Dessa maneira, os carbonatitos teriam uma origem derivada a partir de magmas silicáticos carbonatados e poderiam representar, 1) tanto produtos resultantes de processos de imiscibilidade de líquidos quanto, 2) resíduos de cristalização fracionada extrema.

No primeiro caso, os carbonatitos e as rochas alcalinas representariam diferentes líquidos imiscíveis oriundos de um mesmo magma progenitor. Evidências de processos de imiscibilidade entre líquidos silicático-carbonatítico são observadas em sistemas naturais (p. ex., presença de *ocelli* de composição carbonática em rochas silicáticas associadas a carbonatitos, cf. Morbidelli *et al.*, 1995; Brod *et al.*, 2013), além de apoiadas em uma extensa gama de estudos experimentais (p. ex., Kjarsgaard e Hamilton, 1988, 1989; Baker e Wyllie, 1990; Kjarsgaard, 1998; Hamilton *et al.*, 1989; Lee e Wyllie, 1996, 1997, 1998; Wyllie e Lee, 1998; Veksler *et al.*, 1998b). A esse respeito, Lee e Wyllie (1997) propuseram que magmas alcalinos com CO₂ e de derivação mantélica, tais como nefelinitos e melilitos fracionariam durante a sua ascensão, dando origem a nefelinitos evoluídos e fonolitos. A composição desses líquidos se aproximaria, então, do lado silicático do *gap* de miscibilidade, formando, em ambiente crustal, um componente imiscível enriquecido em carbonato. Durante a geração dos dois conjugados imiscíveis, determinados elementos químicos tenderiam a particionar para o líquido carbonatítico ou para o líquido silicático, em função de seus respectivos coeficientes de partição, conforme enfatizado por Brod *et al.* (2013). Assim, segundo esses autores, o processo de imiscibilidade de líquidos gera um conjunto de evidências geoquímicas nos conjugados silicático e carbonatítico, as quais podem ser utilizadas para avaliar a ocorrência de eventos dessa natureza em uma dada unidade.

O segundo caso considera, por sua vez, que os carbonatitos corresponderiam ao produto residual de um processo extensivo de cristalização fracionada (p. ex., Watkinson e Wyllie, 1971; Otto e Wyllie, 1993; Lee e Wyllie, 1994; Veksler *et al.*, 1998a; Brassinnes *et al.*, 2005; Doroshkevich *et al.*, 2017). Nesse cenário, as rochas alcalinas silicáticas associadas representariam cumulos que são originados nas etapas de cristalização anteriores à formação do carbonatito, de modo a ter-se uma linha única de evolução magmática abrangendo todos esses litotipos (Bell

e Rukhlov, 2004; Doroshkevich *et al.*, 2017). Segundo estudos experimentais de Lee e Wyllie (1994), a cristalização fracionada de um líquido silicático com nefelina normativa e CO₂ pode gerar um líquido residual de composição carbonatítica nas condições de pressão de 0,1 GPa e temperatura abaixo de 960°C.

Em conformidade com Gittins e Harmer (2003), as hipóteses conflitantes a respeito da gênese de magmas carbonatíticos têm causado numerosos debates entre os petrólogos, de forma que a premissa posta de que “há carbonatitos e carbonatitos” começou a se difundir mais intensamente na literatura moderna. Essa ideia é reforçada por Bell *et al.* (1999) e Mitchell (2005), com os primeiros autores afirmando que cada ocorrência alcalino-carbonatítica deve ser considerada individualmente quando se avaliam os processos que lhe deram origem.

9.2. Processos Geradores

Dentre as 31 ocorrências carbonatíticas da Plataforma Brasileira conhecidas na literatura (recentemente revisadas por Gomes *et al.*, 2018a, e por Speziale *et al.*, no prelo-202?a, no prelo-202?b), muitas delas contam com estudos petrogenéticos e geoquímicos mais detalhados como, por exemplo, Anitápolis (Comin-Chiaramonti *et al.*, 2002), Barra do Itapirapuã (Ruberti *et al.*, 2002, 2008), Catalão I (Cordeiro *et al.*, 2010, 2011a, 2011b; Oliveira *et al.*, 2017), Catalão II (Guarino *et al.*, 2017), Ipanema (Guarino *et al.*, 2012), Jacupiranga (Beccaluva *et al.*, 2017; Chmyz *et al.*, 2017, 2019), Juquiá (Beccaluva *et al.*, 1992; Azzone *et al.*, 2013), Lages (Traversa *et al.*, 1996), Mato Preto (Comin-Chiaramonti *et al.*, 2001), Salitre (Morbiddelli *et al.*, 1997; Barbosa, 2009) e Tapira (Brod *et al.*, 2013), no Brasil, e Cerro Chirigué (Castorina *et al.*, 1996, 1997) e Cerro Sarambí (Gomes *et al.*, 2011b), no Paraguai. Na sua maioria, esses trabalhos apontam para processos de cristalização fracionada e imiscibilidade de líquidos como os agentes principais responsáveis pela origem dos magmas carbonatíticos, gerados a partir de magmas progenitores máficos alcalinos. Uma síntese dos processos de formação propostos para as ocorrências carbonatíticas brasileiras, paraguaias e também boliviana de Cerro Manomó é mostrada na tabela 9.1.

Em linhas gerais, os carbonatitos magmáticos investigados têm a sua origem ligada à remoção de grande quantidade de material cumulático, notadamente de olivina e clinopiroxênio. As linhas de evolução (gabro alcalino a sienogabro a nefelina sienito) estão associadas a esse processo, como indicado pela presença significativa de rochas duníticas e piroxeníticas no campo, especialmente nos casos de Jacupiranga e Juquiá. Fracionamento de olivina e clinopiroxênio é requerido para a transição de olivina nefelinito/ankaratrito para fonolito/fonolito peralcalino. A exsolução de líquido carbonatítico parece estar ligada à evolução de fonolito para líquidos fonolíticos peralcalinos, como representado esquematicamente no diagrama quaternário da figura 9.1 (cf. Kjarsgaard e Hamilton, 1989), correlacionando CO₂-(SiO₂+TiO₂+Al₂O₃)-(CaO+MgO+FeO). Dados obtidos por Castorina *et al.* (1997) para rochas carbonatíticas do Paraguai Oriental possibilitaram concluir que se a diferenciação do magma progenitor tendo CO₂ em sua composição for relativamente limitada (basanito a fonotefrito, cf. Figura 9.2), o líquido carbonatítico exsolvido é volumetricamente pouco expressivo e se cristaliza na forma de pequenos agregados ou *ocelli* (presentes principalmente nas ocorrências de Cerro Cañada, Cerro E Santa Elena e Valle-mí (Tabela 2.1). Por outro lado, se a evolução for mais extensa e levar à formação de fonolito ou traquito, os magmas gerados poderão exsolver líquidos carbonatíticos contendo alto teor de La e razão La/Yb elevada relativamente aos fluidos dos magmas progenitores.

Um modelo hipotético bastante consistente foi discutido por Beccaluva *et al.* (1992) para a

Tabela 9.1. Processos genéticos atribuídos às ocorrências carbonatíticas brasileiras, paraguaias e boliviana. As ocorrências de Itapirapuã, Piedade, Poços de Caldas, Joca Tavares, Porteira, Caiapó, Morro do Engenho, Cerro Cañada e Cerro E Santa Elena não possuem estudos petrológicos de detalhe e, portanto, não estão incluídas na síntese.

Ocorrência	Sistema Aberto		Sistema Fechado			E.P.M.	Fonte
	M.P.	A.C.	C.F.	I.L.	M.Pr.	Hidrotermalismo	
BRASIL							
Vale do Ribeira							
Barra do Itapirapuã		X		X		X	1, 2
Ipanema				X		X	3
Itanhaém				X			4
Jacupiranga	X	X		X	X		5, 6, 7, 8, 9
Juquiá				X			10
Mato preto				X		X	11, 12
Litoral São Paulo							
Ilhas				X			4
Santa Catarina							
Anitápolis				X			12, 13
Lages				X			12,14
Alto Paranaíba							
Araxá				X		X	15
Catalão I	X	X		X		X	16
Catalão II				X			17
Salitre				X			18
Serra Negra				X			20
Tapira			X	X			19
Goiás							
Santo Antônio da Barra				X			21, 22
PARAGUAI							
Rio Apa							
Valle-mí				X			23, 24, 25
Amambay							
Cerro Chiriguelo				X		X	23, 24, 25, 26
Cerro Sarambí				X		X	23, 24, 25, 27
Central							
Sapucai				X		X	23, 24
BOLÍVIA							
Velasco							
Cerro Manomó						X	26, 28, 29

Fontes de dados: 1, Andrade *et al.* (1999b); 2, Ruberti *et al.* (2002); 3, Guarino *et al.* (2012); 4, Coutinho (2008); 5, Huang *et al.* (1995); 6, Beccaluva *et al.* (2017); 7, Chmyz *et al.* (2019); 8, Gaspar (1989); 9, Roden *et al.* (1985); 10, Beccaluva *et al.* (1992); 11, Comin-Chiaramonti *et al.* (2001); 12, Gomes *et al.* (2011a); 13, Furtado (1989); 14, Comin-Chiaramonti *et al.* (2002); 15, Traversa *et al.* (2001); 16, Oliveira *et al.* (2017); 17, Guarino *et al.* (2017); 18, Barbosa (2009); 19, Brod *et al.* (2013); 20, Grasso (2010); 21, Junqueira-Brod *et al.* (2005a); 22, Brod *et al.* (2005); 23, Castorina *et al.* (1996); 24, Castorina *et al.* (1997); 25, Comin-Chiaramonti *et al.* (2014a); 26, Gomes *et al.* (2018a); 27, Gomes *et al.* (2011b); 28, Comin-Chiaramonti *et al.* (2005c); 29, Comin-Chiaramonti *et al.* (2011).

Abreviações: M.P., Múltiplos Pulsos; A.C., Assimilação Crustal; C.F., Cristalização Fracionada; I.L., Imiscibilidade de Líquidos com ou sem Cristalização Fracionada Prévia; M.Pr., Magma Primário; E.P.M., Estágio Pós-Magmático.

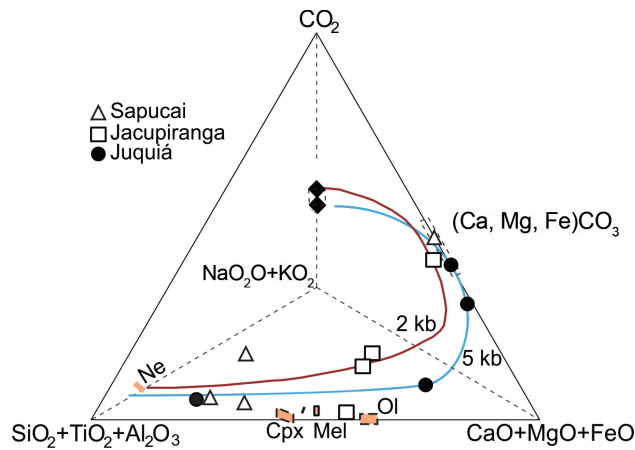


Figura 9.1. Diagrama quaternário CO_2 - $(\text{SiO}_2+\text{TiO}_2+\text{Al}_2\text{O}_3)$ - $(\text{CaO}+\text{MgO}+\text{FeO})$ de Kjarsgaard e Hamilton (1989) mostrando as tendências de evolução dos líquidos residuais. As curvas de 2 kb e 5 kb representam *solvi* teóricos isobáricos politermais. Abreviações: Cpx, clinopiroxênio; Mel, melilita; Ol, olivina; Ne, nefelina. Fontes de dados: Castorina *et al.* (1997) e Comin-Chiaramonti *et al.* (2007a, 2007b).

origem do complexo de Juquiá, fundamentado em cálculos de balanço de massa. Esses autores propuseram uma evolução multiestágio em condições de sistema praticamente fechado para essas rochas, que envolveria: 1) fracionamento, a partir de magma progenitor carbonatado basanítico, de assembleia mineral comparável àquela observada nos cumulos descritos no complexo (olivina clinopiroxênio e, subordinadamente, olivina álcali gabro), com concomitante evolução do líquido para um magma essexítico; 2) derivação de líquido menos diferenciado (nefelina sienito máfico) por fracionamento de cumulos sienodioríticos a partir do magma essexítico; 3) a partir do líquido sienítico enriquecido em CO_2 se daria tanto a exsolução de fluido carbonatado quanto a formação por fracionamento de cumulos de melteigito-ijolito-urtito; 4) formação de nefelina sienitos residuais (ortocumulos) e diques fonolíticos. Comin-Chiaramonti *et al.* (2007a) postularam que a evolução petrológica sugerida para o complexo de Juquiá poderia representar um modelo geral para os demais carbonatitos brasileiros. Contudo, estudos petrogenéticos de detalhe recentemente desenvolvidos em várias das ocorrências investigadas apresentam importantes particularidades em seus processos evolutivos a merecer análise mais detida, como será tratado a seguir.

Dada a ausência de uma linha de evolução de líquido englobando os diferentes litotipos presentes no complexo de Ipanema (alguns deles monominerálicos, como carbonatitos, apatititos e magnetititos), Guarino *et al.* (2012) discordaram da ideia de um vínculo exclusivo por cristalização fracionada reunindo as rochas silicáticas e as carbonatíticas da ocorrência. Na verdade, as rochas de Ipanema se distribuem ao longo da linha dos conjugados silicáticos/carbonatíticos em sistemas

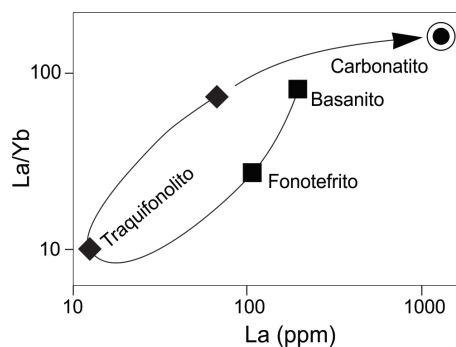


Figura 9.2. Curva de tendência evolutiva mostrada para diques alcalinos da região do Rio Apa (Valle-mí), no Paraguai (Castorina *et al.*, 1997).

de baixo MgO no diagrama $(\text{SiO}_2+\text{Al}_2\text{O}_3+\text{TiO}_2)-(\text{CaO}+\text{MgO}+\text{FeO}^*)-(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ de Lee e Wyllie (1997), como também ao longo da linha cotética albíta/calcíta (Ab/Cc) (Figura 9.3). Ambas as linhas indicam uma tendência evolutiva marcada pela formação inicial de lamprófiros e glimmeritos, seguida pelo evento de imiscibilidade que gerou os apatítitos, magnetítitos e carbonatítos.

Na região de Goiás, Junqueira-Brod *et al.* (2005) descreveram uma elevada quantidade de glóbulos de carbonato (até 70 vol%) na unidade de topo das lavas kamafugíticas de Santo Antônio da Barra. Os autores sugeriram que esse fluxo de lava tão peculiar poderia, em vez de indicar uma relação líquido+gás, apontar para uma associação líquido+líquido resultante de imiscibilidade. Desse modo, os glóbulos representariam o magma carbonatítico, enquanto a rocha hospedeira um magma kamafugítico. Segundo Junqueira-Brod *et al.* (2005), esse cenário se apresenta como uma explicação plausível, uma vez que bolhas de gás não seriam estáveis nas condições de baixíssima viscosidade da lava kamafugítica. Apesar das evidências indiretas, Brod *et al.* (2005) reforçaram a necessidade de realização de estudos petrológicos de detalhe na investigação das relações genéticas entre kamafugitos e carbonatitos da região.

Embasados em dados de campo e evidências petrográficas, mineralógicas, químicas e isotópicas, Brod *et al.* (2013) interpretaram a ocorrência de Tapira como resultado de uma complexa interação envolvendo diferentes processos petrogenéticos: imiscibilidade de líquidos, cristalização fracionada e metassomatismo/desgaseificação. Nesse trabalho, os autores enfatizaram a importância de determinadas feições geoquímicas como assinaturas indicativas da ação de processos de imiscibilidade: 1) dissociação (*decoupling*) de pares geoquímicos (p. ex., Nb-Ta e Zr-Hf); 2) rotação de padrões de ETR, que cruzam os padrões dos líquidos primitivos e 3) relações correspondentes e opostas de enriquecimento/empobrecimento entre os conjugados de líquidos imiscíveis, gerando anomalias espelhadas em diagramas multielementares. No caso particular de Tapira, como salientado por aqueles autores, algumas amostras de carbonatito (i.e., unidades C1 e C2) mostram características típicas de formação por imiscibilidade de líquidos, tais como dissociação de Nb/Ta, elevado fracionamento ETRL/ETRP e diminuição de Zr+Hf. Contudo, outras amostras (i.e., unidades C3 e C4) não somente deixam de apresentar evidências de forte dissociação entre Nb e Ta como também possuem razões Nb/Ta (normalizadas para condrito) similares àquelas dos magmas progenitores do complexo. Essa relação parece sugerir que esses carbonatitos representam resíduos finais de cris-

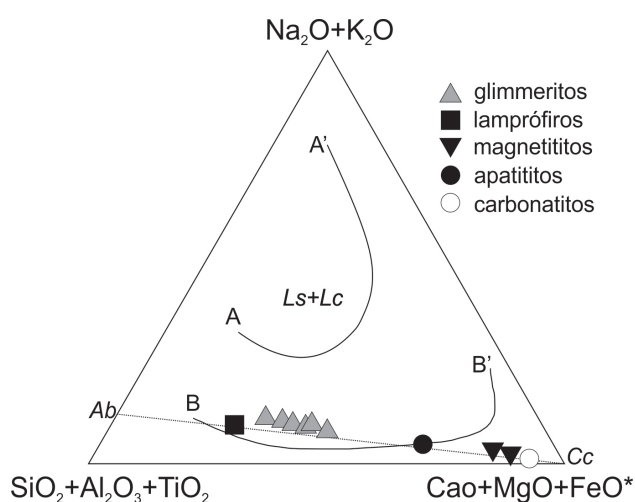


Figura 9.3. Rochas do complexo de Ipanema no sistema $(\text{SiO}_2+\text{Al}_2\text{O}_3+\text{TiO}_2)-(\text{CaO}+\text{MgO}+\text{FeO}^*)-(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ de Lee e Wyllie (1997). As linhas AA' (enriquecido em Mg) e BB' (empobrecido em Mg) representam os diferentes campos de imiscibilidade de líquidos silicáticos (Ls) e carbonáticos (Lc), enquanto a linha albíta/calcíta (Ab/Cc) representa a linha cotética de Lee e Wyllie (1998). FeO*: ferro total expresso como óxido. Extraída de Guarino *et al.* (2012).

talização fracionada, particularmente a unidade C3, que se associa espacialmente a bebedouritos.

O modelo petrogenético do complexo de Salitre, por sua vez, considera a existência de sucessivas etapas de imiscibilidade de líquidos (Barbosa, 2009). Como proposto pela autora, após o fracionamento de bebedouritos cumuláticos a partir do magma progenitor (flogopita picrito) teve lugar o primeiro evento de exsolução, gerando foscoritos P1 e novos bebedouritos. Uma vez que esse evento de imiscibilidade se deu em estágio muito primitivo, os voláteis não foram suficientemente eliminados do magma silicático, o que provocou o aparecimento de um novo evento de imiscibilidade, levando, dessa vez, à formação de bebedouritos e magnesiocarbonatitos C1. A evolução desse magma resultou na sua "subdivisão" em outras frações: magnesiocarbonatitos C2, foscoritos P2 e calciocarbonatitos C3. Resíduos do processo de diferenciação de C2 deram origem a magnesiocarbonatitos tardios D4.

Para as ocorrências carbonatíticas das áreas do Rio Apa e Amambay, no Paraguai Oriental, Comin-Chiaramonti *et al.* (2014a) sugeriram uma evolução em duas etapas a partir dos basanitos descritos em Valle-mí, e tidos como representativos dos magmas progenitores: 1) fracionamento do líquido basanítico para composições traquifonolíticas, o que explicaria a concentração de fluidos ricos em CO₂ e 2) exsolução de líquido carbonatítico (aproximadamente 20% em peso, conforme Castorina *et al.*, 1997) a partir dos magmas mais diferenciados. Castorina *et al.* (1997) propuseram, ainda, um aumento contínuo da fração carbonática dissolvida no líquido silicático até a derradeira exsolução de um magma carbonatítico imiscível, obedecida a sequência: basanita → fonotefrito → traquifonolito → fonolito (traquito) → carbonatito.

Apesar de os dados isotópicos reforçarem a hipótese de que as rochas alcalino-carbonatíticas cretácicas foram geradas predominantemente por processos de imiscibilidade de líquidos e cristalização fracionada, as elevadas razões iniciais de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr obtidas em amostras de alguns complexos (p. ex., Barra do Itapirapuã, Ipanema, Jacupiranga, Juquiá etc.) não excluem a possibilidade da atuação de mecanismos de contaminação, particularmente em ocorrências nas quais as fácies de borda estão em contato com encaixantes graníticas nos estágios mais tardios da intrusão carbonatítica. Investigando o complexo de Jacupiranga, Roden *et al.* (1985) e Gaspar (1989) associaram as heterogeneidades isotópicas presentes em algumas de suas rochas à ação de processos de contaminação crustal. Já Huang *et al.* (1995), em contrapartida, refutaram a ideia de qualquer contribuição significativa de contaminação afetando a evolução dos carbonatitos e clinopiroxenitos do complexo. Em pesquisa mais recente sobre Jacupiranga, Chmyz *et al.* (2017) apresentaram evidências mineralógicas, texturais e geoquímicas indicativas de contaminação crustal na série moderadamente insaturada em sílica do distrito.

Um modelo complexo, combinando processos de assimilação crustal, cristalização fracionada e imiscibilidade de líquidos, foi proposto para os carbonatitos de Catalão I por Oliveira *et al.* (2017). Segundo esses autores, os estágios finais de evolução do complexo carbonatítico foram marcados por variações isotópicas significativas nas razões iniciais (¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd)_i e (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i, atribuídas a dois processos evolutivos distintos. Uma primeira linha evolutiva (A) envolveria diversos pulsos de magmas imiscíveis e/ou residuais, derivados de um magma progenitor silicático carbonatado (flogopita picrito) contaminado por crosta continental em diferentes proporções, em um processo similar ao conceito de *assimilation-fractional crystallization-liquid immiscibility* (AFCLI, na sigla em inglês). Uma segunda linha evolutiva (B) é interpretada, por sua vez, como resultante da interação entre carbonatitos magmáticos já cristalizados com fluidos carbohidrotermiais pós-magmáticos ou tardios.

Identicamente, os carbonatitos de Barra do Itapirapuã se caracterizam por notável complexidade no tocante às relações de campo, petrográficas e texturais. Estudos isotópicos e geo-

químicos desenvolvidos por Ruberti *et al.* (2002) indicaram que a gênese da associação carbonatito-sienito, de composições isotópicas similares, é consistente com taxas de assimilação de até 20% de material crustal, conforme demonstrado por curvas de mistura. A composição de carbonatitos tardios, por sua vez, é consistente com assimilação de rochas crustais inferior a 10%. Esses autores propuseram para a associação carbonatito-sienito uma origem por imiscibilidade de líquidos, seguida por processos de cristalização fracionada de calcita e dolomita no magma carbonatítico. Por último, admitiram a ação de mecanismos de reequilíbrio em condições hidrotermais, conforme será discutido mais adiante.

Imiscibilidade de líquidos foi também considerada por Germann *et al.* (1987), Gaspar (1989) e Comin-Chiaramonti *et al.* (2007a) como o mecanismo gerador dos carbonatitos do complexo de Jacupiranga. Os últimos autores sugeriram que magmas progenitores ankaratríticos teriam evoluído, por fracionamento de clinopiroxênio e olivina, para líquidos com composições fonolíticas, dos quais os carbonatitos seriam exsolvidos, em um modelo similar ao sugerido por Beccaluva *et al.* (1992) para o complexo de Juquiá. Contudo, Huang *et al.* (1995), comparando dados isotópicos e concentrações de elementos-traço para as rochas de Jacupiranga, propuseram que os carbonatitos e os clinopiroxenitos teriam sido derivados de magmas progenitores distintos. De modo similar, Beccaluva *et al.* (2017) e Chmyz *et al.* (2019) argumentaram que os carbonatitos e as rochas silicáticas dessa ocorrência não apresentam evidências de serem geneticamente relacionados. Beccaluva *et al.* (2017) mencionaram a presença de inclusões fluidas e *melt inclusions* na apatita dos carbonatitos (sugestivas de grande profundidade de aprisionamento) como indícios de uma origem em profundidades mantélicas, além de chamarem a atenção para a ausência de *ocelli* carbonatíticos nas rochas silicáticas associadas. Nesse sentido, Coutinho (2008) interpretou a mera associação espacial dos diques carbonatíticos com lamprófitos carbonatados contendo *ocelli* de material carbonático nas localidades de as Ilhas e Itanhaém, ambas no litoral de São Paulo, como sugestiva de uma origem por imiscibilidade de líquidos para aquelas intrusões. Baseados em evidências geoquímicas (padrões de ETR e dados isotópicos de enxofre e ferro indicativos de uma origem primitiva), Beccaluva *et al.* (2017) preconizaram ainda que a hipótese de os carbonatitos de Jacupiranga estarem associados a processos de imiscibilidade em níveis rasos é pouco plausível. Por último, Chmyz *et al.* (2019) admitiram que uma origem primária é o cenário mais provável para a gênese dos carbonatitos de Jacupiranga. Esses autores, além de salientarem as diferenças das razões isotópicas de Nd e Pb entre carbonatitos e rochas silicáticas do complexo, concluíram que os carbonatitos não devem se correlacionar geneticamente a qualquer uma das séries alcalinas descritas na unidade (moderada e fortemente insaturadas em sílica), dada a ausência de dissociação de pares geoquímicos e das baixas razões Ba/La dos carbonatitos.

9.3. Processos Tardi- e Pós-Magmáticos

Como discutido na literatura (p. ex., Deines, 1989), a grande variação no conteúdo de isótopos de carbono e oxigênio nos complexos carbonatíticos é resultante de processos magmáticos relacionados a causas diversas: 1) heterogeneidades na composição isotópica da fonte mantélica (Nelson *et al.*, 1988); 2) processos de fracionamento ao longo da evolução magmática; 3) perda de fluidos durante a redução de pressão ao tempo do alojamento da intrusão; 4) contaminação crustal (Santos e Clayton, 1995) e 5) atividades hidrotermais e deutéricas com a participação de água subterrânea. Estudos sistemáticos desenvolvidos em carbonatitos da Bacia do Paraná (p. ex., Censi *et al.*, 1989; Santos *et al.*, 1990; Santos e Clayton, 1995; Castorina *et al.*, 1996, 1997; Spe-

ziale *et al.*, 1997; Comin-Chiaramonti *et al.*, 2001, 2002, 2005c, 2007a, 2015; Gomes e Comin-Chiaramonti, 2017) demonstraram que muitas das ocorrências investigadas são isotopicamente enriquecidas e possuem assinatura crustal negligível ou ausente. Adicionalmente, que processos de cristalização fracionada e de imiscibilidade de líquidos parecem ter exercido pouca influência na composição isotópica do carbono e oxigênio. Segundo Castorina *et al.* (1997) e Comin-Chiaramonti *et al.* (2005c, 2007a), as principais variações nos valores de $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ e $\delta^{13}\text{C}\text{‰}$ dos carbonatitos resultaram de mudanças isotópicas envolvendo a interação dessas rochas com fluidos ricos em $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$, ocorrida em baixas temperaturas e com razões $\text{H}_2\text{O}/\text{CO}_2$ compatíveis com um ambiente hidrotermal (ou seja, temperatura no intervalo de 400-80°C e fluidos com razão $\text{H}_2\text{O}/\text{CO}_2$ de 0,8 a 1). Santos e Clayton (1995) sugeriram para essas variações valores de temperatura abaixo de 300°C e participação de fluidos com razões $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ elevadas. Assim, a tendência de enriquecimento isotópico estaria relacionada com o grau de alteração hidrotermal das rochas e, ainda, com o nível topográfico dos corpos carbonatíticos ao tempo de sua colocação, como sugerido por Deines e Gold (1973) e Censi *et al.* (1989), refletindo condições subvulcânicas (intrusões mais profundas ou próximas à superfície) e ambiente superficial (Deines e Gold, 1973). Castorina *et al.* (1997), pesquisando especificamente as ocorrências paraguaias das regiões de Amambay, Rio Apa e do Rifte de Assunção chamaram a atenção para as alterações provocadas pelo processo intempérico e por fluidos ligados à água subterrânea, assim como para o papel da água meteórica, que é responsável pela produção de amostras muito enriquecidas em carbono leve em razão da presença de contaminante biológico. Processos de contaminação crustal envolvendo rochas encaixantes pré-cambrianas de natureza carbonática pertencentes ao Grupo Açungui ($\delta^{18}\text{O}=+25,0$ a $+24,4 \text{‰}$ e $\delta^{13}\text{C}=+3,5$ a $-8,6\text{‰}$) foram apontados por Santos e Clayton (1995) como possível explicação para o enriquecimento em isótopos pesados de amostras alteradas hidrotermalmente do complexo carbonatítico de Mato Preto ($\delta^{13}\text{C}=-6,9$ a $+0,8\text{‰}$). Essa interpretação, no entanto, é contestada por Speziale *et al.* (1997) e Comin-Chiaramonti *et al.* (2005c), tendo em vista que esses carbonatitos possuem valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ similares aos das rochas alcalinas silicáticas associadas, além do fato de que as amostras nas quais as assinaturas isotópicas em C-O foram modificadas por processos pós-magmáticos pela ação de fluidos hidrotermais ainda preservam suas características mantélicas.

Carbonatitos gerados sob condições hidrotermais são encontrados nas ocorrências eocretácicas de Barra do Itapirapuã (Brasil), de Cerro Chirigué (Paraguai) e de Cerro Manomó (Bolívia). Apesar de assimilação crustal e imiscibilidade de líquidos terem exercido papel importante na origem dos carbonatitos e sienitos de Barra do Itapirapuã (Ruberti *et al.*, 2002), os carbonatitos dessa ocorrência podem ser classificados, segundo o conceito de "estágio" de processos carbonatíticos (baseado nos constituintes minerais da rocha, ver Tabelas 7.19 e 7.20), como carbonatitos tardios, visto serem constituídos predominantemente por dolomita enriquecida em Fe, ou ankerita carbonatitos com barita, fluorita, quartzo e calcedônia. Conforme estudos geoquímicos e isotópicos de Ruberti *et al.* (2008), essas rochas encontram-se pervasivamente alteradas por eventos hidrotermais. Composições isotópicas de carbono e oxigênio obtidas por esses autores indicam reequilíbrio em condições hidrotermais sob temperaturas variando entre 375 e 80°C. Já o complexo de Cerro Chirigué é formado de calciocarbonatitos que se mostram cortados por veios de calciocarbonatitos ferruginosos na parte central da intrusão (Censi *et al.*, 1989; Comin-Chiaramonti *et al.*, 2014a). No Cerro Manomó, blocos de material carbonatítico foram descritos por Comin-Chiaramonti *et al.* (2005b, 2011) como compostos de carbonato siderítico-ankerítico alterado hidrotermalmente em associação com fluorocarbonatos de terras raras.

Dentre as unidades neocretácicas, o conteúdo de isótopos estáveis de Catalão I indica

que a maior parte das rochas pertencentes à linha evolutiva B de Oliveira *et al.* (2017) é fortemente enriquecida em $\delta^{18}\text{O}$ e, apesar de o conteúdo de $\delta^{13}\text{C}$ se situar no campo do carbono mantélico, ele apresenta considerável variação ($\delta^{13}\text{C} = -3.55$ a -7.01‰). Oliveira *et al.* (2017) interpretaram, então, as assinaturas de Nd menos radiogênicas dessas amostras como resultado de interação *subsólido* dos carbonatitos tardios com fluidos carbohidrotermais isotopicamente enriquecidos. Esses fluidos enriquecidos em $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ podem ter se misturado a um componente representativo da antiga crosta continental e adquirido uma composição isotópica extremamente enriquecida em Nd, de modo a afetar os dolomita carbonatitos já cristalizados do complexo.

9.4. Fenitização e Autometassomatismo

Rochas alcalinas e carbonatitos tipicamente relacionam-se espacial e temporalmente a auréolas de fenitos, produtos da alteração a elevadas temperaturas das rochas encaixantes (Elliot *et al.*, 2018). Como fenitização entende-se um processo metassomático de caráter alcalino (sódico ou potássico) associado à atividade ígnea (Le Bas, 2008), que abrange mudanças tanto de caráter físico quanto químico da encaixante, até esta atingir equilíbrio com o corpo intrusivo (Morogan, 1994).

Evidências de fenitização são observadas em praticamente todas as ocorrências alcalinas e alcalino-carbonatíticas brasileiras (Gomes *et al.*, 1990), afetando tanto suas encaixantes (sobretudo granitos e gnaisses proterozoicos) como também o interior das próprias unidades (autometassomatismo). Esse é o caso de ocorrências compostas por litotipos ultramáficos (p. ex., clinopiroxenitos, dunitos, peridotitos) em associação com carbonatitos. Segundo Gomes *et al.* (1990), fluidos enriquecidos em álcalis (possivelmente relacionados aos carbonatitos) são apontados como responsáveis por importantes mudanças composicionais ocorridas seja no contato entre os litotipos mencionados, seja na forma de veios cortando as rochas ultramáficas. Anfibolitização, flogopitização e feldspatização caracterizam importantes processos reacionais nesses sistemas, sendo que a assembleia primária das rochas ultramáficas (olivina e clinopiroxênio) encontra-se parcial ou completamente substituída por anfibólio alcalino ou flogopita.

Os mais estudados exemplos brasileiros de processos de autometassomatismo são reconhecidos em ocorrências alcalino-carbonatíticas das províncias ígneas do Arco de Ponta Grossa e Alto Paranaíba. Nesta última, os complexos de Araxá, Tapira, Salitre e Catalão I são constituídos por bebedouritos e dunitos transformados, em diferentes graus, para flogopititos (Traversa *et al.*, 2001; Brod *et al.*, 2004, 2013; Barbosa *et al.*, 2012b; Cordeiro *et al.*, 2011a, 2011b; Oliveira *et al.*, 2017). A origem dessas rochas é relacionada, nesses trabalhos, ao metassomatismo dos litotipos ultramáficos preexistentes devido à ação de fluidos originados das intrusões carbonatíticas.

No entanto, o exemplo brasileiro clássico para processos de autometassomatismo é proporcionado pelo complexo de Jacupiranga, conforme enfatizado por Gomes *et al.* (1990). Nessa ocorrência, a zona de contato entre clinopiroxenitos (jacupiranguitos) e carbonatitos é marcada pela presença de bandas concêntricas de reação formadas pela alternância de níveis silicáticos de composição diversa e carbonáticos, particularmente visíveis na área do Morro da Mina. Baseados em características químicas e composicionais, Morbidelli *et al.* (1986) definiram três tipos de bandas de reação, a partir do clinopiroxenito em direção ao carbonatito: banda rica em anfibólio, banda rica em flogopita e banda rica em olivina. Porções com composição carbonática são recorrentes nas três bandas, apesar de aparecerem de maneira particular em cada uma delas. Morbidelli *et al.* (1986) propuseram que os anfibólios e, posteriormente, as micas (flogopita) descritos nas bandas de reação derivaram da interação de fluidos carbonatíticos com o protólito clinopiroxenítico. Para os autores, esses eventos de anfibolitização e flogopitização são interpretados como produtos do

processo de fenitização com forte atividade de elementos alcalinos (i.e., Na, K e Rb) e H₂O sobre os clinopiroxenitos. Uma vez que a atividade desses fluidos não foi fortemente pervasiva, a sua ação limitou-se a uma área restrita. A presença de veios carbonatíticos é admitida como um evento de carbonatização atuando sobre as áreas fenitizadas. Em resumo, Morbidelli *et al.* (1986) consideraram que as transformações afetando os clinopiroxenitos desenvolveram-se em vários estágios, com a formação de uma paragênese complexa, sendo que a assembleia mineral do protólito foi modificada tanto por voláteis quanto pelo magma carbonatítico propriamente dito.

9.5. Fontes Mantélicas

Diversos trabalhos, embasados em dados geoquímicos e nos sistemas isotópicos Sr-Nd-Pb, têm sugerido uma fonte mantélica heterogênea, composta por peridotito com flogopita metassomatizado por fluidos carbonatados, para diferentes domínios da Plataforma Brasileira (p. ex., Gibson *et al.*, 1995a, 1995b, 1999, 2005; Comin-Chiaramonti *et al.*, 1997, 2014a; Thompson *et al.*, 1998; Brotzu *et al.*, 2005; Gomes *et al.*, 2013; Guarino *et al.*, 2017; Gomes e Comin-Chiaramonti, 2017). O caráter regional dessas heterogeneidades do manto acha-se evidenciado, com base na sistemática Nd-Hf (Figura 9.4), pelas distintas composições isotópicas das regiões fonte do magmatismo alcalino das províncias Alto Paranaíba e de Goiás, como salientam Guarino *et al.* (2017).

Para a ocorrência de Juquiá, modelos de fusão desenvolvidos por Azzone *et al.* (2013) demonstraram que uma fonte homogênea com pequena variação no grau de fusão parcial se mostra insuficiente para explicar as diversas composições obtidas para o líquido em equilíbrio com primocristais dos clinopiroxenitos. Segundo esses autores, os modelos parecem sugerir que tais diferenças geoquímicas resultam da 1) hibridização entre veios metassomáticos (carbonáticos) e lherzolitos e de 2) heterogeneidades modais na fonte mantélica residual do magma progenitor do complexo, com variações nas razões clinopiroxênio/granada. O mesmo cenário é proposto por Chmyz *et al.* (2017) para o magma progenitor da série moderadamente insaturada em sílica do complexo de Jacupiranga. Já para os magmas descritos no complexo de Lages, Gibson *et al.* (1999), baseados em evidências químicas e isotópicas, propuseram diferentes fontes mantélicas: enquanto os magmas máficos potássicos (minettes) seriam originados a partir da fusão do manto litosférico subcontinental, os magmas sódicos (melanefelinitos e melilititos) estariam

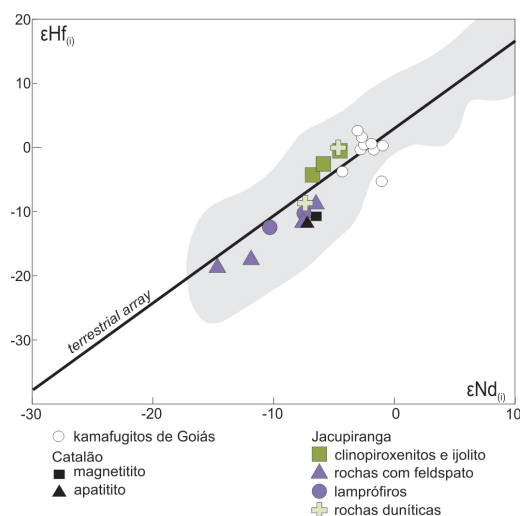


Figura 9.4. Diagrama ϵHf_i vs. ϵNd_i para as rochas de Jacupiranga e Catalão, e kamafugitos de Goiás. O campo em cinza representa os dados crustais e oceânicos usados para definir o *terrestrial array* de Vervoort *et al.* (1999). Modificada de Chmyz *et al.* (2019).

relacionados a fontes mantélicas mais profundas.

Idades-modelo de Nd (T^{DM}) têm sido reportadas para diferentes litologias magmáticas da Bacia do Paraná (toleítos com alto e baixo Ti, alcalinas potássicas e sódicas, além de carbonatitos). Esses resultados são encontrados em grande número de trabalhos, como os de Comin-Chiaramonti *et al.* (1995, 1997, 2002, 2005c, 2007a, 2007b, 2007c, 2014a, 2015), Gibson *et al.* (1995b, 1997), Castorina *et al.* (1997), Comin-Chiaramonti e Gomes (2005), Antonini *et al.* (2005), Bizzi e Araújo (2005), Enrich *et al.* (2005), Gomes e Comin-Chiaramonti (2005), Ruberti *et al.* (2005), Scheibe *et al.* (2005), Carlson *et al.* (2007), Gomes *et al.* (2011a, 2011b), Guarino *et al.* (2017), Gomes e Comin-Chiaramonti (2017), entre outros.

Dados disponíveis para as lavas toleíticas da Bacia do Paraná indicam que essas rochas teriam se formado num pequeno intervalo de tempo (134-133 Ma, Thiede e Vasconcelos, 2010), contrariamente ao pensamento então predominante na literatura. Contudo, quando examinadas as idades-modelo dessas vulcânicas – que não refletem as idades verdadeiras das fontes, mas, sendo uma função do fracionamento Sr/Nd durante o processo de fusão e diferenciação magmática (Arndt e Goldstein, 1987), fornecem apenas informações sobre o tempo estimado da ocorrência de um evento metassomático –, nota-se que elas se caracterizam por grande variação. As lavas e diques de toleítos com alto Ti apresentam idades-modelo de 0,5 a 2,1 Ga, com um valor médio de $1,1 \pm 0,1$ Ga; já as de baixo Ti possuem idades no intervalo de 0,7 a 2,4 Ga, com um valor médio de $1,6 \pm 0,3$ Ga. Particularmente, junto às ocorrências paraguaias, as idades-modelo das rochas toleíticas parecem aumentar de N para S e de O para L (Comin-Chiaramonti *et al.*, 2007a). Segundo ainda esses autores, dados para todo o sistema Paraná-Angola-Namíbia (Etendeka) variam de 0,8 a 2,4 Ga e 0,8 a 2,7 Ga, respectivamente, para as rochas de alto e baixo Ti.

Determinações radiométricas (principalmente K-Ar, Ar-Ar e U-Pb) têm possibilitado incluir as rochas alcalinas e carbonatíticas associadas em diferentes cronogrupos (~ 241 Ma, ~ 139 Ma, ~ 130 Ma, ~ 126 Ma, ~ 118 Ma, 110-100 Ma, 90-80 Ma, ~ 58 Ma, cf. Gomes e Comin-Chiaramonti, 2017), que são discutidos em vários trabalhos (Herz, 1977; Ulbrich *et al.*, 1990; Comin-Chiaramonti *et al.*, 2007c; Gomes *et al.*, 2013, 2018a; Gomes e Comin-Chiaramonti, 2017), embora idades mais confiáveis e precisas ainda se façam necessárias para a melhor caracterização de alguns desses intervalos de idades. O magmatismo alcalino potássico do Eocretáceo inclui rochas pré- e pós-toleítos, sendo as primeiras reconhecidas apenas no Paraguai. Idades-modelo para as pré-toleíticas permitem distinguir dois picos distintos, um de 1,1 Ga (região de Valle-mí) e outro de 1,4 Ga (região de Amambay). O magmatismo sin e pós-toleítos, como exemplificado pelas intrusões eocretácicas da região central do Paraguai (Rifte de Assunção), apresenta idade T^{DM} média de 1,7 Ga (Comin-Chiaramonti *et al.*, 1995). Por outro lado, idades mais novas ($0,7 \pm 0,2$ Ga) tenham sido obtidas por Ruberti *et al.* (2005) para os carbonatitos de Barra do Itaipirapuã e Jacupiranga, e ainda inferiores ($0,58 \pm 0,08$ Ga) para os neocretácicos de Mato Preto, todos eles localizados na região do Arco de Ponta Grossa.

Já as rochas alcalinas e os carbonatitos associados neocretácicos, representados principalmente pelos vários complexos do Alto Paranaíba, no Brasil, bem como pelas ocorrências vulcânicas sódicas do Eocretáceo tardio (Província de Misiones) e do Paleoceno (Província de Assunção), ambas no Paraguai, possuem idades variáveis de 0,6 a 1,0 Ga. Como realçado no histograma da inserção da figura 9.5, a idade-modelo para toda a população da província magmática do Alto Paranaíba é de $0,99 \pm 0,10$ Ga. Os dados demonstram ainda que os valores menores de T^{DM} estão relacionados com as lavas terciárias de Assunção. Como característica geral, tem-se que a idade do magmatismo sódico, representado pelas vulcânicas de Misiones e Assunção e pela grande diversidade

litológica da província permotriássica do Alto Paraguai (T^{DM} de 0,9 Ga, cf. Antonini *et al.*, 2005), às margens do rio Paraguai na divisa do Brasil e Paraguai, é similar à do magmatismo potássico da província ígnea do Alto Paranaíba (Gibson *et al.*, 1999, 0,8-1,0 Ga, $0,99 \pm 0,10$ Ga, cf. Figura 9.5).

Castorina *et al.* (1997) e Comin-Chiaramonti *et al.* (1997) interpretaram essa grande variação nas idades-modelo do magmatismo alcalino e toleítico como resultado de processos metassomáticos que afetaram o manto sublitosférico continental desde o Paleoproterozoico até o Neoproterozoico. Dois principais episódios de enriquecimento mantélico teriam ocorrido entre 2,0-1,4 Ga e 1,0-0,5 Ga, caracterizados por marcantes diferenças químicas nas concentrações dos incompatíveis Ti, LILE

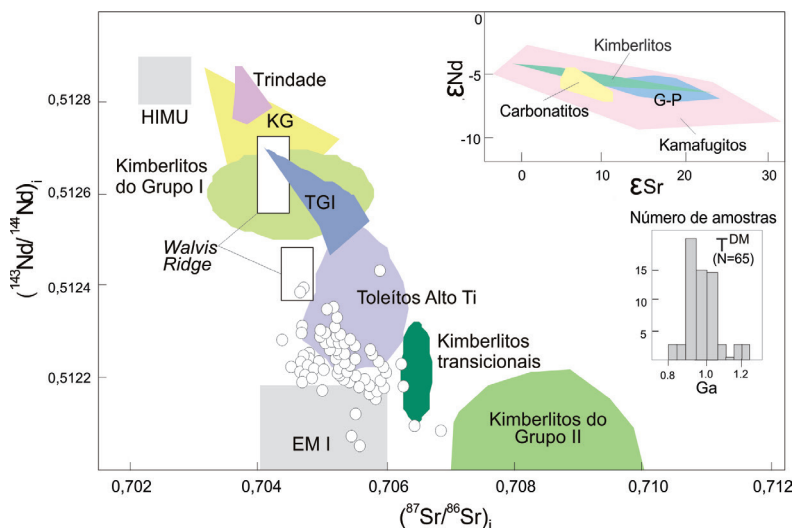


Figura 9.5. Razões isotópicas iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ para diferentes tipos de rochas da província do Alto Paranaíba (modificada de Gomes *et al.*, 2018a; os dados estão disponíveis em Speziale *et al.*, no prelo-2022b). Fontes de dados e abreviações: KG, kimberlitos Gibeon (Davies *et al.*, 2001); Kimberlitos (Smith, 1983; Clark *et al.*, 1991); TGI, ilhas oceânicas de Tristão da Cunha-Inaccessible-Gough (Le Roex, 1985; Le Roex *et al.*, 1990; Ilha de Trindade (Marques *et al.*, 1999; Siebel *et al.*, 2000). Outras fontes de dados: Bellieni *et al.* (1990); Bizzi *et al.* (1991, 1995); Meyer *et al.* (1994); Gibson *et al.* (1995a, 1995b); Toyoda *et al.* (1995); Carlson *et al.* (1996). Inserções: diagrama de correlação reunindo ϵSr vs. ϵNd e histogramas de idades-modelo T^{DM} (valores calculados em relação a reservatório empobrecido: $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,513114$ e $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,222$ (cf. Faure, 1986) para rochas alcalinas e carbonatitos do Alto Paranaíba.

(elementos litófilos de grande raio iônico) e HFSE (elementos com alto campo de força).

Para a fonte mantélica da série moderadamente insaturada em sílica do complexo de Jacupiranga, assinaturas de elementos maiores e traços (elevadas razões $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ e La/Zr , e baixa Ti/Eu) dos lamprófiros e de líquidos calculados em equilíbrio com primocristais *cumulus* dos clinopiroxenitos indicam um manto litosférico metassomatizado por fluidos carbonatíticos (Chmyz *et al.*, 2017). A contribuição de um componente metassomático de composição carbonatítica é igualmente proposta para as demais ocorrências relacionadas ao Arco de Ponta Grossa (Gibson *et al.*, 1999; Ruberti *et al.*, 2005, 2012; Gomes *et al.*, 2011a; Azzone *et al.*, 2013). O momento de atuação do metassomatismo carbonatítico sobre a fonte mantélica do complexo de Jacupiranga é discutido por Chmyz *et al.* (2019), a partir das assinaturas isotópicas de Nd e Hf das rochas silicáticas da ocorrência. Segundo esses autores, uma vez que os valores de ϵNd_i e ϵHf_i obtidos situam-se no interior do campo definido para o *terrestrial array* (Figura 9.4), presume-se que a introdução do fluido carbonatítico no manto deva ter ocorrido pouco antes da geração dos magmas progenitores da intrusão. No entanto, idades-modelo T^{DM} Hf e T^{DM} Nd preponderantemente neoproterozoicas (0,7-3,0 Ga e 0,8-1,4 Ga, respectivamente) obtidas para essas mesmas amostras indicam que um processo de enriquecimento mais antigo também afetou a fonte mantélica.

Com base nessas evidências, Chmyz *et al.* (2019) propuseram então para o distrito de Jacupiranga uma origem a partir de manto litosférico subcontinental com uma evolução complexa envolvendo multiestágio. Pelo menos dois eventos metassomáticos acham-se bem caracterizados: 1) um primeiro, de idade neoproterozoica, formado a partir de fluidos relacionados a processos de subducção, que possivelmente se correlacionam à aglutinação do Gondwana e 2) um segundo episódio de composição carbonatítica e idade mesozoica, presumidamente de origem sub-litosférica. Os magmas progenitores silicáticos teriam sido, assim, derivados da fusão parcial de diferentes gerações de veios metassomáticos que sofreram hibridização com as encaixantes peridotíticas (Figura 9.6). Similarmente, Gibson *et al.* (1995b) sugeriram uma evolução multies-

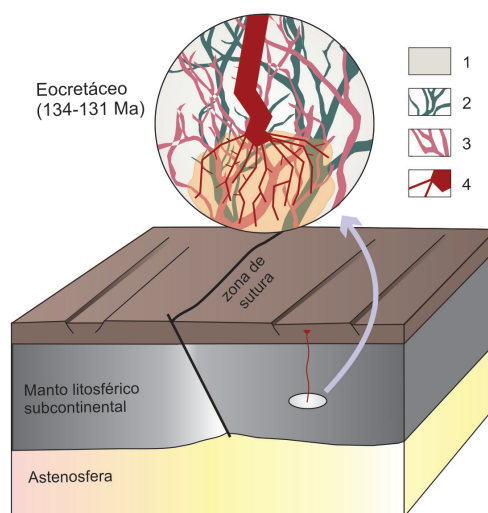


Figura 9.6. Modelo simplificado representativo do manto litosférico subcontinental e da origem dos magmas silicáticos do complexo de Jacupiranga (modificada de Chmyz *et al.*, 2019). A fusão parcial de diferentes gerações de veios metassomáticos junto à encaixante peridotítica (conforme o mecanismo de fusão de veio+rocha encaixante de Foley, 1992) produz os magmas progenitores silicáticos do complexo. Legenda: 1, granada peridotito; 2, veios metassomáticos derivados de fluidos relacionados a processos de subducção (Neoproterozoico); 3, veios metassomáticos relacionados a fluidos carbonatíticos (Mesozoico); 4, magma progenitor.

tágio para as fontes mantélicas das rochas potássicas máficas da região do Alto Paranaíba.

9.6. Contexto Geodinâmico

Diferentes modelos têm sido propostos para explicar o contexto geodinâmico do magmatismo alcalino e carbonatítico cretácico da Plataforma Brasileira. Gibson *et al.* (1995a, 1995b, 1999), Thompson *et al.* (1998) e Natali *et al.* (2018) sugeriram que tanto o magmatismo alcalino quanto o toleítico têm suas origens associadas a fundidos relacionados com plumas mantélicas (p. ex., Trindade e Tristão da Cunha, respectivamente), com alguma contribuição de fundidos derivados do manto litosférico subcontinental metassomatizado. Natali *et al.* (2018) advogaram um modelo no qual a pluma mantélica teria causado a formação concomitante de magmas toleíticos de alto MgO e alcalinos, a partir de fontes astenosféricas e em razão de perturbações térmicas havidas no manto litosférico, respectivamente. Em contrapartida, Comin-Chiaramonti *et al.* (1997, 1999, 2002, 2005c, 2007a, 2007b, 2007c), Castorina *et al.* (1997), Alberti *et al.* (1999), Ernesto *et al.* (2002) e Riccomini *et al.* (2005) propuseram, para os eventos alcalino-carbonatíticos do sistema Paraná-Angola-Namíbia, uma origem relacionada a fontes mantélicas litosféricas metassomatizadas sem qualquer contribuição de componentes associados a plumas. Nesse caso, os magmas progenitores seriam gerados por baixo grau de fusão parcial de manto litosférico devido à reativação de antigas

CAPÍTULO 10

SÍNTESE DOS RECURSOS MINERAIS E PERSPECTIVAS PARA OS CARBONATITOS DO BRASIL

C. O. Berbert

Resumo

Em um mundo de globalização acelerada, população crescente e mais consciente sobre os problemas ambientais, os complexos magmáticos com carbonatitos estão sendo procurados cada vez mais por empresas de mineração, pelo fato de constituírem repositórios de bens minerais relativamente raros e estratégicos para as indústrias aeroespaciais, bélicas, de comunicação, transportes, saúde e alimentação, entre outras. Neles estão concentradas as grandes jazidas de nióbio e terras raras, além de fosfato, vermiculita, titânio, vanádio e uma infinidade de bens minerais de aplicação direta ou indireta para a sociedade. Sua relação com kimberlitos, rochas-mãe de diamantes, torna-os ainda mais atrativos. E o Brasil, com suas dimensões continentais, clima e solos variados, além de relativamente pouco conhecido sob o ponto de vista geológico, é considerado como o país com maiores oportunidades de novas descobertas dessas associações. Ainda assim, aqui estão alguns dos maiores e mais produtivos complexos do mundo, a exemplo de Araxá e Tapira em Minas Gerais; Catalão, em Goiás; e Jacupiranga em São Paulo, todos localizados na região meridional da Plataforma Brasileira. Graças a eles, o Brasil domina o mercado de nióbio no planeta, é o nono produtor mundial de fosfato e ainda desenvolve tecnologia para aproveitamento de terras raras e de outros bens minerais nos complexos até hoje conhecidos. Os denominados “corredores carbonatíticos-kimberlíticos” reconhecidos nessa região ainda se estendem para o Paraguai e a Bolívia, como resultado da separação entre os continentes sul-americano e africano, e onde há também possibilidade de novas e importantes descobertas.

10.1. Introdução

Carbonatitos são rochas relativamente raras, com estruturas e composições mineralógica e petrológica variáveis, e, em geral, integrantes de outros complexos alcalinos ou básicos-ultrabásicos. Assim como os kimberlitos, com os quais estão invariavelmente associados direta ou indiretamente, aparecem em todos os continentes, em particular em zonas cratônicas ou pericratônicas (Figura 10.1), com idades desde o Proterozoico até o Holoceno.

São a maior fonte de nióbio e elementos de terras raras (ETR) utilizados nas indústrias aeroespaciais, automotivas e de tecnologias da informação, entre outras. Podem ainda conter importantes depósitos de fosfato, titânio, vermiculita, magnetita, vanádio, estrôncio e metais não-ferrosos, como o cobre e o níquel, além de urânio e tório. Por isso, são intensamente procurados pelas empresas de mineração, embora a grande maioria das ocorrências não possua depósitos desses bens minerais economicamente explotáveis nos dias de hoje.

Depois da África e da América do Norte, a América do Sul é o continente com maior número de complexos com carbonatitos conhecidos e o Brasil o país com maiores oportunidades de novos registros, haja vista o desconhecimento geológico de quase metade de sua extensão

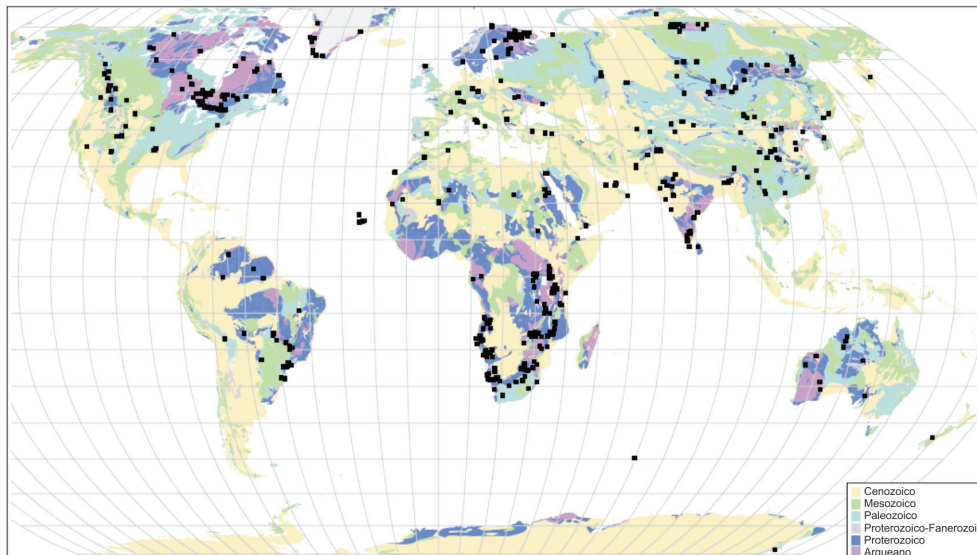


Figura 10.1. Distribuição mundial de carbonatitos no tempo geológico (Woolley e Kjarsgaard, 2008).

territorial correspondente à Amazônia.

Estudados aqui desde 1947, o grande *boom* de descobertas de complexos com carbonatitos deu-se no final da década de 1960 e nos anos 1970, graças ao “I Plano Mestre Decenal de Avaliação dos Recursos Minerais Brasileiros – 1967-1976”, que objetivava substituir a importação de bens minerais e diminuir a dependência externa nacional de insumos para a agricultura (fosfato, potássio), petróleo e não-ferrosos (cobre, chumbo, zinco, níquel, cromo). A partir da segunda metade das décadas de 1990 e 2000, a demanda, principalmente por nióbio, terras raras e fertilizantes, ocasionou a intensificação da procura por esses complexos em nosso país e no exterior, sobretudo nos continentes africano, asiático e norte-americano.

Até 1982, quando Lapido-Loureiro apresentou no Congresso Brasileiro de Geologia de Salvador um artigo sobre as implicações econômicas do que chamou de “Província Alcalino-Carbonatítica Brasil-Angola”, pouco se conhecia sobre o assunto relacionado à abertura dos continentes no Mesozoico. A continuidade de suas pesquisas resultou em tese de doutorado intitulada *A Mega Província Carbonatítica Brasil-Angola e seus Recursos Minerais*, submetida à Universidade de Lisboa em 1995. Na época, eram aqui conhecidos 22 complexos desse tipo, reunidos por ele em cinco grandes províncias: Alto Araguaia, Alto Paranaíba, Rio de Janeiro-Litoral de São Paulo, Arco de Ponta Grossa (ou Sudeste) e Meridional. O autor ainda citava, no norte do país, os complexos de Seis Lagos, no Amazonas, e de Mutum e Maicuru, no Pará, de idade proterozoica.

Na Província do Alto Araguaia, Lapido-Loureiro (1995) destacava nove complexos alcalino-ultramáficos, dos quais três contavam com a presença de carbonatitos: Santo Antônio da Barra, Caiapó e Morro do Engenho. Hoje, são conhecidos mais dois: Planalto da Serra (MT), de idade proterozoica, investigado por De Min *et al.* (2013) e Comin-Chiaramonti *et al.* (2014b), e Serra da Água Branca (GO) (Schobbenhaus *et al.*, 1975).

Na Província do Alto Paranaíba o autor mencionava seis complexos com carbonatitos: Araxá, Tapira, Salitre (I e II) e Serra Negra, em Minas Gerais; e Catalão I e II, em Goiás. Poder-se-ia aqui acrescentar Poços de Caldas, também em Minas Gerais.

Na Província Sudeste ele apontava os carbonatitos de Ipanema, Itanhaém, Juquiá, Jacupiranga, Itapirapuã I e II, e Mato Preto I e II. Na atualidade, Itapirapuã I e Itapirapuã II são referidos na literatura como Itapirapuã e Barra do Itapirapuã, enquanto Mato Preto I

e Mato Preto II são descritos como formando um único complexo. Ainda dentro desse enquadramento é possível incluir Piedade, em processo de investigação por E. Ruberti e colaboradores, além do dique carbonatítico de Ilhas, no litoral norte do estado de São Paulo, estudado por Coutinho e Ens (1992).

A Província do Arco de Ponta Grossa foi pouco descrita por aquele pesquisador, mas, em realidade, na visão contemporânea ela contempla as ocorrências mencionadas no item anterior, ou seja, na Província Sudeste.

Na Província Meridional, os destaques eram os complexos de Anitápolis e Lages, conhecidos há bastante tempo. Em 1978, Scheibe estudou o complexo da Fazenda Varela como sendo parte integrante do grande complexo alcalino-carbonatítico de Lages (Scheibe e Formoso, 1982; Manfredi, 2013).

Posteriormente ao trabalho de Lapido-Loureiro (1995) foram ainda reconhecidas as ocorrências carbonatíticas de Joca Tavares e Porteira na região de Bagé; de Três Estradas próximo da cidade de Lavras do Sul; e de Picada dos Tocos e Passo Feio nas vizinhanças de Caçapava do Sul, todas no Rio Grande do Sul (Toniolo *et al.*, 2013; Monteiro *et al.*, 2016). Joca Tavares e Porteira são do Cretáceo Superior, enquanto as demais possuem aparentemente idade proterozoica. O complexo de Joca Tavares contém depósitos de fosfato com 13,7% de P_2O_5 (Agua Resources Limited, 2013).

Em livro publicado recentemente por Gomes e Comin-Chiaramonti (2017), as províncias foram de certa forma mantidas, embora a denominação tenha sido substituída por “regiões” correspondentes a estados da federação ou localidades geográficas, como Vale do Ribeira, Litorânea de São Paulo, Lineamento Magmático de Cabo Frio etc.

Hoje, são conhecidas mais de trinta ocorrências carbonatíticas apenas na porção meridional da Plataforma Brasileira e diversas outras no restante do Brasil. Porém, a grande maioria ainda carece de estudos detalhados. Maiores informações sobre as ocorrências de idade cretácica são encontradas na síntese recente de Gomes *et al.* (2018a), bem como nos capítulos desse volume “Modo de Formação e Idades” e “Descrição das Ocorrências”.

Interessante registrar que todos os complexos alcalinos-ultramáficos com carbonatito do Cretáceo se alinham em “faixas” ou “corredores” de direção NW-SE e continuam no continente africano (Angola, República Democrática do Congo), associados a kimberlitos do mesmo período cronoestratigráfico, porém, com direção NE-SW. São, pois, manifestações mantélicas relacionadas à abertura do Oceano Atlântico durante o Mesozoico. Já as ocorrências mais antigas, por sua vez, podem estar relacionadas ao fraturamento do Rodínia durante a sua “quebra” (Berbert e Cordani, 2018).

Na América do Sul esses “corredores” se estendem para o Paraguai e Bolívia, onde são descritas várias ocorrências carbonatíticas. No Paraguai são reconhecidos diques em Valle-mí (Livieres e Quade, 1987; Castorina *et al.*, 1996, 1997; Gibson *et al.*, 1995a, 1997; Gomes *et al.*, 1996a, 2013; Comin-Chiaramonti *et al.*, 2007a, 2014a, 2015); pequeno derrame de lava beforsítica em Sapucaí (Comin-Chiaramonti *et al.*, 1992a); *ocelli* de composição carbonática em rochas ijolíticas das intrusões de Cerro Cañada e Cerro E Santa Elena (Castorina *et al.*, 1996, 1997; Comin-Chiaramonti *et al.*, 1996, 2005c, 2007a); e os grandes complexos de Cerro Chirigué (Comte e Hasui, 1971; Berbert e Triguís, 1973; Haggerty e Mariano, 1983; Berbert, 1984; Censi *et al.*, 1989; Gomes *et al.*, 1966a, 2011b, 2013; Comin-Chiaramonti *et al.*, 1999, 2007a; Antonini *et al.*, 2005; Gibson *et al.*, 2006) e Cerro Sarambí (Eby e Mariano, 1992; Gomes *et al.*, 2011b, 2013; Comin-Chiaramonti *et al.*, 2014a) na região do Amambay. Na Bolívia, diversos autores estudaram o complexo de Cerro Manomó, associado à grande Província Alcalina de Velasco (Darbyshire e Fletcher, 1979; Fletcher e Litherland, 1981; Burton, 1982; Litherland *et al.*, 1986;

e Comin-Chieramonti *et al.*, 2005b, 2011).

É provável que “corredores” de carbonatitos/kimberlitos da República Democrática do Congo, sul-sudeste de Angola e Namíbia se estendam, respectivamente, para o nordeste do Brasil e Argentina.

De todos os complexos da região meridional da Plataforma Brasileira destacam-se os de Araxá (Barreiro), Tapira, Salitre, Serra Negra e Poços de Caldas, em Minas Gerais; Catalão I e II e Morro do Engenho, em Goiás; Jacupiranga, em São Paulo; Anitápolis e Lages, em Santa Catarina, pelas importantes mineralizações que contêm. Mapas geológicos e descrições mais detalhadas dessas ocorrências constam do capítulo 3 deste volume e estão também disponíveis no trabalho de Biondi (2005).

10.2. Complexos Mesozoicos com Carbonatitos e seus Recursos Minerais

Em 1981, Ulbrich e Gomes dividiram, subjetivamente, as rochas alcalinas e alcalino-carbonatíticas do Sudeste do Brasil em oito associações ou tipos, objetivando “facilitar os trabalhos de correlação e oferecer visão mais geral sobre as características do magmatismo responsável pela sua geração”. São elas: I – sienítica; II – sienítica subsaturada fortemente peralcalina; III – álcali granítica a álcali sienítica; IV – álcali basalto-traquítica-fonolito (tinguaíto); V – álcali gábrica máfica-ultramáfica; VI – máfica-ultramáfica saturada em álcalis a peralcalina; VII – vulcânica fortemente insaturada e peralcalina; e VIII – insaturada e essencialmente persódica. O tipo VI é o que apresenta maior importância econômica, uma vez que reúne “linhagem” contemplando dunitos, peridotitos, clinopiroxenitos e carbonatitos. Informações sobre essas litologias e outras alcalinas silicáticas associadas às rochas carbonatíticas são fornecidas no capítulo “Características dos Principais Tipos Petrográficos”.

10.2.1. Complexo de Araxá (Barreiro) (MG)

Descoberto na década de 1920, o complexo alcalino de Araxá constitui-se em uma das mais típicas associações de carbonatitos e rochas básicas-ultrabásicas. É um dos mais ricos em termos de bens minerais de interesse econômico, possuindo fosfato, nióbio, tântalo e terras raras.

Distante 6 km do centro da cidade de Araxá, o complexo tem forma circular e 4,5 km de diâmetro (Figura 3.9), sendo, portanto, um dos maiores do Brasil. Sua idade é neocretácica e ele contém carbonatitos magnesianos como tipo dominante, cálcicos e ferrosos subordinados, juntamente com glimmeritos, peridotitos, foscoritos e silexitos. Sua composição mineralógica é extremamente variada e complexa (Silva *et al.*, 1979; Issa Filho *et al.*, 1984; Rodrigues e Lima, 1984; Traversa *et al.*, 2001; Gomes *et al.*, 2018a).

A extração mineral local é realizada pela Vale Fertilizantes, que explora o fosfato a partir de concentrados de apatita, e pela Companhia Brasileira de Metalurgia e Mineração (CBMM), que detém a tecnologia de extração do nióbio. É o maior depósito desse mineral em exploração em todo o planeta, sendo responsável por mais de três quintos da produção mundial.

Em termos de rochas fosfáticas as reservas medidas brasileiras alcançam cerca de 232 milhões de toneladas de P_2O_5 , concentradas principalmente em Minas Gerais (73,8%), Goiás (8,3%), São Paulo (7,3%) e Santa Catarina. A maior parte delas está relacionada a complexos com carbonatitos (J. Mendo Consultoria, 2009).

O fosfato de Araxá foi descoberto em 1925 graças aos estudos petrográficos de Djalma

Guimarães que revelaram a presença de apatita e barita no local. Mas somente em 1965 foi realizada uma campanha de sondagem pela Companhia Agrícola de Minas Gerais (Camig), então detentora dos direitos minerais, que extraía a rocha como fosfato natural, sem qualquer beneficiamento. Em 1971 foi criada a Arafertil, que, no ano seguinte, assinou um contrato de arrendamento com a Camig visando lavrar e beneficiar a rocha fosfática e produzir fertilizantes. Em 1997 a Arafertil passou a pertencer à Mineração Serrana, do Grupo Bunge, e, em 2010, à Vale Fertilizantes (Cetem, 2010). A mina de fosfato de Barreiro é classificada como a 3ª maior do Brasil e a 40ª entre as 200 maiores do mundo (Souza, 2001). Suas reservas de fosfato são da ordem de 28 milhões de toneladas.

Até a descoberta quase simultânea de depósitos de pirocloro associado a carbonatitos em Oka (Canadá) e em Araxá, na década de 1950, o nióbio era comercializado como subproduto do tântalo, sempre em pequenas quantidades (Pinto *et al.*, 2011). A partir de então, o nióbio passou a ser detectado em outros complexos carbonatíticos do mundo, mas quase nunca em reservas e teores econômicos de *per se*. Pelas suas aplicações em áreas industriais estratégicas passou a enquadrar-se entre os “minerais do futuro” (na verdade, hoje, “do presente”), sendo cada vez mais valorizado.

Assim como o fosfato, o depósito de nióbio em Barreiro tem como detentora dos direitos minerais a Companhia de Desenvolvimento Econômico de Minas Gerais (Codemig), que arrendou a jazida à CBMM (Grupo Moreira Salles). Calcula-se que as reservas de pirocloro são suficientes para 400 anos de mineração e sua exploração é responsável por cerca de 75% da produção mundial de nióbio. A capacidade atual de mineração do depósito é de cerca de 90 mil toneladas/ano, empregadas basicamente na produção de óxido de Nb, óxido de Nb especial, Fe-Nb padrão, ligas de Fe-Nb, Ni-Nb e nióbio metálico, quase toda destinada à exportação.

Além desses bens minerais, o complexo de Araxá contém 4,4% de elementos de terras raras (ETR) (burbankita, carbocernaíta, ancylita, e monazita) na rocha (Issa Filho *et al.*, 1984) e 13,5% no minério de gorceixita e goyazita (Mariano, 1989a).

10.2.2. Complexo de Tapira (MG)

A exemplo de Araxá, esse complexo tem idade neocretácica e seu mapa geológico é mostrado na figura 3.13. Aqui, os carbonatitos aparecem na forma de *stocks*, diques e veios, sendo predominantemente calcíticos e associados a bebedouritos, clinopiroxenitos, dunitos, peridotitos, foscoritos, traquitos, melitolitos, kamafugitos e silexitos. Sua composição mineralógica é igualmente variada e complexa, como evidenciado nos estudos de Guimarães *et al.* (1980), Rodrigues e Lima (1984), Brod (1999), Brod *et al.* (2004) e Gomes *et al.* (2018a).

O município de Tapira tem na mineração de fosfato a sua principal fonte de recursos. Cerca de 50% de seu PIB é representado por essa atividade, ficando o percentual restante com agricultura e serviços (Pinto *et al.*, 2011).

O minério fosfático foi durante muitos anos extraído pela Fosfertil. Em 2010, a Vale Fertilizantes adquiriu as ações das empresas Yara Brasil, Fertilizantes Heringer e Fertipar, além da própria Bunge, que controlava a Fosfertil (Cetem, 2010). O complexo de Tapira é o maior produtor de rocha fosfática no Brasil, ocupando a 11ª posição no ranking das grandes minas do país (J. Mendo Consultoria, 2009). Suas reservas estimadas são da ordem de 265 milhões de toneladas, com teor médio de fosfato de 7,5% apenas, bem menor que o da maioria de depósitos desse tipo. A mineração é realizada pela Fosfertil. A produção anual de concentrado de P₂O₅ contido está ao redor de 1,6 milhão de toneladas e a vida útil da jazida é estimada em

65 anos. Além do concentrado fosfático convencional com teor de 35,8% de P_2O_5 , a empresa fabrica concentrado ultrafino com teor de 35,2% de P_2O_5 . Este é levado para o Complexo Industrial de Uberaba (Minérios e Minerales, 2009).

O complexo de Tapira teria ainda a possibilidade de conter elevados teores de ETR_2O_3 principalmente nos perfis lateríticos (Manfredi, 2013).

10.2.3. Complexo de Salitre (MG)

Descoberto na década de 1970, o complexo de Salitre (ou Serra do Salitre) abrange três *stocks* de idade neocretácica, com área de cerca de 40 km², interconectados por diques de traquito. Situados a sudeste do complexo de Serra Negra devem estar com ele relacionados sob o ponto de vista genético.

Salitre tem sido objeto de intensa investigação, com destaque para os trabalhos de Haggerty e Mariano (1983), Mariano e Marchetto (1991), Morbidelli *et al.* (1997), Brod *et al.* (2004) e, notadamente, de Barbosa (2009) e Barbosa *et al.* (2012a, 2012b).

O *stock* I, o maior deles, possui forma quase oval, com dimensões aproximadas de 7 km na direção NS e 5 km na direção EW (Figura 3.12). É constituído basicamente de biotita clinopiroxenitos (bebedouritos) e rochas sieníticas, e de um pequeno *plug* de carbonatito rico em apatita, com cerca de 500 m² de área.

O *stock* II, localizado a NW do primeiro, é composto por rochas ultramáficas da série bebedourítica recortadas por diques e veios de carbonatito.

O *stock* III, a SE do corpo principal, não tem expressão topográfica, e é constituído principalmente por clinopiroxenitos e rochas associadas da série foscorítica.

As intrusões de Salitre são ricas em anatásio, produto de alteração da perovskita, concentrado em depósito residual e em fosfato. As reservas do complexo eram, em 1980, da ordem de 389 milhões de toneladas de anatásio, com teores de 27,5% TiO_2 , segundo dados do Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM) à época (Berbert, 1984).

Salitre contém 13,5% das reservas de fosfato totais do país (cerca de 96 milhões de toneladas) e ainda possui teores econômicos de titânio e ETR (Araújo, 2015). A mineração do fosfato é feita pelas empresas Galvani Indústria, Comércio e Serviços (associada à norueguesa Yara International) e pela Fosfertil.

10.2.4. Complexo de Serra Negra (MG)

Situado a leste da cidade de Patrocínio, esse complexo igualmente de idade neocretácica é o maior da província alcalina do Alto Paranaíba depois de Poços de Caldas, apresentando estrutura dômica praticamente completa com 20 km de diâmetro (Figura 3.14). É constituído basicamente por carbonatitos, dunitos e peridotitos, em associação com clinopiroxenitos (jacupiranguitos) e shonkinitos que formam um fino “envelope” ao redor das rochas olivínicas. Os dunitos são parcialmente serpentinizados, tendo 70% de olivina em volume, serpentina, magnetita, carbonatos, perovskita e ilmenita. Um núcleo central de calciocarbonatito, com diâmetro estimado em 4,5 km, encontra-se associado a foscoritos e rochas sieníticas. Ele não aflora, mas um programa de sondagens na área detectou pequenas massas carbonatíticas enriquecidas em pirocloro. Além de ilmenita, aparecem anatásio e perovskita com concentrações consideráveis de Th-U (Berbert, 1984).

Maiores informações geológicas sobre Serra Negra estão disponíveis nos trabalhos de Rodrigues

e Lima (1984), Mariano e Marchetto (1991), Brod *et al.* (2004) e, especialmente, de Grasso (2010).

10.2.5. Complexo de Poços de Caldas (MG)

Esse maciço alcalino neocretácico ocupa área superior a 800 km², e é a maior intrusão desse tipo no Brasil e uma das maiores do mundo. Tem sido alvo de incontáveis investigações ao longo dos anos, como fartamente documentado nas contribuições de Ulbrich *et al.* (2005) e Gomes e Comin-Chiaramonti (2017).

Trata-se de um complexo de forma elíptica, com 35 km no sentido NE-SW e 30 km no sentido NW-SE, composto basicamente de rochas nefelínicas (fonolitos, tinguaitos e nefelina sienitos), ao lado da presença significativa de tipos fortemente agpaíticos. Rochas vulcanoclásticas estão confinadas à região do Vale do Quartel, onde também ocorrem clinopiroxenitos associados a zonas de brechas com fragmentos carbonáticos (Alves, 2003). Lamprófiros e lamproítos estão presentes na forma de pequenos diques, em especial nas áreas denominadas Minas das Pedras e Mina Osamu Utsumi. Na pedreira de Minas das Pedras, foram ainda descritos diques e *plugs* de ultramáficas com bandas de composição silicocarbonatítica (Vlach *et al.*, 1996; Ulbrich *et al.*, 2002).

Além de suas características especiais, o complexo foi o único descrito até o momento com depósitos econômicos de urânio e tório, cuja extração foi realizada pela empresa Indústrias Nucleares do Brasil (INB) entre 1982 e 1995. Nesse período, foram produzidas 1200 toneladas de concentrado de urânio com teor médio de 800 ppm de U₃O₈ (Souza, 2008).

Desde então, por não ser mais econômica, a INB encerrou suas atividades locais, transferindo-se para a Bahia, e somente dez anos depois iniciou a descontaminação de suas instalações. Esse fato ainda causa enorme preocupação para os moradores locais e igualmente para os turistas, que são atraídos a Poços de Caldas por suas águas termais.

10.2.6. Complexos de Catalão I e II (GO)

Situados no sudeste de Goiás, esses complexos de idade neocretácica estão entre os mais importantes do Brasil pelas suas reservas de fosfato, nióbio, terras raras, vermiculita e titânio.

O maior deles é o de Catalão I, que tem uma forma ligeiramente ovalada, com área de 21 km² aproximadamente (Figura 3.10). No entanto, o domo que envolve as rochas encaixantes (mica xistos e quartzitos pré-cambrianos) alcança 8 km de diâmetro.

Descobertos em 1894 por Eugene Hussak (Carvalho, 1974; Carvalho e Bressan, 1981; Danni *et al.*, 1991; Araújo, 1996) foram estudados inicialmente pelos técnicos da extinta Metais de Goiás (Metago), empresa de mineração estadual à época, e pela Mineração Catalão de Goiás. Seguiram-se trabalhos do DNPM, Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM) e de vários pesquisadores como Valarelli (1971), Baecker (1983), Gierth e Baecker (1986), Hirano *et al.* (1987b), Cordeiro (2009), Cordeiro *et al.* (2010, 2011a, 2011b), Ribeiro *et al.* (2005), Mantovani *et al.* (2016), Oliveira *et al.* (2017), entre outros.

As principais rochas que compõem Catalão I, como indicado por amostras de testemunhos de sondagem, são glimmeritos, flogopititos magmáticos e metassomáticos, clinopiroxenitos e peridotitos serpentinizados cortados por veios de carbonatito magnésiano (Ribeiro *et al.*, 2005). O complexo sofreu intensa silicificação, dando origem a zonas silexificadas em praticamente todo o corpo máfico-ultramáfico, e que atingem profundidades de mais de 100 m. Um *plug* carbonatítico foi detectado abaixo dessa zona e veios de carbonatito com alguns milímetros a mais de 10 m de espessura parecem ter sido formados em dois estágios ao menos.

Em 2017, as reservas totais de minério fosfático na denominada Mina Chapadão eram de 214

milhões de toneladas (das quais 55 milhões eram provadas e o restante prováveis), com teores médios de 12,46% de P_2O_5 . Ou seja, mais de 26,6 milhões de toneladas de fosfato. Os recursos estimados de minério oxidado, no entanto, ainda atingem 136 milhões de toneladas, com teor médio de 10,99% de P_2O_5 . Com essas reservas e recursos, a vida útil dessa mina é estimada em 46 anos.

A mineralização de nióbio concentra-se principalmente na porção oriental do complexo (área de foscorito-carbonatito, Mina II) e no sul, onde é recoberta, em parte, pela zona de fosfatos (Mina I) (Carvalho, 1974; Berbert, 1984). Ambas estavam com a mineração paralisada pela Anglo American em 2017, havendo planos, à época, para a sua retomada em 2019 e 2029, respectivamente. Outra zona mineralizada no complexo é a denominada Área Leste, localizada em sua porção oriental, no limite com a área de operação da Vale, empresa que também explora o fosfato local.

O principal mineral é o pirocloro, mas o Nb aparece também na estrutura da apatita, da perovskita e do anatásio. Apenas em Boa Vista, as reservas totais de minério atingem mais de 26,6 milhões de toneladas, com 253,4 toneladas de Nb_2O_5 contidas. Desse total, 645 toneladas correspondem ao minério oxidado, com teor médio de 1,06% de Nb_2O_5 , e mais 245 toneladas de óxido de nióbio na rocha fresca, com teor médio de 0,95%. Fora isso, estima-se também que os rejeitos da mineração de fosfato contenham mais de 118 toneladas de óxido de nióbio. Esses dados foram levantados por este autor em visita recente ao complexo.

Já os ETR ocorrem com os silixitos, e neles estão presentes principalmente cério e lantânio, com teores de até 29% de $CeO_2+La_2O_3$. As reservas eram estimadas em cerca de 23 milhões de toneladas, com teores acima de 2% daqueles elementos (Carvalho, 1974).

Além desses minérios, Catalão I contém zonas de vermiculita, como produto do intemperismo de rocha glimmerítica, nas suas porções sul, leste e norte. Ela está presente em diversas granulometrias e associada a argilas, juntamente com magnetita, ilmenita, anatásio e apatita. Suas reservas medidas são da ordem de 2,3 milhões de toneladas de minério, com cerca de 20% de vermiculita acima de 325 mesh (Berbert, 1984).

No complexo de Catalão II (Figura 3.11), localizado no município de Ouvidor, encontra-se o depósito de Coqueiros, ocupando a porção norte do domo. É caracterizado por quatro tipos principais de rochas: clinopiroxenitos, sienitos, carbonatitos e lamprófiros. Os dois primeiros são ricos em fosfato, enquanto os carbonatitos contêm nióbio. Todo o complexo sofreu intenso intemperismo, provocando o enriquecimento em fosfato (Machado Jr., 1991). Outra mineralização está situada no denominado Morro do Padre, na forma de um veio estreito de carbonatito com alto teor de Nb_2O_5 . São vários os trabalhos sobre Catalão II (Machado Jr., 1991; Melo, 1999; Palmieri, 2011; Barbosa *et al.*, 2012b), merecendo destaque especial o recente de Guarino *et al.* (2017), que, com base em amostras de testemunhos de sondagem, descreveram a petrologia, geocronologia e geoquímica isotópica.

Interessante notar que até 2005 acreditava-se que somente Catalão I era mineralizado (Biondi, 2005). Hoje, avalia-se que Coqueiros possua cerca de 96 milhões de toneladas, com potencial para atingir 400 milhões de fosfato. É possível também que titânio, ETR, vermiculita e nióbio possam apresentar interesse econômico.

Até meados de 2017, a empresa Anglo-American explotava o minério de fosfato em Catalão I e II, embora nunca tenha dado grande atenção às reservas de terras raras presentes nesses complexos. Naquele ano foi feita uma licitação internacional para negociação de seus direitos de mineração local e a empresa China Molybdenum Co. foi a vencedora, pagando, em dinheiro vivo, cerca de 1,5 bilhão de dólares.

Ao norte da cidade de Piranhas (GO), próximo ao limite com Mato Grosso, aparece uma ou-

tra estrutura subcircular denominada de Morro Preto, com cerca de 3,34 km² de área e 180 m de altura (Figura 3.16). O complexo é composto de carbonatitos e lamprófiros associados a silexitos, sienitos ferruginosos e basaltos alcalinos intrusivos em gnaisses pré-cambrianos, tendo sofrido vários graus de enriquecimento em P₂O₅ e em ETR (Navarro *et al.*, 2014).

10.2.7. Complexo de Morro do Engenho e outros do sudoeste de Goiás

Esse é um dos três complexos com carbonatitos entre os mais de quinze corpos alcalinos e máficos-ultramáficos de idade neocretácica da região sudoeste de Goiás. Os outros dois mais importantes são Caiapó e Santo Antônio da Barra (ou Rio Verde).

Morro do Engenho foi detalhadamente pesquisado nas décadas de 1970 (Chaban, 1973; Pena, 1974; Pena e Figueiredo, 1975) e 1980 pela CPRM, hoje Serviço Geológico do Brasil, que ainda detém os direitos minerários da área. O corpo tem cerca de 30 km² e é ligeiramente arredondado (Figura 3.15). É constituído por um núcleo dunítico-peridotítico serpentinizado circundado sucessivamente por clinopiroxenitos, gabros e nefelina sienitos. Os carbonatitos ocorrem em pequenos veios cortando o núcleo dunítico.

A principal mineralização de Morro do Engenho é o níquel laterítico, cujas reservas atingem mais de 18 milhões de toneladas, com teores acima de 1,3% Ni (Berbert, 1984). Recentemente, a CPRM realizou novos trabalhos de pesquisa no local, visando colocar em licitação seus direitos minerários.

Em Caiapó, os carbonatitos aparecem na forma de diques e brechas, sendo representados pelos tipos magnesianos (os mais abundantes), cálcicos e ferrosos, que ocorrem juntamente com ijolitos, lamprófiros e fenitos. Outras informações descritivas estão disponíveis em Rodrigues e Lima (1984).

Santo Antônio da Barra é a principal ocorrência de carbonatito extrusivo conhecida na Plataforma Brasileira e tem sido investigada por muitos autores ao longo dos anos, notadamente por Sgarbi e Gaspar (2002), Junqueira-Brod *et al.* (2002) e Brod *et al.* (2005). Dados adicionais são encontrados em Gaspar e Danni (1981), Moraes (1984, 1988) e Sgarbi *et al.* (1998). Os carbonatitos estão representados por lavas e brechas de composição sílico e calciocarbonatítica, ocorrendo associados com outras rochas extrusivas (analcimitos, nefelinitos, kamafugitos etc.) e produtos piroclásticos.

Ainda no estado de Goiás são também conhecidos outros complexos máficos-ultramáficos contendo mineralizações de Ni laterítico, estudados pela CPRM, entre os quais se destacam os de Santa Fé e Iporá, contudo, sem notícias da presença de carbonatitos em suas estruturas.

10.2.8. Complexo de Jacupiranga (SP)

Esse é um dos complexos carbonatíticos mais investigados do Brasil, com dezenas de referências (aqui listadas apenas algumas) sobre os seus mais diversos aspectos: geológicos (Melcher, 1954, 1966; German *et al.*, 1987; Gaspar, 1989), mineralógicos (Mitchell, 1978; Gaspar e Wyllie, 1982, 1983a, 1983b, 1987; Menezes Jr. e Martins, 1984), petrológicos e geoquímicos (Morbidelli *et al.*, 1986; Huang *et al.*, 1995; Ruberti *et al.*, 2005; Azzone *et al.*, 2012; Menezes *et al.*, 2015; Beccaluva *et al.*, 2017; Chmyz *et al.*, 2017, 2019) e geocronológicos (Amaral *et al.*, 1967; Amaral, 1978; Roden *et al.*, 1985).

O complexo, de idade eocretácica e localizado no município de Cajati, possui forma ovalada, área aproximada de 65 km², e está intrudido em mica xistos e granodioritos do embasa-

mento cristalino (Figura 3.4). É composto por duas intrusões principais: a primeira ocupa a sua porção NW e consiste em sua quase totalidade por rochas duníticas parcialmente serpentinizadas; a segunda, de idade mais nova, prevalece no setor SE e é constituída predominantemente por clinopiroxenitos (jacupiranguitos). Um pequeno corpo de natureza ijolítica de forma semianelar está também presente na região sudeste. Outras litologias encontradas no complexo incluem rochas sieníticas, lamprofíricas na forma de pequenos diques e feníticas de ocorrência generalizada nas partes mais periféricas. Interessante notar que, no centro do complexo, os carbonatitos são intrusivos em jacupiranguitos e ocorrem na forma de *plug*; em outras partes, eles aparecem como diques. Essa situação geológica, com carbonatito intrusivo em rochas máficas-ultramáficas, é reconhecida também em outras ocorrências como a da Mina Premier, na África do Sul, onde ele corta um dos mais produtivos kimberlitos do mundo, de idade proterozoica (Daly, 1925; Mitchell, 1978; Gaspar e Wyllie, 1984).

No complexo de Jacupiranga, os carbonatitos são de natureza variada entre cálcica e magnésiana e, quando em contato direto com clinopiroxenitos, dão origem a uma zona de reação química e mineralogicamente muito heterogênea, reunindo camadas concêntricas de material carbonático alternadas com material silicático. Essas bandas de reação foram investigadas em detalhes por Morbidelli *et al.* (1986).

Nas rochas ultramáficas registra-se a presença de níquel laterítico, enquanto o fosfato é explotado a partir de depósitos residuais da apatita encontrada nos carbonatitos. As reservas de fosfato são superiores a 97 milhões de toneladas, com teores médios de 5,59% P₂O₅.

No início do século passado, técnicos do extinto Instituto Geográfico e Geológico de São Paulo detectaram em Cajati (então distrito de Jacupiranga) a presença de magnetita e apatita no local denominado Morro da Mina. No entanto, as primeiras atividades de lavra dessa apatita só ocorreram em 1930, quando uma empresa ligada ao Grupo Moinho Santista requereu autorização para explorar as jazidas, o que se concretizou somente em 1938. Nessa época, esse grupo adquiriu a empresa Cimento Róseo, dona da patente para produção do cimento pozolânico. Dois anos depois foi fundada a Serrana de Mineração. Em 2000 foi constituída a Bunge Fertilizantes, sucessora da Serrana, que passou a produzir rocha fosfática, calcário para cimento e para agricultura. Finalmente, em 2010, a Vale Fosfatados adquiriu os direitos de mineração da Bunge por 1,7 bilhão de dólares (Silva-Sanchez e Sanchez, apud Cetem, 2011).

10.2.9. Complexo de Juquiá (SP)

Também referido na literatura como Serrote ou Morro do Serrote, é considerado por diversos autores como a primeira ocorrência carbonatítica descrita no Brasil. Foi citada por Felicíssimo Jr. (1968), que a comparou à de Bukusu, na porção oriental de Uganda. Muitos pesquisadores se ocuparam do estudo desse complexo de idade eocretácica, merecendo destaque os trabalhos conduzidos por Born (1971), Beccaluva *et al.* (1992), Slavec *et al.* (2001), Ruberti *et al.* (2005) e Azzone *et al.* (2013).

Trata-se de um *stock* zonado com área aproximada de 14 km², formato irregular e intrusivo em gnaisses e quartzitos do embasamento pré-cambriano (Figura 3.5). Suas rochas principais incluem olivina clinopiroxenitos e, em menor proporção, olivina gabros, sienitos, diorítos e rochas cumuláticas da série melteigito-ijolito-urtito. A nordeste do complexo aparece uma intrusão isolada, a do Morro da Casa da Pedra, constituída por nefelina sienitos. Pequenos diques de composição variada (basanítica, fonotefrítica, fonolítica) são comuns e ocorrem no interior da intrusão ou penetrando as encaixantes regionais. O corpo carbonatítico aflora na porção ocidental do complexo e ocupa

área de 2 km². Ele é zonado, com o núcleo de composição mais cálcica e a borda mais magnesiana.

Fosfato é o principal minério de Juquiá e está restrito à parte sul do complexo. As reservas alcançam aproximadamente 3 milhões de toneladas, com teores de 5% a 30% de P₂O₅.

10.2.10. Complexo de Anitápolis (SC)

Esse complexo alcalino-ultramáfico, também de idade eocretácica, é um dos mais famosos do Brasil em razão da presença de carbonatitos com minério fosfático de alto teor: cerca de 60 milhões de toneladas do tipo residual, com 8,5% de P₂O₅, e 260 milhões de toneladas com 6,0% na rocha original. Ao longo dos anos, Anitápolis tem sido intensamente pesquisado, como indicado pelos trabalhos de Vergara (1980), Rodrigues (1985), Furtado *et al.* (1986), Furtado e Scheibe (1987), Furtado (1989), Melcher e Coutinho (1996), Rodrigues *et al.* (1998), Comin-Chiaramonti *et al.* (2002), Ruberti *et al.* (2005) e Fontana (2006).

A intrusão tem forma de pera, área aproximada de 6 km² e grande variação composicional (Figura 3.7), onde se distinguem rochas ultrabásicas cumuláticas (clinopiroxenitos, biotititos) circundadas por tipos petrográficos da série melteigito-ijolito-urtito, por sua vez envolvidos por variedades melanocráticas, mesocráticas e leucocráticas com grau distinto de fenitização. Algumas litologias de composição mais primitiva (nefelinitos, lamprófiros) são encontradas na forma de pequenos diques. Os carbonatitos são predominantemente cálcicos e afloram na parte central do complexo. Contudo, tipos mais magnesianos, na forma de diques, são também reconhecidos.

Em 2008, as empresas internacionais Bunge Fertilizantes e Yara Brasil Fertilizantes assinaram um acordo para exploração desses depósitos, e a Indústria de Fosfatados Catarinense (hoje da Vale) chegou a anunciar que iria lançar um projeto de instalação de mina e usina de tratamento para o fosfato local. No entanto, a reação da população contrária à abertura da mina gerou protestos violentos e liminares na Justiça desfavoráveis aos empreendimentos.

10.2.11. Complexo de Lages (SC)

Esse complexo está relacionado a uma estrutura dômica com cerca de 25 km de diâmetro, e é resultado de atividades magmáticas envolvendo intrusões superficiais compostas de rochas hipoabissais e vulcânicas (Figura 3.8). Ao contrário de Anitápolis, Lages tem idade neocretácica, como indicado pelos trabalhos de Amaral *et al.* (1967), Scheibe (1978), Scheibe *et al.* (1985), Gibson *et al.* (1999) e Ruberti *et al.* (2005).

As rochas alcalinas de Lages foram reunidas por Scheibe *et al.* (1984, 2005) e Traversa *et al.* (1994) em quatro grandes agrupamentos distintos: carbonatitos e rochas associadas, kimberlitos e rochas de chaminé, rochas leucocráticas (nefelina sienitos e fonolitos peralcalinos) e rochas ultrabásicas (tipos primitivos na forma de diques e de grande variação composicional: basanítica, nefelinítica, tefrítica etc.). Carbonatitos de cristalização inicial e tardia, respectivamente de composição beforsítica e ankerítica, são descritos em associação com rochas silicáticas e presentes no interior das brechas de chaminé na forma de uma rede de veios e preenchendo fraturas (Scheibe, 1986). No passado, os kimberlitos foram também alvo de alguns estudos, como os de Svisero *et al.* (1985), Scheibe e Svisero (1988) e Barabino *et al.* (2007).

Os corpos carbonatíticos afloram em duas elevações na Fazenda Varela, situada na parte central do complexo. A primeira, uma estrutura com cerca de 4 km de diâmetro, representa um *pipe* de rochas básicas e sedimentares cimentadas em uma matriz afanítica, cortadas por veios de material carbonático. A segunda, denominada Morro do Carbonatito,

apresenta forma circular e tem diâmetro aproximado de 600 m. É constituída por uma brecha feldspática, considerada como produto final do estágio de fenitização, e está recortada por diques e veios de carbonatito.

Anomalias de ETR (césio) tornam o complexo bastante interessante (Manfredi, 2013).

10.3. Outros Complexos da Região Meridional da Plataforma Brasileira

Os complexos carbonatíticos anteriormente descritos são os mais importantes da região em apreço sob o ponto de vista do aproveitamento econômico. No entanto, não se pode esquecer que tem havido uma enorme e rápida evolução na tecnologia da pesquisa científica e tecnológica em todo o planeta.

Embora se saiba que nem todos os carbonatitos contêm depósitos minerais economicamente explotáveis, não se pode deixar de destacar que muitos dos atuais corpos alcalinos e máficos-ultramáficos, com ou sem aquele tipo de rocha em quantidades apreciáveis, poderão eventualmente conter minerais estratégicos em quantidades e teores aproveitáveis em futuro próximo.

Por seu turno, em um planeta cada vez mais necessitado de alimentos, muitos dos complexos alcalinos (e em particular os carbonatíticos) poderão ser submetidos ao sistema de rochagem, em complementação aos fertilizantes usuais. Essa linha de trabalho vem se desenvolvendo rapidamente no país por meio do Acordo de Cooperação entre a Embrapa e o Serviço Geológico do Brasil (CPRM).

Outra possibilidade de aproveitamento econômico dos carbonatitos "estéreis" para os bens minerais mencionados está na indústria de fabricação de cal, como acontecia na década de 1970 em Pedro Juan Caballero, na divisa do Mato Grosso do Sul com o Paraguai, com a extração da rocha existente no complexo de Cerro Chiriguelo (Berbert e Triguís, 1973).

Portanto, é preciso levar-se em consideração a possibilidade de outros corpos alcalino-carbonatíticos da região meridional da Plataforma Brasileira se tornarem fornecedores de bens econômicos não tradicionais para esse tipo de rocha. Nessa hipótese se inserem as ocorrências de Joca Tavares e Porteira, no Rio Grande do Sul; de Mato Preto, no Paraná; e de Ipanema e Piedade, em São Paulo. Levantamentos aerogeofísicos exercerão certamente papel importante na detecção de novos corpos em profundidades favoráveis à prospecção e à pesquisa.

10.4. Discussão

Na ocasião da publicação dos trabalhos de Lapido-Loureiro (1982, 1995), poucas informações existiam sobre os kimberlitos do Brasil e de Angola. Tanto que o pesquisador assinalou essas rochas como presentes apenas no extremo leste daquele país, próximo à divisa com a República Democrática do Congo, onde existia grande número de garimpos de diamantes e havia sido descoberto o hoje famoso kimberlito de Catoca. À época, o autor reconheceu ali cinco províncias alcalino-carbonatíticas, as quais denominou de Zenza do Itombe, Lucala-Cacuso, Quanza Sul-Benguela, Diagonal Transangolana e Morro Vermelho-Cuito, comparando-as com as cinco províncias brasileiras citadas na introdução deste capítulo.

Somente depois da conclusão da Carta de Recursos Minerais de Angola, na escala de 1:1.000.000, realizada por portugueses, russos, poloneses e angolanos, editada em 1998 (Araújo *et al.*, 1998a), e principalmente depois da execução do levantamento aeromagnetométrico e gamaespectrométrico da metade leste daquele país, como parte do Plano Nacional de Geologia de Angola (infelizmente interrompido em 2017), é que se tornou clara a associação

de carbonatitos com kimberlitos, tanto lá como aqui, com os trabalhos do próprio Lapiro-Loureiro e de Octávio Barbosa e a realização atual do Projeto Diamantes do Brasil pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM).

Em outras palavras, comprovou-se o que vinha sendo discutido (e combatido por vários autores): “Onde há carbonatitos há kimberlitos e vice-versa”. Ambos os tipos de complexos são encontrados nos denominados “corredores”, correspondentes ao *strain* continental provocado pela separação dos continentes no Mesozoico, combinado com as descontinuidades causadas pelo processo (fraturamentos, alinhamentos, dobramentos, arcos geotectônicos), criando, assim, condições para a subida dos magmas-mãe daquelas rochas (Berbert e Cordani, 2018). Essa constatação, além de ser de grande importância para os mineradores, traz também como consequência uma nova perspectiva, ainda que indireta, para os complexos carbonatíticos, tanto aqui como em países africanos.

Urge, no entanto, lembrar que nem todos os kimberlitos possuem diamantes (apenas 1% dos conhecidos atualmente no mundo são economicamente exploráveis), assim como nem todos os complexos carbonatíticos contêm minerais de enorme importância econômica, seja no Brasil, seja no resto do planeta.

10.5. Conclusões

País com o maior número de complexos carbonatíticos e kimberlíticos depois dos continentes africano e norte-americano, o Brasil tem uma gigantesca possibilidade de novas descobertas de ambos os tipos. Na verdade, eles aparecem nos anteriormente citados “corredores” de direção NW-SE (na África Ocidental a direção é NE-SW) em todo o nosso território, desde o extremo sul até o extremo norte.

Não se deve esquecer, também, que metade do Brasil ainda é geologicamente desconhecido e que novas descobertas de carbonatitos (e de kimberlitos associados) requerem levantamentos geológicos, geoquímicos e geofísicos em grande escala. O atual conhecimento se baseia em levantamentos terrestres na escala de 1:250.000 e aerogeofísicos, com espaçamento de voos de 500 m em sua quase totalidade. Contudo, as dimensões de muitas dessas intrusões (especialmente as kimberlíticas) são em geral bastante pequenas e, como consequência, os corpos nem sempre são detectados. Além disso, muitos deles se encontram na subsuperfície, em profundidades de poucos a centenas de metros.

CAPITULO 11

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Agua Resources Limited. (2013). *Annual Report*. Sidney, Australia, 90p.
- Alberti, A., Castorina, F., Censi, P., Comin-Chiaramonti, P. & Gomes, C. B. (1999). Geochemical Characteristics of Cretaceous Carbonatites from Angola. *Journal of African Earth Sciences*, 29(4), 735–759. [https://doi.org/10.1016/S0899-5362\(99\)00127-X](https://doi.org/10.1016/S0899-5362(99)00127-X)
- Alessandrini, G. (1990). *Petrografia del Complesso Alcalino di Jacupiranga, SP, Brasile*. Bs.Sc. Thesis, University of Ferrara, Italia, 90p.
- Algarte, J. P. (1972). A Influência dos Arqueamentos Cratônicos no Condicionamento das Alcalinas nos Estados de São Paulo e Paraná. In: *XXVI Congresso Brasileiro de Geologia*, 65–69. Belém: SBG.
- Almeida, E. B. (1977). *Geology of the Bauxite Deposits of the Pocos de Caldas district, State of Minas Gerais, Brazil*. Ph.D. Thesis, Palo Alto: University of Stanford.
- Almeida, F. F. M. (1971). Condicionamento Tectônico do Magmatismo Alcalino Mesozóico do Sul do Brasil e Paraguai Oriental. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 43, 835–836.
- _____. (1983). Relações Tectônicas das Rochas Alcalinas Mesozoicas da Região Meridional da Plataforma Sul-Americana. *Revista Brasileira de Geociências*, 13(3), 139–158.
- _____. (1986). Distribuição Regional e Relações Tectônicas das Rochas Alcalinas Mesozoicas da Região Meridional da Plataforma Sul-Americana. *Revista Brasileira de Geociências*, 16(4), 325–349.
- Almeida, F. F. M. & Svisero, D. P. (1991). Structural Setting and Tectonic Control of Kimberlite and Associated Rocks of Brazil. In: *5th International Kimberlite Conference*, Extended. Abstracts, 3–5. Araxá. <https://doi.org/10.29173/ikc2443>
- Alves, A. D. (2003). *Rochas Vulcanoclásticas do Complexo Alcalino de Poços de Caldas - MG/SP*. Dissertação (Mestrado). São Paulo: Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. <https://doi.org/10.11606/D.44.2003.tde-02042014-104025>
- Alves, B. P. (1960). Distrito Nióbio-Titanífero de Tapira. *Boletim do Departamento Nacional de Produção Mineral - DNPM*, 108, 1–49.
- Amaral, G. (1978). Potassium-Argon Studies on the Jacupiranga Alkaline District, State of São Paulo, Brazil. In: *I International Symposium on Carbonatites*. Proceedings, 297–302. Poços de Caldas.
- Amaral, G., Bushee, J., Cordani, U. G., Kawashita, K., & Reynolds, J. H. (1967). Potassium-Argon Ages of Alkaline Rocks from Southern Brazil. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 31(2), 117–142. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(67\)80041-3](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(67)80041-3)
- Andrade, F. R. D. (1998). *Geoquímica do Sistema de Alteração do Carbonatito de Barra do Itapirapuã*. Tese (Doutorado). Rio Claro: Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, 136p.
- Andrade, F. R. D., Möller, P. & Höhndorf, A. (1999a). The Effect of Hydrothermal Alteration on the Sr and Nd Isotopic Signatures of the Barra do Itapirapuã Carbonatite, Southern Brazil. *The Journal of Geology*, 107(2), 177–191. <https://doi.org/10.1086/314339>
- Andrade, F. R. D., Möller, P., Lüders, V., Dulski, P. & Gilg, H. A. (1999b). Hydrothermal Rare Earth Elements Mineralization in the Barra do Itapirapuã Carbonatite, Southern Brazil: Behaviour of Selected Trace Elements and Stable Isotopes (C, O). *Chemical Geology*, 155(1–2), 91–113. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(98\)00143-0](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(98)00143-0)

- Andrade, J. B. F. & Ferrari, V. C. (2011). Anomalias Geofísicas com Assinatura de Corpos Alcalino-Carbonatíticos na Região de Piedade, SP. In: Abram, M. B.; Bahiense, I. C.; Porto, C. G. & Brito, R. S. C. (orgs.). *Projeto Fosfato Brasil – Parte I*. Salvador, CPRM, cap. 6 (Série Insumos minerais para a agricultura, n. 13).
- Andrade, M. B., Atencio, D., Menezes Filho, L. A. D. & Spratt, J. (2018). Melcherite, Trigonal $Ba_2Na_2Mg[Nb_6O_{19}] \cdot 6H_2O$, the Second Natural Hexaniobate, from Cajati, São Paulo, Brazil: Description and Crystal Structure. *Mineralogical Magazine*, 82(1), 111–120. <https://doi.org/10.1180/minmag.2017.081.026>
- Antonini, P., Gasparon, M., Comin-Chiaramonti, P. & Gomes, C. B. (2005). Post-Palaeozoic Magmatism in Eastern Paraguay: Sr-Nd-Pb Isotope Compositions. In: Comin-Chiaramonti, P. & Gomes, C. B. (orgs.). *Mesozoic to Cenozoic Alkaline Magmatism in the Brazilian Platform*. São Paulo: Edusp/Fapesp, 57–70.
- Aps, V. (2010). Fertilizantes: Localizado Grande Carbonatito Fosfático Próximo a São Paulo. *Brasil Mineral On Line*, n. 445. Disponível em: <http://www.signuseditora.com.br/bm/default.asp?COD=4805&busca=&numero=445>. Acessado em: dezembro/2019.
- Aps, V. & Born, H. (1975). Pesquisa do Minério Fosfático de Ipanema. *Geologia e Metalurgia*, 37, 24–34.
- Araújo, A. G., Perecalov, O. V., Guimarães, F. R., Kondratiev, A. I., Tselicosvki, A. F., Khodirev, V. L., Polskoi, F. R., Agueev, Y. S., Sunda P. & Joaquim, A. (1998a). *Carta de Recursos Minerais de Angola*, Escala 1:1.000.000. Serviço Geológico de Angola, Luanda.
- Araújo, A. L. N. (2000). *Petrologia dos Pipes Kimberlíticos e Kamafugíticos da Província Alcalina do Alto Paranaíba, Minas Gerais e Goiás*. Tese (Doutorado). Brasília: Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 297p.
- Araujo, A. L. N., Carlson, R. W., Gaspar, J. C. & Bizzi, L. A. (2001). Petrology of Kamafugites and Kimberlites from the Alto Paranaíba Alkaline Province, Minas Gerais, Brazil. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 142(2), 163–177. <https://doi.org/10.1007/s004100100280>
- Araújo, D. P. (1996). *Metassomatismo no Complexo Alcalino Carbonatítico Catalão I: Implicações para a Composição do Magma Carbonatítico e para o Metassomatismo Carbonatítico no Manto Superior*. Dissertação (Mestrado). Brasília: Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 188p.
- Araújo, D. P. (2002). *Mineralogia dos Diamantes da Província Kimberlítica de Juína, MT*. Tese (Doutorado). Brasília: Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 325p.
- Araújo, D. P. & Gaspar, J. C. (1993). Fe^{3+} no Sítio Tetraédrico de Flogopitas das Rochas do Complexo Carbonatítico de Catalão I, Brasil. In: *IV Congresso Brasileiro de Geoquímica*, 62-63. Brasília: SBGq.
- Araújo, D. P., Gaspar, J. C. & Bizzi, L. A. (2002). Morphology and Surface Features of Diamonds from the Juína Kimberlite Province, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 31(4), 605–614. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.2001314605614>
- Araújo, D. P., Gaspar, J. C. & Garg, V. K. (1998). The Complete Phlogopite-Tetraferriphlogopite Series in the Catalão-I and -II Carbonatite Complexes, Brazil. In: *VII International Kimberlite Conference*, Extended Abstracts, 29–31. <https://doi.org/10.29173/ikc2621>
- Araújo, I. M. C. P. (2015). *Controles da Mineralização Secundária de P, Ti e ETR no Complexo Alcalino-Carbonatítico de Salitre, MG*. Dissertação (Mestrado). Brasília: Instituto de Geociências, Universidade de Brasília.
- Arndt, N. T. & Goldstein, S. L. (1987). Use and Abuse of Crust-formation Ages. *Geology*, 15(10), 893. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1987\)15<893:UAAOCA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1987)15<893:UAAOCA>2.0.CO;2)

- Atencio, D., Andrade, M. B., Christy, A. G., Giere, R. & Kartashov, P. M. (2010). The Pyrochlore Supergroup of Minerals: Nomenclature. *The Canadian Mineralogist*, 48(3), 673–698. <https://doi.org/10.3749/canmin.48.3.673>
- Atencio, D., Coutinho, J. M. V., Doriguetto, A. C., Mascarenhas, Y. P., Ellena, J. & Ferrari, V. C. (2008). Menezesite, the First Natural Heteropolyniobate, from Cajati, São Paulo, Brazil: Description and Crystal Structure. *American Mineralogist*, 93(1), 81–87. <https://doi.org/10.2138/am.2008.2536>
- Azzone, R. G., Enrich, G. E. R., Gomes, C. B. & Ruberti, E. (2013). Trace Element Composition of Parental Pagmas from Mafic–Ultramafic Cumulates Determined by in Situ Mineral Analyses: The Juquiá Mafic–Ultramafic Alkaline–Carbonatite Massif, SE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 41, 5–21. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2012.07.005>
- Azzone, R. G. & Ruberti, E. (2010). Evolução Composicional dos Filossilicatos no Perfil Intempérico do Complexo Ultramáfico Alcalino–Carbonatítico de Catalão I (GO). *Geologia USP. Série Científica*, 10(2), 23–43. <https://doi.org/10.5327/Z1519-874X2010000200003>
- Azzone, R. G., Ruberti, E., Enrich, G. E. R. & Gomes, C. B. (2012). An Olivine Gabbronorite Occurrence Associated with the Jacupiranga Mafic–Ultramafic Alkaline–Carbonatite Complex (SE Brazil). In: *XXXIV International Geological Congress, Abstract Book*. p. 495. Brisbane.
- Baecker, M. L. (1983). *A Mineralização de Nióbio do Solo Residual Laterítico e a Petrografia das Rochas Ultramáficas-Alcalinas do Domo de Catalão I, Goiás*. Dissertação (Mestrado). Brasília: Universidade de Brasília, 113p.
- Bailey, D. K. & Schairer, J. F. (1966). The System $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$ at 1 Atmosphere, and the Petrogenesis of Alkaline Rocks. *Journal of Petrology*, 7(1), 114–170. <https://doi.org/10.1093/petrology/7.1.114>
- Baker, M. B. & Wyllie, P. J. (1990). Liquid Immiscibility in a Nephelinite–Carbonate System at 25 kbar and Implications for Carbonatite Origin. *Nature*, 346, 168–170. <https://doi.org/10.1038/346168a0>
- Barabino, G., Gomes, C. B. & Traversa, G. (2007). The Lages Diatremes: Mineral Composition and Petrological Implications. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 79(3), 473–501. <https://doi.org/10.1590/S0001-37652007000300010>
- Barbosa, E. S. R. (2009). *Mineralogia e Petrologia do Complexo Carbonatítico-Foscorítico de Salitre, MG*. Tese (Doutorado). Brasília: Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 257p.
- Barbosa, E. S. R., Brod, J. A., Cordeiro, P. F. O. & Junqueira-Brod, T. C. (2012a). Variações Composicionais de Olivinas do Complexo Alcalino–Carbonatítico de Salitre, MG. *Revista Brasileira de Geociências*, 42(4). <https://doi.org/10.5327/Z0375-75362012000400006>
- Barbosa, E. S. R., Brod, J. A., Junqueira-Brod, T. C., Dantas, E. L., Cordeiro, P. F. O. & Gomide, C. S. (2012b). Bebedourite from its Type Area (Salitre I Complex): A Key Petrogenetic Series in the Late-Cretaceous Alto Paranaíba Kamafugite–Carbonatite–Phoscorite Association, Central Brazil. *Lithos*, 144–145, 56–72. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.04.013>
- Barbosa, O., Braun, O. P. G., Dyer, R. C. & Cunha, C. A. B. R. (1970). Geologia da Região do Triângulo Mineiro. *Boletim da Divisão de Fomento da Produção Mineral*, Departamento Nacional da Produção Mineral, 136, 1–140.
- Barbosa, O., Svisero, D. P. & Hasui, Y. (1976). Kimberlitos do Alto Paranaíba, MG. In: *XXIX Congresso Brasileiro de Geologia*, Boletim de Resumos, p. 323. Ouro Preto: SBG.
- Basu, A. R., Renne, P. R., Mertz, D. & Poreda, R. J. (1993). Alkaline Igneous Rocks of the Deccan and Paraná: Implications for the Origin of Continental Flood Basalts (CFB). *EOS Transactions, AGU*, p.552.

- Barker, D. S. (1996). Carbonatite Volcanism. In: Mitchell, R. D. (org.). *Undersaturated Alkaline Rocks: Mineralogy, Petrogenesis, and Economical Potential*. Mineralogical Association of Canada, 45–62.
- Beccaluva, L., Barbieri, M., Born, H., Brotzu, P., Coltorti, M., Conte, A., Garbarino, C., Gomes, C. B., Acciotta, M., Morbidelli, L., Ruberti, E., Siena, F. & Traversa, G. (1992). Fractional Crystallization and Liquid Immiscibility Processes in the Alkaline-Carbonatite Complex of Juquiá (São Paulo, Brazil). *Journal of Petrology*, 33(6), 1371–1404. <https://doi.org/10.1093/petrology/33.6.1371>
- Beccaluva, L., Bianchini, G., Natali, C. & Siena, F. (2017). The Alkaline-Carbonatite Complex of Jacupiranga (Brazil): Magma Genesis and Mode of Emplacement. *Gondwana Research*, 44, 157–177. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2016.11.010>
- Bell, K. (1989). *Carbonatites: Genesis and Evolution*. Londres: Unwin Hyman.
- Bell, K. & Blenkinsop, J. (1989). Neodymium and Strontium Isotope Geochemistry of Carbonatites. In: Bell, K. (org.). *Carbonatites: Genesis and Evolution*. Londres: Unwin Hyman, 278–300.
- Bell, K., Kjarsgaard, B. A. & Simonetti, A. (1998). Carbonatites—Into the Twenty-First Century. *Journal of Petrology*, 39(11–12), 1839–1845. <https://doi.org/10.1093/etroj/39.11-12.1839>
- Bell, K. & Rukhlov, A. S. (2004). Carbonatites from the Kola Alkaline Province: Origin, Evolution and Source Characteristics. In: F. Wall; A.N. Zaitsev. *Phoscorites and Carbonatites from Mantle to Mine: the Example of the Kola Alkaline Province*, 433–468. <https://doi.org/10.1180/MSS.10.13>
- Bellieni, G., Montes-Lauar, C. R., De Min, A., Piccirillo, E. M., Cavazzini, G., Melfi, A. J. & Pacca, I. G. (1990). Early and Late Cretaceous Magmatism from São Sebastião Island (SE-Brazil): Geochemistry and Petrology. *Geochimica Brasiliensis*, 1(4), 59–83. <https://doi.org/10.21715/gb.v1i4.31>
- Bennio, L., Gomes, C. B., Brotzu, P., D'Antonio, M., Lustrino, M., Melluso, L., Morbidelli, L. & Ruberti, E. (2002). Petrological, Geochemical and Sr-Nd Isotopic Features of Alkaline Rocks from the Arraial do Cabo Frio Peninsula (Southeastern Brazil). *Periodico di Mineralogia*, 71(2), 137–158. <http://www.dst.uniroma1.it/riviste/permin/testi/V71/29.pdf>
- Berbert, C. O. (1987). Carbonatites and Associated Mineral Deposits in Brazil. In: *Research on Mineral Deposits Associated with Carbonatite in Brazil*. Research on Mineral Deposits Associated with Carbonatite in Brazil. Report of International Research and Development Cooperation, pp. 131-152, (reprodução de artigo publicado em 1984 no Japan Geological Survey Report, 263, 269–290).
- Berbert, C. O. & Cordani, R. (2018). De Kimberlitos e Carbonatitos: Angola-Brasil. In: *XLIX Congresso Brasileiro de Geologia*, Anais. p. 1004. Rio de Janeiro: SBG.
- Berbert, C. O. & Triguís, G. (1973). Carbonatito de Pedro Juan Caballero, Paraguai. In: *XXVII Congresso Brasileiro de Geologia*, Anais, 1, 469–473. Aracaju: SBG.
- Biondi, J. C. (1987). Informações Básicas sobre os Principais Carbonatitos dos Estados de São Paulo, Paraná e Santa Catarina. Companhia Brasileira de Metalurgia e Mineração, *Relatório Interno*, p. 73.
- Biondi, J. C. (2005). Brazilian Mineral Deposits Associated with Alkaline and Alkaline-Carbonatite Complexes. In: Comin-Chiaramonti, P. & Gomes, C. B. (orgs.). *Mesozoic to Cenozoic Alkaline Magmatism in the Brazilian Platform*. São Paulo: Edusp/Fapesp, 707–750. <http://www.livrosabertos.edusp.usp.br/edusp/catalog/view/6/6/26-1>
- Bitschene, P. R. (1987) *Mesozoischer und Kanozoischer Anorogener Magmatismus in Ostparaguay: arbeiten zur Geologie und Petrologie zweier Alkaliprovinsen*. Ph.D. Thesis, University of Heidelberg, 317p.

- Bizzi, L. A. & Araújo, A. L. N. (2005). Dynamic of Mantle-Derived Magmatism in the Southwestern São Francisco Craton, Brazil. In: Comin-Chiaramonti, P. & Gomes, C.B. (orgs.). *Mesozoic to Cenozoic Alkaline Magmatism in the Brazilian Platform*. São Paulo: Edusp/Fapesp, 341–365. <http://www.livrosabertos.edusp.usp.br/edusp/catalog/view/6/6/26-1>
- Bizzi, L. A., De Wit, M. J., Smith, C. B., McDonald, I. & Armstrong, R. A. (1995). Heterogeneous Enriched Mantle Materials and Dupal-type Magmatism Along the SW Margin of the São Francisco Craton, Brazil. *Journal of Geodynamics*, 20(4), 469–491. [https://doi.org/10.1016/0264-3707\(95\)00028-8](https://doi.org/10.1016/0264-3707(95)00028-8)
- Bizzi, L. A. & Pimentel, M. (1998). Source Characteristics of Brazilian Kimberlites. In: *International Kimberlite Conference, Extended Abstracts*, 87–88. <https://doi.org/10.29173/ikc2641>
- Bizzi, L. A., Smith, C. B., De Wit, M. J., Armstrong, R. A. & Meyer, H. O. A. (1991). Mesozoic Kimberlites and Related Alkaline Rocks in Southwestern San Francisco Craton: A Case for Local Mantle Reservoirs and their Interaction. In: *V International Kimberlite Conference, Proceedings*, 156–171. Araxá.
- Bizzi, L. A., Smith, C. B., De Wit, M. J., McDonald, I. & Armstrong, R. A. (1994). Isotope Characteristics of the Lithospheric Mantle Underlying the SW San Francisco Craton Margin, Brazil. In: *International Symposium on the Physics and Chemistry of the Upper Mantle, Invited Lectures*, 227–256. São Paulo.
- Bjornberg, A. J. S. (1959). Rochas Clásticas do Planalto de Poços de Caldas. *Boletim da Faculdade de Filosofia Ciências e Letras, Universidade de São Paulo. Geologia*, (18), 65–123. <https://doi.org/10.11606/issn.2526-3862.bffcluspgeologia.1959.121853>
- Boctor, N. Z. & Svisero, D. P. (1978). Iron-Titanium Oxide and Sulfide Minerals in Carbonatite from Jacupiranga, Brazil. *Carnegie Institution of Washington Year Book*, 77, 876–880.
- Born, H. (1971). *Complexo Alcalino de Juquiá*. Tese (Doutorado). São Paulo: Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 177p. <https://doi.org/10.11606/T.44.2016.tde-09062016-150143>
- _____ (1975). Pesquisa do Minério Fosfático de Ipanema. *Geologia e Metalurgia*, 37, 24–34. <http://sites.poli.usp.br/geologiaemetalurgia/Revistas/Edi%C3%A7%C3%A3o%2037/artigo37.2.pdf>. Acessado em dezembro/2019,
- _____ (1989). The Ipanema Phosphate Deposit, São Paulo, Brazil. In: Notholt, A. J. G., Sheldon, R. P. & Davidson, D. F. (orgs.) *Phosphate Deposits of the World*. Cambridge: Cambridge University Press, 2, 116–119.
- Bowen, N. L. (1924). The Fen Area in Telemark, Norway. *American Journal of Science*, s5-v8(43), 1–11. <https://doi.org/10.2475/ajs.s5-8.43.1>
- Boynton, W. V. (1984). Cosmochemistry of the Rare Earth Elements: Meteorite Studies. *Developments in Geochemistry*, 2, 63–114. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-42148-7.50008-3>
- Brassinnes, S., Balaganskaya, E. & Demaiffe, D. (2005). Magmatic Evolution of the Differentiated Ultramafic, Alkaline and Carbonatite Intrusion of Vuoriyarvi (Kola Peninsula, Russia). A LA-ICP-MS Study of Apatite. *Lithos*, 85(1–4), 76–92. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2005.03.017>
- Brigatti, M. F., Medici, L., Sacconi, E. & Vaccaro, C. (1996). Crystal Chemistry and Petrologic Significance of Fe³⁺-rich Phlogopite from the Tapira Carbonatite Complex, Brazil. *American Mineralogist*, 81(7–8), 913–927. <https://doi.org/10.2138/am-1996-7-814>
- Brod, J. A. (1999). *Petrology and Geochemistry of the Tapira Alkaline Complex, Minas Gerais State, Brazil*. Ph.D. Thesis, University of Durham, 486p.

- Brod, J. A., Barbosa, E. S. R., Junqueira-Brod, T. C., Gaspar, J. C., Diniz-Pinto, H. S., Sgarbi, P. B. A. & Petrinovic, L. A. (2005). The Late-Cretaceous Goiás Alkaline Province (GAP), Central Brazil. In: Comin-Chiaramonti, P. & Gomes, C. B. (orgs.). *Mesozoic to Cenozoic Alkaline Magmatism in the Brazilian Platform*. São Paulo: Edusp/Fapesp, 261–340.
- Brod, J. A., Gaspar, J. C., Araújo, D. P., Gibson, S. A., Thompson, R. N. & Junqueira-Brod, T. C. (2001). Phlogopite and Tetra-Ferriphlogopite from Brazilian Carbonatite Complexes: Petrogenetic Constraints and Implications for Mineral-Chemistry Systematics. *Journal of Asian Earth Sciences*, 19(3), 265–296. [https://doi.org/10.1016/S1367-9120\(00\)00047-X](https://doi.org/10.1016/S1367-9120(00)00047-X)
- Brod, J. A., Gibson, S. A., Thompson, R. N., Junqueira-Brod, T. C., Seer, H. J., Moraes, L. C. & Boaventura, G. R. (2000). The Kamafugite-Carbonatite Association in the Alto Paranaíba Igneous Province (APIP) Southeastern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(3), 408–412. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.2000303408412>
- Brod, J. A., Junqueira-Brod, T. C., Gaspar, J. C., Petrinovic, I. A., Valente, S. C. & Corval, A. (2013). Decoupling of Paired Elements, Crossover REE Patterns, and Mirrored Spider Diagrams: Fingerprinting Liquid Immiscibility in the Tapira Alkaline–Carbonatite Complex, SE, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 41, 41–56. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2012.04.013>
- Brod, J. A., Junqueira-Brod, T. C., Gaspar, J. C., Gibson, S. A. & Thompson, R. N. (2003). Ti-rich and Ti-poor Garnet from the Tapira Carbonatite Complex, SE Brazil: Fingerprinting Fractional Crystallisation and Liquid Immiscibility. In: *International Kimberlite Conference, Extended Abstracts*, v8. <https://doi.org/10.29173/ikc3219>
- Brod, J. A., Ribeiro, C. C., Gaspar, J. C., Junqueira-Brod, T. C., Barbosa, E. S. R., Riffel, B. R., Silva, J. F., Chaban, N. & Ferrari, A. J. D. (2004). Geologia e Mineralizações dos Complexos Alcalino-Carbonatíticos da Província Ígnea do Alto Paranaíba. In: *XLII Congresso Brasileiro de Geologia. Field Trip Guide*, 29p. Brasília: SBG.
- Brøgger, W. C. (1921). Die Eruptivegesteine des Kristianiagebietes. IV. Das Fengenbiet in Telemark, Norwegen. *Skrifter udgit av Videnskabselskabet i Kristiania. I. Math. Nat. Klasse*, 9, 1–408.
- Brotzu, P., Melluso, L., D’Amelio, F. & Lustrino, M. (2005). Potassic Dykes and Intrusions of the Serra do Mar Igneous Province (SE Brazil). In: Comin-Chiaramonti, P. & Gomes, C. B. (orgs.). *Mesozoic to Cenozoic Alkaline Magmatism in the Brazilian Platform*. São Paulo: Edusp/Fapesp, 443–472. <http://www.livrosabertos.edusp.usp.br/edusp/catalog/view/6/6/26-1>
- Burton, C. C. J. (1982). The Geology and Mineral Resources of Cerro Manomó (with 6 maps). In: *Proyecto Precambrico: Fase 2: 1980-1982. Misión Geologica Britanica/Servicio Geológico de Bolivia, Santa Cruz de la Sierra. Informe*, 19, 1–29.
- Bushee, J. (1974). *Potassium-Argon Ages of Some Alkaline Rocks from Southern Brazil*. Ph.D. Thesis, University of California, Berkeley, 145p.
- Caldasso, A. L. S. & Sander, A. (1994). O Diatrema de Canguçu e Rochas Alcalinas Associadas. In: *XXXVIII Congresso Brasileiro de Geologia, Anais*, 3, 59–60. Camboriú: SBG.
- Carlson, R. W., Araujo, A. L. N., Junqueira-Brod, T. C., Gaspar, J. C., Brod, J. A., Petrinovic, I. A., Hollanda, M. H. B. M., Pimentel, M. M. & Sichel, S. (2007). Chemical and Isotopic Relationships Between Peridotite Xenoliths and Mafic–Ultrapotassic Rocks from Southern Brazil. *Chemical Geology*, 242(3–4), 415–434. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2007.04.009>
- Carlson, R. W., Esperança, S. & Svisero, D. P. (1996). Chemical and Os Isotopic Study of Cretaceous Potassic Rocks from Southern Brazil. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 125(4), 393–405. <https://doi.org/10.1007/s004100050230>

- Carraro, C. C., Issler, R. S. & Formoso, M. L. L. (1967). *Mapeamento do Distrito Alcalino de Altos do Rio Pinheiros, Município de Anitápolis, Estado de Santa Catarina*. Publicação Especial, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 16, 1–45.
- Carvalho, W. T. (1974). Aspectos Geológicos e Petrográficos do Complexo Ultramáfico Alcalino de Catalão I, GO. In: *XXVIII Congresso Brasileiro de Geologia, Anais*, 5, 107–123. Porto Alegre: SBG.
- Carvalho, W. T. & Bressan, S. R. (1981). Depósitos Minerais Associados ao Complexo Ultramáfico-Alcalino de Catalão I – Goiás. In: Schmaltz, W. H. (org.). *Os Principais Depósitos Minerais da Região Centro-Oeste*. Brasília, Ministério das Minas e Energia, Departamento Nacional da Produção Mineral, 139–183.
- Cassedane, J. P. & Cassedane, O. (1973). Note sur l'Anatase de Tapira (Minas Gerais, Brésil). *Bulletin Société Française de Minéralogie et Cristallographie*, 96(4–5), 316–318.
- Castorina, F., Censi, P., Barbieri, M., Comin-Chiaramonti, P., Cundari, A., Gomes, C. B. & Pardini, G. (1996). Carbonatites from Eastern Paraguay: A Comparison with Coeval Carbonatites from Brazil and Angola. In: Comin-Chiaramonti, P. & Gomes, C. B. (orgs.). *Alkaline Magmatism in Central-Eastern Paraguay. Relationships with Coeval Magmatism in Brazil*. São Paulo: Edusp/Fapesp, pp.231–248.
- Castorina, F., Censi, P., Comin-Chiaramonti, P., Piccirillo, E. M., Alcover Neto, A., Gomes, C. B., Almeida, T. I. R., Speziale, S. & Toledo, M. C. M. (1997). Carbonatites from Eastern Paraguay and Genetic Relationships with Potassic Magmatism: C, O, Sr and Nd Isotopes. *Mineralogy and Petrology*, 61(1–4), 237–260. <https://doi.org/10.1007/BF01172487>
- Censi, P., Comin-Chiaramonti, P., Demarchi, G., Longinelli, A. & Orué, D. (1989). Geochemistry and C-O Isotopes of the Chirigué Carbonatite, Northeastern Paraguay. *Journal of South American Earth Sciences*, 2(3), 295–303. [https://doi.org/10.1016/0895-9811\(89\)90035-7](https://doi.org/10.1016/0895-9811(89)90035-7)
- CETEM (2010). Agrominerais para o Brasil. In: Fernandes, F. R., Luz, A. B., & Castilhos, Z. C. (Eds.). *Centro de Tecnologia Mineral - CETEM*, Ministério de Ciência e Tecnologia Industrial. Rio de Janeiro. <http://mineralis.cetem.gov.br:8080/bitstream/cetem/907/1/cap5.pdf>
- _____ (2011). Recursos Minerais & Sustentabilidade Territorial: Grandes Minas. In: Fernandes, F. R. C.; Enriquez, M. A. R. S. & Alamino, R. C. J. (orgs.). *Centro de Tecnologia Mineral - CETEM*, Ministério de Ciência e Tecnologia Industrial, V.1. Rio de Janeiro. <http://mineralis.cetem.gov.br/handle/cetem/472>.
- Chaban, N. (1973). Relatório de Pesquisa de Níquel na Região de Morro do Engenho. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, *Relatório Interno*, 96p.
- Chakhmouradian, A. R. & Williams, C. T. (2004). Mineralogy of the High-Field-Strength Elements (Ti, Nb, Zr, Ta, Hf) in Phoscoritic and Carbonatitic Rocks of the Kola Peninsula, Russia. In: Wall, C. F. & Zaitsev, A. N. (orgs.). *Phoscorites and Carbonatites from Mantle to Mine: the Key Example of the Kola Alkaline Province*. Mineralogical Society Series, 10, London, 293–340.
- Chao, G. Y. & Gault, R. A. (1997). Quintinite-2H, Quintinite-3T, Charmarite-2H and Caresite-3T, a New Group of Carbonate Minerals Related to the Hidrotalcite-Manasseite Group. *The Canadian Mineralogist*, 35, 1541–1549.
- Chmyz, L., Arnaud, N. & Biondi, J. C. (2015). Petrology, Geochemistry and Geochronology of the Jacupiranga Ultramafic, Alkaline and Carbonatite Complex (Southern Brazil). In: *Geophysical Research Abstracts*. European Geosciences Union General Assembly, Viena, 17, 258.
- Chmyz, L., Arnaud, N., Biondi, J. C., Azzone, R. G., Bosch, D. & Ruberti, E. (2017). Ar-Ar Ages, Sr-Nd Isotope Geochemistry, and Implications for the Origin of the Silicate Rocks of the Jacupiranga Ultramafic-Alkaline Complex (Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, 77, 286–309. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2017.05.009>

- Chmyz, L., Arnaud, N., Biondi, J. C., Azzone, R. G. & Bosch, D. (2019). Hf-Pb Isotope and Trace Element Constraints on the Origin of the Jacupiranga Complex (Brazil): Insights Into Carbonatite Genesis and Multi-Stage Metasomatism of the Lithospheric Mantle. *Gondwana Research*, 71, 16–27. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2019.01.012>
- Clark, T., Smith, C. B., Bristow, J. W., Skinner, E. M. W. & Viljoen, K. S. (1991). Isotopic and Geochemical Variation in Kimberlites from the S-Western Craton Margin, Prieska Area, South Africa. In: *V International Kimberlite Conference, Proceedings*, 46–48. Araxá.
- Comin-Chiaramonti, P., Castorina, F., Cundari, A., Petrini, R. & Gomes, C. B. (1995). Dykes and Sills from Eastern Paraguay: Sr and Nd Isotope Systematics. In: Baer, G. & Heimann, A. (orgs.). *Physics and Chemistry of Dykes*. Roterdã: Balkema, 267–278.
- Comin-Chiaramonti, P., Censi, P., Cundari, A. & Gomes, C. B. (1992a). A Silico-Beforsitic Flow from the Sapucaí Complex (Central-Eastern Paraguay). *Geochimica Brasiliensis*, 6, 87–91.
- Comin-Chiaramontk, P., Civetta, L., Petrini, R., Piccirillo, E. M., Bellieni, G., Censi, P., Bitschene, P., Demarchi, G., De Min, A., Gomes, C. B., Castillo, A. M. & Velazquez, J. C. (1991). Tertiary Nephelinitic Magmatism in Eastern Paraguay: Petrology, Sr-Nd Isotopes and Genetic Relationships with Associated Spinel-Peridotite Xenoliths. *European Journal of Mineralogy*, 3(3), 507–526. <https://doi.org/10.1127/ejm/3/3/0507>
- Comin-Chiaramonti, P., Cundari, A., De Min, A., Gomes, C. B. & Piccirillo, E. M. (1996). Potassic Magmatism from Central-Eastern Paraguay: Petrogenesis and Geodynamic Inferences. In: Comin-Chiaramonti, P. & Gomes, C. B. (orgs.). *Alkaline Magmatism in Central-Eastern Paraguay. Relationships with Coeval Magmatism in Brazil*. São Paulo: Edusp/Fapesp, 207–222.
- Comin-Chiaramonti, P., Cundari, A., DeGraff, J. M., Gomes, C. B. & Piccirillo, E. M. (1999). Early Cretaceous–Tertiary Magmatism in Eastern Paraguay (Western Paraná Basin): Geological, Geophysical and Geochemical Relationships. *Journal of Geodynamics*, 28(4–5), 375–391. [https://doi.org/10.1016/S0264-3707\(99\)00016-2](https://doi.org/10.1016/S0264-3707(99)00016-2)
- Comin-Chiaramonti, P., Cundari, A., Gomes, C. B., Piccirillo, E. M., Bellieni, G., De Min, A., Censi, P., Orué, D. & Velázquez, V. F. (1990). Mineral Chemistry and its Genetic Significance of Major and Accessory Minerals from a Potassic Dyke Swarm in the Sapucaí Graben, Central-Eastern Paraguay. *Geochimica Brasiliensis*, 4, 175–206.
- Comin-Chiaramonti, P., Cundari, A., Gomes, C. B., Piccirillo, E. M., Censi, P., DeMin, A., Bellieni, G., Velázquez, V. F. & Orué, D. (1992b). Potassic Dyke Swarm in the Sapucaí Graben, Eastern Paraguay: Petrographical, Mineralogical and Geochemical Outlines. *Lithos*, 28(3–6), 283–301. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(92\)90011-M](https://doi.org/10.1016/0024-4937(92)90011-M)
- Comin-Chiaramontit, P., Cundari, A., Piccirillo, E. M., Gomes, C. B., Castorina, F., Censi, P., De Min, A., Marzoli, A., Speziale, S. & Velazquez, V. F. (1997). Potassic and Sodic Igneous Rocks from Eastern Paraguay: their Origin from the Lithospheric Mantle and Genetic Relationships with the Associated Parana Flood Tholeiites. *Journal of Petrology*, 38(4), 495–528. <https://doi.org/10.1093/petroj/38.4.495>
- Comin-Chiaramonti, P., De Min, A., Cundari, A., Girardi, V. A. V., Ernesto, M., Gomes, C. B. & Riccomini, C. (2013). Magmatism in the Asunción-Sapucaí-Villarrica Graben (Eastern Paraguay) Revisited: Petrological, Geophysical, Geochemical, and Geodynamic Inferences. *Journal of Geological Research*, ID 590835, 1–22. <https://doi.org/10.1155/2013/590835>
- Comin-Chiaramonti, P., De Min, A., Girardi, V. A. V. & Gomes, C. B. (2014a). Carbonatites and Primary Carbonates in the Rio Apa and Amambay Regions, NE Paraguay. *Lithos*, 188, 84–96. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.10.027>

- Comin-Chiaramonti, P., Girardi, V. A. V., De Min, A., Boggiani, P. C. & Correia, C. T. (2011). Iron-rich Formations at the Cerro Manomó Region, Southeastern Bolivia: Remnant of a BIF? *Episodes*, 34(3), 177–185. <https://doi.org/10.18814/epiugs/2011/v34i3/004>
- Comin-Chiaramonti, P. & Gomes, C. B. (orgs.). (1996). *Alkaline Magmatism in Central-Eastern Paraguay. Relationships with Coeval Magmatism in Brazil*. São Paulo: Edusp/Fapesp, 464p.
- Comin-Chiaramonti, P. & Gomes, C. B. (orgs.). (2005). *Mesozoic to Cenozoic Alkaline Magmatism in the Brazilian Platform*. São Paulo: Edusp/Fapesp, 750p. <http://www.livrosabertos.edusp.usp.br/edusp/catalog/view/6/6/26-1>
- Comin-Chiaramonti, P., Gomes, C. B., Castorina, F., Censi, P., Antonini, P., Furtado, S., Ruberti, E. & Scheibe, L. F. (2002). Anitápolis and Lages Alkaline-Carbonatite Complexes, Santa Catarina State, Brazil: Geochemistry and Geodynamic Implications. *Revista Brasileira de Geociências*, 32, 639–653. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.20023214358>
- Comin-Chiaramonti, P., Gomes, C. B. & Censi, P. (2003). Carbonatites from the Paraná Basin: C-O Isotope Variations. In: *IV South American Symposium on Isotope Variations / V South American Symposium on Isotope Geology, Short Papers*, 524-527. Salvador.
- Comin-Chiaramonti, P., Gomes, C. B., Censi, P. & Speziale, S. (2005d). Carbonatites from Southeastern Brazil: a Model for the Carbon and Oxygen Isotope Variations. In: Comin-Chiaramonti, P. & Gomes, C. B. (orgs.). *Mesozoic to Cenozoic Alkaline Magmatism in the Brazilian Platform*. São Paulo: Edusp/Fapesp, 629–649.
- Comin-Chiaramonti, P., Gomes, C. B., Cundari, A., Castorina, F. & Censi, P. (2007a). A Review of Carbonatitic Magmatism in the Paraná-Angola-Etendeka (PAN) System. In: Castelli, D. & Compagnoni, R. (orgs.). *Periodico di Mineralogia, Special Issue*, 76, 25–78, (volume dedicado a Ezio Callegari). <https://doi.org/10.2451/2007PM0016>
- Comin-Chiaramonti, P., Gomes, C. B., De Min, A., Ernesto, M. & Gasparon, M. (2015). Magmatism Along the High Paraguay River at the Border of Brazil and Paraguay: A Review and New Constraints on Emplacement Ages. *Journal of South American Earth Sciences*, 58, 72–81. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2014.12.010>
- Comin-Chiaramonti, P., Gomes, C. D. B., De Min, A., Ernesto, M., Marzolie, A. & Riccomini, C. (2007b). Eastern Paraguay: an Overview of the Post-Paleozoic Magmatism and Geodynamic Implications. *Rendiconti Lincei*, 18(3), 139–192. <https://doi.org/10.1007/BF02974464>
- Comin-Chiaramonti, P., Gomes, C. B., De Min, A., Ruberti, E., Girardi, V. A. V., Slejko, F., Neder, R. & Pinho, F. E. C. (2014b). Petrology of Potassic Alkaline Ultramafic and Carbonatitic Rocks from Planalto da Serra (Mato Grosso State), Brazil. *Central European Journal of Geosciences*, 6(4), 565–587. <https://doi.org/10.2478/s13533-012-0196-6>
- Comin-Chiaramonti, P., Gomes, C. B., Marques, L. S., Censi, P., Ruberti, E. & Antonini, P. (2005c). Carbonatites from Southeastern Brazil: Geochemistry, O-C, Sr-Nd-Pb Isotopes and Relationships with the Magmatism from the Paraná-Angola-Namibia Province. In: Comin-Chiaramonti, P. & Gomes, C. B. (orgs.). *Mesozoic to Cenozoic Alkaline Magmatism in the Brazilian Platform*. São Paulo: Edusp/Fapesp, 657–688.
- Comin-Chiaramonti, P., Gomes, C. B., Ruberti, E., Antonini, P., Castorina, F. & Censi, P. (2001). Mato Preto Alkaline-Carbonatite Complex: Geochemistry and Isotope (O-C, Sr-Nd) Constraints. *Geochimica Brasiliensis*, 15, 23–34.
- Comin-Chiaramonti, P., Gomes, C. B., Velázquez, V. F., Censi, P., Antonini, F., Comin-Chiaramonti, F. & Punturo, R. (2005b). Alkaline Complexes from Southerneastern Bolivia. In: Comin-Chiaramonti, P. & Gomes, C. B. (orgs.). *Mesozoic to Cenozoic Alkaline Magmatism in the Brazilian Platform*. São Paulo, Edusp/Fapesp, 159–211.

- Comin-Chiaramonti, P., Marzoli, A., Gomes, C. B., Milan, A., Riccomini, C., Velázquez, V. F., Mantovani, M. M. S., Renne, P., Tassinari, C. C. G. & Vasconcelos, P. M. (2007c). The Origin of Post-Paleozoic Magmatism in Eastern Paraguay. In: Foulger, R. G. & Jurdy, D. M. (orgs.). *Plates, Plumes and Planetary Processes*, Special Paper, 430, 603–633. [https://doi.org/10.1130/2007.2430\(29\)](https://doi.org/10.1130/2007.2430(29))
- Comte, D. & Hasui, Y. (1971). Geochronology of Eastern Paraguay by the Potassium-Argon Method. *Revista Brasileira de Geociências*, 1(1), 33–43.
- Cordeiro, P. F. O. (2009). *Petrologia e Metalogenia do Depósito Primário de Nióbio do Complexo Carbonatítico-Foscorítico de Catalão I, Goiás*. Dissertação (Mestrado). Brasília: Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 140p.
- Cordeiro, P. F. O., Brod, J. A., Dantas, E. L. & Barbosa, E. S. R. (2010). Mineral Chemistry, Isotope Geochemistry and Petrogenesis of Niobium-Rich Rocks from the Catalão I Carbonatite-Phoscorite Complex, Central Brazil. *Lithos*, 118(3–4), 223–237. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2010.04.007>
- Cordeiro, P. F. O., Brod, J. A., Palmieri, M., Oliveira, C. G., Barbosa, E. S. R., Santos, R. V., Gaspar, J. C. & Assis, L. C. (2011a). The Catalão I Niobium Deposit, Central Brazil: Resources, Geology and Pyrochlore Chemistry. *Ore Geology Reviews*, 41(1), 112–121. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2011.06.013>
- Cordeiro, P. F. O., Brod, J. A., Santos, R. V., Dantas, E. L., Oliveira, C. G. & Barbosa, E. S. R. (2011b). Stable (C, O) and Radiogenic (Sr, Nd) Isotopes of Carbonates as Indicators of Magmatic and Post-Magmatic Processes of Phoscorite-Series Rocks and Carbonatites from Catalão I, Central Brazil. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 161(3), 451–464. <https://doi.org/10.1007/s00410-010-0542-y>
- Costa, A. F. U., Fernandes, L. A. D., Shukriowsky, W., Nardi, L. V. S. & Bitencourt, M. F. (1995). Teste dos Modelos Tectônicos e de Posicionamento do Complexo Granítico de Caçapava do Sul Através de Estudos de Modelagem Gravimétrica 3-D. *Revista Brasileira de Geofísica*, 13(2), 91–101. <https://doi.org/10.22564/rbgf.v13i2.1185>
- Costanzo, A., Moore, K., Wall, F. & Feely, M. (2006). Fluid Inclusions in Apatite from Jacupiranga Calcite Carbonatites: Evidence for a Fluid-Stratified Carbonatite Magma Chamber. *Lithos*, 91(1–4), 208–228. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2006.03.047>
- Coutinho, J. M. V. (2008). Dyke Swarms of the Paraná Triple Junction, Southern Brazil. *Geologia USP. Série Científica*, 8(2), 28–52. <https://doi.org/10.5327/Z1519-874X2008000200003>
- Coutinho, J. M. V. C. & Ens, H. H. (1992). Diques Lamprofíricos e Diferenciados Carbonatíticos da Região de São Sebastião e Itanhaém, SP (Resultados Preliminares). In: *XXXVII Congresso Brasileiro de Geologia*, Resumos Expandidos, 1, 512–513. São Paulo: SBG.
- Daly, R. A. (1925). Carbonate Dikes of the Premier Diamond Mine, Transvaal (Shaler Memorial Series). *The Journal of Geology*, 33(7), 659–684. <https://doi.org/10.1086/623240>
- Daly, R. A. (1933). *Igneous Rocks and their Origin*. New York, McGraw-Hill.
- Dalton, J. A., & Wood, B. J. (1993). The Compositions of Primary Carbonate Melts and their Evolution Through Wallrock Reaction in the Mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 119(4), 511–525. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(93\)90059-I](https://doi.org/10.1016/0012-821X(93)90059-I)
- Danni, J. C. M. (1994). Os Picritos Alcalinos da Região de Iporá: Implicações na Gênese dos Complexos do Tipo Central do Sul de Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, 24(2), 112–119.
- Danni, J. C. M., Baecker, M. L. & Ribeiro, C. C. (1991). The Geology of the Catalão I Carbonatite Complex. In: Leonardos, O. H.; Meyer, H. O. A. & Gaspar, J. C. (orgs.). In: *V International Kimberlite Conference*, Field Guide Book, 25–30. Araxá.

- Danni, J. C. M. & Gaspar, J. C. (1992). Mineralogia e Química do Katungito de Amarinópolis, Goiás. In: *XXXVII Congresso Brasileiro de Geologia*, Boletim de Resumos, 2, 85–86. São Paulo: SBG.
- _____ & _____ (1994). Química do Katungito de Amarinópolis, Goiás: Contribuição ao Estudo do Magmatismo Kamafugítico. *Geochimica Brasiliensis*, 8(2), 119–134. <https://doi.org/10.21715/gb.v8i2.73>
- Danni, J. C. M., Silva, A. J. G. C. & Cerqueira, M. R. (1990). Petrografia e Petroquímica das Rochas Alcalinas Cretácicas da Serra do Caiapó, SW de Goiás. In: *XXXVI Congresso Brasileiro de Geologia*, Anais, 1872–1882. Natal: SBG.
- Darbyshire, D. P. F. & Fletcher, C. J. N. (1979). A Mesozoic Alkaline Province in Eastern Bolivia. *Geology*, 7(11), 545–548. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1979\)7<545:AMAPIE>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1979)7<545:AMAPIE>2.0.CO;2)
- Davies, G. R., Driggs, A. J. & Nixon, P. H. (2001). A Non-cognate Origin for the Gibeon Kimberlite Megacryst Suite, Namibia: Implications for the Origin of Namibian Kimberlites. *Journal of Petrology*, 42(1), 159–172. <https://doi.org/10.1093/petrology/42.1.159>
- Davino, A. (1975). Geologia da Serra de Araçoiaba, Estado de São Paulo. *Boletim IG*, 6, 129. <https://doi.org/10.11606/issn.2316-8978.v6i0p129-144>
- Davis, G. L. (1977). The Ages and Uranium Contents of Zircons from Kimberlites and Associated Rocks. *Carnegie Institute of Washington Yearbook*, 76, 631–635.
- Dawson, J. B. (1962). Sodium Carbonate Lavas from Oldoinyo Lengai, Tanganyika. *Nature*, 195(4846), 1075–1076. <https://doi.org/10.1038/1951075a0>
- De la Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude, P. & Marchal, M. (1980). A Classification of Volcanic and Plutonic Rocks Using R_1R_2 -Diagram and Major-Element Analyses — Its Relationships with Current Nomenclature. *Chemical Geology*, 29(1–4), 183–210. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(80\)90020-0](https://doi.org/10.1016/0009-2541(80)90020-0)
- De Min, A., Hendriks, B., Slejko, F., Comin-Chiaramonti, P., Girardi, V., Ruberti, E., Gomes, C. B., Neder, R. & Pinho, F. E. C. (2013). Age of Ultramafic High-K Rocks from Planalto da Serra (Mato Grosso, Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, 41, 57–64. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2012.06.010>
- Deer, W. A., Howie, R. A. & Zussman, R. (1992). *An Introduction to Rock-Forming Minerals*. Harlow, Longman, 698p.
- Deines, P. (1989). Stable Isotope Variations in Carbonatites. In: Bell, K. (org.). *Carbonatites: Genesis and Evolution*. Londres, Unwin Hyman Ltd., 301–359.
- Deines, P., & Gold, D. (1973). The Isotopic Composition of Carbonatite and Kimberlite Carbonates and their Bearing on the Isotopic Composition of Deep-Seated Carbon. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 37(7), 1709–1733. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(73\)90158-0](https://doi.org/10.1016/0016-7037(73)90158-0)
- Derby, O. A. (1891). On the Magnetite Ore Districts of Jacupiranga and Ipanema, São Paulo, Brazil. *American Journal of Science*, s3-41(244), 311–321. <https://doi.org/10.2475/ajs.s3-41.244.311>
- Doroshkevich, A. G., Veksler, I. V., Klemd, R., Khromova, E. A. & Izbrodin, I. A. (2017). Trace-Element Composition of Minerals and Rocks in the Belaya Zima Carbonatite Complex (Russia): Implications for the Mechanisms of Magma Evolution and Carbonatite Formation. *Lithos*, 284–285, 91–108. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2017.04.003>
- Downes, H., Wall, F., Demény, A. & Szabó, C. (2012). Continuing the Carbonatite Controversy Preface. *Mineralogical Magazine*, 76(2), 255–257. <https://doi.org/10.1180/minmag.2012.076.2.01>

- Dunworth, E. A. & Bell, K. C. (1998). Melilitolites: A New Scheme of Classification. *The Canadian Mineralogist*, 36, 895–903.
- Eberhardt, D. B. (2014). *Elementos-Traços em Minerais do Complexo Alcalino Carbonatítico de Tapira, MG*. Dissertação (Mestrado). Brasília: Instituto de Geociências, Universidade de Brasília.
- Eby, G. N. (1975). Abundance and Distribution of the Rare-Earth Elements and Yttrium in the Rocks and Minerals of the Oka Carbonatite Complex, Quebec. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 39(5), 597–620. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(75\)90005-8](https://doi.org/10.1016/0016-7037(75)90005-8)
- Eby, G. N. & Mariano, A. N. (1986). Geology and Geochronology of Carbonatites Peripheral to the Paraná Basin, Brazil-Paraguay. *Carbonatites Symposium*, Ottawa, 1-13.
- _____ & _____ (1992). Geology and Geochronology of Carbonatites and Associated Alkaline Rocks Peripheral to the Paraná Basin, Brazil-Paraguay. *Journal of South American Earth Sciences*, 6(3), 207–216. [https://doi.org/10.1016/0895-9811\(92\)90009-N](https://doi.org/10.1016/0895-9811(92)90009-N)
- Ellert, R. (1959). Contribuição à Geologia do Maciço Alcalino de Poços de Caldas. *Boletim da Faculdade de Filosofia Ciências e Letras*, Universidade de São Paulo. Geologia, 18, 5–60. <https://doi.org/10.11606/issn.2526-3862.bffcluspgeologia.1959.121851>
- Ellert, R., Björnberg, A. J. S. & Coutinho, J. M. V. (1959). *Mapa Geológico do Maciço Alcalino de Poços de Caldas*. São Paulo, Departamento de Geologia e Paleontologia, Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras da Universidade de São Paulo.
- Elliott, H. A. L., Wall, F., Chakhmouradian, A. R., Siegfried, P. R., Dahlgren, S., Weatherley, S., Finch, A. A., Marks, M. A. W., Dowman, E. & Deady, E. (2018). Fenites Associated with Carbonatite Complexes: A Review. *Ore Geology Reviews*, 93, 38–59. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.12.003>
- Enrich, G. E. R., Azzone, R. G., Ruberti, E., Gomes, C. B. & Comin-Chiaramonti, P. (2005). Itatiaia, Passa Quatro and São Sebastião Island, the Major Alkaline Syenitic Complexes from the Serra do Mar Region. In: Comin-Chiaramonti, P. & Gomes, C. B. (orgs.). *Mesozoic to Cenozoic Alkaline Magmatism in the Brazilian Platform*. São Paulo: Edusp/Fapesp, 419–441.
- Erd, R. C., Czamanske, G. K. & Meyer, C. E. (1983). Taeniolite an Uncommon Lithium-Mica from Coyote Peak County, California. *The Mineralogical Record*, 14, 39–40.
- Ernesto, M., Marques, L. S., Piccirillo, E. M., Molina, E. C., Ussami, N., Comin-Chiaramonti, P. & Bellieni, G. (2002). Paraná Magmatic Province–Tristan da Cunha Plume System: Fixed versus Mobile Plume, Petrogenetic Considerations and Alternative Heat Sources. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 118(1–2), 15–36. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(02\)00248-2](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(02)00248-2)
- Ewart, A. (2004). Petrology and Geochemistry of Early Cretaceous Bimodal Continental Flood Volcanism of the NW Etendeka, Namibia. Part 1: Introduction, Mafic Lavas and Re-Evaluation of Mantle Source Components. *Journal of Petrology*, 45(1), 59–105. <https://doi.org/10.1093/petrology/egg083>
- Ewart, A., Milner, S. C., Armstrong, R. A. & Dungan, A. R. (1998). Etendeka Volcanism of the Goboboseb Mountains and Messum Igneous Complex, Namibia. Part I: Geochemical Evidence of Early Cretaceous Tristan Plume Melts and the Role of Crustal Contamination in the Parana-Etendeka CFB. *Journal of Petrology*, 39(2), 191–225. <https://doi.org/10.1093/etroj/39.2.191>
- Faure, G. (1986). *Principles of Isotope Geology*. Nova York: John Wiley and Sons. 464p.
- Felicíssimo Jr., J. (1948). *Relatório Oficial de Pesquisa de Jazidas do Morro do Serrote*, Registro, Estado de São Paulo. Departamento Nacional da Produção Mineral (DNPM), (inédito).
- _____ (1968). Carbonatitos do Estado de São Paulo. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 40, 93–115.

- Ferrari, V. C., Toledo, M. C. M. & Atencio, D. (2007). Gorceixite from Catalão, Goiás, Brazil: Rietveld Crystal Structure Refinement. *Geologia USP. Série Científica*, 7(2), 25–36. <https://doi.org/10.5327/Z1519-874X2007000200002>
- Ferrari, V. C., Toledo, M. C. M., Santos, C. N. & Kahn, H. (2001). Aspectos Cristaloquímicos, Mineralógicos e Tecnológicos da Apatita de Tapira (MG). *Geochimica Brasiliensis*, 15, 93–112.
- Ferreira, F. J. F. (1983). *Integração de Dados Aeromagnéticos e Geológicos: Configuração e Evolução Tectônica do Arco de Ponta Grossa*. Dissertação (Mestrado). São Paulo: Instituto de Geociências, USP. <https://doi.org/10.11606/D.44.1983.tde-14082013-161535>
- Filemon, K. E., Jesus, I. P. S. & Weska, R. K. (1997). Intrusão Kimberlítica Piranhas I, Paranatinga, MT. In: *VI Simpósio de Geologia do Centro-Oeste*, Resumos, 109–110. Cuiabá: SBG.
- Fletcher, C. J. N. (1979). La Geología y Potential de Minerales de la Provincia Alcalina de Velasco y Cerro Manomó. Proyecto Mineral de Oriente Boliviano. In: *Proyecto Precámbrico. Fase I: 1976-1979*. Misión Geológica Británica/Servicio Geológico de Bolivia, Informe 8, 1–129.
- Fletcher, C. J. N., Appleton, J. D., Webb, B. C. & Basham, I. R. (1981). Mineralization in the Cerro Manomó Carbonatite Complex, Eastern Bolivia. *Transaction Institution of Mining and Metallurgy, Section B, Applied Sciences*, 90, 37–50.
- Fletcher, C. J. N. & Beddoe-Stephens, B. (1987). The Petrology, Chemistry and Crystallization History of the Velasco Alkaline Province, Eastern Bolivia. *Geological Society, London, Special Publications*, 30(1), 403–413. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1987.030.01.19>
- Fletcher, C. J. N. & Litherland, M. (1981). The Geology and Tectonic Setting of the Velasco Alkaline Province, Eastern Bolivia. *Journal of the Geological Society*, 138(5), 541–548. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.138.5.0541>
- Flohr, M. J. K. & Ross, M. (1990). Alkaline Igneous Rocks of Magnet Cove, Arkansas: Mineralogy and Geochemistry of Syenites. *Lithos*, 26(1–2), 67–98. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(90\)90041-X](https://doi.org/10.1016/0024-4937(90)90041-X)
- Foley, S. (1992). Petrological Characterization of the Source Components of Potassic Magmas: Geochemical and Experimental Constraints. *Lithos*, 28(3–6), 187–204. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(92\)90006-K](https://doi.org/10.1016/0024-4937(92)90006-K)
- Fontana, J. (2006). Phoscorite-Carbonatite Pipe Complexes. *Platinum Metals Review*, 50(3), 134–142. <https://doi.org/10.1595/147106706X128791>
- Foster, M. D. (1960). Interpretation of the Composition of Lithium Micas. *United States Geological Survey, Professional Paper*, 354-E, 115–147. <https://doi.org/10.3133/pp354E>
- Fragomeni, P. R. P. (1976). Controle Tectônico da Província Kimberlítica de Paranatinga. *Boletim Informativo da Sociedade Brasileira de Geologia, Núcleo Centro-Oeste*, 5, 3–10.
- Fujimori, K. (1974). *Minerais Radioativos do Campo Agostinho, Poços de Caldas (MG)*. Tese (Livre-Docência). São Paulo: Instituto Astronômico e Geofísica, Universidade de São Paulo, 161p.
- Furtado, S. M. A. (1989). *Petrologia do Maciço Alcalino de Anitápolis, SC*. Tese (Doutorado). São Paulo: Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 245p. <https://doi.org/10.11606/T.44.1989.tde-23062015-144628>
- Furtado, S. M. A., Gomes, C. B. & Scheibe, L. F. (1986). Ocorrência de Foscoritos no Maciço Alcalino de Anitápolis. In: *XXXIV Congresso Brasileiro de Geologia, Anais*, 4, 1604–1614. Goiânia: SBG.
- Furtado, S. M. A. & Scheibe, L. F. (1987). Geologia dos Complexos Alcalinos Mesozoicos de Santa Catarina. In: *Textos Básicos de Geologia*. Florianópolis: Departamento Nacional da Produção Mineral/Secretaria de Minas e Energia do Estado de Santa Catarina, 170–192.

- Gamboa, L. A. P. & Rabinowitz, P. D. (1984). The Evolution of the Rio Grande Rise in the Southwest Atlantic Ocean. *Marine Geology*, 58(1–2), 35–58. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(84\)90115-4](https://doi.org/10.1016/0025-3227(84)90115-4)
- Garda, G. M. (1990). *Alteração Hidrotermal no Contexto da Evolução Geológica do Maciço Alcalino de Pocos de Caldas, MG-SP*. Dissertação (Mestrado). São Paulo: Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. <https://doi.org/10.11606/D.44.1990.tde-02092013-144159>
- Garda, G. M., Schorscher, J. H. D., Esperança, S. & Carlson, R. W. (1995). The Petrology and Geochemistry of Coastal Dykes from São Paulo State, Brazil: Implication for Variable Lithospheric Contribution to Alkaline Magmas from the Western Margin of the South Atlantic. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 67(suppl. 2), 191–216.
- Garson, M. S., Coats, J. S., Rock, N. M. S. & Deans, T. (1984). Fenites, Breccia Dykes, Albitites, and Carbonatitic Veins near the Great Glen Fault, Inverness, Scotland. *Journal of the Geological Society*, 141(4), 711–732. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.141.4.0711>
- Gaspar, J. C. (1977). *Contribuição ao Estudo do Magmatismo Alcalino de Santo Antônio da Barra, GO*. Dissertação (Mestrado). Brasília: Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 142p.
- _____ (1989). *Geologie et Mineralogie du Complexe Carbonatique de Jacupiranga, Brésil*. Tese (Doutorado). Orléans: U.E.R. de Sciences Fondamentales et Appliquées, Université d'Orléans, 344p.
- _____ (1992). Titanian Clinohumite in the Carbonatites of the Jacupiranga Complex, Brazil: Chemistry and Comparison with Titanian Clinohumite from Other Environments. *American Mineralogist*, 77(1–2), 168–178.
- Gaspar, J. C. & Adusumilli, M. S. (1976). Sobre os Carbonatitos de Catalão I, Goiás. *Boletim de Mineralogia*, 4, 5–22.
- Gaspar, J. C. & Danni, J. C. M. (1981). Aspectos Petrográficos e Vulcanológicos da Província Alcalino-Carbonatítica de Santo Antônio da Barra, Sudoeste de Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, 11, 74–83.
- Gaspar, J. C. & Wyllie, P. J. (1982). Barium Phlogopite from the Jacupiranga Carbonatite, Brazil. *American Mineralogist*, 67, 997–1000.
- _____ & _____ (1983a). Magnetite in the Carbonatites from the Jacupiranga Complex, Brazil. *American Mineralogist*, 68, 195–213.
- _____ & _____ (1983b). Ilmenite (High Mg, Mn, Nb) in the Carbonatites from the Jacupiranga Complex, Brazil. *American Mineralogist*, 68, 960–971.
- _____ & _____ (1984). The Alleged Kimberlite-Carbonatite Relationship: Evidence from Ilmenite and Spinel from Premier and Wesselton Mines and the Bentontein Sill, South Africa. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 85, 133–140.
- _____ & _____ (1987). The Phlogopites from the Jacupiranga Carbonatite Intrusions. *Mineralogy and Petrology*, 36(2), 121–134. <https://doi.org/10.1007/BF01164485>
- Germann, A., Marker, A. & Friedrich, G. (1987). The Alkaline Complex of Jacupiranga, São Paulo, Brazil. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, I, (7–8) 807–818.
- Gibson, S. A., Thompson, R. N. & Day, J. A. (2006). Timescales and Mechanisms of Plume-Lithosphere Interactions: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Geochronology and Geochemistry of Alkaline Igneous Rocks from the Paraná-Etendeka Large Igneous Province. *Earth and Planetary Science Letters*, 251(1–2), 1–17. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.08.004>
- Gibson, S. A., Thompson, R. N., Day, J. A., Humphris, S. E. & Dickin, A. P. (2005). Melt-Generation Processes Associated with the Tristan Mantle Plume: Constraints on the Origin of EM-I. *Earth and Planetary Science Letters*, 237(3–4), 744–767. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.06.015>

- Gibson, S. A., Thompson, R. N., Dickin, A. P. & Leonardos, O. H. (1995a). High-Ti and Low-Ti Mafic Potassic Magmas: Key to Plume-Lithosphere Interactions and Continental Flood-Basalt Genesis. *Earth and Planetary Science Letters*, 136(3-4), 149-165. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(95\)00179-G](https://doi.org/10.1016/0012-821X(95)00179-G)
- Gibson, S. A., Thompson, R. N., Leonardos, O. H., Dickin, A. P. & Mitchell, J. G. (1995b). The Late Cretaceous Impact of the Trindade Mantle Plume: Evidence from Large-Volume, Mafic, Potassic Magmatism in SE Brazil. *Journal of Petrology*, 36(1), 189-229. <https://doi.org/10.1093/petrology/36.1.189>
- Gibson, S. A., Thompson, R. N., Leonardos, O. H., Dickin, A. P. & Mitchell, J. G. (1999). The Limited Extent of Plume-Lithosphere Interactions During Continental Flood-Basalt Genesis: Geochemical Evidence from Cretaceous Magmatism in Southern Brazil. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 137(1-2), 147-169. <https://doi.org/10.1007/s004100050588>
- Gibson, S. A., Thompson, R. N., Weska, R. K., Dickin, A. P. & Leonardos, O. H. (1997). Late Cretaceous Rift-Related Upwelling and Melting of the Trindade Starting Mantle Plume Head Beneath Western Brazil. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 126(3), 303-314. <https://doi.org/10.1007/s004100050252>
- Gierth, E. & Baecker, M. I. (1986). A Mineralização de Nióbio e as Rochas Alcalinas Associadas no Complexo Catalão I, Goiás. In: Schobbenhaus, C. (org.). *Principais Depósitos Minerais do Brasil*. Brasília, Ministério de Minas e Energia, Departamento Nacional da Produção Mineral, 455-462.
- Ginzburg, A. I. (org.). (1962). Geology of the Rare-Element Deposits. *XVII Geological Structure and Mineralogical Characteristics of Rare-Metal Carbonatites*. Moscou, Gosgeoltekhizat.
- Giret, A., Bonin, B. & Leger, J. M. (1980). Amphibole Compositional Trends in Oversaturated and Undersaturated Alkaline Plutonic Ring-Composition. *The Canadian Mineralogist*, 18 (4), 481-495.
- Gittins, J. (1989). The Origin and Evolution of Carbonatite Magmas. In: Bell, K. (org.). *Carbonatites: Genesis and Evolution*. Londres: Unwin-Hyman, 580-600.
- Gittins, J. & Harmer, R. E. (1997). What is Ferrocarnatite? A Revised Classification. *Journal of African Earth Sciences*, 25(1), 159-168. [https://doi.org/10.1016/S0899-5362\(97\)00068-7](https://doi.org/10.1016/S0899-5362(97)00068-7)
- _____ & _____ (2003). Myth and Reality in the Carbonatite-Silicate Rock Association. *Periodico di Mineralogia*, 72, Special Issue - 1, 19-26.
- Gittins, J., Harmer, R. E. & Barker, D. S. (2005). The Bimodal Composition of Carbonatites: Reality or Misconception? *Lithos*, 85(1-4), 129-139. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2005.03.023>
- Gittins, J. & Tuttle, O. F. (1964). The System $\text{CaF}_2\text{-Ca(OH)}_2\text{-CaCO}_3$. *American Journal of Science*, 262, 66-75.
- Guest, N. J. (1956). The Volcano Activity of Oldoinyo L'Engai. *Tanganyika Geological Survey Record*, 4, 56-59.
- Gomes, C. B. (1969). Electron Microprobe Analysis of Zoned Melanites. *American Mineralogist*, 54, 1654-1661.
- _____ (1970). Petrologia do Maciço Alcalino de Itapirapuã, SP. *Boletim IGA*, 1, 77-188. <https://doi.org/10.11606/issn.2316-9001.v1i0p77-197>
- Gomes, C. B., Azzone, R. G., Ruberti, E., Vasconcelos, P. M., Sato, K. & Rojas, G. E. E. (2018b). New age determinations for the Banhadão and Itapirapuã Complexes in the Ribeira Valley, Southern Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, 48(2), 403-414. <https://doi.org/10.1590/2317-4889201820170094>
- Gomes, C. B. & Comin-Chiaramonti, P. (2005). Some Notes on the Alto Paranaíba Igneous Province. In: Comin-Chiaramonti, P. & Gomes, C. B. (orgs.). *Mesozoic to Cenozoic Alkaline Magmatism in the Brazilian Platform*. São Paulo: Edusp/Fapesp, 317-340.

- _____ & _____ (orgs.) (2017). *Magmatismo Alcalino Continental da Região Meridional da Plataforma Brasileira*. São Paulo, Edusp/Fapesp, 595p.
- Gomes, C. B., Comin-Chiaramonti, P., Azzone, R. G., Ruberti, E. & Rojas, G. E. E. (2018a). Cretaceous Carbonatites of the Southeastern Brazilian Platform: a Review. *Brazilian Journal of Geology*, 48(2), 317–345. <https://doi.org/10.1590/2317-4889201820170123>
- Gomes, C. B., Comin-Chiaramonti, P., De Min, A., Melfi, A. J., Bellieni, G., Ernesto, M., Castillo, A. M. C. & Velázquez, V. F. (1989). Atividade Filoniana Associada ao Complexo Alcalino de Sapukai, Paraguai Oriental. *Geochimica Brasiliensis*, 3, 93-114.
- Gomes, C. B., Comin-Chiaramonti, P., Ruberti, E., Antonini, P., Castorina, F. & Censi, P. (2001). O Complexo Alcalino-Carbonatítico de Mato Preto, Região Sudeste do Brasil: Implicações Geoquímicas. In: *VI Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa*, Actas, 241–242. Faro.
- Gomes, C. B., Comin-Chiaramonti, P. & Velázquez, V. F. (2013). A Synthesis on the Alkaline Magmatism of Eastern Paraguay. *Brazilian Journal of Geology*, 43(4), 745–761. <https://doi.org/10.5327/Z2317-488920130004000012>
- Gomes, C. B., Comin-Chiaramonti, P., Velázquez, V. F. & Onoe, A. T. (2008). Alkaline Magmatism from SE Bolivia: New Isotopic Data. In: *VI South American Symposium on Isotope Geology*, (CD-ROM). Bariloche.
- Gomes, C. B., Comin-Chiaramonti, P., Velázquez, V. F. & Orué, D. (1996a). Alkaline Magmatism in Paraguay: A Review. In: Comin-Chiaramonti, P. & Gomes, C. B. (orgs.). *Alkaline Magmatism in Central-Eastern Paraguay. Relationships with Coeval Magmatism in Brazil*. São Paulo: Edusp/Fapesp, 35–56.
- Gomes, C. B. & Cordani, U. G. (1965). Geocronologia do Maciço Alcalino de Itapirapuã (SP). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 37, 497–501.
- Gomes, C. B. & Dutra, C. V. (1969). A Short Note about the Carbonatites from Itapirapuã, São Paulo, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 41, 195–198.
- Gomes, C. B., Dutra, C. V., Hypolito, R. & Valarelli, J. V. (1968). Granadas Titaníferas das Rochas Alcalinas de Itapirapuã, SP. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 40, 313–326.
- Gomes, C. B., Milan, A., Velázquez, V. F., Riccomini, C., Comin-Chiaramonti, P., Vasconcelos, P. M. & Tassinari, C. C. G. (2003). Magmatismo Alcalino da Porção Centro-Oriental do Paraguai: Novos Dados Geocronológicos para as Rochas das Províncias Central e Assunção. In: *VII Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa*, Resumos, 34p. Maputo.
- Gomes, C. B., Morbidelli, L., Ruberti, E. & Comin-Chiaramonti, P. (1996b). Comparative Aspects Between Post-Palaeozoic Alkaline Rocks from the Western and Eastern Margins of the Paraná Basin. In: Comin-Chiaramonti, P. & Gomes, C. B. (orgs.). *Alkaline Magmatism in Central-Eastern Paraguay. Relationships with Coeval Magmatism in Brazil*. São Paulo: Edusp/Fapesp, 249–274.
- Gomes, C. B., Ruberti, E. & Morbidelli, L. (1990). Carbonatite complexes from Brazil: A review. *Journal of South American Earth Sciences*, 3(1), 51–63. [https://doi.org/10.1016/0895-9811\(90\)90017-U](https://doi.org/10.1016/0895-9811(90)90017-U)
- Gomes, C. B., Ruberti, E., Comin-Chiaramonti, P. & Azzone, R. G. (2011a). Alkaline Magmatism in the Ponta Grossa Arch, SE Brazil: A Review. *Journal of South American Earth Sciences*, 32(2), 152–168. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2011.05.003>
- Gomes, C. B., Velázquez, V. F., Azzone, R. G. & Paula, G. S. (2011b). Alkaline Magmatism in the Amambay Area, NE Paraguay: The Cerro Sarambí Complex. *Journal of South American Earth Sciences*, 32(1), 75–95. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2011.04.004>
- Gomide, C. S. (2015). *Geoquímica e Química Mineral de Carbonatitos e Isótopos Estáveis em Carbonatitos da Província Ígnea do Alto Paranaíba*. Tese (Doutorado). Brasília: Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 250p.

- Gomide, C. S., Brod, J. A., Junqueira-Brod, T. C., Buhn, B. M., Santos, R. V., Barbosa, E. S. R., Cordeiro, P. F. O., Palmieri, M., Grasso, C. B. & Torres, M. G. (2013). Sulfur Isotopes from Brazilian Alkaline Carbonatite Complexes. *Chemical Geology*, 341, 38–49. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2013.01.006>
- Gomide, C. S., Brod, J. A., Vieira, L. C., Junqueira-Brod, T. C., Petrinovic, I. A., Santos, R. V., Barbosa, E. S. R. & Mancini, L. H. (2016). Stable (C, O, S) Isotopes and Whole-Rock Geochemistry of Carbonatites from Alto Paranaíba Igneous Province, SE, Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, 46(3), 351–376. <https://doi.org/10.1590/2317-4889201620150059>
- Grasso, C. B. (2010). *Petrologia do Complexo Alcalino de Serra Negra, MG*. Dissertação (Mestrado). Brasília: Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 209p.
- Greenwood, J. C., Gibson, S. A., Thompson, R. N., Weska, R. K. & Dickin, A. P. (1999). Cretaceous Kimberlites from the Paranatinga-Batovi Region, Central Brazil: Geochemical Evidence for Subcratonic Lithospheric Mantle Heterogeneity. In: *VII International Kimberlite Conference*, 1, 291–298. Cape Town.
- Grossi-Sad, J. H. & Torres, N. (1978). Geology and Mineral Resources of the Barreiro Complex, Araxá, Minas Gerais. In: *I International Symposium on Carbonatites, Proceedings*, 307–312. Poços de Caldas.
- Guarino, V., Azzone, R. G., Brotzu, P., Gomes, C. B., Melluso, L., Morbidelli, L., Ruberti, E., Tassinari, C. C. G. & Brilli, M. (2012). Magmatism and Fertilization in the Cretaceous Potassium-Alkaline-Carbonatitic Complex of Ipanema São Paulo State, Brazil. *Mineralogy and Petrology*, 104(1–2), 43–61. <https://doi.org/10.1007/s00710-011-0168-4>
- Guarino, V. & Brigatti, M. F. (2018). Crystalization Conditions of Micas in Oxidized Systems. *American Mineralogist*, 103, 1999–2010. <https://doi.org/10.2138/am-2018-6567>
- Guarino, V., Wu, F.-Y., Lustrino, M., Melluso, L., Brotzu, P., Gomes, C. B., Ruberti, E., Tassinari, C. C. G. & Svisero, D. P. (2013). U–Pb Ages, Sr–Nd–Isotope Geochemistry, and Petrogenesis of Kimberlites, Kamafugites and Phlogopite-Picrites of the Alto Paranaíba Igneous Province, Brazil. *Chemical Geology*, 353, 65–82. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2012.06.016>
- Guarino, V., Wu, F.-Y., Melluso, L., Gomes, C. B., Tassinari, C. C. G., Ruberti, E. & Brilli, M. (2017). U–Pb Ages, Geochemistry, C–O–Nd–Sr–Hf Isotopes and Petrogenesis of the Catalão II Carbonatitic Complex (Alto Paranaíba Igneous Province, Brazil): Implications for Regional-Scale Heterogeneities in the Brazilian Carbonatite Associations. *International Journal of Earth Sciences*, 106(6), 1963–1989. <https://doi.org/10.1007/s00531-016-1402-4>
- Guest, N. J. (1956). The Volcano Activity of Oldoinyo L'Engai. *Tanganyika Geological Survey Record*, 4, 56–59.
- Guimarães, I. G., Amaral, M. A. M. & Garcia, I. R. A. (1980). Uncompahgrito de Tapira, MG. In: *XXXI Congresso Brasileiro de Geologia, Anais*, 2050–2058. Camboriú: SBG.
- Guimarães, H. N. & Weiss, R. A. (2001). The Complexity of the Niobium Deposits in the Alkaline Ultramafic Intrusions Catalão I and II, Brazil. In: *International Symposium Niobium, Proceedings*, 37–52. Orlando.
- Haggerty, S. E. & Mariano, A. N. (1983). Strontian-Loparite and Strontio-Chevkinite: Two New Minerals in Rheomorphic Fenites from the Paraná Basin Carbonatites, South America. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 84(4), 365–381. <https://doi.org/10.1007/BF01160288>
- Hamilton, D. L., Bedson, P. & Esson, J. (1989). The Behaviour of Trace Elements in the Evolution of Carbonatites. In: Bell, K. (org.). *Carbonatites: Genesis and Evolution*. Londres: Unwin Hyman, 405–427.

- Haralyi, N. L. E. (1978). *Carta Gravimétrica do Oeste de Minas Gerais, Sudeste de Goiás e Norte de São Paulo*. Tese (Doutorado). São Paulo: Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 152p. <https://doi.org/10.11606/T.44.1979.tde-25082015-150750>
- Harmer, R. E. (1999). The Petrogenetic Association of Carbonatite and Alkaline Magmatism: Constraints from the Spitskop Complex, South Africa. *Journal of Petrology*, 40(4), 525–548. <https://doi.org/10.1093/etroj/40.4.525>
- Harmer, R. E. & Gittins, J. (1998). The Case for Primary, Mantle-Derived Carbonatite Magma. *Journal of Petrology*, 39(11–12), 1895–1903. <https://doi.org/10.1093/etroj/39.11-12.1895>
- Hart, S. R. (1984). A Large-Scale Isotope Anomaly in the Southern Hemisphere Mantle. *Nature*, 309(5971), 753–757. <https://doi.org/10.1038/309753a0>
- Hart, S. R., Gerlach, D. C. & White, W. M. (1986). A Possible New Sr-Nd-Pb Mantle Array and Consequences for Mantle Mixing. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 50(7), 1551–1557. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(86\)90329-7](https://doi.org/10.1016/0016-7037(86)90329-7)
- Hart, S. R., Hauri, E. H., Oschmann, L. A. & Whitehead, J. A. (1992). Mantle Plumes and Entrainment: Isotopic Evidence. *Science*, 256(5056), 517–520. <https://doi.org/10.1126/science.256.5056.517>
- Hart, S. R. & Zindler, A. (1989). Constraints on the Nature and the Development of Chemical Heterogeneities in the Mantle. In: Peltier, W. R. (org.). *Mantle Convection Plate Tectonics and Global Dynamics*. Nova York: Gordon and Breach Sciences Publishers, 261–388.
- Hasui, Y., Dyer, R. C. & Iwanuch, W. (1971). Geocronologia das Rochas Alcalinas de Santo Antônio da Barra, GO. In: *XXI Congresso Brasileiro de Geologia, Anais*, 253–258. São Paulo: SBG.
- Heaman, L. M., Teixeira, N. A., Gobbo, L. & Gaspar, J. C. (1998). U-Pb Zircon Ages for Kimberlites from the Juína and Paratininga Provinces, Brazil. In: *VII International Kimberlite Conference, Extended Abstracts*, 322–324. Cape Town.
- Heathcote, R. C. & McCormick, G. R. (1989). Major-Cation Substitution in Phlogopite and Evolution of Carbonatite in the Potash Sulfur Springs Complex, Garland County, Arkansas. *American Mineralogist*, 74, 132–140.
- Hegarty, K. A., Duddy, I. R. & Green, P. F. (1996). The Thermal History in and Around the Paraná Basin Using Apatite Track Analysis: Implications for Hydrocarbon Occurrences and Basin Formation. In: Comin-Chiaramonti, P. & Gomes, C. B. (orgs.). *Alkaline Magmatism in Central-Eastern Paraguay. Relationships with Coeval Magmatism in Brazil*. São Paulo: Edusp/Fapesp, 41–50.
- Heinrich, E. W. (1966). *The Geology of Carbonatites*. Chicago: Rand McNally and Company.
- Herz, N. (1977). Timing of Spreading in the South Atlantic: Information from Brazilian Alkalic Rocks. *Geological Society of America Bulletin*, 88(1), 101–112. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1977\)88<101:TOSITS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1977)88<101:TOSITS>2.0.CO;2)
- Higasy, R. A. (1954). Trace Elements of Volcanic Ultrabasic Potassic Rocks of Southwestern Uganda and Adjoining Part of Belgian Congo. *Bulletin of Geological Society of America*, 65. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1954\)65\[39:TEOVUP\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1954)65[39:TEOVUP]2.0.CO;2)
- Hirano, H., Kamitani, M. & Daitx, E. C. (1987a). Jacupiranga Carbonatites in the São Paulo State Brazil: Their Mode of Occurrence. In: *Research on Mineral Deposits Associated with Carbonatite in Brazil*, Report of International Research and Development Cooperation (ITIT Projects), 8316, 74–95.
- Hirano, H., Kamitani, M., Sato, T. & Sudo, S. (1987b). Niobium Mineralization of Catalão I Carbonatite Complex, Goiás, Brazil. In: *Research on Mineral Deposits Associated with Carbonatite in Brazil*, Report of International Research and Development Cooperation (ITIT Projects), 8316, 23–55.
- Högbom, A. G. (1895). Ueber das Nephelinsyenitgebiet auf der Insel Alnö. *Geologiska Föreningen i Stockholm Förhandlingar*, 17(3), 214–254. <https://doi.org/10.1080/11035899509442299>

- Hogarth, D. D. (1989). Pyrochlore, Apatite and Amphibole: Distinctive Minerals in Carbonatite. In: Bell, K. (org.). *Carbonatite: Genesis and Evolution*. London, Unwin Hyman, 105-148.
- Hornig-Kjarsgaard, I. (1998). Rare Earth Elements in Sovietic Carbonatites and their Mineral Phases. *Journal of Petrology*, 39(11), 2105–2121. <https://doi.org/10.1093/petrology/39.11.2105>
- Huang, Y.-M., Hawkesworth, C. J., van Calsteren, P. & McDermott, F. (1995). Geochemical Characteristics and Origin of the Jacupiranga Carbonatites, Brazil. *Chemical Geology*, 119(1–4), 79–99. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00093-N](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00093-N)
- Hussak, E. & Prior, G. T. (1895). Lewisite and Zirkelite, Two New Brazilian Minerals. *Mineralogical Magazine and Journal of the Mineralogical Society*, 11(50), 80–88. <https://doi.org/10.1180/minmag.1895.011.50.05>
- Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo – IPT. (1980). Tectônica da Bacia do Paraná. São Paulo, Relatório, 91, 1–187.
- Issa Filho, A., Lima, P. R. A. S. & Souza, O. M. (1984). Aspectos da Geologia do Complexo Carbonatítico do Barreiro, Araxá, MG, Brasil. In: *Companhia Brasileira de Metalurgia e Mineração*. Complexos Carbonatíticos do Brasil: Geologia. São Paulo, 19–44.
- J. Mendo Consultoria. (2009). Relatório Técnico 53: Perfil do Fosfato. Brasília: Ministério de Minas e Energia (MME) / Banco Mundial. Disponível em: http://www.mme.gov.br/documents/1138775/1256650/P29_RT53_Perfil_do_Fosfato.pdf/48caf3fe-b399-4032-9337-d-63ce39b218d. Acesso em: 2/mar/2019.
- Janasi, V. A., Leite, R. J. & van Schmus, W. R. (2001). U–Pb Chronostratigraphy of the Granitic Magmatism in the Agudos Grandes Batholith (West of São Paulo, Brazil) — Implications for the Evolution of the Ribeira Belt. *Journal of South American Earth Sciences*, 14(4), 363–376. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(01\)00034-7](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(01)00034-7)
- Jenkins II, R. E. (1987). Geology of the Clugger-Fluorite Deposit, Mato Preto, Paraná, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 17, 288–294.
- _____ (1997). Depósitos de Fluorita de Mato Preto, Cerro Azul, Paraná. In: Schobbenhaus, C., Queiroz, E. T. & Coelho, C. E. S. (orgs.). *Principais Depósitos Minerais Brasileiros – Rochas e Minerais Industriais*. Brasília: Departamento Nacional da Produção Mineral - DNPM, Vol. IV, Parte B, 569–573.
- Johannsen, A. (1939). *A Descriptive Petrography of the Igneous Rocks*. Vol. I: Introduction, Textures, Classification and Glossary. Chicago: Chicago University Press.
- Jones, A. P., Genge, M. & Carmody, L. (2013). Carbonate Melts and Carbonatites. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 75(1), 289–322. <https://doi.org/10.2138/rmg.2013.75.10>
- Junqueira-Brod, T. C. (1998). *Cretaceous Alkaline Igneous Rocks from the Águas Emendadas Region, Goiás, Central Brazil*. M.Sc. Dissertation. Durham: University of Durham, 161p.
- Junqueira-Brod, T. C., Brod, J. A., Gaspar, J. C., & Jost, H. (2004). Kamafugitic Diatremes: Facies Characterisation and Genesis-Examples from the Goiás Alkaline Province, Brazil. *Lithos*, 76(1–4), 261–282. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.03.037>
- Junqueira-Brod, T. C., Brod, J. A., Gibson, S. A. & Thompson, R. N. (2000). Mineral Chemistry of Kamafugites and Related Rocks from the Águas Emendadas Region, Goiás State. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(3), 403–407. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.2000303403407>
- Junqueira-Brod, T. C., Gaspar, J. C., Brod, J. A. & Kafino, C. V. (2005a). Kamafugitic Diatremes: their Textures and Field Relationships with Examples from the Goiás Alkaline Province, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 18(3–4), 337–353. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2004.11.002>

- Junqueira-Brod, T. C., Gaspar, J. C., Brod, J. A., Jost, H., Barbosa, E. S. R. & Kafino, C. V. (2005b). Emplacement of Kamafugite Lavas from the Goiás Alkaline Province, Brazil: Constraints from Whole-rock Simulations. *Journal of South American Earth Sciences*, 18(3–4), 323–335. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2004.11.001>
- Junqueira-Brod, T. C., Roig, H. L., Gaspar, J. C., Brod, J. A. & Meneses, P. R. (2002). A Província Alcalina de Goiás e a Extensão do seu Vulcanismo Kamafugítico. *Revista Brasileira de Geociências*, 32(4), 559–566. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.2002324559566>
- Kamitani, M. & Hirano, H. (1987). Araxá Carbonatite Deposit and its Laterization. In: *Research on Mineral Deposits Associated with Carbonatite in Brazil*. Report of International Research and Development Cooperation (ITIT Projects), 8316, 56–73.
- Kapustin, Y. L. (1964). Accessory Rare-Metallic Mineralogy of Carbonatites of the Kola Peninsula. In: Vlasov, K.A. *Mineralogiya i Geneticheskie Osobennosti Shchelochnykh Massivov*. Moscow, Nauka.
- _____ (1965). Sulfide Mineralization in Carbonatites of the Kola Peninsula. In: *Petrologiya I Geokhimicheskie Osobennosti Kompleksa Ultrabazitov, Shchelochnykh Porod I Karbonatitov*. Nauka Publishers.
- _____ (1973). *Mineralogiya Kory Vyvetrivaniya Karbonatitov*. Moscow, Nedra.
- _____ (1980). *Mineralogy of Carbonatites*. D.K. Biswas (trad.). New Delhi, Amerind Publishing Co. PVT. Ltd.
- Karchevsky, P. I. & Moutte, J. (2004). The Phoscorite-Carbonatite Complex of Vuoriyarvi, Northern Karelia. In: *Phoscorites and Carbonatites from Mantle to Mine: the Key Example of the Kola Alkaline Province*. The Mineralogical Society Series 10, 163–199. <https://doi.org/10.1180/MSS.10.06>
- Karfunkel, J., Chaves, M. L. S. C., Svisero, D. P. & Meyer, H. O. A. (1994). Diamonds from Minas Gerais, Brazil: An Update on Sources, Origin and Production. *International Geology Review*, 36(11), 1019–1032. <https://doi.org/10.1080/00206819409465502>
- Karup-Møller, S. (1986). Nenadkevite from the Ilimaussaq Intrusion in South Greenland. *Neues Jahrbuch für Mineralogie Monatshefte*, 2, 49–58.
- Kononova, V. A. & Tarashchan, A. N. (1970). Thermoluminescence of carbonates from carbonatites. *International Geology Review*, 12(3), 272–280. <https://doi.org/10.1080/00206817009475232>
- Keller, J. & Hoefs, J. (1995). Stable Isotope Characteristics of Recent Natrocarbonatites from Oldoinyo Lengai. In: Bell K., Keller J. (eds). *Carbonatite Volcanism*. IAVCEI Proceedings in Volcanology, vol 4. Springer, Berlin, Heidelberg. https://doi.org/10.1007/978-3-642-79182-6_9
- Kjarsgaard, B. A. (1998). Phase Relations of a Carbonated High-CaO Nephelinite at 0.2 and 0.5 GPa. *Journal of Petrology*, 39(11–12), 2061–2075. <https://doi.org/10.1093/petroj/39.11-12.2061>
- Kjarsgaard, B. A. & Hamilton, D. L. (1988). Liquid Immiscibility and the Origin of Alkali-Poor Carbonatites. *Mineralogical Magazine*, 52, 43–55. <https://doi.org/10.1180/minmag.1988.052.364.04>
- _____ & _____ (1989). The Genesis of Carbonatites by Immiscibility. In: Bell, K. (org.), *Carbonatites: Genesis and Evolution*. Londres, Unwin Hyman, 388–404.
- Knecht, T. (1960). Notas Preliminares sobre Novas Ocorrências de Rochas Alcalinas no Estado de São Paulo. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, 9, 71–76.
- Koster van Groos, A. F. & Wyllie, P. J. (1963). Experimental Data bearing on the Role of Liquid Immiscibility in the Genesis of Carbonatites. *Nature*, 199, 801–802. <https://doi.org/10.1038/199801a0>

- Krasnova, N. I., Petrov, T. G., Balaganskaya, E. G., Garcia, D., Moutte, D., Zaitsev, A. N. & Wall, F. (2004). Introduction to Phoscorites: Occurrence, Composition, Nomenclature and Petrogenesis. In: Wall, F. & Zaitsev, A. N. (orgs.). *Phoscorites and Carbonatites from Mantle to Mine: The Key Example of the Kola Alkaline Province*. Londres: The Mineralogical Society of Great Britain and Ireland, 45–79. The Mineralogical Society Series n. 10. <https://doi.org/10.1180/MSS.10.02>
- Lapido-Loureiro, F. E. V. (1982). Província Alcalino-Carbonática Brasil-Angola e seus Principais Aspectos Econômicos. In: *XXXII Congresso Brasileiro de Geologia, Anais, 3*, 1049–1060. Salvador: SBG.
- _____. (1995). *A Mega-Província Carbonatítica Brasil-Angola e seus Recursos Econômicos: Geologia, Petrografia, Geoquímica, Geologia Econômica*. Tese (Doutorado). Lisboa: Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, 192p.
- Lapido-Loureiro, F. E. & Tavares, J. R. (1983). Duas Novas Ocorrências Carbonatíticas: Mato Preto e Barra do Itapirapuã. *Revista Brasileira de Geociências*, 13(1), 7–11. <http://www.ppegeo.igc.usp.br/index.php/rbg/article/view/12129/11675>.
- Le Bas, M. J. (2008). Fenites Associated with Carbonatites. *The Canadian Mineralogist*, 46(4), 915–932. <https://doi.org/10.3749/canmin.46.4.915>.
- Le Maitre, R. W. (ed.) (2002). Igneous Rocks. A Classification and Glossary of Terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks, 2nd ed. xvi + 236 pp. *Geological Magazine*, 140(3), 367–367. <https://doi.org/10.1017/S0016756803388028>
- Leake, B. E. (1978). Nomenclature of Amphiboles. *American Mineralogist*, 63(11–12), 1023–1052.
- Lee, M. J., Lee, J. J., Garcia, D., Moutte, J., Willimas, C. T., Wall, F. & Kim, Y. (2006). Pyrochlore Chemistry from the Sokli Phoscorite-Carbonatite Complex, Finland: Implications for the Genesis of Phoscorite and Carbonatite Association. *Geochemical Journal*, 40, 1–13. <https://doi.org/10.2343/geochemj.40.1>
- Lee, W. & Wyllie, P. J. (1994). Experimental Data Bearing on Liquid Immiscibility, Crystal Fractionation, and the Origin of Calcicocarbonatites and Natrocarbonatites. *International Geology Review*, 36(9), 797–819. <https://doi.org/10.1080/00206819409465489>
- _____. & _____. (1996). Liquid Immiscibility in the Join $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-CaCO}_3$ to 2.5 GPa and the Origin of Calcicocarbonatite Magmas. *Journal of Petrology*, 37(5), 1125–1152. <https://doi.org/10.1093/petrology/37.5>
- _____. & _____. (1997). Liquid Immiscibility Between Nephelinite and Carbonatite from 1.0 to 2.5 GPa Compared with Mantle Melt Compositions. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 127(1–2), 1–16. <https://doi.org/10.1007/s004100050261>
- _____. & _____. (1998). Petrogenesis of Carbonatite Magmas from Mantle to Crust, Constrained by the System $\text{CaO-(MgO+FeO*)-(Na}_2\text{O+K}_2\text{O)-(SiO}_2\text{+Al}_2\text{O}_3\text{+TiO}_2\text{)-CO}_2$. *Journal of Petrology*, 39(3), 495–517. <https://doi.org/10.1093/etroj/39.3.495>.
- _____. & _____. (2000). The System $\text{CaO-MgO-SiO}_2\text{-CO}_2$ at 1 GPa, Metasomatic Wherlites and Primary Carbonatitic Magmas. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 138, 214–228. <https://doi.org/10.1007/s004100050558>.
- Le Roex, A. P. (1985). Geochemistry, Mineralogy and Magmatic Evolution of the Basaltic and Trachytic Lavas from Gough Island, South Atlantic. *Journal of Petrology*, 26, 149–186. <https://doi.org/10.1093/petrology/26.1.149>
- Le Roex, A. P., Cliff, R. A. & Adair, B. J. J. (1990). Tristan da Cunha, South Atlantic: Geochemistry and Petrogenesis of a Basanite-Phonolite Lava Series. *Journal of Petrology*, 31(4), 779–812. <https://doi.org/10.1093/etrology/31.4.779>

- Leinz, V. (1940). Petrologia das Jazidas de Apatita de Ipanema. *Boletim do Departamento Nacional da Produção Mineral*, Divisão de Fomento da Produção Mineral, 40, 1–52.
- Leite, R. J. (1997). *Geologia, Petrografia e Geoquímica dos Granitoides da Região de Piedade, SP*. Dissertação (Mestrado). São Paulo: Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. <https://doi.org/10.11606/D.44.1997.tde-26102015-131820>.
- Leite, R. J., Heaman, L. M., Janasi, V., Martins, L. & Creaser, R. A. (2007). The Late-to Post-Orogenic Transition in the Neoproterozoic Agudos Grandes Granite Batholith (Apiá Domain, SE Brazil): Constraints from Geology, Mineralogy, and U-Pb Geochronology. *Journal of South American Earth Sciences*, 23, 193–212. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2006.09.022>.
- Leite, R. J., Janasi, V. A. & Martins, L. (2006). Contamination in Mafic Mineral-Rich Calc-Alkaline Granites: A Geochemical and Sr-Nd Isotope Study of the Neoproterozoic Piedade Granite, SE Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 78(2), 345–371. <https://doi.org/10.1590/S0001-37652006000200013>.
- Litherland, M., Annels, R. N., Appleton, J. D., Berrange, J. P., Bloomfield, K., Burton, C. C., Darbyshire, D. P. F., Fletcher, C. J. N., Hawkins, M. P., Klink, B. A., Llanos, A., Mitchell, W. I., O'Connor, E. A., Pitfield, P. E., Power, G. & Webb, B. C. (1986). The Geology and Mineral Resources of the Bolivian Precambrian Shield. *British Geological Survey, Keyworth Overseas Memoir*, 9, 1–153.
- Livieres, R. A. & Quade, H. (1987). Distribución Regional y Asentamiento Tectónico de los Complejos Alcalinos del Paraguay. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, 7/8, 791–805.
- Locock, A. J. (2008). An Excel Spreadsheet to Recast Analyses of Garnet into End-Member Components, and a Synopsis of the Crystal Chemistry of Natural Silicate Garnets. *Computer & Geosciences*, 34(12), 1769–1780. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2007.12.013>.
- Loubet, M., Bernart, M., Javoy, M. & Allègre, C. J. (1972). Rare Earth Contents in Carbonatites. *Earth and Planetary Science Letters*, 14, 226–232. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(72\)90011-8](https://doi.org/10.1016/0012-821X(72)90011-8)
- Lumpkin, G. R. & Ewing, R. C. (1995). Geochemical Alteration of Pyrochlore Group Minerals: Pyrochlore Subgroup. *American Mineralogist*, 80, 732–743. <https://doi.org/10.2138/am-1995-7-810>
- Macciotta, G., Barbieri, M., Beccaluva, L., Born, H., Brotzu, P., Conte, A., Garbarino, C., Gomes, C. B., Morbidelli, L., Ruberti, E., Siena, F. & Traversa, G. (1988). Petrological and Geochemical Studies of Alkaline Rocks from Continental Brazil, 4. The Juquiá Intrusive Alkaline-Carbonatite Complex, State of São Paulo. In: *International Conference on the Geochemical Evolution of the Continental Crust*, Abstracts, 92–97. Poços de Caldas.
- Machado Jr., D. L. (1991). *Geologia e Aspectos Metalogenéticos do Complexo Alcalino-Carbonatítico de Catalão II (GO)*. Tese (Doutorado). Campinas: Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas. <http://repositorio.unicamp.br/jspui/handle/REPOSIP/287721>
- Manfredi, T. R. (2013) *A Mineralização de Parisita-(Ce) Associada ao Carbonatito da Fazenda Varela (Correia Pinto, sc)*. Dissertação (Mestrado). Porto Alegre: Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. <https://www.lume.ufrgs.br/bitstream/handle/10183/72096/000881619.pdf?sequence=1>.
- Mantovani, M. S. M., Louro, V. H. A., Ribeiro, V. B., Requejo, H. S. & Santos, R. P. Z. (2016). Geophysical Analysis of Catalão I Alkaline-Carbonatite Complex in Goiás, Brazil. *Geophysical Prospecting*, 36, 216–227. <https://doi.org/10.1111/1365-2478.12283>.
- Mantovani, M. S. M., Rugenski, A., Diogo, L. A. & Shukowsky, W. (2005). Integrated Geophysical Investigation of a Possible New Alkaline Occurrence in SE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 20, 259–266. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2005.05.011>

- Mariano, A. N. (1978a). Report in Alkaline Rocks. Exploration in Southern Paraguay and Supplement on Exploration in the Area of P. J. Caballero. In: *Internal Report, Asunción, DRM-MOPC/T.A.C.*, 134p.
- _____ (1978b). The Application of Catholuminescence for Carbonatite Exploration and Characterization. In: *I International Symposium on Carbonatites, Proceedings*, 39–57. Poços de Caldas.
- _____ (1985). *The Paragenesis of the Bond Zone of the Oka Carbonatite Complex, Oka, Quebec*. B.Sc. Thesis. University of Windsor, Ontario.
- _____ (1989b). Economic Geology of Rare Earth Elements. *Reviews on Mineralogy*, 1, 309–348.
- _____ (1989a). Nature of Economic Mineralization in Carbonatites and Related Rocks. In: Bell, K. (Org.), *Carbonatites: Genesis and Evolution*. Londres, Unwin Hyman, 149–176.
- Mariano, A. N. & Druecker, M. D. (1985). Alkaline Igneous Rocks and Carbonatites of Paraguay. *Abstracts with Programs, Geological Society of America*, (17), p.166.
- Mariano, A. N. & Marchetto, M. (1991). Serra Negra and Salitre Carbonatite Alkaline Igneous Complex. In: *V International Kimberlite Conference, Field Guide Book*, 74–79. Araxá.
- Mariano, A. N. & King, P. J. (1975). Europium Activated Cathodoluminescence in Minerals. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 39(4), 649–660. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(75\)90008-3](https://doi.org/10.1016/0016-7037(75)90008-3)
- Marques, L. S., Dupré, B. & Piccirillo, E. M. (1999). Mantle Source Compositions of the Paraná Magmatic Province (Southern Brazil): Evidence from Trace Element and Sr-Nd-Pb Isotope Geochemistry. *Journal of Geodynamics*, 28, 439–458. [https://doi.org/10.1016/S0264-3707\(99\)00020-4](https://doi.org/10.1016/S0264-3707(99)00020-4)
- Melcher, G. C. (1954). Nota Sobre o Distrito Alcalino de Jacupiranga, São Paulo. *Divisão de Geologia e Mineralogia, Notas Preliminares*, 84.
- _____ (1965). O Carbonatito de Jacupiranga. *Boletim da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras, Universidade de São Paulo, Geologia*, 21, 1–75. <https://doi.org/10.11606/issn.2526-3862.bffcluspgeologia.1965.121895>
- _____ (1966). The Carbonatites of Jacupiranga, São Paulo, Brazil. In: Tuttle, O. F. & Gittins, J. (orgs.). *Carbonatites*. Nova York: Interscience Publishers, 169–181.
- Melcher, G. C. & Coutinho, J. M. V. (1966). Rochas Alcalinas e Carbonatito de Anitápolis, Estado de Santa Catarina. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, 15, 59–93.
- Melluso, L., Lustrino, M., Ruberti, E., Brotzu, P., Gomes, C. B., Morbidelli, L., Morra, V., Svisero, D. P. & D'Amelio, F. (2008). Major- and Trace-Element Composition of Olivine, Perovskite, Clinopyroxene, Cr-Fe-Ti Oxides, Phlogopites and Host Kamafugites and Kimberlites, Alto Paranaíba, Brazil. *The Canadian Mineralogist*, 46, 19–40. <https://doi.org/10.3749/canmin.46.1.19>
- Melo, M. T. V. (1999). *Química dos Minerais das Rochas do Complexo Carbonatítico de Catalão II: Implicações Petrogenéticas*. Dissertação (Mestrado). Brasília: Instituto de Geociências, Universidade de Brasília.
- Menezes Jr., L. A. D., & Martins, J. M. (1984). The Jacupiranga Mine, São Paulo, Brazil. *Mineralogical Record*, 15(5), 261–270.
- Menezes Filho, L. A. D., Atencio, D., Andrade, M. B., Downs, R. T., Chaves, M. L. S. C., Romano, A. W., Scholz, R. & Persiano, A. I. C. (2015). Pauloabite, Trigonal NaNbO₃, Isostructural with Ilmenite, from the Jacupiranga Carbonatite, Cajati, São Paulo, Brazil. *American Mineralogist*, 100, 442–446.

- Menezes, S. G., Azzone, R. G., Enrich, G. E. R., Ruberti, E., Cagliarani, R., Gomes, C. B. & Chmyz, L. (2015). The Antecryst Compositional Influence on Cretaceous Alkaline Lamprophyre Dykes, SE Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, 45, 95–108. <https://doi.org/10.1590/23174889201500010006>.
- Meyer, H. O. A., Blaine, L. G., Svisero, D. P. & Craig, B. S. (1994). Alkaline Intrusions in Western Minas Gerais. In: *V International Kimberlite Conference, Proceedings*, 140–155. Araxá.
- Meyer, H. O. A. & Svisero, D. P. (1980). Kimberlites and Diamonds: Windows in the Upper Mantle. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 52, 819–825.
- Milan, A. (2003). *O Magmatismo Alcalino Cretáceo-Terciário Associado ao Rift de Assunção, Paraguai Oriental: Determinações Radiométricas pelo Método Ar-Ar*. Monografia de trabalho de formatura do Curso de Geologia. São Paulo: Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Milton, C., Ingram, B. L. & Blade, L. V. (1961). Kimzeite, a Zirconium Garnet from Magnet Cove, Arkansas. *American Mineralogist*, 46(5–6), 533–548. https://rruff-2.geo.arizona.edu/uploads/AM46_533.pdf
- Minérios & Minerales (2009). FOSFATO: Barreiro. *Minérios & Minerales*, n. 316, jun. 2009.
- Mitchell, R. H. (1978). Manganoan Magnesian Ilmenite and Titanian Clinohumite from the Jacupiranga Carbonatite, São Paulo, Brazil. *American Mineralogist*, 63(5–6), 544–547. <http://citeseerx.ist.psu.edu/viewdoc/download?doi=10.1.1.554.9663&rep=rep1&type=pdf>
- _____ (1979). The Alleged Kimberlite-Carbonatite Relationship: Additional Contrary Evidence. *American Journal of Science*, 279, 570–589. <https://doi.org/10.2475/ajs.279.5.570>
- _____ (1986). *Kimberlites: Mineralogy, Geochemistry and Petrology*. Nova York, Plenum Press.
- _____ (2002). *Perovskites: Modern and Ancient*. Ontario, Almaz Press.
- _____ (2005). Carbonatites and Carbonatites and Carbonatites. *The Canadian Mineralogist*, 43, 2049–2068. <https://doi.org/10.2113/gscanmin.43.6.2049>
- Möller, P., Morteani, G. & Schley, F. (1980). Discussion of REE Distribution Patterns of Carbonatites and Alkaline Rocks. *Lithos*, 13(2), 171–179. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(80\)90018-3](https://doi.org/10.1016/0024-4937(80)90018-3)
- Monteiro, C. F., Toniolo, J. A. & Abram, M. B. (2016). Carbonatitos Associados ao Escudo Sul-Rio-grandense, Rio Grande do Sul. In: Abram, M. B., Bahiense, J. C. & Almeida R. C. (orgs). *Projeto Fosfato Brasil – Parte II*. CPRM, Informe de Recursos Minerais, Série Insumos Minerais para Agricultura, 17, 433–449.
- Moraes, L. C. (1984). *Petrologia, Estratigrafia e Potencial Diamantífero da Suíte Vulcânica Alcalina de Região de Santo Antônio da Barra, Goiás*. Dissertação (Mestrado). Brasília: Instituto de Geociências, Universidade de Brasília.
- Moraes, L. C. (1988). Aspectos Petrológicos do Magmatismo Alcalino Cretáceo de Santo Antônio da Barra, GO. *Revista Brasileira de Geociências*, 18(1), 3–42. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.19883342>
- Morbidelli, L., Beccaluva, L., Brotzu, P., Conte, A. M., Garbarino, C., Gomes, C. B., Macciotta, G., Ruberti, E., Scheibe, L. F. & Traversa, G. (1986). Petrological and Geochemical Studies of Alkaline Rocks from Continental Brazil. 3. Fenitization of Jacupirangite by Carbonatite Magmas in Jacupiranga Complex, SP. *Periodico di Mineralogia*, 55, 261–295.
- Morbidelli, L., Beccaluva, L., Brotzu, P., Conte, A. M., Garbarino, C., Gomes, C. B., Grossi-Sad, J. H., Riffel, B. F., Ruberti, E. & Traversa, G. (1995b). Aspectos Mineralógicos e Petrográficos de Rochas Ultramáficas e Carbonatitos do Complexo Alcalino de Salitre, MG. In: *V Congresso Brasileiro de Geoquímica / III Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa*, Resumos. Niterói.

- Morbidelli, L., Gomes, C. B., Beccaluva, L., Brotzu, P., Conte, A. M., Ruberti, E. & Traversa, G. (1995a). Mineralogical, Petrological and Geochemical Aspects of Alkaline and Alkaline-Carbonatite Associations from Brazil. *Earth-Science Reviews*, 39(3-4), 135-168. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(95\)00031-3](https://doi.org/10.1016/0012-8252(95)00031-3)
- Morbidelli, L., Gomes, C. B., Beccaluva, L., Brotzu, P., Garbarino, C., Riffel, B. F., Ruberti, E. & Traversa, G. (1997). Parental Magma Characterization of Salitre Cumulate Rocks (Alto Paranaíba Alkaline Province, Brazil) as Inferred from Mineralogical, Petrographic, and Geochemical Data. *International Geology Review*, 39(8), 723-743. <https://doi.org/10.1080/00206819709465298>
- Morbidelli, L., Gomes, C. B., Brotzu, P., D'Acquarica, S., Garbarino, C., Ruberti, E. & Traversa, G. (2000). The Pariquera-Açu K-Alkaline Complex and Southern Brazil Lithospheric Mantle Source Characteristics. *Journal of Asian Earth Sciences*, 18(2), 129-150. [https://doi.org/10.1016/S1367-9120\(99\)00028-0](https://doi.org/10.1016/S1367-9120(99)00028-0)
- Morikiyo, T., Hirano, H. & Matsuhisa, Y. (1987). Carbon and Oxygen Isotopic Composition of the Carbonates from the Jacupiranga and Catalão I Carbonatite Complex, Brazil. In: *Research on Mineral Deposits Associated with Carbonatite in Brazil*, Report of International Research and Development Cooperation (ITIT Projects), 8316, 96-111.
- Morimoto, N., Fabries, J., Ferguson, A. K., Ginzburg, I. V., Ross, M., Seifert, F. A., Zussman, J., Aoki, K. & Gottardi, G. (1988). Nomenclature of Pyroxenes. *Mineralogy and Petrology*, 39(1), 55-76. <https://doi.org/10.1007/BF01226262>
- Morogan, V. (1994). Ijolite vs. Carbonatite as Sources of Fertilization. *Terra Nova*, 6(2), 166-176. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.1994.tb00650.x>
- Nascimento, E. L. C. (2018). *Geologia, Geoquímica e Mineralogia do Complexo Morro Preto-GO*. Tese (Doutorado). Brasília: Instituto de Geociências, Universidade de Brasília.
- Nasraoui, M. & Bilal, E. (2000). Pyrochlores from the Lueshe Carbonatite Complex (Democratic Republic of Congo), A Geochemical Record of Different Alteration Stages. *Journal of Asian Earth Sciences*, 18(2), 237-251. [https://doi.org/10.1016/S1367-9120\(99\)00056-5](https://doi.org/10.1016/S1367-9120(99)00056-5)
- Natali, C., Beccaluva, L., Bianchini, G. & Siena, F. (2018). Coexistence of Alkaline-Carbonatite Complexes and High-MgO CFB in the Paraná-Etendeka Province: Insights on Plume-Lithosphere Interactions in the Gondwana Realm. *Lithos*, 296, 54-66. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2017.11.001>
- Navarro, G. R. B., Zanardo, A., Conceição, F. T. & Angeli, N. (2014). Intrusão Alcalina de Morro Preto (GO): Geologia, Petrografia e Geoquímica. *Geociências*, 33(1), 39-60. <http://www.ppegeo.igc.usp.br/index.php/GEOSP/article/view/7354>
- Nelson, D. R., Chivas, A. R., Chappell, B. W. & McCulloch, M. T. (1988). Geochemical and Isotopic Systematics in Carbonatites and Implications for the Evolution of Ocean-Island Sources. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 52(1), 1-17. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(88\)90051-8](https://doi.org/10.1016/0016-7037(88)90051-8)
- Nixon, P. H., Boyd, F. R. & Lee, D. C. (1987). Western Australia Xenoliths from Kimberlites and Lamproites. In: Nixon, P. H. (org.), *Mantle Xenoliths*. Nova York: J. Wiley & Sons, 281-286.
- Oliveira, I. L. (2015). *Isótopos de Nd e Sr em Minerais de Diferentes Séries Petrogenéticas nos Complexos Alcalino-Carbonatíticos de Salitre e Catalão I*. Dissertação (Mestrado). Brasília: Instituto de Geociências, Universidade de Brasília. <https://doi.org/10.26512/2015.05.D.19261>
- Oliveira, I. L., Brod, J. A., Cordeiro, P. F. O., Dantas, E. L. & Mancini, L. H. (2017). Insights into the Late-Stage Differentiation Processes of the Catalão I Carbonatite Complex in Brazil: New Sr-Nd and C-O Isotopic Data in Minerals from Niobium Ores. *Lithos*, (274-275), 214-224. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.12.034>

- Otto, J. W. & Wyllie, P. J. (1993). Relationships Between Silicate Melts and Carbonate Precipitating Melts in the CaO-MgO-SiO₂-CO₂-H₂O at 2 kbar. *Mineralogy and Petrology*, 48, 343–365. <https://doi.org/10.1007/BF01163107>
- Palmieri, J. H. & Arribas, A. (1975). El Complejo Alcalino-Potásico de Sapukai (Paraguay Oriental). In: *Congreso Ibero-Americano de Geología Económica*, Buenos Aires, 2, 267–300.
- Palmieri, J. H., Plügfelder, P. M., & Cuevas, F. K. (1974). Contribución a la Geología Regional del Area NE'A – Cerro Sarambi, Departamento de Concepción, Paraguay. *Revista Sociedad Científica*, Paraguay, 14, 63–66.
- Palmieri, M. (2011). *Modelo Geológico e Avaliação de Recursos Minerais do Depósito de Nióbio Morro do Padre, Complexo Alcalino-Carbonatítico Catalão II, GO*. Dissertação (Mestrado). Brasília: Instituto de Geociências, Universidade de Brasília.
- Paraíso, O. S. & Fuccio Jr., R. (1986). Araxá Niobium Mine. *Mineralogical Magazine*, 146.
- Pecora, W. T. (1956). Carbonatites: A Review. *Geological Society of America Bulletin*, 67, 1537–1556. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1956\)67\[1537:CAR\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1956)67[1537:CAR]2.0.CO;2)
- Pena, G. S. (1974). Geologia da Área do Projeto Goiânia II, Sudoeste de Goiás. In: *XXVIII Congresso Brasileiro de Geologia*, Anais, 4, 37–50. Porto Alegre: SBG.
- Pena, G. S. & Figueiredo, A. J. A. (1975). Projeto Goiânia II. Convênio DNPM/CPRM, Relatório Final, vol. 1, 121–161.
- Philipp, R. P., Viero, A. P., Comin-Chiaramonti, P. & Gomes, C. B. (2005). Mesozoic Alkaline Rocks of Rio Grande do Sul. In: Comin-Chiaramonti, P. & Gomes, C. B. (orgs.). *Mesozoic to Cenozoic Alkaline Magmatism in the Brazilian Platform*. São Paulo, Edusp/Fapesp, 573–590. <http://www.livrosabertos.edusp.usp.br/edusp/catalog/book/6>
- Piccirillo, E. M. & Melfi, A. J. (1988). *The Mesozoic Flood Volcanism from the Paraná Basin (Brazil): Petrogenetic and Geophysical Aspects*. São Paulo: Universidade de São Paulo, Instituto Astronômico e Geofísico.
- Pineau, F., Javoy, M. & Allègre, C. J. (1973). Etude Systématique des Isotopes de l'Oxigène, du Carbone et du Strontium dans les Carbonatites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 37(11), 2363–2377. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(73\)90285-8](https://doi.org/10.1016/0016-7037(73)90285-8)
- Pinho, M. J., Coelho, R. R. & Pisani Jr., W. T. (1994). *Dados Geológicos e Geofísicos das Intrusões Kimberlíticas na Província Kimberlítica de Paranatinga, MT*. Monografia de graduação em Geologia, Instituto de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal do Mato Grosso.
- Pinto, C. L. L., Dutra, J. I. G., Salum, M. J. G., Ganive, J. F. & Oliveira, M. S. (2011). Estudo de Caso: Principal Polo Produtor de Fosfato e Nióbio no País. In: *Recursos Minerais e Sustentabilidade Territorial: Grandes Minas*. Rio de Janeiro, CETEM/MCTI, 1, 283–305. <http://mineralis.cetem.gov.br/bitstream/cetem/1171/1/Estudo%20de%20caso%20principal.pdf>
- Platt, R. G., & Mitchell, R. H. (1979). The Marathon Dikes, I: Zirconium-Rich Garnets and Manganese Magnesium Ulvospinel-Magnetite Spinels. *American Mineralogist*, 64, 546–550. http://www.minsocam.org/ammin/AM64/AM64_546.pdf
- Pouliot, G. (1970). Study of Carbonatitic Calcites from Oka, Quebec. *The Canadian Mineralogist*, 10, 511–540. https://rruff-2.geo.arizona.edu/uploads/CM10_511.pdf
- Pozharitskaya, L. K. (1962). Mineralogical-Petrological Peculiarities of Carbonatite Massifs. *Geologiya Mestorozhdenii Redkikh Elementov*, 17, 70–86.
- Puchelt, H. & Emmermann, R. (1976). Bearing of Rare Earth Patterns of Apatites from Igneous and Metamorphic Rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, 31, 279–286.

- Ramsay, R. R. & Tompkins, L. A. (1994). The Geology, Heavy Mineral Concentrate Mineralogy, and Diamond Propectivity of the Boa Esperanca and Cana Verde Pipes, Corrego D'anta, Minas Gerais, Brasil. In: *5th International Kimberlite Conference*. Minas Gerais, Brazil: Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, Special Publication, Vol. 1B, 329–345.
- Renne, P. R., Deckart, K., Ernesto, M., Féraud, G. & Piccirillo, E. M. (1996). Age of the Ponta Grossa Dike Swarm (Brazil), and Implications to Paraná flood Volcanism. *Earth and Planetary Science Letters*, 144(1/2), 199–211. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(96\)00155-0](https://doi.org/10.1016/0012-821X(96)00155-0)
- Renne, P. R., Ernesto, M., Pacca, I. G., Coe, R. S., Glen, J. M., Prévot, M. & Perrin, M. (1992). The Age of Paraná Flood Volcanism, Rifting of Gondwanaland, and Jurassic-Cretaceous Boundary. *Science*, 258, 975–979. <https://doi.org/10.1126/science.258.5084.975>
- Ribeiro, C. C. (2008). *Geologia, Geometalurgia, Controles e Gênese dos Depósitos de Fósforo, Terras Raras e Titânio do Complexo Carbonatítico Catalão I, GO*. Tese (Doutorado). Brasília: Instituto de Geociências, Universidade de Brasília. <https://repositorio.unb.br/handle/10482/1695>
- Ribeiro, C. C., Brod, J. A., Junqueira-Brod, T. C., Gaspar, J. C. & Petrinovic, I. A. (2005). Mineralogical and Field Aspects of Magma Fragmentation Deposits in a Carbonate-Phosphate Magma Chamber: Evidence from the Catalão I Complex, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 18(3–4), 355–369. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2004.11.004>
- Ribeiro, C. C., Brod, J. A., Junqueira-Brod, T. C., Gaspar, J. C., Palmieri, M., Cordeiro, P. F. O., Torres, M. C., Grasso, C. B., Barbosa, E. S. R., Barbosa, P. A. R., Ferrari, A. J. D. & Gomide, C. S. (2014). Potencial e Controles Metalogenéticos de ETR, Nb e Ti em Províncias Alcalino-Carbonatíticas Brasileiras. In: Silva, M. G., Rocha Neto, M. G., Host, H. & Kuyumjian, R. M. (orgs.) *Metalogênese das Províncias Tectônicas Brasileiras*. Belo Horizonte, CPRM, 559–589. <http://rigeo.cprm.gov.br/jspui/handle/doc/19389>
- Riccomini, C., Velázquez, V. F. & Gomes, C. B. (2005). Tectonic Controls of the Mesozoic and Cenozoic Alkaline Magmatism in the Central-Southeastern Brazilian Platform. In: Comin-Chiaromonti, P. & Gomes, C. B. (orgs.), *Mesozoic to Cenozoic Alkaline Magmatism in the Brazilian Platform*. São Paulo: Edusp/Fapesp, 31-56. <http://www.livrosabertos.edusp.usp.br/edusp/catalog/view/6/6/26-1>
- Rocha, E., Nasraoui, M., Soubiès, F., Bilal, E. & de Parseval, P. (2001). Évolution Géochimique du Pyrochlore au Cours de l'Altération Météorique du Gisement de Catalão II (Goiás, Brésil). *Comptes Rendus de l'Académie Des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, 332(2), 91–98. [https://doi.org/10.1016/S1251-8050\(00\)01504-4](https://doi.org/10.1016/S1251-8050(00)01504-4)
- Roden, M., Murthy, V. & Gaspar, J. (1985). Sr and Nd Isotopic Composition of the Jacupiranga Carbonatite. *The Journal of Geology*, 93(2), 212–220. www.jstor.org/stable/30066298
- Rodrigues, C. S. & Lima, P. R. A. S. (1984). Complexos Carbonatíticos do Brasil. In: *Complexos Carbonatíticos do Brasil: Geologia*. São Paulo, Companhia Brasileira de Metalurgia e Mineração, 1–17.
- Rodrigues, E. P. (1985). *O Complexo Alcalino de Anitápolis. Um Estudo Petrológico*. Dissertação (Mestrado). São Paulo: Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. <https://doi.org/10.11606/D.44.1985.tde-03082015-154205>
- Rodrigues, E. P., Coutinho, J. M. V. & Girardi, V. A. V. (1988). Modelo Petrogenético do Complexo de Anitápolis. *Brasil Mineralógico*, 60, 122–129.
- Rodrigues, E. P., Oliveira, M. C. B., Coutinho, J. M. V., Goulart, E. P., Ens, H. H., Taddeo, J. S. & Moraes, M. C. (1986). Mineralogia e Petrografia do Complexo Alcalino de Anitápolis, SC. In: *XXXIV Congresso Brasileiro de Geologia, Anais*, 1508–1525. Goiânia: SBG.

- Roeder, P. L., MacArthur, D., Xin-Pei Ma, Palmer, G. R. & Mariano, A. N. (1987). Cathodoluminescence and Microprobe Study of Rare Elements in Apatite. *American Mineralogist*, 72, 801–811.
- Ronchi, L. H., Touray, J. C., Michard, A. & Dardenne, M. A. (1993). The Ribeira Fluorite District, Southern Brazil. *Mineralium Deposita*, 28(4), 240–252. <https://doi.org/10.1007/BF02421574>
- Ruberti, E. (1998). *Petrologia e Geoquímica das Suítes Carbonatíticas do Mato Preto (PR) e da Barra de Itapirapuã (PR-SP)*. Tese (Livre-Docência). São Paulo: Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. <https://doi.org/10.11606/T.44.2013.tde-29042013-151400>
- Ruberti, E., Castorina, F., Censi, P., Comin-Chiaramonti, P., Gomes, C. B., Antonini, P. & Andrade, F. R. D. (2002). The Geochemistry of the Barra do Itapirapuã Carbonatite (Ponta Grossa Arch, Brazil): a Multiple Stockwork. *Journal of South American Earth Sciences*, 15(2), 215–228. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(02\)00031-7](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(02)00031-7)
- Ruberti, E., Castorina, F., Censi, P., Gomes, C. B., Speziale, S. & Comin-Chiaramonti, P. (1997b). REE-O-C-Sr-Nd in Carbonatites from Barra do Itapirapuã and Mato Preto (Southern Brazil). In: *1st South American Symposium on Isotope Geology, Abstracts*, 271–275. Campos do Jordão.
- Ruberti, E., Enrich, G. E. R., Azzone, R. G., Comin-Chiaramonti, P., De Min, A. & Gomes, C. B. (2012). The Banhadão Alkaline Complex, Southeastern Brazil: Source and Evolution of Potassic SiO₂-undersaturated high-Ca and low-Ca Magmatic Series. *Mineralogy and Petrology*, 104(1–2), 63–80. <https://doi.org/10.1007/s00710-011-0171-9>
- Ruberti, E., Enrich, G. E. R., Gomes, C. B. & Comin-Chiaramonti, P. (2008). Hydrothermal REE Fluorocarbonate Mineralization at Barra do Itapirapuã, a Multiple Stockwork Carbonate, Southern Brazil. *The Canadian Mineralogist*, 46(4), 901–914. <https://doi.org/10.3749/canmin.46.4.901>
- Ruberti, E., Gomes, C. B., Brotzu, P., Comin-Chiaramonti, P. & Garbarino, C. (1997a). Estudo Geoquímico dos Carbonatitos da Barra do Itapirapuã. In: *VI Congresso Brasileiro de Geoquímica, Anais*, 730–733. Salvador: SBGq.
- Ruberti, E., Gomes, C. B. & Comin-Chiaramonti, P. (2005). The Alkaline Magmatism from the Ponta Grossa Arch. In: Comin-Chiaramonti, P. & Gomes, C. B. (orgs.), *Mesozoic to Cenozoic Alkaline Magmatism in the Brazilian Platform*. São Paulo, Edusp/Fapesp, 473–522. <http://www.livrosabertos.edusp.usp.br/edusp/catalog/view/6/6/26-1>
- Ruberti, E., Marguti, R. L. & Gomes, C. B. (1991). O Complexo Carbonatítico de Jacupiranga, SP: Informações Gerais. In: *III Congresso Brasileiro de Geoquímica / I Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa*, Guia de Excursões, 1–20. São Paulo.
- Ruberti, E., Scheibe, L. F. & Gomes, C. B. (1988). The Jacupiranga Alkaline Complex. In: *International Conference on the Geochemical Evolution of the Continental Crust*, Guidebook, 11–25. Poços de Caldas.
- Rugenski, A., Mantovani, M. S. M. & Shukowsky, W. (2006). Investigação Gravimétrica do Complexo Alcalino de Ipanema, São Paulo, Brasil. *Geologia USP. Série Científica*, 6(1), 13–27. <https://doi.org/10.5327/S1519-874X2006000200002>
- Salvioli-Mariani, E., Toscani, L., Bersani, D., Oddone, M. & Cancelliere, R. (2012). Late Veins of C₃ Carbonatite Intrusion from Jacupiranga Complex (Southern Brazil): Fluid and melt Inclusions and Mineralogy. *Mineralogy and Petrology*, 104(1–2), 95–114. <https://doi.org/10.1007/s00710-011-0179-1>
- Samoyolov, V. S. (1977). *Karbonatity (fatsii i usloviya obrazovaniya)*. Moscou, Nauka.

- Santos, R. V. (1988). *Geologia e Geoquímica do Depósito de Fluorita do Complexo Carbonatítico de Mato Preto, Paraná, Brasil*. Dissertação (Mestrado). Brasília: Instituto de Geociências, Universidade de Brasília.
- Santos, R. V. & Clayton, R. N. (1995). Variations of Oxygen and Carbon Isotopes in Carbonatites: A Study of Brazilian Alkaline Complexes. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59(7), 1339–1352. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(95\)00048-5](https://doi.org/10.1016/0016-7037(95)00048-5)
- Santos, R. V., Dardenne, M. A. & Matsui, E. (1990). Geoquímica de Isótopos de Carbono e Oxigênio dos Carbonatitos do Complexo Alcalino de Mato Preto, Paraná, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 20(1/4), 153–158. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.1990153158>
- Santos, R. V., Dardenne, M. A. & Oliveira, C. G. (1996). Rare Earth Elements Geochemistry of Fluorite From the Mato Preto Carbonatite Complex, Southern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 26(2), 81–86. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.199628186>
- Sardela, I. A. (1981). *Elementos Radioativos nos Minerais Zirconíferos de Poços de Caldas, MG*. Dissertação (Mestrado). São Paulo: Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo.
- Sasada, T., Hiyagon, H., Bell, K. & Ebihara, M. (1997). Mantle-Derived Noble Gases in Carbonatites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61(19), 4219–4228. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(97\)00202-0](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(97)00202-0)
- Scheibe, L. F. (1978). Fazenda Varela Carbonatite, Lajes, Santa Catarina, Brazil. In: *1st International Symposium on Carbonatites*, 137–146. Poços de Caldas.
- _____. (1979). *Estudo Petrográfico e Geoquímico dos Carbonatitos da Fazenda Varela, Lajes, Santa Catarina, Brasil*. Dissertação (Mestrado). Porto Alegre: Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- _____. (1986). *Geologia e Petrologia do Distrito Alcalino de Lages, SC, Brasil*. Tese (Doutorado). São Paulo: Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. <https://doi.org/10.11606/T.44.2016.tde-16022016-131224>
- Scheibe, L. F., Aurisicchio, C., Barbieri, M., Beccaluva, L., Brotzu, P., Conte, A., Garbarino, C., Gomes, C. B., Macciotta, G., Morbidelli, L., Rettighieri, M. & Traversa, G. (1988a). Petrological and Geochemical Studies of Alkaline Rocks from Continental Brazil, 7. The Lages District, SC. In: *International Conference on the Geochemical Evolution of the Continental Crust*, 107–111. Poços de Caldas.
- Scheibe, L. F. & Formoso, M. L. L. (1982). Contribuição da Geoquímica das Terras Raras à Caracterização dos Carbonatitos da Fazenda Varela, Lages, SC. *Revista Brasileira de Geociências*, 12, 553–561. <http://ppegeo.igc.usp.br/index.php/rbg/article/view/12171/11718>
- Scheibe, L. F., Furtado, S. M. A., Comin-Chiaramont, P. & Gomes, C. B. (2005). Cretaceous Alkaline Magmatism from Santa Catarina State, Southern Brazil. In: Comin-Chiaramont, P. & Gomes, C. B. (orgs.). *Mesozoic to Cenozoic Alkaline Magmatism in the Brazilian Platform*. São Paulo, Edusp/Fapesp, 523–571. <http://www.livrosabertos.edusp.usp.br/edusp/catalog/view/6/6/26-1>
- Scheibe, L. F., Gomes, C. B. & Coutinho, J. M. V. (1984). Caracterização Petrográfica das Rochas Alcalinas de Lages, SC. In: *XXXIV Congresso Brasileiro de Geologia*, 4377–4391. Rio de Janeiro: SBG.
- Scheibe, L. F., Kawashita, K. & Gomes, C. B. (1985). Contribuição à Geocronologia do Complexo Alcalino de Lages, SC. In: *II Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia*, 299–307. Florianópolis: SBG.
- Scheibe, L. F. & Svisero, D. P. (1988b). Minerais de Origem Mantélica em Concentrados do Diatrema Janjão, Lages, SC. In: *XXXV Congresso Brasileiro de Geologia*, 1326–1338. Belém: SBG.

- Schobbenhaus, C., Ribeiro, C. L., Oliva, L. A., Takanohashi, J. T., Lindenmayer, Z. G., Vasconcelos, J. B. & Orlandi, V. (1975). *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo: Folha Goiás (SD-22)*. Brasília, Departamento Nacional da Produção Mineral, Ministério das Minas e Energia, 113p.
- Schorscher, H. D. & Shea, M. E. (1992). The Regional Geology of the Poços de Caldas Alkaline Complex: Mineralogy and Geochemistry of Selected Nepheline Syenites and Phonolites. *Journal of Geochemical Exploration*, 45(1-3), 25-51. [https://doi.org/10.1016/0375-6742\(92\)90121-N](https://doi.org/10.1016/0375-6742(92)90121-N)
- Secher, K. & Larsen, L. M. (1980). Geology and Mineralogy of the Sarfartôq Carbonatite Complex, West Greenland. *Lithos*, 13, 199-212. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(80\)90020-1](https://doi.org/10.1016/0024-4937(80)90020-1)
- Senhorinho, E. M., Toniolo, J. A., Remus, M. V. D., Dani, N., Pinto, L. G. R., Parisi, G. N. & Reis, R. S. (2012). Levantamento e Integração de Dados de Sensoriamento Remoto e Aerogeofísicos nos Carbonatitos no Rio Grande do Sul. In: *XLVI Congresso Brasileiro de Geologia*, Cd-Rom. Santos: SBG.
- Sgarbi, P. B. D. (1998). *Mineralogia e Petrologia dos Kamafugitos da Região de Santo Antônio da Barra, Sudoeste de Goiás*. Tese (Doutorado). Rio de Janeiro: Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro.
- Sgarbi, P. B. A., Clayton, R. N., Mayeda, T. K. & Gaspar, J. C. (1998). Oxygen Isotope Thermometry of Brazilian Potassic Volcanic Rocks of Kamafugitic Affinities. *Chemical Geology*, 146(3-4), 115-126. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(97\)00136-8](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(97)00136-8)
- Sgarbi, P. B. A. & Gaspar, J. C. (2002). Geochemistry of Santo Antônio da Barra Kamafugites, Goiás, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 14(8), 889-901. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(01\)00079-7](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(01)00079-7)
- Sgarbi, P. B. D. A., Gaspar, J. C. & Valença, J. G. (2000). Brazilian Kamafugites. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(3), 417-420. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.2000303417420>
- Sgarbi, P. B. D., Heaman, L. M. & Gaspar, J. C. (2004). U-Pb Perovskite Ages for Brazilian Kamafugitic Rocks: Further Support for a Temporal Link to a Mantle Plume Hotspot Track. *Journal of South American Earth Sciences*, 16, 715-724. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2003.12.005>
- Shea, M. E. (1992). Isotopic Geochemical Characteristics of Selected Nepheline Syenites and Phonolites from the Poços de Caldas Alkaline Complex, Minas Gerais, Brazil. *Journal of Geochemical Exploration*, 45(1-3), 173-214. [https://doi.org/10.1016/0375-6742\(92\)90125-R](https://doi.org/10.1016/0375-6742(92)90125-R)
- Shand, S. J. (1943) *Eruptive Rocks. Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relation to Ore-Deposits with a Chapter on Meteorite*. John Wiley & Sons, New York.
- Siebel, W., Becchio, R., Wolker, F., Hansen, M. A. F., Viramonte, J., Trumbull, R. B., Haase, G. & Zimmer, M. (2000). Trindade and Martin Vaz Islands, South Atlantic: Isotopic (Sr, Nd, Pb) and trace Element Constraints on Plume Related Magmatism. *Journal of South American Earth Sciences*, 13(1-2), 79-103. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(00\)00015-8](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(00)00015-8)
- Silva, A. B. M. (1985). Araxá, uma Reserva Inesgotável de Nióbio. In: *Contribuições à Geologia e à Petrologia*. Núcleo de Minas Gerais, Sociedade Brasileira de Geologia, 175-179.
- Silva, A. B. M., Marchetto, M. & Souza, O. M. (1979). Geologia do Complexo Carbonatítico de Araxá (Barreiro), Minas Gerais. *Mineração e Metalurgia*, 43, 14-8.
- Slavec, G. B. (2002). *Estudo Gravimétrico do Maciço Alcalino de Poços de Caldas, MG-SP*. Dissertação (Mestrado). São Paulo: Instituto de Astronomia e Geofísica, Universidade de São Paulo.
- Slavec, G. B., Mantovani, M. S. M. & Shukowsky, W. (2001). Contribuição ao Estudo do Complexo Alcalino Carbonatítico de Juquiá Utilizando o Método Gravimétrico. *Revista Brasileira de Geociências*, 31(2), 203-210. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.2001312203210>

- Smith, C. B. (1983). Pb, Sr and Nd Isotopic Evidence for Sources of Southern African Cretaceous Kimberlites. *Nature*, 304(5921), 51–54. <https://doi.org/10.1038/304051a0>
- Smith, C. B., Gurney, J. J., Skinner, E. M. W., Clement, C. R. & Ebrahim, N. (1985). Geochemical Character of Southern African Kimberlites: A New Approach Based on Isotopic Constraints. *Transactions of the Geological Society of South Africa*, 88, 267–280.
- Sokolov, S. V. (1985). Carbonates in Ultramafic Alkali-Rock and Carbonatite Intrusions. *Geochemistry International*, 22, 150–166.
- _____ (2002). Melt Inclusions as Indicators of the Magmatic Origin of Carbonatite Rare Metal and Rare Earth Minerals. *Chemical Geology*, 183(1–4), 373–378. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(01\)00386-2](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(01)00386-2)
- Sonoki, I. K. & Garda, G. M. (1988). Idades K-Ar de Rochas Alcalinas do Brasil Meridional e Paraguai Oriental: Compilação e Adaptação às Novas Constantes de Decaimento. *Boletim IG-USP. Série Científica*, 19, 63–85. <https://doi.org/10.11606/issn.2316-8986.v19i0p63-85>
- Souza, A. E. (2001). Fosfato. In: *Balanco Mineral Brasileiro*, DNPM - Brasília. Disponível em: <http://www.anm.gov.br/dnpm/paginas/balanco-mineral/arquivos/balanco-mineral-brasileiro-2001-fosfato/view>. Acesso em: 02/mar/2019.
- _____ (2008). Fosfato. In: *Sumário Mineral Brasileiro 2008*. DNPM - Brasília. Disponível em: <http://www.anm.gov.br/dnpm/publicacoes/serie-estatisticas-e-economia-mineral/sumario-mineral/sumario-mineral-brasileiro-2008/fosfato>. Acesso em: 02/mar/2019.
- Souza Filho, J. G. C. (1974). Prospecção de Urânio nas Chaminés Alcalinas de Serra Negra e Salitre, MG. *Boletim do Ministério de Minas e Energia/Comissão Nacional de Energia Nuclear*, 9, 1–41. Rio de Janeiro. https://inis.iaea.org/collection/NCLCollectionStore/_Public/09/382/9382498.pdf
- Speziale, S., Castorina, F., Censi, P., Gomes, C. B., Marques, L. S. & Comin-Chiaramonti, P. (no prelo–202? a). Geochemical Outlines of Carbonatites from the Southern Brazilian Platform: A Review. I. Major and Trace Elements. *Open Geosciences*.
- Speziale, S., Castorina, F., Censi, P., Gomes, C. B., Marques, L. S. & Comin-Chiaramonti, P. (no prelo–202? b). Carbonatites from the Southern Brazilian Platform: A Review. II. Isotopic Evidences. *Open Geosciences*.
- Speziale, S., Censi, P., Comin-Chiaramonti, P., Ruberti, E. & Gomes, C. B. (1997). Oxygen and Carbon Isotopes in the Barra do Itapirapuã and Mato Preto Carbonatites (Southern Brazil). *Mineralogica et Petrographica Acta*, 40, 1–21.
- Srivastava, R. K., Heaman, L. M., Sinha, A. K. & Shihua, S. (2005). Emplacement Age and Isotope Geochemistry of Sung Valley Alkaline–Carbonatite Complex, Shillong Plateau, Northeastern India: Implications for Primary Carbonate Melt and Genesis of the Associated Silicate Rocks. *Lithos*, 81(1–4), 33–54. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.09.017>
- Srivastava, R. K. & Sinha, A. K. (2004). Early Cretaceous Sung Valley Ultramafic–Alkaline–Carbonatite Complex, Shillong Plateau, Northeastern India: Petrological and Genetic Significance. *Mineralogy and Petrology*, 80(3–4), 241–263. <https://doi.org/10.1007/s00710-003-0025-1>
- Stormer Jr., J. C., Gomes, C. B. & Torquato, J. R. F. (1975). Spinel Lherzolite Nodules in Basanite Lavas from Asunción, Paraguay. *Revista Brasileira de Geociências*, 5(3) 176–185
- Streckeisen, A. (1978). IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. Classification and Nomenclature of Volcanic Rocks, Lamprophyres, Carbonatites and Melilitic Rocks. Recommendations and Suggestions. *Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen*, 134, 1–14.

- _____ (1979). Classification and Nomenclature of Volcanic Rocks, Lamprophyres, Carbonatites, and Melilitic Rocks: Recommendations and Suggestions of the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. *Geology*, 7(7), 331-335. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1979\)7<331:CANOVR>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1979)7<331:CANOVR>2.0.CO;2)
- Sun, S. -s. & McDonough, W. F. (1989). Chemical and Isotopic Systematics of Oceanic Basalts: Implications for Mantle Composition and Processes. *Geological Society, London, Special Publications*, 42(1), 313–345. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>
- Svisero, D. P. (1995). Distribution and Origin of Diamonds in Brazil: An Overview. *Journal of Geodynamics*, 20(4), 493–514. [https://doi.org/10.1016/0264-3707\(95\)00017-4](https://doi.org/10.1016/0264-3707(95)00017-4)
- Svisero, D. P. & Chieregati, L. A. (1991). Contexto Geológico de Kimberlitos, Lamproítos e Ocorrências Diamantíferas do Brasil. *Boletim IG-USP. Publicação Especial*, (9), 75–81. <https://doi.org/10.11606/issn.2317-8078.v0i9p75-81>
- Svisero, D. P., Haraly, N. L. E. & Scheibe, L. F. (1985). Magnetometria, Radiometria e Gamaespectrometria na Diatrema Janjão, Lages, SC. In: *II Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia*, (261–272). Florianópolis: SBG.
- Svisero, D. P. & Meyer, H. O. A. (1979). Kimberlites in Brazil: An Initial Report. In: *International Kimberlite Conference, Proceedings*, 1, 92-100. Santa Fé.
- _____ (1986). New Occurrences of Kimberlite in Brazil. In: *4th International Kimberlite Conference, Extended Abstracts*, 145–147.
- Svisero, D. P., Meyer, H. O. A., Haraly, N. L. E. & Hasui, Y. (1984). A Note on the Geology of Some Brazilian Kimberlites. *Journal of Geology*, 92, 331–338. <https://www.jstor.org/stable/30069404>
- Svisero, D. P., Meyer, H. O. A. & Tsai, H. M. (1979). Kimberlites in Brazil: An Initial Report. In: Boyd, F. R. & Meyer, H. O. A. (orgs.), *Kimberlites, Diatremes and Diamonds: Their Geology, Petrology and Geochemistry*. In: International Kimberlite Conference, Proceedings, 92–100. Santa Fé.
- Svisero, D. P., Ulbrich, M. N. C. & Vlach, S. R. F. (2005). Composição, Origem e Significado Geológico de Minerais Resistatos de Intrusões Kimberlíticas da Região de Coromandel, Minas Gerais. In: *IV Simpósio Brasileiro de Geologia do Diamante*, 14, 169–172. Diamantina.
- Tappe, S., Foley, S. F., Jenner, G. A. & Kjarsgaard, B. A. (2005). Integrating Ultramafic Lamprophyres into the IUGS Classification of Igneous Rocks: Rationale and Implications. *Journal of Petrology*, 46(9), 1893–1900. <https://doi.org/10.1093/petrology/egi039>
- Taylor Jr., H. P. (1978). Water-rock Interactions and Origin of H₂O in Granitic Batholiths. *Journal of Geological Society of London*, 133, 509–558. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.133.6.0509>
- Taylor, H. P., Frechen, J. & Degens, E. T. (1967). Oxygen and Carbon Isotope Studies of Carbonatites from the Laacher See District, West Germany and the Alnö District, Sweden. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 31(3), 407–430. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(67\)90051-8](https://doi.org/10.1016/0016-7037(67)90051-8)
- Tedesco, M. A. & Robaina, L. E. S. (1991). Caracterização Geoquímica de Piroxênios e Granadas de Brecha Kimberlítica de São Vicente, RS. In: *III Congresso Brasileiro de Geoquímica / I Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa*, 707–710. São Paulo: SBGq.
- Thibault, Y., Edger, A. D. & Lloyd, F. E. (1992). Experimental Investigation of Melts from a Carbonated Phlogopite Lherzolite: Implications for Metasomatism in the Continental Lithosphere. *American Mineralogist*, 77, 784–794. <https://pubs.geoscienceworld.org/msa/ammin/article/77/7-8/784/105187/Experimental-investigation-of-melts-from-a>
- Thiede, D. S. & Vasconcelos, P. M. (2010). Paraná Flood Basalts: Rapid Extrusion Hypothesis Confirmed by New ⁴⁰Ar/³⁹Ar Results. *Geology*, 38, 747–750. <https://doi.org/10.1130/G30919.1>

- Thompson, R. N., Gibson, S. A., Mitchell, J. G., Dickin, A. P., Leonardos, O. H., Brod, J. A. & Greenwood, J. C. (1998). Migrating Cretaceous-Eocene Magmatism in the Serra do Mar Alkaline Province, SE, Brazil: Melts from the Deflected Trindade Mantle Plume?. *Journal of Petrology*, 39(8), 493–1526. <https://doi.org/10.1093/petroj/39.8.1493>
- Toledo, M. C. M. (1999). Os Fosfatos Aluminosos da Série da Crandallita - uma Revisão. *Revista do Instituto Geológico*, 20(1–2), 49–63. <https://doi.org/10.5935/0100-929X.19990005>
- _____ (2000). O Grupo da Crandallita no Manto Laterítico sobre o Maciço Carbonatítico de Catalão I (GO, Brasil). *Geochimica Brasiliensis*, 14(1), 71–95. <https://doi.org/10.21715/gb.v14i1.169>
- Toledo, M. C. M., Ferrari, V. C., Alcover Neto, A., Fontan, F., Martin, F., Santos, C. N. & Carvalho, S. F. M. (2002). Fosfatos Aluminosos com Ferro do Grupo da Crandallita nas Coberturas Lateríticas de Catalão I, Jiquiá e Tapira, Brasil, e Chirigué, Paraguai. *Revista Brasileira de Geociências*, 32(4), 393–406. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.2002324393406>
- Toledo, M. C. M., Lenharo, S. R., Ferrari, V. C., Fontan, F., Parseval, P. & Leroy, G. (2004a). The Compositional Evolution of Apatite in the Weathering Profile of the Catalão I Alkaline-Carbonatitic Complex, Goiás, Brazil. *The Canadian Mineralogist*, n. 42(4), 1139–1158. <https://doi.org/10.2113/gscanmin.42.4.1139>
- Toledo, M. C. M., Oliveira, S. M. B., Fontan, F., Ferrari, V. C. & Parseval, P. (2004b). Mineralogia, Morfologia e Cristalquímica da Monazita de Catalão I (GO, Brasil). *Revista Brasileira de Geociências*, 34(1), 135–146. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.2004341135146>
- Toledo, M. C. M. & Pereira, V. P. (2001). A Variabilidade de Composição da Apatita Associada a Carbonatitos. *Revista do Instituto Geológico*, 22(1–2), 27–64. <https://doi.org/10.5935/0100-929X.20010002>
- _____ (2003). Ocorrência e Variabilidade de Composição dos Fosfatos do Grupo da Monazita em Carbonatitos. *Pesquisas em Geociências*, 30, 83–98. <https://seer.ufrgs.br/Pesquisasem-Geociencias/article/view/19583>
- Toledo, M. C. M. & Souza, R. V. (1991). Estudo Preliminar da Alteração Intempérica das Rochas Ultramáficas Ricas em Apatita da Mina Gonzaga de Campos, Maciço Alcalino de Ipanema, SP. In: *III Congresso Brasileiro de Geoquímica*, (91–94). São Paulo: SBGq.
- Tomkeieff, S. I. (1928). The Volcanic Complex of Calton Hill, Derbyshire. *Journal of the Geological Society of London*, 84, 703–718. <https://doi.org/10.1144/GSL.JGS.1928.084.01-04.26>
- Toniolo J. A., Remus, M. V. D., Parisi, G. N. & Dani, N. (2013). Dois Eventos Carbonatíticos Temporalmente Distintos no RS: Tipos Linear e Central. In: *VIII Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia*. Foz do Iguaçu: SBG.
- Toyoda, K., Horiuchi, H. & Tokonami, M. (1994). Dupal Anomaly of Brazilian Carbonatites: Geochemical Correlations with Hotspots in the South Atlantic and Implications for the Mantle Source. *Earth and Planetary Science Letters*, 126(4), 315–331. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(94\)90115-5](https://doi.org/10.1016/0012-821X(94)90115-5)
- Traversa, G., Barbieri, M., Beccaluva, L., Coltorti, M., Conte, A. M., Garbarino, C., Gomes, C. B., Macciotta, G., Morbidelli, L., Ronca, S. & Scheibe, L. F. (1996). Mantle Sources and Differentiation of Alkaline Magmatic Suite of Lages, Santa Catarina, Brazil. *European Journal of Mineralogy*, 8(1), 193–208. <https://doi.org/10.1127/ejm/8/1/0193>
- Traversa, G., Gomes, C. B., Brotzu, P., Buraglini, N., Morbidelli, L., Macciotta, G., Morbidelli, L., Principato, M. S., Ronca, S. & Ruberti, E. (2001). Petrography and Mineral Chemistry of Carbonatites and Mica-Rich Rocks from the Araxá Complex (Alto Paranaíba Province, Brazil). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 73(1), 71–98. <https://doi.org/10.1590/S0001-37652001000100008>

- Traversa, G., Scheibe, L. F., Barbieri, M., Beccaluva, L., Coltorti, M., Conte, A. M., Garbarino, C., Gomes, C. B., Macciotta, G., Morbidelli, L. & Ronca, S. (1994). Petrology and Mineral Chemistry of the Alkaline District of Lages, SC, Brazil. *Geochimica Brasiliensis*, 8, 179–214. <https://doi.org/10.21715/gb.v8i2.76>
- Tröger, W. E. (1928). Alkaligesteine aus der Serra do Salitre in Westlichen Minas Gerais, Brasilien. *Centralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie*, Stuttgart, Abt. A(6), 202–204.
- Tuttle, O. F. & Gittins, J. (orgs.), (1966). *Carbonatites*. Nova York, Interscience Publishers.
- Ulbrich, H. H. G. J. (2013). *A Petrografia, a Estrutura e o Quimismo de Nefelina Sienitos do Maciço Alcalino de Poços de Caldas, MG-SP*. Tese (Livre-Docência). São Paulo: Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. <https://doi.org/10.11606/T.44.2013.tde-03092013-092317>
- Ulbrich, H. H., Demaiffe, D., Vlach, S. R. F. & Ulbrich, M. N. C. (2003). Geochemical and Sr, Nd and Pb Isotope Signatures of Phonolites and Nepheline Syenites from Poços de Caldas Alkaline Massif, Southeastern Brazil. In: *4th South American Symposium on Isotope Geology*, Short Papers, 698–701. Salvador.
- Ulbrich, H. H., Garda, G. M. & Ulbrich, M. N. C. (1990). Avaliação das Idades K-Ar dos Maciços Alcalinos do Brasil Sul-Oriental e Paraguai Oriental. *Boletim IG-USP. Publicação Especial*, 9, 87–91. <https://doi.org/10.11606/issn.2317-8078.v0i9p87-92>
- Ulbrich, H. H. & Gomes, C. B. (1981). Alkaline Rocks from Continental Brazil. *Earth-Science Reviews*, 17, 135–154. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(81\)90009-X](https://doi.org/10.1016/0012-8252(81)90009-X)
- Ulbrich, H. H. & Ulbrich, M. N. C. (2000). The Lujavrite and Khibinite Bodies in the Poços de Caldas Alkaline Massif, Southeastern Brazil: A Structural and Petrographic Study. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(4), 615–622. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.2000304615622>
- Ulbrich, H. H., Vlach, S. R. F., Demaiffe, D. & Ulbrich, M. N. C. (2005). Structure and Origin of the Poços de Caldas Alkaline Massif. In: Comin-Chiaramonti, P. & Gomes, C. B. (orgs.), *Mesozoic to Cenozoic Alkaline Magmatism in the Brazilian Platform*. São Paulo, Edusp/Fapesp, 367–418. <http://www.livrosabertos.edusp.usp.br/edusp/catalog/view/6/6/26-1>
- Ulbrich, H. H., Vlach, S. R. F., Ulbrich, M. N. C. & Kavashita, K. (2002). Penecontemporaneous Syenitic-Phonolitic and Basic-Ultrabasic-Carbonatitic Rocks at the Poços de Caldas Alkaline Massif, SE, Brazil: Geologic and Geochronologic Evidence. *Revista Brasileira de Geociências*, 32, 15–26. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.20023211526>
- Ulbrich, M. N. C. (1984). *Aspectos Mineralógicos e Petrológicos de Nefelina Sienitos do Maciço de Poços de Caldas, MG-SP*. Tese (Doutorado). São Paulo: Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. <https://doi.org/10.11606/T.44.1984.tde-14102014-092805>
- Ulrych, J., Povondra, P., Pivec, E., Rutsek, J. & Sitek, J. (1994). Compositional Evolution of Metasomatic Garnet in Melilitic Rocks of the Osecna Complex, Bohemia. *The Canadian Mineralogist*, 32, 637–647. <https://pubs.geoscienceworld.org/canmin/article/32/3/637/12566/Compositional-evolution-of-metasomatic-garnet-in>
- Uzdowski, E. (1982). Reaction and Equilibrium in the System CO₂-H₂O and CaCO₃-CO₂-H₂O (0–50°C). *Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen*, 144, 148–171.
- Valarelli, J. V. (1971). *O Minério de Titânio, Nióbio e Terras Raras de Catalão (Goiás)*. Tese (Livre-Docência). São Paulo: Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. <https://doi.org/10.11606/T.44.2016.tde-18072016-090816>
- Van der Veen, A. H. (1965). Calzirtite and Associated Minerals from Tapira, Brasil. *Mineralogical Magazine*, 35, 544–547.

- Vasconcellos, E. M. G. (1995). *Petrologia e Geoquímica de Diques e Plugs Alcalinos da Região do Vale do Ribeira, Divisa dos Estados do Paraná e São Paulo*. Tese (Doutorado). São Paulo: Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. <https://doi.org/10.11606/T.44.1995.tde-28102015-105327>
- Vasconcellos, E. M. G. & Gomes, C. B. (1998a). Diques e Plugs Alcalinos da Região do Vale do Ribeira, Divisa dos Estados do Paraná e São Paulo: Características Petrográficas e Geoquímicas. *Geochimica Brasiliensis*, 12, 123–143.
- _____. (1998b). Diques e 'Plugs' Alcalinos da Região do Vale do Ribeira, Divisa dos Estados do Paraná e São Paulo: Química Mineral. *Boletim IG-USP*, 29, 97-124. <https://doi.org/10.11606/issn.2316-8986.v29i0p97-124>
- Veksler, I. V., Nielsen, T. F. D. & Sokolov, S. V. (1998a). Mineralogy of Crystallized Melt Inclusions from Gradiner and Koydor Ultramafic Alkaline Complexes: Implications for Carbonatite Genesis. *Journal of Petrology*, 39, 2015-2031.
- Veksler, I. V., Petibon, C., Jenner, G. A., Dorfman, A. M. & Dingwell, D. B. (1998b). Trace Element Partitioning in Immiscible Silicate-Carbonate Liquid Systems: An Initial Experimental Study Using a Centrifuge Autoclave. *Journal of Petrology*, 39(11–12), 2095–2104. <https://doi.org/10.1093/etroj/39.11-12.2095>
- Velázquez, V. F. (1992). *Província Alcalina Central, Paraguai Centro-Oriental: Aspectos Tectônicos, Petrográficos e Geocronológicos*. Dissertação (Mestrado). São Paulo: Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. <https://doi.org/10.11606/D.44.1992.tde-23102015-154540>
- _____. (1996). *Província Alcalina Alto Paraguai: Características Petrográficas, Geoquímicas e Geocronológicas*. Tese (Doutorado). São Paulo: Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. <https://doi.org/10.11606/T.44.1996.tde-22122015-142543>
- Velázquez, V. F., Gomes, C. B., Capaldi, G., Comin-Chiaramonti, P., Ernesto, M., Kawashita, K., Petrini R. & Piccirillo, E. M. (1992). Magmatismo Alcalino Mesozoico na Porção Centro-Oriental do Paraguai: Aspectos Geocronológicos. *Geochimica Brasiliensis*, 6, 23–35, <http://www.ppegeo.igc.usp.br/index.php/geobras/article/view/10568>
- Velázquez, V. F., Gomes, C. B., Orué, D., & Comin-Chiaramonti, P. (1996). Magmatismo Alcalino do Paraguai: uma Revisão e Atualização das Províncias. *Boletim IG-USP. Série Científica*, 27, 61-79. <https://doi.org/10.11606/issn.2316-8986.v27i0p61-79>
- Velázquez, V. F., Riccomini, C., Gomes, C. de B. & Kirk, J. (2011). The Cretaceous Alkaline Dyke Swarm in the Central Segment of the Asunción Rift, Eastern Paraguay: Its Regional Distribution, Mechanism of Emplacement, and Tectonic Significance. *Journal of Geological Research*, 1–18. <https://doi.org/10.1155/2011/946701>
- Vergara, V. D. (1980). Pesquisa Geológica no Complexo Alcalino de Anitápolis. In: *XXXI Congresso Brasileiro de Geologia*, 4, 2504-2517. Camboriú: SBG.
- Vervoort, J. D., Patchett, P. J., Blichert-Toft, J. & Albarède, F. (1999). Relationships Between Lu–Hf and Sm–Nd Isotopic Systems in the Global Sedimentary System. *Earth and Planetary Science Letters*, 168(1–2), 79–99. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(99\)00047-3](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(99)00047-3)
- Vieira, A. J. (1973). Geologia do Centro e Nordeste do Paraná e Centro-Sul de São Paulo. In: *XXVII Congresso Brasileiro de Geologia*, 259–277. Aracaju: SBG.
- Viero, A. P. (1998). *O Magmatismo Alcalino Mesozóico do Rio Grande do Sul*. Tese (Doutorado) Porto Alegre: Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 249p.
- Vlach, S. R. F., Ulbrich, M. N. C., Ulbrich, H. H. & Gualda, G. A. R. (1996). Rochas de Afinidades Alnoíticas e Sílico-Carbonatíticas Periféricas ao Maciço Alcalino de Poços de Caldas (MG-SP). In: *XXXIX Congresso Brasileiro de Geologia*, 2, 128–130. Salvador: SBG.

- Vlach, S. R. F., Vilalva, F. C. J., Ulbrich, M. N. C., Ulbrich, H. H. & Vasconcelos, P. M. (2003). Phlogopite from Carbonatitic Veins Associated with the Poços de Caldas Alkaline Massif, SE, Brazil: Mineralogy and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Dating by the Laser Step Heating Method. In: *4th South American Symposium on Isotope Geology, Short Papers, 2*, 702–705. Salvador, BA.
- Von Eckermann, H. (1948). *The Alkaline District of Alnö Island*. Sveriges Geologiska Undersökning, A. b. Kartografiska institutet, Ser. Ca, 36ed., 175p.
- Waber, N. (1992). The Supergene Thorium and Rare-Earth Element Deposit at Morro do Ferro, Poços de Caldas, Minas Gerais, Brazil. *Journal of Geochemical Exploration*, 45, 113–157. [https://doi.org/10.1016/0375-6742\(92\)90123-P](https://doi.org/10.1016/0375-6742(92)90123-P)
- Wall, F., Le Bas, M. J. & Srivastava, R. K. (1993). Calcite and Carbocernaite Exsolution and Cotectic Textures in a Sr, REE-Rich Carbonatite Dyke from Rajasthan, India. *Mineralogical Magazine*, 57, 495–513.
- Wallace, M. E. & Green, D. H. (1988). An experimental determination of primary carbonatite magma composition. *Nature*, 335(6188), 343–346. <https://doi.org/10.1038/335343a0>
- Walter, A. V., Flicoteaux, R., Parron, C., Loubet, M. & Nahon, D. (1995). Rare-Earth Elements and Isotopes (Sr, Nd, O, C) in Minerals from the Juquiá Carbonatite (Brazil): Tracers of a Multistage Evolution. *Chemical Geology*, 120, 27–44. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00101-D](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00101-D)
- Watkinson, D. H. & Wyllie, P. J. (1971). Experimental Study of the Join $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-CaCO}_3\text{-H}_2\text{O}$ and the Genesis of Alkalic Rock Carbonatite Complexes. *Journal of Petrology*, 12, 357–378. <https://doi.org/10.1093/petrology/12.2.357>
- Weska, R. K. & Svisero, D. P. (2001). Aspectos Geológicos de Algumas Intrusões Kimberlíticas da Região de Paranatinga, Mato Grosso. *Revista Brasileira de Geociências*, 31(4), 555–561. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.2001314555562>
- Wiens, F. (1991). Exploración Mineral en Paraguay Oriental. *Report Geoconsultores*, Asunción, 1-298.
- Woolley, A. R. (1987). *Alkaline Rocks and Carbonatites of the World. Part I: North and South America*. Londres, British Museum (Natural History).
- _____ (1982). A Discussion of Carbonatite Evolution and Nomenclature, and the Generation of Sodidic and Potassic Fenites. *Mineralogical Magazine*, 46(338), 13–17. <https://doi.org/10.1180/minmag.1982.046.338.03>
- _____ (2003). Igneous Silicate Rocks Associated with Carbonatites: Their Diversity, Relative Abundances and Implications for Carbonatite Genesis. *Periodico di Mineralogia*, 72(1), 9–17.
- Woolley, A. R. & Church, A. A. (2005). Extrusive Carbonatites: A Brief Review. *Lithos*, 85, 1–14. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2005.03.018>
- Woolley, A. R. & Kempe, D. R. C. (1989). Carbonatites: Nomenclature, Average Chemical Compositions, and Element Distribution. In: Bell, K. (org.), *Carbonatites: Genesis and Evolution*. Londres, Unwin Hyman Ltd., 1-14.
- Woolley, A. R. & Kjarsgaard, B. A. (2008). Paragenetic Types of Carbonatite as Indicated by the Diversity and Relative Abundances of Associated Silicate Rocks: Evidence from a Global Database. *The Canadian Mineralogist*, 46(4), 741–752. <https://doi.org/10.3749/canmin.46.4.741>
- Wyllie, P. J. & Huang, W. -L. (1976). Carbonation and Melting Reactions in the System $\text{CaO-MgO-SiO}_2\text{-CO}_2$ at Mantle Pressures with Geophysical and Petrological Applications. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 54(2), 79–107. <https://doi.org/10.1007/BF00372117>
- Wyllie, P. J. & Lee, W.J. (1998). Model System Controls on Conditions for Formation of Magnesio-carbonatite and Calcio-carbonatite Magmas from the Mantle. *Journal of Petrology*, 39(11–12), 1885–1893. <https://doi.org/10.1093/petrology/39.11-12.1885>

- Wyllie, P. J. & Tuttle, O. F. (1960a). The System CaO-CO₂-H₂O and the Origin of Carbonatites. *Journal of Petrology*, 1(1), 1–46. <https://doi.org/10.1093/petrology/1.1.1>
- _____ & _____ (1960b). Experimental Verification for the Magmatic Origin of Carbonatites. In: *21st International Geological Congress, Proceedings, Pt.13*, 310–318.
- _____ & _____ (1962). Carbonatitic Lavas. *Nature*, 194, 1269. <https://doi.org/10.1038/1941269a0>
- Wu, F. -Y., Yang, Y. -H., Mitchell, R. H., Bellatreccia, F., LI, Q. -L. & Zhao, Z. -F. (2010). *In situ* U/Pb and Nd-Hf-(Sr) Isotopic Investigations of Zirconolite and Calzirtite. *Chemical Geology*, 277(1–2), 178–195. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2010.08.007>
- Yegorov, L. S. (1993). Phoscorites of the Maymecha-Kotuy Ijolite-Carbonatite Association. *International Geology Review*, 35, 346–358. <https://doi.org/10.1080/00206819309465533>
- Zindler, A. & Hart, S. R. (1986). Chemical Geodynamics. *Annual Review of Earth and Planetary Science*, 14, 493–571. <https://doi.org/10.1146/annurev.ea.14.050186.002425>
- Zurevinski, S. E. & Mitchell, R. H. (2004). Extreme Compositional Variation of Pyrochlore Group Minerals at the Oka Carbonatite Complex, Quebec: Evidence of Magma Mixing? *The Canadian Mineralogist*, 42(4), 1159–1168. <https://doi.org/10.2113/gscanmin.42.4.1159>