



**UNIVERSIDADE FEDERAL
DE OURO PRETO
ESCOLA DE MINAS**
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA



PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM EVOLUÇÃO CRUSTAL E
RECURSOS NATURAIS

Tectônica/Petrogênese/Recursos Minerais

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

O Vulcanismo Ácido a Intermediário Associado ao Rifteamento
Calimiano do Espinhaço Setentrional, Cráton São Francisco:
Investigação Petrológica, Geoquímica e Geocronológica

por

Cláudia dos Santos

Orientador: André Danderfer Filho

**O VULCANISMO ÁCIDO A INTERMEDIÁRIO ASSOCIADO
AO RIFTEAMENTO CALIMIANO DO ESPINHAÇO
SETENTRIONAL, CRÁTON SÃO FRANCISCO:
INVESTIGAÇÃO PETROLÓGICA, GEOQUÍMICA E
GEOCRONOLÓGICA**



FUNDAÇÃO UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO

Reitora

Prof^ª. Dr^ª. Cláudia Aparecida Marlière de Lima

Vice-Reitor

Prof. Dr. Hermínio Arias Nalini Júnior

Pró-Reitor de Pesquisa e Pós-Graduação

Prof. Dr. Sérgio Francisco de Aquino

ESCOLA DE MINAS

Diretor

Prof. Dr. Issamu Endo

Vice-Diretor

Prof. Dr. José Geraldo Arantes de Azevedo Brito

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

Chefe

Prof. Dr. Luís Antônio Rosa Seixas



EVOLUÇÃO CRUSTAL E RECURSOS NATURAIS

CONTRIBUIÇÕES ÀS CIÊNCIAS DA TERRA

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**O VULCANISMO ÁCIDO A INTERMEDIÁRIO ASSOCIADO AO
RIFTEAMENTO CALIMIANO DO ESPINHAÇO SETENTRIONAL,
CRÁTON SÃO FRANCISCO: INVESTIGAÇÃO PETROLÓGICA,
GEOQUÍMICA E GEOCRONOLÓGICA**

Cláudia dos Santos

Orientador

André Danderfer Filho

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

OURO PRETO

2017

Universidade Federal de Ouro Preto – <http://www.ufop.br>
Escola de Minas - <http://www.em.ufop.br>
Departamento de Geologia - <http://www.degeo.ufop.br/>
Programa de Pós-Graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais
Campus Morro do Cruzeiro s/nº - Bauxita
35.400-000 Ouro Preto, Minas Gerais
Tel. (31) 3559-1600, Fax: (31) 3559-1606 e-mail: pgrad@degeo.ufop.br

Os direitos de tradução e reprodução reservados.

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

ISSN 85-230-0108-6

Depósito Legal na Biblioteca Nacional

Edição 1ª

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

S237v Santos, Cláudia.
O vulcanismo ácido a intermediário associado ao rifteamento calimiano do Espinhaço Setentrional, Cráton São Francisco [manuscrito]: investigação petrológica, geoquímica e geocronológica / Cláudia dos Santos. - 2017.
150f.: il.: color; tabs. (Contribuições às Ciências da Terra, M 76, n. 346)

Orientador: Prof. Dr. André Danderfer Filho.

Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal de Ouro Preto. Escola de Minas. Departamento de Geologia. Evolução Crustal e Recursos Naturais.
Área de Concentração: Tectônica, Petrogênese e Recursos Minerais - TPRM

1. Tectônica de Placas - Aulacógeno. 2. Pajeú, Grupo. 3. Tectônica de Placas – rifte. 4. Espinhaço, Serra do (MG e BA). 5. Vulcanismo. I. Danderfer Filho, André. II. Universidade Federal de Ouro Preto. III. Título.

CDU: 553.04

Catálogo: www.sisbin.ufop.br

“A prata tem seus veios, dos quais é extraída
e o ouro, um lugar onde é depurado.
O ferro é extraído da terra
e a pedra, fundida ao calor, torna-se cobre.
O ser humano põe um limite às trevas
e sonda até o extremo do universo,
até a rocha escura e tenebrosa.
Gente estranha abre galerias,
Esquecendo-se dos próprios pés:
suspensos, oscilam de um lado para o outro.
A terra, que antes produzia pão,
embaixo é revolvida como pelo fogo.
Suas pedras são jazidas de safiras,
seus torrões contêm pepitas de ouro.
Tal caminho não é conhecido do abutre,
nem o viu o olho do falcão.
Não o percorreram feras majestosas,
nem por ele passa a leoa.
É o ser humano que estende a mão sobre o granito,
E derruba as montanhas pela base;
abre canais nas rochas,
com o olhar atento a tudo que é precioso;
investiga também as profundezas dos rios
e traz a luz o que estava escondido.” (Jó 28, 1-11)

Dedico este trabalho aos garotos da minha vida Pedro e Arthur

Agradecimentos

Primeiramente agradeço a minha mãe por me apoiar e acreditar em mim incondicionalmente. Ao meu pai pelo exemplo de luta e aos meus irmãos por sempre estarem ao meu lado. Ao Pedro pelo apoio fundamental em todas as fases desse trabalho e ao Arthur que me trouxe a inspiração que faltava e um motivo para lutar e continuar lutando sempre.

Ao professor André Danderfer pela confiança e por ter me concedido a oportunidade de trabalhar ao seu lado, desempenhando o seu papel de orientador com dedicação desde as primeiras etapas e até o fim desse trabalho, me proporcionando o aprendizado fundamental para minha vida acadêmica.

Aos professores do departamento de geologia, em especial a Glúcia pela ajuda e valiosas sugestões principalmente nos momentos finais dessa dissertação.

Aos queridos colegas de pós-graduação, em especial Marcha, Alice, Samuel, Taynara, Marcela, Leo, Ana e Maria Eugênia pelas discussões geológicas e pelo grande apoio, principalmente nos momentos mais difíceis.

As minhas irmãs da República Palmares pelo apoio incondicional e momentos inesquecíveis que passamos juntas.

As amigas Vera Gregorian e Beatriz Mascari pelo apoio e suporte na tradução do artigo.

Ao Programa de Pós-Graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais, Departamento de Geologia – UFOP, pela estrutura e apoio oferecidos e à Fundação de Amparo à Pesquisa de Minas Gerais (FAPEMIG), pela concessão de bolsa.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) e PETROBRAS pelo suporte financeiro.

Sumário

AGRADECIMENTOS	ix
SUMÁRIO	xi
LISTA DE FIGURAS	xv
LISTA DE TABELAS	xvii
RESUMO	xix
ABSTRACT	xxi
CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO	01
1.1- APRESENTAÇÃO	01
1.2- LOCALIZAÇÃO E ASPECTOS FISIOGRAFICOS	02
1.3- NATUREZA DO PROBLEMA	04
1.4- OBJETIVOS	05
1.5- MATERIAIS E MÉTODOS	05
1.5.1- Revisão Bibliográfica	05
1.5.2- Compilação Cartográfica	06
1.5.3- Trabalho de Campo	06
1.5.4- Petrografia	09
1.5.5- Microsonda Eletrônica	10
1.5.6- Litogeoquímica	10
1.5.7- Geocronologia	11
CAPÍTULO 2 – CONTEXTO GEOLÓGICO	17
2.1 – CONTEXTO GETECTÔNICO	17
2.2 – QUADRO ESTRATIGRÁFICO DO ESPINHAÇO SETENTRIONAL	20
2.3 – O GRUPO PAJEÚ	22
2.3.1 – Definição e Posicionamento Estratigráfico	22
2.3.2 – Unidades Estratigráficas	22
2.3.3 – Evolução Estratigráfica do rifte	23
2.4 – A FORMAÇÃO BOMBA	25
2.4.1 – Constituição	25
2.4.2 – Trabalhos Anteriores	25
2.5 – CONTEXTO GEOTECTÔNICO CALIMIANO	26
2.5.1 – O Supercontinente Colúmbia	26
2.5.2 – Eventos Geológicos do Bloco Atlântica no Período Calimiano	29
2.5.3 – O Supercontinente Colúmbia no Contexto Calimiano	34
CAPÍTULO 3 – VULCANISMO ASSOCIADO A RIFTES CONTINENTAIS	35
3.1 – PRINCIPAIS SÍTIOS TECTÔNICOS DE RIFTES	35

3.1.1 – Rifteamento sobre Pluma Mantélica	35
3.1.2 – Rifteamento em Placa Subductante	36
3.1.3 – Rifteamento Controlado por Forças Gravitacionais Após a Orogênese	36
3.1.4 – Extensão Pós-orogênica	37
3.1.5 – Rifteamento em Região de Retroarco (<i>Back-arc</i>)	38
3.1.6 – <i>Bacia Pull-apart</i>	39
3.1.7 – Rifteamento por Tensão Remotamente Aplicada (<i>Far Field Stress</i>)	39
3.1.8 – Rifteamento por Ascensão Astenosférica Acima de Placa Subductante	40
3.2 – PROCESSOS DE RIFTEAMENTO CONTINENTAL	41
3.3 – GEOQUÍMICA DE VULCANISMO DE RIFTE ASSOCIADO A PLUMAS MANTÉLICAS	44
3.3.1 – Rifte da Etiópia.....	46
3.3.2 – Rifte Gregory (ou do Quênia)	48
3.3.3 – Rifte Ocidental	50
3.3.4 – Rifte Baikal	51
3.4 – GEOQUÍMICA DE VULCANISMO DE RIFTE FORMADO POR ASCENÇÃO ASTENOSFÉRICA ACIMA DE PLACA SUBDUZIDA	55
3.5 – GEOQUÍMICA DE VULCANISMO ASSOCIADO A RIFTEAMENTO PASSIVO	59
3.6 – GEOQUÍMICA DE VULCANISMO ASSOCIADO A RIFTE DE RETROARCO	61
CAPÍTULO 4 – ACID TO INTERMEDIATE VOLCANISM ASSOCIATED WITH CALYMMIAN RIFTING IN THE ESPINHAÇO BASIN WITHIN THE SÃO FRANCISCO CRATON, BRAZIL: PETROGENESIS, GEOCHEMISTRY AND GEOCHRONOLOGY	67
ABSTRACT	67
4.1 - INTRODUCTION.....	69
4.2 – GEOLOGICAL SETTING.....	71
4.3 – ANALYTICAL METHODS	73
4.3.1 – Petrography and Mineral Chemistry	73
4.3.2 – Geochemistry	73
4.3.3 – Sample Preparation and Imaging for U-Pb Dating and Hf Analyses	73
4.3.4 – Zircon U-Pb Analyses	74
4.3.5 – Lu-Hf Isotopes.....	74
4.4 – LITHOFACIES AND LITHOFACIES ASSOCIATION OF BOMBA FORMATION	75
4.4.1 – Volcanic Lithofacies	76
4.4.2 – Pyroclastic Lithofacies Association	79
4.4.3 – Hydroclastic Lithofacies Association	81
4.4.4 – Epiclastic Lithofacies Association	82
4.5 – GEOCHRONOLOGY	85

4.5.1 – Zircon U-Pb	85
4.5.2 – Lu-Hf Isotopes	86
4.6 – WHOLE-ROCK GEOCHEMISTRY	87
4.6.1 – Classification.....	87
4.6.2 – Major and Trace Elements Variation	89
4.7 – DISCUSSION	91
4.7.1 – Chronology of Eruption Events and Relationship of Depositional Units	91
4.7.2 – Influence of Alteration	92
4.7.3 – Origin of Aluminous Lavas	93
4.7.4 – Magma Mixing.....	94
4.7.5 – Origin of the Comendites Lavas: The Role of Alkaline Fluid	95
4.7.6 – Age and Magmatic Model for the Pajeú Rift	96
4.7.7 – Implications of the Tectonic Reconstruction	97
4.8 – CONCLUSIONS	98
CAPÍTULO 5 – CONCLUSÕES	101
REFERÊNCIAS	103
APÊNDICES.....	113
FICHA DE APROVAÇÃO	149

Lista de Figuras

Figura 1.1: Mapa de localização da área estudada, com as principais vias de acesso	03
Figura 1.2: Modelo digital de terreno exibindo aspectos fisiográficos da área estudada	03
Figura 1.3: (A) Diagrama da Concórdia de Witherill (1956), utilizado para dados obtidos na sistemática U-Pb. (B) Diagrama da Concórdia de Tera & Wasserburg (1972), utilizado para dados obtidos na sistemática U-Pb	14
Figura 1.4: (A) Gráfico da evolução isotópica do háfnio. (B) Gráfico ilustrando que os valores de háfnio podem ser utilizados para caracterizar fontes magmáticas como crustais ou mantélicas.....	16
Figura 2.1: Configuração geológica do Bloco São Francisco, o qual, juntamente com o bloco Congo situado na África, fez parte de um único Paleocóntinente antes de separação do Gondwana Ocidental	19
Figura 2.2: Coluna cronoestratigráfica do Espinhaço Setentrional	21
Figura 2.3: (A) Mapa geológico simplificado mostrando a área de estudo inserida no cráton São Francisco. (B) Mapa geológico de uma porção do Espinhaço Setentrional, tendo como foco o Grupo Pajeú.....	24
Figura 2.4: Propostas para a configuração do Supercontinente Colúmbia.	28
Figura 3.1: Rifteamento associado a ação de pluma mantélica	35
Figura 3.2: Rifteamento em placa subductante.....	36
Figura 3.3: Rifteamento gerado por colapso orogênico.....	37
Figura 3.4: Rifteamento pós-orogênico	37
Figura 3.5: Rifteamento em região de retroarco	38
Figura 3.6: Rifteamento gerado por falha de rejeito direcional	39
Figura 3.7: Rifteamento gerado por <i>far field stress</i> em resposta a colisão	40
Figura 3.8: Rifteamento gerado por ascensão astenosférica acima de placa subductante ...	41
Figura 3.9: Diagrama esquemático mostrando a hipótese para o processo ativo de rifteamento continental.....	42
Figura 3.10: Diagrama esquemático mostrando a hipótese para o processo passivo de rifteamento continental.....	43
Figura 3.11: Mapa do sistema de rifte do leste da África	46
Figura 3.12: Padrões dos elementos incompatíveis normalizados com o manto primitivo pertencentes às rochas vulcânicas do rifte da Etiópia	48
Figura 3.13: Composição dos isótopos de Sr, Nd e Pb dos basaltos do rifte da Etiópia.....	48
Figura 3.14: Padrões dos elementos incompatíveis normalizados com o manto primitivo pertencentes às rochas vulcânicas do rifte Gregory	49
Figura 3.15: Padrões dos REE normalizados com o manto primitivo pertencentes às rochas vulcânicas do rifte Gregory	49
Figura 3.16: Modelo para a gênese das rochas vulcânicas de Virunga, no rifte Ocidental .	51
Figura 3.17: Padrão de elementos traço normalizados com o condrito das rochas vulcânicas de Vitim.....	54

Figura 3.18: Padrão dos <i>REE</i> normalizados com o condrito das rochas vulcânicas de Vitim.	54
Figura 3.19: Valores de ϵ_{Nd} e ϵ_{Hf} das rochas vulcânicas de Vitim	55
Figura 3.20: Diagramas dos elementos traço incompatíveis normalizados com o condrito para as rochas vulcânicas do rifte Rio Grande	57
Figura 3.21: Composição isotópica das rochas vulcânicas do rifte Rio Grande	58
Figura 3.22: Evolução do rifte Rio Grande	58
Figura 3.23: (A) Padrão dos elementos traço para as rochas vulcânicas do Vale de Midland, (B) Padrão dos elementos terras raras para as rochas vulcânicas do Vale de Midland	60
Figura 3.24: Composição Isotópica de Nb e Zr dos basaltos do Vale de Midland	61
Figura 3.25: Diagramas exibindo razões dos elementos traço das rochas vulcânicas da Província Basáltica Payenia	64
Figura 3.26: Spiderdiagramas exibindo razões dos elementos traço das rochas vulcânicas do Província rifte Manus	64
Figura 3.27: Composição isotópica de Nd e Sr das rochas vulcânicas do rifte Manus	65
Figura 4.1: Geological configuration of the São Francisco block and Espinhaço aulacogen	70
Figura 4.2: Geological map of a part of the Northern Espinhaço	72
Figura 4.3: Schematic stratigraphic columns of five profiles across the Bomba Formation	76
Figura 4.4: Microphotographs showing characteristic features of the aluminous and peralkaline lavas of the Bomba Formation	78
Figura 4.5: Back-scattered electron images showing detailed textures of the samples	79
Figura 4.6: Micro and macrophotographs showing characteristic features of volcanoclastic rocks of the Bomba Formation	84
Figura 4.7: Cathodoluminescence images of some zircon grains from the aluminous trachyte (b) Concordia age of U-Pb isotopic analyses for the zircons of the aluminous trachyte	86
Figura 4.8: Zircon Lu-Hf isotopic compositions for the zircons from the volcanic rock of the Bomba Formation	87
Figura 4.9: (a) Intermediate and acid rocks of the Bomba Formation plotted in the total alkalis versus silica (TAS) diagram (normalized to 100% volatile-free). (b) Trace element discrimination diagram for the tectonic interpretation of granitic rocks. (c) and (d) Trace element discriminant diagrams for A-type granites	88
Figura 4.10: (a) Alumina saturation index versus peralkalinity index. (b) Peralkaline lavas plotted in the classification diagram of Macdonald (1974)	88
Figura 4.11: Major element Harker diagrams for intermediate and acid rocks of the Bomba Formation	90
Figura 4.12: (a) Representative primitive-mantle-normalized trace element diagrams. (b) Chondrite-normalized REE diagrams	90
Figura 4.13: Sketch diagram showing the evolution model for the Bomba Formation volcanism	92
Figura 4.14: Cartoon showing a model for the origin of volcanism in the Pajeú rifte	97

Lista de Tabelas

Tabela 1.1: Pontos obtidos no trabalho de campo, com respectivas amostras coletadas e selecionadas para estudos petrográficos, geoquímicos e geocronológicos 08

Tabela 1.2: Pontos resgatados do trabalho de Danderfer (2000), com respectivas amostras selecionadas para estudos petrográficos, geoquímicos e geocronológicos 09

Resumo

O vulcanismo ácido a intermediário ($\text{SiO}_2 = 57,55\text{-}69,56\%$) da Formação Bomba ocorre associado ao rifteamento intracontinental de idade eocalimiana que deu origem a sequência vulcano-sedimentar do Grupo Pajeú. Esse evento extensional representa um dos estágios evolutivos do aulacógeno Espinhaço na porção setentrional do cráton São Francisco. As rochas da Formação Bomba foram agrupadas em quatro litofácies e associações de litofácies. A litofácies coerente é constituída por traquitos, fonolitos e riolitos gerados durante erupções essencialmente efusivas e representam a base do arcabouço estratigráfico. Intercalados com essas lavas, ocorrem peperitos e hialoclastitos que representam associações de litofácies hidroclásticas e caracterizam períodos de escassez e abundância de água na bacia, além do aporte sedimentar. Associações de litofácies piroclásticas ocorrem sobrepostas a esse material efusivo e representam depósitos de queda de coluna eruptiva, CDPs (correntes de densidade piroclástica) e CDPs geradas por colapso gravitacional de domo de lava. O topo da unidade é marcado por associações de litofácies epiclásticas, representando um período logo após a extinção dos eventos eruptivos e ação de processos erosivos e intemperismo sobre os depósitos preexistentes. As lavas da Formação Bomba apresentam características químicas típicas de granitos do tipo A e são divididas em dois grupos: rochas peralcalinas caracterizadas pela presença de grande quantidade de cristais euédricos de aegerina e rochas metaluminosas a fracamente peraluminosas que não possuem esse clinopiroxênio em sua composição. Utilizando o método de datação *in situ* U-Pb em zircão (Laser Ablation ICPMS) para uma amostra de lava metaluminosa obteve-se a idade de 1579 ± 15 Ma, posicionando o evento vulcânico no período calimiano. Com base em características petrográficas, químicas e valores extremamente negativos de $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ (-15,1 a -10,4), interpreta-se que essas lavas foram geradas devido a fusão parcial por desidratação, sob condições de baixa pressão, de antigas rochas crustais graníticas. As antigas idades modelo $T_{\text{DM}}^{\text{Hf}}$ (3,27 a 2,96 Ga) definem como possível fonte os granitoides paleo/meso-arqueanos presentes no Complexo Gavião. A presença de cristais reabsorvidos ou com bordas refundidas sugerem que as rochas de composição intermediária foram geradas por mistura de magmas. A semelhança entre as composições químicas e mineralógicas das lavas peralcalinas e aluminosas sugerem que ambas foram derivadas da mesma fonte. O caráter peralcalino e a fase aegerina dessas lavas resultaram da interação entre o magma alcalino aluminoso e fluidos ricos em sódio. As rochas apresentam cristais de feldspato com composições puras de ortoclásio (Or_{96-98}) e albíta (Ab_{98-100}) e exibem pertitas e antipertitas com essas mesmas composições. Essas características refletem reações de dissolução-reprecipitação em baixa temperatura devido a uma alteração hidrotermal que atingiu tanto as rochas aluminosas quanto as peralcalinas. No entanto, a maioria das rochas apresentam valores de CIA (*Chemical Index of Alteration parameter*) dentro do intervalo de rochas graníticas livres de alteração, indicando que não foram completamente perdidas as características químicas originais. O modelo

tectono-magmático do Grupo Pajéu é melhor explicado através de um de riftamento passivo intracontinental e, neste caso, considerando um *far-field stress* induzido pela orogenia Cachoeirinha na margem convergente do bloco Atlântica (integrante do supercontinente Columbia) no EoCalimiano.

Abstract

The acid to intermediate volcanism ($\text{SiO}_2 = 57.55\text{-}69.56$ wt.%) of the Bomba Formation occurs associated with Eocalymian intraplate rifting that gave origin of a volcano-sedimentary sequence of the Pajéu Group. That extensional event represents one of the evolutionary stages of Espinhaço aulacogen in the northern portion of the São Francisco craton (Atlantic shield in eastern Brazil). The rocks of the Bomba Formation were grouped in four lithofacies and lithofacies association. The coherent lithofacies is formed by trachytes, phonolites and rhyolites generated during eruptions essentially effusive and represent the base of stratigraphic framework. Intercalated with these lavas, occurs peperites and hyaloclastites that represent hydroclastic lithofacies association and characterize periods of scarcity and abundance of water in the basin, beyond the sedimentary supply.

Pyroclastic lithofacies association occurs overlapping to this effusive material and represent fall deposits of eruptive column, PDCs (pyroclastic density current) and PDCs generated by gravitational collapse of the lava dome. Epiclastic lithofacies association, representing a period right after the extinction of eruptive events, erosive processes actions and weathering on preexistent deposits, marks the top of the unit. The lavas of Bomba Formation present typical chemical characteristics of A-type granites and are divided in two groups: peralkaline rocks characterized by the presence of euhedral crystals of aegirine and metaluminous to weakly peraluminous rocks that do not have this clinopyroxene in its composition. Using in situ U-Pb zircon dating method (Laser Ablation ICPMS) for a sample of metaluminous lava it was obtained an age of 1579 ± 15 Ma, positioning the volcanic event in Calymian Period. Based on petrographic and chemical characteristics and extremely negative values of $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ (-15.1 to -10.4), we interpret that these lavas were generated by partial melting through dehydration under low pressure conditions of old crustal granitic rocks. The older $T_{\text{DM}}^{\text{Hf}}$ model ages (3.27 to 2.96 Ga) define as possible source of the Paleo/Meso Archean granitoids from the Gavião Complex. The presence of resorbed crystals or crystals with remelting rims, suggest that the rocks of intermediate composition were generated by the magma mixing. The similarity between the chemical and mineralogical compositions of peralkaline and aluminous lavas, suggests that both were originates of the same source. The peralkaline character and aegirine phase of these lavas were resulted of the interaction between alkaline aluminous magma and fluids rich in sodium. The rocks present feldspar crystals with pure composition of orthoclase (Or_{96-98}) and albite (Ab_{98-100}) and exhibit perthites and antiperthites with the same composition, reflecting dissolution-reprecipitation reactions at low temperatures during hydrothermal alteration which reached both the aluminous rocks as peralkaline ones. However, most of the rocks present values of CIA (Chemical Index of Alteration parameter) within the range of granitic rocks free from alteration, indicating that they did not completely lose their original chemical characteristics. The tectono-magmatic model of the Pajéu Group is better explained through a passive intraplate rifting and

in this case, considering a far-field stress induced by Cachoeirinha orogeny in the convergent margin of the Atlântica Block (part of the Columbia supercontinent) at Eocalymmian.

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

1.1 - APRESENTAÇÃO

A origem do vulcanismo intermediário a ácido em riftes continentais é comumente explicado na literatura pela fusão parcial de rochas crustais com alguma contribuição mantélica (Bohrson & Reid 1997; Thorarinnsson *et al.* 2011) ou prolongada cristalização fracionada de magmas máficos parentais com assimilação crustal (Pecerillo *et al.* 2003; White *et al.* 2009). No entanto, essas rochas vulcânicas podem apresentar composições química e mineralógica diversas, pois dependem de inúmeros fatores como a composição da crosta, temperatura e pressão no processo de fusão, taxa de fornecimento de magma basáltico e atuação de complexos sistemas hidrotermais. Portanto, estudos de caráter petrológico, geoquímico e geocronológico desse tipo de vulcanismo são essenciais para a interpretação da história extensional de uma região. Além disso, a importância da datação de magmatismo de ambientes extensionais foi constatada por alguns autores, possibilitando a separação de eventos temporais, correlação entre blocos cratônicos e contribuindo para o entendimento de modelos de reconstrução de supercontinentes (Danderfer *et al.* 2015; Teixeira *et al.* 2013; Youbi *et al.* 2013).

Um vulcanismo dessa natureza está presente no Brasil, na região norte do cráton São Francisco, ocupando a porção ocidental do aulacógeno Espinhaço (Costa & Inda 1982), dentro dos domínios do corredor do Paramirim. Essas rochas representam a atividade vulcânica de um rifte eocalimiano, cujos registros afloram na borda leste da Serra do Espinhaço Setentrional, definindo um dos estágios evolutivos do aulacógeno nessa região (Danderfer & Dardenne 2002; Danderfer *et al.* 2009). Esse rifte é representado pelo Grupo Pajeú (unidade superior do Supergrupo Oliveira dos Brejinhos) e tem sua base composta por rochas predominantemente siliciclásticas das formações Ipuçaba e Riacho Fundo, sendo que o topo é marcado por rochas vulcânicas e vulcanoclásticas que definem a Formação Bomba, objeto deste estudo.

No período calimiano os blocos continentais estavam reunidos em um supercontinente mesoproterozóico denominado Colúmbia. De acordo com alguns autores, como Yakubchuk (2010) e Hou *et al.* (2008), o Bloco Atlântica era parte integrante desse supercontinente, o qual continha o paleocontinete São Francisco-Congo, que estaria localizado adjacente a atual margem sudeste do paleocontinete Amazonas. Os crátons homônimos a esses paleocontinentes apresentam registros desse período encontrados em riftes, orógenos, diques e soleiras máficas. O grande desafio dessa dissertação é entender qual a relação do rifte Pajeú com esses outros registros, no contexto da evolução do Bloco Atlântica.

Este trabalho apresenta uma caracterização litofaciológica do acervo vulcanogênico da Formação Bomba além de novos dados de geoquímica de rocha total, química mineral e geocronologia U-Pb e Lu-Hf do vulcanismo responsável pela sua formação. O objetivo é avaliar o papel da fusão crustal, cristalização fracionada, envolvimento de magma mantélico e atuação hidrotermal na gênese dessas rochas. A partir desses resultados é possível discutir melhor o modelo tectonomagmático para o rifte Pajeú e, possivelmente, contextualiza-lo com o supercontinente mesoproterozóico existente na época (Colúmbia).

1.2 – LOCALIZAÇÃO E ASPECTOS FISIAGRÁFICOS

A área estudada localiza-se na porção centro oeste do estado da Bahia, no domínio fisiográfico do Espinhaço Setentrional, compreendida entre os paralelos 12°40' e 13°10' de latitude sul e os meridianos 42°40' e 42°50' de longitude oeste. O acesso, partindo de Salvador, se dá pela rodovia federal BR-324 até a cidade Feira de Santana, seguindo pela BR-116 até proximidades de Rafael Jambeiro. A partir deste ponto segue-se pela BR-242, em direção a Oliveira dos Brejinhos. Acessa-se a rodovia estadual BA-156 até chegar a cidade de Boquira (Figura 1.1).

Fisiograficamente, a região estudada é formada por um conjunto de serras alongadas no sentido NNO, com largura máxima de 35 a 40 Km, representando o prolongamento setentrional da Cordilheira do Espinhaço. As principais serras presentes na região são as de Macaúbas, Canabrava e Morro do Cruzeiro, as quais exibem altitudes entre 1250 a 1150 metros. A área também é constituída, a leste, pela planície do rio Paramirim, com até 50 Km de largura, e que na porção sul apresenta elevações mais pronunciadas (Jardim de Sá, 1978). A Formação Bomba ocorre como uma estreita faixa, apresentando espessura máxima de 600 m e faz parte dos domínios dos municípios de Boquira e Macaúbas. Essa unidade assenta-se sobre o sopé do conjunto de serras, atingindo altitudes em torno de 750 metros (Figura 1.2).

O sistema hidrográfico faz parte da bacia do rio São Francisco, do qual aparecem na região seus afluentes Paramirim e Santo Onofre. O clima é quente, variando de semiárido a úmido e a vegetação é rala, arbustiva e do tipo caatinga, sendo que ocasionalmente, em serras e alguns vales, floresce de maneira mais exuberante. Os solos são rasos e pouco desenvolvidos (Jardim de Sá, 1978; Fernandes et al. 1982).

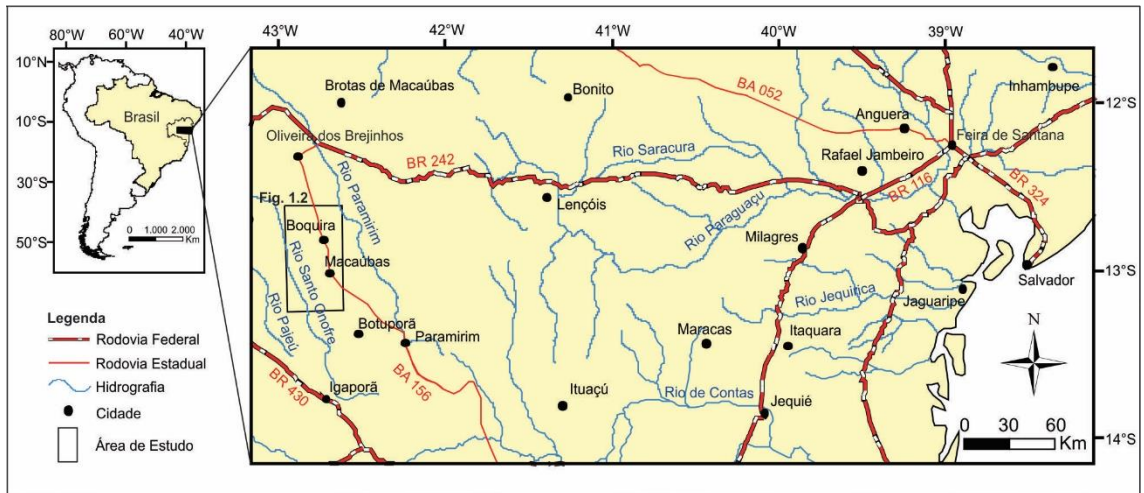


Figura 1.1 – Mapa de localização da área estudada, com as principais vias de acesso.

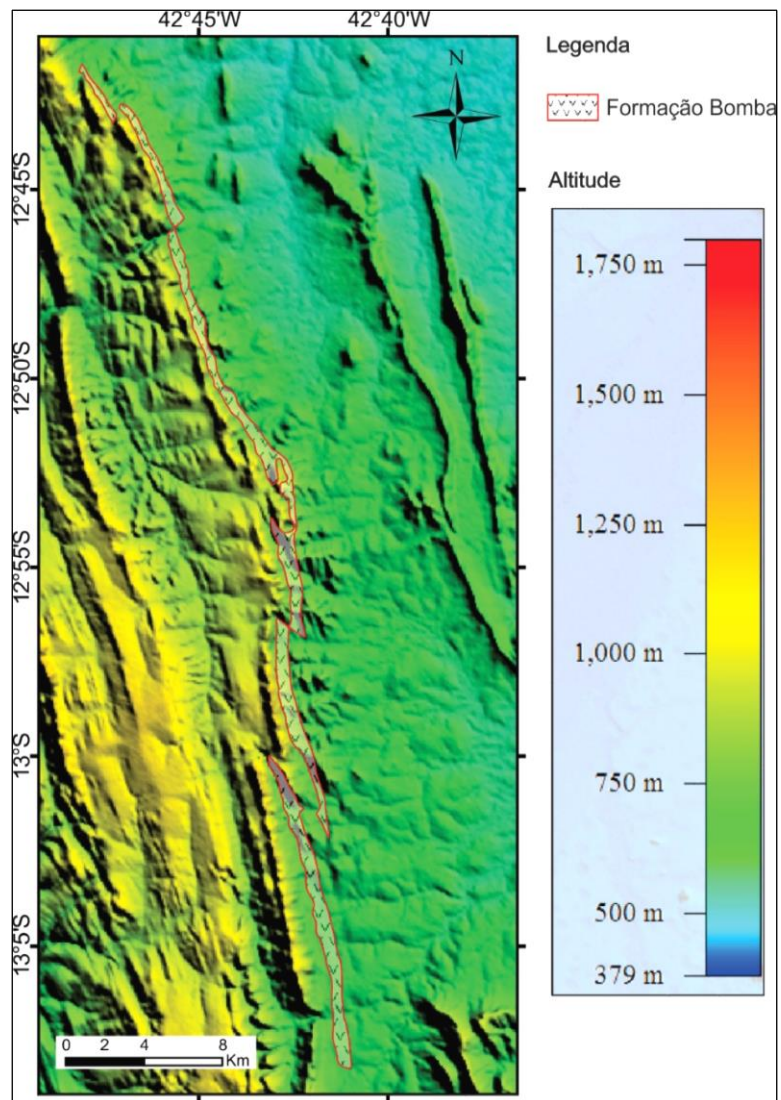


Figura 1.2 – Modelo digital de terreno exibindo aspectos fisiográficos da área estudada.

1.3 – NATUREZA DO PROBLEMA

As primeiras caracterizações litogeoquímicas das rochas vulcânicas da Formação Bomba foram realizadas nos trabalhos de Schobbenhaus (1972) e Bruni & Schobbenhaus (1976), que determinaram a sua natureza ácida. Jardim de Sá (1978) abordou o tema de forma um pouco mais completa, caracterizando traquitos e riolitos alcalinos. Os trabalhos existentes na literatura de caráter petrográfico referentes as rochas da Formação Bomba apresentam discordâncias sobre sua gênese, sendo tratadas por alguns autores como intrusivas (Tavora *et al.* 1967), outros extrusivas (Fernandes *et al.* 1982; Danderfer 2000; Danderfer & Dardenne 2002) e até mesmo “intrusivas vulcânicas” (Jardim de Sá 1978). Além disso, os trabalhos realizados até o presente que caracterizaram essas rochas como extrusivas, assumiram uma natureza estritamente efusiva, negligenciando a complexa variação litofaciológica presente em sistemas vulcânicos. A caracterização geoquímica dessas rochas na literatura apresenta-se bastante incompleta, com dados confiáveis relacionados apenas a classificações.

Trabalhos antigos relacionados a natureza da fonte que gerou essas rochas, como Jardim de Sá (1978) e Fernandes *et al.* (1982), são incertos e carentes de comprovações. Além disso, não existem trabalhos que tratem sobre os processos responsáveis pela origem do rifte ou o sítio tectônico em que ele foi formado.

O cráton São Francisco juntamente com o cráton Congo-Zaire na África Central são entendidos como fragmentos de um grande bloco continental que pertenceu ao Gondwana Ocidental designado paleocontinente São Francisco-Congo (Alkmim *et al.* 1993; Bizzi *et al.* 2003; Peres *et al.* 2004; Alkmim *et al.* 2006,2007; Danderfer *et al.* 2015). De acordo com Hou *et al.* (2008) e Yakubchuk (2010), durante o período calimiano esse paleocontinente pertencia ao bloco Atlântica, o qual era parte integrante do supercontinente paleo-mesoproterozoico que existia na época, denominado Colúmbia. Esses autores também consideram que o paleocontinente Amazonas e Rio de La Plata (os quais fizeram parte os crátons homônimos) estavam anexados ao paleocontinente São Francisco-Congo. Além do rifte Pajeú, no Espinhaço Setentrional, são encontrados na literatura registros do calimiano nesses paleocontinentes, como o orógeno Cachoeirinha e a suíte intrusiva Serra da Providência no cráton Amazonas, enxame de diques e soleiras máficas nos crátons Congo, São Francisco e Rio de La Plata, o pluton Serra da Mesa na província Tocantins e magmatismo associado a riftes encontrados no Espinhaço Central (Formação Riacho Seco) e Província Mantiqueira (sequências metavulcanossedimentares Betara, Perau, Votuverava, água Clara e Lajeado presentes nas porções central e sul do terreno Apiaí). Até o presente, não foi realizado nenhum trabalho com a tentativa de relacionar alguns desses eventos magmáticos que traria mais informações sobre o cenário do bloco Atlântica durante o calimiano.

A motivação para executar a presente dissertação foi fundamentada nas seguintes questões geológicas:

- Quais foram os processos eruptivos envolvidos e os produtos gerados durante a atividade vulcânica?
- Qual a composição química desse vulcanismo e quais os fatores responsáveis por sua gênese (ambiente tectônico, fonte, cristalização fracionada, atividade hidrotermal, etc.)?
- A fonte que gerou essas rochas seria de origem exclusivamente mantélica, crustal ou teria contribuição de ambas?
- Qual o sítio tectônico em que o rifte foi gerado e o mecanismo (ou mecanismos) responsável por sua formação?
- Sendo confirmado a idade eocalimiana para o rifte Pajeú, este poderia ter alguma relação com orógeno, riftes ou plutonismos gerados nesta mesma época no âmbito dos paleocontinentes São Francisco-Congo, Amazonas e Rio de La Plata, os quais montavam parte do bloco Atlântica durante esse período?

1.4 – OBJETIVOS

O objetivo principal dessa dissertação é a caracterização petrográfica, geoquímica e geocronológica, além do reconhecimento de litofácies e associação de litofácies em escala macro e microscópica do vulcanismo da Formação Bomba, determinando diferentes tipos de processos eruptivos e processos sedimentares associados responsáveis pela gênese dessas rochas.

Neste contexto, os objetivos específicos estabelecidos consistem em:

- Caracterização da fonte magmática que gerou essas rochas, abrangendo suas características químicas e sua natureza.
- Caracterização do rifte Pajeú, definindo o estilo de rifteamento e processos responsáveis por sua geração.
- Interpretação do rifte Pajeú no contexto do bloco Atlântica, no período Calimiano.

1.5 – MATERIAIS E MÉTODOS

A seguir são descritas as atividades desenvolvidas ao longo deste estudo.

1.5.1 – Revisão Bibliográfica

No início deste trabalho foi feita a compilação bibliográfica, que consistiu na pesquisa de trabalhos anteriores referentes à geologia da bacia do Espinhaço, dando ênfase ao Espinhaço Setentrional e, principalmente, ao Grupo Pajeú e Formação Bomba. Esta revisão abrangeu aspectos

petrológicos, geocronológicos, geoquímicos e geotectônicos, tendo como objetivo a contextualização do plano desta dissertação e obtenção de informações e interpretações prévias. Isso permitiu o levantamento de problemas existentes e a orientação necessária para resolvê-los.

Simultaneamente, foi feito um levantamento bibliográfico referente ao contexto geológico do período Calimiano, obtendo dados existentes sobre registros desse período nos crátons São Francisco, Congo, Amazonas e Rio de La Plata, além de registros encontrados nos Cinturões Brasileiros.

Posteriormente, foi realizada uma compilação de dados sobre rochas vulcânicas e vulcanoclásticas, abrangendo aspectos mineralógicos, texturais, geoquímicos e genéticos, com o objetivo de auxiliar na caracterização das rochas estudadas. Em adição, foi feita uma pesquisa sobre vulcanismo associado à riftes intracontinentais.

Realizou-se uma série de pesquisas bibliográficas em trabalhos relacionados à geocronologia U-Pb e análises de isótopos de Hf em zircões, nos quais aplicaram-se como técnica analítica LA-ICP-MS.

1.5.2 – Compilação Cartográfica

Durante a preparação para o trabalho de campo, foram obtidos mapas geológicos produzidos para a região, que serviram de base para o desenvolvimento da pesquisa, a saber: folhas Boquira (SD-23-X-B-V) e Macaúbas (SD-23-X-D-II), escala 1:100.000, mapeadas dentro do Projeto Santo Onofre (Costa & Silva, 1980) e mapa do Espinhaço Setentrional confeccionado por Danderfer (2000). Em adição foi realizado um mapa da área na escala 1:50.000, dando ênfase aos limites da Formação Bomba, com a finalidade de plotagem de pontos durante o campo.

1.5.3 – Trabalho de Campo

As atividades de campo apresentaram como principais objetivos o reconhecimento da área, caracterização de fácies vulcano-sedimentares em escala macroscópica, levantamento de perfis estratigráficos e coleta sistemática de amostras.

O trabalho de campo foi realizado durante o período de três dias, 29 a 31 de maio de 2014, durante o qual foram caracterizados um total de 17 pontos. A Tabela 1.1 traz a relação dos pontos com as respectivas coordenadas UTM, obtidas com o auxílio de um GPS GARMIM etrex20. Em cada ponto foram descritas uma ou mais litofácies ou associação de litofácies e, em locais específicos, foram realizados caminhamentos espaçados, com o objetivo de confecção de perfis transversais esquemáticos. Os perfis foram levantados ao longo de drenagens e estradas, sobretudo nos locais onde havia exposições significativas. Foram resgatados alguns pontos referentes a Formação Bomba anteriormente descritos

na tese de doutorado de Danderfer (2000; Tabela 1.2), os quais foram revisitados com o objetivo de uma descrição mais detalhada e nova coleta de amostras.

Para cada afloramento foram coletadas uma ou mais amostras, as quais foram selecionadas e separadas para estudos petrológicos, geoquímicos e geocronológicos (Tabela 1.1).

Tabela 1.1 – Pontos obtidos no trabalho de campo, com respectivas amostras coletadas e selecionadas para estudos petrográficos, geoquímicos e geocronológicos.

Ponto	X	Y	Altitude (m)	Amostras		
				Petrologia	Geoquímica	Geocronologia
PB1	750538	8549609	605	PB1A, PB1B, PB1C, PB1D, PB1E, PB1G, PB1J	PB1G	PB1H
PB2	750132	8549517	617	-	-	-
PB3	750305	8551602	667	PB3A, PB3B, PB3C	PB3C	PB3B
PB4	750320	8552061	665	PB4A, PB4B, PB4C	PB4A, PB4C	-
PB5	750149	8552262	659	PB5A, PB5B	PB5A, PB5B	-
PB6	750141	8552592	671	PB6A, PB6B	PB6A	PB6A
PB7	749940	8553885	668	PB7	-	-
PB8	749433	8555995	701	PB8	-	-
PB9	748967	8559222	693	PB9A, PB9B, PB9C, PB9E, PB9F, PB9G	PB9A, PB9B	PB9D
PB10	744616	8582007	700	PB10A, PB10B, PB10C, PB10D, PB10E	-	-
PB11	742856	8586862	713	PB11A, PB11B, PB11D, PB11F, PB11H, PB11I, PB11J, PB11K, PB11L, PB11M, PB11N	PB11A, PB11B, PB11C, PB11E, PB11F, PB11G, PB11L	PB11L, PB11C
PB12	748484	8574378	823	PB12A, PB12B, PB12C	-	-
PB13	747571	8561301	814	PB13A, PB13B, PB13C, PB13D	-	-
PB14	747485	8561374	885	PB14A, PB14B, PB14C, PB14D, PB14E, PB14F, PB14G, PB14H, PB14I, PB14J, PB14K	-	-
PB15	747152	8561961	926	PB15A	-	-
PB16	749532	8560879	742	PB16A, PB16B, PB16C	PB16A	-
PB17	749193	8561868	791	PB17A, PB17B, PB17C, PB17D, PB17E, PB17F, PB17G, PB17H, PB17I, PB17J, PB17K, PB17L, PB17M, PB17N	PB17E, PB17G	PB17E

Tabela 1.2 – Pontos resgatados do trabalho de Danderfer (2000), com respectivas amostras selecionadas para estudos petrográficos, geoquímicos e geocronológicos.

Ponto	X	Y	Altitude (m)	Amostras		
				Petrologia	Geoquímica	Geocronologia
E05	749962	8559637	720	E05A, E05B, E05C, E05D	E05B, E05C, E05D	-
E07	744659	8.581838	875	E07B	E07B	-
E57 = PB3	750268	8551616	740	E57A, E57B, E57C	E57A, E57B, E57C	-
E122	748055	8560515	940	E122A, E122B, E122C, E122D, E122E, E122F, E122G, E122H	E122A, E122B, E122F	-
H47	749500	8561000	705	H46C, H47D	-	-
H64	738641	8595298	690	H64	-	-
H65 = PB11	743029	8586855	675	H65A, H65B, H65C	-	-
H67	747597	8576660	780	H67A, H67B, H67C	-	-
H92	749543	8555985	690	H92	-	-

1.5.4 – Petrografia

Os estudos petrográficos tiveram início com a investigação detalhada de amostras que foram resgatadas da litoteca pertencente ao trabalho de doutorado do Professor Dr. André Danderfer (Danderfer, 2000). Foi realizada a descrição macroscópica (mineralogia principal, texturas e estruturas) sob lupa binocular de 27 amostras de mão de rochas “frescas” e na descrição de 32 lâminas delgadas, caracterizando os minerais constituintes, texturas e estruturas, com o auxílio do microscópio de polarização monocular para luz transmitida e refletida, no Laboratório de Microscopia do Departamento de Geologia (DEGEO) da Universidade Federal de Ouro Preto (UFOP). Foi realizada também a estimativa do percentual de composição mineralógica e a correta classificação das rochas, por meio de digramas específicos: Streckeisen (1978), para rochas vulcânicas e Folk (1968), para arenitos.

Posteriormente, a caracterização petrográfica teve continuidade durante o trabalho de campo, em que foram classificadas litofácies e associação de litofácies vulcano-sedimentares e as rochas foram caracterizadas macroscopicamente, com auxílio de lupa binocular. A caracterização consistiu na descrição da mineralogia principal, texturas e estruturas existentes, além da definição de processos vulcânicos e sedimentares associados.

As amostras coletadas em campo que foram selecionadas para análise petrográfica consistiram de rochas vulcânicas, vulcanoclásticas e epiclásticas. Também foram coletadas amostras da matriz e de

seixos pertencentes aos conglomerados epiclásticos e brechas piroclásticas, além de amostras dos componentes sedimentares e vulcânicos dos peperitos. Essas amostras foram levadas ao Laboratório de Laminação do DEGEO-UFOP, onde foram confeccionadas 77 lâminas delgadas. O processo de descrição dessas lâminas foi realizado no Laboratório de Microscopia (DEGEO-UFOP), com o auxílio de um microscópio de polarização binocular para luz transmitida e refletida, com o objetivo de, juntamente com a descrição de campo, classificar e caracterizar as fácies vulcano-sedimentares da Formação Bomba.

1.5.5 – Microsonda Eletrônica

As análises químicas quantitativas das fases minerais foram realizadas com microsonda eletrônica no Laboratório de Microanálise do DEGEO-UFOP. Essas análises foram pontuais quantitativas (WDS) obtidas por microsonda eletrônica da marca JEOL, modelo JXA-8230, utilizando 15 kV de voltagem de aceleração, 20 nA de corrente e 5 µm de tamanho do furo para todos os minerais. Os dados foram regredidos utilizando a matriz comum de correção ZAF.

Esse método foi utilizado para determinar a composição química dos feldspatos e clinopiroxênios, estes últimos estão presentes apenas em algumas rochas da unidade. Os elementos analisados foram: Si, K, Al, Fe, Ca, Mg, Mn, Ti e Na; e foram utilizados os padrões naturais: quartzo para Si; hornblenda (Kakanui) para K, Al e Ti; siderita para Fe e Mn; augita para Ca e Mg e albita para Na. No caso dos feldspatos, foram utilizados a microclina e anortoclásio como padrões naturais para K e Al, respectivamente. As tabelas 1.3 e 1.4 exibem os dados obtidos pelas análises químicas realizados nos feldspatos e clinopiroxênios, respectivamente.

1.5.6 - Litogeoquímica

Os estudos referentes a litogeoquímica tiveram início com a análise de dez amostras de rochas vulcânicas e vulcanoclásticas selecionadas da litoteca pertencente ao trabalho de doutorado do Professor Dr. André Danderfer (Danderfer, 2000). Essas amostras foram pulverizadas Laboratório de Geoquímica Isotópica (LOPAG)-UFOP e enviadas para o Laboratório AcmeLab, Ontário - Canadá, onde foi realizada a análise por XRF (*X-ray Fluorescence Spectrometry*) para os elementos maiores (SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, CaO, MgO, Na₂O, K₂O, MnO, TiO₂, P₂O₅, Cr₂O₃, Ba e LOI) e a análise por ICP-MS (*Inductive Coupled Plasma Mass Spectrometer*) para os elementos traço e terras raras (Ba, Be, Co, Cs, Ga, Hf, Nb, Rb, Sn, Sr, Ta, Th, U, V, W, Zr, Y, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Mo, Cu, Pb, Zn, Ni, As, Cd, Sb, Bi, Ag, Au, Hg, e Ti).

Posteriormente, foram selecionadas durante o trabalho de campo 19 amostras para análise química (Tabela 1.1). Essas amostras foram tratadas no LOPAG, onde passaram pelo processo de redução granulométrica, sendo britadas e posteriormente pulverizadas (granulometria inferior a 40 µm). Além dessas 19 amostras, três já anteriormente preparadas e analisadas pela Acmelab foram selecionadas para esse processo com o objetivo de comparação de dados entre os laboratórios.

Aproximadamente 30g de cada amostra foram inseridas em frascos de vidro e levadas para o laboratório de Fluorescência de Raios X (Geox) do DEGEO-UFOP, onde foi realizada a análise quantitativa dos elementos maiores, sendo utilizado um espectrômetro de marca Philips PANalytical, modelo MagiX - PW2404, com amostrador automático PW2540 e tubo de Rh a 2,4 kW. Durante esse processo, as amostras foram separadas por fusão utilizando-se uma mistura fundente de tetraborato e metaborato de lítio, sendo empregados discos de vidro para quantificação dos elementos. Os resultados obtidos foram fornecidos em relação à porcentagem dos óxidos normativos, juntamente com o resultado de PPC (Perda por Calcinação a 1000°C).

Aproximadamente 30 g de cada uma dessas mesmas 19 amostras foram enviadas para o Laboratório Acmelab, Ontário - Canadá, onde foi feita a análise por ICP-MS (*Inductive Coupled Plasma Mass Spectrometer*) para os elementos traço e terras raras.

1.5.7 - Geocronologia

Todos os procedimentos dos estudos geocronológicos foram realizados no Laboratório de Geoquímica Isotópica (LOPAG) do DEGEO-UFOP. Foram utilizados em conjunto os métodos U-Pb e Lu-Hf em zircão, com o objetivo de determinar a idade de cristalização e caracterizar a fonte magmática (mantélica ou crustal). As primeiras etapas foram realizadas em cinco amostras de rocha vulcânica e duas de rocha piroclástica, as quais foram selecionadas durante a etapa de campo (Figura 1.6). Nessa fase foram coletadas amostras com mais de 20 Kg.

As amostras foram processadas pelos métodos convencionais de britagem, moagem e peneiramento e, a partir do material recolhido, foram concentrados os minerais pesados com o uso de bateia. O concentrado foi submetido ao separador magnético e o zircão passou por processo de separação manual, com o auxílio de lupa binocular. Após o processamento das amostras e a separação dos zircões, estes foram colocados em pastilhas montadas com resina epóxi e, previamente, passaram pela etapa de polimento. Posteriormente os zircões foram imageados utilizando a catodoluminescência (CL) de marca Centaurus, acoplada ao MEV de marca JEOL, modelo JSM-6510, no Laboratório de Microanálises (DEGEO-UFOP). Após essa etapa, apenas a amostra PB3B (E57B) foi selecionada para os métodos U-Pb e Lu-Hf, pois foi a única que apresentou zircões de boa qualidade (transparentes), em quantidades

significativas e com tamanhos suficientes para não serem destruídos pelo feixe de laser. Essa fase também foi importante para determinar a morfologia interna do cristal, detectando os limites do centro e da borda, zoneamento, inclusões e fraturas, com o objetivo de auxiliar na escolha do local a ser atingido pelo feixe de laser.

LA-SF-ICP-MS

Para o método U-Pb foi utilizado o *Thermo-Finnigan Element II*, com um único campo de setor coletor (SF) ICP-MS, acoplado ao *Laser Ablation System (New Wave Laser) CETAC UV Nd: YAG* ($\lambda=213$ nm), com célula de ablação Helix. Foram realizados 87 furos analíticos em zircões previamente escolhidos.

Os dados foram adquiridos em modo *aperture imaging* usando um *spot size* de 30 μ m e os seguintes parâmetros instrumentais: 10 Hz de frequência de pulsação e 6-8 j/cm² de densidade de energia do feixe. As ablações foram realizadas utilizando He como um gás transportador misturado com Ar antes da introdução no ICP-MS. Os dados foram corrigidos para o sinal *background*, Pb comum, fraccionamento elementar induzido por laser, discriminação de massa instrumental e fraccionamento elementar de U-Pb dependente do tempo utilizando uma planilha do Excel, desenvolvida e elaborada para cálculos das idades U-Pb (Gerdes & Zeh 2006). O sinal ²⁰⁴Pb foi calculado a partir de medições de isótopos ²⁰²Hg e ²⁰⁴Hg, cuja razão natural é 4,346. A correção para Pb comum foi baseada no modelo de Stacey & Kramers (1975).

O fraccionamento elementar induzido pelo laser e a discriminação de massa instrumental foram corrigidos através da normalização para os zircões de referência GJ-1 (Jackson et al. 2004) e Plesovice (Sláma et al. 2008). Os zircões que apresentaram discordância maior que 2% foram descartados. Os dados foram reduzidos através do *software* Glitter (Van Achterbergh et al. 2001), com idades calculadas e plotadas no diagrama de Concórdia utilizando-se o programa IsoplotEx 4 (Ludwing 2003). Os resultados de datação U-Pb por LA-SF-ICP-MS e padrões secundários são apresentados nas tabelas 1.5 e 1.6, respectivamente.

LA-MC-ICP-MS

As medições isotópicas de Lu-Hf foram realizadas no MC-ICP-MS *Thermo-Finnigan Neptune*, acoplado ao *Laser Ablation System (New Wave Laser) HelEx Photon-Machine* ($\lambda = 193$ nm) e foram baseadas na metodologia de Gerdes and Zeh (2006,2009).

Os dados foram coletados em modo estático durante 60 s de ablação com *spot size* de 50 μm . Com o auxílio da imagem de catodoluminescência, tomou-se o cuidado para o feixe de laser atingir o mesmo furo previamente analisado para U-Pb. Nitrogênio ($\sim 0,080 \text{ L / min}$) foi introduzido na amostra de Ar do gás transportador através de um sistema de nebulização de *Aridus*, inibindo a formação de óxido no plasma e aumentando a sensibilidade do sinal. Os *spots* foram perfurados com uma taxa de repetição de 6 Hz. A intensidade de sinal típica para o ^{177}Hf foi de 10V. Os isótopos ^{172}Yb , ^{173}Yb e ^{175}Lu foram simultaneamente monitorados durante cada passo da análise para permitir a correção de interferências isobáricas de isótopos Lu e Yb de massa 176. A acurácia e reprodutibilidade externa foram verificadas por análises dos zircões padrões Mud Tank (Black & Gulson 1978), 91500 (Griffin *et al.* 2006) e Temora (Black *et al.* 2003; Wu *et al.* 2006) que resultaram $^{176}\text{Hf} / ^{177}\text{Hf}$ de $0,282522 \pm 0,000067$ ($n = 9$), $0,282322 \pm 0,00005$ ($n = 9$), $0,282689 \pm 0,000011$ ($n = 5$), respectivamente (todos os erros são $\pm 2\sigma \text{ SD}$). Estas razões estão de acordo com as razões aceitas de $0,282504 \pm 0,000044$ (Mud Tank), $0,282307 \pm 0,000031$ (91500) e $0,282680 \pm 0,000031$ (Temora).

Os $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ e ϵHf iniciais foram calculados a partir das idades estimadas de Pb-Pb dos respectivos domínios de zircão, além dos parâmetros do CHUR: $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0,0336$ e $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0,282785$ (Bouvier *et al.* 2008). Para calcular o ϵHf (t) e o TDM foram utilizados os seguintes parâmetros: $\lambda_{\text{Lu}} = 1,867 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$ (Söderlung *et al.* 2004), 0,015 (Griffin *et al.* 2002) para a crosta continental média e 0,0384 e 0,28325 (Griffin *et al.* 2000) para o manto empobrecido $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ e $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$, respectivamente. Os resultados das medições isotópicas Lu-Hf por LA-MC-ICP-MS e padrões secundários são apresentados nas tabelas 1.7 e 1.8, respectivamente.

O Método U-Pb

O sistema de datação U-Pb é baseado na desintegração radioativa de dois isótopos de U (^{235}U e ^{238}U) e o isótopo ^{232}Th , os quais apresentam meia vida de *ca.* 0,704 Ga, 4,47 Ga e 14,01 Ga respectivamente (Geraldes, 2010). Cada um desses isótopos radioativos gera, subsequentemente, uma série de isótopos intermediários de vida curta que também apresentam propriedades radioativas, culminando com a geração de um isótopo estável de Pb (Geraldes, 2010). O esquema de decaimento desse método funciona da seguinte forma:

- Cada átomo de ^{238}U que decai produz um átomo de ^{206}Pb pela emissão de 8 partículas α e 6 partículas β .
- Cada átomo de ^{235}U que decai produz um átomo de ^{207}Pb pela emissão de 7 partículas α e 4 partículas β .
- Cada átomo de ^{232}Th que decai produz um átomo de ^{208}Pb pela emissão de 6 partículas α e 4 partículas β .

De acordo com Ferreira (2009), o U apresenta três isótopos naturais: ^{238}U , ^{235}U e ^{234}U , sendo todos radioativos e o Th existe de forma primária, como um único isótopo radioativo: ^{232}Th . O chumbo ocorre naturalmente em quatro isótopos estáveis: ^{208}Pb , ^{206}Pb , ^{207}Pb e ^{204}Pb , em ordem de abundância; e quatro radioativos ^{210}Pb , ^{211}Pb , ^{212}Pb e ^{214}Pb , sendo que o ^{210}Pb e ^{214}Pb estão na série de decaimento do ^{238}U , o ^{211}Pb na série do ^{235}U e o ^{212}Pb na série do ^{232}Th . O ^{210}Pb possui meia vida de 22 anos, enquanto que os outros possuem meia vida menor que 12 horas (Gerald, 2010).

O esquema de decaimento do método U-Pb fornece resultados em três idades independentes ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$), sendo que o único isótopo que não é resultado do sistema de decaimento do U ou Th é o ^{204}Pb . Esse sistema resulta em idades concordantes se permanecer fechado logo após ter sido cristalizado e se a composição inicial do Pb for conhecida (Faure, 1986). O isótopo de ^{204}Pb atua como um monitor que estima a quantidade desse elemento que o zircão adquiriu durante o momento de sua cristalização.

Os dados obtidos são comparados com curvas de referência que correlacionam as variações isotópicas com o tempo geológico, sendo a de Wetherill (1956) mais comumente utilizada (Figura 1.3A). Porém, rochas jovens produzem pouco ^{207}Pb , necessitando de correções matemáticas e produzindo erros maiores (Ferreira, 2009). Este diagrama também é utilizado em amostras que apresentam zircão com o total de ^{204}Pb alto.

Outro diagrama utilizado para representação dos dados isotópicos é o de Tera & Wasserburg (1972), o qual é geralmente empregado em rochas mais jovens, pois para essas rochas o diagrama convencional não gera boas concórdias (Figura 1.3B).

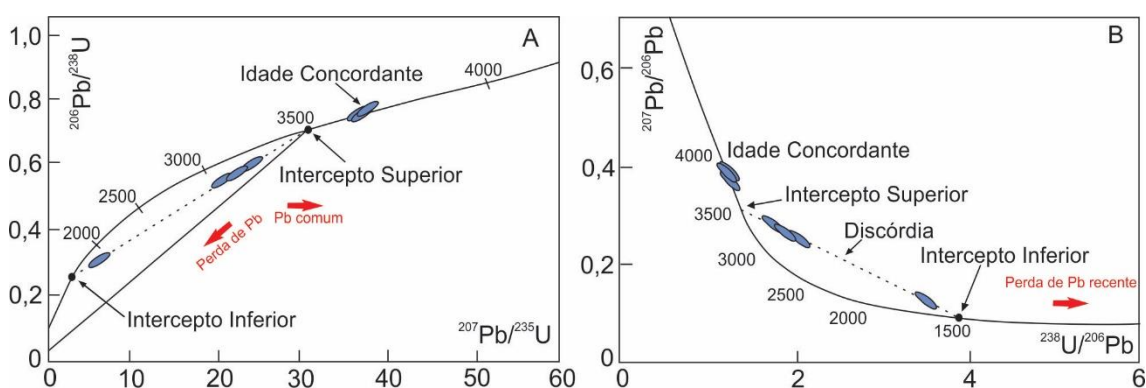


Figura 1.3 – (A) Diagrama da Concórdia de Wetherill (1956), utilizado para dados obtidos na sistemática U-Pb. (B) Diagrama da Concórdia de Tera & Wasserburg (1972), utilizado para dados obtidos na sistemática U-Pb.

O Método Lu-Hf

A aplicação do método Lu-Hf, através do LA-MC-ICP-MS, permitiu a utilização de grãos de zircões, os quais podem conter altas concentrações de Hf (5% a > 2%). Isso ocorre porque o Hf é mais compatível com o zircônio do que os elementos terras raras (ETR), especialmente o Lu. Assim, o Zr é facilmente substituído pelo Hf, uma vez que os dois elementos apresentam comportamentos geoquímicos equivalentes. Por esse motivo, os zircões são caracterizados por baixos valores de $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ (<0,001) fazendo com que a razão $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ apresente alterações desprezíveis no tempo, permitindo preservar a composição isotópica inicial do Hf no momento da cristalização do zircão a partir da fonte magmática original (Geraldes 2010). A alta concentração do elemento radiogênico não permite a aplicação de zircões para o cálculo de idades isocrônicas, no entanto permite o cálculo de idades modelo (T_{DM}).

Neste contexto, o método Lu-Hf é utilizado em conjunto com o método U-Pb, pois enquanto o segundo fornece a idade de cristalização do zircão, o primeiro fornece a idade de residência crustal, determinando se o magma onde o zircão foi cristalizado é essencialmente derivado do manto ou se apresenta contribuição da crosta.

O Lu faz parte da série final dos lantanídeos e apresenta dois isótopos (^{175}Lu e ^{176}Lu) com respectivas abundâncias de 97,41% e 2,59%. O decaimento de Lu para Hf segue o modelo de Patchett & Tatsumoto (1980), onde o λ representa o decaimento constante de ^{176}Lu (Ferreira, 2009):

$$(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_t = (^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_0 + (^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_t \quad \lambda = 1,94 \times 10^{-11}$$

O Hf é o membro do grupo IV-B da tabela periódica, ocorrendo em seis tipos de isótopos naturais ^{176}Hf , ^{177}Hf , ^{178}Hf , ^{179}Hf , ^{180}Hf , sendo que o ^{176}Hf é produzido pelo decaimento espontâneo β^- de ^{176}Lu , com meia vida de 37,2 Ga (Geraldes 2010). De acordo com Ferreira (2009), durante a cristalização do zircão, são incorporados ao cristal pequenas quantidades de Lu e quantidades de isótopos de Hf em torno de 1%. Devido a essa grande quantidade de Hf inicialmente incorporada, a quantidade de ^{176}Hf produzido pelo decaimento de ^{176}Lu após a cristalização é mínima. Para comparar os isótopos de Hf com os do CHUR, foi criado o parâmetro ε_{HF} (em partes por 10.000 em relação ao valor do CHUR), com o objetivo de relacionar a fonte de Hf e, conseqüentemente, o material fonte do zircão.

Os valores de ε_{HF} podem ser calculados com a seguinte equação:

$$\epsilon_{\text{HF}} = [(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf amostra}) / (^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf CHUR}) - 1] \times 10^4$$

Se ϵ_{HF} apresentar valores positivos, o material fonte do zircão tem origem mantélica, enquanto que se ϵ_{HF} apresentar valores negativos, o material fonte do zircão é originado de magmas crustais (Figura 1.4B; Geraldes 2010)

Segundo Patchett e Tatsumoto (1980), o valor da relação de massas $^{176}\text{Lu}/^{176}\text{Hf}$ para o CHUR é igual a $0,0332 \pm 0,002$. A razão inicial de $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ em 4,5 Ga é igual a $0,279742 \pm 29$, enquanto que a atual é de $0,282772 \pm 29$. Para o manto empobrecido, o valor obtido é de $0,0390$. A diferença desses valores indica que o manto superior se enriquece em Lu, enquanto a crosta fica empobrecida desse elemento. Estes parâmetros definem a curva de crescimento Hf (Figura 1.4A; Faure 1986).

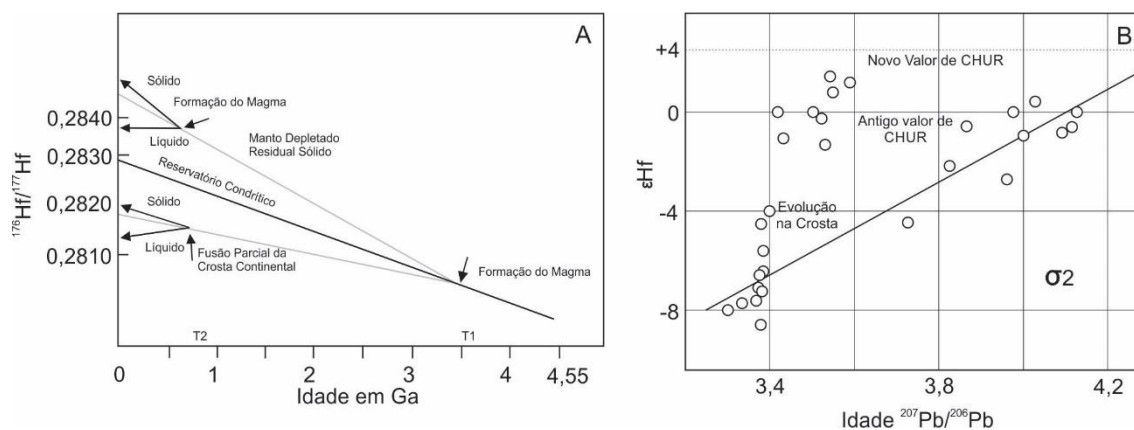


Figura 1.4 – (A) Gráfico da evolução isotópica do háfnio (Faure, 1986). (B) Gráfico ilustrando que os valores de háfnio podem ser utilizados para caracterizar as fontes magmáticas como crustais (valores negativos) ou mantélicas (valores positivos). Modificado de Amelin *et al.* (1999).

CAPÍTULO 2

CONTEXTO GEOLÓGICO

2.1 - CONTEXTO GEOTECTÔNICO

O cráton São Francisco é interpretado como uma feição do proterozóico superior que se consolidou como segmento da litosfera continental no arqueano e foi poupada das deformações do evento orogênico Brasileiro-Pan Africano (Almeida 1977; Alkmim *et al.* 1993). De acordo com Alkmim *et al.* (1993), os limites do cráton foram delineados por cinturões de dobramentos e empurrões durante a orogênese brasileira, que apresentam vergência na direção da área cratônica (Figura 2.1). Segundo os autores, esses cinturões apresentam deformação do tipo *thick-skinned*, ou seja, o embasamento é envolvido na deformação da cobertura.

O cráton São Francisco, juntamente com o cráton Congo-Zaire na África Central, estavam reunidos e faziam parte de um grande bloco continental que pertenceu ao Gondwana Ocidental, designado como paleocontinente São Francisco-Congo (Alkmim *et al.* 1993; Bizzi *et al.* 2003; Peres *et al.* 2004; Alkmim *et al.* 2006,2007; Danderfer *et al.* 2015; Figura 2.1). Esse bloco foi dividido durante a abertura do Atlântico Sul no cretáceo e se concretizou a cerca de 90 Ma (Hasui 2012a). Antes da existência do supercontinente Pangéia, o paleocontinente São-Francisco Congo pertenceu a supercontinentes mais antigos e recebeu contribuições que estão registradas em seus crátons homônimos. A origem desse paleocontinente é supostamente atribuída ao supercontinente arqueano denominado Kenorano (Reddy & Evans 2009), pois seu embasamento é constituído por terrenos arqueanos, bacias sedimentares paleoproterozóicas e rochas mais antigas que 2,0 Ga (Figura 2.1). Danderfer *et al.* (2015) explicam que este embasamento foi consolidado após a orogenia riaciana e, posteriormente, sucederam-se vários episódios de formação de bacia intraplaca com magmatismo associado (Danderfer *et al.* 2009), os quais supostamente ocorreram sobre um supercontinente paleo-mesoproterozóico, o qual é atualmente definido na literatura como supercontinente Columbia, que existiu entre 1,8 a 1,3 Ga (Rogers & Santosh 2002; Zhao *et al.* 2002; Yakubchuk 2010).

Uma entidade tectônica importante que atravessa o cráton São Francisco em sua porção norte denominada aulacógeno Espinhaço (Figura 2.1), também designada por alguns autores como aulacógeno do Paramirim (Alkmim *et al.* 1993; Pedrosa - Soares *et al.* 2001; Cruz & Alkmim 2007) corresponde a uma expansão do conceito de Costa & Inda (1982), englobando feições e unidades expostas nas regiões do Espinhaço Setentrional e Chapada Diamantina. O aulacógeno corresponde a um rifte ensialítico quase integralmente invertido de orientação geral NNW/SSE que se desenvolveu durante o paleo/meso/neoproterozóico (Figura 2.1; Costa & Inda 1982; Cruz & Alkmim 2007). O corredor do Paramirim (Alkmim *et al.* 1993) corresponde a uma zona de deformação intracontinental, localizada na

porção oeste do aulacógeno (Figura 2.1). Reúne setores de máxima e mínima inversão, correspondendo às regiões do Espinhaço Setentrional, parte dos vales Paramirim, São Francisco e Gavião, além da Chapada Diamantina Ocidental (Cruz & Alkmim 2007). Nesse corredor, parte do embasamento foi envolvido na deformação da cobertura (Danderfer *et al.* 2015).

A Bacia do Espinhaço ocupa a porção oriental do paleocontinente São Francisco-Congo, correspondendo a uma faixa que atravessa o cráton São Francisco de norte a sul e se estendendo até ao orógeno Araçuaí. A extensão setentrional da bacia, que corresponde ao aulacógeno Espinhaço, inclui os domínios fisiográficos Espinhaço Setentrional e Chapada Diamantina, os quais são separados pelo corredor do Paramirim (Figura 2.1). A extensão meridional da bacia abrange os domínios fisiográficos Espinhaço Meridional e Central, os quais fazem parte da porção ocidental do orógeno Araçuaí, de idade neoproterozóica (Figura 2.1; Alkmim *et al.* 2007). Danderfer & Dardenne (2002) interpretam que a Bacia do Espinhaço define um local de acumulação de bacias sucessivas e superpostas no tempo geológico, sendo constituída por três eventos temporais de extensão intraplaca e preenchimento de bacia, de idades estateriana, calimiana e esteniana-toniana (Danderfer *et al.* 2009; Chemale *et al.* 2012; Santos *et al.* 2013; Danderfer *et al.* 2015; Guadagnin *et al.* 2015).

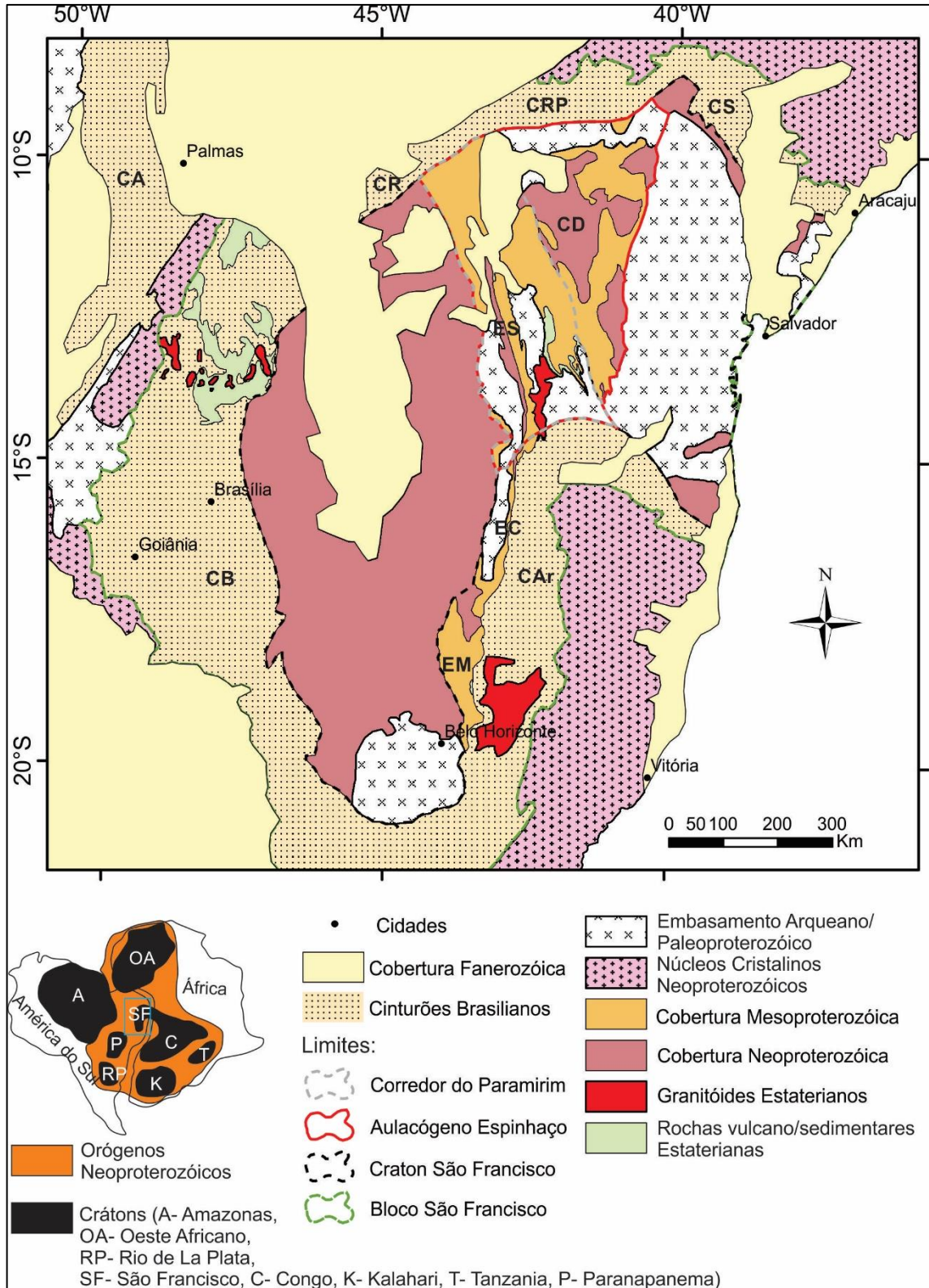


Figura 2.1 – Configuração geológica do Bloco São Francisco, o qual, juntamente com o bloco Congo situado na África, fez parte de um único Paleocôntinente antes de separação do Gondwana Ocidental. O cráton São Francisco é limitado pelos cinturões Brasileiros: Araguaia (CA), Rio Preto (CRP), Riacho do Pontal (CRP), Sergipano (CS), Araçuaí (CAr) e Brasília (CB). Seus domínios fisiográficos compreendem a Chapada Diamantina (CD), Espinhaço Setentrional (ES), Espinhaço Central (EC) e Espinhaço Meridional, os quais constituem a bacia do Espinhaço. O mapa presente na legenda corresponde ao cenário tectônico do Gondwana Ocidental. A figura foi retirada e modificada do trabalho de Danderfer *et al.* (2015).

2.2 – QUADRO ESTRATIGRÁFICO DO ESPINHAÇO SETENTRIONAL

Danderfer (2000) deu início a reconstrução do arcabouço estratigráfico do Espinhaço Setentrional, caracterizando uma série de sintemas, que consistem em unidades limitadas por discordâncias. O trabalho posterior de Danderfer & Dardenne (2002) reconstruiu sistematicamente a tectonoestratigrafia do Espinhaço Setentrional, seguindo o mesmo modelo de estratigrafia de sintemas. A evolução da bacia Espinhaço na região do Espinhaço Setentrional é ilustrada na Figura 2.2, porém, para melhor entendimento, a nomenclatura estratigráfica “sintema” foi substituída por “grupo” ou “formação”.

Os trabalhos de Danderfer *et al.* (2009) e Danderfer *et al.* (2015) adquiriram uma maior restrição dos dados geocronológicos da bacia, interpretando sua evolução iniciada com duas fases de rifteamamento durante o estateriano, representados por depósitos vulcano-sedimentares das Formações Algodão (Fase I – 1,78 Ga) e Sapiranga (Fase II – 1,74 Ga). Ambas as unidades têm sucessão siliciclástica indicando deposição em leques aluviais, fluvial e eólico, sendo o topo da sucessão marcado por rochas vulcânicas. Um terceiro evento de rifteamamento, de idade calimiana, deu origem a sequência vulcano-sedimentar do Grupo Pajeú (1,57 Ga), que foi seguido por uma fase termo-flexural, ainda no calimiano, gerando a monótona sequência de arenitos eólicos da Formação Bom Retiro. Posteriormente, houve a ocorrência de uma flexura cratônica, num período entre o calimiano e o ectasiano, que deu origem a uma intercalação entre depósitos costeiros a marinho plataformal raso e sistema deltaico, gerando os metarenitos e metapelitos do Grupo São Marcos. Outro evento de rifteamamento ocorreu, supostamente, no esteniano gerando uma sucessão de rochas sedimentares do Grupo Sítio Novo que foram depositadas em sistemas aluvial, costeiro, litorâneo, plataformal e marinho raso. O último evento de rifteamamento ocorreu no Toniano e seu preenchimento deu origem aos depósitos turbidíticos e de leques submarinos e deltaicos do Grupo Santo Onofre.

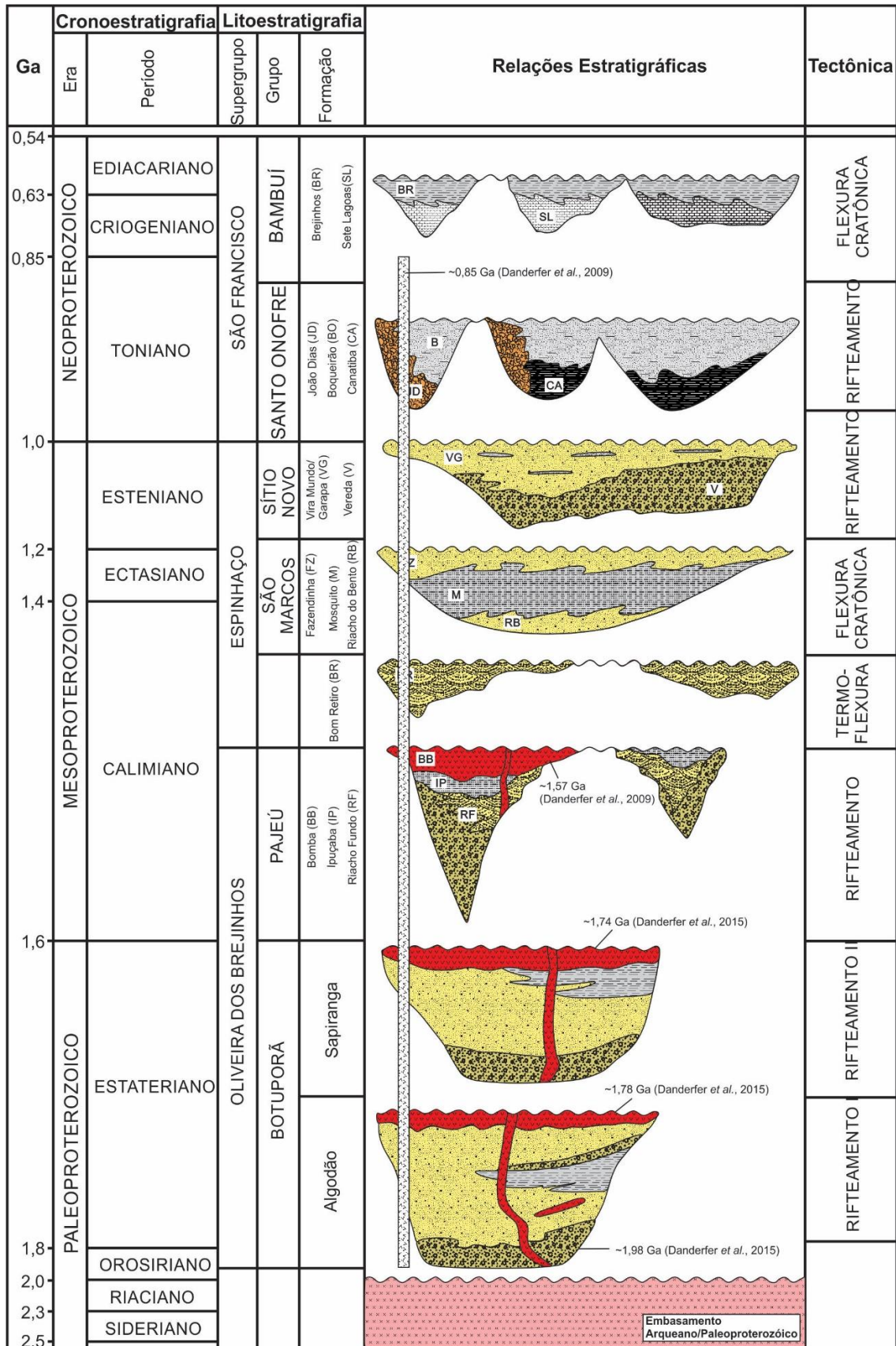


Figura 2.2 – Coluna cronoestratigráfica do Espinhaço Setentrional, mostrando as unidades estratigráficas, ambientes deposicionais, discontinuidades e eventos tectônicos. Modificado de Danderfer & Dardenne (2002), Danderfer *et al.* (2009) e Danderfer *et al.* (2015).

2.3 – O GRUPO PAJEÚ

2.3.1 – Definição e Posicionamento Estratigráfico

A Formação Pajeú teve seu nome proposto por Kaul (1970) em referência à localidade de Pajeú, à cerca de 8 km ao sul de Macaúbas. Posteriormente, essa unidade foi definida como Sintema Pajeú pelos trabalhos de Danderfer (2000) e Danderfer & Dardenne (2002).

O Sintema Pajeú ou Grupo Pajeú, como será designado neste trabalho, ocorre na borda leste do bloco Boquira como uma estreita e longa faixa, descontínua na parte central, e dividida nos segmentos meridional e setentrional (Figura 2.3). De acordo com Danderfer (2000), no segmento setentrional, as rochas são praticamente isentas de deformação penetrativa, sendo que em alguns locais é observada apenas uma clivagem incipiente em ângulo elevado com acamamento. O mergulho dos estratos, em geral para oeste, apresenta-se elevado na parte sul, em torno de 70°, e diminui progressivamente em direção ao norte, até alcançar valores abaixo de 20°. No setor meridional a deformação apresenta um caráter mais penetrativo e marcante nas rochas, com desenvolvimento de clivagem em baixo ângulo com acamamento sedimentar.

Segundo Danderfer & Dardenne (2002), grande parte do limite inferior dessa unidade consiste em uma superfície de contato com rochas do Complexo Paramirim, a qual define, assim, importante não-conformidade na bacia, exceto no extremo sul, onde a unidade assenta sobre a Formação Sapiranga, o que é marcado por brusca quebra nas condições de deposição. No segmento meridional, a superfície de contato está transformada por deformação e desacoplamento tectônico entre a cobertura e o embasamento, resultante da inversão da bacia (Danderfer 2000). O limite superior da unidade ocorre diretamente em contato com a monótona sequência de quartzo-arenitos eólicos do Formação Bom Retiro (Figura 2.3).

2.3.2 – Unidades Estratigráficas

O Grupo Pajeú é formalmente dividido, por Danderfer & Dardenne (2002), em três formações que apresentam características próprias. Da base para o topo, estas compreendem as Formações Riacho Fundo, Ipuçaba e Bomba (Figuras 2.2 e 2.3). A Formação Riacho Fundo compreende conglomerados polimíticos maciços e gradacionais, arenitos feldspáticos com estratificação cruzada acanalada e tabular de diversas dimensões, representando deposição em leques aluviais, fluvial entrelaçado e eólico. Em contraste, a Formação Ipuçaba compreende arenitos finos a muito finos, interestratificados com pelitos (ritmitos), apresentando ambiente de deposição delta-lacustre retrogradacional. A Formação Bomba (Figura 2.5) reúne rochas vulcânicas, vulcanoclásticas e epiclásticas ácidas a intermediárias que ocorrem apenas no topo do segmento meridional do sintema (Kaul 1970). No trabalho de Danderfer *et al.* (2009),

as rochas da Formação Bomba foram datadas pelo método U/Pb SHRIMP em zircão entre 1582 ± 8 e 1569 ± 14 Ma, o que indica, segundo esses autores, que o Sistema Pajeú representa a materialização de um novo rifte no período Calimiano (Figura 2.2).

A partir dos dados geocronológicos obtidos no trabalho de Babinski *et al.* (1999), Danderfer *et al.* (2009) correlacionou estratigraficamente as Formações Riacho Fundo e Ipuçaba do Sistema Pajeú com, respectivamente, as formações Ouricuri do Ouro e Lagoa de Dentro do Grupo Paraguaçu, pertencente à Chapada Diamantina, uma vez que ambas são cortadas por intrusivas básicas datadas de 1514 ± 22 Ma. O trabalho mais recente de Costa *et al.* (2014), pelo método U/Pb via LA-ICP-MS, obteve a idade 1524 ± 6 Ma em zircões de rochas vulcânicas ácidas da Formação Riacho Seco, pertencente ao Grupo Mato Verde, unidade do Espinhaço Central. A partir desses dados, conclui-se que o vulcanismo da Formação Riacho Seco é sincrônico ao vulcanismo que deu origem a Formação Bomba, do Espinhaço Setentrional.

2.3.3 – Evolução estratigráfica do rifte

O Grupo Pajeú consiste em um dos registros do segundo evento de rifteamento intracontinental que contribui para o desenvolvimento da Bacia Espinhaço. O rifte é interpretado como dois hemigrábens e teve seu preenchimento inicial marcado pelos conglomerados da Formação Riacho Fundo, seguido por arenitos finos da Formação Ipuçaba e, finalizando com o vulcanismo da Formação Bomba, presente apenas no hemigrábem meridional (Figura 2.2 e 2.3). De forma mais abrangente, o Grupo Pajeú estaria associado a um importante episódio de rifteamento do paleocontinente São Francisco-Congo que, juntamente com o rifte do Grupo Mato Verde no Espinhaço Central, registra o evento calimiano, ou Tupinaés como definido por Danderfer *et al.* (2015), no contexto do supercontinente meso-proterozóico existente na época, denominado Colúmbia.

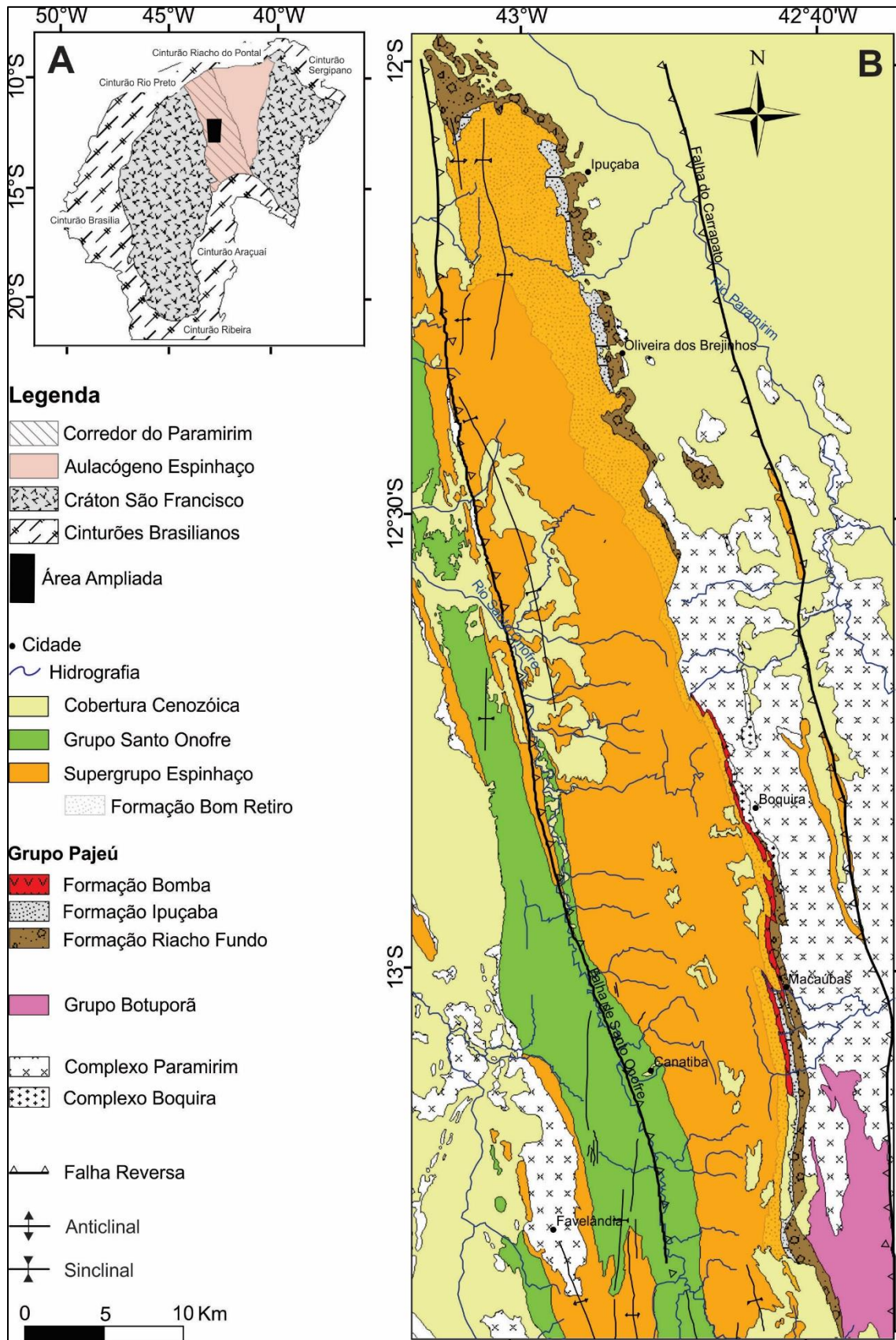


Figura 2.3 - (A) Mapa geológico simplificado mostrando a área de estudo inserida no cráton São Francisco. (B) Mapa geológico de uma porção do Espinhaço Setentrional, tendo como foco o Grupo Pajeú. Modificado de Danderfer (2000).

2.4 – A FORMAÇÃO BOMBA

2.4.1 – Constituição

A Formação Bomba foi inicialmente definida por Kaul (1970), apresenta espessura máxima de 600 m e está presente apenas no topo do segmento meridional do Grupo Pajeú (Danderfer & Dardenne 2002). De acordo com Danderfer (2000) e Danderfer & Dardenne (2002), a unidade é formada por rochas vulcânicas e vulcanoclásticas. Jardim de Sá (1978) caracterizam o vulcanismo de natureza ácida a intermediária, peralcalina com afinidades comendíticas potássicas e classificam como traquitos alcalinos, quartzo traquitos alcalinos e riolitos alcalinos. Jardim de Sá (1978) e Fernandes *et al.* (1982) sugerem que a fonte desse vulcanismo está relacionada com a fusão do manto superior e/ou da crosta inferior. Danderfer *et al.* (2009) dataram as rochas dessa unidade de 1,57 Ga, atribuindo a origem do vulcanismo ao período calimiano.

Segundo Danderfer *et al.* (2010), o vulcanismo da Formação Bomba foi responsável por gerar uma atividade hidrotermal que atingiu todas as rochas do grupo Pajeú. Os autores definem a paragênese mineral desse hidrotermalismo formada por tremolita, actinolita, granada andradita, epidoto, titanita, quartzo e albita.

2.4.2 – Trabalhos Anteriores

Litogeoquímica e Petrografia

As primeiras caracterizações litogeoquímicas das rochas vulcânicas da Formação Bomba foram realizadas por Schobbenhaus (1972) e Bruni & Schobbenhaus (1976), que determinaram a sua natureza ácida, no entanto, foram os trabalhos de Jardim de Sá (1978), Moutinho da Costa e Silva (1980) e Fernandes *et al.* (1982) que realizaram uma caracterização um pouco mais completa sobre as rochas dessa unidade, os quais determinaram seus minerais constituintes, texturas presentes, classificação e natureza química, além disso, Jardim de Sá (1978) e Fernandes *et al.* (1982), com base nos dados obtidos, tentaram identificar a fonte magmática. No entanto, as concepções sobre a gênese dessas rochas não eram claras, sendo definidas como extrusivas por alguns autores, intrusivas (Tavora *et al.* 1967) e até mesmo “intrusivas vulcânicas” (Jardim de Sá 1978). Essa questão só foi esclarecida nos trabalhos posteriores de Danderfer (2000) e Danderfer & Dardenne (2002), a partir de observações de campo que incluíram a presença de amígdalas, feições que indicavam a interação da água e sedimentos durante a erupção e interdigitação de fácies vulcânicas com epiclásticas.

Uma atividade hidrotermal foi nomeada por Danderfer (2000) como “hidrotermalismo verde” que atingiu todas as rochas do Grupo Pajeú. Danderfer *et al.* (2010) investigaram a paragênese mineral

derivada desse hidrotermalismo e atribuíram sua origem ao magmatismo subaflorante que deu origem às rochas vulcânicas da Formação Bomba.

Geocronologia

As primeiras pesquisas geocronológicas referentes as rochas da Formação Bomba foram realizadas por Tavora *et al.* (1967), utilizando o método K-Ar. Porém, o padrão de idades obtido foi totalmente discordante e as idades sugeridas foram de 460 ± 15 Ma, 520 ± 15 Ma e 580 ± 20 Ma. Jardim de Sá (1978) realizou uma caracterização geocronológica posterior, utilizando o método Rb-Sr e sugeriu a idade de formação de 1,0 Ga e idade de metamorfismo-alteração em torno de 750 Ma. No entanto, o autor afirma que a idade obtida é incerta devido a irregularidade dos resultados. Dados geocronológicos mais recentes foram obtidos no trabalho de Danderfer *et al.* (2009), adquirindo uma maior restrição de idades na Bacia Espinhaço, contribuindo para uma reconstrução de melhor detalhe de sua evolução. Nesse trabalho, utilizando o SHRIMP para o método U-Pb, foi obtida uma idade de formação mais precisa para o vulcanismo da Formação Bomba (1,57 Ga).

Interpretação para o Vulcanismo Bomba

A Formação Bomba foi interpretada por Danderfer (2000) e Danderfer & Dardenne (2002) como um vulcanismo associado à geração de uma bacia distensiva que, a partir dos dados obtidos por Danderfer *et al.* (2009), registra o período calimiano como uma importante etapa de rifteamamento continental na Bacia Espinhaço.

2.5 – CONTEXTO GEOTECTÔNICO CALIMIANO

2.5.1 – O Supercontinente Colúmbia

O supercontinente Columbia recebeu este nome por Rogers & Santosh (2002) e seu tempo de existência, além de uma configuração precisa, apesar de serem muito discutidos na literatura, ainda são bastante controversos devido à falta de dados paleomagnéticos confiáveis e registros geológicos. No entanto, há um amplo consenso sobre sua gênese, atribuída devido a colisões e amalgamações de blocos continentais durante o período de 2,1 a 1,8 Ga (Rogers & Santosh 2002; Zhao *et al.* 2002; Hou *et al.* 2008; Kusky & Santosh 2009; Rogers & Santosh 2009; Meert 2012, Nance *et al.* 2014). Essas idades estão registradas em orógenos presentes em regiões cratônicas que ocorrem praticamente em todo globo, o que incentivou alguns geólogos a apresentarem propostas para a reconstrução desse supercontinente (Figura 2.4).

A primeira configuração do supercontinente Columbia foi proposta por Rogers & Santosh (2002) e foi representado o período de 1,5 Ga (Figura 2.4A). Posteriormente, com base em novos dados geocronológicos e paleomagnéticos, surgiram propostas alternativas para sua configuração, como foi realizado nos trabalhos de Zhao *et al.* (2004) e Hou *et al.* (2008; Figuras 2.4 B e C). Apesar das propostas desses autores para os posicionamentos dos blocos continentais serem bastante distintas, há um consenso sobre a América do Sul estar anexada ao Oeste Africano.

Muitas propostas constam na literatura para a configuração do supercontinente Colúmbia, porém muitas delas não incluem o paleocontinente São Francisco-Congo como um bloco crustal independente, apesar de existirem muitas evidências de sua participação na constituição desse supercontinente. Portanto, é importante ressaltar o trabalho de Yakubchuk (2010), no qual é proposto um modelo de 1,8-1,2 para o Colúmbia, separando-o em três blocos que, posteriormente se fragmentariam para a formação do supercontinente Rodínia: Atlântica, Nena e UR (Figura 2.3C). De acordo com o autor, o paleocontinente São Francisco-Congo seria parte do Bloco Atlântica e estaria localizado adjacente a atual margem sudeste do paleocontinente Amazônico. Os paleocontinentes Rio-de-la-Plata, Tanzânia, Oeste Africano, Nilo e Europa Variscan também faziam parte desse Bloco.

Posterior ao período de amalgamação, o supercontinente Colúmbia passou por uma longa fase de crescimento que consistiu no desenvolvimento de orógenos acrescionários ao longo de suas margens (Zhao *et al.* 2004). De acordo com Teixeira *et al.* (2013) e Youbi *et al.* (2013) alguns blocos continentais do Columbia passaram por eventos de extensão intraplaca e apresentaram grandes províncias ígneas num período após 1,8 Ga, o que é interpretado por esses autores como uma tentativa de quebra, logo após a sua amalgamação final. De acordo com Danderfer *et al.* (2015) o embasamento do domínio crustal São Francisco, após sua colagem a aproximadamente 2,05 Ga, manteve-se estável por mais de 200 Ma e, apenas no estateriano, é que começaram a ocorrer eventos de rifteamento e processos anorogênicos. Zhao *et al.* (2004) e Danderfer *et al.* (2015) afirmam que no período estateriano-calimiano, a margem oeste do bloco Atlântica estava sendo formada por acreção de orógenos, o que é registrado em rochas do embasamento na província Rio Negro-Juruena do cráton Amazônico, sendo caracterizados os orógenos Alto Jaurú de 1,79-1,73 Ga e Cachoeirinha de 1,6-1,53 Ga (Tassinare *et al.* 1996; Cordani *et al.* 2009; Hassui 2012b). Segundo Danderfer *et al.* (2015), na região intraplaca do paleocontinente Amazônico foi formada a província ígneas Tele-Pires em 1,8-1,75 Ga, estando relacionada a orogênese do Alto Jaurú. Esses autores ainda correlacionam o extensivo magmatismo Estateriano e processos de rifteamento ao longo do domínio crustal São Francisco como um reflexo da orogenia Alto Jaurú. Eles interpretam que vários riftes individuais dispersos no bloco São Francisco foram formados em ambiente intraplaca em resposta ao *far-field stress* induzido pela convergência ao longo da zona de subducção.

De acordo com Rogers & Santosh (2002) e Zhao *et al.* (2004), a fragmentação do Colúmbia se iniciou a 1,6 Ga e esteve associada com intenso rifteamanto continental e magmatismo anorogênico. Zhao *et al.* (2004), Hou *et al.* (2008) e Goldberg (2010) propuseram que a quebra final do Colúmbia possivelmente ocorreu no período entre 1,3 a 1,2 Ga, relacionada a uma superpluma marcada pelo Dique Mackenzie de 1,27 Ga, localizado na América do Norte, sendo o foco de uma série de diques radiais e erupções basálticas.

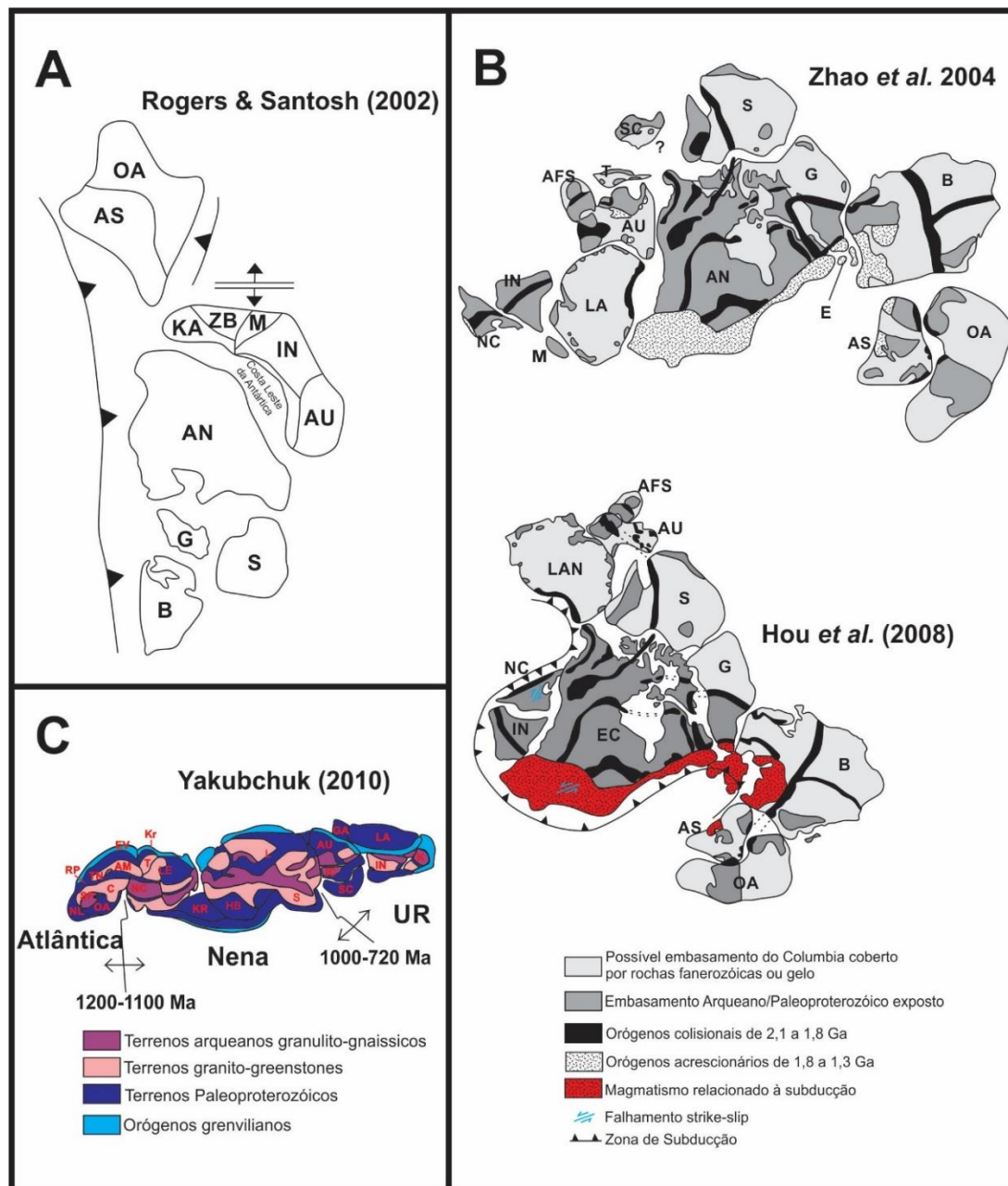


Figura 2.4 - Propostas para a configuração do Supercontinente Colúmbia. AFS: África do Sul, AM: Amazônia, AN: América do Norte, AS: América do Sul, AU: Austrália, B: Báltica, C: Congo, E: Escócia, EC: Escudo Canadense, EV: Europa Variscam, G: Groelândia, IC: Indochina, IN: Índia, K: Kalahari, KA: Kaapvaal, Kr: Karakum, KR: Kara, LA: Laurêntia, LE: Leste Europeu, M: Madagascar, NC: Norte da China, OA: Oeste Africano, RP: Rio de La Plata, S: Sibéria, SC: Sul da China, T: Tarim, TN: Tanzânia, ZB: Zimbabwe.

2.5.2 – Eventos Geológicos do Bloco Atlântica no Período Calimiano

Registros no Paleocontinente São Francisco-Congo

Em relação aos domínios do cráton São Francisco, o evento de idade camiliana é registrado no Espinhaço Setentrional, Chapada Diamantina, Espinhaço Central e no Cinturão Paleoproterozóico Itabuna-Salvador-Curaçá.

Na Chapada Diamantina, o evento de idade Calimiana se inicia com a sedimentação aluvial-fluvial e eólica da Formação Mangabeira, seguida pelos sedimentos marinho-raso transgressivos e deltaicos da Formação Açuruá, finalizando com os arenitos fluviais e eólicos com vulcanismo associado da Formação Tombador. Babinsk *et al.* (1999) e Silveira *et al.* (2013) obtiveram a idade de $1501,0 \pm 9,1$ Ma para um enxame de diques máficos que intrudem a porção basal da Formação Mangabeira. Segundo esses autores, a intrusão restringe a idade mínima de deposição para essa unidade. Guadagnin *et al.* (2015) obtiveram a idade de 1,4 Ga para um cristal-tufo presente no topo da Formação Tombador, limitando a idade máxima de deposição para essa unidade. Segundo os autores, essas rochas vulcanoclásticas estão relacionadas a uma fonte vulcânica ácida, calcioalcalina e apresentam material reciclado da crosta, correspondendo a riodacitos e dacitos. Em relação a sua constituição sedimentar, são classificadas como arcósios e litarenitos.

Silveira *et al.* (2013), utilizando o método U-Pb em badeleíta, também obtiveram a idade de $1506,7 \pm 6,9$ Ma para o enxame de diques máficos Curaçá, que intrudem as rochas do Complexo Caraíba e está localizado no Cinturão Salvador-Curaçá, que corresponde ao segmento setentrional do orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá. Esses diques correspondem a doleritos compostos principalmente por plagioclásio e piroxênio cálcico, com quartzo intersticial, k-fedspato, anfibólio e biotita. De acordo com esses autores, a composição química desses doleritos apresentam padrões muito parecidos com a dos diques máficos da Chapada Diamantina.

No Espinhaço Central, Costa *et al.* (2014) caracterizaram o vulcanismo da Formação Riacho Seco, unidade pertencente ao Grupo Mato Verde, como associado a um importante rifteamento intracontinental do Paleocontinente São Francisco-Congo. Utilizando o método U-Pb em zircões via LA-ICP-MS, esses autores dataram a formação Riacho Seco de 1524 ± 6 Ma, determinando que o vulcanismo dessa unidade é sincrônico ao vulcanismo da formação Bomba (Espinhaço Setentrional), registrando o evento calimiano. De acordo com Costa *et al.* (2014), o vulcanismo da formação Riacho Seco é caracterizado como de natureza subaquosa e ocorreu em pelo menos dois pulsos diferentes. O primeiro não-explosivo marcado pelos depósitos de fluxos magmáticos e hidroclásticos; o segundo explosivo evidenciado pelos depósitos ignimbríticos. Também foram caracterizadas rochas epiclásticas que teriam resultado da desintegração, erosão, transporte e sedimentação das rochas vulcânicas e vulcanoclásticas. Segundo esses autores, a forte intercalação entre os litotipos vulcânicos e epiclásticos

indica que a atividade magmática ocorreu em pulsos isolados por períodos mais serenos. Esses autores ainda definem o vulcanismo dessa unidade como de natureza ácida e subalcalina, sendo representado por riolitos e dacitos.

Também foram documentados registros do evento calimiano nos domínios do cráton Congo. Há um grande consenso na literatura que o bloco Congo foi anexado ao bloco São Francisco em aproximadamente 2,05 Ga, os quais permaneceram unidos até cerca de 130 Ma, quando ocorreu a separação da África com a América do Sul (D'Agrella Filho *et al.* 1996; Feybesse *et al.* 1998). Ernst *et al.* (2013) identificaram o evento calimiano em soleiras máficas que afloram nas regiões de Bibala, Lubango e Caindre, localizadas na Angola, porção sudoeste do cráton Congo. Esses autores, utilizando o método U-Pb em badeleíta (ZrO₂), dataram soleiras de olivina-doleritos que intrudem a sequência sedimentar do Gupo Chela, obtendo a idade de cristalização de $1502 \pm 3,6$ Ma. De acordo com os autores, a geoquímica dessas rochas indica ambiente intraplaca, com baixo fracionamento e forte caráter alcalino. A idade obtida para essas soleiras doleríticas no cráton Congo permitiu a interpretação de Ernst *et al.* (2013) que essas rochas estão diretamente relacionadas com os diques doleríticos cronocorrelatos da Chapada Diamantina e do Cinturão Paleoproterozóico Itabuna-Salvador-Curaçá, ambos pertencentes ao cráton São Francisco. De acordo com Ernst *et al.* (2013), essas rochas representam parte de uma única grande província ígnea (*Large Igneous Provinces – LIPs*) que teve sua gênese no calimiano, suportando a teoria de que os dois blocos estiveram anexados nesse período.

Orógenos e Magmatismo Intraplaca do Paleocontinente Amazonas

O registro do evento Calimiano nos domínios do cráton Amazônico ocorre na Província Rio Negro-Juruena, situada no estado do Mato Grosso. Ruiz *et al.* (2004), utilizando o método U-Pb em zircões, obtiveram as idades de 1,59-1,52 Ga para o orógeno Cachoeirinha, um importante episódio tectono-metamórfico que faz parte dessa província.

De acordo com Ruiz *et al.* (2004), o orógeno Cachoeirinha apresenta composição que varia de tonalitos, granodioritos e granitos, sendo constituído principalmente por plagioclásio, anfibólio, biotita, quartzo e k-feldspato. Essas rochas apresentam afinidade com granitoides do tipo I, são peraluminosas a metaluminosas e estão relacionadas a granitos de arco vulcânico. De acordo com Ruiz *et al.* (2004) e Teixeira *et al.* (2013), a assinatura química e isotópica do orógeno Cachoeirinha permite inferir que sua fonte apresenta contribuição da crosta do terreno Alto Jauru (1,79-1,75 Ga), que consiste em um orógeno formado no estateriano e que faz parte da Província Rio Negro-Juruena. Portanto, o magmatismo do orógeno Cachoeirinha foi gerado durante um curto período de tempo, entre 1,59-1,52 Ga, devido a subducção em direção a leste de uma placa sob a crosta do Alto Jauru.

A Suíte Intrusiva Serra da Providência corresponde a um evento magmático pós-tectônico e anorogênico pertencente a Província Rio Negro-Juruena (Bettencourt *et al.* 1999; Payolla *et al.* 2002). Essa suíte é formada por granitos rapakivi, charnoquitos e gabros, apresentando evidências de mistura de magmas (Bettencourt *et al.* 1999). De acordo com Payolla *et al.* (2002), a assinatura geoquímica e isotópica dessas rochas permite a interpretação de que sua gênese está relacionada a mistura de magmas derivados do manto empobrecido com contribuição de fontes crustais mais antigas (1,95 - 1,73 Ga). Segundo esses autores, a Suíte Serra da Providência é constituída por quatro pulsos magmáticos distintos: (i) batólito Serra da Providência datado de 1590 - 1570 Ma, (ii) charnoquitos da região de Ouro Preto/Ariquemes datados de 1570 - 1560 Ma (iii) granito cinzento da região de São Samuel datado de 1550 - 1540 Ma e (iv) granitoides maciços da União e granitoides rosas da região de Ariquemes, ambos datados de 1530 Ma. De acordo com Tassinari *et al.* (2000) e Geraldtes *et al.* (2001), a Suíte Intrusiva Serra da Providência é interpretada como uma provável expressão intracontinental relacionada a subducção que deu origem ao orógeno Cachoeirinha.

Nos modelos de reconstrução do supercontinente Colúmbia, alguns autores como Yakubchuk (2010) e Hou *et al.* (2008) consideram que o Paleocontinente São Francisco-Congo estava anexado a atual margem sudeste do Paleocontinente Amazonas durante o Mesoproterozóico. Neste contexto, é possível especular que no período calimiano, a gênese do orógeno Cachoeirinha no Paleocontinente Amazonas pode estar relacionada com a formação dos riftes no Paleocontinente São Francisco-Congo.

Registros no Paleocontinente Rio de La Plata

Foram determinados registros do Calimiano na margem meridional do cráton Rio de la Plata, no Terreno Tandilia (Argentina), o qual compreende o Complexo Buenos Aires. Nesse Terreno ocorrem um enxame de diques toleíticos com orientação N-NW, os quais foram datados por Teixeira *et al.* (2013) utilizando o método U-Pb em badeleita, obtendo a idade de 1,59 Ga. Esses diques foram divididos por esses autores em dois grupos: diques com baixo teor de TiO₂ e diques com alto teor de TiO₂. Os primeiros são constituídos por plagioclásio e augita frequentemente associados com ortopiroxênio de pigeonita. Os diques com altas concentrações de TiO₂ apresentam textura ofítica e são constituídos principalmente por plagioclásio e augita. Segundo os autores, esses diques foram gerados por uma fonte mantélica heterogênea que foi submetida a um metassomatismo devido a componentes de OIB e da crosta oceânica reciclada.

No contexto do supercontinente Colúmbia, de acordo com Yakubchuk (2010), o paleocontinente Rio de La Plata estaria anexado ao bloco Atlântica, juntamente com os paleocontinentes São Francisco-Congo e Amazonas. Seguindo esta interpretação, o evento magmático de 1,59 Ga do Terreno Tandilia

pode estar relacionado com os eventos de idades aproximadas registrados nos outros dois paleocontinentes.

Registros em Cinturões Móveis

O período calimiano também apresenta registros no Cinturão Brasília, pertencente a Província Tocantins, e na Faixa móvel Apiaí da Província Mantiqueira.

A Província Tocantins foi formada devido a colisão diacrônica entre os crátons do São Francisco, Amazonas e Paranapanema e de um microcontinente (núcleo arqueano Crixás), representando o fechamento do Oceano Goianides, com a formação do Gondwana Ocidental (Bizzi *et al.* 2003). Faz parte dessa província a Faixa Brasília que ocorre anexada a oeste do cráton São Francisco. Nessa faixa móvel são registradas intrusões graníticas alcalinas e do tipo A, as quais formam duas subprovíncias: Rio Paranã e Rio Tocantins (Pimentel *et al.*, 1991). De acordo com Pimentel *et al.* (1991), os plutons da subprovíncia Tocantins são constituídos principalmente por biotita e hornblenda granitos, sendo divididos em granito Serra da Mesa e granito Serra Branca. Utilizando o método U-Pb em zircão, esses autores dataram uma quantidade significativa de amostras do pluton Serra da Mesa, obtendo idades entre 1574 a 1614 Ma, indicando que a gênese dessas rochas ocorreu no final do período calimiano.

A Província Mantiqueira está localizada a sul do cráton São Francisco, apresentando estruturação tectônica principal NE-SW. Consiste em uma entidade geotectônica situada entre os blocos cratônicos São Francisco-Congo, Luís Alves e Paranapanema, sendo a contraparte brasileira das Faixas Gariep e Oeste-Congolesa no Gondwana Ocidental (Bizzi *et al.*, 2003). A Província Mantiqueira, em seu setor central, é subdividida nas faixas Apiaí e Ribeira. Nas porções central e sul do terreno Apiaí ocorrem distribuídas as sequências metavulcanossedimentares Betara, Perau, Votuverava, Água Clara e Lajeado.

As sequências Betara e Perau ocorrem na porção sul do terreno Apiaí, sendo que suas colunas litoestratigráficas apresentam organização interna similar, representadas por três principais sequências litológicas: basal metapsamítica; intermediária constituída por mármore, rochas cálcio-silicáticas, metamargas e matatraquitos subordinados; e superior constituída principalmente por metapelitos com intercalações de rochas cálcio-silicáticas e quartzíticas, além de soleiras de rochas metabásicas (Siga Jr. *et al.*, 2011a; Siga Jr. *et al.*, 2011b; Siga Jr. *et al.*, 2011c). Os metassedimentos mal selecionados da Formação Votuverava ocorrem distribuídos entre as zonas de cisalhamento Lancinha (ao sul) - Morro Agudo e Ribeira - Agudos Grandes. Essa unidade é constituída principalmente por rochas metapelíticas, com intercalações subordinadas de metarenitos conglomeráticos, raramente rochas carbonáticas e frequentes soleiras de matabasitos que ocorrem concordantes com a sequência metapelítica (Siga Jr. *et al.*, 2011b; Siga Jr. *et al.*, 2011c). A sequência Água Clara na porção sul da zona de cisalhamento Itapirapuã, sendo limitada a sul pelas zonas de cisalhamento Morro Agudo e Quarenta Oitava (Weber

et al., 2004; Siga Jr. *et al.*, 2011c). Ela é composta principalmente por uma sequência carbonática impura, incluindo mármore, xistos, metacherts, metatufos básicos e intermediários, metabasitos, anfibolitos e cornubianitos. (Weber *et al.*, 2004). As rochas metabásicas ocorrem em forma de corpos alongados, concordantes com o quadro estratigráfico regional das rochas metassedimentares (Siga Jr. *et al.*, 2011c). A sequência Lajeado ocorre entre os compartimentos das sequências Água Clara (norte-noroeste) e Votuverava (sul-sudeste), sendo limitada pelas zonas de cisalhamento Ribeira, Figueira e Quarenta Oitava. Ela é composta, principalmente, por metarenitos, ritmitos, siltitos, margas e calcários, além de intrusões graníticas (Siga Jr. *et al.*, 2011c).

Como descrito anteriormente, as sequências metavulcanossedimentares Betara, Perau, Votuverava e Água Clara apresentam em sua constituição rochas metabásicas, as quais normalmente apresentam características ígneas relíquias, como texturas ofíticas a subofíticas, clinopiroxênios, plagioclásio cálcico, ortopiroxênio e hornblenda (Weber *et al.*, 2004; Siga Jr. *et al.*, 2011b; Siga Jr. *et al.*, 2011c). Estudos litogeoquímicos realizados nesses metabasitos sugerem para essas rochas origem ortoderivada, exibindo finidade com basaltos toleíticos subalcalinos, sugerindo ambiente tectônico extensional (Weber *et al.* 2004; Siga Jr. *et al.* 2011a; Siga Jr. *et al.* 2011b; Siga Jr. *et al.* 2011c).

Estudos geocronológicos dessas metabásicas foram realizados utilizando o método U-Pb em zircões. Siga Jr. *et al.* (2011a) obtiveram a idade de 1489 ± 11 Ma para os metabasitos da sequência Betara, indicando o período calimiano para a cristalização dessas rochas e representando a mínima idade de deposição da Formação Betara. Siga Jr. *et al.* (2011b) determinaram para a sequência Votuverava idades entre 1451 ± 39 Ma e 1479 ± 12 Ma, caracterizando o calimiano como o período de cristalização para essas rochas. Esses autores também dataram uma amostra de metabasito da sequência Perau, obtendo a idade de 1484 ± 16 Ma. Na sequência Água Clara, Weber *et al.* (2004) obtiveram para os litotipos metabásicos idades dentro do intervalo de 1593 ± 70 e 1477 ± 46 Ma. Em relação a sequência metavulcanossedimentar Lajeado, Campanha *et al.* (2008) obteve a idades entre 2200 a 1400 Ma para zircões detríticos, interpretando a idade de 1,4 Ga como a máxima idade de deposição da sequência.

De acordo com os trabalhos de Weber *et al.* (2004), Siga Jr. *et al.* (2011a), Siga Jr. *et al.* (2011b) e Siga Jr. *et al.* (2011b), as sequências metavulcanossedimentares Betara, Perau, Votuverava, Água Clara e Lajeado são interpretadas como bacias do tipo rifte intracontinental que foram geradas durante um evento extensional do calimiano, num período entre 1,45 a 1,59 Ga. Segundo os autores, esses metabasitos foram formados a partir de um material juvenil extraído do manto empobrecido e intrudidos em forma de diques e soleiras nas paleobacias.

Chemale *et al.* (2011) determinaram registros do evento calimiano no Cinturão Dom Feliciano, o qual foi formado durante o Neoproterozóico e o Eopaleozóico devido a aglutinação das paleoplacas Kahalari, Congo e Rio de La Plata. O batólito Pelotas faz parte do arco magmático granito-gnaissico

pertencente ao cinturão Dom Feliciano e está localizado no estado do Rio Grande do Sul. Pertencente a esse batólito, ocorre o Anortosito Capivarita, do qual Chemale *et al.* (2011) obtiveram as idades de 1573 ± 21 Ma para zircões ígneos e 1530 ± 33 Ma para titanitas ígneas, utilizando o método U-Pb. Porém, esses autores admitem que a idade mais nova produzida pelas titanitas pode ser atribuída a baixa temperatura de fechamento desse mineral em relação ao zircão, portanto eles atribuem a idade de cristalização desse complexo para 1,57 Ga.

2.5.3 – O Supercontinente Columbia no Contexto Calimiano

O Calimiano corresponde ao primeiro período geológico da Era Mesoproterozóica, tendo início a 1,6 Ga e término a 1,4 Ga. Há um grande consenso na literatura que o período calimiano está associado com um dos primeiros estágios da quebra do supercontinente Colúmbia (Rogers & Santosh, 2002; Zhao *et al.*, 2004), sendo que Teixeira *et al.* (2013) afirmam que seu período mais intenso da quebra ocorreu a cerca de 1,59 Ga. Esse período é caracterizado pela geração de grandes províncias ígneas (*LIPs*) registradas em forma de diques e soleiras máficas presentes na grande maioria dos crátons. Nos Paleocontinentes São Francisco-Congo e Rio de La Plata essas *LIPs* foram registradas num intervalo de 1,5 a 1,59 Ga. Nesse período também se desenvolveram eventos de rifteamento gerando bacias extensionais dispersas na maioria dos crátons. No Paleocontinentes São Francisco-Congo, os registros desse episódio de extensão ocorrem em bacias do Espinhaço Setentrional, Central e Chapada Diamantina, além dos cinturões móveis Brasília e Apiaí. Apesar desse período predominarem os processos distensivos, em algumas áreas se iniciaram orogenias expressivas e magmatismo associado, o que é representado pelo orógeno Cachoeirinha do Paleocontinente Amazonas.

CAPÍTULO 3

VULCANISMO ASSOCIADO A RIFTES CONTINENTAIS

3.1- PRINCIPAIS SÍTIOS TECTÔNICOS DE RIFTES

Os riftes podem ser formados em diferentes sítios tectônicos, não apenas relacionados a regimes extensionais, mas também em ambientes associados a regimes compressivos. Tensões de cisalhamento aplicada à base de placas por fluxo convectivo da astenosfera pode contribuir para rifteamento em alguns locais, porém vários processos adicionais parecem desempenhar um papel importante na quebra e extensão continental.

3.1.1 – Rifteamento sobre Pluma Mantélica

Em regiões onde ocorre a ascensão de plumas mantélicas são formados pontos quentes na base da litosfera, aquecendo-a e desencadeando sua ascensão. Como consequência ocorre o domeamento da crosta provocando seu estiramento e quebra, gerando falhas normais na parte superior da litosfera (Figura 3.1). De acordo com Pluijm & Marchak (2004), três braços de riftes, apresentando ângulo de 120° entre si, podem ser gerados acima de um único ponto quente. Nos modelos clássicos de rifteamento associado a plumas mantélicas um longo e contínuo rifte é desenvolvido quando os braços gerados de um ponto quente se ligam aos gerados em pontos quentes vizinhos. Nessa situação, normalmente um dos três braços é abortado, tornando-se um aulacógeno.

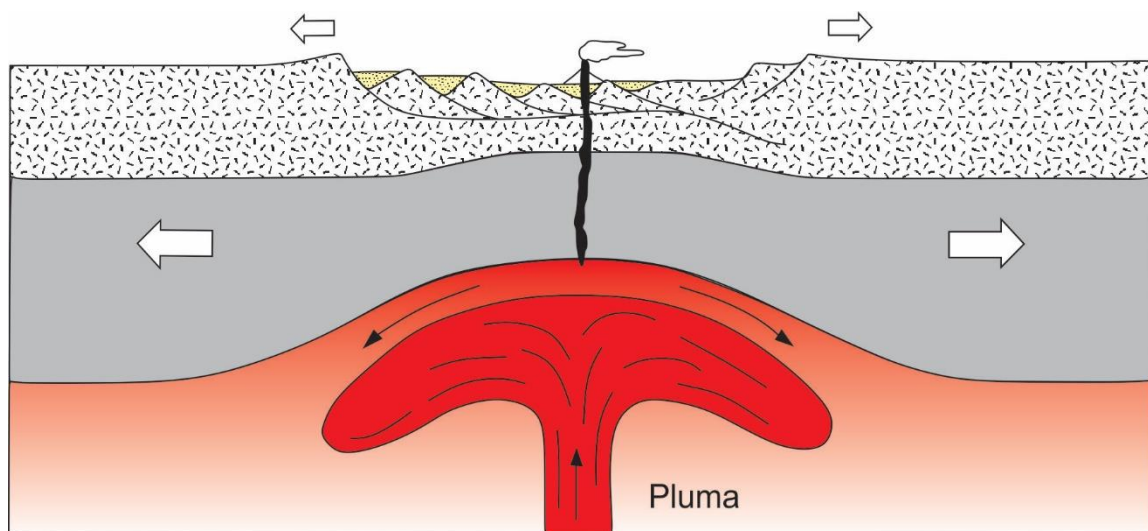


Figura 3.1 – Rifteamento associado a ação de pluma mantélica (Pluijm & Marchak 2004).

3.1.2 – Rifteamamento em Placa Subductante

Riftes podem ser gerados em placa subductante devido a flexão da litosfera que ocorre poucos antes de descer abaixo da placa cavalgante (Figura 3.2). Como consequência dessa flexão, uma série de falhas normais se desenvolvem paralelamente ao limite de convergência e é formada uma fileira de *horsts* e *grabens* (Pluijm & Marchak 2004).

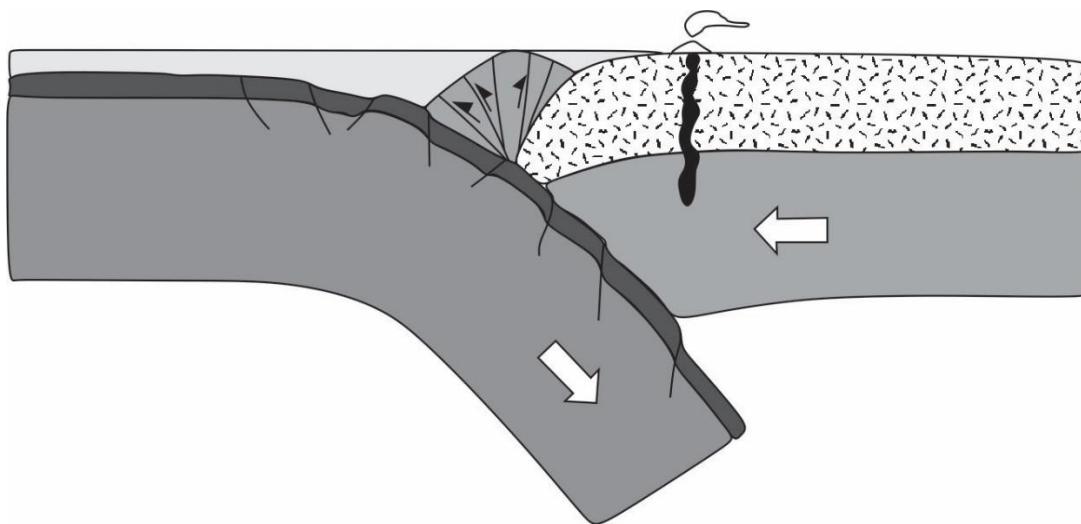


Figura 3.2 – Rifteamamento em placa subductante (Pluijm & Marchak 2004).

3.1.3 – Rifteamamento Controlado por Forças Gravitacionais após a Orogênese

Alguns riftes podem se desenvolver em regiões orogênicas, mesmo com o processo de convergência ainda ativo. Pluijm & Marchak (2004) sugerem que rochas ricas em quartzo da crosta continental não são muito fortes, especialmente quando aquecidas durante a subducção e colisão. Assim, quando a crosta continental se espessa e ascende em relação ao seu entorno durante uma colisão, a energia potencial gravitacional faz com que o orógeno entre em colapso e se espalhe lateralmente em decorrência de seu próprio peso, gerando falhas normais e zonas de cisalhamento extensionais (Figura 3.3). Este processo é conhecido como colapso extensional (ou colapso gravitacional, ou colapso orogênico).

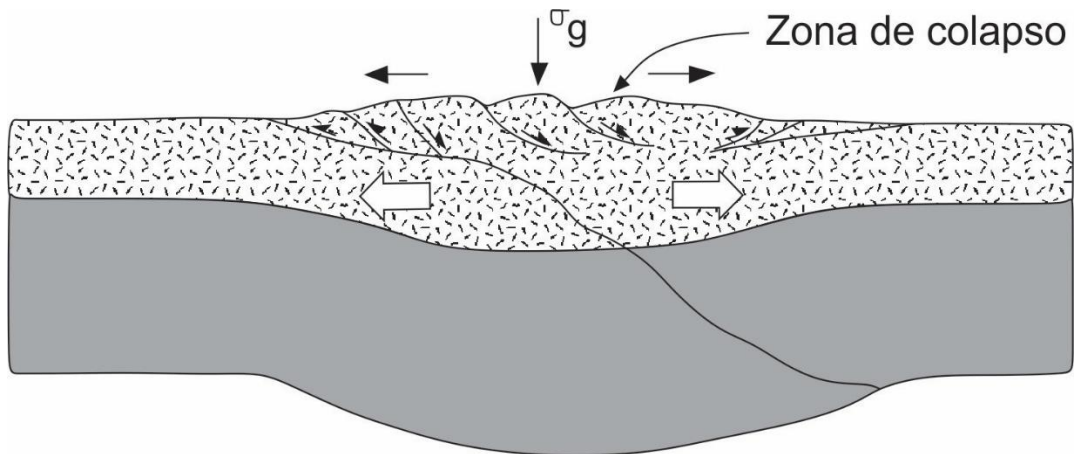


Figura 3.3 – Rifteamento gerado por colapso orogênico (Pluijm & Marchak 2004).

3.1.4 – Extensão Pós-orogênica

De acordo com Fossen (2012), através da história divergente de um cinturão orogênico, o sentido de movimento do cavalgamento basal se mantém em direção ao antepaís. Assim que o sentido de cisalhamento é invertido e a cunha orogênica se move em direção a porção central da zona de colisão (Figura 3.4A), o orógeno entra em estágio cinemático divergente ou pós-orogênico (Figura 3.4B). Nesse estágio, a deformação extensional é predominante em todos os níveis crustais.

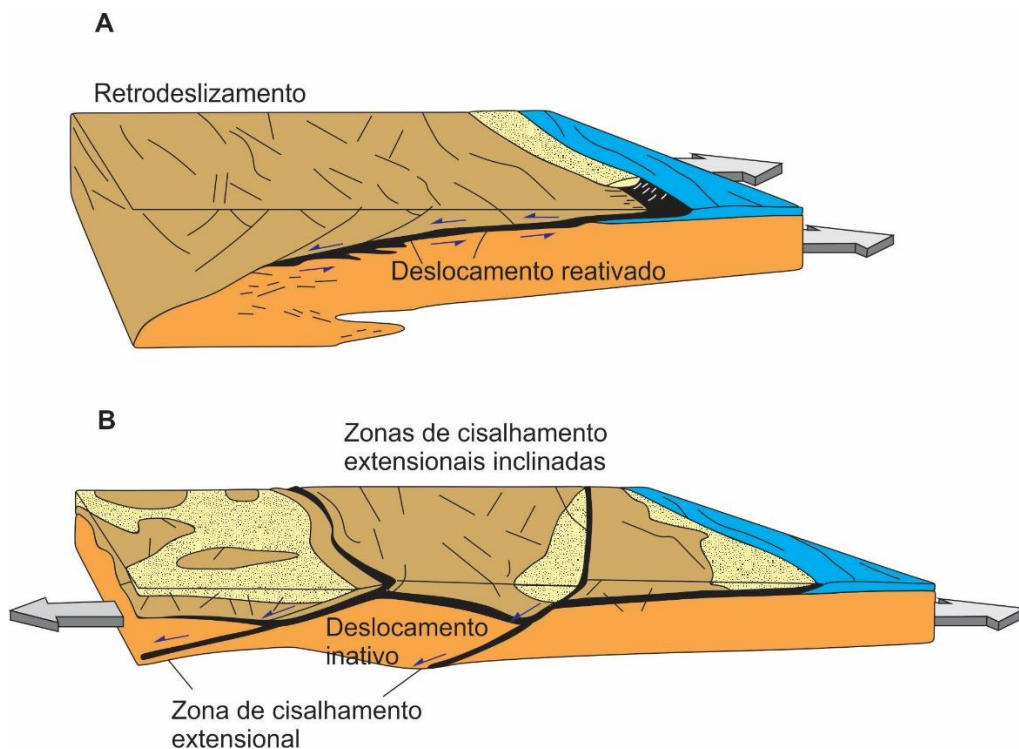


Figura 3.4 – Rifteamento pós-orogênico (Fossen 2012).

3.1.5 – Rifteamamento em Região de Retroarco (*Back-arc*)

Retroarco refere-se a região atrás do arco vulcânico na placa superior de uma zona de subducção. A característica estrutural dessa região varia com o ambiente tectônico que se instala, podendo ser contracional, extensional ou estável (Pluijm & Marchak 2004). Se o ambiente extensional é instalado, um rifte continental é desenvolvido, gerando a bacia de retroarco (Figura 3.5). De acordo com Kearey *et al.* (2014), os mecanismos mais aceitos para explicar a extensão e acreção crustal que formam as bacias de retroarco estão relacionados ao campo de tensões regionais na litosfera superior da zona de subducção. Essas tensões podem resultar da força de tração na fossa conforme o *slab* se inclina para trás ou “retrocede” (*rollback*) por baixo da fossa (Chase 1978, Fein & Jurdy 1986 *in* Kearey *et al.* 2014; Figura 3.5). O mecanismo de *rollback* foi postulado como ocorrente em sistemas de subducção em que a direção “absoluta” do movimento da placa superior é longe da trincheira (Kearey *et al.* 2014). São incluídas como outras fontes de tensão a convecção na cunha do manto superior induzida pela descida do *slab* ou um aumento no ângulo de subducção com a profundidade (Hsui & Toksöz 1981, Jurdy & Stefanick 1983 *in* Kearey *et al.* 2014).

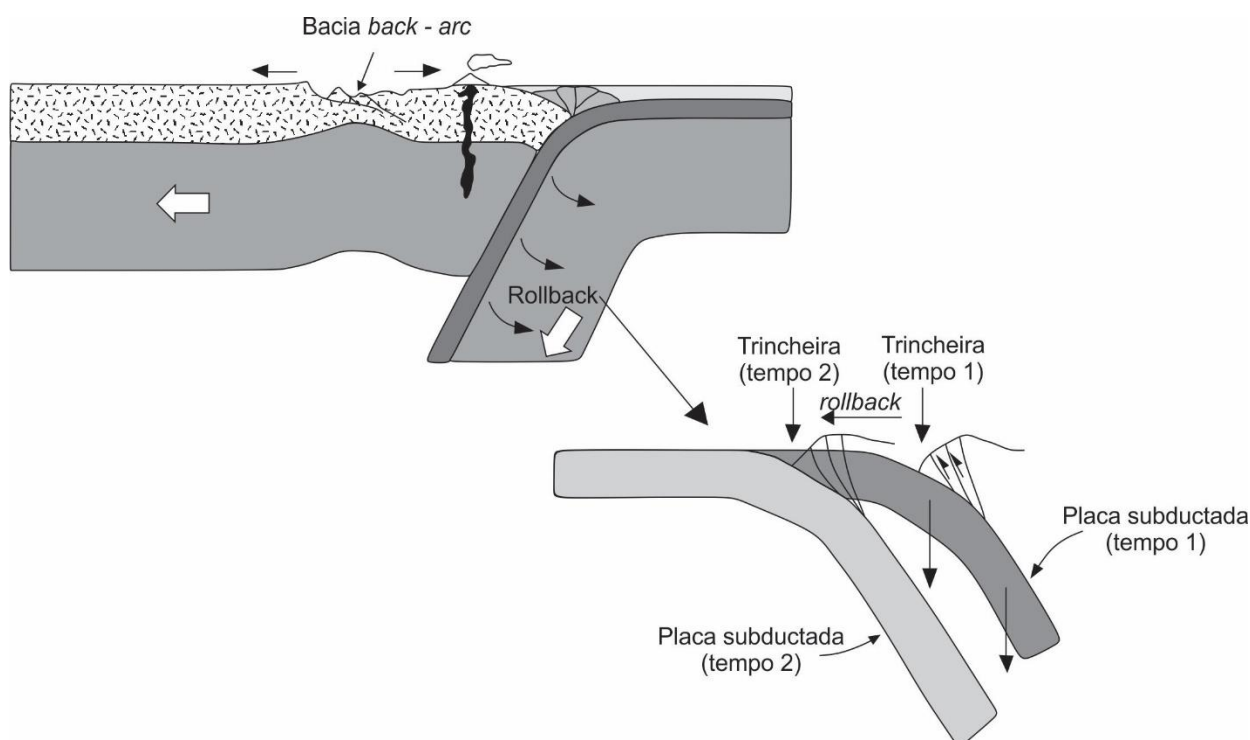


Figura 3.5 – Rifteamamento em região de retroarco (Pluijm & Marchak 2004).

3.1.6 – Bacia *Pull-apart*

O rifteamento responsável por gerar bacias *pull-apart* ocorre em curvas de liberação ao longo das falhas de rejeito direcional (*strike-slip*). De acordo com Fossen (2012), curvas de liberação são estruturas formadas onde uma falha sinistral se curva para a esquerda ou onde uma falha dextral se curva para direita. Essas curvas produzem uma série de falhas extensionais paralelas e limitadas em ambos os lados por falhas de rejeito extensional, caracterizando duplexes extensionais de rejeito direcional. As falhas normais desenvolvidas geram estruturas negativas que posteriormente são preenchidas por sedimentos em várias escalas (Figura 3.6). Um exemplo famoso de bacia *pull-apart* é o Mar Morto, que foi formado em uma zona de sobreposição entre duas falhas de rejeito direcional (Fossen 2012; Kearley *et al.* 2014).

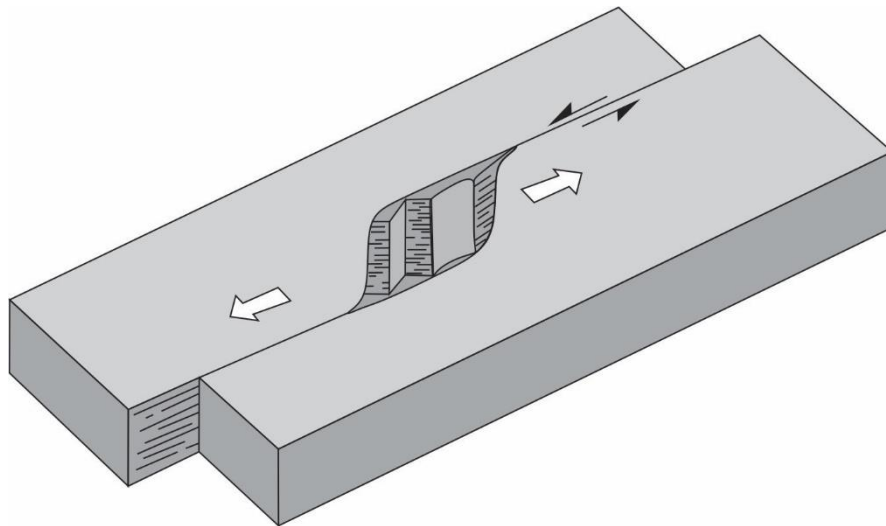


Figura 3.6 – Rifteamento gerado por falha de rejeito direcional (Pluijm & Marchak 2004).

3.1.7 – Rifteamento por Tensão Remotamente Aplicada (*Far Field Stress*)

Esforços que ocorrem no interior continental como resposta ao tectonismo que ocorre ao longo de margens continentais são denominados tensões remotamente aplicadas (*far field stresses*; Pluijm & Marchak 2004). O movimento da Índia em direção a Ásia ocasionou o deslocamento do sul da Ásia em relação ao norte da Ásia. Este deslocamento é acomodado pelo movimento transpressional sobre falhas na Ásia Central, localizadas a milhares de quilômetros da zona de colisão (Pluijm & Marchak 2004). A colisão da África com a América do Norte durante o final do paleozoico gerou *far field stresses* no interior continental da América do Norte. Esses esforços ocasionaram movimentos transpressionais e transtensionais no embasamento, gerando falhas penetrativas na região e, como consequência, foram formadas dobras monoclinais e bacias sedimentares (Pluijm & Marchak 2004). Da mesma forma,

Molnar & Tapponnier (1975), Zonenshain & Savostin (1981) e Lesne *et al.* (1998) atribuírem a formação do rifte Baikal, localizado ao sul da Sibéria, como resposta ao *far field stresses* gerado pela colisão da Índia com a Eurásia e da subducção da placa do Pacífico ao longo do limite ocidental (Figura 3.7). De acordo com esses autores, o *far field stresses* ocasionou movimentos transpressionais e transtensionais que, em combinação com zonas de fraquezas na região do rifte, foi responsável pelo rifteamento.

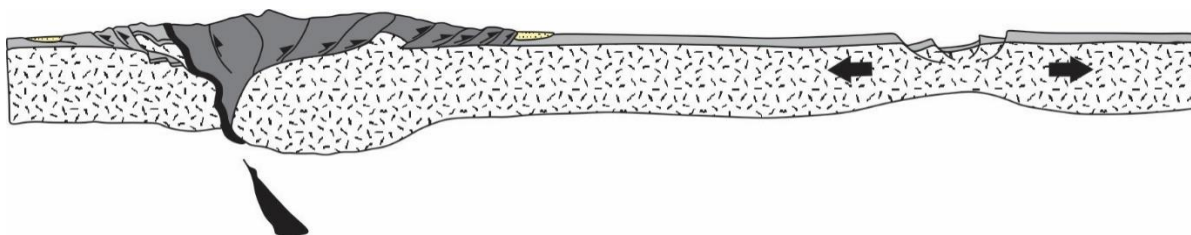


Figura 3.7 – Rifteamento gerado por *far field stress* em resposta a colisão. Modificado de Pluijm & Marchak (2004).

3.1.8 – Rifteamento por Ascensão Astenosférica Acima de Placa Subductante

De acordo com os modelos propostos por Faccenna *et al.* (2010) e McMillan *et al.* (2000), o rifteamento pode ser gerado em processo de subducção, não só na região de *back-arc*, porém mais a frente, imediatamente em porções sobrepostas a placa em cavalgamento. Esse tipo de rifteamento ocorre quando a placa subduzida avança por baixo da placa que a está consumindo com um baixo ângulo. O mecanismo propulsor da extensão crustal é o aumento do ângulo de subducção da placa, ocasionando a ascensão do material astenosférico para ocupar o lugar anteriormente preenchido pela placa. Esse processo gera uma célula de convecção na borda da placa que promove o enfraquecimento termal da base da litosfera e início da extensão (Figura 3.8; Lawton & MacMillan 1999; McMillan *et al.* 2000; Faccenna *et al.* 2010). Faccenna *et al.* (2010) afirmam que o processo de desidratação da placa subduzida ocasiona um fluxo ascendente e, adicionado ao primeiro, constitui um mecanismo eficiente no processo de extensão e geração de vulcanismo. De acordo com Lawton & McMillan (1999); McMillan *et al.* (2000) e Mijk *et al.* (2008), um exemplo desse tipo de rifteamento é o rifte Rio Grande, de idade cenozoica, localizado a oeste dos Estados Unidos. Sua gênese está relacionada com a subducção da placa de Faraloon abaixo da América do Norte.

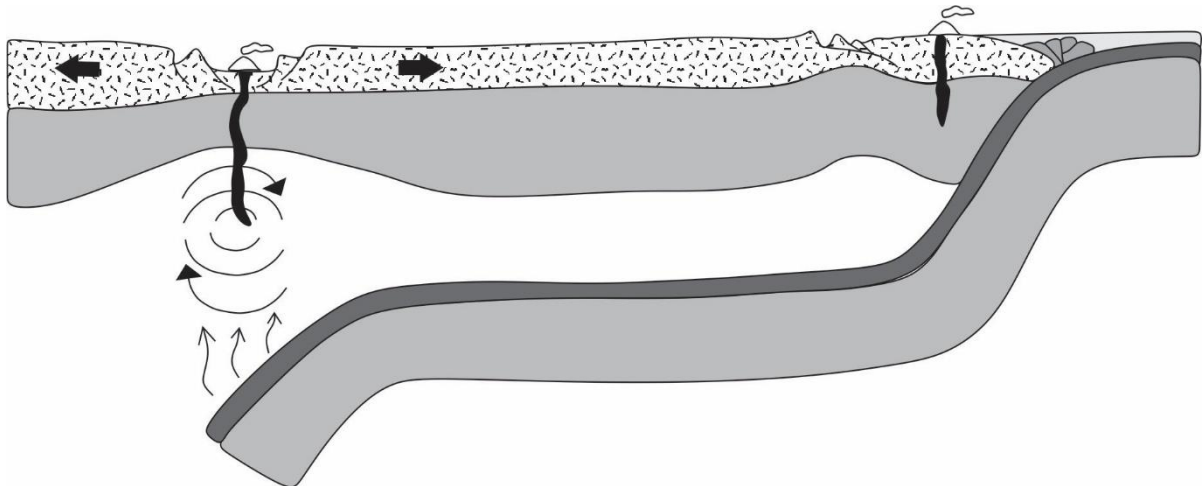


Figura 3.8 – Rifteamento gerado por ascensão astenosférica acima de placa subductante. Modificado de Faccenna *et al.* (2010) e McMillan *et al.* (2000).

3.2- PROCESSOS DE RIFTEAMENTO CONTINENTAL

Trabalhos mais antigos encontrados na literatura assumem a distinção genética entre rifteamento “ativo” e “passivo” para caracterizar dois tipos de mecanismos responsáveis pela geração de riftes continentais.

O rifteamento ativo tem sua gênese relacionada às anomalias térmicas sublitosféricas que ocasionam a ascensão da astenosfera, plumas do manto ou *hot-spots* (Fitton 1983; Turcotte & Emerman 1983; Corti *et al.* 2003; Ziegler & Cloetingh 2004), os quais ascendem e entram em contato com a litosfera, ocasionando afinamento e domeamento crustal, o que é frequentemente precedido por grandes volumes de erupções basálticas (Corti *et al.* 2003; Figura 3.9A). Neste processo, as forças trativas na base da litosfera são geradas pelo material convectivo ascendente, a litosfera é termalmente diluída e adsorvida na astenosfera (Turcotte & Emerman 1983; Figura 3.9B). Além do estrangulamento ocasionado em resposta à extensão, o volume do material astenosférico que ascende em direção a litosfera excede o volume do material litosférico que desloca lateralmente por extensão, ocasionando a quebra (Corti *et al.* 2003).

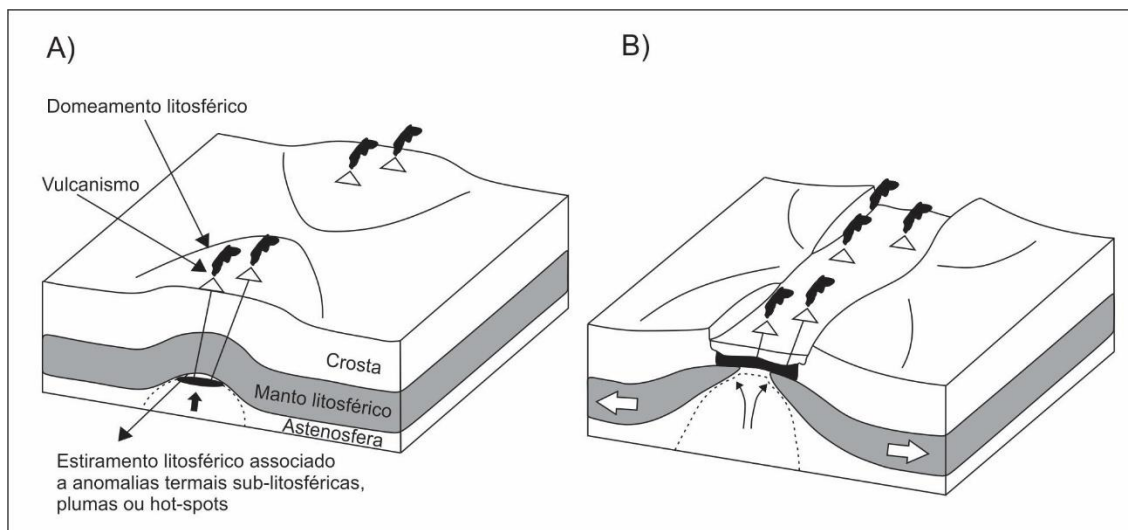


Figura 3.9 – Diagrama esquemático mostrando a hipótese para o processo ativo de rifteamanto continental. (A) Estágio inicial do rifteamanto, caracterizado pelo domeamento litosférico e vulcanismo que precedem a quebra. (B) Estágio subsequente e evolução do rifteamanto. Figura modificada de Corti *et al.* (2003) e Turcotte & Emerman (1983).

No rifteamanto passivo, o afinamento litosférico ocorre devido forças extensionais que atuam em resposta ao campo de tensões regional, relacionado com as forças que controlam o movimento e interação de placas litosféricas, as quais são responsáveis por sua quebra (Figura 3.10A). Estas incluem, principalmente, tensões no limite das placas, como a força de arraste da litosfera em uma margem convergente (*slab pull*), força de resistência continental, força que empurra a placa além do eixo da dorsal meso-oceânica (*ridge-push*), força de resistência colisional e forças friccionais, exercidas pela convecção do manto em contato com a base da litosfera (Ziegler & Cloetingh, 2004). Neste processo, com o afinamento litosférico, a astenosfera ascende passivamente por compensação isostática, ocasionando o domeamento da superfície e outros processos secundários, tais como fusão descompressional da base litosférica, *underplating* magmático e vulcanismo associado (Corti *et al.*, 2003; Figuras 3.10B,C).

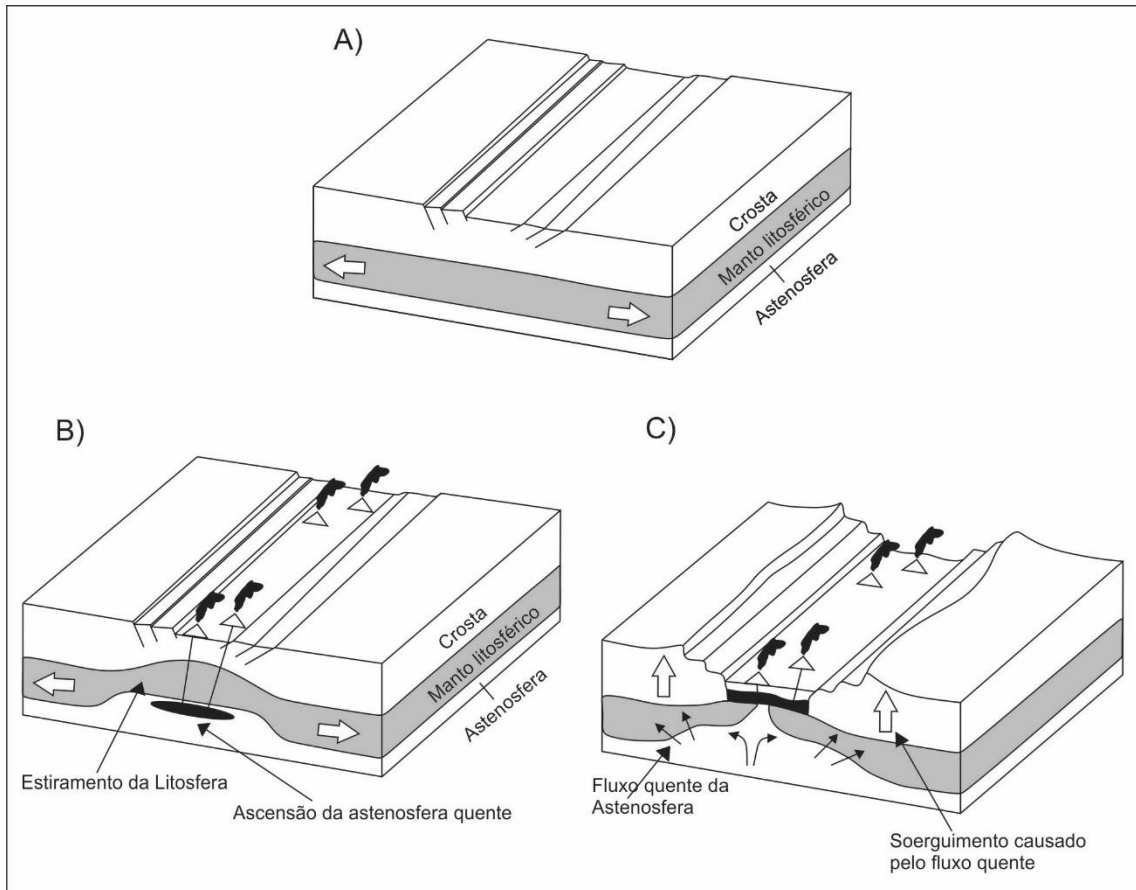


Figura 3.10 – Diagrama esquemático mostrando a hipótese para o processo passivo de rifteamento continental. (A) Estágio inicial do rifteamento. (B) A astenosfera ascende em consequência da extensão, por compensação isostática. (B) e (C) correspondem aos estágios subsequentes e evolução do rifteamento. Figura modificada de Corti *et al.* (2003) e Turcotte & Emerman (1983).

Em muitos casos não existe o consenso se os riftes são realmente “ativos” ou “passivos” e, embora alguns riftes continentais ainda sejam caracterizados dessa forma, atualmente essa classificação é bastante discutida e questionada na literatura. Autores como Zeyen *et al.* (1997), Huisman *et al.* (2001), Corti *et al.* (2003) e Ziegler & Cloetingh (2004) sugerem que, nos processos de formação da grande maioria dos riftes, é mais realista considerar que ambos os modelos podem ser relevantes em um único evento de rifteamento.

Baseado em evidências de que *hot-spots* intraoceânicos, como Havaí, Santa Helena e Tristan da Cunha; e intracontinentais, como Hoggar Cenozóico e centros vulcânicos do Tibesti, não estarem associados com nenhuma falha extensional, Ziegler & Cloetingh (2004) afirmam que é muito improvável que a ação única de *hot-spots* seja capaz de provocar a quebra da litosfera. Esses autores assumem que *hot-spots* contribuíram para a abertura do Atlântico Sul e Central, além do mar entre Noruega e Groenlândia e partes do Oceano Índico, porém não exercem controle total sobre o rifteamento. Em contrapartida, os mesmos autores argumentam que a ascensão de uma pluma mantélica

que incide sobre a base da litosfera pode causar o enfraquecimento térmico, soerguimento regional e o desenvolvimento de esforços tensionais responsáveis pela quebra.

Entretanto, Zeyen *et al.* (1997) sugerem que a ação de uma pluma, por si só, nem sempre é capaz de quebrar a litosfera, principalmente litosferas cratônicas. Dois motivos são apresentados por Hill *et al.* (1992), um deles seria que a pluma pode não alcançar a altura necessária para produzir a fusão e o outro estaria relacionado à rigidez flexural do cráton, pois se for muito alta, a pluma não é capaz de dobrar a litosfera suficientemente para ocasionar a quebra. De acordo com esses autores, litosferas mais resistentes e frias, como encontradas no Golfo do Mar Vermelho e riftes do Adem, apresentam rifteamamento gerado pela combinação de forças relacionadas a ação de pluma mantélica e campo de forças de extensão regional.

Os modelos numéricos propostos por Huisman *et al.* (2001) suportam estas observações, pois mostram que o rifteamamento passivo desestabiliza a litosfera inferior, podendo levar a uma fase ativa caracterizada pela ressurgência convectiva da astenosfera. Segundo os autores, a mudança de processo de formação ativo para passivo poderá acontecer no final do estágio sin-rifte e/ou durante o pós-rifte. Também foi destacado pelos autores que o mecanismo de rifteamamento ativo não é capaz de produzir extensão crustal significativa, a menos que esteja associada com forças responsáveis pelo movimento das placas.

3.3– GEOQUÍMICA DE VULCANISMO DE RIFTE ASSOCIADO A PLUMAS MANTÉLICAS

O sistema de riftes leste africano (*EARS*) é um exemplo clássico de rifteamamento continental relacionado a atividade de uma ou mais plumas mantélicas, o qual exhibe um magmatismo predominantemente máfico, alcalino e ultrabásico, retratando o ambiente extensional (Chakrabarti *et al.* 2009). Como é observado na figura 3.11, esse sistema de riftes é constituído, ao norte, próximo ao triângulo de Afar, pelo rifte da Etiópia e, na extremidade sul, por dois segmentos com menor grau de extensão crustal (Furman 2007), denominados riftes Ocidental (porção sudoeste) e Gregory (porção sudeste).

O vulcanismo neógeno do *EARS* foi associado ao desenvolvimento de duas “elevações” topográficas amplas (regiões de soerguimento em domo; Figura 3.11), uma no limite com o rifte da Etiópia (domo da Etiópia) e outra centralizada no lago Vitória (domo do Quênia), as quais são separadas pela depressão de Turkana (Gill 2014). De acordo com Gill (2014) essas “elevações” topográficas compreendem ao soerguimento de aproximadamente 3000 m de altitude acima do nível do mar, o que, devido a amplitude da região soerguida, implica o apoio dinâmico fornecido por uma coluna de densidade anormalmente baixa, a qual permite o soerguimento do manto sob essas elevações. Além

disso, Baker (1997) afirma que, durante o neógeno, cerca de 10^5 a 10^6 Km³ de produtos vulcânicos foram derramados ao longo do rifte Gregory, e um volume semelhante está associado ao rifte da Etiópia (Rogers 2006). Segundo Gill (2014), essa larga escala de produção vulcânica, considerando o grande volume correspondente de magma de alta densidade também inserido na crosta ao longo do rifte Gregory, observado no perfil gravimétrico de Mariita & Keller (2007, *in* Gill 2014), indica temperaturas potenciais elevadas no manto subjacente. Gill (2014) ainda afirma que, considerados em conjunto, o soerguimento e o volumoso magmatismo apontam para a presença de uma pluma mantélica convectiva quente em ascensão sob o leste Africano.

A caracterização litogeoquímica da existência de uma pluma mantélica em um processo de rifteamento é de difícil interpretação, pois além da assinatura da pluma, estão presentes componentes do manto depletado e assimilação crustal. Além disso, tanto os riftes associados a pluma quanto aqueles gerados por processo passivo apresentam vulcanismo com características geoquímicas semelhantes a basaltos de ilhas oceânicas (*OIB*). A astenosfera é empobrecida em elementos incompatíveis e elementos terras raras leves, estando conectada a produção de basaltos de cadeias meso-oceânicas (*MORB*). No entanto, o vulcanismo semelhante ao *OIB* presente nas rochas vulcânicas de rifteamento ativo é interpretado na literatura como produto da fusão da pluma sublitosférica enriquecida, semelhante ao que ocorre sob ilhas oceânicas associadas a *hot spots* (Macdonald *et al.* 2001). Já a geração de vulcanismo semelhante ao *OIB* em riftes passivos, como será visto mais adiante, é complexo e ainda apresenta muitas controvérsias.

Diante do exposto, a interpretação da ação de uma pluma na gênese de riftes continentais deve ser feita com critério, levando-se em conta não apenas sua assinatura geoquímica, mas também indícios de domeamento e evidências geofísicas.

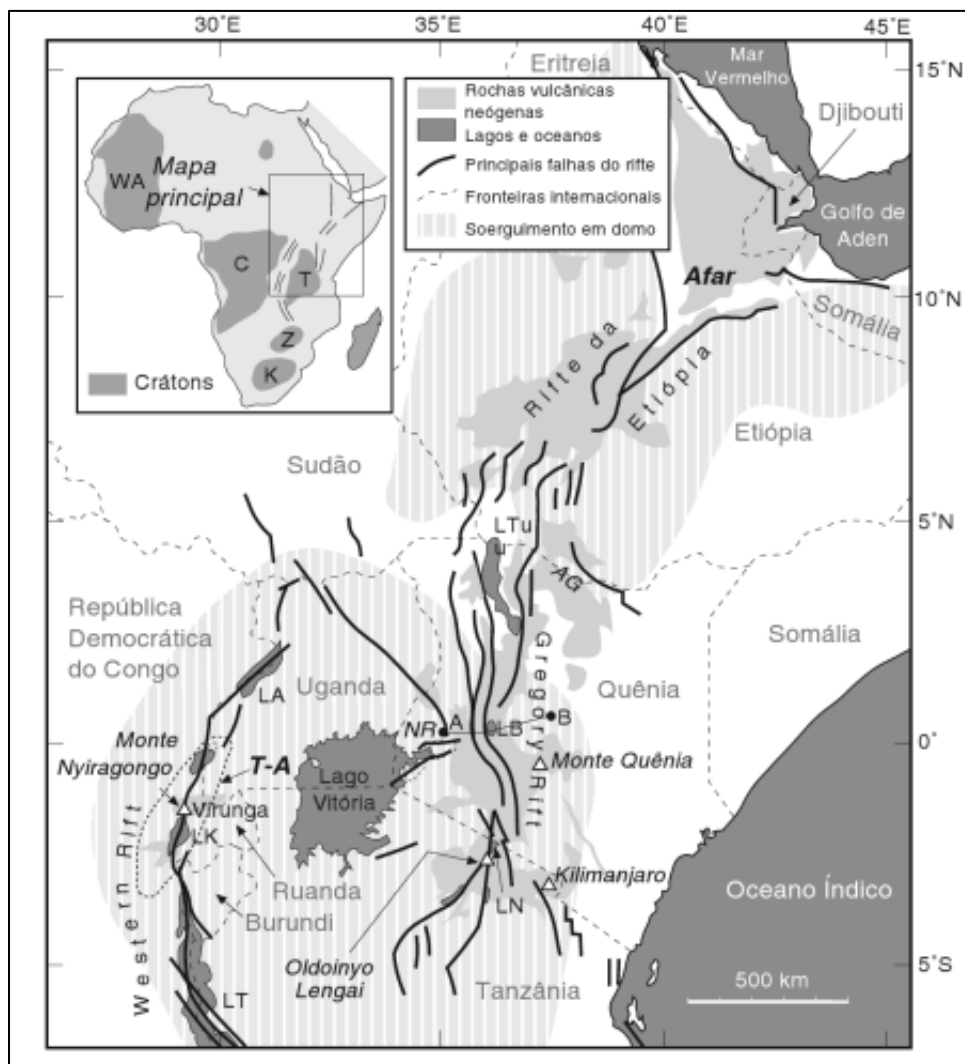


Figura 3.11 – Mapa do sistema de rifte do leste da África mostrando os riftes do leste (Gregory), do oeste e da Etiópia. As linhas espessas em preto indicam as principais falhas extensionais, as áreas em cinza claro representam a distribuição das rochas vulcânicas neógenas associadas à riftes. As hachuras verticais em cinza claro indicam a extensão do soergimento do domo acima de 1200 m (platôs Etíope e do leste da África). **T-A**, província vulcânica de Toro Ankole; **AG**, Grabem de Anza; **NR**, rifte de Nyanza; **LA**, Lago Albert; **LB**, Lago Baringo; **LK**, Lago Kivu; **LN**, Lago Natron; **LT**, Lago Tanganika; **LTu**, Lago Turkana (Gill 2014).

3.3.1 - Rifte da Etiópia

O rifte da Etiópia é caracterizado por grande volume de magma basáltico que foi extrudido na fase pré-rifte, durante o oligoceno, relacionado com a quebra continental entre as placas Africana e Arábica. Pik *et al.* (1998) e Pik *et al.* (1999) separaram os basaltos em dois grupos com características geoquímicas e isotópicas distintas: os grupos HT1 e HT2, caracterizados com altos teores de Ti e o grupo LT, caracterizado por baixo teor de Ti. A discrepância entre os dados geoquímicos e comportamentos isotópicos (Sr, Nd e Pb) entre os grupos LT e HT2 obtidos por esses autores, permitiram a interpretação de que ambos foram originados de diferentes magmas parentais e evidenciam

que os basaltos do rifte da Etiópia apresentam petrogênese formada pelo envolvimento de vários componentes mantélicos e crustais.

Pik *et al.* (1998) e Pik *et al.* (1999) afirmam que os basaltos HT2 preservaram a assinatura geoquímica e isotópica da pluma, os basaltos LT apresentam forte influência da litosfera em sua composição e os basaltos HT1 apresentam características intermediárias entre os dois grupos.

O grupo HT2 é caracterizado por basaltos transicionais com forte afinidade alcalina. Esse grupo possui altos conteúdos de elementos terras raras (*REE*), exibindo um forte fracionamento com enriquecimento dos elementos terras raras leves (*LREE*) em relação aos pesados (*HREE*). Juntamente com altos teores de *LREE*, os basaltos do grupo HT2 exibem padrões de elementos traço incompatíveis semelhantes aos basaltos de ilhas oceânicas (*OIB*; Figura 3.12), sendo enriquecidos nestes elementos, apresentando conteúdo moderado de elementos litófilos (*LILE*) e um maior enriquecimento de elementos de alto campo (*HSFE*), comparado com o manto primitivo e *MORB*. Contrastando com o grupo LT, o grupo HT2 apresenta altos teores de TiO_2 (2,6-5%), Fe_2O_3^* (13,1-14,7%), $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (0,9-1,43%), Nb/La (1,1-1,4%), MgO (7-16,5%) e baixos conteúdos de SiO_2 (44-48,6%). Também são observadas pelos autores depleções em Rb, Sr e K.

O grupo LT é caracterizado como basalto transicional, porém com afinidade toleítica e exibindo baixos teores de elementos incompatíveis (Figura 3.12) e *REE*, o qual apresenta um padrão aproximadamente plano observado em um spider-diagrama normalizado para o manto primitivo. O grupo apresenta depleção em Rb, Th, U, Ta e Nb e proeminentes picos de Ba, K, Pb e Sr. Também são observados por Pik *et al.* (1998) baixos conteúdos de TiO_2 (1-2,6%), Fe_2O_3^* (10,5-14,8%), $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (0,4-0,75%), Nb/La (0,55-0,85%) e, relativamente, teores de SiO_2 mais elevados (47-51%). Os grupos LT e HT1 apresentam baixos conteúdos de MgO (4,3-6,3%).

As propriedades químicas dos basaltos HT2 descritas acima e os valores das razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \sim 0,704$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \sim 0,51295$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \sim 18,8$ e $^3\text{He}/^4\text{He} \sim 19,6$ indicam que essas rochas são derivadas de componente mantélico com características semelhantes a *OIB* (Figura 3.13), o que corresponde ao material primitivo da pluma de Afar (Pik *et al.*, 1999, Pik *et al.*, 1998). As propriedades geoquímicas dos basaltos LT exibem uma forte assinatura litosférica caracterizada, principalmente, pela relativa depleção em Nb, Ta, Th e Rb comparada a de basaltos oceânicos, a qual está diretamente relacionada com contaminação crustal (Pik *et al.*, 1999). As razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \sim 0,7033$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \sim 0,5130$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \sim 18,6$ observadas nesse grupo (Figura 3.13) são resultantes da fusão de um componente do manto mais empobrecido (Pik *et al.*, 1999).

De acordo com Pik *et al.* (1999), os basaltos do rifte da Etiópia originaram inicialmente da fusão derivada diretamente da pluma de Afar. A influência da litosfera, deduzida a partir da composição dos basaltos LT, foi resultado da contaminação magmática posterior, devido ao tempo de residência crustal. Segundo Pik *et al.* (1998), os basaltos HT2 preservaram a assinatura original da pluma pois, diferente

dos outros grupos, foram extrudidos em locais de tectonismo ativo. Esses locais favorecerem a rápida ascensão do magma em direção a superfície, minimizando o tempo de residência na crosta.

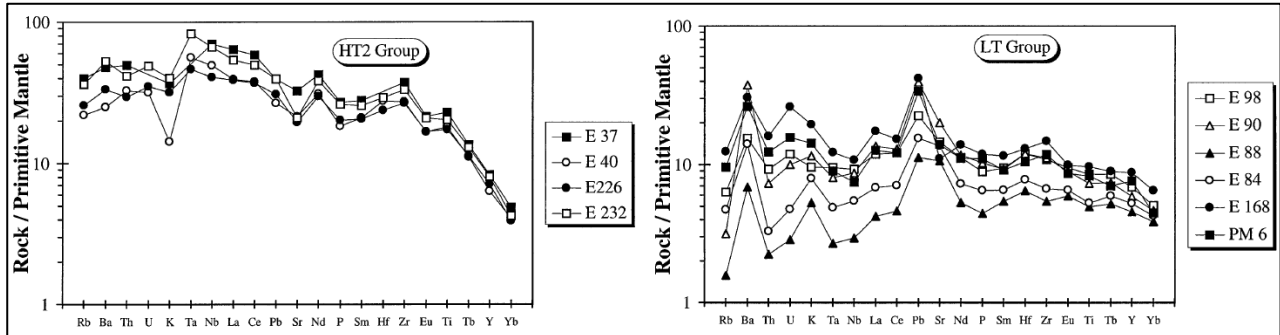


Figura 3.12 – Padrões dos elementos incompatíveis normalizados com o manto primitivo pertencentes às rochas vulcânicas do rifte da Etiópia. O padrão a esquerda pertence as rochas do grupo HT2 e exibe um padrão semelhante ao *OIB*. O padrão a direita pertence aos basaltos LT (Pik *et al.* 1999).

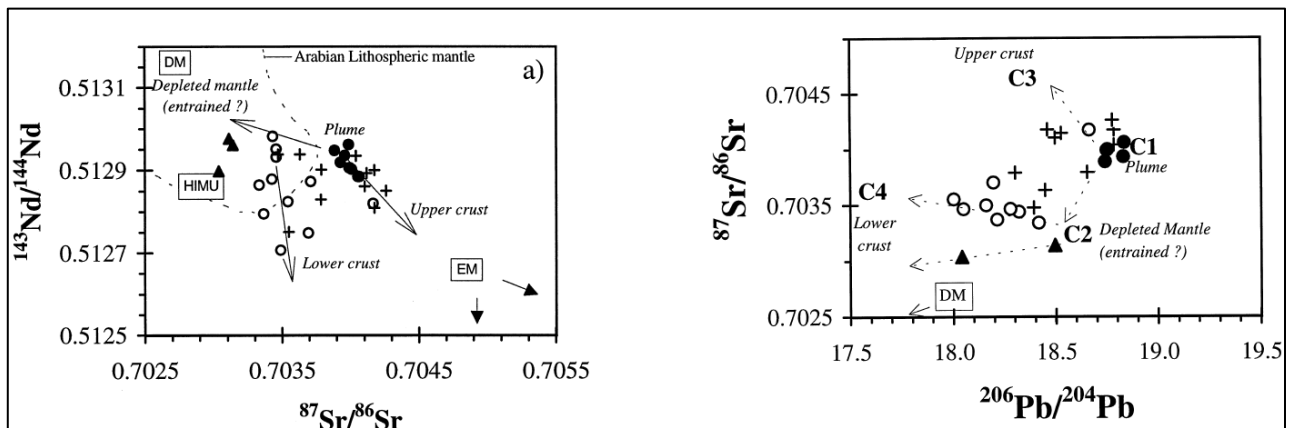


Figura 3.13 – Composição dos isótopos de Sr, Nd e Pb dos basaltos do rifte da Etiópia. Os círculos preenchidos correspondem aos basaltos HT2, os círculos vazios aos basaltos HT1 e as cruzes aos basaltos LT (Pik *et al.* 1999).

3.3.2 - Rifte Gregory (ou do Quênia)

De acordo com Macdonald *et al.* (2001), as rochas vulcânicas do rifte Gregory são classificadas como nefelinitos, basanitos, álcali-olivina basaltos e hiperstênio-normativo basaltos. Essas rochas são máficas, com conteúdo de sílica menor que 51% e Mg-números variando entre 40 a 80. Essas rochas são quimicamente semelhantes ao *OIB*, mostrando enriquecimento em elementos incompatíveis (Figura 3.14), já que os elementos de alto campo (*HSFE*), incluindo o Nb, estão presentes em níveis tão elevados quanto os elementos litófilos de íons grande (*LILE*). É observada significativa depleção em K, interpretada por Spath *et al.* (2001), como resultado da presença de anfibólio residual durante a fusão da fonte que gerou essas rochas. Em relação aos *REE* normalizados com o manto, é observado um

enriquecimento de *LREE* em relação aos *HREE* (Figura 3.15). De acordo com Macdonald *et al.* (2001), os isótopos de Sr-Nd apresentam valores $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \sim 0,51275$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \sim 0,7035$, os quais se enquadram dentro do intervalo de valores semelhantes ao *OIB*.

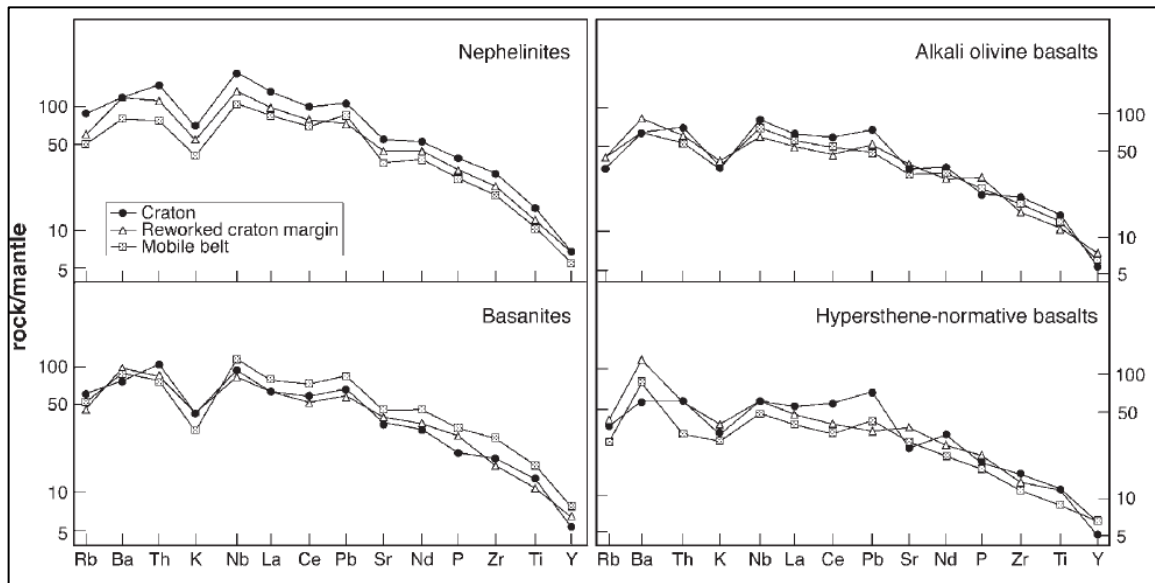


Figura 3.14 – Padrões dos elementos incompatíveis normalizados com o manto primitivo pertencentes às rochas vulcânicas do rifte Gregory. O padrão exibido é semelhante ao *OIB* (Macdonald *et al.* 2001).

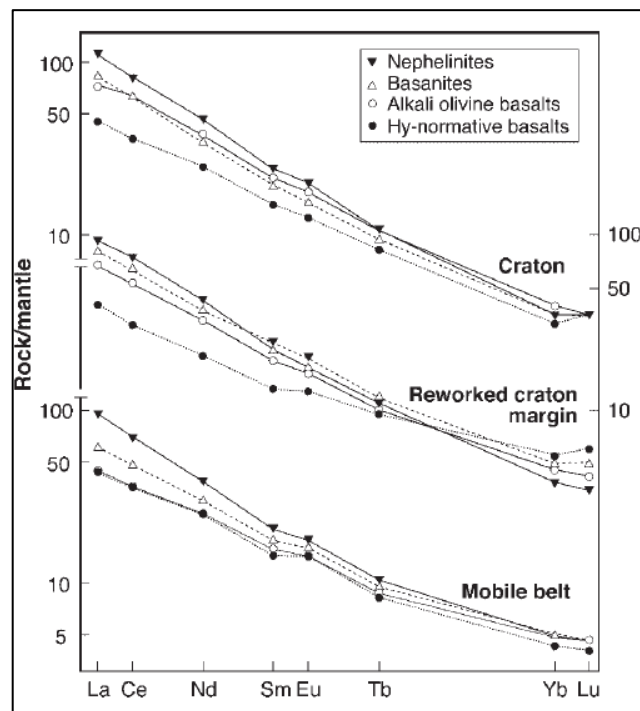


Figura 3.15 – Padrões dos *REE* normalizados com o manto primitivo pertencentes às rochas vulcânicas do rifte Gregory (Macdonald *et al.* 2001).

3.3.3 - Rifte Ocidental

Chakrabarti *et al.* (2009) caracterizaram geoquímica e isotopicamente rochas provindas dos vulcões Nyiragongo e Nyamuragira pertencentes a província vulcânica Virunga, localizada no rifte Ocidental do *EARS* (Figura 3.11). As rochas do vulcão Nyiragongo consistem em foiditos, enquanto que as do vulcão Nyamuragira compreendem basaltos, basanitos e tefritos. Essas rochas são insaturadas em sílica e apresentam afinidade alcalina.

Em relação a composição dos elementos maiores, as rochas do Nyiragongo são ultrapotássicas (K_2O - 5,7%) e ultrasódicas (Na_2O - 6,0%), apresentando conteúdo máximo de SiO_2 de 36,6%. Em contrapartida, as rochas do Nyamuragira apresentam teores baixos de K_2O (1,6%) e Na_2O (1,5%), apresentando teor máximo de SiO_2 de 45,2%. Em relação aos elementos traço, as rochas vulcânicas de Nyiragongo e Nyamuragira apresentam enriquecimento de *LREE*, *LILE* e *HSFE*. As maiores concentrações de *REE* e o maior fracionamento dos *LREE* (média de $L_{AN}/Y_{bN} = 41,0$) são observados nas lavas Nyiragongo, enquanto que as lavas Nyamuragira exibem concentrações menores de *REE* e um menor fracionamento dos *LREE* (média de $L_{AN}/Y_{bN} = 19,2$) em relação as lavas Nyiragongo.

A composição dos elementos maiores e traço das rochas vulcânicas de Nyiragongo e Nyamuragira sugerem que elas foram formadas por fusão parcial de uma fonte rica em carbonato metassomatizado (razões Zr/Hf elevadas: máxima 79) e flogopita (baixos índices de K/Rb : 231-356), com presença de granada residual, caracterizada pelas altas razões Dy/Yb , porém com ausência de anfíblio. A presença de granada residual e flogopita sugere uma fusão derivada de profundidades entre 80 e 150 km.

A composição dos elementos traço evidencia a ausência de contaminação crustal e sugere origem sub-litosférica e sub-astenosférica. Os autores interpretam as composições altamente sódicas e potássicas das lavas de Nyiragongo como derivadas da fusão parcial de uma fonte com mineralogia original, possivelmente, provindas do manto inferior.

Em relação aos isótopos $Nd-Sr-Pb$, as rochas vulcânicas de Nyiragongo e Nyamuragira mostram correlações semelhantes ao *OIB*. No diagrama $^{207}Pb / ^{206}Pb$ versus $^{208}Pb / ^{206}Pb$, essas rochas plotam no campo de kimberlitos do Tipo I, sugerindo uma origem manto sublitosfera. Além disso, a composição isotópica de He relacionada ao *MORB* das lavas Nyiragongo são nitidamente superiores aos do manto litosférico subcontinental.

A composição química e isotópica dessas rochas vulcânicas sugere que as lavas de Nyiragongo foram derivadas de maiores profundidades por baixo grau de fusão parcial de uma fonte mantélica rica em flogopita e carbonato metassomatizado. As lavas Nyamuragira são produtos de maior grau de fusão parcial desta fonte, porém em profundidades relativamente rasas. O vulcanismo simultâneo dos vulcões Nyiragongo e Nyamuragira, que se encontram adjacentes espacialmente, com magmas sendo derivados de maiores profundidades em Nyiragongo em comparação com Nyamuragira, é devido à fusão parcial de diferentes partes de uma pluma do manto heterogêneo em diferentes profundidades, presente abaixo

da cráton Tanzania (Figura 3.16). Os autores também sugerem que os isótopos de He semelhantes ao *MORB* observados nas lavas Nyiragongo são um resultado da interação desta pluma com a astenosfera. O relativamente baixo grau de fusão desta pluma heterogênea do manto pode explicar o vulcanismo menos volumoso do rifte Ocidental em comparação com o rift Gregory, a leste.

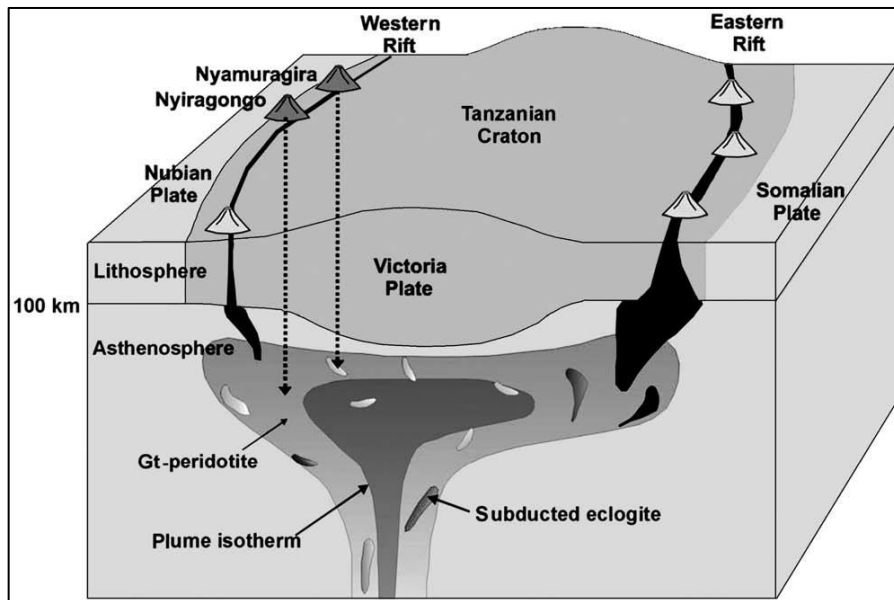


Figura 3.16 – Modelo proposto por Chakrabarti *et al.* (2009), para a gênese das rochas vulcânicas de Virunga, no rifte Ocidental.

3.3.4 - Rifte Baikal

O rifte Baikal está localizado ao sul da Sibéria, região da Rússia, dentro do cinturão de dobramento paleozoico Sayan Baikal, próximo ao limite do cráton siberiano (Johnson *et al.* 2005). Muitos autores como Molnar & Tapponnier (1975), Zonenshain & Savostin (1981) e Lesne *et al.* (1998) atribuem a gênese desse rifteamento como resposta ao *far field stresses* gerado pela colisão da Índia com a Eurásia e da subducção da placa do Pacífico ao longo do limite ocidental. No entanto, Mats & Perepelova (2011) apresentam uma nova perspectiva para a formação e evolução do rifte Baikal, caracterizando três eventos tectônicos: o primeiro, responsável pela gênese do rifteamento, precedeu a colisão Índia-Eurásia e ocorreu em resposta ao *far field stress* gerado pela extensão da Ásia Central, o segundo correspondeu a um episódio de *far field stress* gerado pela colisão Índia-Eurásia e o terceiro, caracterizou a mudança do rifteamento passivo para ativo, estando associado a ação de pluma mantélica.

O rifte Baikal não possui vulcanismo na região do vale, mas estão presentes centros vulcânicos localizados a sul e a leste do rifte. Johnson *et al.* (2005) descrevem as características

geoquímicas do centro vulcânico Vitim, localizado a leste do rifte Baikal, evidenciando a presença de uma pluma mantélica. Segundo os autores, as lavas do Vitim são classificadas como basaltos sub-alcalinos, basaltos alcalinos, basaltos toleíticos, basanitos, melanefelinitos e nefelinitos. Essas rochas apresentam ampla variação nas composições dos elementos maiores ($\text{SiO}_2 = 43\text{-}53\%$, $\text{CaO} = 7,7\text{-}11,6\%$, $\text{Fe}_2\text{O}_3^* = 9,7\text{-}14,7\%$, MgO -basaltos toleíticos = $3,3\text{-}10,6\%$, MgO -basanitos = $7,5\text{-}12\%$, MgO -nefelinitos = $6,5\text{-}10,1\%$, Al_2O_3 -basaltos toleíticos = $13,4\text{-}16,3\%$, Al_2O_3 -basanitos, nefelinitos, melanefelinitos = $12,2\text{-}15,3\%$, $\text{TiO}_2 = 1,8\text{-}3,3\%$, $\text{Na}_2\text{O} = 3,7\text{-}5,4\%$, $\text{K}_2\text{O} = 1,7\text{-}3,0\%$ e $\text{P}_2\text{O}_5 = 0,5\text{-}1,1\%$) e altas concentrações de elementos compatíveis, como Ni e Cr, nos basanitos (106-279 ppm e 82-394 ppm, respectivamente) e baixas concentrações nos basaltos alcalinos (39-238 ppm e 55-403 ppm, respectivamente). A abundância dos elementos incompatíveis aumenta dos basaltos toleíticos aos nefelinitos (Figura 3.17): Rb (9-52 ppm), Th (1,41-6,59 ppm), Nb (18,4-83,7 ppm), Ta (1,01-5,07 ppm), Sr (385-1248 ppm), Zr (118-337 ppm), Hf (3,02-7,38 ppm), Pb (1,8-5,0 ppm). As rochas mais enriquecidas em elementos incompatíveis (relativo ao condrito) são os nefelinitos e melanefelinitos e apresentam picos positivos de Nb e Ta (Figura 3.17). São observados altos valores de *LREE* em relação aos *HREE* (normalizados com o condrito), principalmente nos nefelinitos (Figura 3.18). Em relação a composição isotópica, as vulcânicas de Vitim exibem pouca variação dos isótopos de Sr e Nd ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7039\text{-}0,7049$ e $^{144}\text{Nd}/^{143}\text{Nd} = 0,51272\text{-}0,51287$) e, no diagrama de ϵ_{Nd} versus ϵ_{Hf} , as rochas definem uma correlação positiva e plotam dentro do campo dos *OIB* (Figura 3.19).

De acordo com Johnson *et al.* (2005), a abundância dos elementos maiores, traço e *REE*, além das características isotópicas Sr-Nd-Hf, indicam que a fonte que originou o vulcanismo Vitim é predominantemente do manto litosférico. Além disso, os autores concluíram que a variação mínima dos isótopos Sr-Nd-Hf indica que o magma parental foi derivado do manto convectivo com enriquecimento da base da litosfera. A razão Ba/Sr combinada com a depleção relativa em K observada em diagramas multi-elementares (Figura 3.17) sugerem que a flogopita foi a fase residual no processo de fusão da fonte dos melanefelinitos, nefelinitos e basanitos. A presença de flogopita residual na fonte mantélica sugere que essas vulcânicas foram geradas a uma temperatura menor que 1300°C , em uma região entre a base da camada limite mecânica (MBL ~ 100 Km de espessura) e topo da camada limite termal (TBL ~ 35km de espessura). De acordo com os autores, a TBL é uma zona de transição que não é totalmente rígida e nem vigorosamente convectiva. Ela separa a placa rígida (crosta e manto litosférico subcontinental) do manto subjacente convectivo. A MBL é a camada que responde elasticamente a uma

profundidade onde a temperatura atinge 550-600°C. Abaixo desta, a MBL se comporta plasticamente.

Johnson *et al.* (2005) utilizou o modelo para elementos maiores, modificado de Langmuir *et al.* (1992), o qual calcula as principais composições de elementos (FeO e Na₂O) para caminhos de fusão polibárica e isobáricas com o objetivo de encontrar fontes mantélicas plausíveis e as compara com os elementos abundantes principais dos basaltos toleíticos de Vitim. Alternativamente, os autores também utilizaram o modelo de inversão dos *REE*, proposto por McKenzie & O'Nions (1991) e modificado por White *et al.* (1992). Nesse modelo a distribuição de fusão parcial foi obtida utilizando as concentrações de *REE* e assumindo que as composições de todos os resíduos são fundíveis e conduzidas pela profundidade e grau de fusão parcial. Esses modelos não serão discutidos nesse trabalho, mas são bem detalhados no trabalho de Johnson *et al.* (2005).

Segundo os autores, ambos os modelos indicam que os basaltos toleíticos de Vitim foram gerados em alto grau de fusão adiabática por descompressão (até 7%) de uma fonte peridotítica localizada a aproximadamente a 115 e 85 Km de profundidade. A alta temperatura potencial do manto (~1450 °C), calculada pelos autores, sugere que ocorreu fusão no manto convectivo. A presença de manto anormalmente quente abaixo da zona do rifte Baikal é explicada pela ação de uma pluma mantélica. Este conceito é suportado pelos dados tomográficos e telessísmicos de Petit *et al.* (1998).

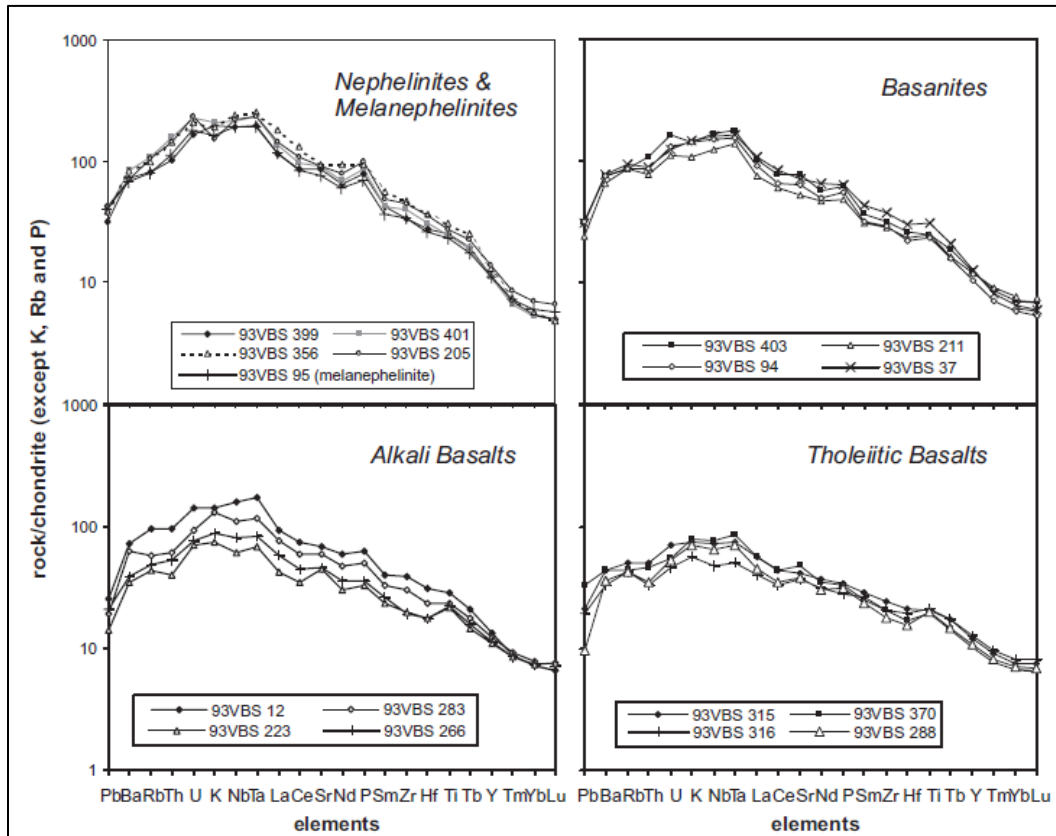


Figura 3.17 – Padrão de elementos traço normalizados com o condrito das rochas vulcânicas de Vitim (Johnson *et al.* 2005).

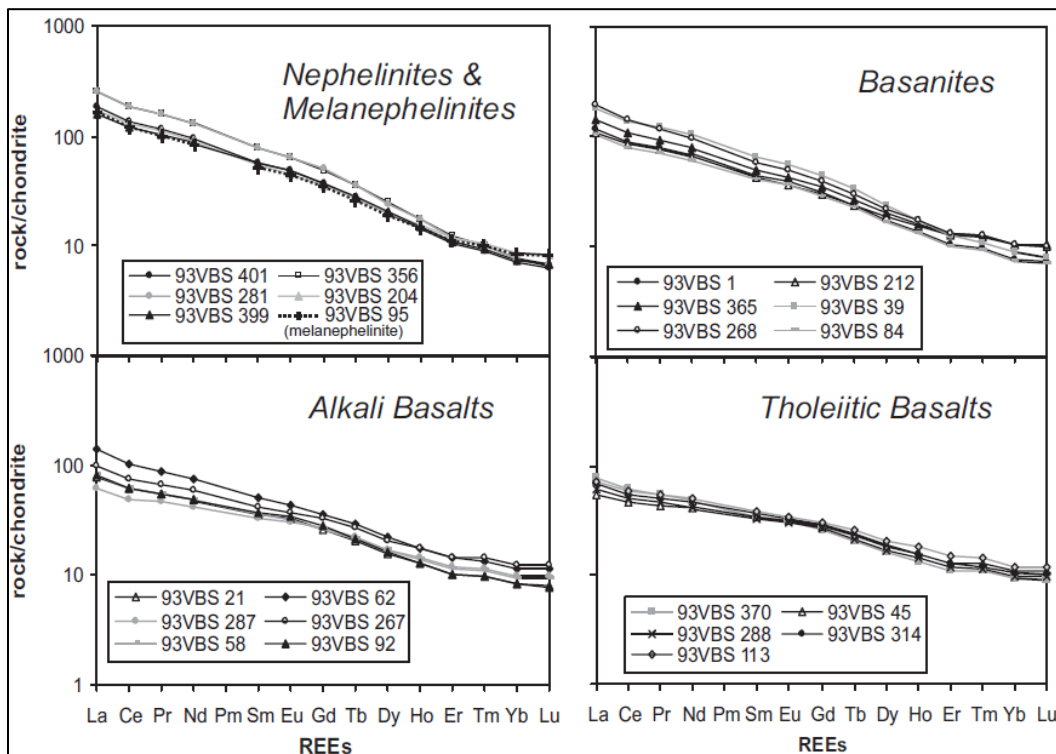


Figura 3.18 – Padrão dos REE normalizados com o condrito das rochas vulcânicas de Vitim (Johnson *et al.* 2005).

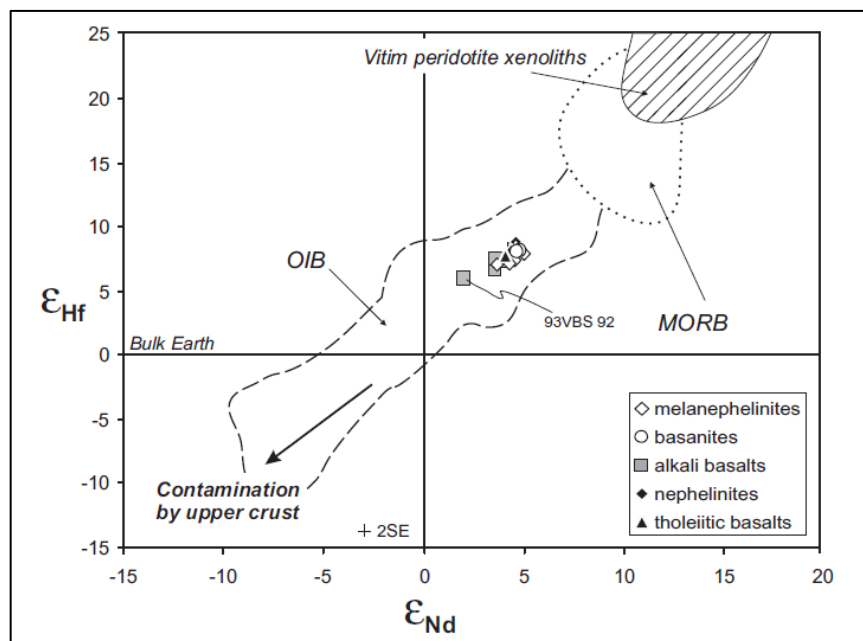


Figura 3.19 – Valores de ϵ_{Nd} e ϵ_{Hf} das rochas vulcânicas de Vitim (Johnson *et al.* 2005).

3.4– GEOQUÍMICA DE VULCANISMO DE RIFTE FORMADO POR ASCENÇÃO ASTENOSFÉRICA ACIMA DE PLACA SUBDUZIDA

Antes da fragmentação do Pangeia, a placa de Faraloon ocupou a maior parte do Oceano Pacífico. À medida que a América do Norte moveu-se para oeste, a maior parte da litosfera oceânica foi consumida para leste, sob o continente. Esse importante evento compressional é denominado orogenia Laramide e ocorreu no final do cretáceo ao início do terciário (McMillan *et al.* 2000). Hoje, tudo que restou da placa de Faraloon são pequenos fragmentos, que constituem as placas Juan de Fuca e de Cocos, as quais ainda estão sendo subduzidas sob a América do Norte (Gill 2014). O rifte Rio Grande teve sua origem após a orogenia Laramide, a aproximadamente 36 Ma (McMillan *et al.* 2000) e foi formado em decorrência do baixo ângulo e afundamento da placa de Faraloon abaixo da América do Norte, como foi explicado no item 3.1.7.

De acordo com McMillan *et al.* (2000), o vulcanismo do rifte Rio Grande foi fortemente controlado pela história termal da litosfera. Sua pré-extensão foi registrada pela Formação Rubio Peak e seu vulcanismo apresenta características similares ao de arco continental, apresentando altos valores de Ba/Nb, Ba/Ta, Ba/La e La/Ta (Figura 3.20). As rochas são predominantemente andesíticas, porém também ocorrem basaltos e dacitos. Os andesitos apresentam proporções de SiO₂ em torno de 58% a 62%, tendência cálcio-alcálica e os isótopos

de Pb indicam que a fonte do vulcanismo provém da crosta inferior e superior. Segundo os autores, esse vulcanismo foi gerado com o aumento do ângulo de subducção da placa de faraloon, anteriormente baixo, que começou a afundar no final da orogenia Laramide, gerando células de convecção astenosférica e ocasionando um complexo sistema de canalização magmática que envolveu a crosta inferior e superior, similar a evolução de magmas em arcos continentais (Figura 3.22). McMillan *et al.* (2000) afirmam que o vulcanismo bimodal da Formação Bell Top marca a ruptura que ocorreu no início do oligoceno. Esse vulcanismo é caracterizado por cones a fluxo de cinzas de composição riolítica intercalados com lavas máficas. Segundo os autores, o magmatismo máfico apresenta padrão de elementos traço incompatíveis similares a basaltos de arco continental, exibindo baixos valores de Nb, Ta e Ti, além de altos valores de Rb/Nb, Ba/Nb e La/Nb (Figura 3.20). As suítes de composição máfica a intermediária apresentam valores levemente altos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, baixos valores de ϵ_{Nd} e composições isotópicas de Pb não radiogênicas ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70440 - 0,70785$; $\epsilon_{\text{Nd}} = -2,2$ a $-4,8$; $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 17,039 - 18,084$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,387 - 15,498$; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 37,094 - 38,130$; Figura 3.21). Essas suítes têm sua gênese interpretada pelos autores como fusão parcial da litosfera hidratada que foi contaminada pela crosta inferior (Figura 3.22). Os magmas riolíticos contemporâneos apresentam composição isotópica de Sr e Pb mais radiogênica ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7111$; $\epsilon_{\text{Nd}} = -4,5$; $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18,435$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,538$; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38,607$; Figura 3.21) e são interpretados pelos autores como registro do envolvimento de componente da crosta superior (Figura 3.22).

McMillan *et al.* (2000) interpretam o fim do vulcanismo piroclástico ácido marcado pela Formação Uvas, do oligoceno médio. As rochas vulcânicas dessa unidade são cálcio-alcálicas, constituídas por basaltos, basaltos andesíticos, andesitos e basaltos toleíticos. Foi observado pelos autores que esse vulcanismo é depletado em Nb e Ti em relação a outros elementos incompatíveis (Figura 3.20) e é caracterizado por baixos valores de ϵ_{Nd} (+/- 0,8), $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (17,332), $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (15,434) e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (37,639) e altos valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,704738), indicando fonte magmática provinda do manto litosférico com contaminação da crosta inferior (Figura 3.21). O fim do vulcanismo mais ácido foi interpretado pelos autores devido ao resfriamento da crosta superior, sendo incapaz de fundir, mesmo com intrusões de magmas máficos (Figura 3.22).

O rifte Rio Grande continuou a extensão entre 24 e 10 Ma, porém foi um período amagmático (Figura 3.22). A predominância de vulcanismo derivado do manto litosférico (Formação Uvas) e posterior ausência de vulcanismo foi interpretada por McMillan *et al.* (2000)

como reflexo da exaustão da porção hidratada e fundível do manto litosférico durante a extensão e fusão no oligoceno. Segundo McMillan *et al.* (2000), um vulcanismo máfico teve início a 9,8 Ma e ocorre esporadicamente até o presente. Os autores caracterizam esses basaltos por relativamente baixos valores de ϵ_{Nd} (+4,3 a +7,3) e $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0,70297 – 0,70396), além de composições isotópicas de Pb mais radiogênicas do que as suítes derivadas do manto litosférico ($^{206}Pb/^{204}Pb = 18,460 - 19,698$; $^{207}Pb/^{204}Pb = 15,461 - 15,684$; $^{208}Pb/^{204}Pb = 38,091 - 39,411$; Figura 3.21). Além disso, essas rochas apresentam padrões de elementos traço semelhantes ao OIB, com altos conteúdos de Nb, Ta e Ti, além de baixos valores de Ba/Nb e La/Nb (Figura 3.20). McMillan *et al.* (2000) interpretam a fonte do vulcanismo mais novo que 10 Ma como astenosférica, indicando que o afinamento litosférico tem progredido suficientemente para permitir a fusão por decompressão da astenosfera ascendente (Figura 3.22).

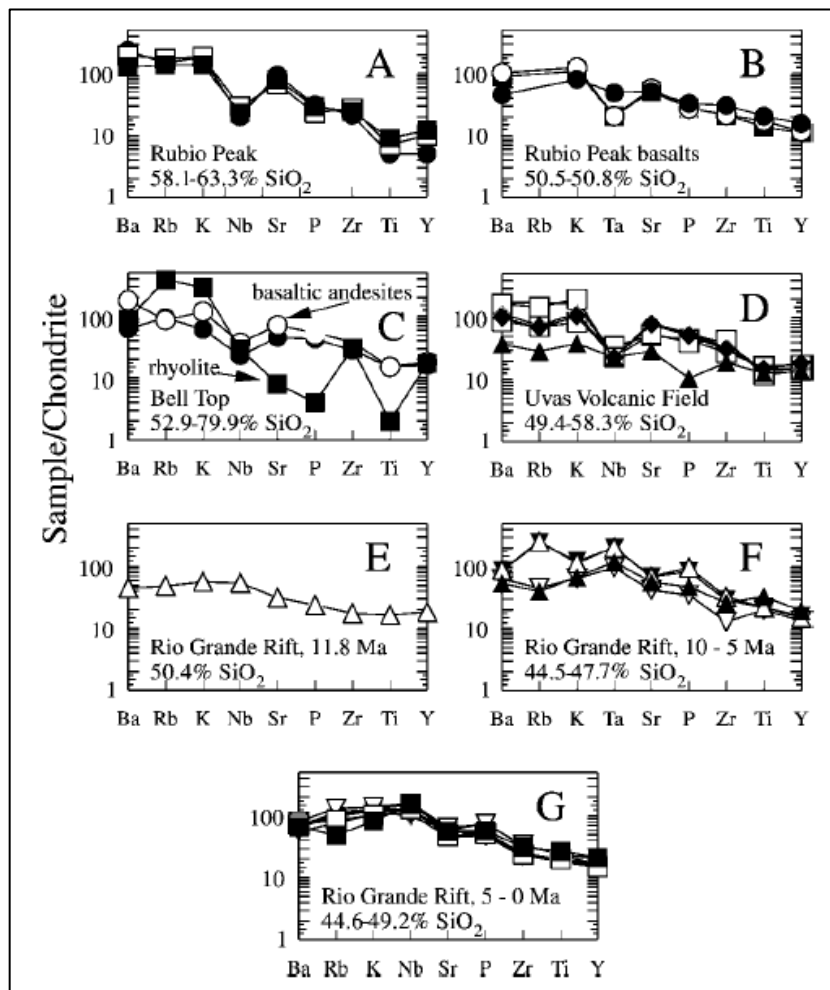


Figura 3.20 – Diagramas dos elementos traço incompatíveis normalizados com o condrito para as rochas vulcânicas do rifte Rio Grande (McMillan *et al.* 2000).

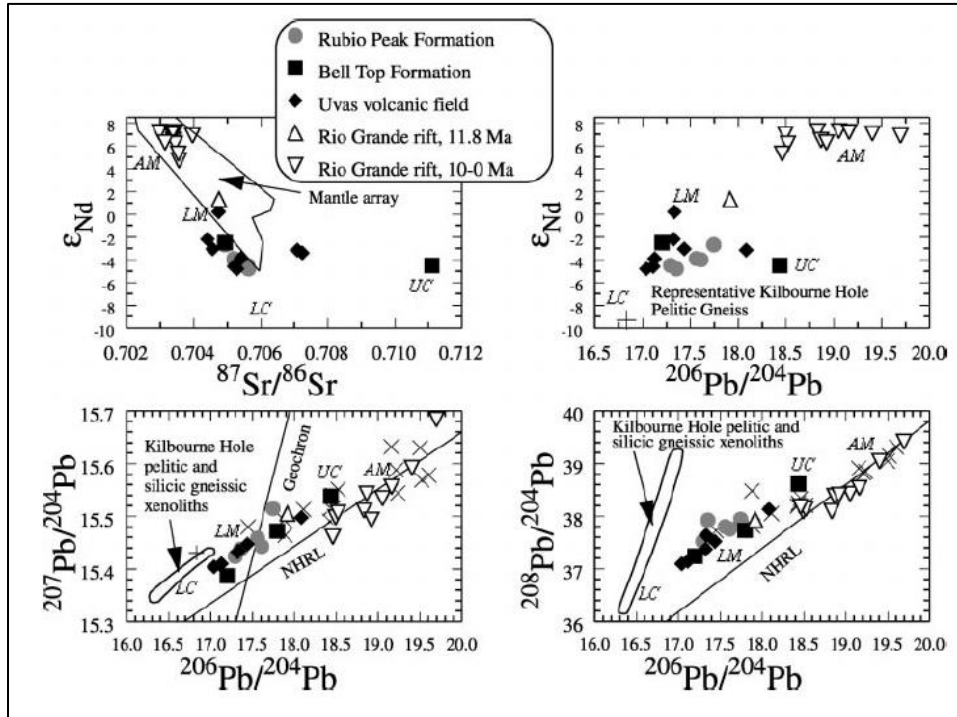


Figura 3.21 – Composição isotópica das rochas vulcânicas do rifte Rio Grande (McMillan *et al.* 2000).

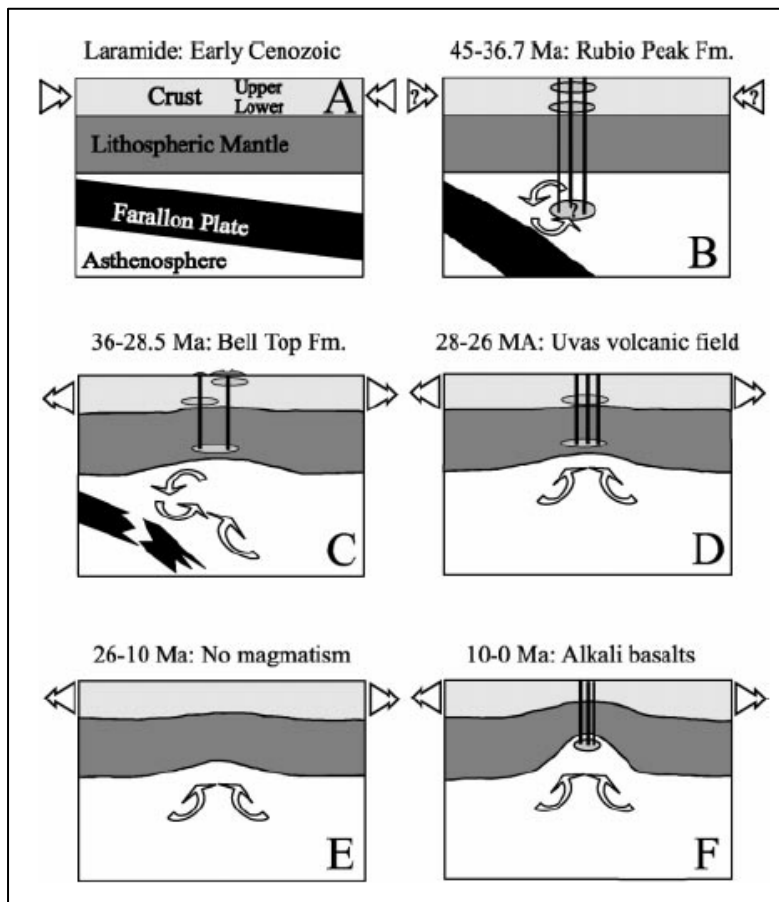


Figura 3.22 – Evolução do rifte Rio Grande (McMillan *et al.* 2000).

3.5– GEOQUÍMICAS DE VULCANISMO ASSOCIADO A RIFTEAMENTO PASSIVO

Alguns riftes continentais parecem se formar sem o envolvimento de uma pluma, como exemplo o rifte carbonífero do vale de Midland, na Escócia. Em casos como esses, o magmatismo provavelmente aconteceu em razão da fusão por descompressão que acompanhou a ascensão passiva da astenosfera, em resposta ao adelgaçamento litosférico associado a extensão (Gill 2014).

De acordo com Smedley (1986), Read *et al.* (2002) e Young & Caldwell (2011), o vulcanismo do rifte do vale de Midland é caracterizado por uma espessa sequência de depósitos efusivos e piroclásticos de composições basáltica, havaíitica, mugarítica, benmoreítica, traquítica e riolítica. A comparação dos elementos-traço e características isotópicas realizada por esses autores demonstrou que esse vulcanismo é muito semelhante ao *OIB*. Ambos os tipos de rocha preservam evidências de uma fonte mantélica enriquecida em elementos-traço incompatíveis, exibindo um enriquecimento de *LILE* em relação aos *HFSE* (Figura 3.23A). Além disso, ambos exibem razões relativamente altas de estrôncio radiogênico ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \sim 0,705$) e baixo neodímio ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \sim 0,5127$). Outra característica química dessas rochas é o enriquecimento de *LREE* em relação a *HREE* (Figura 3.23B).

A província basáltica Payenia (PBP) está localizada na porção centro-oeste da Argentina e tem sua gênese associada a um rifte formado em ambiente de retroarco (*backarc*). Apesar de existirem áreas em que as rochas apresentam forte influência geoquímica de componentes da placa subductada, os quais serão discutidos no próximo tópico, existem porções da província em que localizam-se rochas que não apresentam indícios desses componentes, estando evidentes apenas as características geoquímicas do rifteamento passivo, como exemplo a região Payún Matru. As rochas dessa região exibem altos valores de Ta/Hf, Nb/Zr, Ce/Pb, Nb/Yb e Nb/Y, os quais assemelham-se a composição do *OIB* intraplaca e podem estar relacionados com a ascensão mantélica. No entanto estão presentes indícios de contaminação crustal, caracterizadas pelos autores pelas baixas razões isotópicas de Sr.

A suíte Parapuí está inserida no gráben Jaibarás e situa-se a noroeste do Estado do Ceará. Ela é representada por um intenso vulcanismo associado a um rifteamento continental. De acordo com Nascimento & Gorayeb (2004) essas rochas foram classificadas como basaltos toleíticos, basaltos alcalinos, traquibasaltos e tefritos. Apresentam alto conteúdo de álcalis (4-7%), exibindo altas razões $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ (0,9-6) e padrões de elementos-traço semelhantes às vulcânicas do vale de Midland. De acordo com Kearey *et al.* (2014), além de derrames alcalinos, vulcânicas com afinidades toleíticas também são comuns em ambiente de rifte, podendo estar associadas com lavas silicáticas, incluindo riolito. Também podem ocorrer basaltos transicionais, os quais foram descritos por Nascimento & Gorayeb (2004) para as rochas da Suíte Parapuí. De acordo com Kearey *et al.* (2014), essa diversidade reflete tanto a heterogeneidade em composição das regiões fonte do manto quanto os processos que afetam a gênese e evolução do magma máfico.

Como discutido anteriormente, plumas do manto não empobrecido fornecem uma fonte plausível do enriquecimento do material do manto e a geração de vulcanismo com características

geoquímicas semelhante ao *OIB*. De acordo com Fitton (2007), a produção de *MORB* é conectada com a decompressão das camadas superiores do manto e a formação da astenosfera, que ascende sob as cadeias meso-oceânicas. Esses basaltos são extremamente depletados em elementos incompatíveis, tais como Ba, Th e K, e em *LREE* em comparação com os magmas produzidos a partir do manto peridotítico primitivo. Considerando a semelhança com a ascensão em dorsais meso-oceânicas, a extensão passiva da litosfera continental, conduzindo a formação do rifte e fusão por decompressão do manto superior deveria produzir magma com composição semelhante ao *N-MORB*, porém como foi observado nos exemplos descritos anteriormente, além de outros caracterizados na literatura e mencionados por Fitton (2007), sempre são produzidos magmas semelhantes ao *OIB*. Fitton (2007) exclui a contaminação do magma parental *N-MORB* com a crosta continental para a produção magmas semelhantes ao *OIB*, pois essa contaminação geraria valores isotópicos negativos de Nb, enquanto que comumente são gerados valores positivos (Figura 3.24). Portanto, a fonte desse magmatismo deve ter origem no manto superior. Para explicar essa questão, Fitton (2007) sugere a existência de zonas do manto superior mais facilmente fundíveis (mais enriquecidas), sendo que apenas estas sofrem fusão durante o início do rifteamento, produzindo então magmas semelhantes ao *OIB*. De acordo com o autor, só com o desenvolvimento da extensão e aumento do grau de decompressão e fusão é que o manto depletado começa a ser fundido e, conseqüentemente, produzir magmas semelhantes ao *N-MORB*. Isso claramente ocorre com o início da expansão do fundo oceânico, como é mostrado no trabalho de Fitton (2007). De acordo com o autor, essa teoria explica apenas riftes passivos que geram vulcanismo pouco volumoso e localizado, característica observada na maioria dos riftes não associados a pluma. Porém essa teoria não é plausível para o rifte passivo do vale de Midland, o qual produziu um vulcanismo semelhante ao *OIB* por 70 Ma, sendo este bastante volumoso e abrange áreas extensas. Portanto, a origem da fonte do vulcanismo em riftes passivos ainda não é claramente esclarecida.

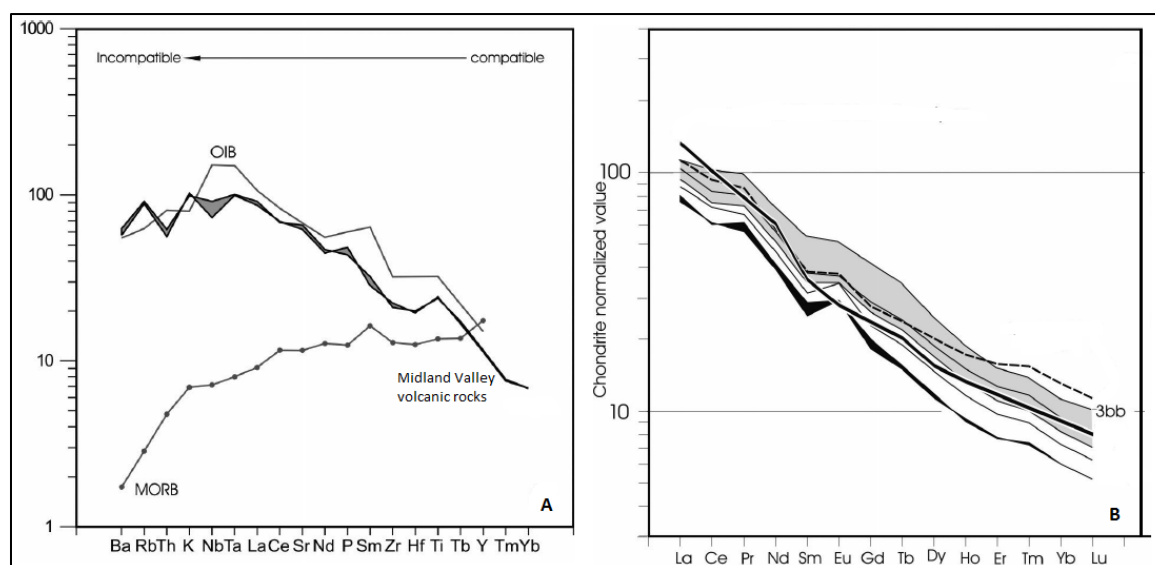


Figura 3.23 – (A) Padrão dos elementos traço para as rochas vulcânicas do Vale de Midland, (B) Padrão dos elementos terras raras para as rochas vulcânicas do Vale de Midland (Young & Caldwell 2011).

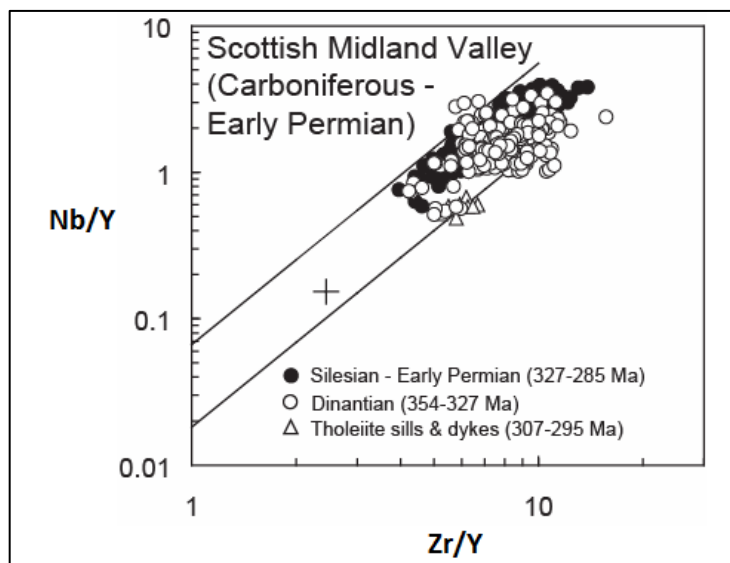


Figura 3.24 – Composição Isotópica de Nb e Zr dos basaltos do Vale de Midland (Fitton 2007).

3.6- GEOQUÍMICA DE VULCANISMO ASSOCIADO A RIFTE DE RETROARCO

Alguns estudos recentes têm mostrado a assinatura geoquímica de componentes derivados de subducção de placas presente em rochas vulcânicas de riftes continentais (Pin & Paquette 1997; Pearce & Stern 2006; Langmuir *et al.* 2006; Park *et al.* 2010; Kumar *et al.* 2015). A presença desses componentes evidencia que em alguns processos de rifteamento continental podem também ter sua gênese relacionada com as forças que controlam o movimento de placas litosféricas no processo de subducção. Rochas vulcânicas de ambiente de arco de ilha são caracterizadas pelo enriquecimento em *LILE* em relação aos *HFSE* e *LREE*, além disso, são enriquecidas em *LREE* em relação aos *HFSE* (Espanon *et al.* 2014). Portanto exibem altas razões de Ba/Ta, La/Ta, Ba/Nb, La/Nb e Th/Nb. Como será discutido nesse tópico, as rochas vulcânicas de ambiente de retroarco apresentam características litogeoquímicas intermediárias entre o *OIB* e arco de ilhas, sendo que a assinatura de arco varia, sendo mais evidente com a proximidade do arco vulcânico.

A província basáltica Payenia (PBP) está localizada na a 450 Km a leste da zona de subducção Chile-Peru, onde a placa de Nasca mergulha abaixo da placa Sul-americana. A província constitui um rifte formado em ambiente de retroarco (*backarc*). De acordo com Espanon *et al.* (2014), as rochas vulcânicas da PBP são predominantemente básicas, constituídas por basaltos e traquibasaltos, porém, em menores proporções, também ocorrem rochas ácidas como traquitos e traquidacitos. Essas rochas são enriquecidas em *LREE* em relação a *HREE* e as rochas mais ácidas apresentam anomalia negativa de Eu, indicando cristalização de plagioclásio. Segundo os autores, as rochas foram influenciadas por vários constituintes, como componentes da placa subductada, contaminação crustal e enriquecimento da fonte mantélica intraplaca. No entanto, essa influência varia entre as diversas áreas vulcânicas da região.

As rochas mais influenciadas por componentes provindos da subducção pertencem a região de Llancanelo, as quais apresentam fraca assinatura geoquímica de ambiente de arco, exibindo valor moderado de Ba/Ta (>500), alto de La/Ta (>24), La/Nb ($>1,5$), Th/Nb ($>0,25$) e baixo de Nb/U (<20), Ta/Hf ($<0,21$), Nb/Yb ($<6,5$), além de apresentarem anomalias negativas de Nb, Ta e Ti (diagrama de elementos traço normalizados com o manto primitivo). No trabalho de Espanon *et al.* (2014) foram utilizados diagramas de Ba/Ta vs La/Ta e Ba/Nb vs Th/Nb (Figura 3.25A e B) para indicar a proximidade geoquímica das rochas da PBP com o ambiente de arco. Em ambos os diagramas, as vulcânicas de Llancanelo apresentaram uma tendência positiva em direção a composição de arco. Em adição, no diagrama de Th/Yb vs Nb/Yb (Figura 3.25D), essas rochas localizam-se acima da composição *MORB-OIB*. Os altos conteúdos de Ba e Th observados em relação ao Nb indicam que são componentes da placa subductada que foram incorporados a fonte.

Espanon *et al.* (2014) e Park *et al.* (2010) afirmam que componentes de subducção podem ser introduzidos como sedimentos fundidos e fluidos derivados da placa, os quais consistem de sedimentos subductados e crosta oceânica alterada, respectivamente. Os autores interpretam que as altas concentrações de Th não estão relacionadas com fluidos derivados da placa subductada (processo de desidratação), pois o Th é altamente imóvel em fluidos hidratados. Além disso, a razão Sr/Th (indicativa de presença de fluido) é relativamente baixa (entre 195 e 251) comparada com ambiente de arco (~ 283), sugerindo que a fraca assinatura geoquímica de arco presente nessas rochas não está relacionada com fluidos liberados pela placa subductada. O diagrama ternário das concentrações de La/Yb, Ce/Pb e Th confeccionado por Espanon *et al.* (2014) exhibe altas concentrações de La/Yb e Th e baixas concentrações de Ce/Pb para os basaltos de Llancanelo, localizando essas rochas próximas a composição de arco e entre as composições de sedimento fundidos e fluidos provindos da placa, porém com uma tendência positiva em direção aos sedimentos fundidos (Figura 3.25C). De acordo com os autores, sedimentos transportados pela placa tem assinatura geoquímica similar a crosta continental inferior, porém com altos valores de Ba/Ta, Ba/La, Th/Ta e Th/La e baixos valores de Nb/Yb, Sr/Th e Dy/Yb (obtidos por Rudnick & Gao 2003 *apud* Espanon *et al.* 2014), os quais foram observados nos basaltos de Llancanelo, indicando que a assinatura de arco dessas rochas está relacionada com a entrada na fonte de sedimentos fundidos provindos da placa subductada. Embora as vulcânicas de Llancanelo apresentarem assinatura de arco, essas rochas apresentam composição química intermediária entre o ambiente de arco e do *OIB* intraplaca.

A crosta continental inferior é empobrecida em K, Rb, Ba, Zr, Hf, Th, U e *LREE* em relação ao *OIB* e componentes da placa subductada. Segundo os autores, os valores intermediários Th/Nb e La/Nb podem diagnosticar assimilação crustal, assim como razões inicialmente baixas em magmas manto-derivados, aumentam durante a assimilação crustal. Nos diagramas Nb/U vs Ce/Pb e Ba/Th vs Sr/Th as amostras dos basaltos de Llancanelo exibem uma tendência linear entre as composições de arco e *OIB*,

porém essa tendência é deslocada em direção a composição da crosta continental inferior (Figura 3.25E e F). Esse deslocamento para altos valores de Nb/U e Ba/Th são interpretados pelos autores como contaminação crustal. A alta razão de Th/U também é interpretada como indicio de assimilação crustal na fonte, já que a crosta inferior apresenta valor de Th/U aproximadamente igual a 6.

Park *et al.* (2010) estudaram o vulcanismo do rifte sudeste da bacia Manus, localizado em Papua Nova Guiné (Oceania). Essas rochas compreendem a basaltos andesitos, andesitos e dacitos e pertencem a série cálcio alcalina (valores medianos de K). Amostras dessas rochas foram normalizadas com *N-MORB* e apresentaram enriquecimento de Pb e *LILE* em relação aos *HFSE* (Figura 3.26A) e *REE*, (Figura 3.26B), além disso, apresentaram anomalia negativa de Nb (Figura 3.26A). O padrão de *REE*, normalizado com o condrito, ocorre praticamente horizontal, revelando um fraco enriquecimento de *LRE* em relação aos *HREE* (Figura 3.26B). Diferente da fraca assinatura de arco observada em algumas rochas da província basáltica Payenia, o comportamento dos elementos traço do rifte Manus é típicos de ambiente de arco de ilha, indicando uma forte assinatura de componentes de subducção presentes na fonte que gerou essas rochas. O valor da razão Nb/Pb é muito menor (~4) do que o valor encontrado no *MORB* (~24; Hofmann *et al.* 1988; Miller *et al.* 1994; Class *et al.* 2000 in Park *et al.* 2010), sugerindo que o Pb é o componente principal da subducção. Além disso, altos valores das razões Sr/Nd (~34) e Ba/La (~41) indicam que uma quantidade substancial de Sr e Ba foram adicionadas à fonte do vulcanismo, via processo de subducção. Esses autores ainda afirmam que a depleção em Nb observada no padrão dos elementos traço e na razão Zr/Nb (~37) não favorece a presença de componente do *OIB* na fonte mantélica.

De acordo com os autores, os isótopos de Pb não apresentam indícios do envolvimento de componentes sedimentares subductados na fonte do rifte, no entanto, os elevados valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ presente nas lavas relacionados ao *MORB* vs a razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ pode ser explicado pela contribuição de fluido da crosta oceânica alterada (Figura 3.27). Além disso, a baixa razão Nd/Pb (~4) das lavas do rifte em relação ao manto (~20), adicionada a ausência de aumento da razão $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, suporta a evidencia do envolvimento de fluidos na fonte que gerou as rochas vulcânicas do rifte Manus.

O rifte Manus está localizado entre as zonas de subducção inativa da placa do Pacífico e ativa da placa Salomon. Como os componentes relacionados a subducção presentes nas rochas vulcânicas do rifte aumentam gradativamente com a proximidade da placa do pacífico e não há a mesma evidência em relação a placa Salomon, os autores sugerem que esses componentes são derivados da placa do Pacífico.

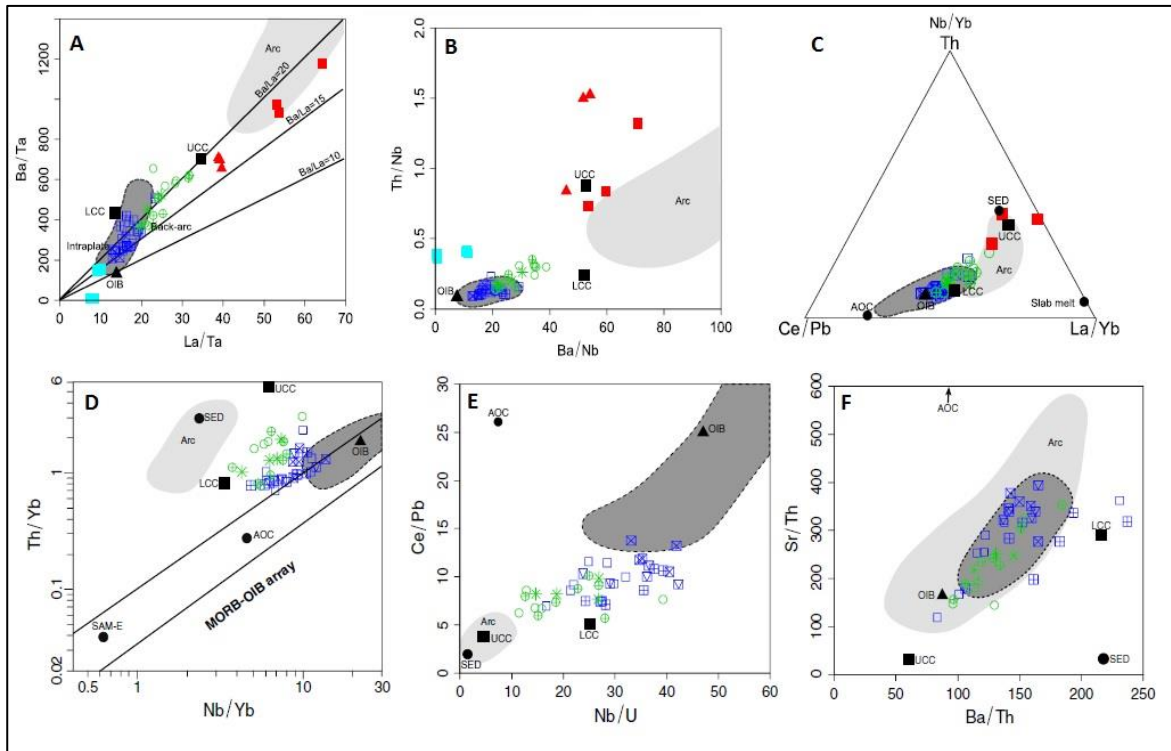


Figura 3.25 – Diagramas exibindo razões dos elementos traço das rochas vulcânicas da Província Basáltica Payenia. (A) Ba/Ta vs La/Ta, (B) Th/Nb vs Ba/Nb, (C) Diagrama ternário dos teores de Th, Ce/Pb e La/Yb, (D) Th/ Yb vs Nb/Yb, (E) Ce/Pb vs Nb/U, (F) Sr/ Th vs Ba/Th (Espanon *et al.* 2014). A cor verde representa as amostras das rochas vulcânicas de Llançanelo, a cor azul representa as rochas vulcânicas de Payún Matru e a cor vermelha representa as rochas vulcânicas do arco.

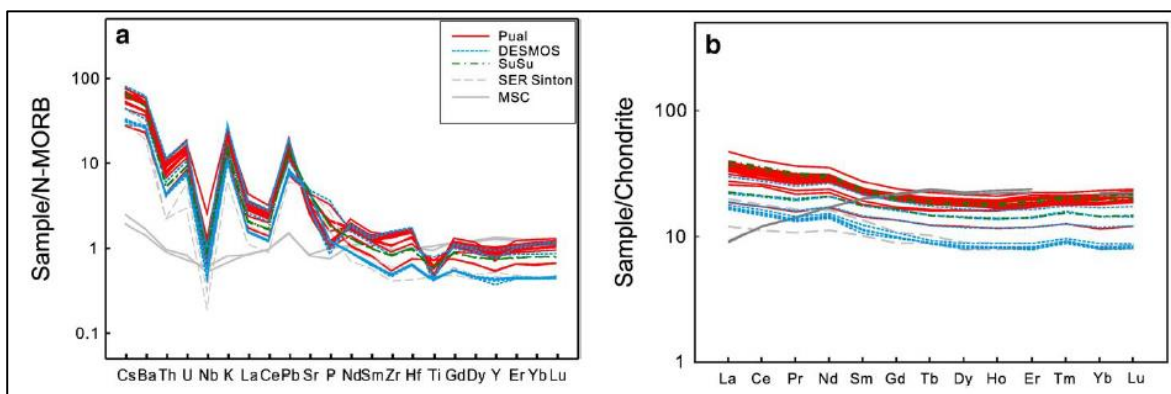


Figura 3.26 – Spiderdiagramas exibindo os elementos traço das rochas vulcânicas do rifte Manus. (A) normalizados com o N-MORB e (B) normalizados com o condrito (Park *et al.* 2010).

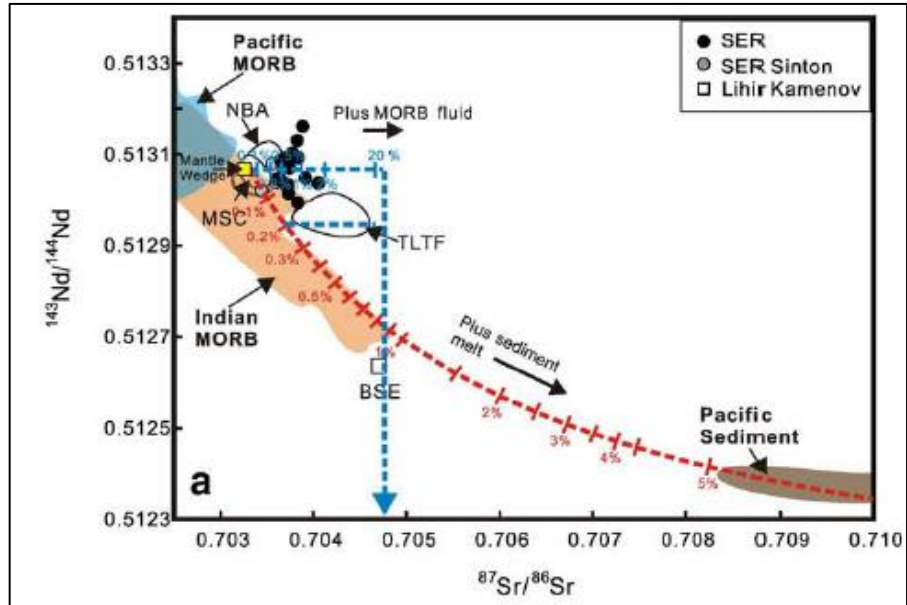


Figura 3.27 – Composição isotópica de Nd e Sr das rochas vulcânicas do rifte Manus (Park *et al.* 2010).

CAPÍTULO 4

ACID TO INTERMEDIATE VOLCANISM ASSOCIATED WITH CALYMMIAN RIFTING IN THE ESPINHAÇO BASIN WITHIN THE SÃO FRANCISCO CRATON, BRAZIL: PETROGENESIS, GEOCHEMISTRY AND GEOCHRONOLOGY

ABSTRACT

The acid to intermediate volcanism ($\text{SiO}_2 = 57.55\text{-}69.56$ wt.%) of the Bomba Formation occurs associated with Eocalymmanian intraplate rifting that gave origin of a volcano-sedimentary sequence of the Pajéu Group. That extensional event represents one of the evolutionary stages of Espinhaço aulacogen in the northern portion of the São Francisco craton (Atlantic shield in eastern Brazil). The rocks of the Bomba Formation were grouped in four lithofacies and lithofacies association. The volcanic lithofacies is formed by trachytes, phonolites and rhyolites generated during eruptions essentially effusive and represent the base of stratigraphic framework. Intercalated with these lavas, occurs peperites and hyaloclastites that represent hydroclastic lithofacies association and characterize periods of scarcity and abundance of water in the basin, beyond the sedimentary supply.

Pyroclastic lithofacies association occurs overlapping to this effusive material and comprise lapilli tuffs, welded ignimbrites and tuff breccias, representing, respectively, fall deposits of eruptive column, PDCs (pyroclastic density current) and PDCs generated by gravitational collapse of the lava dome. The top of the unit is marked by epiclastic lithofacies association, constituted by polymictic conglomerates, arkoses, microconglomeratic arkoses and microconglomeratic phillites, representing a period right after the extinction of eruptive events, erosive processes actions and weathering on preexistent deposits. The lavas of Bomba Formation present typical chemical characteristics of A-type granites and are divided in two groups: peralkaline rocks characterized by the presence of euhedral crystals of aegirine and aluminous rocks (metaluminous to weakly peraluminous) that do not have this clinopyroxene in its composition. Using in situ U-Pb zircon dating method (Laser Ablation ICPMS) for a sample of aluminous lava it was obtained an age of 1579 ± 15 Ma, positioning the volcanic event in Calymmanian Period. Based on petrographic and chemical characteristics and extremely negative values of $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ (-15.1 to -10.4), we interpret that these lavas were generated by partial melting through dehydration under low pressure conditions of old crustal granitic rocks. The older $T_{\text{DM}}^{\text{Hf}}$ model ages (3.27 to 2.96 Ga) define as possible source of the Paleo/Meso Archean granitoids from the Gavião Complex. The presence of resorbed crystals or crystals with remelting rims, suggest that the rocks of intermediate composition were generated by the magma mixing. The similarity between the chemical and mineralogical compositions of peralkaline and aluminous lavas, suggests that both were originates of the same source. The peralkaline character and aegirine phase of these lavas were resulted of the interaction between

Cláudia dos Santos^{a*}, André Danderfer Filho^{b*}, Gláucia N. Queiroga^b, Cristiano C. Lana^b, Herminio A. Nalini^b

^aPostgraduate Program of Department of Geology, Mining School, Federal University of Ouro Preto, 35400-000, Campus Morro do Cruzeiro, MG, Brazil

^bDepartment of Geology, Mining School, Federal University of Ouro Preto, 35400-000, Campus Morro do Cruzeiro, MG, Brazil

*Corresponding authors at: Department of Geology, Mine School, Federal University of Ouro Preto, Campus Morro do Cruzeiro, 35400-000 Ouro Preto, MG, Brazil. Tel.: +55 3135591600; fax: +55 31 35591606. E-mail addresses: clauplmgeo@gmail.com (C. Santos) danderferandre@gmail.com (A. Danderfer Filho).

alkaline aluminous magma and fluids rich in sodium. The rocks present feldspar crystals with pure composition of orthoclase (Or₉₆₋₉₈) and albite (Ab₉₈₋₁₀₀) and exhibit perthites and antiperthites with the same composition, reflecting dissolution-reprecipitation reactions at low temperatures during hydrothermal alteration which reached both the aluminous rocks as peralkaline ones. However, most of the rocks present values of CIA (Chemical Index of Alteration parameter) within the range of granitic rocks free from alteration, indicating that they did not completely lose their original chemical characteristics. The tectono-magmatic model of the Paeú Group is better explained through a passive intraplate rifting and in this case, considering a far-field stress induced by Cachoeirinha orogeny in the convergent margin of the Atlântica Block (part of the Columbia supercontinent) at Eocalymmian.

Keywords: rift-related volcanism; calymmian rifting; Pajeú Group; Espinhaço aulacogen; Columbia supercontinent.

4.1 – INTRODUCTION

The origins of acid to intermediate volcanism in continental rifts is commonly explained in literature by the partial melting of crustal rocks with some mantelic contribution (*e.g.* Bohrson & Reid 1997; Thorarinsson *et al.* 2011) or protracted fractional crystallization of parental mafic magma with crustal assimilation (*e.g.* Pecerrillo *et al.* 2003; White *et al.* 2009). However, these volcanic rocks can present very diverse chemical and mineral compositions, because they depend on innumerable factors, such as the composition of the crust, temperature and pressure in the melting process, the rate of the basaltic magma supply and the action of complex hydrothermal systems. Therefore, studies of a petrologic, geochemical and geochronologic nature on these types of volcanisms are essential to interpret the extensional history of a certain region. Besides, some authors point to the importance of determining the magmatic age of extensional environments to allow the separation of temporal events, stratigraphic correlations, and contributing to a better understanding of crustal evolution of great continental masses (*e.g.* Danderfer *et al.* 2015; Teixeira *et al.* 2013; Youbi *et al.* 2013).

The Espinhaço aulacogen/basin defines a structured sub meridian area in the north portion of the São Francisco craton, integrating from west to east the physiographic domains of the Northern Espinhaço, Paramirim valley and Chapada Diamantina (Figure 4.1), registering numerous events of basin formation (Danderfer & Dardenne 2002). This segment was partially affected by the Ediacaran orogeny during the amalgamation processes related to the Brazilian-Pan African orogeny (Alkmim *et al.* 1993; Danderfer 2000; Cruz & Alkmim 2006). One of the evolutionary stages of the Espinhaço aulacogen is marked by the succession of volcanic-sedimentary rocks of the Pajeú Group, interpreted as the filling of a rift (Danderfer & Dardenne 2002). On top of the succession, there are volcanic and volcanoclastic rocks of Eocalymian age mapped inside the Bomba Formation and finalizing the filling of the paleo-rift (Danderfer *et al.* 2009).

In this study, we present a lithofaciologic characterization of the volcanogenic collection of the Bomba Formation, also new petrographic, mineralogical, major and trace elements, and U-Pb/Lu-Hf geochronology data of this volcanism. The data are used to evaluate the roles of the crustal melting, fractional crystallization, magma mixing and hydrothermal acting in the genesis of these rocks. From these results, it was possible to discuss the tectono-magmatic model for the Pajeú rift.

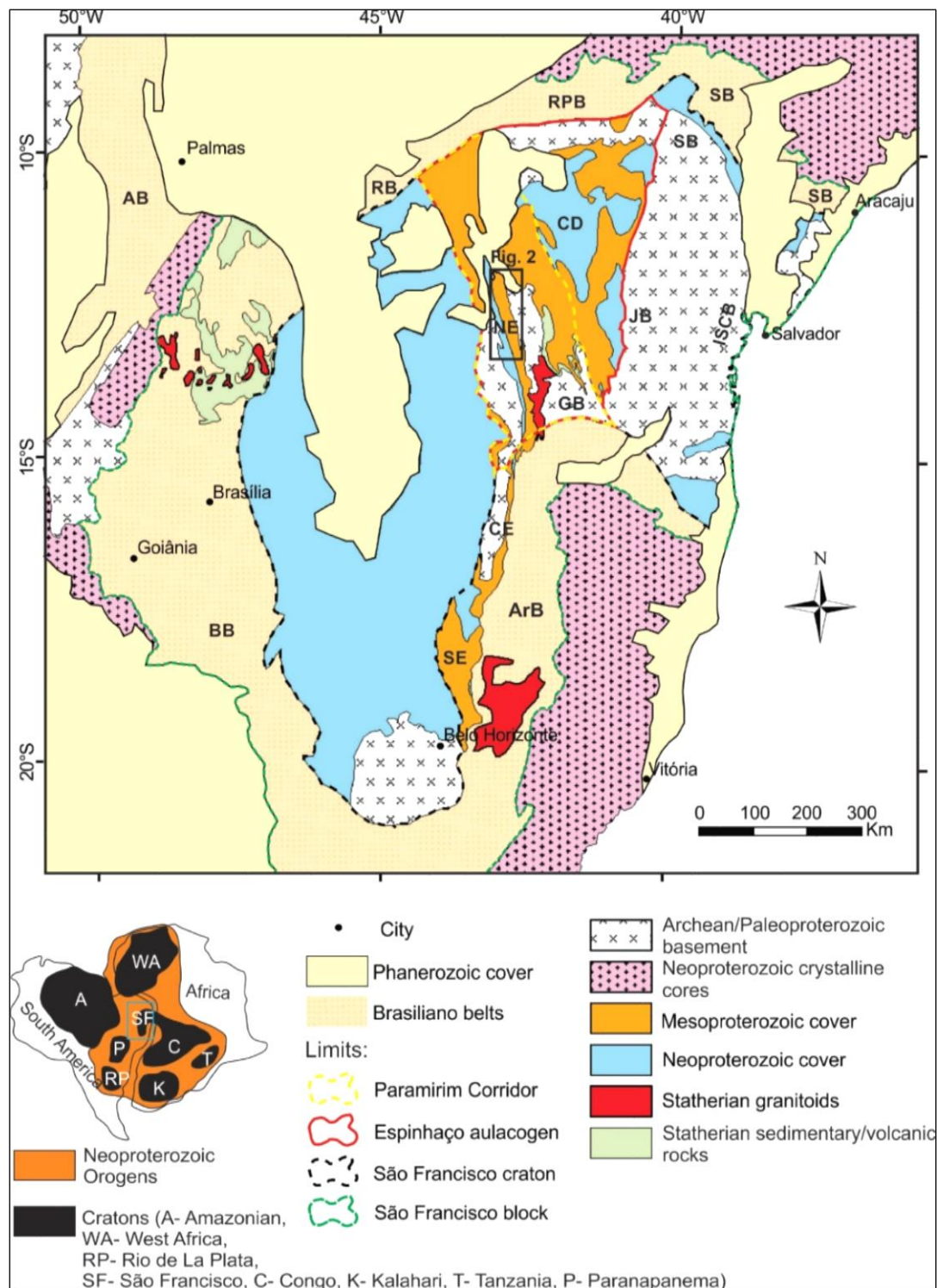


Figure 4.1 - Geological configuration of the São Francisco block and Espinhaço aulacogen, emphasizing the Archean/Paleoproterozoic basement (Gavião Block, GB; Jequié Block, JB; Serrinha Block, SB and Itabuna-Salvador-Curaçá Block, ISCB), Brasiliano fold-and-thrust belts (Araguaia, AB; Rio Preto, RB; Riacho do Pontal, RPB; Sergipano, SB; Araçuaí, ArB and Brasília, BB) and the Proterozoic/Phanerozoic covers. The cover related to the so-called Espinhaço basin occurs in the following physiography domains: Chapada Diamantina (CD), Northern Espinhaço (NE), Central Espinhaço (CE) and Southern Espinhaço (SE). The inset caption indicates the location of the map in the tectonic scenario of West Gondwana (modified from Danderfer *et al.* 2015).

4.2 – GEOLOGICAL SETTING

The São Francisco craton is interpreted as a Neoproterozoic feature that consolidated as a segment of the continental lithosphere at the end of orogenic processes of the Rhyacian, being spared of deformations of the Brazilian-Pan African orogenic events in the Ediacaran (Almeida 1997; Alkmim *et al.* 1993, Alkmim *et al.* 1996). Alongside, the Congo craton it was a part of the paleocontinent São Francisco-Congo - SFCP (Figure 4.1; Hou *et al.* 2008; Yakubchuk 2010), that, integrated more ancient continental masses since the Rhyacian, probably belonging to the supercontinents of Columbia between 1.8 and 1.3 Ga (Meert 2012; Rogers & Santosh 2002; Rogers & Santosh 2004; Zhao *et al.* 2002) and Rodinian, between 1.2 and 0.7 Ga (Bybee *et al.* 2010; Dalziel *et al.* 1995; Moores 1991). In the interior of these continental masses, there are weak zones that enable the installation of sedimentary basins and, posteriorly, the deformation and tectonic inversion controlled by extensional structures.

The Espinhaço aulacogen (Figure 4.1) is considered an intracontinental zone of frail crust, because it registers many episodes of intraplate basin formations, with or without associated magmatism, originated under different tectonic regimes (Danderfer & Dardenne 2002; Danderfer *et al.* 2009; Santos *et al.* 2013; Guadagnin *et al.* 2015; Danderfer *et al.* 2015). Its tectonic inversion was induced in the Ediacaran, under the comprehensive effect occurred on the mobile belts that margin the SFCP (Figure 4.1; Alkmim *et al.* 1993, Danderfer 2000, Cruz & Alkmim 2007). Part of the basement was involved in the deformation of the cover, structuring a NNW-SSE belt denominated by Alkmim *et al.* (1993) Paramirim deformation corridor (Figure 4.1).

In the physiographic domain of the Northern Espinhaço, the tectonic-stratigraphic evolution of the Espinhaço aulacogen starts with a rifting process in two stages, 1.78 and 1.74 Ga (Danderfer *et al.* 2015), represented by the volcanic-sedimentary deposit of the Algodão, São Simão and Sapiranga formations. Posteriorly, a second extensional event happened at 1.57, originating the volcanic-sedimentary sequence of the Pajeú Group (Danderfer *et al.* 2009), followed by the deposit of aeolian sandstone from the Bom Retiro Formation in a depression probably related to a slow thermal subsidence. A broad sag basin develops between 1.5 and 1.2 Ga, originating siliciclastic deposits of the São Marcos Group. Two other extensional events superposed occur in the Stenian/Tonian and in the Tonian, generating, respectively the sedimentary deposits of the Sítio Novo and Santo Onofre groups (Danderfer & Dardenne 2002).

The Pajeú Group occurs as a narrow and long strip, divided in southern and northern segments of two halfgrabens (Fig. 4.2; Danderfer 2000). Danderfer & Dardenne (2002) formally divided this unit in three formations. The basal Riacho Fundo Formation comprises polymictic, massive and gradational conglomerates, feldspar sandstone with cross-bedding and tabular beds stratification of many dimensions, representing in alluvial fans, braided fluvial and eolian deposition. In contrast, the Ipuçaba

Formation comprises thin to very thin sandstones, interstratified with pelites (rhythmites), presenting evidences of lacustrine delta retrogradational environment deposition. The Bomba formation, the focus of this paper, gathers volcanic and volcanoclastic rocks, acid to intermediate that occur only on top of the southern segment (Kaul 1970).

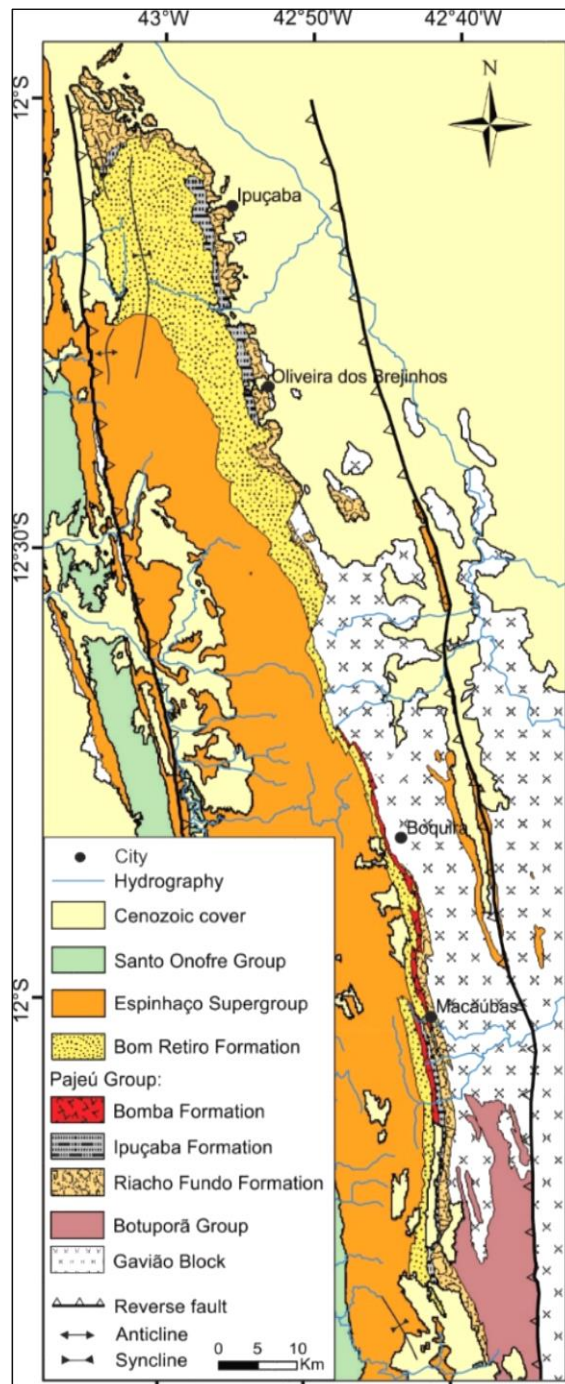


Figure 4.2 - Geological map of a part of the Northern Espinhaço, emphasizing the Pajeú Group (adapted from Danderfer 2000).

4.3 – ANALYTICAL METHODS

4.3.1 - Petrography and mineral chemistry

Polished thin sections were prepared for petrographic study at the Universidade Federal de Ouro Preto (UFOP), Brazil. The mineral chemical analyses were carried out using an electron microprobe JEOL JXA-8230 at the Microanalyses Laboratory of the DEGEO (Departamento de Geologia) – UFOP. The analyses were performed under conditions of 15 kV accelerating voltage, 20 nA probe current and 5 µm spot size for all the minerals, and the data were regressed using the common matrix ZAF corrections. The elements analyzed were Si, K, Al, Fe, Ca, Mg, Mn, Ti and Na, using natural standards as quartz for Si, hornblende (Kakanui) for K, Al and Ti, siderite for Fe and Mn, augite for Ca and Mg and albite for Na. For feldspar analyses the common natural standards were microcline for K and anorthoclase for Al. The minerals were characterized by analyses from core and rims.

4.3.2 – Geochemistry

Representative fresh samples of effusive volcanism from Bomba Formation were selected for whole-rock geochemical analyses. The size of the samples was initially reduced in a jaw crusher, and then manually fine-powdered in an agate mortar at the DEGEO – UFOP. The major oxides were analysed by x-ray fluorescence spectrometry (Philips Magix Pro PW 2404) after lithium metaborate/tetraborate fusion at the Laboratório de Geoquímica of the DEGEO – UFOP. The loss on ignition (LOI) was determined by the weighting difference after ignition at 1000 °C and the detection limits for oxides was 0.01 wt.%. Trace and rare earth element (REE) concentration were determined via inductively coupled plasma mass spectrometry ICP-MS (Code LF100) after fusion with lithium metaborate-tetraborate and digestion with diluted nitric acid at the ACME Analytical Laboratory LTDA, Vancouver, Canada. Detection limits for trace and REE was 0.1 – 0.01 ppm. The detailed analytical conditions and detection limits are summarized in <http://acmelab.com/>.

4.3.3 - Sample preparation and imaging for U-Pb dating and Hf analyses

Zircons were separated from ca. 20 kg of rock sample using standard crushing techniques, manual panning and magnetic separation. Approximately 200 grains were hand-picked under a binocular microscope, mounted in epoxy resin, ground down and polished to expose their interior. For information about their internal structures, all grains were imaged by Scanning Electron Microscope (SEM) using a JEOL 6510 equipped with a Centaurus CL detector at the DEGEO – UFOP.

4.3.4 Zircon U-Pb analysis

The U-Pb ages were acquired at the LOPAG in DEGEO – UFOP using a Thermo-Finnigan Element II, single collector sector field (SF) ICP-MS, coupled to a CETAC UV Nd: YAG 213 nm laser with a Helix ablation cell. Eighty-seven analytical spots from zircon grains were chosen from sample PB3B for analysis.

Standard laser operating conditions were: beam diameter ablations were performed at 30 μm in aperture imaging mode, pulse frequency 10 Hz and beam energy density c. 6-8 j/cm^2 . Ablations were carried out using He as a carrier gas mixed with Ar prior to introduction into the ICP-MS. Data were corrected for background signal, common Pb, laser-induced elemental fractionation, instrumental mass discrimination, and time-dependent elemental fractionation of U-Pb using a MS Excel spreadsheet program (Gerdes & Zeh 2006). The common-Pb correction as based on the Pb composition model (Stacey & Kramers 1975). Laser-induced elemental fractionation and instrumental mass discrimination were corrected by normalization to the reference zircon GJ-1 (Jackson *et al.* 2004) and zircon Plesovice (Sláma *et al.* 2008). Zircons that were > 2% discordant were discarded. The data were reduced using the software Glitter (Van Achterbergh *et al.* 2001) with ages calculated and plotted on Concordia diagrams using the IsoplotEx 4 program (Ludwing 2003).

The results of the LA-SF-ICP-MS U-Pb dating and secondary standards are presented in Appendices A.3 and A.4, respectively of the Supplementary Material. Uncertainties given for individual analyses (ratios and ages) are at the 1 σ level.

4.3.5 - Lu-Hf isotopes

The Lu-Hf isotope measurements were carried out on a Thermo-Finnigan Neptune multicollector ICP-MS, coupled to a Photon-Machines 193 nm excimer laser system (LA-MC-ICP-MS), following the methods of Gerdes & Zeh (2006,2009). Data were collected in static mode during 60 s of ablation with spot size of 50 μm , care was taken to drill within the same zircon domain previously analysed for U-Pb, characterized by CL imaging. Nitrogen (~0.080 L/min) was introduced into the Ar sample carrier gas via an Aridus nebulization system, inhibiting oxide formation in the plasma and enhancing the signal sensitivity. The spots were drilled with a repetition rate of 6 Hz. Typical signal intensity was ca. 10V for ^{177}Hf . The isotopes ^{172}Yb , ^{173}Yb and ^{175}Lu were simultaneously monitored during each analysis step to allow for correction of isobaric interferences of Lu and Yb isotopes on mass 176. The accuracy and external reproducibility were verified by analyses of the standard zircons Mud Tank (Black & Gulson 1978; Woodhead & Hergt 2005), 91500 (Griffin *et al.* 2006) and Temora (Black *et al.* 2003; Wu *et al.* 2006) wich yielded $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ of 0.282522 ± 0.000067 (n=9), 0.282322 ± 0.00005 (n=9), $0.282689 \pm$

0.000011 (n=5) respectively (all errors are $\pm 2\sigma$ SD). These ratios are in good agreement with the accepted ratios data of 0.282504 ± 0.000044 (Mud Tank), 0.282307 ± 0.000031 (91500) and 0.282680 ± 0.000031 (Temora).

The initial $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ and ϵHf were calculated using the estimated Pb-Pb ages of respective zircon domains, and the CHUR parameters: $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0336$, and $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.282785$ (Bouvier *et al.* 2008). To calculate the $\epsilon\text{Hf}(t)$ and TDM used the following parameters: $\lambda\text{Lu} = 1.867 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$ (Söderlung *et al.* 2004), 0.015 (Griffin *et al.* 2002) for the average continental crust and 0.0384 and 0.28325 (Griffin *et al.* 2000) for the depleted mantle $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ and $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$, respectively. See supplementary data for detailed information in Appendices A.5 and A.6.

4.4 - LITHOFACIES AND LITHOFACIES ASSOCIATION OF BOMBA FORMATION

The stratigraphic framework of the Bomba Formation is shown in Figure 4.3 and the unit is characterized as an extensive and narrow strip, presenting a maximum thickness of approximately 940 m and minimum of around 370 m, which increases from north to south. The top of the entire unit is in contact with the aeolian arenites of the Bom Retiro Formation. The contact of its basal portion varies in the southern, central and northern sectors, occurring, respectively, with the Ipuçaba and Riacho Fundo formations and with the Archean/Paleoproterozoic basement of the Gavião Complex. Effusive rocks form the base of the framework, with aluminous lavas appearing all through the strip, occurring interleaved with peralkaline lavas, only in the northern portion. Both kinds of lavas commonly appear interleaved with peperites or hyaloclastites, present in most part of the unit. The pyroclastic deposits occur on top of these effusive deposits and epiclastic rocks that outcrop only in the southern sector mark the top of the unit. The stratigraphic analysis of the Bomba Formation based itself on the study of facies and facies association, following the classic principles established in literature (*e.g.* Miall 2016; McPhie *et al.* 1993; Jerram & Petford, 2011). Its objective is the understanding of the formative processes and the special distribution of the outcrop facies, as well as the evolution of the stratigraphic stacking of the area.

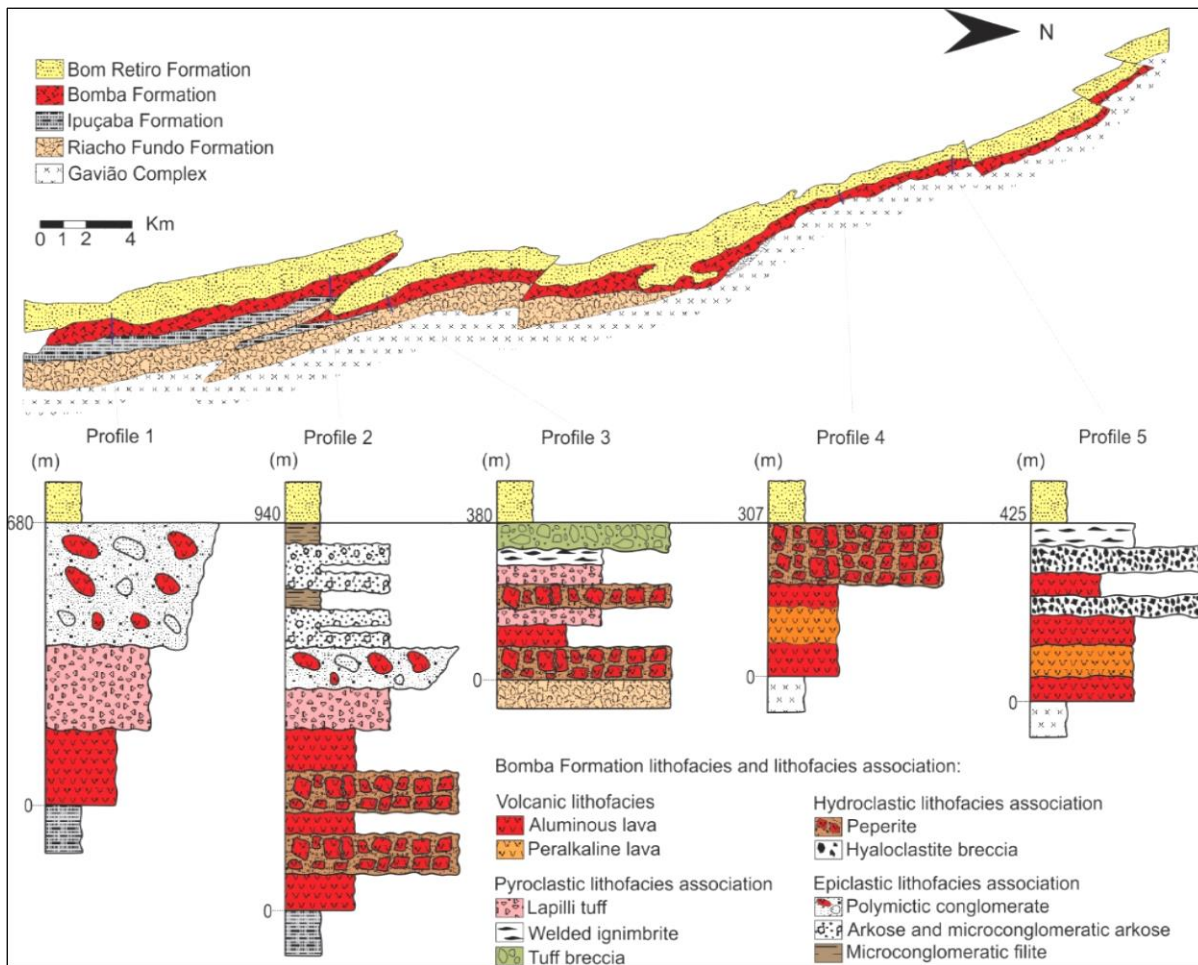


Figure 4.3 - Schematic stratigraphic columns of five profiles across the Bomba Formation.

4.4.1 - Coherent lithofacies

In general, these rocks are holocrystalline, leucocratic to mesocratic and with equigranular to porphyritic texture. The matrix is microcrystalline, formed from variables proportions of alkali feldspar and plagioclase, and is differentiated by three types of textures: trachytic (Figure 4.4a), pilotaxitic and felsitic (Figure 4.4b). The matrix is also constituted by magnetite, quartz, apatite, zircon, tourmaline and titanite. It is common the occurrence of magnetite crystals with remelting rims and/or with skeletal aspect (Figure 4.4c). In the porphyritic rocks are predominant the subhedral to euhedral alkali feldspar phenocrysts that occur commonly micro to mesoperthitic (Figures 4.4a and 4.5a) and exhibit chessboard albite twinning (Figure 4.4a). In smaller proportions occur plagioclase phenocrysts that commonly exhibit the antiperthitic texture (Figure 4.4b). Many phenocrysts exhibit absorbed rims and some display evidence of inter-crystalline deformation shown by undulatory extinction, sub grains and new grains, mainly in the perthite zone (Figure 4.4a). The equigranular rocks often show amygdaloidal texture and

the amygdales occur rounded and flattened with fibro-radial filling formed by muscovite, phlogopite, Mg-chlorite, apatite and allanite. In some rocks are found amygdales filled with polycrystalline quartz. The chemical composition of alkali feldspar, including antiperthites, is located at the orthoclase pole in the ternary diagram An-Ab-Or ($\text{An}_{0.00-0.94}$, $\text{Ab}_{1.92-4.07}$, $\text{Or}_{95.92-98.08}$; Figure 4.5c), while the plagioclase, including the micro and mesoperthites, have a pure albite composition ($\text{An}_{0.00-1.38}$, $\text{Ab}_{97.56-99.72}$, $\text{Or}_{0.27-1.62}$; Figure 4.5c). $(\text{K}_{0.98}, \text{Na}_{0.02})\text{Al}_{1.01}\text{Si}_{2.99}\text{O}_8$ and $\text{NaAl}_{1.02}\text{Si}_{2.98}\text{O}_8$ represent the unit formulas with the average chemical compositions for the alkali feldspar and albite, respectively. See supplementary data in Appendix A.1 for detailed information about mineral chemistry of the feldspars.

Although all these rocks present very similar characteristics, we differentiate them in two groups, according to the chemical composition and presence of clinopyroxene (see Section 4.6). One of the groups is formed by peralkaline rocks that present significant amounts of small and euhedral aegirine crystals (Figures 4.5b and 4.5d), which occur in the matrix and, with quartz crystals occur filling small fractures (Figure 4.4d). Some aegirines occur associated with magnetites, being common the occurrence of aegirine crystals encompassing magnetite crystals (Figures 4.4b and 4.4d). $(\text{Na}_{0.95}, \text{Ca}_{0.05})(\text{Fe}^{3+}_{0.92}, \text{Mg}_{0.03}, \text{Al}_{0.05})\text{Si}_2\text{O}_6$ represent the unit formula with the average chemical compositions for the aegirine in these rocks. The group formed by peraluminous and metaluminous rocks does not present clinopyroxene in its composition. See supplementary data in Appendix A.2 for detailed information about mineral chemistry of the clinopyroxenes.

Interpretation: These rocks have strong microstructural characteristics of magmatic flow, which allows the interpretation that these rocks were generated by an essentially effusive volcanism.

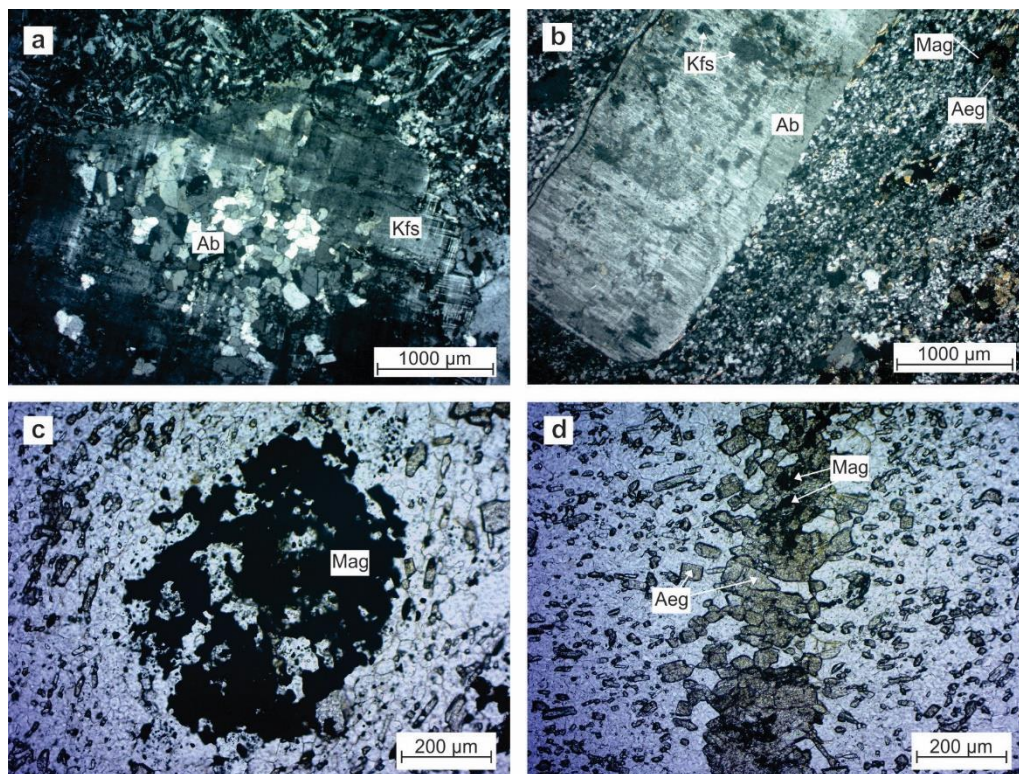


Figure 4.4 - Microphotographs showing characteristic features of the meta/peraluminous and peralkaline lavas of the Bomba Formation. (a) Meta/peraluminous rock with trachytic matrix and embayed phenocryst of alkali-feldspar mantled by chessboard albite twinning. This phenocryst shows perthite texture that is recrystallized in new grains. (b) Felsitic matrix in peralkaline rhyolite with phenocryst of albite with exsolution texture of antiperthite. On the right side are observed aegirines encompass the magnetite crystals. (c) Magnetite crystals with remelting rims and with skeletal aspect. (d) Peralkaline rhyolite with large amount of euhedral crystals of aegirine and small fracture filled by quartz and aegirine associated with magnetite. Key: Ab: albite; Aeg: aegirine; Chl: chlorite; Kfs: K-feldspar; Mag: magnetite; Ms: muscovite.

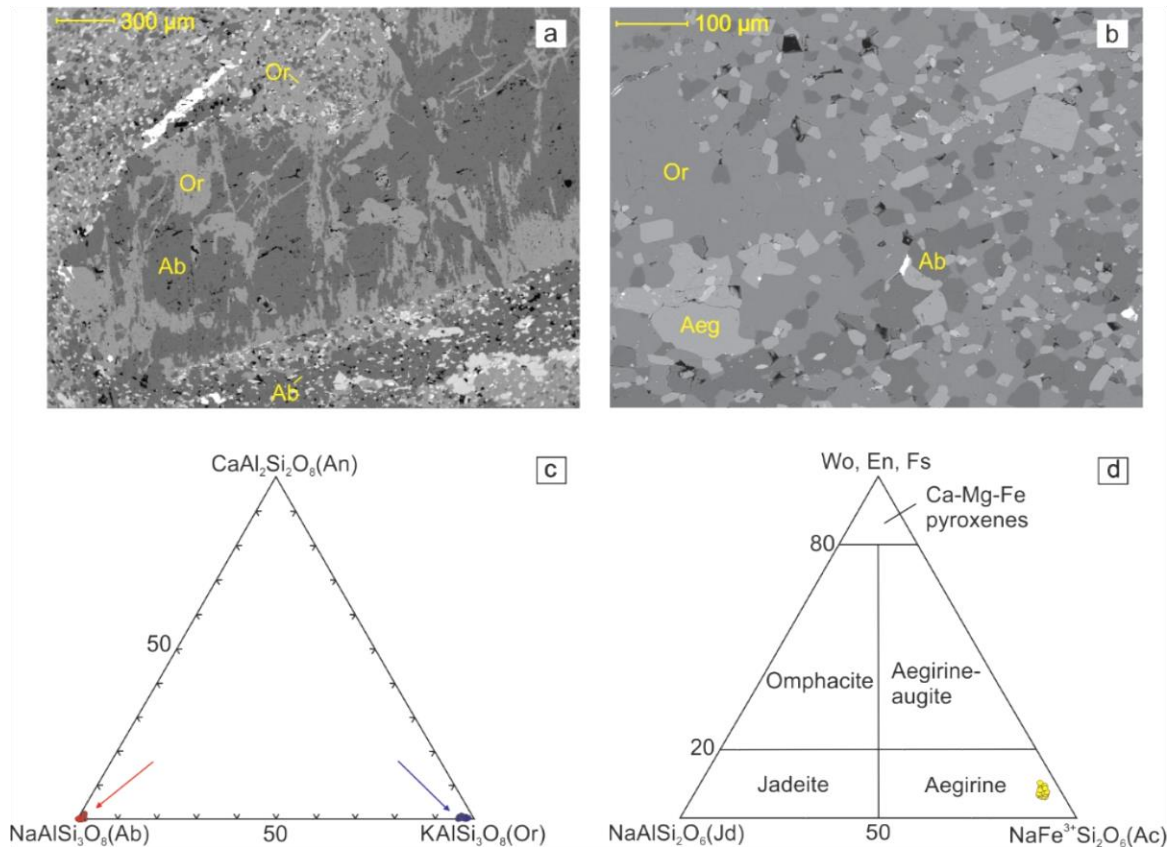


Figure 4.5 - Back-scattered electron images showing detailed textures of the samples. (a) Exsolution patches of plagioclase within k-feldspar in peralkaline trachyte. (b) Matrix of a peralkaline trachyte in detail showing pure orthoclase and albite grains, and small aegirines with euhedral to subhedral shapes. (c) A ternary diagram An-Ab-Or showing the alkali-feldspar and plagioclase compositions of alumina and peralkaline rocks. The points where the alkali-feldspars chemical composition plots in the orthoclase field (Or) refers to matrix grains, phenocrysts and antiperthites. The points of pure albite (Ab) refer to matrix grains, mesoperthites and some phenocrysts. (d) Triangular diagram showing the pyroxenes composition of peralkaline rhyolites. The points refer to matrix grains and grains that fill fractures.

4.4.2 - Pyroclastic lithofacies association

This association relates rocks formed from the consolidation of primary volcanoclastic deposits denominated pyroclasts, which are fragments resulted from the explosive ejection of magma and deposited from primary volcanic processes.

Lapilli tuffs

These rocks are mainly composed of feldspar crystaloclasts and volcanic and sedimentary lithoclasts, which occur in cryptocrystalline matrix of volcanic ashes. The crystaloclasts are extremely fractured, some of them occur in angular fragments and have sizes between 0.1 mm to 1.3 cm. The

lithoclasts consists mainly of trachyte and quartz-sandstone angular fragments with sizes between 0.1 mm and 1.2 cm.

Interpretation: According to Macphie *et al.* (1993), the abundance of angular fragments indicate explosive eruption of porphyritic magma that rip out fragments from the country rocks and juvenile tephra. The absence of signs of flow indicate that these rocks resulted from the fall and fast subsequent deposition of hot material in suspension, which is composed of ashes, crystal fragments and lithic material.

Eutaxitic massive to stratified lapilli tuffs and breccia tuffs

The massive lapilli tuffs and breccia tuffs are formed by volcanic ashes matrix dominated by euhedral alkali feldspar and plagioclase. These rocks contain feldspar crystaloclasts (1 to 5 mm), fiammes (up to 1.5 cm) and trachyte and sandstone lithoclasts (up to 15 cm; Figure 4.6a). The fiammes are lenticular, sigmoidal and oval structures that form subparallel layers and define a foliation pattern (eutaxitic texture; Figure 4.6b). They are polycrystalline and constituted by tiny feldspar and quartz crystals. The interpretations of these structures is in accordance with the concept of MacPhie *et al.* (1993) that describe similar structures like clasts of pumices which were ductile enough for deforming themselves at the moment (or sometime later) of the deposition. During the deformation the vesicles space is eliminated, occurring devitrification of volcanic glass and recrystallization of present minerals. These authors still affirm that the compaction results in approximately parallel foliation, defined by the flat and lenticular alignment of the fiammes and matrix of the rock, which was observed in the rocks described. Slightly sloping waves are observed, laterally grading for plane-parallel lamination, structure commonly found in pyroclastic flow deposits (Jerram & Petford 2011; Figure 4.6c).

Interpretation: The features described above corroborate with characteristics present in welded ignimbrites. Ignimbrites are collapse products of a vertical eruption column in which a pyroclastic density current (PDC), formed by a turbulent mixture of lithic fragments, hot magma, crystals and ashes, moves upon the soil by a laminar flow aided by strong shear on the base (MacPhie *et al.* 1993).

Tuff breccias

The tuff breccias are dominated by various sizes of blocks and bombs (Figure 4.6d) that are non-vesiculated to poorly vesiculated and occur in a matrix formed by volcanic ash and lapilli. The matrix is a mosaic composed by small and anhedral feldspars crystals in which are dispersed feldspar fragments and lithic material of quartz-sandstone composition. The blocks and bombs reach up to 40

cm in diameter and consist of porphyritic trachytes. The ballistic bombs frequently exhibit bomb sags and large oval bombs poorly vesiculated show radial cracks with “bread-crusting” effects (Figure 4.6d).

Interpretation: This lithofacies is interpreted as block-and-ash flow deposit. Macphie *et al.* (1993), Pal & Bhattacharya (2011), Gill (2010) and Jerram & Petford (2011) describe that kind of deposit generated by a PDC resulting of the disintegration by gravitational or explosive collapse of a lava dome. According to those authors, on a high slope area, the liberated material (that includes incandescents rocks coming from the interior of the dome) breaks with the repeated impacts with the soil forming a mixture of lava blocks, lapilli and ash that is transformed in an warm and enveloping PDC composed of young and dense lava debris.

4.4.3 - Hydroclastic lithofacies association

The description of this association follows the concepts of Jerram & Petford (2011), in case of rocks consisted of volcanoclastic particles generated by the interaction of magma and water, producing crystalline or glassy rock fragments formed by explosive or not explosive eruptions.

Massive clast-supported lithic breccias

These rocks have heterogeneous composition, formed by volcanic and sedimentary constituents and show quite irregular breach aspect (Figure 4.6e). The juvenile block clasts are more abundant and exhibit sub-equant and polyhedral to tabular forms, with curvilinear to planar surfaces. Groups of blocky clasts commonly display jigsaw-fit texture, characteristic of in situ fragmentation. The fluidal juvenile clasts exhibit amoeboid, globular, longed globular, elongated and sigmoidal forms. In some cases, these clasts are connected by thin necks. The host sediment is predominantly formed by silt and thin sand and have a planar to sub-planar lamination with internal gradation that occurs deformed near the contact with juvenile clasts (Figure 4.6f). There is a textural homogenization of the sediment near the contact of the volcanic rock.

Interpretation: These rocks are interpreted as peperites, formed as lava flowed over and mingled with unconsolidated or poorly consolidated, wet sediments (White *et al.* 2000). According to de Skilling *et al.* (2002) concepts, these rocks present evidence that the host sediment was unconsolidated or poorly consolidated and humid when it got in contact with the lava, which include sedimentary textural homogenization near the contact of juvenile clasts, presence of sedimentary stratification in peperitic domains (Figure 4.6f), fragmentation of juveniles clasts and smooth deformation of the sediment in contact with the lava (Figure 4.6f). This deformation possibly occurs due to a thermic shock generated by a mixture of hot magma and water, causing fluidization, liquefaction and liquification of sediment

(Kano 1989). Therefore, it is plausible to interpret that this lithofacies was generated during an effusive eruption in which the lava got in contact with not yet consolidated or poorly consolidated during phases of water abundance in the basin. These rocks are classified as closed-packed peperites, according to Hanson & Wilson (1993), because the juvenile clasts are more abundant than host sediment. Because of the block clasts predominance, these peperites are classified as blocky peperites.

Massive matrix-supported lithic breccias

These massive breccias are matrix-supported and formed by blocks of trachytic rock with varied sizes, up to approximately until 1.5 m, located in a matrix which has essentially the same composition. These blocks exhibit predominantly rectangular forms being that some exhibits angular rims. The texture jigsaw-fit is very common (Figure 4.6g).

Interpretation: This kind of breccia is interpreted as hyaloclastite, related with fragmentation and disintegration of the lava flow, occasioned by the contact with the water (Macphie *et al.* 1993). According to Smith (1996), the fragmentation occurs as response of thermal stress occasioned by the abrupt cooling of the more external portions of the volcanic body, which are the first to solidification and subject to tensions due to the movements of the central portion, yet fluid. This “upper crust”, fragmented in angular blocks of several sizes, continues to move with the flow, occasioning displacement and rotation of the blocks. The fragments are cemented by the lava of its own flow.

4.4.4 - Epiclastic lithofacies association

The association described here comprehends rocks formed of particles derived of weathering, erosion e reworking of volcanic and volcanoclastic preexisting deposits.

Polymictic conglomerates

Polymictic conglomerates that vary from matrix supported to clast-supported constitute this lithofacies. The framework is composed of clasts of varying sizes (up to 40 cm), which are sub-rounded and poorly selected. These clasts are formed predominantly by volcanic and volcanoclastic rocks which join arenites and quartz vein fragments (Figure 6h). Aspects of reworking of these clasts during certain sedimentary transport are observed. The matrix presents fine to medium granulation and has a schistosity. It is formed by lithic fragments of trachytic and porphyritic rocks, which exhibit elongated

forms and reach sizes to approximately 3 cm. It is also present, euhedral and fragments of feldspar crystals.

Interpretation: The presence of reworked volcanic and volcanoclasts clasts indicate that this lithofacies is derived from pre-existing volcanic source, being classified as epiclastic rock in the terminology of Fischer (1996). As it were not recognized features that indicate transport and deposition by tractive processes, it is possible that this lithofacies has been generated by processes connected to a gravitational flow of sediments, probably debris flow.

Arkose and microconglomeratic arkose

These arkoses are poorly sorted and generally present thin to thick granulation, occurring some microconglomeratic levels with tiny sub-rounded clasts constituted by quartz vein and volcanic and/or volcanoclastic rock. The microscopic analyses indicates that the main framework is formed by quartz and feldspar with granoblastic texture. They are present large quantity of lithic fragments fomed by volcanic rocks and sandstones, besides euhedral and fragments feldspar crystals. The rock presents lamination characterized by variations in granulation.

Interpretation: The abundance of lithic fragments suggests a deposition by ephemeral streams associated to high energy. Possibly deal with flows not confined which lost its competence and capacity rapidly due to an expansion of the flow and slowdown in output of the distributary river channels (Bahk & Chough 1996).

Microconglomeratic phyllites

That lithofacies exhibits mineralogy and structure similar to described in previous section (Arkose and microconglomeratic arkose), but occurs metamorphosed and deformed. The granulation is predominantly thin and foliation occurs, appearing to be a phyllite. Some characteristics of sedimentary transport were preserved as planar cross-stratification with low angle and presence of rounded pebbles constituted from the own rock material.

Interpretation: The characteristics observed in these rocks indicate that they are product of reworking of epiclastic arkoses described in previous section, which in a later stage passed through metamorphism and deformation. Due to the presence of planar cross-stratifications with low angle, further of considerable volume of rounded pebbles, we suggested that this lithofacies is related to gravitational flows associated to tractive flows. (Nemec *et al.* 1984).

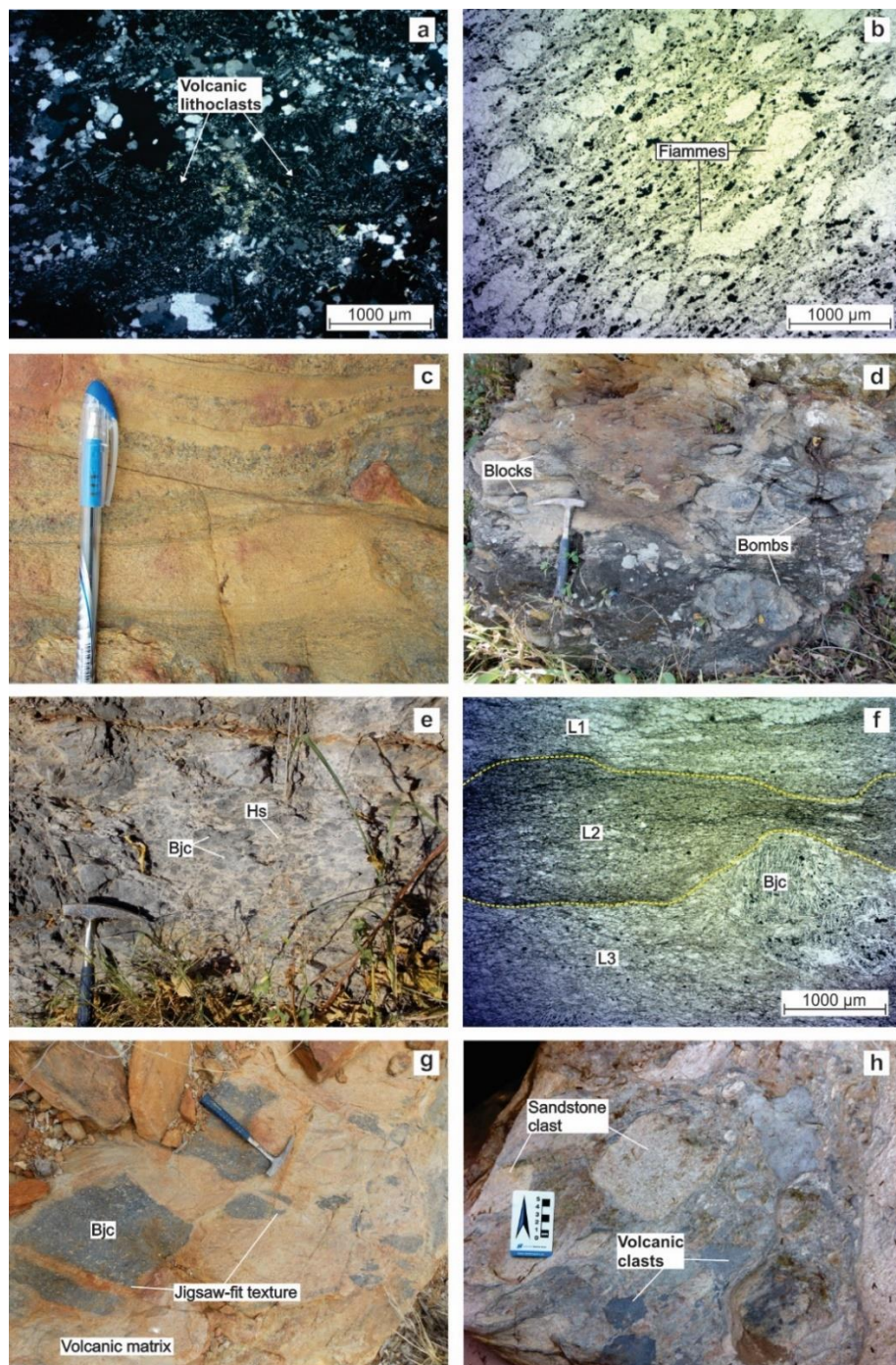


Figure 4.6 - Micro and macrophotographs showing characteristic features of volcanoclastic rocks of the Bomba Formation. (a) Detail of the orientation of the fiammes in ignimbrites. (b) Trachyte lithoclasts in ignimbrites. (c) Ignimbrites with slightly sloping wave marks, laterally grading for plane-parallel lamination. (d) Tuff breccias from block-and-ash flow deposits. Blocks and bombs of varying sizes are observed and the bombs exhibit the “bread-crust” shape. (e) Blocky peperites with juvenile clasts of trachytic composition that are surrounded by sandstone host sediment. (f) Detail of lamination in peperites formed by intercalation of sections in which the crystals have thicker (L1), very fine (L2) and medium (L3) granulation. (g) Hyaloclastites with rectangular juvenile blocks showing jigsaw-fit texture. (h) Clast-supported polymictic conglomerate formed by volcanic and sandstone clasts that are surrounded by a shale matrix. Key: Bjc: block juvenile clast, Hs: host sediment.

See additional lithofacies and lithofacies association illustration in Appendices B.1 and B.2.

4.5 – GEOCHRONOLOGY

4.5.1 - Zircon U-Pb

Age determination was performed on a single sample (PB3B) that corresponding a metaluminous effusive trachyte. The representative zircon CL images and their U-Pb concordia plots are shown in Figures 4.7a and 4.7b, respectively. The zircon grains extracted from the sample are all similar, and characterized by being transparent, colorless, and mostly euhedral to subhedral (Figure 4.7a). The forms of the crystals are long to short prisms, with average crystal lengths of ca. 80 to 200 μm , and have aspect ratios between 1:1 and 4:1. Most zircons show well-defined magmatic oscillatory zoning (Figure 4.7a), with Th/U ratios ranging from ca. 0.28 to 0.65 (Supplementary data, Appendix A.3), indicating a magmatic origin (Corfu *et al.* 2003). All crystals display single growth, and no inherited cores are recognized. The data is very homogeneous and yield one single concordia population with age of 1579 ± 15 Ma (MSWD = 0.024; Figure 4.7b), interpreted to good estimate for the crystallization age of zircon in sample PB3B, and thus the extrusion age of the volcanic unit. It is important to highlight that, because of the high number of spots (to show homogeneity), the statistical errors on the average mean of all LA-ICP-MS analyses were typically lower than 0.1%. We therefore calculated a more realistic error based on the quadratic addition of the average mean error (given by Isoplot) and the 1% error inherent precision of the technique.

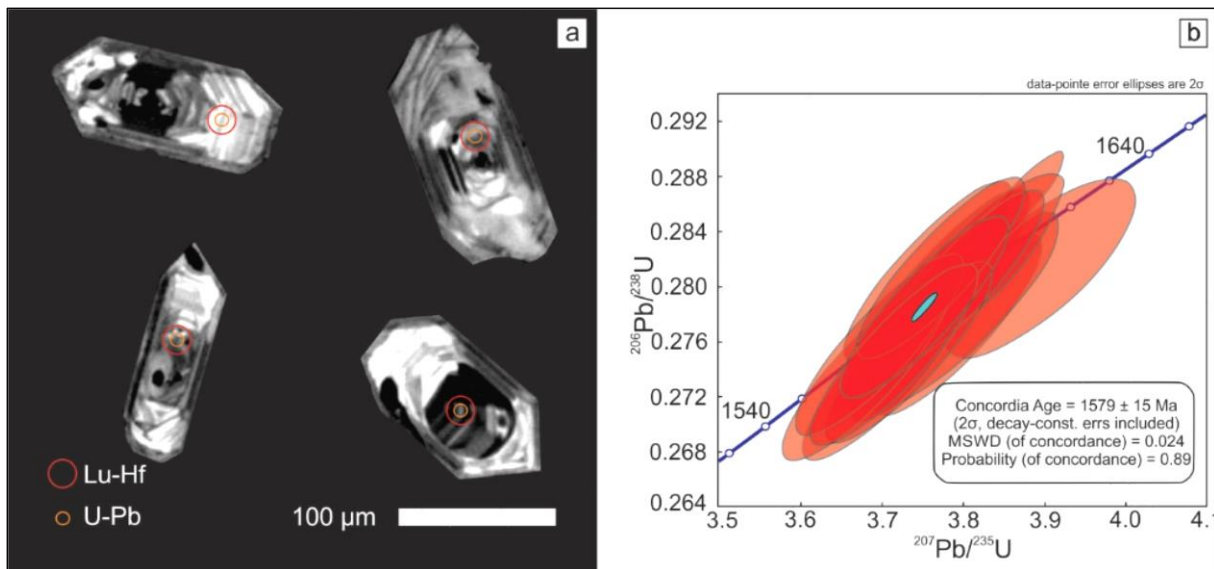


Figure 4.7 - (a) Cathodoluminescence images of some zircon grains from the aluminous trachyte. U–Pb and Lu–Hf measurement spots are indicated. Data listed by spot numbers are available in the supplementary data file. (b) Concordia age of U–Pb isotopic analyses for the zircons of the metaluminous trachyte.

4.5.2 - Lu-Hf isotopes

The analysed zircon grains have quite homogeneous Hf isotopic compositions. The initial $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ ranges from 0.281362 to 0.281525 (Figure 4.8a) and was calculated on the basis of the measured $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ concordant ages of 65 concordant zircons. These values correspond respectively to an initial $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ of -15.1 to -10.4 (Supplementary data, Appendix A.5; Figure 4.8b), with relative old Hf crustal model ages from 3.27 to 2.96 Ga (Supplementary data, Appendix A.5; Figure 4.8b).

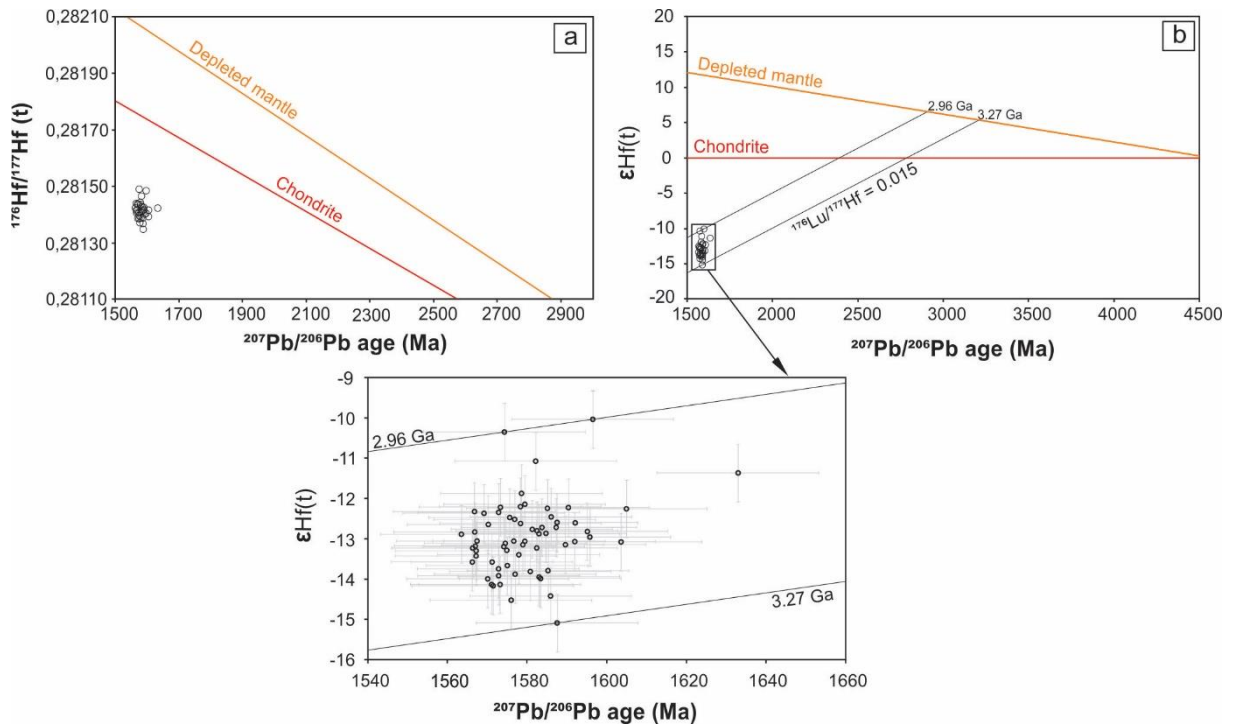


Figure 4.8 - Zircon Lu-Hf isotopic compositions for the zircons from the volcanic rock of the Bomba Formation. Constants and parameters used for calculation of $\epsilon\text{Hf}(t)$, CHUR and the depleted mantle evolution trend (DM) are available in the supplementary data file.

4.6 – WHOLE-ROCK GEOCHEMISTRY

4.6.1 - Classification

Major and trace elements data are reported in the Supplementary data, Appendix A.7. The volcanic rocks of the present study are alkaline and plot mostly in the trachyte field of the total alkalis vs. SiO_2 classification diagram (TAS, LeBas *et al.* 1986; Figure 4.9a). The rocks also plot in the phonolites and rhyolites fields, but in smaller proportions. All the samples are characterized by high $\text{FeO}_{\text{tot}}/(\text{FeO}_{\text{tot}} + \text{MgO})$ ratios (0.83-1.00) typical of A-type granitoids (Frost *et al.* 2001) and classify as alkalic ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO} = 7.97\text{-}13.98$) according to the diagram by Frost *et al.* (2001). The lavas plot in the within-plate granite fields (Figure 4.9b) of Pearce *et al.* (1984) and in the A-type granitoid fields (Figures 4.9c and 4.9d) of Whalen *et al.* (1987). This is keeping with eruption in a continental rift setting as propose by most workers (*e.g.* Brown *et al.* 1987; Estrada *et al.* 2001; Thorarinsson *et al.* 2011). Most of the lavas are metaluminous [ASI = molar $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO}) = 0.78\text{-}0.95$; Figure 4.10a] and weakly peraluminous [ASI = molar $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO}) = 1.01\text{-}1.05$; Figure 4.10a]. The peralkaline lavas [PI = molar $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3 = 1.01\text{-}1.21$; Figure 4.10a] are classified as comendites (Figure 4.10b) using the classification scheme of Macdonald (1974).

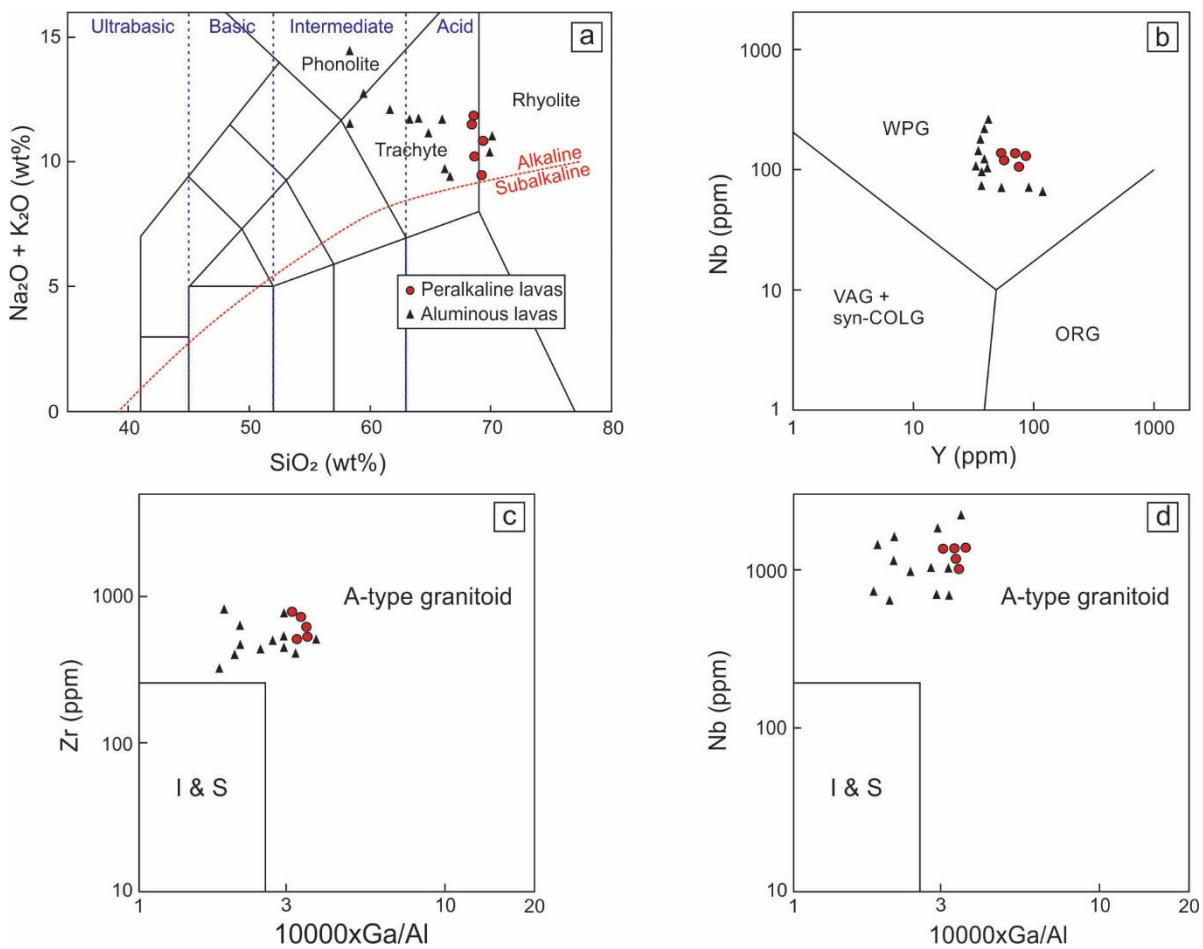


Figure 4.9 - (a) Intermediate and acid rocks of the Bomba Formation plotted in the total alkalis versus silica (TAS) diagram (normalized to 100% volatile-free) (Le Maitre *et al.* 2002). (b) Trace element discrimination diagram for the tectonic interpretation of granitic rocks of Pearce *et al.* (1984). (c) and (d) Trace element discriminant diagrams for A-type granites of Whalen *et al.* (1987).

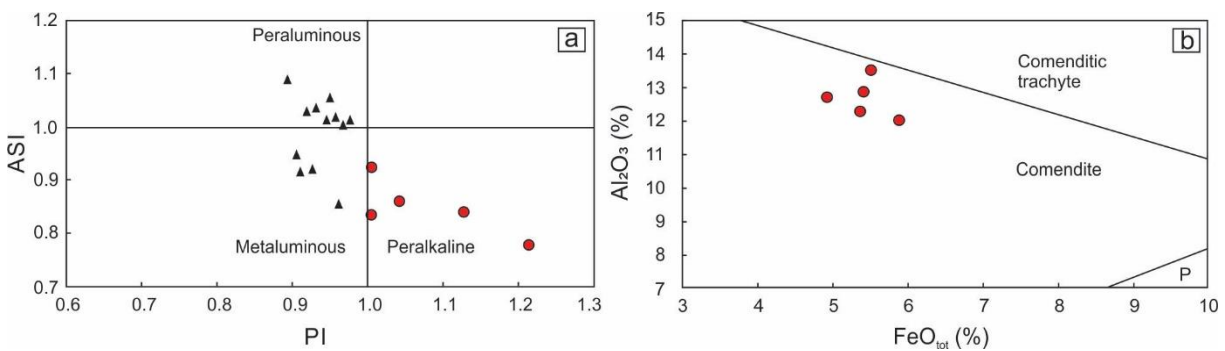


Figure 4.10 - (a) Alumina saturation index [ASI=molar $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}+\text{CaO})$] versus peralkalinity index [PI=molar $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$]. Symbols as in Fig. 4.9 (b) Peralkaline lavas plotted in the classification diagram of Macdonald (1974). P: pantellerite.

4.6.2 - Major and trace elements variations

The meta/peraluminous rocks show SiO₂ content ranging from 57.55 to 69.56 wt%, covering the zone of the intermediate and acid rocks. The peralkaline rocks are acid and display SiO₂ content ranging from 68.18 to 68.73 wt.%. For the same SiO₂ content, there isn't significant variation for the most major and trace elements between the meta/peraluminous and peralkaline rocks, with exceptions further described in this section. All the samples are potassium-rich and show a wide K₂O/Na₂O contents spectrum, varying from 0.93 to 23.5. The lavas have low MgO (0.01-1.06 wt%), P₂O₅ (0.03-0.31 wt%), CaO (0.25-1.81 wt%), moderate TiO₂ (0.54-2.42 wt%) and high FeO_{tot} (4.92-10.21 wt%) and Al₂O₃ (11.98-17.39 wt%). The geochemical data on most Harker diagrams show dispersion, just some major elements such as Al₂O₃, Fe₂O₃, FeO_{tot}, TiO₂ and P₂O₅ show negative correlation with SiO₂ (Figure 4.11). Therefore, the conventional fractionation crystallization is not expressive for this volcanic rocks.

These lavas exhibit high contents of incompatible elements, especially high field strength elements HFSE such as Zr (299-770 ppm) and Nb (62.7-215.1 ppm). These characteristics are also shown in the primitive mantle-normalized (McDonough & Sun 1995) trace elements "spider" diagram for this volcanic rocks (Figure 4.12a). The diagram display high concentrations of the large ion lithophile elements (LILE) and the HFSE. The samples are characterized by pronounced positive anomalies for Rb and Th, and negative anomalies for Ba and Sr, despite the generally high contents of Ba. The peralkaline lavas differ from the peraluminous lavas by more pronounced negative anomaly for Ba, negative anomaly for U and pronounced positive anomaly for Th (Figure 4.12a). The lavas display high contents of REE. Chondrite-normalized (Evensen *et al.* 1978) rare earth elements (REE) patterns obtained for this volcanic rocks are right-sloping and show light REE (LREE) enrichments relative to heavy REE (HREE; Figure 4.12b) as indicated by the (La/Yb)_N ratios (10.10-31.47). LREEs are more highly fractionated ($4.20 < (La/Sm)_N < 6.62$) than are HREEs, with show a flat pattern, and Eu show a weakly negative anomaly. The parallelism between the limits of the envelopes indicates similar mineral fractionation process in all rock types for various total REE contents. The peralkaline lavas differ from the peraluminous lavas by more pronounced negative anomaly for Eu (Eu/Eu* = 0.52-0.57 vs Eu/Eu* = 0.68-0.97; Figure 4.12b) and negative Ce anomaly (Ce/Ce* = 0.52-0.33; Figure 4.12b). High contents of Zr, Nb, Ta, Y and REE and low Eu and Sr contents are important attributes of A-type granitoids (Best 2003).

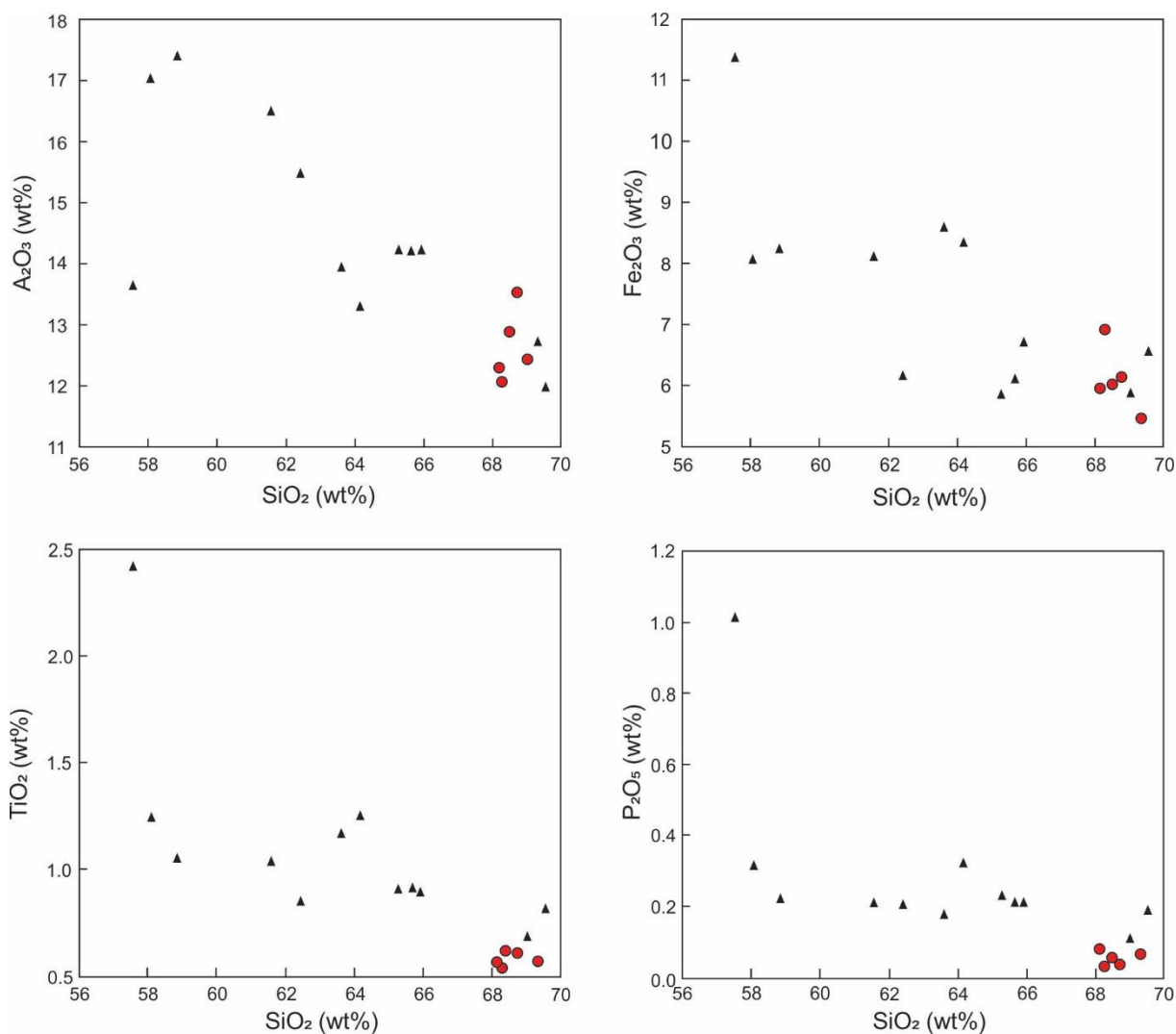


Figure 4.11 - Major element Harker diagrams for intermediate and acid rocks of the Bomba Formation.

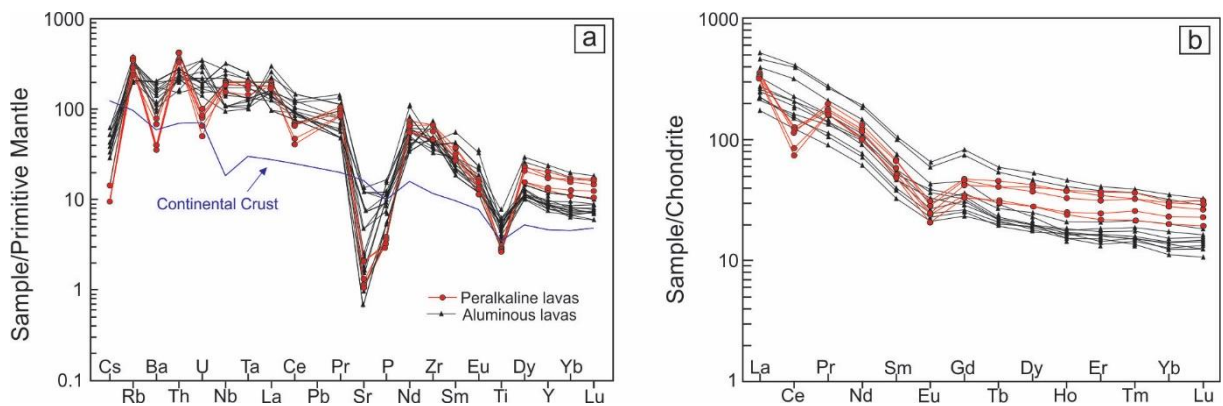


Figure 4.12 - (a) Representative primitive-mantle-normalized trace element diagrams. Normalizing using values of McDonough & Sun (1995). Average continental crust data is from Rudnick & Fountain (1995). (b) Chondrite-normalized REE diagrams. Normalizing using values of Evensen *et al.* (1978).

4.7 – DISCUSSION

4.7.1 - Chronology of eruption events and relationship of depositional units

From the interpretation of facies and facies association of the Bomba Formation and the construction of its stratigraphic framework, we propose a chronological model for the eruptive and depositional events.

The volcanism of Bomba Formation initiated with the endogenous lava dome (Figure 4.13a), producing eruptions essentially effusive that due to intercalations periods of scarcity and abundance of water in the basin beyond sedimentary supply, generated intercalations between lavas and peperites or hyaloclastites. It is suggested that after a period of time, the viscose magma of the acid to intermediate composition covered the opening of the dome. Then a highly explosive eruption started this cover producing a densely eruptive ascendant column, composed by gas, ashes, crystals and lithic fragments, which reaching its maximum height launched from de column and its top, covering the soil and forming pyroclastic fall deposits (Figure 4.13b). At the climax of the eruption, the eruptive column has become more dense than the air that its involved, going bellow in the form of a PDC, behaving like a dense and warm fluid. (Figure 4.13c). The ignimbrites were the pyroclastic deposits generated in this process. After, the inflation of the dome weakens and destabilize its steep sides, resulting in a gravitational disintegration and generating a PDC formed by the mixture of lava blocks, crystals, lapilli and ashes. (Figure 4.13d). This type of PDC generated pyroclastic block-and-ash flow deposits and was responsible for ejecting juvenile material that continued vesiculating during and after the launching. The continues expansion of these material generated cracks on cold surface, creating the bread-crust effect (Gill 2010). The acid to intermediate composition of lavas and the types of pyroclastic deposits formed during the volcanism of the Bomba Formation suggest that these rocks were generated by vulcanian eruptions (McPhie *et al.* 1993). Soon after the extinction of the eruptive events, the action of reworking processes that occurred on pre-existing deposits, like debris flow, ephemeral streams associated to high energy and gravitational flows associated to tractive flows were responsible to generate epiclastic rocks that occur at the top of the unit.

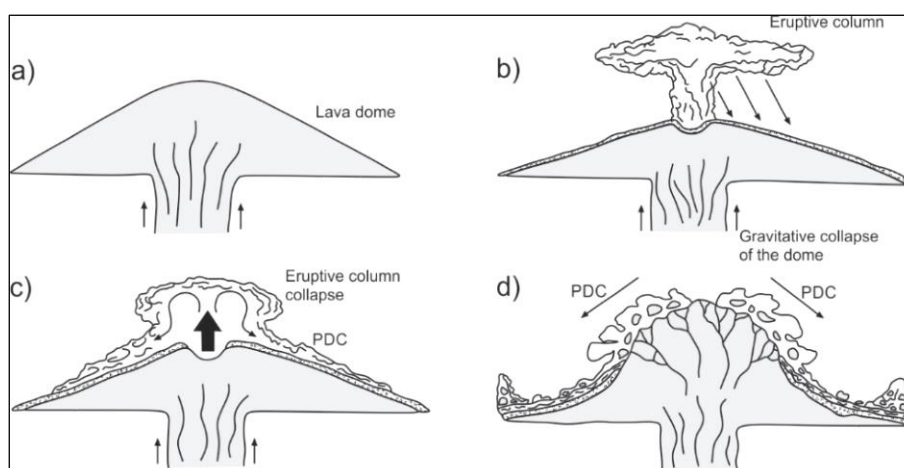


Figure 4.13 - Sketch diagram showing the evolution model for the Bomba Formation volcanism. (a) Formation of a viscous lava dome. (b) Formation of eruptive column that throws pyroclastic particles, covering the soil. (c) Collapse of the eruptive column and formation of a PDC. (d) Inflation and collapse of the lava dome, generating a PDC (modified from Pal & Bhattacharya 2011).

4.7.2 - Influence of alteration

The most alkali feldspar phenocrysts in the peraluminous and peralkaline rocks present a micro to mesoperthite intergrowth characterized by pure albite stains in a host predominantly composed of potassium (orthoclase composition on diagram An-Ab-Or; Figures 4.4a and 4.5a), as the albite phenocrysts present antiperthite with orthoclase composition (Figure 4.4b). The feldspar crystals present in the matrix, of a thinner grain, show the same chemical composition tendency as the phenocrysts. These characteristics indicate that the feldspar went through transformations due to post-magmatic processes, seeing that primary feldspars of volcanic rocks generated during a quick cooling down process are unstable under processes of deformation and hydrothermal alteration. The composition characteristics of the feldspars in the volcanic rocks of the Bomba Formation we also observed in rhyolite lavas in SW Japan (Nakano 1990) and in trachytes and rhyolites in a rift on the North coast of Greenland (Thorarinsson *et al.* 2011), being attributed, in both cases, to processes of hydrothermal alteration. Therefore, seems like the perthites and antiperthites here described register the hydrothermal substitution of the original igneous feldspars that occurred due to dissolution-reprecipitation reactions during the interaction with aqueous fluids. Many phenocrysts present tartan twinning, which enables the interpretation that the anorthoclase is the main original igneous alkali feldspar.

The peralkaline rocks show a negative anomaly of Ce and high Th/U ratios in comparison with aluminous rocks (15.71-27.9 vs 1.24-6.26) what can indicate that hydrothermalism in these rocks was more intense (Kröner *et al.* 2013). Despite that, it is curious to observe the coexistence of completely unaltered crystals of aegirine with altered crystals of alkali feldspar (see section 4.7.5).

Even though these rocks present indications of hydrothermal alteration, the petrographic analysis showed that the igneous characteristics remained preserved. The Chemical index of Alteration parameter (CIA; Nesbitt & Young 1982) was calculated for these rocks and, the majority of them, presented values between 45 and 55 for granitic rocks free of alteration. That, added to the low LOI values indicate that these rocks were not excessively hydrated (see Supplementary data, Appendix A.7) to the point of losing their original chemical characteristics completely. However, precaution is recommended when interpreting mobile elements such as LILE and REE. HFSE are strongly incompatible elements in feldspar and remain steady throughout hydrothermal alterations, therefore, for this case, are ideal in the use of petrogenetic modeling.

4.7.3 - Origin of the meta/peraluminous lavas

Unlike the majority of the volcanic rocks in continental rifts that present basic to bimodal composition (*e.g.* Chakrabarti *et al.* 2009; Macdonald *et al.* 2001; Young & Caldwell 2011), the Pajeú rift produced essentially an acid to intermediate volcanism. This characteristic, associated with extremely negative values of $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ (-15.1 a -10.4) and related ancient crustal model ages (3.27 a 2.96 Ga), suggest that the rocks derive from Paleo/Meso-archean protolith with long crustal residence.

Patiño Douce (1997) attributes to the melting pressure, as important a factor as the crustal source for the generation of A-type magmatism. According to the author, the partial melting of the continental crust of a tonalitic/granodioritic composition, under low-pressure conditions ($P \leq 4$ kbar) is able to produce metaluminous to slightly peraluminous magmas with high K_2O and SiO_2 content and with a chemical composition similar to A-type granites. The author shows that in the partial melting of these granitoids, in depths smaller than 15km the calcic plagioclase + orthopyroxene is stable and constitutes the dominant residual phase, what explains the characteristics of the remaining liquid, similar to A-type magmas (*e.g.* low levels of CaO, MgO, Sr and Eu, high $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ ratios and high content of HFSE and REE). In depths larger than 15km (8kbar), the partial melting of the same rocks, produces a residual phase dominated by clinopyroxene and, as a consequence, the chemical characteristics of the liquid produced in these conditions present different compositions from the one previously described. The absence of calcic plagioclase or orthopyroxene in the rocks studied may indicate that the crystallization process initiated in the magma chamber and, after the crystallization of these mineral phases, the remaining fluid ascended and the crystallization was dominated by k-feldspar, what is proven by the strong anomalies of Sr and Ba. Possibly, the alkali feldspar crystallization started in subsurface, before the extrusion, what explains the presence of large phenocrysts if compared to the microcrystalline matrix. Based on what was explained, it is coherent to attribute as a possible source of the volcanism in the Bomba Formation the granitoid rocks of TTG composition with ages between 3.4 and 2.7 Ga that

make up the Gavião Complex (Cruz *et al.* 2012), which corresponds to an ancient crust where the rocks of the Northern Espinhaço settle.

As an attempt to estimate the magmatic temperature with which these rocks were generated, we use the Watson & Harrison (1983) zircon saturation thermometer applied in igneous and not strongly peralkaline rocks, mainly of an intermediate to acid composition (Miller *et al.* 2003), saturated in zircon and in weakly hydrated conditions (> 1.5 wt.% of H₂O). This way, the lavas of the Bomba Formation fit the calibration interval of Watson & Harrison (1983) experiments [$M = (Na + K + 2 \times Ca) / (Al \times Si) = 1.47-1.90$, all in cation fraction] and the presence of zircon microphenocrysts make these rocks acceptable for the application of zircon saturation thermometry. The zircon saturation temperature (T_{Zr}) was calculated based on the formula proposed by Miller *et al.* (2003) and the obtained values are between 790 and 929 °C, with a margin of error of $\pm 10^\circ\text{C}$ (2σ , calculated by the propagation of analytic errors). Despite the igneous rocks generated by partial melting of the continental crust commonly present inherited zircon from the source material or ripped from preexisting country rocks, in the aluminous lava of the Bomba Formation, no inherited zircon was found, what indicates that the melting that generated these rocks occurred under zircon-undersaturated conditions (Miller *et al.* 2003). The calculations of Watson (1996) indicate that even thicker zircons (90- μm radius) are dissolved in crustal melting under undersaturated conditions in temperatures of 800°C. According to Miller *et al.* (2003), the interval of the T_{Zr} calculated here is consistent with the high T_{Zr} of the granites generated under zircon-undersaturated conditions (> 800 °C) and corresponds a minimum estimation for the temperature of the magma that generated these rocks.

The temperature of the magmatic source suggested in this paper was high enough to cause dehydration melting of granitic crustal rocks under low-pressure conditions, what would also explain the HFSE enrichment, due to the increased solubility in accessory phases (Collins *et al.* 1982).

4.7.4 - Magma Mixing

The liquid generated by the partial fusion of continental crust is SiO₂-oversaturated, what explains the origin of meta/peraluminous rocks of acid composition. However, the formation of aluminous magmas of intermediate composition requires processes that are more complex. Previous studies found in literature (*e.g.* Annen *et al.* 2006, 2015; Thorarinsson *et al.* 2011) explain that intermediate magmas that occur related to acid crustal magmas are generated by the mix of these magmas with mantle liquids. Despite the lack of indication of basic composition magmas, the presence of magnetite crystals with remelting rims, even skeletal (Figure 4.4c), and reabsorbed alkali feldspar phenocrysts are consistent with the magmatic reheating caused, possibly, by the injection of a pulse of

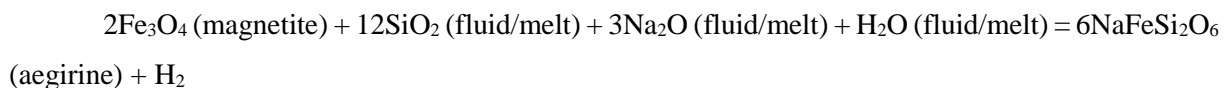
a more basic magma into the magmatic chamber not yet consolidated, allowing the mixture. Although the mantle contribution did not leave significant marks, this could be a possible evidence of its acting.

4.7.5 - Origin of the comendites lavas: the role of alkaline fluid

The origin of the volcanic peralkaline rocks is still widely debated in literature. Three types of mechanism are suggested: (1) prolonged fractional crystallization of mildly alkali or transitional basalt (*e.g.* Pecerrillo *et al.* 2003; Shao *et al.* 2015; Thorarinsson *et al.* 2011; White *et al.* 2012); (2) partial melting of young mafic crust (*e.g.* Bohrsen & Reid 1997; Lowenstern & Mahood 1991); (3) partial melting of H₂O-poor crustal granitic igneous rock (*e.g.* Hong *et al.* 2013).

The peralkaline and meta/peraluminous rocks of the Bomba Formation present similar chemical composition for, approximately, the same SiO₂ content. These rocks exhibit approximately similar content of Zr/Nb, Zr/Hf and Nb/Ta and clearly show linear trends in variation diagrams for major elements (Figure 4.11) and trace elements that do not present spreading. These facts, added to the intercalation of peralkaline and aluminous rocks only in the unit's northern sector, seem to indicate that both of them derived from the same source. Therefore, the mechanism (3) is the most plausible for our interpretation.

As previously mentioned, magnetite crystals are observed in the peralkaline rocks substituted with aegirine crystals (Figure 4.4b), besides that, they are frequently cut by venules filled mainly with this clinopyroxene (Figure 4.4d). These characteristics indicate that aegirine, typical mineral of peralkaline rocks, in this case may have been generated due to a post-magmatic fluid-rock interaction. Hong *et al.* (2013) also observed this process in peralkaline rhyolites in Yunshan (Yongtai), a region in southwest China. These authors, considering the proposition of Markl *et al.* (2010), suggest the following equation for substituting magnetite with aegirine:



The fact that there are aegirine encompassing magnetite crystals indicates that the reactions happened after the crystallization of these crystals. Besides, the clinopyroxenes are completely free of alteration, allowing the interpretation that they formed in a process posterior to the post-magmatic alteration that generated the perthites and antiperthites in the feldspars both in the aluminous and in the peralkaline rocks. Decarreau *et al.* (2004) show that it is possible to crystallize pure aegirine close to the surface of the Earth, in a 200°C minimum temperature and in strongly alkaline surfaces in contact with sodic fluids. According to the authors, the aegirines synthesized under these conditions show characteristics similar to igneous crystals formed in high temperatures, exhibiting euhedral forms and

typical pyroxene habits. However, they are small sized due to the slower growing rate at 200°C. The aegirine crystals present in the comendites described here corroborate with these characteristics (Figures 4.4d and 4.5b).

Since the meta/peraluminous and peralkaline rocks of the Bomba Formation derive from the same crustal source and present similar geochemical characteristics, it is possible to interpret that the peralkaline character and the aegirine phase of these comendites resulted from the interaction between the aluminous magmas and fluids rich in sodium.

4.7.6. Age and magmatic model for the Pajeú rift

The age of crystallization of 1579 ± 15 Ma for the volcanic rocks of Bomba Formation obtained in this work is consistent with the ages of 1582 ± 8 and 1569 ± 14 Ma determined by Danderfer *et al.* (2009) for these same rocks. Therefore, we reaffirm here the conceptions of Danderfer *et al.* (2009) that the Pajeú rift represents the third stage of the rifting in Espinhaço aulacogen, with the age of 1.58 Ga, positioned this event in Calymmian.

Despite the involvement of the mantle plume difficult to be demonstrated for rifts that ceased to be active, there is no evidence that the Pajeú rift has been formed under the action of a plume. Rifts associated to plumes commonly exhibit large magmatism predominantly mafic, alkaline and ultrabasic, as occurs in the East African Rift system (*e.g.* Chakrabarti *et al.* 2009; Macdonald *et al.* 2001). However, Pajeú rift produced little volume of volcanism, presents essentially acid to intermediate composition and its source is especially crustal. Based on this, we interpret that its thinning lithospheric occurred due to the performance of extension forces in response to a far-field stress occasioning a passive ascension of asthenosphere by isostatic compensation and posterior magmatism. The lithospheric thinning and an intrusion of mafic magma in the interior of the crust promote the necessary heat to conduct a partial melting (Annen & Sparks 2002; Huppert & Sparks 1988). This argument is consistent with the high temperatures of magma of the source suggested in this work (790 a 929 °C), sufficient to cause partial melting of crustal granitic rocks, under low pressure conditions, since the lithospheric thinning followed by asthenosphere rise promote the crust uplift, which added to the reach of magmas mafic intrusions, may cause partial melting at shallow depths (Figure 4.14). Similar processes have been proposed to explain the A-type meta/peraluminous granites chemical characteristics, beyond the acid to intermediate magmatism in areas of crustal extension (*e.g.* Christiansen *et al.* 2007; Frost & Frost 1997; Thorarinnsson *et al.* 2011).

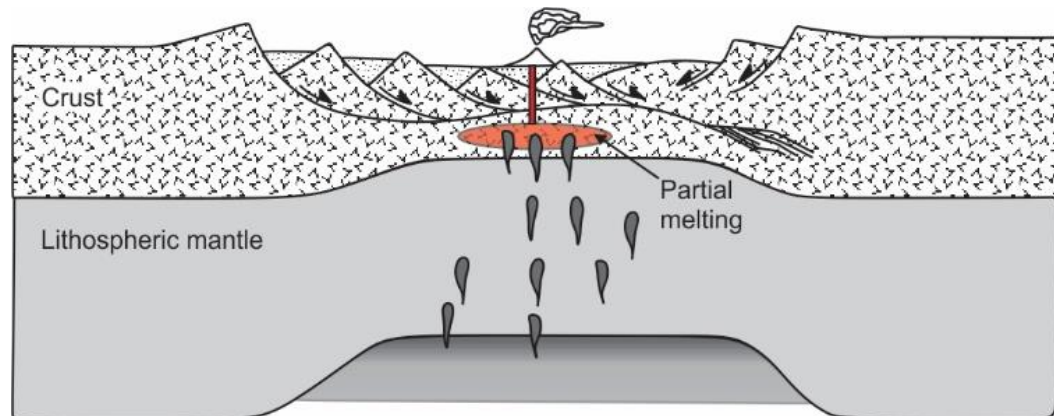


Figure 4.14 - Cartoon showing a model for the origin of volcanism in the Pajeú rift (not to scale). The lithospheric thinning and intrusion of mafic magma into the crust causes partial melting.

4.7.7 - Implications of the tectonic reconstruction

During the Calymmian Period, the continental blocks were united in a single Mesoproterozoic supercontinent denominated Columbia (Rogers & Santosh, 2002). Although the configuration and time of existence of this supercontinent are much discussed in the literature, they are still controversial. However, there is broad consensus on its genesis attributed to collisions and amalgamation of continental blocks during the period of 2.1 to 1.8 Ga, known as Transamazonian Orogeny (Meert 2012; Rogers & Santosh 2002; Zhao *et al.* 2002; Hou *et al.* 2008; Nance *et al.* 2014). Zhao *et al.* (2004) and Hou *et al.* (2008), proposed that the break possibly occurred in range of 1.3 to 1.2 Ga.

According to many authors, the San Francisco-Congo paleocontinent (SFCP) was part of this huge landmass and therefore should record several tectonic events that occurred before its break at the end of Mesoproterozoic. Yakubchuk (2010) and Hou *et al.* (2008) consider that the SFCP was attached to the current southeast margin of Amazon paleocontinent (PA) during the Mesoproterozoic, belonging to the Atlantica block, inside of the Columbia supercontinent. Zhao *et al.* (2004) and Danderfer *et al.* (2015) affirm that in the Statherian-Calymmian Period the west margin of the Atlantica block was shaped by accretionary orogens, registered in basement rocks in Rio Negro-Juruena province of the Amazonian craton, being characterized the Alto Jaurú (1.79-1.73 Ga) and Cachoeirinha (1.59-1.52 Ga) orogens (Ruiz *et al.* 2004; Tassinare *et al.* 1996). Therefore as part of a research exercise, we correlate the rifting process that occurred throughout the SFCP as reflex of Cachoeirinha orogeny. In Central Espinhaço, Costa *et al.* (2014) interpret the acid volcanism of Riacho Seco Formation (Mato Verde Group) associate with an important intraplate rifting of the SFCP. Using U-Pb zircon dating method, these authors obtained the age of 1.52 Ga for this volcanism, determining this synchronous extension event to the Pajeú rift. Therefore, we interpreted that the Pajeú and Mato Verde rifts were generated in response to the far-field stress induced by the convergence along the subduction and collision zone. The

far-field stress causes transpressional and transtensional movements that in combination with areas of weakness in the rift region can cause extension even thousands of kilometers from the collision zone (Pluijm & Marchak 2004). This rare process of formation of extensional zones was observed during the convergence of India in direction to Asia and collision of Africa with North America, occasioning penetrative faults and sedimentary basins to considerable distances from the collision zones (Pluijm & Marchak 2004). Further this, Lesne *et al.* (1998) attribute the formation of Baikal rift, located to the south of Siberia as answer to far-field stress, generated by the collision of India with Eurasia and the subduction of the Pacific plate along the western border. In addition to the geological evidence, paleomagnetic data are necessary for better restrict our hypotheses.

4.8 – Conclusions

(1) The Pajeú rift produced an essentially acid to intermediate volcanism generated by vulcanian eruptions, representing several episodes of volcanic activity, including the effusive growth of a lava dome, explosive eruptions, formation and collapse of the eruptive column, collapse of the dome and generation of hot avalanches.

(2) The crystallization age obtained for the volcanic rocks of the Bomba Formation proves that the last filling of the rift paleobasin succeeded in the Eocalymian around 1579 ± 15 Ma, consistent with the previous age of this volcanism.

(3) A hydrothermalism reached all the rocks of the Bomba Formation, modifying the chemical composition of the feldspars to pure orthoclase and albite causing intense perthites and antiperthites.

(4) The lavas present chemical characteristics of A-type granites. The chemical and isotopic evidence suggest that this volcanism was generated due to the partial melting by dehydration, under low pressure conditions, of old crustal rocks of TTG composition that compose the Gavião Complex. The 790 and 929°C is the estimated temperature range for the melting process, possibly provided by lithospheric thinning occasioned to passive ascension to asthenosphere, followed by intrusion of mafic magna into the crust.

(6) We suggest a far-field stress of Calymian age to explain the extensional tectonic that gave origin to the Pajeú rift in the Espinhaço aulacogen. As suggested by Danderfer *et al.* (2015), the São Francisco block was part of Columbia supercontinent and was limited in Calymian by a converging margin associated with a magmatic arc (Cachoeirinha orogen). Stress induced by this orogeny favored reactivation of the aulacogen structure and the crustal stretching and thinning

within the paleocontinent, promoting the rise of the asthenosphere and consequent melting and generation of the magmatism investigated in this work.

The authors acknowledge CNPq and PETROBRAS for the financial support, the Federal University of Ouro Preto for the institutional support and the Microanalysis Laboratory of the Federal University of Ouro Preto, a member of the Microscopy and Microanalysis Network of Minas Gerais State/Brazil/FAPEMIG, for the mineral chemistry analyses.

CAPÍTULO 5

CONCLUSÕES

A partir de um estudo integrado de dados petrológicos, geoquímicos e geocronológicos, além do levantamento de estudos prévios sobre o contexto geológico do período calimiano e dados existentes sobre registros desse período no paleocontinente São Francisco-Congo (PSFC), foi possível discutir as características e a fonte do vulcanismo associado ao rifte Pajeú, além de propor um modelo tectono-magmático para a gênese desse rifte.

Erupções vulcânicas foram responsáveis pela extrusão das rochas da Formação Bomba, que apresentam composição ácida a intermediária e representam diversos episódios de atividade vulcânica, incluindo o crescimento efusivo de um domo de lava, erupção explosiva, formação e colapso de coluna eruptiva, colapso do domo e geração de avalanches quentes.

Esse vulcanismo apresenta características químicas de granito do tipo A e é dividido em dois grupos: rochas ácidas a intermediárias meta/peraluminosas compostas principalmente por k-feldspato e rochas ácidas peralcalinas compostas principalmente por k-feldspato e aegerina. Características químicas de granitos do tipo A, valores negativos $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ (-15.1 a -10.4) e antigas idades modelo crustais T_{DM} (3.27 a 2.96 Ga) sugerem que as rochas aluminosas foram geradas por fusão por desidratação, em baixas profundidades, de antigas rochas crustais de composição TTG que compõem o Complexo Gavião. A presença de rochas de composição química intermediária coexistindo com rochas ácidas de fonte crustal sugerem a mistura desse magma com líquidos mantélicos. A termometria de saturação em zircão gerou temperaturas entre 790 e 929 °C, que são interpretadas como estimativas mínimas para a temperatura inicial da fonte magmática. Esse calor possivelmente foi fornecido pelo afinamento litosférico ocasionando a ascensão passiva da astenosfera, seguida de intrusões de magma máfico no interior da crosta, promovendo a fusão parcial. Características químicas extremamente semelhantes entre as rochas meta/peraluminosas e peralcalinas, com destaque nos conteúdos de HFSE, nos levou a interpretar que ambas foram derivadas da mesma fonte.

Em todas as rochas os cristais de feldspato apresentam composição de ortoclásio e albita puros, assim como os fenocristais exibem intensas pertitas e antipertitas com essas mesmas composições. Essa característica é interpretada como um registro de reações de substituição de baixa temperatura que ocorreram durante uma alteração hidrotermal que atingiu tanto as lavas aluminosas quanto as peralcalinas. Nos comenditos, os cristais de aegerina foram sintetizados a uma temperatura mínima de 200°C devido ao contato dos magmas alcalinos aluminosos com fluidos sódicos, promovendo caráter

peralcalino a essas rochas. Esse fenômeno demonstra que é possível explicar a coexistência de magmas meta/peraluminosos e peralcalinos a partir de processos hidrotermais, contribuindo com uma nova hipótese para a gênese de magmas peralcalinos.

Sugere-se um esforço remotamente aplicado (*far-field stress*) de idade calimiana para explicar a tectônica extensional que deu origem aos riftes Pajeú e Mato Verde no Espinhaço Setentrional e Central, respectivamente. Como sugerido por Danderfer *et al.* (2015), o bloco São Francisco fazia parte do supercontinente Colúmbia e era balizado no calimiano por uma margem convergente com arco magmático associado (orógeno Cachoeirinha). Esforços induzidos por este orógeno teriam favorecido o estiramento e afinamento crustal no interior do paleocontinente, promovendo a subida da astenosfera e consequente fusão e geração do magmatismo aqui investigado. Apesar do PSFC apresentar outros registros de processos de rifteamamento e LIPs de idade calimiana, como foi apresentado nessa dissertação, não foi possível, nesse trabalho, relacioná-los ao rifte Pajeú ou à orogênese de mesma idade registrada no cráton Amazonas. Portanto, estudos futuros são necessários para desvendar essa questão.

Referências

- Alkmim F.F., Brito Neves B.B., Alves J.A.C. 1993. Arcabouço tectônico do cráton São Francisco - uma revisão. In: J.M. Dominguez & A. Misi (eds.) *O Cráton do São Francisco*. Salvador, SBG/SGM/CNPq, p.45-62.
- Alkmim F.F., Chemale Jr. F., Endo I. 1996. A deformação das coberturas proterozóicas do Cráton do São Francisco e o seu significado tectônico. *Revista Escola de Minas*, **49**:22-38.
- Alkmim F.F., Pedrosa-Soares A.C., Noce C.M., Cruz S.C.P. 2007. Sobre a evolução tectônica do orógeno Araçuaí-Congo ocidental. *Geonomos*, **15**(1):25-43.
- Almeida F. F. M. 1977. O Cráton do São Francisco. *Rev. Bras. Geoc.*, **7**:349-364.
- Amelin Y., Lee D.C., Halliday A.N., Pidgeon R.T. 1999. Nature of the Earth's earliest crust from hafnium isotopes in single detrital zircons. *Nature*, **399**:252-255.
- Annen C. & Sparks R.S.J. 2002. Effects of repetitive emplacement of basaltic intrusions on thermal evolution and melt generation in the crust. *Earth and Planetary Science Letters*, **203**:937-955.
- Annen, C., Blundy, J.D., Sparks, R.S.J. 2006. The genesis of intermediate and silicic magmas in deep crustal hot zones. *Journal of Petrology*, **47**:505-539.
- Annen, C., Blundy, J.D., Leuthold, J., Sparks, R.S.J. 2015. Construction and evolution of igneous bodies: Towards an integrated perspective of crustal magmatism. *Lithos*, **230**:206-221.
- Babinski M., Pedreira A.J., Brito Neves B.B., Van Schmus W.R. 1999. Contribuição à geocronologia da Chapada Diamantina. In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 7, Lençóis, *Anais*, **2**:118-120.
- Bahk J.J. & Chough S.K. 1996. An interplay of syn and intereruption depositional processes: the lower part of the Jangki Group (Miocene), SE Korea. *Sedimentology*, **43**:421-438.
- Baker B.H., Goles G.G., Leeman W.P., Lindstrom M.M. 1977. Geochemistry and petrogenesis of a basalt-benmoreite-trachyte suite from the Southern part of the Gregory rift, Kenya. *Contrib. Mineral Petrol.*, **64**:303-332.
- Best M.G. 2003. *Igneous and Metamorphic Petrology*. Malden, Blackwell Publishing. 756 p.
- Bettencourt J.S., Tosdal R.M., Leite W.B., Payolla B.L. 1999. Mesoproterozoic rapakivi granites of the Rondônia Tin Province southwestern border of the Amazonian craton, Brazil – I. Reconnaissance U-Pb geochronology and regional implications. *Precambrian Research*, **95**:41-67.
- Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Vidotti R.M., Gonçalves J. H. 2003. *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. Brasília, CPRM-SGB, 674p.
- Black L.P. & Gulson B.L. 1978. The age of the Mud Tank carbonatite, Strangways Range Northern Territory. *BMR J. Aust. Geol. Geophys.*, **3**:227-232.
- Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M., Aleinikoff J.N., Davis D.W., Korsch R.J., Foudoulis C. 2003. TEMORA 1 a new zircon standard for phanerozoic U-Pb geochronology. *Chem. Geol.*, **200**:155-170.
- Bohrson W.A. & Reid M.R. 1997. Genesis of silicic peralkaline volcanic rocks in an ocean island setting by crustal melting and open-system processes: Socorro Island, Mexico. *Journal of Petrology*, **38**:1137-1166.
- Bouvier A., Vervoort J.D., Patchett P.J. 2008. The Lu-Hf and Sm-Nd isotopic composition of CHUR: constraints from unequilibrated chondrites and implications for the bulk composition of terrestrial planets. *Earth Planet. Sci. Lett.* **273**:48-57.
- Brown P.E., Parsons I., Becker S.M. 1987. Peralkaline volcanicity in the Arctic Basin - the Kap Washington Volcanics, petrology and palaeotectonics. *Journal of the Geological Society of London* **144**:707-715.
- Bruni M.A.L. & Schobbenhaus C. 1976. *Texto explicativo para a carta geológica do Brasil ao milionésimo*. Brasília, DNPM. 163p. (Folha Brasília SD-23).

- Bybee G.M., Ashwal L.D., Wilson A.H. 2010. New evidence for a volcanic arc on the western margin of a rifting Rodinia from ultramafic intrusions in the Andriamena region, north-central Madagascar. *Earth and Planetary Science Letters*, **293**:42–53.
- Campanha G.A.C., Basei M.A.S., Tassinari C.C., Nutman A.P., Faleiros F.M. 2008. U-Pb SHRIMP and Sm-Nd analysis for Ribeira belt Mesoproterozoic and Neoproterozoic terranes. In: South American Symposium on Isotope Geology, 6, San Carlos de Bariloche, *Anais*, 1-4.
- Chakrabarti R., Basu A.R., Santo A.P., Tedesco D, Vaselli O. 2009. Isotopic and geochemical evidence for a heterogeneous mantle plume origin of the Virunga volcanics, western rift, east African rift system. *Chemical Geology*, **259**:273-289.
- Chemale Jr. F., Philipp R.P., Dussin I.A., Formoso M.L.L., Kawashita K., Berttotti A.L. 2011. Lu-Hf and U-Pb age determination of Capivarita anorthosite in the Dom Feliciano belt, Brazil. *Precambrian Research*, **186**:117-126.
- Chemale Jr. F., Dussin I.A., Alkmim F.F., Martins M.S., Queiroga G., Armstrong R., Santos M.N. 2012. Unravelling a Proterozoic basin history through detrital zircon geochronology: the case of the Espinhaço Supergroup, Minas Gerais, Brazil. *Gondwana Research*, **22**:200-206.
- Christiansen E.H., Haapala I., Hart G.L. 2007. Are Cenozoic topaz rhyolites the erupted equivalents of Proterozoic granites? Examples from the western United States and Finland. *Lithos*, **97**:219–246.
- Collins W.J., Beams S.D., White A.J.R., Chappell B.W. 1982. Nature and origin of A-type granites with particular reference to Southeastern Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **80**:189-200.
- Cordani U.G., Teixeira W., D'Agrella-Filho M.S., Trindade R.I. 2009. The position of the Amazonian craton in supercontinents. *Gondwana Research*, **15**:396-407.
- Corfu F., Hanchar J.M., Hoskin P.W.O., Kinny P. 2003. Atlas of zircon textures. In: Hanchar J.M. & Hoskin P.W.O. (eds) *Zircon*. Washington, The Geological Society of America (GSA), 468-500.
- Corti G., Bonini M., Conticelli S., Innocenti F., Manetti P., Sokoutis D. 2003. Analogue modelling of continental extension: a review focused on the relations between the patterns of deformation and the presence of magma. *Earth-Science Reviews*, **63**:169-247.
- Costa A.F.O., Danderfer A., Lana C. 2014. O registro do vulcanismo calimiano no Espinhaço Central (MG): caracterização petrofaciológica, geoquímica e geocronológica. *Revista Geociências* **33**:119-135.
- Costa L.A.M & Inda H.A.V. 1982. O aulacógeno do Espinhaço. *Ciências da Terra*, **2**:13-18.
- Costa L.A.M. & Silva W.G. 1980. *Projeto Santo Onofre, mapeamento geológico*. Rio de Janeiro, DNPM-CPRM. 21v., v.1.
- Cruz S.C.P. & Alkmim F.F. 2007. A história de inversão do aulacógeno do Paramirim contada pela sinclinal de Ituaçu, extremo sul da Chapada Diamantina (BA). *Rev. Bras. Geoc.*, **37**(4):92-110.
- Cruz S.C.P., Peucat J.J., Teixeira L., Carneiro M.A., Martins A.A.M., Santana J.S., Souza J.S., Barbosa J.S.F., Leal A.B.M., Dantas E., Pimentel M. 2012. The Caraguataí syenitic suite, a ca. 2.7 Ga-old alkaline magmatism (petrology, geochemistry and U-Pb zircon ages). Southern Gavião block (São Francisco Craton), Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **37**:95-112.
- D'Agrella Filho M.S., Feybesse J.L., Prian J.P., Dupuis D., N'Dong J.E. 1996. Paleomagnetism of Precambrian rocks from Gabon, Congo craton, Africa. *Journal of African Earth Sciences*, **22**:65-80.
- Dalziel I.W.D. 1995. Earth before Pangea. *Scientific American*, **272**:58–63.
- Danderfer A. 2000. *Geologia Sedimentar e Evolução Tectônica do Espinhaço Setentrional*. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, Tese de Doutorado, 498p.
- Danderfer A. & Dardenne M.A. 2002. Tectonoestratigrafia da bacia Espinhaço na porção centro-norte do cráton São Francisco: registro de uma evolução poliistótica descontínua. *Revista Brasileira de Geociências*, **32**:449-460.
- Danderfer A., de Waele B., Pedreira A.A. J., Nalini Jr. H.A. 2009. New geochronological constraints on the geological evolution of Espinhaço basin within the São Francisco craton – Brazil. *Precambrian Research*, **170**:116-128.

- Danderfer A., Gomes N.S., Alves K.C. 2010. Caracterização do hidrotermalismo “verde” sobre rochas siliciclásticas do Grupo Pajeú (Supergrupo Oliveira dos Brejinhos), Espinhaço Setentrional, Bahia. *Rev. Bras. Geoc.*, **40**(4):550-560.
- Danderfer A., Lana C.C., Nalini Jr. H.A., Costa A.F.O. 2015. Constraints on the Statherian evolution of the intraplate rifting in a Paleo-Mesoproterozoic paleocontinent: new stratigraphic and geochronology record from the eastern São Francisco craton. *Gondwana Research*, **28**(2):668-688.
- Decarreau A., Petit S., Vieillard P., Dabert N. 2004. Hydrothermal synthesis of aegirine at 200°C. *European Journal of Mineralogy*, **16**:85-90.
- Ernst R.E., Pereira E., Hamilton M.A., Pisarevsky S.A., Rodrigues J., Tassinari C.C.G., Teixeira W., Van-Dunem V. 2013. Mesoproterozoic intraplate magmatic ‘barcode’ record of the Angola portion of the Congo craton: newly dated magmatic events at 1505 and 1110 Ma and implication for Nuna (Columbia) supercontinent reconstruction. *Precambrian Research*, **230**:103-118.
- Espanon V.R., Chivas A.R., Kinsley L.P.J., Dosseto A. 2014. Geochemical variations in the quaternary Andean back-arc volcanism, southern Mendoza, Argentina. *Lithos*, **208-209**:251-264.
- Estrada S., Höhndorf A., Henjes-Kunst F., 2001. Cretaceous/Tertiary volcanism in North Greenland: the Kap Washington Group. *Polarforschung*, **69**: 17-23.
- Evensen N.M., Hamilton P.J., O’niions R.K. 1978. Rare earth abundances in chondritic meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **42**:1199-1212.
- Faccena C., Becker T.W., Lallemand S., Lagabrielle Y., Funiello F., Piromallo C. 2010. Subduction-triggered magmatic pulses: a new class of plumes? *Earth and Planetary Science Letters*, **299**:54-68.
- Faure G. 1986. *Principles of Isotope Geology*. USA, John Wiley and Sons. 475p.
- Fernandes P., Montes M.L., Brás G., Montes A., Silva L., Oliveira F., Ghignone J.I., Siga Jr. O., Castro H. 1982. Geologia. In: MME/SG, *Projeto Radam Brasil*. Brasília, Folha Brasília, 25-204.
- Ferreira C.O. 2009. *A extensão do arco magmático de Goiás ao longo do lineamento transbrasiliiano: estudo baseado na aplicação dos métodos U-Pb e Lu-Hf por LA-MC-ICP-MS*. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, Dissertação de Mestrado, 76p.
- Feybesse J.L., Johan V., Triboulet C., Guerrot C., Mayaga-Mikolo F., Bouchot V., Eko N’dong J. 1998. The West Central African belt: a model of 2.5–2.0 Ga accretion and two-phase orogenic evolution. *Precambrian Research*, **87**:161-216.
- Fisher R.V. 1966. Rocks composed of volcanic fragments. *Earth-Science Reviews*, **1**:287-298.
- Fitton J.G. 1983. Active versus passive continental rifting: evidence from the west African rift system. *Tectonophysics*, **94**:473-481.
- Fitton J.G. 2007. The OIB paradox. IN: Foulger G.R. & D.M. (eds) *Plates, plumes and planetary processes*. Geological Society of America, **430**, 387-412.
- Folk R.L. 1968. *Petrology of sedimentary rocks*. Austin Hemphill's, 182p.
- Fossen H. 2012. *Geologia Estrutural – tradução de Fábio R.D. de Andrade*. São Paulo, Oficina de textos, 584 p.
- Frost C.D., Frost B.R., 1997. Reduced rapakivi-type granites: the tholeiite connection. *Geology*, **25**:647-650.
- Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. 2001. A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*, **42**:2033-2048.
- Furman T. 2007. Geochemistry of east African rift basalts: an overview. *J. African Earth Sciences*, **48**:147-160.
- Geraldes M.C., Schmus W.R.V., Condie K.C., Bell S., Teixeira W., Babinski M. 2001. Proterozoic geologic evolution of the SW part of the Amazonian craton in Mato Grosso state, Brazil. *Precambrian Research*, **111**:91-128.
- Geraldes M.C. 2010. *Introdução a Geocronologia*. São Paulo, SBG. 146p.
- Gerdes A. & Zeh A. 2006. Combined U-Pb and Hf isótopo LA-(MC)-ICP-MS analyses of detrital zircons: comparison with SHRIMO and new constraints for the provenance and age of an Armorican metasediment in Central Germany. *Earth and Planetary Science Letters*, **249**:47-61.

- Gerdes A. & Zeh A. 2009. Zircon formation versus zircon alteration - new insights from combined U–Pb and Lu–Hf in situ LA-ICP-MS analyses, and consequences for the interpretation of Archean zircon from the Limpopo Belt. *Chemical Geology*, **261**:230–243.
- Gill, R. 2010. *Igneous Rocks and Processes: a practical guide*. Chichester, John Wiley and Sons Limited, 427p.
- Gill R. 2014. *Rochas e Processos ígneos* – tradução de Félix J.N. Porto Alegre, Bookman, 427p.
- Goldberg A.S. 2010. Dyke swarms as indicators of major extensional events in the 1.9-1.2 Ga Columbia supercontinent. *Journal of Geodynamics*, **50**:176-190.
- Griffin W.L., Pearson N.J., Belousova E., Jackson S.E., Van Achtebergh E., O'Reilly S.Y., Shee S.R. 2000. The Hf isotope composition of cratonic mantle: LAM-MC-ICPMS analysis of zircon megacrysts in kimberlites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **64**:133–147.
- Griffin W.L., Wang X., Jackson S.E., Pearson N.J., O'Reilly S.Y., Xu X.S., Zhou X.M. 2002. Zircon chemistry and magmamixing, SE China: in-situ analysis of Hf isotopes, Tonglu and Pingtan igneous complexes. *Lithos*, **61**:237–269.
- Griffin W.L., Pearson N.J., Belousova E.A., Saeed A. 2006. Comment: Hf-isotope heterogeneity in zircon 91500. *Chemical Geology*, **233**:358–363.
- Guadagnin F., Chemale Jr. F., Magalhães A.J.C., Santana A., Dussin I., Takehara L. 2015. Age constraints on crystal-tuff from the Espinhaço Supergroup - insight into the Paleoproterozoic to Mesoproterozoic intracratonic basin cycles of the Congo-São Francisco craton. *Gondwana Research*, **27**(1):363-376.
- Hanson R.E. & Wilson T.J. 1993. Large-scale rhyolitic peperites (Jurassic, southern Chile). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **54**:247-264.
- Hasui Y. 2012a. Evolução dos Continentes. In: Hasui Y., Carneiro C.D.R., Almeida F.F.M., Bartorelli A. (eds.) *Geologia do Brasil*. São Paulo, Beca, 98-109.
- Hasui, Y., 2012b. Cráton amazônico: províncias Rio Branco e Tapajós. In: Hasui Y., Carneiro C.D.R., Almeida F.F.M., Bartorelli A. (eds.) *Geologia do Brasil*. São Paulo, Beca, 138–175.
- Hill R.I., Campbel I.H., Davies G.F., Griffiths R.W. 1992. Mantle plumes and continental tectonics. *Science*, **256**:186-193.
- Hong W., Xu X., Zou H. 2013. Petrogenesis of coexisting high-silica aluminous and peralkaline rhyolite from Yunshan (Yongtai), southeastern China. *Journal of Asian Earth Science*, **74**:316-329.
- Hou G., Santosh M., Qian X., Lister G.S., Li J. 2008. Configuration of the late Paleoproterozoic supercontinent Columbia: insights from radiating mafic dyke swarms. *Gondwana Research*, **14**:395-409
- Huisman R.S., Podladchikov Y.Y., Cloetingh S. 2001. Transition from passive to active rifting: relative importance of asthenospheric doming and passive extension of the lithosphere. *J. Geophys. Res.*, **106**:271-291.
- Huppert H.E., Sparks R.S.J. 1988. The generation of granitic magmas by intrusion of basalt into continental crust. *Journal of Petrology*, **29**:599–624.
- Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova E.A. 2004. The application of laserablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology. *Chemical Geology*, **211**:47–69.
- Jardim de Sá E.F. 1978. *Geologia da Chapada Diamantina e Faixa Santo Onofre, e geoquímica do vulcanismo ácido associado*. Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, Dissertação de Mestrado, 180p.
- Jerram D. & Petford N. 2011. *The field description of igneous rocks*. Chichester, John Wiley and Sons Limited. 427p.
- Johnson J.S., Gibson S.A., Thompson R.N., Nowell G.M. 2005. Volcanism in the Vitim volcanic field, Siberia: geochemical evidence for a mantle plume beneath the Baikal rift zone. *J. Petrol.*, **46**(7):1309-1344.
- Kano K. 1989. Interactions between andesitic magma and poorly consolidated sediments: examples in the Neogene Shirahama Group, south Izu, Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **37**:59-75.
- Kaul P.F.T. 1970. *Geologia da quadrícula Boquira, Bahia*. Recife, SUDENE/DRN/DG, 59p.

- Kearey P., Klepeis K.A., Vine F.J. 2014. *Tectônica Global* – tradução de Daniel F. de Godoy e Peter C.H. Porto Alegre, Bookman. 436 p.
- Kröner A., Hoffmann J.E., Xie H., Wu F., Münker C., Hegner E., Wong J., Wan Y., Liu D. 2013. Generation of early Archaean felsic greenstone volcanic rocks through crustal melting in the Kaapvaal, craton, southern Africa. *Earth and Planetary Science Letters*, **381**:188-197.
- Kumar K.V., Rathna K., Leelanandam C. 2015. Proterozoic subduction-related and continental rift-zone mafic magmas from the eastern Ghats belt, SE India: geochemical characteristics and mantle sources. *Current Science*, **108**(2):184-197.
- Kusky T.M. & Santosh M. 2009. The Columbia connection in North China. *Geological Society Special Publication*, **323**:49-71.
- Langmuir C.H., Klein E.M., Plank T. 1992. Petrological systematic of mid-ocean ridge basalts: constraints on melt generation beneath ocean ridges. In: Morgan J.P., Blackman D.K., Sinton J.M. (eds.) *Mantle Flow and Melt Generation at Mid-Ocean Ridges*. American Geophysical Union, Geophysical Monograph **71**:183-280.
- Langmuir C.H., Bezos A., Escrig S., Parman S.W. 2006. Chemical systematics and hydrous melting of the mantle in back-arc basin. In: Christie D.M., Fisher C.R., Lee S.M., Givens S. (eds.) *Back-arc Spreading Systems, Geological, Biological, Chemical and Physical Interactions*. Geophys. American Geophysical Union, Geophysical Monograph, **166**:87-146.
- Lawton T.F. & McMillan N.J. 1999. Arc Abandonment as a cause for passive continental rifting: comparison of the Jurassic Mexican Borderland rift and the Cenozoic Rio Grande rift. *Geology*, **27**(9):779-782.
- Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A.L., Zanettin B. 1986. A Chemical classification of volcanic rocks based on the total alkalis-silica diagram. *Journal of Petrology*, **27**:745-750.
- Lesne O., Calais E., Deverchère J. 1998. Finite element modelling of crustal deformation in the Baikal rift zone: new insights into the active-passive rifting debate. *Tectonophysics*, **289**:327-340.
- Lowenstern J.B. & Mahood G.A. 1991. New data on magmatic H₂O contents of pantellerites, with implications for petrogenesis and eruptive dynamics at Pantelleria. *Bulletin of Volcanology* **54**:78-83.
- Ludwig K.R. 2003. User's Manual for Isoplot/Ex, Version 3.0, A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication 4, 73p.
- Macdonald R., 1974. Nomenclature and petrochemistry of the peralkaline oversaturated extrusive rocks. *Bulletin of Volcanology*, **38**:498-516.
- Macdonald R., Rogers N.W., Fitton J.G., Black S., Smith M. 2001. Plume-lithosphere interactions in the generation of the basalts of the Kenya rift, east Africa. *J. Petrol.*, **42**(5):877-900.
- Mackenzie D. & O'Nions R.K. 1991. Partial melt distribution from inversion of rare earth element concentrations. *J. Petrol.*, **32**(5):1021-1091.
- Markl G., Marks M.A.W., Frost B.R. 2010. On the controls of oxygen fugacity in the generation and crystallization of peralkaline melts. *Journal Petrology*, **51**:1834-1847.
- Mats V.D. & Perepelova T.I. 2011. A new perspective on evolution of the Baikal rift. *Geosc. Front.*, **2**(3):349-365.
- McDonough W.F. & Sun S.S. 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology*, **120**:223-253.
- McMillan N.J., Dickin A.P., Haag D. 2000. Evolution of magma source regions in the Rio Grande rift, southern New Mexico. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **112**(10):1582-1593.
- McPhie J., Doyle M., Allen R. 1993. *Volcanic textures: a guide to the interpretation of textures in volcanic rocks*. Tasmania, Centre for Ore Deposit and Exploration Studies. 197p.
- Meert J.G. 2012. What's in a name? The Columbia (Paleopangea/Nuna) supercontinent. *Gondwana Research*, **21**:987-993.
- Miall A.D. 2016. *Stratigraphy: a modern synthesis*. New York, Springer. 454p.
- Mijk J.V., Hunen J.V., Goes S. 2008. Small-scale convection during continental rifting: evidence from the Rio Grande rift. *Geology*, **36**(7):575-578.

- Miller C.F., McDowell S.M., Mapes R.W. 2003. Hot and cold granites? Implications of zircon saturation temperatures and preservation of inheritance. *Geology*, **31**:529–532.
- Molnar P. & Tapponnier P. 1975. Cenozoic tectonics of Asia, effects of a continental collision. *Science*, **189**:419-426.
- Moores E.M. 1991. Southwest U.S.-East Antarctic (SWEAT) connection: a hypothesis. *Geology*, **19**:425-428.
- Nakano S. 1990. Behavior of alkali feldspar during hydrothermal alteration of the Koto rhyolites, southwest Japan. *Earth Science (Chikyu Kagaku)*, **44**:61-76.
- Nance R.D., Murphy J.B., Santosh M. 2014. The supercontinent cycle: a retrospective essay. *Gondwana Research*, **25**:4-29.
- Nascimento R.S. & Gorayeb P.S.S. 2004. Basaltos da suíte Parapuí, gráben Jaibaras, noroeste do Ceará: caracterização, petrografia, geoquímica e química mineral. *Rev. Bras. Geoc.*, **34**(4): 459-468.
- Nemec W., Steel R.J., Poresbski S.J., Spinnangr A. 1984. Domba conglomerate, devonian, Norway: process and lateral variability in a mass flow-dominated lacustrine fan-delta. In: Koster G.H. & Steel R.J. (eds), *Sedimentology of Gravels and Conglomerates*. Memoir, Canadian Society of Petroleum Geologists, 295-320.
- Nesbitt H.W. & Young G.M. 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, **299**:715-717.
- Pal T. & Bhattacharya A. 2011. Block-and-ash flow deposit of the Narcondam Volcano: product of dacite-andesite dome collapse in the Burma-Java subduction complex. *Island Arc*, **20**:520-534.
- Park A.H., Lee S.M., Kamenov G.D., Kwon S.T., Lee K.Y. 2010. Tracing the origin of subduction components beneath the south east rift in the Manus basin, Papua New Guinea. *Chemical Geology*, **269**:339-349.
- Patchett P.J. & Tatsumoto M. 1980. Hafnium isotope variations in oceanic basalts. *Geophys. Res. Lett.*, **7**:1077-1080.
- Patiño Douce A.E. 1997. Generation of metaluminous A-type granites by low pressure melting of calc-alkaline granitoids. *Geology*, **25**:743-746.
- Payolla B.L., Bettencourt J.S., Kozuch M., Leite W.B., Fetter A.H., Schmus W.R.V. Geological evolution of the basement rocks in the east-central part of the Rondônia Tin Province, SW Amazonian craton, Brazil: U-Pb and Sm-Nd isotopic constraints. *Precambrian Research*, **119**:141-169.
- Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, **25**:956–983.
- Pearce J.A. & Stern R.J. 2006. Origin of back-arc basin magmas: trace element and isotope perspectives. In: Christie D.M., Fisher C.R., Lee S.M., Givens S. (eds) *Back-arc Spreading Systems, Geological, Biological, Chemical and Physical Interations*. Geophys. American Geophysical Union, Geophysical Monograph, **166**:63-86.
- Peccerillo A., Barberio M.R., Yirgu G., Ayalew D., Barbieri M., Wu T.W. 2003. Relationships between mafic and peralkaline silicic magmatism in continental rift settings: a petrological, geochemical and isotopic study of the Gedemsa Volcano, Central Ethiopian rift. *Journal of Petrology*, **44**:2003-2032.
- Pedrosa-Soares A.C., Noce C.M., Wiedemann C.M., Pinto C.P. 2001. The Araçuaí-West-Congo orogen in Brazil: an overview of a confined orogen formed during Gondwanaland assembly. *Precambrian Research*, **110**:307-323.
- Petit C., Koulakov I., Dèverchère J. 1998. Velocity structure around the Baikal rift zone from teleseismic and local earthquake traveltimes and geodynamic implications. *Tectonophysics*, **296**:125-144.
- Pik R., Deniel C., Coulon C., Yirgu G., Hofmann C., Ayalew D. 1998. The northwestern Ethiopian plateau flood basalts: classification and spatial distribution of magmas types. *J. Volcan. Geotherm. Res.*, **81**:91-111.
- Pik R., Deniel C., Coulon C., Yirgu G., Marty B. 1999. Isotopic and trace element signatures of Ethiopian flood basalts: evidence for plume-lithosphere interactions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **63**(15):2263-2279.
- Pimentel M.M., Heaman L., Fuck R.A., Marini O.J. 1991. U-Pb zircon geochronology of Precambrian tin-bearing continental-type acid magmatism in central Brazil. *Precambrian Research*, **52**:321-335.

- Pin C. & Paquete J.L. 1997. A mantle-derived bimodal suite in the Hercynian belt: Nd isotope and trace element evidence for a subduction-related rift origin of the late Devonian Brèvenne metavolcanics, Massif central (France). *Contrib. Mineral Petrol*, **129**:222-238.
- Pluijm B. A. V. D. & Marchak S. 2004. *Earth structure: an introduction to structural geology and tectonics*. (2ed.). Estados Unidos, W. W. Norton & Company, 672 p.
- Read W.A., Browne M.A.E., Stephenson D., Upton B.G.J. 2002. Carboniferous. In: Trewin N.H. (ed.) *The Geology of Scotland*. London, Geol. Soc., 251-299.
- Reddy S.M. & Evans D.A.D. 2009. Paleoproterozoic supercontinents and global evolution: correlations from core to atmosphere. In: Reddy S.M., Mazumber R., Evans D.A.D., Collins A.S. (eds) *Paleoproterozoic supercontinents and global evolution*. London, Geol. Soc., **323**:1-26.
- Rogers J.J.W. & Santosh M. 2002. Configuration of Columbia, a Mesoproterozoic supercontinent. *Gondwana Research*, **5**:5-22.
- Rogers J.J.W. & Santosh M. 2004. *Continents and Supercontinents*. New York, Oxford Press. 304p.
- Rogers J.J.W. & Santosh M. 2009. Tectonics and surface effects of the supercontinent Columbia. *Gondwana Research*, **15**:373-380.
- Rogers N.M. 2006. Basaltic magmatism and the geodynamics of the east African rift system. In: Yirgu G., Ebinger C.J., Maguire P.K.H. (ed.) *The Afar Volcanic Province within the East African Rift System*. London, Geol. Soc. Lon., Special Publication **259**, 77-93.
- Rudnick R.L. & Fountain D.M. 1995. Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective. *Reviews of Geophysics*, **33**(3):267-309.
- Ruiz A.S., Geraldes M.C., Matos J.B., Teixeira W., Schmus W.R.V., Schmitt R.S. 2004. The 1590-1520 Ma Cachoeirinha magmatic arc and its tectonic implication for the Mesoproterozoic SW Amazonian craton crustal evolution. *Acad. Bras. Ciênc.*, **74**(4):807-824.
- Santos M.N., Chemale Jr. F., Dussin L.A., Martins M., Assis T.A.R., Jelinek A.R., Guadagnin F., Armstrong R. 2013. Sedimentological and paleoenvironmental constraints of the Statherian and Stenian Espinhaço rift system, Brazil. *Sedimentary Geology*, **290**:47-59.
- Schobbenhaus C. 1972. *Relatório Geral sobre a geologia da região setentrional da Serra do Espinhaço*. Recife, SUDENE/DRN/DG. 91p.
- Shao F., Niu Y., Regelous M., Zhu D.C. 2015. Petrogenesis of peralkaline rhyolites in an intra-plate setting: Glass House Mountains, southeast Queensland, Australia. *Lithos*, **216-217**:196-210.
- Siga Jr. O., Cury L.F., McCreath I., Ribeiro L.M.A.L., Sato K., Basei M.A.S., Passarelli C.R. 2011a. Geology and geochronology of the Betara region in south-southeastern Brazil: evidence for possible Statherian (1.80-1.75 Ga) and Calymmian (1.50-1.45 Ga) extension events. *Gondwana Research*, **19**:260-274.
- Siga Jr. O., Basei M.A.S., Passarelli C.R., Sato K., Nutman A., McCreath I., Prazeres Filho H.J. 2011b. Calymmian (1.50-1.45 Ga) magmatic records in Votuverava and Perau sequences, south-southeastern Brazil: Zircon ages and Nd-Sr isotopic geochemistry. *J. South Am. Earth Sc.*, **32**:301-308.
- Siga Jr. O., Basei M.A.S., Nutman A., Sato K., McCreath I., Passarelli C.R., Liu D. 2011c. Extensional and collisional magmatic records in the Apiaí terrane, South-Southeastern Brazil: integration of Geochronological U-Pb Zircon Ages. *Rev. Inst. Geoc. USP*, **11**(3):149-175.
- Silveira E.M., Söderlund U., Oliveira E.P., Ernst R.E., Leal A.B.M. 2013. First precise U-Pb baddeleyite ages of 1500 Ma mafic dykes from the São Francisco Craton, Brazil, and tectonic implications. *Lithos*, **174**:144-156.
- Skinlling I.P., White J.D.L., McPhie J. 2002. Peperite: a review of magma-sediment mingling. *Journal of volcanology and Geothermal Research*, **114**:1-17.
- Sláma J., Kosler J., Condon D.J., Crowley J.L., Gerdes A., Hanchar J.M., Horstwood M.S.A., Morris G.A., Nasdala L., Norberg N., Schaltegger U., Schoene B., Tubrett M.N., Whitehouse M.J. 2008. Plešovice zircon – a new natural reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis. *Chemical Geology*, **249**:1-35.
- Smedley P.L. 1986. The relationship between calc-alkaline volcanism and within-plate continental rift volcanism: evidence from Scottish Paleozoic lavas. *Earth and Planetary Science*, **76**:113-128.

- Smith J.V. 1996. Ductile-brittle transition structures in the basal shear zone of a rhyolite lava flow, eastern Australia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **72**:217-223.
- Söderlund U., Patchett P.J., Vervoort J.D., Isachsen C.E. 2004. The ^{176}Lu decay constant determined by Lu–Hf and U–Pb isotope systematics of Precambrian mafic intrusions. *Earth and Planetary Science Letters*, **219**:311-324.
- Späth A., Roex A.P.L., Opiyo-Akech N. 2001. Plume-lithosphere interaction and the origin of continental rift-related alkaline volcanism – the Chyulu Hills volcanic province, southern Kenya. *J. Petrol.*, **42**(4):765-787.
- Stacey J.S. & Kramers J.D. 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters*, **26**:207-221.
- Streckeisen A.L. 1978. IUGS Subcommittee on the systematic of igneous rocks. Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites and melilitite rocks. Recommendations and suggestions. *Neues Jahrbuch für Mineralogie – Abhandlungen*, **141**:1-14.
- Tassinari C.C.G., Cordani U.G., Nutman A.P., Van Schmus W.R., Bettencourt J.S., Taylor P.N. 1996. Geochronological systematics on basement rocks from the Rio Negro-Juruena Province (Amazonian Craton) and tectonic implications. *International Geology Review*, **38**:161-175.
- Tassinari C.C.G., Bettencourt J.S., Geraldés M.C., Macambira M.J.B., Lafon J.M. 2000. The Amazonian craton. In: Cordani U.G., Milani E.J., Thomaz Filho A., Campos D.A. (eds) *Tectonic evolution of South America*. In: Intern. Geol. Congres., 31, Rio de Janeiro, 41-95.
- Tavora F.J., Cordani U.G., Kawashita K. 1967. Determinações de idade K-Ar em rochas da região central da Bahia. In: Congr. Bras. Geol., 21, Curitiba, *Anais*, 214-224.
- Teixeira W., D'Agrella-Filho M.S., Hamilton M.A., Ernst R.E., Girardi V.A.V., Mazzucchelli M., Bettencourt J.S. 2013. U–Pb (ID-TIMS) baddeleyite ages and paleomagnetism of 1.79 and 1.59 Ga tholeiitic dyke swarms, and position of the Rio de la Plata Craton within the Columbia supercontinent. *Lithos*, **174**:157-174.
- Tera F. & Wasserburg G.L. 1972. U-Th-Pb systematics in three Apollo 14 basalts and the problem of initial Pb in lunar rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, **14**:281-304.
- Thorarinnsson S.B., Holm P.M., Duprat H., Tegner C. 2011. Silicic magmatism associated with Late Cretaceous rifting in the Arctic Basin - petrogenesis of the Kap Kane sequence, the Kap Washington Group volcanics, North Greenland. *Lithos*, **125**:65-85.
- Turcotte D.L. & Emerman S.H. 1983. Mechanisms of active and passive rifting. *Tectonophysics*, **94**:39-50.
- Van Achterbergh E., Ryan C.G., Jackson S.E., Griffin W. 2001. Appendix III. Data reduction software for LAICP-MS. In: P. Sylvester (ed.) *Laser-ablation-ICP-MS in the Earth sciences, principles and applications*. Mineralogical Association of Canada, Short Course Series, 239–243.
- Watson E.B. & Harrison T.M. 1983. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth and Planetary Science Letters*, **64**:295-304.
- Watson E.B. 1996. Dissolution, growth and survival of zircons during crustal fusion: kinetic principles, geological models and implications for isotopic inheritance. *Geological Society of America Special Papers*, **315**:43-56.
- Weber W., Siga Jr. O., Sato K., Neto J.M.R., Basei M.A.S., Nutman A.P. 2004. A Formação Água Clara na região de Araçuaia – SP: registro U-Pb de uma bacia mesoproterozóica. *Rev. Inst. Geoc. USP*, **4**(1):101-110.
- Wetherill G.W. 1956. Discordant Uranium-Lead ages, part I. *American Geophysical Union Transaction*, **37**:320-326.
- Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **95**:407-419.
- White R.S., Mackenzie D., O'Nions R.K. 1992. Oceanic crustal thickness from seismic measurements and rare earth element inversions. *J. Geophys. Res.*, **97**:19683-19715.
- White J.D.L., MacPhie J., Skilling I.P. 2000. Peperite: a useful genetic term. *Bulletin of Volcanology*, **62**:65-66.
- White J.C., Parker D.F., Ren M. 2009. The origin of trachyte and pantellerite from Pantelleria, Italy: insights from major element, trace element, and thermodynamic modelling. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **179**:33–55.

- White J.C., Espejel-Garcia V.V., Anthony E.Y., Omenda P. 2012. Open system evolution of peralkaline trachyte and phonelite from the Suswa volcano, Kenya rift. *Lithos*, **152**:84-104.
- Woodhead J.D. & Hergt J.M., 2005. Preliminary appraisal of seven natural zircon reference materials for in situ Hf isotope determination. *Geostand. Geoanal. Res.*, **29**:183–195.
- Wu F.Y., Yang Y.H., Xie L.W., Yang J.H., Xu P. 2006. Hf isotopic compositions of the standard zircons and baddeleyites in U–Pb geochronology. *Chem. Geol.*, **234**:105–126.
- Yakubchuk A. 2010. Restoring the supercontinent Columbia and tracing its fragments after its breakup: a new configuration and a super-horde hypothesis. *J. Geodynamics*, **50**:166-175.
- Youbi N., Kouyaté D., Söderlund U., Ernst R.E., Soullaimani A., Hafid A., Ikenne M., Bahat A.E., Bertrand H., Chaham K.R., Abbou M.B., Mortaji A., Ghorfi M.E., Zouhair M., Janati M.E. 2013. The 1750 Ma magmatic event of the West African craton (Anti-Atlas, Morocco). *Precambrian Research*, **236**:106-123.
- Young G.M. & Caldwell W.G.E. 2011. Stratigraphical context and geochemistry of Tournaisian (pre-Clyde Plateau Volcanic Formation) tuffs, Great Cumbrae, western Midland valley of Scotland. *Scottish J. Geol.*, **47**(1):21-32.
- Zhao G., Cawood P.A., Wilde S.A., Sun M. 2002. Review of global 2.1–1.8 Ga collisional orogens and accreted cratons: a pre-Rodinia supercontinent? *Earth-Science Reviews* **59**:125–162.
- Zhao G., Sun M., Wilde S.A., Li S. 2004. A Paleo-Mesoproterozoic supercontinent assembly, growth and breakup. *Earth-Science Reviews*, **67**:91-123.
- Zeyen H., Volker F., Wehrle V., Fuchs K., Sobolev S.V., Altherr R. 1997. *Tectonophysics*, **278**:329-352.
- Ziegler P.A. & Cloetingh S. 2004. Dynamic processes controlling evolution of rifted basins. *Earth-Science Reviews*, **64**:1-50.
- Zonenshain L.P. & Savostin L.A. 1981. Geodynamics of the Baikal rift zone and plate tectonics of Asia. *Tectonophysics*, **76**:1-45.

Apêndices

Appendix A Supplementary data

Appendix A.1 Electron microprobe analyses of feldspars.

Lithology Sample No. Mineral Name No. oxygen Remarks	Comendite PB11C Pl 8 perthite	Comendite PB11C Pl 8 perthite	Comendite PB11C Pl 8 perthite	Comendite PB11C Pl 8 perthite	Comendite PB11C Pl 8 perthite	Comendite PB11C Pl 8 perthite	Comendite PB11C Pl 8 perthite	Comendite PB11C Pl 8 perthite	Comendite PB11C Pl 8 perthite	Comendite PB11C Pl 8 perthite	Comendite PB11C Pl 8 perthite	Comendite PB11C Pl 8 matrix
SiO ₂	68.97	68.73	68.84	69.33	68.78	69.24	70.05	70.04	68.38	68.58	68.44	
Al ₂ O ₃	19.91	20.19	20.02	20.49	19.89	20.40	20.62	20.55	19.85	19.55	19.44	
TiO ₂	0.03	0.00	0.00	0.01	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	0.09	0.10	0.12	0.15	0.09	0.12	0.15	0.17	0.08	0.16	0.23	
MnO	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.02	0.02	0.02	0.03	0.00	
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	
CaO	0.02	0.01	0.02	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.02	0.01	0.01	
Na ₂ O	11.93	11.42	12.02	11.12	11.93	11.18	9.85	8.01	11.76	12.13	12.11	
K ₂ O	0.07	0.07	0.07	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.07	0.14	
Total	101.03	100.51	101.08	101.16	100.76	101.04	100.74	98.86	100.16	100.52	100.38	
Si	2.985	2.982	2.979	2.984	2.984	2.986	3.009	3.039	2.983	2.987	2.987	
Al	1.016	1.033	1.021	1.040	1.017	1.037	1.044	1.051	1.021	1.004	1.000	
Ti	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	
Fe ²⁺	0.003	0.004	0.004	0.005	0.003	0.004	0.005	0.006	0.003	0.006	0.008	
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000	
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	
Ca	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001	
Na	1.001	0.961	1.008	0.928	1.003	0.935	0.820	0.673	0.994	1.024	1.025	
K	0.004	0.004	0.004	0.003	0.003	0.003	0.003	0.003	0.003	0.004	0.008	
Total	5.110	4.983	5.017	4.961	5.011	4.966	4.882	4.775	5.006	5.026	5.029	
An	0.09	0.02	0.09	0.02	0.00	0.02	0.00	0.08	0.08	0.05	0.06	
Ab	99.52	99.60	99.54	99.62	99.67	99.65	99.60	99.45	99.59	99.59	99.20	
Or	0.39	0.37	0.37	0.36	0.33	0.33	0.40	0.47	0.32	0.36	0.73	

Continuation...

Lithology	Comendite	Comendite	Comendite	Comendite	Comendite	Comendite	Comendite	Comendite	Comendite	Comendite	Comendite
Sample No.	PB11C	PB11C	PB11C	PB11C	PB11C	PB11C	PB11C	PB11C	PB11C	PB11C	PB11C
Mineral	PI	PI	PI	PI	PI	PI	PI	PI	PI	PI	PI
No. oxygen	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
Remarks	matrix	matrix	perthite	perthite	perthite	matrix	perthite	perthite	perthite	perthite	perthite
SiO ₂	68.47	68.56	68.39	66.59	68.23	68.33	67.84	68.44	67.39	68.30	67.77
Al ₂ O ₃	19.62	19.50	19.76	19.32	19.50	19.60	19.41	19.37	19.19	19.54	19.83
TiO ₂	0.00	0.03	0.01	0.04	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	0.27	0.20	0.10	0.33	0.04	0.27	0.14	0.20	0.13	0.11	0.16
MnO	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01
MgO	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.03
CaO	0.01	0.04	0.03	0.03	0.03	0.04	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03
Na ₂ O	11.90	12.08	11.91	11.91	11.99	12.04	11.97	11.93	11.90	11.81	11.98
K ₂ O	0.12	0.13	0.11	0.07	0.09	0.16	0.06	0.06	0.07	0.06	0.07
Total	100.39	100.54	100.34	98.29	99.88	100.45	99.45	100.01	98.71	99.87	99.88
Si	2.985	2.987	2.982	2.972	2.988	2.981	2.986	2.993	2.988	2.990	2.972
Al	1.008	1.002	1.016	1.016	1.007	1.008	1.007	0.999	1.003	1.008	1.025
Ti	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ²⁺	0.010	0.007	0.004	0.012	0.002	0.010	0.005	0.007	0.005	0.004	0.006
Mn	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001
Ca	0.000	0.002	0.002	0.001	0.001	0.002	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001
Na	1.006	1.021	1.007	1.031	1.018	1.019	1.022	1.012	1.023	1.002	1.019
K	0.006	0.007	0.006	0.004	0.005	0.009	0.003	0.003	0.004	0.003	0.004
Total	5.017	5.027	5.017	5.038	5.021	5.028	5.024	5.015	5.024	5.010	5.028
An	0.05	0.19	0.15	0.12	0.14	0.20	0.06	0.05	0.06	0.07	0.12
Ab	99.32	99.10	99.26	99.47	99.35	98.95	99.62	99.64	99.54	99.61	99.47
Or	0.64	0.72	0.59	0.41	0.51	0.85	0.31	0.31	0.40	0.32	0.40

Continuation...

Lithology	Comendite	Comendite	Comendite	Trachyte	Trachyte	Trachyte	Trachyte	Trachyte	Trachyte	Trachyte	Trachyte	Trachyte
Sample No.	PB11C	PB11C	PB11C	E05B	E05B	E05B	E05B	E05B	E05B	E05B	E05B	E05B
Mineral	PI	PI	PI	PI	PI	PI	PI	PI	PI	PI	PI	PI
Name	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
No. oxygen	perthite	perthite	perthite	perthite	perthite	perthite	perthite	perthite	perthite	matrix	matrix	matrix
Remarks	perthite	perthite	perthite	perthite	perthite	perthite	perthite	perthite	perthite	matrix	matrix	matrix
SiO ₂	68.59	67.98	68.31	68.60	68.27	68.13	68.59	68.13	68.22	68.01	68.81	68.02
Al ₂ O ₃	20.34	20.02	20.40	19.71	19.79	19.89	19.81	19.45	19.71	19.42	19.75	19.94
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.04	0.04	0.00
FeO	0.10	0.15	0.10	0.06	0.05	0.05	0.01	0.07	0.08	0.17	0.09	0.07
MnO	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	0.00	0.00	0.00	0.09	0.04	0.23	0.10	0.03	0.10	0.03	0.11	0.10
Na ₂ O	12.14	11.88	12.01	12.20	12.06	11.78	12.11	12.09	11.96	11.89	12.09	12.09
K ₂ O	0.06	0.05	0.05	0.09	0.10	0.18	0.15	0.17	0.16	0.30	0.17	0.17
Total	101.23	100.09	100.88	100.77	100.30	100.25	100.79	99.93	100.21	99.89	101.06	100.37
Si	2.965	2.971	2.963	2.981	2.979	2.975	2.979	2.985	2.980	2.985	2.983	2.969
Al	1.037	1.032	1.043	1.010	1.018	1.023	1.015	1.005	1.015	1.005	1.009	1.026
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000
Fe ²⁺	0.004	0.005	0.004	0.002	0.002	0.002	0.000	0.002	0.003	0.006	0.003	0.003
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	0.000	0.000	0.000	0.004	0.002	0.011	0.005	0.002	0.004	0.001	0.005	0.004
Na	1.018	1.007	1.010	1.028	1.020	0.997	1.020	1.027	1.013	1.012	1.016	1.023
K	0.003	0.003	0.003	0.005	0.005	0.010	0.008	0.009	0.009	0.017	0.009	0.009
Total	5.027	5.018	5.022	5.031	5.026	5.017	5.028	5.031	5.023	5.029	5.026	5.034
An	0.00	0.01	0.01	0.42	0.17	1.03	0.46	0.15	0.43	0.14	0.48	0.43
Ab	99.70	99.70	99.72	99.10	99.31	98.00	98.73	98.94	98.71	98.24	98.63	98.68
Or	0.30	0.29	0.27	0.48	0.53	0.96	0.82	0.91	0.86	1.62	0.89	0.89

Continuation...

Lithology	Trachyte	Trachyte	Trachyte	Trachyte	Trachyte	Trachyte	Trachyte	Trachyte	Trachyte	Comendite	Comendite	Comendite
Sample No.	E05B	E05B	E05B	E05B	E05B	E05B	E05B	E05B	E05B	PB11C	PB11C	PB11C
Mineral	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Kf	Kf	Kf
No. oxygen	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
Remarks	matrix	matrix	perthite	perthite	perthite	perthite	perthite	perthite	perthite	rim	rim	rim
SiO ₂	68.02	68.41	68.20	67.90	68.30	67.80	68.04	67.91	67.41	64.92	64.98	64.81
Al ₂ O ₃	19.94	19.69	19.56	19.52	19.51	19.78	19.65	19.58	19.91	18.54	18.40	18.37
TiO ₂	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00
FeO	0.07	0.01	0.03	0.05	0.05	0.06	0.00	0.04	0.04	0.14	0.03	0.14
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	0.10	0.02	0.00	0.05	0.07	0.08	0.03	0.07	0.30	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	12.09	12.06	12.07	12.12	11.99	12.04	11.83	12.00	11.69	0.46	0.27	0.31
K ₂ O	0.17	0.16	0.14	0.08	0.13	0.14	0.14	0.09	0.19	16.46	16.78	16.70
Total	100.37	100.36	100.01	99.71	100.05	99.93	99.71	99.69	99.54	100.53	100.48	100.32
Si	2.969	2.983	2.985	2.981	2.987	2.972	2.984	2.981	2.966	2.990	2.996	2.994
Al	1.026	1.012	1.009	1.010	1.006	1.022	1.016	1.014	1.032	1.007	1.000	1.001
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000
Fe ²⁺	0.003	0.000	0.001	0.002	0.002	0.002	0.000	0.001	0.001	0.005	0.001	0.005
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	0.004	0.001	0.000	0.002	0.003	0.004	0.002	0.003	0.014	0.000	0.000	0.000
Na	1.023	1.020	1.024	1.032	1.017	1.023	1.006	1.021	0.997	0.041	0.024	0.027
K	0.009	0.009	0.008	0.004	0.007	0.008	0.008	0.005	0.011	0.967	0.987	0.984
Total	5.034	5.026	5.027	5.032	5.022	5.033	5.016	5.026	5.022	5.011	5.010	5.012
An	0.43	0.08	0.00	0.22	0.30	0.36	0.15	0.31	1.38	0.00	0.00	0.00
Ab	98.68	99.07	99.23	99.36	98.98	98.86	99.06	99.21	97.56	4.07	2.38	2.72
Or	0.89	0.85	0.77	0.42	0.72	0.77	0.78	0.48	1.06	95.92	97.62	97.28

Continuation...

Lithology Sample No. Mineral Name No. oxygen Remarks	Comendite PB11C Kf 8 core	Comendite PB11C Kf 8 matrix	Comendite PB11C Kf 8 matrix	Comendite PB11C Kf 8 matrix	Comendite PB11C Kf 8 matrix	Comendite PB11C Kf 8 core	Comendite PB11C Kf 8 core	Comendite PB11C Kf 8 rim	Comendite PB11C Kf 8 matrix	Comendite PB11C Kf 8 matrix	Comendite PB11C Kf 8 rim
SiO ₂	64.91	64.73	64.91	65.15	65.34	64.99	65.08	65.26	64.70	64.90	63.87
Al ₂ O ₃	18.69	18.41	18.55	18.44	18.56	18.47	18.81	18.59	18.42	18.51	18.28
TiO ₂	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.03	0.00	0.00	0.03	0.00
FeO	0.11	0.21	0.30	0.19	0.26	0.10	0.14	0.12	0.10	0.17	0.14
MnO	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.02	0.02	0.00
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.02	0.01	0.02
Na ₂ O	0.28	0.23	0.28	0.36	0.39	0.30	0.23	0.23	0.29	0.32	0.22
K ₂ O	16.85	16.76	16.84	16.77	16.60	16.75	16.88	16.73	16.73	16.74	16.67
Total	100.87	100.35	100.88	100.92	101.17	100.62	101.18	100.98	100.28	100.69	99.19
Si	2.985	2.991	2.986	2.993	2.992	2.993	2.983	2.994	2.991	2.990	2.987
Al	1.013	1.003	1.006	0.999	1.002	1.003	1.016	1.005	1.004	1.005	1.008
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000
Fe ²⁺	0.004	0.008	0.012	0.007	0.010	0.004	0.005	0.004	0.004	0.007	0.006
Mn	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.001	0.001	0.000
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001
Na	0.025	0.021	0.025	0.032	0.034	0.027	0.020	0.021	0.026	0.028	0.020
K	0.989	0.988	0.988	0.983	0.970	0.984	0.987	0.979	0.987	0.984	0.995
Total	5.017	5.012	5.017	5.015	5.010	5.011	5.014	5.005	5.014	5.016	5.016
An	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.03	0.00	0.07	0.05	0.08
Ab	2.50	2.06	2.42	3.14	3.42	2.66	2.01	2.06	2.54	2.81	1.98
Or	97.50	97.94	97.58	96.86	96.53	97.34	97.96	97.94	97.39	97.13	97.93

Continuation...

Lithology	Comendite	Comendite	Comendite	Comendite	Comendite	Comendite	Trachyte	Trachyte	Trachyte	Trachyte	Trachyte	Trachyte
Sample No.	PB11C	PB11C	PB11C	PB11C	PB11C	PB11C	E05B	E05B	E05B	E05B	E05B	E05B
Mineral	Kf	Kf	Kf	Kf	Kf	Kf	Kf	Kf	Kf	Kf	Kf	Kf
No. oxygen	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
Remarks	rim	rim	rim	core	rim	rim	core	core	core	core	core	matrix
SiO ₂	64.56	63.90	63.94	63.76	64.69	64.18	64.19	63.69	64.94	64.35	64.05	64.61
Al ₂ O ₃	18.46	18.28	18.29	18.05	19.14	19.71	18.41	18.36	18.65	18.40	18.34	18.69
TiO ₂	0.00	0.00	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00	0.03	0.03	0.00	0.00	0.05
FeO	0.12	0.10	0.10	0.15	0.14	0.15	0.02	0.00	0.07	0.03	0.03	0.04
MnO	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02
Na ₂ O	0.34	0.34	0.35	0.30	0.29	0.30	0.29	0.26	0.33	0.29	0.22	0.30
K ₂ O	16.71	16.56	16.55	16.44	16.26	16.22	16.67	16.57	16.73	16.59	16.72	16.67
Total	100.19	99.20	99.28	98.72	100.54	100.61	99.59	98.90	100.74	99.67	99.38	100.37
Si	2.988	2.988	2.988	2.994	2.974	2.951	2.988	2.985	2.987	2.991	2.989	2.984
Al	1.007	1.008	1.007	1.000	1.037	1.068	1.010	1.015	1.011	1.008	1.009	1.018
Ti	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000
Fe ²⁺	0.005	0.004	0.004	0.006	0.005	0.006	0.001	0.000	0.003	0.001	0.001	0.001
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001
Na	0.031	0.031	0.032	0.027	0.026	0.027	0.026	0.024	0.029	0.026	0.019	0.026
K	0.987	0.988	0.987	0.985	0.954	0.951	0.990	0.991	0.982	0.984	0.995	0.982
Total	5.017	5.018	5.019	5.012	4.997	5.004	5.015	5.016	5.013	5.010	5.015	5.013
An	0.00	0.00	0.07	0.05	0.01	0.10	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.07
Ab	3.00	3.05	3.14	2.66	2.64	2.76	2.60	2.33	2.88	2.62	1.92	2.62
Or	97.00	96.95	96.79	97.29	97.36	97.14	97.40	97.65	97.12	97.38	98.08	97.31

Continuation...

Lithology	Trachyte	Trachyte	Trachyte	Trachyte	Trachyte	Trachyte	Trachyte	Trachyte	Trachyte	Trachyte	Trachyte	Trachyte	Trachyte
Sample No.	E05B	E05B	E05B	E05B	E05B	E05B	E05B	E05B	E05B	E05B	E05B	E05B	E05B
Mineral	Kf	Kf	Kf	Kf	Kf	Kf	Kf	Kf	Kf	Kf	Kf	Kf	Kf
Name	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
No. oxygen	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
Remarks	matrix	matrix	matrix	rim	core	core	rim	core	core	core	core	core	core
SiO ₂	64.66	64.71	63.82	65.24	64.62	64.70	63.55	64.78	63.61	63.80	63.74	63.89	64.73
Al ₂ O ₃	18.48	18.53	18.34	18.52	18.65	18.53	17.91	18.70	18.20	18.64	18.26	18.36	18.59
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.01	0.03	0.00
FeO	0.07	0.04	0.16	0.00	0.05	0.02	0.00	0.02	0.00	0.02	0.04	0.00	0.02
MnO	0.03	0.04	0.00	0.01	0.00	0.00	0.04	0.02	0.01	0.00	0.02	0.00	0.01
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	0.19	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	0.32	0.27	0.25	0.40	0.26	0.40	0.41	0.44	0.42	0.25	0.37	0.34	0.29
K ₂ O	16.66	16.68	16.40	16.51	16.69	16.48	15.87	16.29	16.30	16.56	16.30	16.40	16.69
Total	100.42	100.27	98.97	100.67	100.26	100.13	97.79	100.25	98.59	99.27	98.74	99.02	100.32
Si	2.986	2.990	2.987	2.997	2.985	2.991	3.003	2.988	2.990	2.978	2.990	2.988	2.989
Al	1.007	1.009	1.012	1.003	1.016	1.010	0.998	1.017	1.008	1.026	1.010	1.012	1.012
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.001	0.000
Fe ²⁺	0.003	0.002	0.006	0.000	0.002	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001
Mn	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	0.010	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Na	0.028	0.024	0.022	0.035	0.023	0.036	0.038	0.039	0.038	0.023	0.034	0.031	0.026
K	0.982	0.984	0.980	0.967	0.984	0.972	0.956	0.958	0.977	0.986	0.975	0.979	0.983
Total	5.016	5.010	5.008	5.003	5.010	5.008	4.996	5.004	5.015	5.015	5.011	5.011	5.011
An	0.94	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ab	2.79	2.42	2.23	3.52	2.30	3.53	3.79	3.94	3.73	2.28	3.34	3.07	2.61
Or	96.27	97.58	97.77	96.48	97.70	96.47	96.15	96.06	96.27	97.72	96.66	96.93	97.39

Appendix A.2 Electron microprobe analyses of clinopyroxenes (aegirine).

Lithology Sample No. Mineral Name No. oxygen	Comendite PB11C Aeg 6	Comendite PB11C Aeg 6	Comendite PB11C Aeg 6	Comendite PB11C Aeg 6	Comendite PB11C Aeg 6	Comendite PB11C Aeg 6	Comendite PB11C Aeg 6	Comendite PB11C Aeg 6	Comendite PB11C Aeg 6	Comendite PB11C Aeg 6	Comendite PB11C Aeg 6
SiO ₂	51.98	51.65	51.93	52.33	51.91	51.99	52.02	51.75	51.79	51.82	51.26
TiO ₂	0.05	0.10	0.04	0.03	0.03	0.03	0.06	0.01	0.08	0.04	0.05
Al ₂ O ₃	1.26	1.16	1.09	1.16	0.99	1.19	1.15	1.20	1.19	1.11	1.13
Fe ₂ O ₃	32.01	31.56	31.75	31.71	31.51	31.78	31.49	31.57	31.60	31.40	31.19
MgO	0.57	0.61	0.62	0.59	0.62	0.63	0.58	0.62	0.59	0.59	0.61
MnO	0.28	0.24	0.29	0.29	0.24	0.27	0.27	0.24	0.32	0.22	0.32
CaO	1.03	1.04	1.09	1.04	1.04	1.01	1.00	1.09	1.04	0.96	1.05
Na ₂ O	12.70	12.53	12.56	12.57	12.41	12.62	12.57	12.62	12.63	12.61	12.39
K ₂ O	0.02	0.02	0.05	0.04	0.02	0.02	0.06	0.04	0.05	0.05	0.02
Total	99.89	98.90	99.42	99.76	98.76	99.54	99.18	99.13	99.28	98.79	98.00
Si	1.988	1.993	1.994	2.000	2.003	1.993	2.000	1.993	1.992	2.000	1.996
Ti	0.001	0.003	0.001	0.001	0.001	0.001	0.002	0.000	0.002	0.001	0.001
Al	0.057	0.053	0.049	0.052	0.045	0.054	0.052	0.055	0.054	0.050	0.052
Fe ³⁺	0.921	0.916	0.918	0.912	0.915	0.917	0.911	0.915	0.915	0.912	0.914
Mg	0.032	0.035	0.035	0.034	0.036	0.036	0.033	0.035	0.034	0.034	0.036
Mn	0.009	0.008	0.010	0.009	0.008	0.009	0.009	0.008	0.011	0.007	0.010
Ca	0.042	0.043	0.045	0.043	0.043	0.042	0.041	0.045	0.043	0.040	0.044
Na	0.942	0.937	0.935	0.932	0.929	0.938	0.937	0.942	0.942	0.943	0.935
K	0.001	0.001	0.002	0.002	0.001	0.001	0.003	0.002	0.002	0.002	0.001
Ac	87.54	87.51	87.64	87.68	88.10	87.50	87.85	87.16	87.52	88.03	87.47
Jd	5.40	5.05	4.71	5.00	4.31	5.11	5.01	5.19	5.17	4.86	4.95
Q	7.06	7.44	7.65	7.32	7.59	7.39	7.14	7.65	7.31	7.11	7.58

Continuation...

Lithology Sample No. Mineral Name No. oxygen	Comendite PB11C Aeg 6	Comendite PB11C Aeg 6	Comendite PB11C Aeg 6	Comendite PB11C Aeg 6	Comendite PB11C Aeg 6	Comendite PB11C Aeg 6	Comendite PB11C Aeg 6	Comendite PB11C Aeg 6	Comendite PB11C Aeg 6	Comendite PB11C Aeg 6	Comendite PB11C Aeg 6
SiO ₂	52.08	51.98	52.05	52.06	51.84	51.97	51.76	52.04	51.96	51.98	52.39
TiO ₂	0.08	0.10	0.07	0.06	0.11	0.02	0.06	0.12	0.25	0.04	0.10
Al ₂ O ₃	1.14	1.14	1.15	1.20	1.17	1.13	1.19	1.14	1.14	1.14	1.17
Fe ₂ O ₃	31.21	31.70	31.72	31.72	32.17	31.70	31.38	32.18	31.62	31.62	31.35
MgO	0.56	0.59	0.62	0.58	0.61	0.57	0.59	0.55	0.55	0.59	0.63
MnO	0.36	0.29	0.34	0.29	0.25	0.24	0.36	0.35	0.28	0.29	0.26
CaO	1.04	1.01	1.13	1.07	1.03	1.01	1.05	0.97	1.09	1.01	1.04
Na ₂ O	12.60	12.56	12.70	12.63	12.55	12.67	12.55	12.83	12.79	12.76	12.63
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.03	0.02	0.05	0.01	0.02	0.02	0.02	0.00
Total	99.07	99.37	99.79	99.63	99.76	99.34	98.94	100.18	99.70	99.45	99.58
Si	2.003	1.995	1.992	1.994	1.986	1.996	1.996	1.986	1.990	1.995	2.003
Ti	0.002	0.003	0.002	0.002	0.003	0.001	0.002	0.003	0.007	0.001	0.003
Al	0.052	0.052	0.052	0.054	0.053	0.051	0.054	0.051	0.052	0.051	0.053
Fe ³⁺	0.903	0.916	0.914	0.914	0.927	0.917	0.911	0.924	0.911	0.913	0.902
Mg	0.032	0.034	0.036	0.033	0.035	0.033	0.034	0.031	0.032	0.034	0.036
Mn	0.012	0.010	0.011	0.009	0.008	0.008	0.012	0.011	0.009	0.009	0.009
Ca	0.043	0.041	0.046	0.044	0.042	0.041	0.043	0.040	0.045	0.041	0.043
Na	0.940	0.935	0.942	0.938	0.932	0.944	0.938	0.950	0.950	0.950	0.937
K	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.002	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000
Ac	87.71	87.85	87.24	87.44	87.69	87.99	87.42	88.35	87.69	87.82	87.30
Jd	5.00	4.94	4.96	5.18	5.00	4.91	5.18	4.88	4.96	4.95	5.12
Q	7.28	7.21	7.80	7.37	7.31	7.10	7.40	6.77	7.35	7.23	7.58

Continuation...

Lithology Sample No. Mineral Name No. oxygen	Comendite PB11C Aeg 6	Comendite PB11C Aeg 6	Comendite PB11C Aeg 6	Comendite PB11C Aeg 6	Comendite PB11C Aeg 6	Comendite PB11C Aeg 6	Comendite PB11C Aeg 6	Comendite PB11C Aeg 6	Comendite PB11C Aeg 6	Comendite PB11C Aeg 6	Comendite PB11C Aeg 6
SiO ₂	52.01	51.77	52.34	52.05	51.66	51.76	51.64	51.77	51.58	52.60	51.90
TiO ₂	0.07	0.10	0.07	0.08	0.06	0.02	0.10	0.05	0.05	0.07	0.06
Al ₂ O ₃	1.14	1.19	1.14	1.19	1.18	1.19	1.24	1.18	1.14	1.07	1.20
Fe ₂ O ₃	31.56	31.37	31.93	31.71	31.47	32.05	31.71	31.73	31.93	31.88	31.72
MgO	0.61	0.55	0.62	0.56	0.62	0.53	0.63	0.54	0.57	0.61	0.56
MnO	0.27	0.31	0.28	0.25	0.35	0.27	0.29	0.29	0.33	0.35	0.30
CaO	1.03	1.04	1.06	0.98	1.12	0.93	1.06	0.94	0.99	1.02	0.97
Na ₂ O	12.85	12.66	12.63	12.62	12.65	12.71	12.49	12.52	12.59	12.80	12.52
K ₂ O	0.06	0.03	0.00	0.01	0.02	0.00	0.02	0.02	0.02	0.05	0.04
Total	99.61	99.02	100.07	99.44	99.12	99.45	99.18	99.04	99.19	100.45	99.26
Si	1.994	1.995	1.995	1.996	1.991	1.989	1.988	1.995	1.988	1.998	1.995
Ti	0.002	0.003	0.002	0.002	0.002	0.001	0.003	0.001	0.001	0.002	0.002
Al	0.052	0.054	0.051	0.054	0.054	0.054	0.056	0.054	0.052	0.048	0.054
Fe ³⁺	0.910	0.910	0.916	0.915	0.912	0.927	0.919	0.920	0.926	0.911	0.917
Mg	0.035	0.032	0.035	0.032	0.036	0.030	0.036	0.031	0.033	0.035	0.032
Mn	0.009	0.010	0.009	0.008	0.011	0.009	0.009	0.009	0.011	0.011	0.010
Ca	0.042	0.043	0.043	0.040	0.046	0.038	0.044	0.039	0.041	0.042	0.040
Na	0.955	0.946	0.934	0.938	0.945	0.947	0.932	0.935	0.941	0.943	0.933
K	0.003	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001	0.002	0.002
Ac	87.63	87.60	87.57	87.88	87.05	88.35	87.09	88.15	88.09	87.99	87.90
Jd	4.96	5.20	4.91	5.17	5.11	5.13	5.34	5.13	4.91	4.64	5.20
Q	7.41	7.20	7.52	6.94	7.84	6.52	7.57	6.72	7.01	7.36	6.89

Continuation...

Lithology Sample No. Mineral Name No. oxygen	Comendite PB11C Aeg 6	Comendite PB11C Aeg 6	Comendite PB11C Aeg 6	Comendite PB11C Aeg 6	Comendite PB11C Aeg 6	Comendite PB11C Aeg 6	Comendite PB11C Aeg 6	Comendite PB11C Aeg 6	Comendite PB11C Aeg 6	Comendite PB11C Aeg 6	Comendite PB11C Aeg 6
SiO ₂	51.75	51.90	52.06	52.19	52.02	51.81	51.87	52.02	51.74	51.90	51.62
TiO ₂	0.14	0.03	0.08	0.06	0.03	0.11	0.07	0.05	0.03	0.07	0.23
Al ₂ O ₃	1.08	1.04	1.10	1.14	1.16	1.14	1.15	1.17	1.09	1.17	1.11
Fe ₂ O ₃	31.71	31.76	31.94	31.89	32.14	31.88	32.15	32.27	32.11	31.37	31.72
MgO	0.56	0.56	0.58	0.61	0.60	0.58	0.58	0.54	0.63	0.55	0.57
MnO	0.27	0.25	0.27	0.30	0.26	0.31	0.30	0.24	0.21	0.29	0.28
CaO	0.91	0.99	0.96	1.00	0.98	1.05	1.00	0.95	1.07	0.99	1.05
Na ₂ O	12.72	12.83	12.79	12.91	12.74	12.87	12.70	12.68	12.41	12.66	12.72
K ₂ O	0.01	0.04	0.01	0.02	0.01	0.00	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01
Total	99.16	99.39	99.78	100.12	99.93	99.75	99.84	99.94	99.31	99.03	99.30
Si	1.993	1.995	1.993	1.991	1.989	1.986	1.986	1.989	1.990	1.999	1.987
Ti	0.004	0.001	0.002	0.002	0.001	0.003	0.002	0.001	0.001	0.002	0.007
Al	0.049	0.047	0.050	0.051	0.052	0.052	0.052	0.053	0.050	0.053	0.050
Fe ³⁺	0.919	0.919	0.920	0.916	0.925	0.920	0.926	0.929	0.929	0.909	0.919
Mg	0.032	0.032	0.033	0.035	0.034	0.033	0.033	0.031	0.036	0.032	0.033
Mn	0.009	0.008	0.009	0.010	0.008	0.010	0.010	0.008	0.007	0.009	0.009
Ca	0.037	0.041	0.039	0.041	0.040	0.043	0.041	0.039	0.044	0.041	0.043
Na	0.950	0.956	0.949	0.955	0.944	0.956	0.943	0.940	0.926	0.946	0.949
K	0.001	0.002	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000
Ac	88.57	88.46	88.30	87.82	87.96	87.82	88.04	88.37	87.76	87.83	87.91
Jd	4.74	4.53	4.78	4.90	4.96	4.93	4.93	5.03	4.68	5.14	4.80
Q	6.69	7.01	6.92	7.28	7.07	7.25	7.03	6.60	7.56	7.03	7.29

Continuation...

Lithology	Comendite	Comendite	Comendite	Comendite	Comendite	Comendite	Comendite	Comendite	Comendite	Comendite	Comendite
Sample No.	PB11C	PB11C	PB11C	PB11C	PB11C	PB11C	PB11C	PB11C	PB11C	PB11C	PB11C
Mineral	Aeg	Aeg	Aeg	Aeg	Aeg	Aeg	Aeg	Aeg	Aeg	Aeg	Aeg
No. oxygen	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6
SiO ₂	52.12	51.22	51.26	51.88	51.47	51.86	52.17	52.30	51.73	52.02	52.57
TiO ₂	0.00	0.09	0.04	0.03	0.07	0.05	0.07	0.06	0.03	0.05	0.05
Al ₂ O ₃	0.88	1.22	1.08	1.02	0.84	1.10	1.17	1.11	1.14	1.15	1.13
Fe ₂ O ₃	32.09	31.51	31.00	31.38	31.58	31.25	31.65	31.71	31.54	31.52	32.06
MgO	0.75	0.56	0.57	0.62	0.59	0.59	0.60	0.63	0.65	0.59	0.63
MnO	0.22	0.24	0.33	0.34	0.31	0.26	0.34	0.38	0.30	0.23	0.33
CaO	1.15	1.06	1.07	1.15	1.08	1.02	1.09	1.04	1.14	1.05	1.07
Na ₂ O	12.74	12.27	12.47	12.75	12.91	12.67	12.60	12.76	12.64	12.51	12.84
K ₂ O	0.01	0.01	0.03	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.04	0.02	0.01
Total	99.97	98.17	97.86	99.16	98.85	98.79	99.70	99.99	99.21	99.14	100.68
Si	1.993	1.991	1.999	1.998	1.993	2.001	1.996	1.996	1.992	2.000	1.994
Ti	0.000	0.003	0.001	0.001	0.002	0.001	0.002	0.002	0.001	0.001	0.001
Al	0.040	0.056	0.050	0.046	0.038	0.050	0.053	0.050	0.052	0.052	0.050
Fe ³⁺	0.923	0.922	0.910	0.909	0.920	0.908	0.911	0.911	0.914	0.912	0.915
Mg	0.043	0.032	0.033	0.036	0.034	0.034	0.034	0.036	0.037	0.034	0.036
Mn	0.007	0.008	0.011	0.011	0.010	0.009	0.011	0.012	0.010	0.008	0.011
Ca	0.047	0.044	0.045	0.047	0.045	0.042	0.045	0.042	0.047	0.043	0.043
Na	0.945	0.924	0.943	0.952	0.969	0.948	0.935	0.944	0.943	0.932	0.944
K	0.000	0.001	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.001	0.001
Ac	87.70	87.46	87.71	87.54	88.73	87.83	87.40	87.65	87.04	87.58	87.61
Jd	3.78	5.28	4.79	4.46	3.71	4.82	5.06	4.82	4.94	5.02	4.83
Q	8.52	7.26	7.50	8.00	7.56	7.35	7.54	7.53	8.03	7.40	7.55

Continuation...

Lithology	Comendite	Comendite	Comendite	Comendite	Comendite	Comendite	Comendite	Comendite	Comendite	Comendite
Sample No.	PB11C	PB11C	PB11C	PB11C	PB11C	PB11C	PB11C	PB11C	PB11C	PB11C
Mineral Name	Aeg	Aeg	Aeg	Aeg	Aeg	Aeg	Aeg	Aeg	Aeg	Aeg
No. oxygen	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6
SiO ₂	51.83	51.47	51.60	50.71	51.44	51.79	51.61	51.90	51.77	52.26
TiO ₂	0.09	0.10	0.09	0.06	0.09	0.05	0.04	0.02	0.14	0.07
Al ₂ O ₃	0.94	1.21	1.18	1.07	1.14	1.11	1.14	1.18	1.20	1.19
Fe ₂ O ₃	31.43	31.09	31.49	30.95	30.77	31.81	31.37	31.47	31.24	31.51
MgO	0.85	0.57	0.63	0.63	0.60	0.57	0.56	0.60	0.57	0.61
MnO	0.26	0.29	0.25	0.32	0.30	0.29	0.25	0.24	0.30	0.31
CaO	1.50	0.99	0.95	1.07	1.02	1.01	0.96	1.07	1.04	0.98
Na ₂ O	12.60	12.56	12.73	12.52	12.46	12.75	12.66	12.67	12.61	12.60
K ₂ O	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.00	0.02	0.01
Total	99.50	98.28	98.92	97.35	97.83	99.37	98.58	99.15	98.89	99.53
Si	1.990	1.997	1.991	1.990	2.003	1.991	1.997	1.996	1.996	2.001
Ti	0.003	0.003	0.003	0.002	0.003	0.002	0.001	0.001	0.004	0.002
Al	0.043	0.055	0.054	0.050	0.052	0.050	0.052	0.054	0.054	0.054
Fe ³⁺	0.908	0.908	0.915	0.914	0.902	0.920	0.914	0.911	0.907	0.908
Mg	0.049	0.033	0.036	0.037	0.035	0.033	0.032	0.034	0.033	0.035
Mn	0.008	0.010	0.008	0.011	0.010	0.009	0.008	0.008	0.010	0.010
Ca	0.062	0.041	0.039	0.045	0.042	0.041	0.040	0.044	0.043	0.040
Na	0.938	0.944	0.952	0.953	0.941	0.950	0.950	0.945	0.943	0.935
K	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001
Ac	85.58	87.54	87.66	87.45	87.46	88.11	88.05	87.32	87.44	87.58
Jd	4.02	5.32	5.14	4.74	5.07	4.81	5.00	5.13	5.25	5.17
Q	10.40	7.14	7.20	7.81	7.47	7.08	6.95	7.54	7.31	7.26

Appendix A.3 LA-ICP-MS zircon U-Pb age data of sample PB3B from the Bomba Formation volcanic rock

Spot No.	Ratios								Age (Ma)						Concordance ^d
	Th/U ^a	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ^b	1 σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U ^b	1 σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^b	1 σ	r ^c	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1 σ	
Core															
1.16	0.32	0.2806	0.0026	3.7504	0.0369	0.0970	0.0011	0.9285	1594	13	1582	8	1567	20	101
1.20	0.41	0.2775	0.0026	3.7460	0.0446	0.0980	0.0013	0.7995	1579	13	1581	10	1586	24	100
1.22	0.29	0.2797	0.0026	3.8783	0.0374	0.1006	0.0011	0.9451	1590	13	1609	8	1635	20	99
1.24	0.47	0.2836	0.0026	3.7706	0.0371	0.0965	0.0010	0.9383	1609	13	1587	8	1558	20	101
1.26	0.37	0.2779	0.0025	3.7136	0.0353	0.0970	0.0010	0.9555	1581	13	1574	8	1567	20	100
1.28	0.33	0.2804	0.0026	3.8061	0.0370	0.0985	0.0011	0.9399	1593	13	1594	8	1596	20	100
1.38	0.34	0.2778	0.0025	3.7196	0.0369	0.0972	0.0011	0.9208	1580	13	1576	8	1570	20	100
1.40	0.44	0.2754	0.0026	3.6994	0.0378	0.0975	0.0011	0.9350	1568	13	1571	8	1577	20	100
1.43	0.27	0.2785	0.0026	3.7532	0.0390	0.0978	0.0011	0.9099	1584	13	1583	8	1582	21	100
1.45	0.37	0.2819	0.0026	3.7915	0.0365	0.0976	0.0010	0.9519	1601	13	1591	8	1578	20	101
1.48	0.30	0.2815	0.0026	3.8009	0.0370	0.0980	0.0010	0.9418	1599	13	1593	8	1586	20	100
1.49	0.32	0.2861	0.0027	3.8316	0.0397	0.0972	0.0011	0.9107	1622	14	1599	8	1570	21	101
1.51	0.53	0.2748	0.0025	3.7226	0.0366	0.0983	0.0011	0.9372	1565	13	1576	8	1592	20	99
1.58	0.46	0.2886	0.0027	3.8251	0.0396	0.0962	0.0011	0.9170	1635	14	1598	8	1551	21	102
1.61	0.39	0.2786	0.0026	3.7571	0.0373	0.0978	0.0011	0.9303	1584	13	1584	8	1583	20	100
1.63	0.61	0.2757	0.0030	3.7293	0.0641	0.0983	0.0018	0.6271	1570	15	1578	14	1593	33	99
1.67	0.31	0.2810	0.0026	3.7789	0.0377	0.0976	0.0011	0.9229	1596	13	1588	8	1579	20	101
1.69	0.35	0.2826	0.0027	3.8097	0.0434	0.0979	0.0012	0.8476	1604	14	1595	9	1584	22	101
1.71	0.36	0.2773	0.0030	3.6936	0.0600	0.0967	0.0016	0.6553	1578	15	1570	13	1562	31	100
1.79	0.33	0.2785	0.0028	3.7557	0.0426	0.0979	0.0012	0.8699	1584	14	1583	9	1584	22	100
1.81	0.43	0.2774	0.0026	3.7196	0.0376	0.0973	0.0011	0.9208	1578	13	1576	8	1573	20	100
1.83	0.36	0.2776	0.0026	3.7259	0.0373	0.0974	0.0011	0.9283	1579	13	1577	8	1575	20	100
1.85	0.34	0.2792	0.0026	3.7436	0.0378	0.0973	0.0011	0.9216	1587	13	1581	8	1573	20	100
1.87	0.28	0.2787	0.0027	3.7542	0.0400	0.0977	0.0011	0.8987	1585	13	1583	9	1581	21	100

Continuation...

Spot No.	Ratios								Age (Ma)						Concordance ^d
	Th/U ^a	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ^b	1 σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U ^b	1 σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^b	1 σ	r ^c	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1 σ	
Core															
1.90	0.50	0.2798	0.0026	3.7642	0.0371	0.0976	0.0010	0.9386	1590	13	1585	8	1579	20	100
1.91	0.51	0.2778	0.0026	3.7733	0.0410	0.0985	0.0011	0.8716	1580	13	1587	9	1596	21	100
1.93	0.34	0.2782	0.0026	3.7237	0.0377	0.0971	0.0011	0.9188	1582	13	1577	8	1569	20	100
1.101	0.37	0.2784	0.0026	3.7472	0.0389	0.0976	0.0011	0.9026	1583	13	1582	8	1580	21	100
2.13	0.30	0.2807	0.0026	3.7614	0.0364	0.0972	0.0010	0.9608	1595	13	1585	8	1571	19	101
2.15	0.38	0.2803	0.0026	3.7466	0.0356	0.0970	0.0010	0.9762	1593	13	1581	8	1566	19	101
2.16	0.29	0.2760	0.0026	3.6889	0.0374	0.0970	0.0011	0.9212	1571	13	1569	8	1566	20	100
2.17	0.33	0.2783	0.0026	3.7349	0.0352	0.0974	0.0010	0.9837	1583	13	1579	8	1574	19	100
2.20	0.26	0.2772	0.0026	3.7426	0.0373	0.0979	0.0010	0.9532	1577	13	1581	8	1585	20	100
2.21	0.36	0.2832	0.0027	3.7916	0.0373	0.0971	0.0010	0.9517	1608	13	1591	8	1570	20	101
2.24	0.34	0.2778	0.0026	3.7461	0.0373	0.0978	0.0010	0.9448	1580	13	1581	8	1583	20	100
2.26	0.43	0.2762	0.0026	3.6854	0.0372	0.0968	0.0011	0.9329	1572	13	1568	8	1564	20	100
2.28	0.32	0.2775	0.0026	3.7287	0.0382	0.0975	0.0011	0.9214	1579	13	1578	8	1577	20	100
2.35	0.33	0.2827	0.0027	3.8108	0.0388	0.0978	0.0011	0.9323	1605	13	1595	8	1583	20	101
2.36	0.51	0.2834	0.0027	3.8298	0.0383	0.0981	0.0010	0.9461	1608	13	1599	8	1587	20	101
2.37	0.37	0.2761	0.0026	3.6912	0.0385	0.0970	0.0011	0.9019	1572	13	1570	8	1567	21	100
2.39	0.29	0.2790	0.0027	3.7417	0.0386	0.0973	0.0011	0.9234	1586	13	1580	8	1573	20	100
2.42	0.35	0.2803	0.0027	3.7635	0.0393	0.0974	0.0011	0.9120	1593	13	1585	8	1575	21	100
2.44	0.45	0.2802	0.0027	3.7570	0.0392	0.0973	0.0011	0.9165	1592	13	1584	8	1573	20	101
2.45	0.33	0.2816	0.0027	3.7706	0.0402	0.0972	0.0011	0.9028	1599	14	1587	9	1570	21	101
2.48	0.33	0.2761	0.0027	3.7032	0.0401	0.0973	0.0011	0.8942	1572	13	1572	9	1573	21	100
2.49	0.27	0.2774	0.0030	3.6891	0.0704	0.0970	0.0020	0.5722	1578	15	1569	15	1568	37	101
2.50	0.35	0.2794	0.0027	3.7508	0.0404	0.0974	0.0011	0.8934	1588	14	1582	9	1575	21	100
2.57	0.40	0.2819	0.0027	3.8176	0.0435	0.0983	0.0012	0.8446	1601	14	1597	9	1592	22	100
2.58	0.39	0.2810	0.0027	3.7572	0.0413	0.0970	0.0011	0.8844	1597	14	1584	9	1567	21	101
2.59	0.42	0.2756	0.0027	3.6979	0.0415	0.0974	0.0011	0.8707	1569	14	1571	9	1574	22	100

Continuation...

Spot No.	Ratios								Age (Ma)						Concordance ^d
	Th/U ^a	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ^b	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U ^b	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^b	1σ	r ^c	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1σ	
Rim															
1.15	0.28	0.2807	0.0026	3.7609	0.0372	0.0972	0.0011	0.9248	1595	13	1584	8	1571	20	101
1.17	0.38	0.2819	0.0026	3.7992	0.0382	0.0978	0.0011	0.9268	1601	13	1593	8	1582	20	101
1.19	0.31	0.2828	0.0026	3.7958	0.0363	0.0974	0.0010	0.9571	1606	13	1592	8	1575	20	101
1.21	0.28	0.2770	0.0025	3.7479	0.0373	0.0982	0.0011	0.9172	1576	13	1582	8	1590	20	100
1.23	0.28	0.2769	0.0027	3.7409	0.0473	0.0981	0.0013	0.7605	1576	13	1580	10	1588	25	100
1.25	0.27	0.2794	0.0026	3.7522	0.0370	0.0974	0.0011	0.9268	1588	13	1583	8	1576	20	100
1.27	0.26	0.2853	0.0027	3.8295	0.0389	0.0974	0.0011	0.9157	1618	13	1599	8	1575	21	101
1.29	0.32	0.2811	0.0026	3.7575	0.0369	0.0970	0.0011	0.9265	1597	13	1584	8	1567	20	101
1.39	0.32	0.2783	0.0026	3.8658	0.0491	0.1008	0.0014	0.7332	1583	13	1607	10	1638	26	98
1.46	0.25	0.2839	0.0026	3.7871	0.0375	0.0968	0.0010	0.9349	1611	13	1590	8	1563	20	101
1.47	0.29	0.2770	0.0028	3.7898	0.0578	0.0993	0.0016	0.6699	1576	14	1591	12	1612	30	99
1.50	0.45	0.2813	0.0026	3.8070	0.0383	0.0982	0.0011	0.9185	1598	13	1594	8	1590	20	100
1.59	0.65	0.2794	0.0026	3.8088	0.0440	0.0989	0.0013	0.7931	1589	13	1595	9	1604	23	100
1.60	0.27	0.2770	0.0029	3.7175	0.0587	0.0975	0.0016	0.6704	1576	15	1575	13	1576	30	100
1.62	0.25	0.2808	0.0026	3.7846	0.0386	0.0978	0.0011	0.9077	1596	13	1590	8	1582	21	100
1.66	0.28	0.2767	0.0035	3.7196	0.0934	0.0979	0.0025	0.4982	1575	17	1576	20	1585	48	100
1.68	0.26	0.2790	0.0026	3.7694	0.0400	0.0981	0.0011	0.8744	1586	13	1586	9	1587	21	100
1.70	0.27	0.2777	0.0027	3.7871	0.0437	0.0990	0.0012	0.8262	1580	13	1590	9	1605	23	99
1.72	0.25	0.2797	0.0026	3.7941	0.0416	0.0985	0.0012	0.8441	1590	13	1592	9	1595	22	100
1.80	0.27	0.2841	0.0028	3.8695	0.0444	0.0988	0.0012	0.8500	1612	14	1607	9	1602	22	100
1.82	0.48	0.2775	0.0027	3.8222	0.0414	0.1000	0.0011	0.8917	1579	14	1597	9	1623	21	99
1.84	0.36	0.2812	0.0027	3.8934	0.0490	0.1005	0.0014	0.7569	1598	13	1612	10	1633	25	99
1.86	0.28	0.2802	0.0026	3.7632	0.0415	0.0975	0.0012	0.8470	1593	13	1585	9	1576	22	100
1.88	0.25	0.2749	0.0026	3.7118	0.0411	0.0980	0.0012	0.8633	1565	13	1574	9	1586	22	99

Continuation...

Spot No.	Ratios								Age (Ma)						Concordance ^d
	Th/U ^a	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ^b	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U ^b	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^b	1σ	r ^c	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1σ	
Rim															
1.89	0.28	0.2825	0.0026	3.8131	0.0405	0.0979	0.0011	0.8809	1604	13	1596	9	1585	21	101
1.94	0.53	0.2728	0.0027	3.7053	0.0424	0.0985	0.0012	0.8652	1555	14	1573	9	1596	22	99
2.14	0.24	0.2772	0.0026	3.7074	0.0371	0.0970	0.0011	0.9372	1577	13	1573	8	1567	20	100
2.18	0.50	0.2737	0.0026	3.6811	0.0415	0.0976	0.0012	0.8563	1560	13	1567	9	1578	22	100
2.19	0.25	0.2783	0.0026	3.7526	0.0382	0.0978	0.0011	0.9274	1583	13	1583	8	1583	20	100
2.23	0.31	0.2814	0.0026	3.7855	0.0374	0.0976	0.0010	0.9484	1599	13	1590	8	1578	20	101
2.25	0.27	0.2798	0.0026	3.7613	0.0384	0.0975	0.0011	0.9241	1591	13	1585	8	1577	20	100
2.27	0.28	0.2766	0.0026	3.7062	0.0378	0.0972	0.0011	0.9261	1574	13	1573	8	1571	20	100
2.38	0.27	0.2809	0.0027	3.7904	0.0391	0.0979	0.0011	0.9245	1596	13	1591	8	1585	20	100
2.41	0.38	0.2789	0.0027	3.6890	0.0395	0.0960	0.0011	0.8932	1586	13	1569	9	1547	21	101
2.43	0.52	0.2739	0.0027	3.7021	0.0419	0.0981	0.0012	0.8735	1561	14	1572	9	1588	22	99
2.47	0.28	0.2763	0.0027	3.7179	0.0378	0.0976	0.0010	0.9448	1573	13	1575	8	1580	20	100
2.60	0.27	0.2796	0.0027	3.7649	0.0423	0.0977	0.0011	0.8682	1589	14	1585	9	1581	22	100

^aU and Pb content and Th/U ratio were calculated relative to GJ-1 reference zircon (Table 4).

^bCorrected for background, within-run Pb/U fractionation (in case of ²⁰⁶Pb/²³⁸U) and common Pb using Stacy and Kramers (1975) model Pb composition and subsequently normalized to GJ-1 (ID-TIMS value/measured value); ²⁰⁷Pb/²³⁵U calculated using ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb/(²³⁸U/²⁰⁶Pb*1/137.88).

^c r is the ²⁰⁷Pb/²³⁵U/²⁰⁶Pb/²³⁸U error correlation coefficient.

^d Degree of concordance: $1 + ((^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} - ^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}) / ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) \times 100$.

Appendix A.4 Standards U-Pb of sample PB3B from the Bomba Formation volcanic rock.

Spot No.	Ratios								Age (Ma)						Concordance ^d
	Th/U ^a	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ^b	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U ^b	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^b	1σ	r ^c	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1σ	
Standard GJ1															
1.1	0.01	0.0979	0.0009	0.7973	0.0096	0.0591	0.0008	0.7576	602	5	595	5	571	28	101
1.2	0.01	0.0962	0.0009	0.7881	0.0086	0.0594	0.0007	0.8421	592	5	590	5	583	26	100
1.5	0.01	0.0964	0.0009	0.8164	0.0083	0.0614	0.0007	0.8907	593	5	606	5	654	24	98
1.6	0.01	0.0979	0.0009	0.7949	0.0082	0.0589	0.0007	0.8833	602	5	594	5	563	24	101
1.7	0.01	0.0984	0.0009	0.8432	0.0085	0.0622	0.0007	0.8996	605	5	621	5	680	23	97
1.12	0.01	0.0971	0.0009	0.8071	0.0082	0.0603	0.0007	0.8960	598	5	601	5	614	24	99
1.13	0.01	0.0979	0.0009	0.8189	0.0082	0.0607	0.0007	0.9048	602	5	607	5	629	24	99
1.30	0.01	0.0971	0.0009	0.8090	0.0082	0.0604	0.0007	0.9007	598	5	602	5	619	24	99
1.31	0.01	0.0986	0.0009	0.8224	0.0085	0.0605	0.0007	0.8854	606	5	609	5	623	24	99
1.32	0.01	0.0976	0.0009	0.8067	0.0085	0.0600	0.0007	0.8696	600	5	601	5	603	25	100
1.52	0.01	0.0980	0.0009	0.8001	0.0096	0.0593	0.0008	0.8031	602	6	597	5	577	27	101
1.53	0.01	0.0987	0.0009	0.8165	0.0086	0.0600	0.0007	0.8770	607	5	606	5	604	24	100
1.54	0.01	0.0977	0.0009	0.8007	0.0090	0.0595	0.0007	0.8408	601	5	597	5	585	26	101
1.73	0.01	0.0968	0.0009	0.8190	0.0092	0.0614	0.0007	0.8560	596	5	608	5	653	25	98
1.74	0.01	0.0983	0.0009	0.8076	0.0085	0.0596	0.0007	0.8836	605	5	601	5	589	24	101
1.75	0.01	0.0966	0.0009	0.8155	0.0089	0.0613	0.0007	0.8659	595	5	606	5	648	25	98
1.95	0.01	0.0982	0.0009	0.8086	0.0089	0.0597	0.0007	0.8551	604	5	602	5	594	25	100
1.96	0.01	0.0973	0.0009	0.8259	0.0089	0.0616	0.0007	0.8639	599	5	611	5	659	25	98
1.97	0.01	0.0968	0.0009	0.7926	0.0092	0.0594	0.0007	0.8148	595	5	593	5	583	26	100
2.1	0.01	0.0992	0.0009	0.8382	0.0091	0.0613	0.0007	0.8528	609	5	618	5	650	25	99
2.3	0.01	0.0986	0.0009	0.7975	0.0088	0.0587	0.0007	0.8478	606	5	595	5	555	26	102
2.5	0.01	0.0985	0.0009	0.8117	0.0086	0.0598	0.0007	0.8804	606	5	603	5	595	25	100
2.6	0.01	0.0962	0.0009	0.8067	0.0084	0.0608	0.0007	0.8914	592	5	601	5	633	24	99
2.7	0.01	0.0981	0.0009	0.8050	0.0084	0.0595	0.0007	0.8911	603	5	600	5	587	24	101

Continuation...

Spot No.	Ratios								Age (Ma)						Concordance ^d
	Th/U ^a	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ^b	1 σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U ^b	1 σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^b	1 σ	r ^c	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1 σ	
Standard GJ1															
2.10	0.01	0.0972	0.0009	0.7967	0.0080	0.0595	0.0006	0.9269	598	5	595	5	584	23	100
2.11	0.01	0.0963	0.0009	0.7901	0.0079	0.0595	0.0006	0.9344	593	5	591	4	585	23	100
2.12	0.01	0.0971	0.0009	0.8015	0.0082	0.0599	0.0007	0.9141	597	5	598	5	600	24	100
2.29	0.01	0.0977	0.0009	0.8091	0.0086	0.0601	0.0007	0.8829	601	5	602	5	606	24	100
2.30	0.01	0.0986	0.0009	0.8149	0.0087	0.0600	0.0007	0.8838	606	5	605	5	603	24	100
2.31	0.01	0.0975	0.0009	0.8131	0.0087	0.0605	0.0007	0.8872	600	5	604	5	622	24	99
2.51	0.01	0.0973	0.0009	0.8166	0.0091	0.0609	0.0007	0.8669	599	6	606	5	636	25	99
2.52	0.01	0.0981	0.0010	0.8175	0.0090	0.0604	0.0007	0.8754	604	6	607	5	619	25	99
2.53	0.01	0.0974	0.0009	0.7996	0.0088	0.0596	0.0007	0.8759	599	6	597	5	588	25	100
Standard Plesovice															
1.3	0.06	0.0527	0.0005	0.3932	0.0039	0.0541	0.0006	0.9014	331	3	337	3	376	24	98
1.4	0.05	0.0522	0.0005	0.3800	0.0038	0.0528	0.0006	0.9071	328	3	327	3	320	25	100
1.8	0.05	0.0588	0.0005	0.4319	0.0041	0.0533	0.0006	0.9448	368	3	365	3	341	24	101
1.9	0.05	0.0528	0.0005	0.3863	0.0038	0.0531	0.0006	0.9153	331	3	332	3	334	25	100
1.10	0.05	0.0587	0.0005	0.4278	0.0041	0.0529	0.0006	0.9441	368	3	362	3	323	24	102
1.11	0.06	0.0539	0.0005	0.3869	0.0038	0.0521	0.0006	0.9162	338	3	332	3	289	25	102
1.33	0.05	0.0599	0.0005	0.4384	0.0043	0.0531	0.0006	0.9298	375	3	369	3	333	24	102
1.34	0.05	0.0590	0.0005	0.4425	0.0043	0.0544	0.0006	0.9239	370	3	372	3	388	24	99
1.35	0.05	0.0602	0.0006	0.4458	0.0043	0.0537	0.0006	0.9444	377	3	374	3	359	24	101
1.55	0.05	0.0530	0.0005	0.3871	0.0041	0.0530	0.0006	0.8833	333	3	332	3	328	26	100
1.56	0.04	0.0530	0.0005	0.3962	0.0041	0.0543	0.0006	0.8851	333	3	339	3	382	25	98
1.57	0.05	0.0524	0.0005	0.3895	0.0041	0.0539	0.0006	0.8760	330	3	334	3	367	26	99
1.77	0.05	0.0546	0.0005	0.3945	0.0040	0.0524	0.0006	0.8985	343	3	338	3	304	25	101

Continuation...

Spot No.	Ratios								Age (Ma)						Concordance ^d
	Th/U ^a	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ^b	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U ^b	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^b	1σ	r ^c	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1σ	
Standard Plesovice															
1.78	0.05	0.0538	0.0005	0.4044	0.0055	0.0546	0.0008	0.6888	338	3	345	4	396	32	98
1.98	0.05	0.0551	0.0005	0.4032	0.0047	0.0531	0.0007	0.7920	346	3	344	3	332	28	101
1.99	0.06	0.0561	0.0005	0.4221	0.0045	0.0546	0.0006	0.8877	352	3	358	3	394	25	98
2.4	0.04	0.0525	0.0005	0.3912	0.0047	0.0542	0.0007	0.7548	330	3	335	3	377	29	98
2.8	0.05	0.0530	0.0005	0.3853	0.0052	0.0528	0.0008	0.6889	333	3	331	4	319	33	101
2.9	0.05	0.0535	0.0005	0.4014	0.0058	0.0545	0.0008	0.6526	336	3	343	4	390	34	98
2.32	0.04	0.0537	0.0005	0.3812	0.0041	0.0515	0.0006	0.8964	337	3	328	3	264	26	103
2.33	0.05	0.0543	0.0005	0.3897	0.0050	0.0521	0.0007	0.7283	341	3	334	4	291	31	102
2.34	0.05	0.0543	0.0005	0.3887	0.0053	0.0519	0.0008	0.7074	341	3	333	4	282	33	102
2.55	0.05	0.0569	0.0006	0.4175	0.0046	0.0532	0.0006	0.8811	357	3	354	3	339	26	101

^aU and Pb content and Th/U ratio were calculated relative to GJ-1 reference zircon (Table 4).

^bCorrected for background, within-run Pb/U fractionation (in case of ²⁰⁶Pb/²³⁸U) and common Pb using Stacy and Kramers (1975) model Pb composition and subsequently normalized to GJ-1 (ID-TIMS value/measured value); ²⁰⁷Pb/²³⁵U calculated using ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb/(²³⁸U/²⁰⁶Pb*1/137.88).

^c r is the ²⁰⁷Pb/²³⁵U/²⁰⁶Pb/²³⁸U error correlation coefficient.

^d Degree of concordance: $1 + ((^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} - ^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}) / ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) \times 100$.

Appendix A.5 LA-MC-ICPMS Lu-Hf isotope data of zircon from sample PB3B.

Spot No.	Age ^a (Ma)	1 σ	¹⁷⁶ Yb/ ¹⁷⁷ Hf _b	2 σ	¹⁷⁶ Lu/ ¹⁷⁷ Hf _b	2 σ	¹⁷⁸ Hf/ ¹⁷⁷ Hf	¹⁸⁰ Hf/ ¹⁷⁷ Hf	Sig _{Hf} ^c (V)	¹⁷⁶ Hf/ ¹⁷⁷ Hf	2 σ ^d	¹⁷⁶ Hf/ ¹⁷⁷ Hf _(t) ^e	* ϵ Hf _(t) ^e	2 σ ^d	*T _{DM} ^f (Ga)
Core															
1.16	1567	20	0.02	16.74	0.00	4.44	1.47	1.89	8.98	0.28	18.42	0.281426	-12.83	0.71	3.11
1.26	1567	20	0.02	13.52	0.00	3.71	1.47	1.89	8.77	0.28	29.84	0.281440	-12.32	0.71	3.08
1.28	1596	20	0.02	17.00	0.00	4.53	1.47	1.89	10.11	0.28	31.32	0.281404	-12.95	0.71	3.14
1.38	1570	20	0.02	19.33	0.00	5.17	1.47	1.89	8.86	0.28	16.78	0.281391	-14.00	0.71	3.19
1.40	1577	20	0.03	20.50	0.00	5.37	1.47	1.89	9.46	0.28	20.78	0.281428	-12.52	0.71	3.10
1.43	1582	21	0.02	16.22	0.00	4.43	1.47	1.89	9.84	0.28	21.17	0.281466	-11.08	0.72	3.01
1.45	1578	20	0.02	20.81	0.00	5.86	1.47	1.89	9.15	0.28	20.29	0.281424	-12.62	0.71	3.11
1.48	1586	20	0.02	16.26	0.00	4.34	1.47	1.89	9.74	0.28	23.46	0.281424	-12.46	0.71	3.10
1.51	1592	20	0.02	17.05	0.00	4.49	1.47	1.89	8.82	0.28	18.94	0.281416	-12.61	0.71	3.12
1.61	1583	20	0.02	17.27	0.00	4.58	1.47	1.89	8.77	0.28	19.51	0.281383	-13.98	0.71	3.20
1.67	1579	20	0.02	25.91	0.00	8.15	1.47	1.89	8.64	0.28	16.86	0.281446	-11.87	0.71	3.06
1.79	1584	22	0.02	15.73	0.00	4.45	1.47	1.89	9.68	0.28	16.14	0.281418	-12.73	0.71	3.12
1.81	1573	20	0.02	14.66	0.00	3.88	1.47	1.89	8.58	0.28	15.81	0.281392	-13.91	0.71	3.18
1.83	1575	20	0.02	14.08	0.00	3.79	1.47	1.89	9.03	0.28	20.62	0.281413	-13.11	0.71	3.13
1.85	1573	20	0.02	13.69	0.00	3.69	1.47	1.89	9.48	0.28	21.78	0.281397	-13.74	0.71	3.17
1.87	1581	21	0.02	19.31	0.00	3.56	1.47	1.89	10.25	0.28	14.34	0.281418	-12.77	0.71	3.12
1.90	1579	20	0.02	12.81	0.00	3.50	1.47	1.89	8.67	0.28	25.03	0.281409	-13.15	0.71	3.14
1.91	1596	21	0.02	19.61	0.00	5.22	1.47	1.89	11.62	0.28	24.61	0.281486	-10.04	0.72	2.96
1.93	1569	20	0.02	16.85	0.00	4.52	1.47	1.89	8.15	0.28	17.88	0.281438	-12.37	0.71	3.08
1.101	1580	21	0.02	20.97	0.00	6.20	1.47	1.89	8.37	0.28	16.74	0.281437	-12.14	0.71	3.08
2.13	1571	19	0.02	12.81	0.00	3.44	1.47	1.89	8.71	0.28	16.10	0.281386	-14.14	0.71	3.20
2.15	1566	19	0.02	15.27	0.00	4.08	1.47	1.89	9.09	0.28	21.87	0.281415	-13.23	0.71	3.13
2.16	1566	20	0.01	9.10	0.00	2.47	1.47	1.89	11.44	0.28	18.42	0.281405	-13.58	0.71	3.16

Continuation...

Spot No.	Age ^a (Ma)	1 σ	¹⁷⁶ Yb/ ¹⁷⁷ Hf _b	2 σ	¹⁷⁶ Lu/ ¹⁷⁷ Hf _b	2 σ	¹⁷⁸ Hf/ ¹⁷⁷ Hf	¹⁸⁰ Hf/ ¹⁷⁷ Hf	Sig _{Hf} ^c (V)	¹⁷⁶ Hf/ ¹⁷⁷ Hf	2 σ ^d	¹⁷⁶ Hf/ ¹⁷⁷ Hf _(t) ^e	* ϵ Hf _(t) ^e	2 σ ^d	*T _{DM} ^f (Ga)
Core															
2.17	1574	19	0.03	24.49	0.00	6.30	1.47	1.89	9.91	0.28	17.45	0.281411	-13.19	0.71	3.14
2.20	1585	20	0.01	9.97	0.00	2.74	1.47	1.89	9.83	0.28	19.23	0.281387	-13.79	0.71	3.18
2.24	1583	20	0.02	13.75	0.00	3.71	1.47	1.89	9.37	0.28	23.39	0.281414	-12.87	0.71	3.13
2.26	1564	20	0.02	17.03	0.00	4.57	1.47	1.89	9.89	0.28	24.64	0.281427	-12.88	0.71	3.11
2.28	1577	20	0.02	14.50	0.00	3.89	1.47	1.89	10.81	0.28	24.05	0.281413	-13.06	0.71	3.13
2.35	1583	20	0.03	22.13	0.00	5.92	1.47	1.89	9.19	0.28	20.21	0.281417	-12.79	0.71	3.12
2.36	1587	20	0.02	16.73	0.00	4.43	1.47	1.89	10.06	0.28	20.09	0.281416	-12.72	0.71	3.12
2.37	1567	21	0.02	15.15	0.00	4.13	1.47	1.89	8.88	0.28	23.91	0.281413	-13.29	0.71	3.14
2.39	1573	20	0.02	18.02	0.00	4.96	1.47	1.89	9.57	0.28	19.95	0.281386	-14.12	0.71	3.20
2.42	1575	21	0.02	16.81	0.00	4.32	1.47	1.88	8.58	0.28	26.80	0.281397	-13.67	0.71	3.17
2.44	1573	20	0.03	20.90	0.00	5.46	1.47	1.89	9.21	0.28	24.17	0.281436	-12.35	0.71	3.08
2.45	1570	21	0.02	17.41	0.00	4.66	1.47	1.89	9.13	0.28	23.43	0.281429	-12.65	0.71	3.10
2.48	1573	21	0.01	10.53	0.00	2.87	1.47	1.89	7.77	0.28	14.65	0.281439	-12.22	0.71	3.08
2.50	1575	21	0.02	15.44	0.00	4.26	1.47	1.89	9.12	0.28	20.23	0.281408	-13.29	0.71	3.15
2.57	1592	22	0.02	23.25	0.00	7.37	1.47	1.89	8.99	0.28	21.51	0.281403	-13.07	0.71	3.15
2.58	1567	21	0.02	17.65	0.00	4.69	1.47	1.89	9.97	0.28	24.11	0.281419	-13.06	0.71	3.12
2.59	1574	22	0.03	33.32	0.00	11.25	1.47	1.89	10.28	0.28	24.51	0.281491	-10.36	0.72	2.96
Rim															
1.15	1571	20	0.02	12.61	0.00	3.41	1.47	1.89	9.83	0.28	21.87	0.281402	-13.57	0.71	3.16
1.21	1590	20	0.01	9.34	0.00	2.53	1.47	1.89	9.12	0.28	17.45	0.281402	-13.15	0.71	3.15
1.23	1588	25	0.01	11.23	0.00	2.93	1.47	1.89	9.49	0.28	18.94	0.281419	-12.60	0.71	3.11
1.25	1576	20	0.01	10.71	0.00	2.92	1.47	1.89	7.90	0.28	36.87	0.281430	-12.47	0.71	3.09
1.29	1567	20	0.01	11.12	0.00	3.04	1.47	1.89	8.54	0.28	15.55	0.281416	-13.18	0.71	3.13
1.50	1590	20	0.01	9.80	0.00	2.74	1.47	1.89	9.35	0.28	20.63	0.281428	-12.22	0.71	3.09
1.59	1604	23	0.03	21.70	0.00	5.93	1.47	1.89	9.69	0.28	18.89	0.281395	-13.08	0.71	3.15
1.62	1582	21	0.01	11.18	0.00	3.15	1.47	1.89	8.83	0.28	20.03	0.281405	-13.23	0.71	3.15

Continuation...

Spot No.	Age ^a (Ma)	1 σ	¹⁷⁶ Yb/ ¹⁷⁷ Hf _b	2 σ	¹⁷⁶ Lu/ ¹⁷⁷ Hf _b	2 σ	¹⁷⁸ Hf/ ¹⁷⁷ Hf	¹⁸⁰ Hf/ ¹⁷⁷ Hf	Sig _{Hf} ^c (V)	¹⁷⁶ Hf/ ¹⁷⁷ Hf	2 σ ^d	¹⁷⁶ Hf/ ¹⁷⁷ Hf _(t) ^e	* ϵ Hf _(t) ^e	2 σ ^d	*TDM _f ^f (Ga)
Rim															
1.68	1587	21	0.01	9.42	0.00	2.58	1.47	1.89	8.80	0.28	18.60	0.281416	-12.72	0.71	3.12
1.70	1605	23	0.01	10.06	0.00	2.78	1.47	1.89	8.96	0.28	22.56	0.281417	-12.26	0.71	3.10
1.72	1595	22	0.01	11.12	0.00	2.90	1.47	1.89	6.52	0.28	17.82	0.281408	-12.82	0.71	3.13
1.84	1633	25	0.01	9.80	0.00	2.72	1.47	1.89	9.53	0.28	23.53	0.281424	-11.37	0.72	3.07
1.86	1576	22	0.01	12.21	0.00	3.15	1.47	1.89	8.63	0.28	13.32	0.281372	-14.53	0.71	3.22
1.88	1586	22	0.01	12.63	0.00	2.48	1.47	1.89	9.56	0.28	14.57	0.281369	-14.42	0.71	3.23
1.89	1585	21	0.01	11.13	0.00	2.51	1.47	1.89	8.69	0.28	15.34	0.281431	-12.25	0.71	3.09
2.14	1567	20	0.01	10.03	0.00	2.81	1.47	1.89	9.90	0.28	22.92	0.281409	-13.43	0.71	3.15
2.18	1578	22	0.01	11.50	0.00	3.02	1.47	1.89	10.48	0.28	15.91	0.281403	-13.39	0.71	3.15
2.19	1583	20	0.02	14.82	0.00	3.88	1.47	1.88	8.70	0.28	19.32	0.281384	-13.95	0.71	3.19
2.23	1578	20	0.02	12.02	0.00	3.20	1.47	1.89	8.02	0.28	18.61	0.281436	-12.20	0.71	3.08
2.25	1577	20	0.01	9.93	0.00	2.73	1.47	1.89	9.44	0.28	23.96	0.281390	-13.88	0.71	3.18
2.27	1571	20	0.02	14.69	0.00	3.87	1.47	1.89	9.21	0.28	36.87	0.281385	-14.16	0.71	3.20
2.38	1585	20	0.01	8.99	0.00	2.47	1.47	1.89	9.44	0.28	20.11	0.281413	-12.87	0.71	3.13
2.43	1588	22	0.01	9.43	0.00	2.54	1.47	1.88	3.38	0.28	18.02	0.281349	-15.09	0.71	3.27
2.47	1580	20	0.01	11.50	0.00	3.34	1.47	1.89	8.73	0.28	26.42	0.281411	-13.07	0.71	3.14
2.60	1581	22	0.01	10.78	0.00	3.03	1.47	1.89	9.43	0.28	18.48	0.28139	-13.81	0.71	3.18

(a) ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb age;(b) $^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf} = (^{176}\text{Yb}/^{173}\text{Yb})_{\text{true}} \times (^{173}\text{Yb}/^{177}\text{Hf})_{\text{measured}} \times (m_{173}(\text{Yb})/m_{177}(\text{Hf}))^{b(\text{Hf})}$, $b(\text{Hf}) = \ln(^{179}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{\text{true}} / ^{179}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{\text{measured}}) / \ln(m_{179}(\text{Hf})/m_{177}(\text{Hf}))$; m = mass of respective isotope. The ¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf were calculated in a similar way by using the ¹⁷⁵Lu/¹⁷⁷Hf and b(Yb);

(c) Mean Hf signal in volt;

(d) Uncertainties are quadratic additions of the within-run precision and the reproducibility of the standard zircons GJ-1. Uncertainties for standards are 2S.D.;

(e) Initial ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf and ϵHf calculated using the estimated Pb-Pb ages of respective zircon domains, and the CHUR parameters: ¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf = 0.0336, and ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf = 0.282785 (Bouvier et al., 2008);(f) Two stage model age in billion years using the measured ¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Lu and the estimated Pb/Pb age (first stage), a value of 0.015 (Griffin et al., 2002) for the average continental crust (second stage), and a depleted mantle ¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf and ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf of 0.0384 and 0.28325 (Griffin et al., 2000);

* The calculation of $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ and TDM used the following parameters: $\lambda_{\text{Lu}} = 1.867 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$ (Söderlung et al., 2004).

Appendix A.6 Summary of LA-MC-ICPMS Lu-Hf isotope data of zircom from standards.

Standards	Age (Ma)	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}^{\text{a}}$	2σ	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}^{\text{a}}$	2σ	$^{178}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$^{180}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$\text{Sig}_{\text{Hf}}^{\text{b}}$ (V)	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$2\sigma^{\text{c}}$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{(t)}$	$\epsilon_{\text{Hf}}(t)^{\text{d}}$	$2\sigma^{\text{c}}$
Mudtank (n=9)	732	0.0009	0	0.00003	0	1.46722	1.88629	15	0.282522	67	0.282521	7.0	0.0
91500 (n=9)	1065	0.0107	1	0.00042	0	1.46721	1.88606	9	0.282322	5	0.282314	7.2	0.0
Temora (n=5)	416	0.0193	11	0.00075	3	1.46722	1.88628	12	0.282689	11	0.282683	5.7	0.0

Standards	Age (Ma)	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}^{\text{a}}$	2σ	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}^{\text{a}}$	2σ	$^{178}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$^{180}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$\text{Sig}_{\text{Hf}}^{\text{b}}$ (V)	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	2σ	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{(t)}^{\text{d}}$	$\epsilon_{\text{Hf}}(t)^{\text{e}}$	2σ
Mudtank-1.001	732	0.000860	0.692014	0.000027	0.163328	1.467225	1.886385	14.5	0.282534	120.353139	0.282534	7.5	0.7
Mudtank-1.002	732	0.000950	0.776581	0.000029	0.179847	1.467251	1.886492	14.1	0.282520	27.874321	0.282520	7.0	0.7
Mudtank-1.003	732	0.000933	0.746456	0.000029	0.175759	1.467199	1.886562	13.5	0.282525	22.052682	0.282525	7.2	0.7
Mudtank-1.105	732	0.000918	0.743163	0.000028	0.169378	1.467261	1.886224	15.8	0.282524	19.832110	0.282524	7.1	0.7
Mudtank-1.106	732	0.000970	0.785990	0.000029	0.174682	1.467221	1.886040	15.5	0.282511	17.922453	0.282510	6.6	0.7
Mudtank-1.107	732	0.000912	0.757830	0.000028	0.174998	1.467166	1.886096	14.9	0.282516	17.329312	0.282516	6.9	0.7
Mudtank-2.001	732	0.000861	0.721605	0.000028	0.180313	1.467223	1.886185	14.8	0.282520	21.165135	0.282520	7.0	0.7
Mudtank-2.002	732	0.000922	0.751356	0.000029	0.181339	1.467232	1.886388	13.5	0.282514	22.971857	0.282514	6.8	0.7
Mudtank-2.003	732	0.000897	0.718654	0.000028	0.169501	1.467231	1.886260	14.8	0.282529	19.263878	0.282529	7.3	0.7

Continuation...

Standards	Age (Ma)	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}^a$	2 σ	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}^a$	2 σ	$^{178}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$^{180}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	Signal ^b (V)	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	2 σ	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{(t)}^d$	$\epsilon\text{Hf}_{(t)}^e$	2 σ
91500-1.004	1065	0.010762	8.614522	0.000428	2.570360	1.467276	1.886224	8.0	0.282325	18.276040	0.282316	7.3	0.7
91500-1.005	1065	0.010662	8.567272	0.000424	2.555612	1.467197	1.886117	7.9	0.282319	22.288563	0.282310	7.1	0.7
91500-1.006	1065	0.010411	8.731111	0.000411	2.621918	1.467237	1.885698	7.8	0.282320	18.202622	0.282312	7.2	0.7
91500-1.108	1065	0.010540	8.574000	0.000416	2.524057	1.467185	1.886255	9.2	0.282314	19.268842	0.282306	6.9	0.7
91500-1.109	1065	0.010698	9.527303	0.000421	2.892993	1.467235	1.886227	8.9	0.282324	18.846550	0.282316	7.3	0.7
91500-1.110	1065	0.010676	8.667329	0.000422	2.595980	1.467149	1.886083	8.9	0.282303	19.115682	0.282295	6.5	0.7
91500-2.004	1065	0.010727	9.270711	0.000425	2.916386	1.467234	1.885981	8.7	0.282325	24.995007	0.282316	7.3	0.7
91500-2.005	1065	0.010673	9.173293	0.000423	2.855182	1.467186	1.885956	8.7	0.282334	20.085934	0.282326	7.6	0.7
91500-2.006	1065	0.011247	9.289526	0.000445	2.707070	1.467218	1.885963	8.8	0.282334	16.024486	0.282325	7.6	0.7
Temora-1.007	416	0.015759	14.422431	0.000640	4.744889	1.467214	1.886358	11.2	0.282670	27.651831	0.282665	5.0	0.7
Temora-1.008	416	0.009406	7.635509	0.000384	2.364705	1.467204	1.886428	11.2	0.282677	20.777820	0.282674	5.3	0.7
Temora-1.009	416	0.023631	19.598250	0.000884	5.544845	1.467234	1.886296	11.6	0.282673	21.023189	0.282666	5.1	0.7
Temora-2.007	416	0.023015	19.608796	0.000935	5.653865	1.467251	1.886212	13.4	0.282710	14.210917	0.282703	6.4	0.7
Temora-2.008	416	0.024738	20.337966	0.000917	5.554812	1.467236	1.886127	10.8	0.282715	15.870445	0.282708	6.6	0.7

(a) $^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf} = (^{176}\text{Yb}/^{173}\text{Yb})_{\text{true}} \times (^{173}\text{Yb}/^{177}\text{Hf})_{\text{measured}} \times (m^{173}(\text{Yb})/m^{177}(\text{Hf}))_{\text{b(Hf)}}$, $\text{b(Hf)} = \ln(^{179}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{\text{true}} / ^{179}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{\text{measured}}) / \ln(m^{179}(\text{Hf})/m^{177}(\text{Hf}))$; m=mass of respective isotope. The $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ were calculated in a similar way by using the $^{175}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ and b(Yb) ;

(b) Mean Hf signal in volt;

(c) Uncertainties are quadratic additions of the within-run precision and the reproducibility of the standard zircons GJ-1. Uncertainties for standards are 2S.D.;

(d) Initial $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ and ϵHf calculated using the estimated Pb-Pb ages of respective zircon domains, and the CHUR parameters: $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0336$, and $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.282785$ (Bouvier et al., 2008).

Appendix A.7 Whole-rock chemistry of representative volcanic samples from the Bomba Formation.

Major elements data (Aluminous lavas)												
Sample	PB17G	E122B	PB5B	PB9A	E122F	E05B	PB4C	PB3A	PB3B	PB3C	E05D	PB4A
Rock type	Trachyte	Trachyte	Trachyte	Phonolite	Rhyolite	Trachyte	Trachyte	Rhyolite	Trachyte	Trachyte	Trachyte	Trachyte
SiO ₂ %	61.58	58.86	65.92	58.07	69.03	64.16	63.61	69.56	65.29	65.68	57.55	62.43
TiO ₂ %	1.03	1.05	0.89	1.24	0.68	1.25	1.17	0.81	0.90	0.91	2.42	0.85
Al ₂ O ₃ %	16.50	17.39	14.22	17.03	12.44	13.29	13.93	11.98	14.24	14.20	13.64	15.49
Fe ₂ O ₃ %	8.09	8.21	6.69	8.05	5.86	8.33	8.56	6.54	5.84	6.09	11.35	6.13
FeO _{tot} %	7.28	7.39	6.02	7.24	5.27	7.50	7.70	5.88	5.25	5.48	10.21	5.52
MnO %	0.10	0.02	0.02	0.02	0.02	0.00	0.01	0.02	0.13	0.12	0.01	0.09
MgO %	0.02	0.27	0.01	0.03	0.01	0.12	0.06	0.00	1.06	1.06	0.12	0.19
CaO %	0.26	0.26	0.25	0.39	0.11	0.39	0.28	0.00	1.40	1.18	1.25	1.81
Na ₂ O %	4.85	3.43	2.01	1.08	0.67	0.57	0.60	0.42	4.92	4.82	0.57	4.25
K ₂ O %	7.23	9.15	9.66	13.30	10.18	10.44	11.07	9.87	4.58	4.56	10.79	7.30
P ₂ O ₅ %	0.21	0.22	0.21	0.32	0.11	0.32	0.18	0.19	0.23	0.21	1.01	0.20
LOI %	0.32	0.80	0.22	0.26	0.25	0.64	0.45	0.43	0.80	0.67	0.61	1.73
SUM %	99.88	98.86	99.88	99.52	99.11	98.87	99.46	99.39	98.59	98.83	98.71	98.73
Na ₂ O+K ₂ O	12.08	12.58	11.67	14.37	10.85	11.01	11.67	10.29	9.50	9.38	11.36	11.55
K ₂ O/Na ₂ O	1.49	2.67	4.81	12.36	15.19	18.32	18.45	23.50	0.93	0.95	18.93	1.72
FeO _{tot} /(FeO _{tot} + MgO)	1.00	0.96	1.00	1.00	1.00	0.98	0.99	1.00	0.83	0.84	0.99	0.97
ASI (molar)	1.01	1.09	1.00	1.01	1.01	1.03	1.03	1.05	0.91	0.95	0.92	0.85
PI (molar)	0.96	0.89	0.97	0.95	0.97	0.92	0.93	0.95	0.92	0.91	0.93	0.96

Major elements data (Peralkaline lavas)

Sample	PB11B	PB11A	PB11C	PB11F	PB11E
Rock type	Comendite	Comendite	Comendite	Comendite	Comendite
SiO ₂ %	68.27	68.73	68.18	68.50	69.33
TiO ₂ %	0.54	0.59	0.55	0.59	0.57
Al ₂ O ₃ %	12.06	13.53	12.29	12.88	12.72
Fe ₂ O ₃ %	6.90	6.12	5.96	6.01	5.47
FeO _{tot} %	6.21	5.51	5.36	5.41	4.92
MnO %	0.05	0.12	0.05	0.05	0.07
MgO %	0.04	0.12	0.07	0.06	0.04
CaO %	1.40	0.66	0.48	0.46	0.86
Na ₂ O %	2.72	4.25	3.80	3.61	2.65
K ₂ O %	6.65	6.00	8.01	7.93	8.23
P ₂ O ₅ %	0.03	0.04	0.08	0.05	0.07
LOI %	1.02	0.25	0.41	0.21	0.31
SUM %	98.65	100.15	99.46	100.15	100.00
Na ₂ O+K ₂ O	9.37	10.25	11.81	11.54	10.88
K ₂ O/Na ₂ O	2.44	1.41	2.11	2.19	3.10
FeO _{tot} /(FeO _{tot} + MgO)	0.99	0.98	0.99	0.99	0.99
ASI (molar)	0.85	0.92	0.78	0.84	0.86
PI (molar)	1.01	1.01	1.21	1.13	1.04

Santos, Cláudia dos. 2017. O Vulcanismo Ácido a Intermediário Associado ao Rifteamanto Calaminiano...
Trace elements data (Aluminous lavas)

Sample	PB17G	E122B	PB5B	PB9A	E122F	E05B	PB4C	PB3A	PB3B	PB3C	E05D	PB4A
Rock type	Trachyte	Trachyte	Trachyte	Phonolite	Rhyolite	Trachyte	Trachyte	Rhyolite	Trachyte	Trachyte	Trachyte	Trachyte
Ba (ppm)	756	420	1011	1073	458	1151	673	1256	812	834	1048	1500
Be (ppm)	2	1	3	<1	2	2	<1	4	6	7	1	2
Ce (ppm)	176.4	117.3	301.7	200.2	148.4	172.1	211.4	211.9	199.1	207.6	156.9	142.5
Co (ppm)	29.7	21.0	61.0	24.7	45.8	92.5	31.9	65.7	46.1	49.5	47.5	18.4
Cs (ppm)	0.6	1.3	0.9	0.6	0.8	0.8	0.9	0.6	0.6	0.7	1.3	1.1
Dy (ppm)	7.53	7.30	8.60	7.80	6.82	7.98	6.82	19.76	17.65	9.37	7.55	7.17
Er (ppm)	4.22	4.25	3.57	3.92	3.55	3.94	3.41	10.07	9.40	5.10	3.75	3.92
Eu (ppm)	2.80	1.83	3.64	3.34	1.95	3.44	2.30	5.47	5.10	2.66	3.33	2.16
Ga (ppm)	26.2	33.1	18.8	19.6	12.8	15.2	24.4	13.3	24.0	22.8	13.4	23.5
Gd (ppm)	8.60	7.23	13.63	9.94	7.71	9.97	9.09	24.94	22.63	11.00	10.55	7.98
Hf (ppm)	14.5	12.6	9.3	15.7	13.0	10.3	9.8	9.6	10.8	10.1	7.3	9.5
Ho (ppm)	1.48	1.43	1.41	1.41	1.36	1.31	1.30	3.86	3.47	1.76	1.29	1.39
La (ppm)	92.80	62.80	143.90	102.20	82.40	91.50	117.10	168.20	192.40	99.40	79.40	80.00
Lu (ppm)	0.59	0.60	0.48	0.54	0.48	0.53	0.50	1.24	1.07	0.69	0.40	0.55
Nb (ppm)	177.4	215.1	93.1	159.7	144.2	112.1	98.8	62.7	68.2	67.4	70.3	100.0
Nd (ppm)	65.3	42.6	103.2	77.4	51.2	77.3	71.1	136.1	134.5	71.0	71.3	53.3
Pr (ppm)	19.00	12.21	28.33	21.69	14.37	19.88	21.58	36.45	36.89	19.11	18.17	15.27
Rb (ppm)	124	195	189	204	185	195	231	197	145	147	197	118
Sm (ppm)	10.90	7.38	17.29	12.88	8.59	11.85	11.30	24.25	22.93	11.99	11.89	9.01
Sn (ppm)	4	5	3	4	2	3	3	4	2	2	2	4
Sr (ppm)	48	39	26	33	19	44	13	28	264	247	50	92
Ta (ppm)	7.6	9.2	5.0	7.9	6.3	6.4	4.8	3.7	3.8	3.9	4.8	4.9
Tb (ppm)	1.27	1.16	1.68	1.32	1.13	1.32	1.20	3.36	3.09	1.57	1.32	1.19
Th (ppm)	16.8	22.7	18.7	19.7	16.5	12.2	16.9	16.9	17.5	18.6	7.7	16.3
Tm (ppm)	0.62	0.65	0.51	0.55	0.53	0.54	0.50	1.37	1.29	0.76	0.48	0.55
U (ppm)	9.6	3.9	3.3	3.8	4.4	3.5	4.1	2.7	5.2	4.8	6.2	4.7
V (ppm)	12	17	30	20	<8	28	49	14	22	23	90	24

Continuation...

Sample	PB17G	E122B	PB5B	PB9A	E122F	E05B	PB4C	PB3A	PB3B	PB3C	E05D	PB4A
Rock type	Trachyte	Trachyte	Trachyte	Phonolite	Rhyolite	Trachyte	Trachyte	Rhyolite	Trachyte	Trachyte	Trachyte	Trachyte
W (ppm)	201.9	142.5	470.2	156.0	384.4	698.4	245.1	558.0	317.3	355.6	350.8	113.5
Y (ppm)	37.7	40.4	37.5	36.4	36.9	39.4	34.8	121.3	93.5	54.6	37.4	42.6
Yb (ppm)	3.76	4.20	3.09	3.51	3.37	3.77	3.13	8.50	7.80	4.91	2.75	3.54
Zr (ppm)	708	510	410	618	770	447	392	399	426	463	299	470
(La/Yb)N	16.68	10.10	31.47	19.68	16.52	16.40	25.28	13.37	16.67	13.68	19.51	15.27
(La/Sm)N	5.36	5.36	5.24	4.99	6.04	4.86	6.52	4.37	5.28	5.22	4.20	5.59
Eu/Eu*	0.88	0.77	0.72	0.90	0.73	0.97	0.69	0.68	0.68	0.71	0.91	0.78
Ce/Ce*	1.02	1.02	1.12	1.03	1.01	0.95	1.02	0.85	0.76	1.12	0.98	0.97

Trace elements data (Peralkaline lavas)

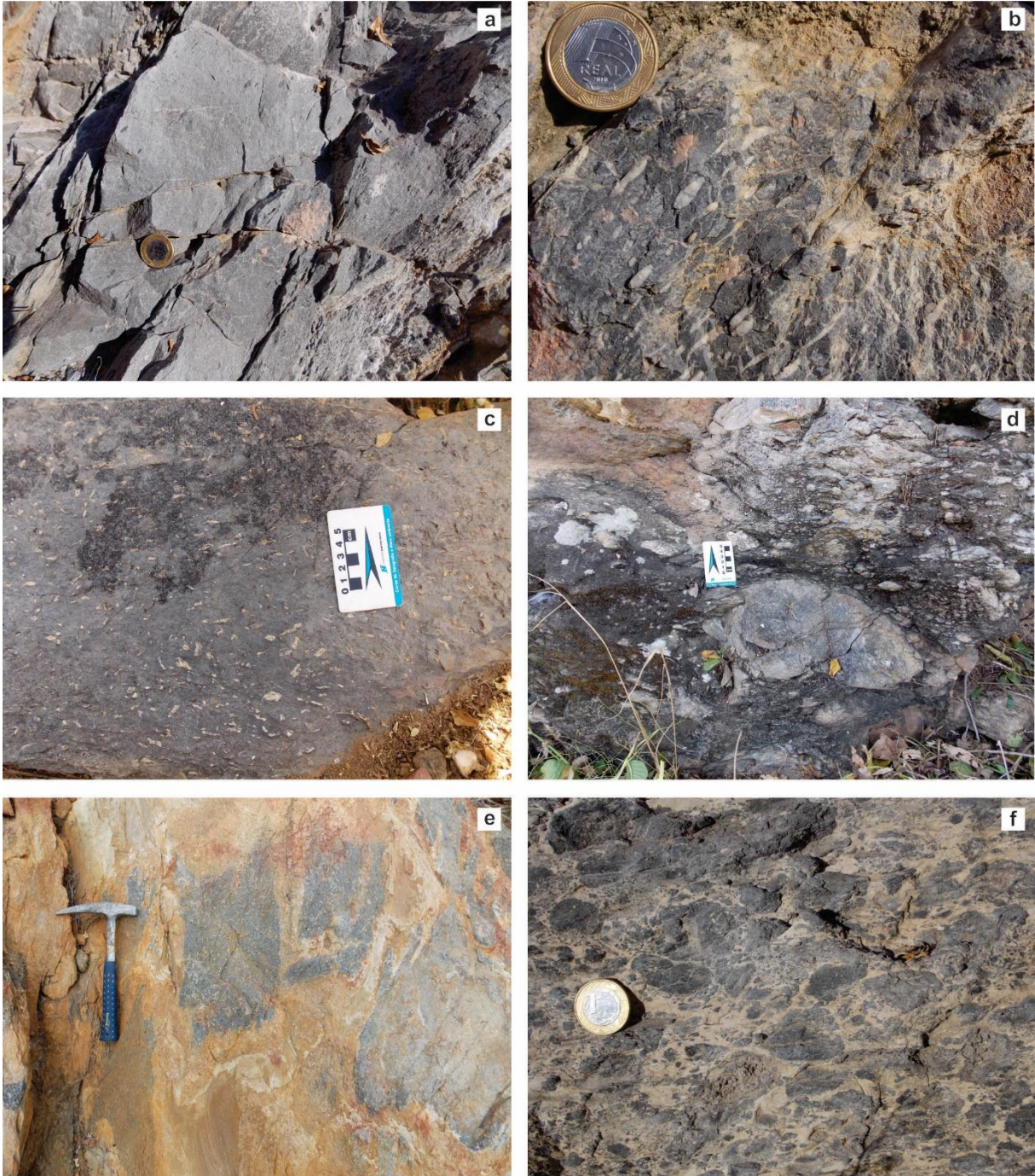
Sample	PB11B	PB11A	PB11C	PB11F	PB11E
Rock type	Comendite	Comendite	Comendite	Comendite	Comendite
Ba (ppm)	264	445	517	265	232
Be (ppm)	4	9	11	5	3
Ce (ppm)	79.3	116.0	111.4	68.7	108.5
Co (ppm)	32.6	33.1	25.1	23.9	23.5
Cs (ppm)	0.2	0.2	0.2	0.3	0.2
Dy (ppm)	10.47	15.73	15.17	10.43	14.01
Er (ppm)	6.00	8.41	8.94	5.31	7.64
Eu (ppm)	2.03	2.60	2.10	1.76	2.41
Ga (ppm)	22.4	24.6	20.8	25.6	23.1
Gd (ppm)	10.34	13.98	12.74	9.81	13.85
Hf (ppm)	16.0	13.8	17.8	14.0	17.5
Ho (ppm)	2.07	3.09	3.18	1.99	2.74

Continuation...

Sample	PB11B	PB11A	PB11C	PB11F	PB11E
Rock type	Comendite	Comendite	Comendite	Comendite	Comendite
La (ppm)	113.60	118.00	121.70	115.40	127.20
Lu (ppm)	0.85	0.99	1.15	0.72	1.09
Nb (ppm)	121.4	101.4	130.1	133.4	128.3
Nd (ppm)	69.5	85.2	81.2	72.0	92.0
Pr (ppm)	21.37	24.42	23.22	21.74	26.50
Rb (ppm)	172	142	219	208	221
Sm (ppm)	11.60	14.95	13.06	10.98	15.40
Sn (ppm)	6	5	6	6	6
Sr (ppm)	42	21	23	21	42
Ta (ppm)	6.8	5.3	7.3	7.4	7.3
Tb (ppm)	1.73	2.55	2.30	1.76	2.32
Th (ppm)	26.9	26.7	33.5	27.9	34.0
Tm (ppm)	0.89	1.14	1.26	0.75	1.13
U (ppm)	1.3	1.7	1.6	1.0	2.0
V (ppm)	<8	10	34	8	<8
W (ppm)	307.8	253.8	205.5	189.4	185.8
Y (ppm)	57.5	77.2	86.7	54.2	74.6
Yb (ppm)	5.57	6.83	7.56	4.83	7.33
Zr (ppm)	590	465	707	482	695
(La/Yb)N	13.78	11.67	10.88	16.15	11.73
(La/Sm)N	6.16	4.97	5.87	6.62	5.20
Eu/Eu*	0.57	0.55	0.50	0.52	0.50
Ce/Ce*	0.39	0.52	0.50	0.33	0.45

Appendix B Additional illustration

Appendix B.1 Outcropping images



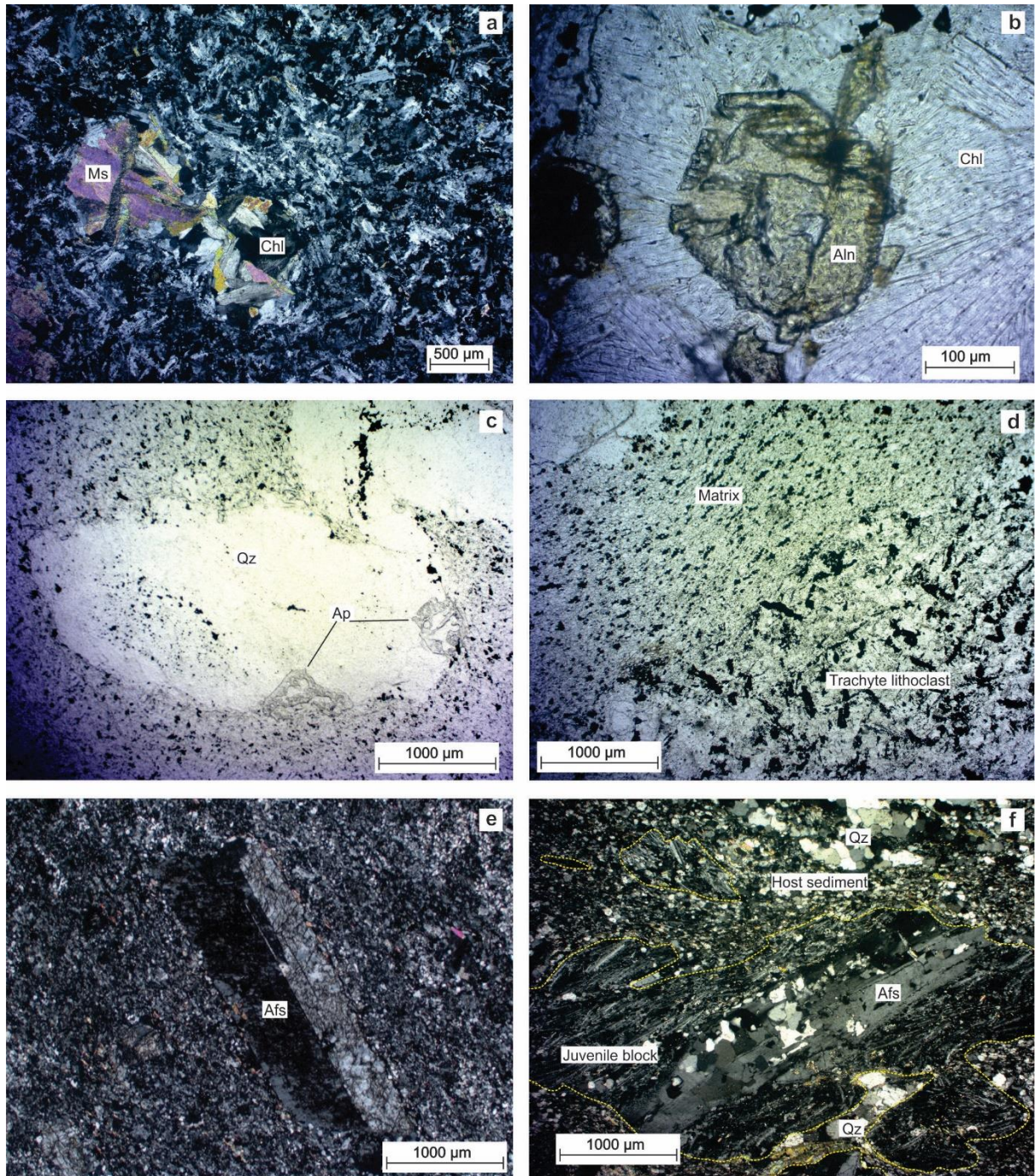
Legend – (a) Volcanic lithofacies outcrop (trachyte). (b) Trachyte outcrop with amygdaloidal texture. Note the flattening of the amygdales. (c) Lapilli tuff fall deposit. In this image the crystaloclasts are evident in cryptocrystalline matrix of volcanic ashes. (d) Tuff breccia block-and-ash flow deposit. Note the ballistic bomb detail. (e) Rectangular blocks of the hyaloclastite breccias in detail. (f) Juvenile blocks and host sediment in peperite. Note the jigsaw-fit texture in some blocks.

Continuation...



Legend – (g) Matrix-supported polymictic conglomerate. The largest clasts are of volcanic and colcanoclastic rocks. (h) Poorly sorted epiclastic arkose and detail of lamination characterized by variations in granulation.

Appendix B.2 Microphotographs



Legend – (a) Equigranular trachyte and amygdales with fibro-radial filling formed by muscovite, Mg-chlorite and allanite. (b) Allanite detail in amygdale of the item a. (c) Amygdales filled with quartz and apatite in rhyolite. (d) Trachyte fragment in contact with the matrix in lapilli tuff fall deposit. (e) Microphotography of the clast in tuff breccia (block-and-ash flow deposit). Note that this clast is a porphyritic trachyte. (f) Microphotography of the peperite showing juvenile blocks in contact with host sediment. Key: Afs: alkali feldspar; Aln: allanite; Ap: apatite; Chl: chlorite; Ms: muscovite; Qz: quartz.

Ficha de Aprovação



MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO
Universidade Federal De Ouro Preto
Escola de Minas – Departamento de Geologia
Programa de Pós-Graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais



FICHA DE APROVAÇÃO

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

TÍTULO: "O VULCANISMO ÁCIDO E INTERMEDIÁRIO ASSOCIADO AO RIFTEAMENTO CALIMIANO DO ESPINHAÇO SETENTRIONAL, CRÁTON SÃO FRANCISCO: INVESTIGAÇÃO PETROLÓGICA, GEOQUÍMICA E GEOCRONOLÓGICA"

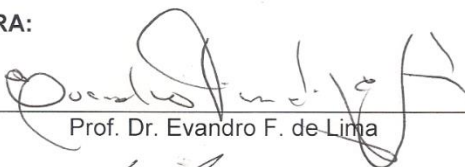
AUTOR: Cláudia dos Santos

ORIENTADOR: professor-orientador

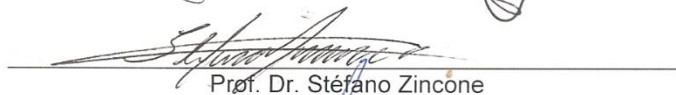
DATA DA DEFESA: 23 de fevereiro de 2017

PRESIDENTE: professor-orientador

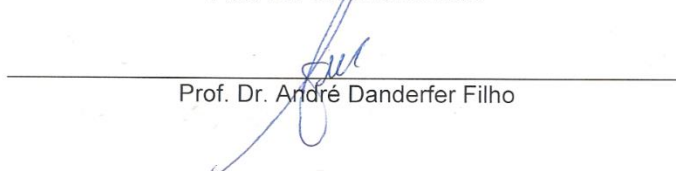
BANCA EXAMINADORA:



Prof. Dr. Evandro F. de Lima



Prof. Dr. Stéfano Zincone



Prof. Dr. André Danderfer Filho

Campus Universitário Morro do Cruzeiro - S/N - CEP: 35400-000 - Ouro Preto - MG - Brasil
Telefone – Secretaria: (31) 3559-1605 / Coordenação: (31) 3559-1602
e-mail – pgrad@degeo.ufop.br / coordenador.pgdegeo@gmail.com

