**UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**Caracterização Geocronológica dos Granitóides do
Complexo de Bárue e da Suíte de Guro, Centro-Oeste
de Moçambique: Implicações Tectônicas e
Metalogenéticas.**

Vicente Albino Manjate

Orientador: Prof. Dr. Colombo Celso Gaeta Tassinari

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotetônica

**São Paulo
2015**

**Caracterização Geocronológica dos granitóides do
Complexo de Bárue e da Suíte de Guro, Centro-Oeste
de Moçambique: Implicações tectônicas e
metalogenéticas.**

Vicente Albino Manjate

Orientador: Prof. Dr. Colombo Celso Gaeta Tassinari

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotetônica

São Paulo

2015

Vicente Albino Manjate

**Caracterização Geocronológica dos Granitóides do
Complexo de Bárue e da Suíte de Guro, Centro-Oeste
de Moçambique: Implicações tectônicas e
metalogenéticas.**

Tese apresentada no Instituto de Geociências da
Universidade de São Paulo para obtenção do
Título de Doutor em Ciências

Programa: Geoquímica e Geotectônica

Orientador: Prof. Dr. Colombo Celso Gaeta Tassinari

São Paulo

2015

Autorizo a reprodução e divulgação total ou parcial deste trabalho, por qualquer meio convencional ou eletrônico, para fins de estudo e pesquisa, desde que citada a fonte.

Ficha catalográfica preparada pelo Serviço de Biblioteca e Documentação
do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo

Manjate, Vicente Albino

Caracterização Geocronológica dos granitoides do
Complexo de Bárue e da Suíte de Guro, centro-oeste
de Moçambique: implicações tectônicas e
metalogenéticas. / Vicente Albino Manjate. - São
Paulo, 2015.

142 p. : il + anexos

Tese (Doutorado) : IGc/USP

Orient.: Tassinari, Colombo Celso Gaeta

1. Proterozoico 2. Neoproterozoico 3. Cambriano
4. Arco magmático 5. Idade modelo I. Título

Dedicatória

Dedicatória especial á minha mãe **Lucília Manhiça** e minha esposa **Olga Augusto Ribeiro** pelo apoio e compreensão durante todos os anos da minha formação. A dedicatória é extensiva aos meus filhos **Salvador, Penina e Chelsea**, aos meus irmãos **Jaime, Eugénio e Fastel** e minhas irmãs **Idalina e Alda**.

Agradecimentos

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), pela concessão da bolsa que permitiu a frequência e culminação de estudos de Doutorado em Geociências.

Ao meu orientador, Prof. Dr. Colombo Celso Gaeta Tassinari, pela confiança e oportunidade que me proporcionou de realizar estudos de Pós-graduação, em nível de doutorado, e acima de tudo pelo acompanhamento e orientação incansáveis durante todas as fases de projeto, amostragem e formação acadêmica.

Ao Ministério dos Recursos Minerais de Moçambique que através da Direção Nacional de Geologia, Departamento de Recursos Humanos, Instituto Nacional de Petróleos e Instituto Geológico Mineiro prestou todo apoio técnico-financeiro para a concretização do projeto de Pós-graduação.

Aos Drs. Patrício Rodrigo Montecinos Muñoz, Jorge Betencourt, Umberto Cordani, Rômulo Machado e Oswaldo Siga Junior, professores da Universidade de São Paulo (USP) que ajudaram em algumas fases da produção da Tese.

Ao Renato Carvalho e Silva, Paulo Augusto Morgado e Luiz Claudio Nogueira do Laboratório de Laminação, à Silvana Macedo e ao Dr Kei Sato da GeoLab SHRIMP (Laboratório de Geocronologia de Alta Resolução), ao Vasco António Pereira dos Loios, Rodrigo Azzi Silva, Roberto Siqueira, Artur Takashi Onoe, Ivone Keiko Sonoki e Roberta Ferrari do Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo) e ao Paulo Ernesto Mori do Laboratório de Fluorescência de Raios-X pelo apoio nas fases de Laboratório que ajudaram em algumas fases de trabalho para produção da Tese.

A todos que direta ou indiretamente contribuíram para o sucesso deste trabalho, OBRIGADO.

Resumo

Manjate, V. A., (2015). Caracterização Geocronológica dos Granitóides do Complexo de Bárue e da Suíte de Guro, Centro-Oeste de Moçambique: Implicações Tectônicas e Metalogenéticas. Tese de Doutorado. Insituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 141f.

A parte central de Moçambique foi marcada por eventos episódicos consistindo de granitogênese mesoproterozóico e neoproterozóico, magmatismo neoproterozóico, sedimentação neoproterozóica e magmatismo cambriano. Estes eventos produziram unidades geológicas cujas relações espaciais e temporais tem sido controversas no que se refere à Suíte de Guro e ao Complexo de Bárue. Alguns autores defendem a existência de duas unidades geológicas distintas e outros incorporavam a Suite de Guro no Complexo de Bárue formando assim uma e única unidade geológica. Dentro deste contexto este trabalho tenta dar uma melhoria no modelo geocronológico/tectônico das rochas graníticas do Complexo de Bárue e da Suíte de Guro utilizando dados geocronológicos U-Pb SHRIMP em zircão e idades Sm-Nd modelo manto empobrecido (T_{DM}), caracterizando as suas respectivas fontes e evoluções tectono-magmáticas com base na geoquímica isotópica Sr e Nd em rocha total e em dados litogeoquímicos em rocha total. Estes dados em conjunto com as informações geológicas e geocronológicas disponíveis na literatura permitiram modelar a evolução da crosta continental da região central de Moçambique. O modelo proposto aponta para eventos de cristalização magmática mesoproterozóico, neoproterozóico e cambriano e de sedimentação neoproterozóico. Em adição, apartir dos dados obtidos e das informações das ocorrências minerais disponíveis para a área de estudo, foi feita a correlação dos processos ígneos e metamórficos relacionados à evolução tectono-magmática dos granitóides com as suas respectivas especializações metalogenéticas, visando o estabelecimento de critérios de prospectividade regional para exploração mineral. Alguns eventos relacionados com intrusão de veios pegmatíticos e alteração de rochas pré-existentes são responsáveis pelas mineralizações na área de estudo.

Palavras chave: proterozóico; neoproterozóico; cambriano; suíte; complexo; arco magmático; idade modelo.

Abstract

Manjate, V. A., (2015). Geochronological characterization of the Bárue Complex and Guro Suite Granitoids, Midwest Mozambique: Tectonic and metallogenetic Implications. Phd Thesis. Geosciences Insitute, University of São Paulo. 141p.

The central part of Mozambique was marked by Mesoproterozoic and Neoproterozoic granite genesis events followed by Neoproterozoic sedimentation events and Cambrian magmatism. These events produced geological units whose spatial relationship has been controversial in regard to the Guro Suite and the Bárue Complex. Some authors advocate the existence of two distinct geological units and other embodied the Guro Suite in the Bárue complex thus forming one and the same geological unit. Within this context, this work tries to give an improvement in geochronological pattern of granitic rocks of the Bárue Magmatic Arc and Guro Suite using geochronological U-Pb SHRIMP data on zircons and Sm-Nd depleted mantle model ages (TDM), characterizing their respective sources and tectonic-magmatic evolution based on whole rock Sr and Nd isotope geochemistry and whole rock Lithogeochemical data. These data together with the geological and geochronological data available in the literature allowed modeling the evolution of the continental crust of central Mozambique. The proposed model points to Mesoproterozoic, Neoproterozoic, and Cambrian magmatic crystallization events and followed by Neoproterozoic sedimentation. In addition, from the obtained data and information of mineral occurrences available for the study area, the correlation of igneous and metamorphic processes related to tectonic and magmatic evolution of the granitoids with their respective metallogenetic specialization was made, aiming to establish a regional prospective solutions for mineral exploration. Some events related to pegmatitic veins intrusion and alteration of preexisting rocks are responsible for the mineralization in the study area.

Key words: Proterozoic; Neoproterzoic; Cambrian; Suíte; Complex; magmatic arc; model age

Lista de Figuras

Figura 1. Enquadramento tectônico Pré-cambriano da África Austral. Modificado de Hanson (2003) .	9
Figura 2. Estágios iniciais de colisão para formar Rodínia. Modificado de Li et al., (2008).....	17
Figura 3. Formação do Rodínia e sua posterior fraturação. Modificado de Li et al., (2008)	18
Figura 4. Fraturação do Rodínia e início da formação do Gondwana. Modificado de Li et al., (2008)	20
Figura 5. Formação do supercontinente Gondwana. Modificado de Li et al., (2008).....	21
Figura 6. Mapa das principais unidades geológicas da parte central de Moçambique modificado de GTK (2006).....	22
Figura 7. Perfil geológico da parte central de Moçambique (Bárue-Guro-Margem cratónica), modificado de GTK (2006).....	32
Figura 8. Mapa de amostragem da região Centro-Oeste de Moçambique. EN indica estrada Nacional. Modificado de GTK (2006).....	35
Figura 9. Ortognaísse de Inchope aflorante à leste do Complexo de Bárue. (A) Fotomicrografia em luz transmitida e nícois cruzados do ortognaísse de Inchope em que se observam cristais sub-édricos a anédricos de quartzo (Qz), k-feldspato (K-feld), biotita (Bt) e muscovita (Musc) como minerais constituintes principais. (B) veios pegmatíticos cortando o ortognaísse de Inchope. Simbologia de acordo com Kretz (1983).....	55
Figura 10. Detalhes micro e macroscópicos de três amostras de ortognaísse de Inchope aflorante à Oeste do Complexo de Bárue. Em primeiro lugar, na amostra BA-023 se observam na foto (A) bolsões de material máfico e na microfotografia de luz transmitida e nícois cruzados (B) associações mineralógicas com hornblenda (Hbl), quartzo (Qz) e biotita (Bt). Em seguida, na amostra BA-028 pode se verificar na foto (C) a predominância de material máfico no ortognaísse de Inchope e na microfotografia de luz transmitida e nícois cruzados (D) a orientação preferencial definida pelos minerais máficos. Por fim, na amostra BA-029 se nota na foto (E) evidências de fusão parcial e na microfotografia de luz transmitida e nícois cruzados (F) cristal de granada (Grt) em uma matriz de biotita (Bt), k-feldspato (Kfs) e quartzo (Qz). Simbologia de acordo com Kretz (1983).	56
Figura 11. Aspectos macro e microscópicos do gnaísse do Monte Senge à norte do Complexo de Bárue. (A) amostra de mão do granito do Monte Senge fanerítica e de coloração acastanhada e (B) microfotografia em luz transmitida e nícois cruzados mostrando a composição mineral principal como quartzo (Qz), plagioclásio (Plg), Biotita (Bt) e hornblenda (Hbl). Simbologia de acordo com Kretz (1983).....	57
Figura 12. Fotomicrografia do granito do Monte Chissui. (A) amostra de mão do granito do Monte Chissui na zona de Catandica e respectiva microfotografia (B), luz transmitida e nícois cruzados, mostrando quartzo (Qz), plagioclásio (Plg), biotita (Bt) e muscovita (Musc). (C) afloramento do gnaísse do Monte Chissui a sul de Chimoio onde pode-se observar os autólitos compostos por anfibólio e respectivo aspecto micrográfico de luz transmitida e nícois cruzados (D) mostrando a presença de biotita (Bt), hornblenda (Hbl) e plagioclásio (Plg). Simbologia de acordo com Kretz (1983).....	58
Figura 13. Amostras de mão do gnaísse do Monte Calinga Muci, 20FR09 (A) e MB-83 (C) e suas respectivas fotografias de lâminas delgadas obtidas em luz transmitida e nícois cruzados mostrando em (B) exsolução no feldspato potássico (K-feld) e (D) cristais de biotita (Bt) e grãos anédricos de quartzo (Qz). Simbologia de acordo com Kretz (1983).	59

Figura 14. Fotomicrografia do gnaísse do da Serra Banguatere obtida em luz transmitida e nicos ruzados (MB-84) mostrando em (A) e (B) quartzo (Qz), k-feldspato (K-feld) e hornblenda (Hbl) como constituintes minerais. Simbologia de acordo com Kretz (1983).....	60
Figura 15. Granito foliado do Complexo metamórfico de Mudzi (MB-78). (A) amostra de mão e (B) respectiva lâmina delgada, luz transmitida e nicos cruzados, mostrando cristal de zircão incluso em quartzo. Simbologia de acordo com Kretz (1983).	60
Figura 16. Granito de Chacocoma (MB-87). (A) amostra de mão, (B) e (C) biotita, hornblenda e opaco como fase máfica. Simbologia de acordo com Kretz (1983).....	61
Figura 17. Diagramas de classificação de granitóides. A. <i>Modified Alkali Lime Index</i> (MALI) de Frost et al., (2001); B. Diagrama AFM (Irvine & Baragar, 1971); C. Diagrama A/CNK vs ASI (Shand, 1943) e D. Diagrama Total Alkali-Sílica (TAS) de Cox et al., (1979).....	63
Figura 18. Diagramas de classificação de granitóides propostos por Whalen et al., (1987) usando $10000 \cdot \text{Ga}/\text{Al}$ versus Zn, Y, Ce, Nb e Zr.....	64
Figura 19. Diagramas de variação tipo Harker de elementos maiores.....	66
Figura 20. Diagramas de variação tipo Harker de elementos traço versus sílica.....	67
Figura 21. Diagrama (escala logarítmica) de distribuição de elementos incompatíveis normalizados ao manto primitivo do Complexo de Bárue (Sun & McDonough, 1989).	69
Figura 22. Diagrama (escala logarítmica) de distribuição de elementos incompatíveis normalizados ao manto primitivo da suíte de Guro (Sun & McDonough, 1989).....	70
Figura 23. Diagrama (escala logarítmica) <i>spider</i> para elementos de terras raras (Boyton, 1984), granitóides do Complexo de Bárue.	71
Figura 24. Diagrama (escala logarítmica) <i>spider</i> para elementos de terras raras (Boyton, 1984) dos granitóides da suíte de Guro.....	72
Figura 25. Diagramas (eixos na escala logarítmica) de discriminação de ambientes tectônicos (Pearce et al., 1984) com projeção de granito do Monte Chissui (25FR09), Granito de Inchope (BA-023, BA-028 e BA-029), granito do Monte Senge (15FR09), gnaíto do Monte Calinga Muci (MB-83 e 20FR09), gnaísse migmatítico da Serra Banguatere (MB-84), granito de Chacocoma (MB-87) e granito foliado de Cuchamano (MB-78)	73
Figura 26. Imagem de lupa dos zircões da amostra BA-023, Complexo de Bárue.....	75
Figura 27. Imagem de catodoluminescência de amostra BA-023, ortognaísse de Inchope.....	76
Figura 28. Diagrama concórdia mostrando idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ média ponderada de 1124 ± 19 Ma (MSWD=0,76) para a amostra de ortognaísse de Inchope (BA-023), Complexo de Bárue	79
Figura 29. Imagem de lupa do ortognaísse de Inchope (BA-028), Complexo de Bárue	80
Figura 30. Imagem de catodoluminescência do ortognaísse de Inchope (BA-028), Complexo de Bárue	81
Figura 31. Diagrama concórdia do ortognaísse de Inchope (BA-028), Complexo de Bárue, mostrando idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de interceptos superior igual à 1121 ± 34 Ma e inferior igual à 523 ± 62 Ma (MSWD=058)	82
Figura 32. Imagem de lupa do ortognaísse de Inchope (BA-029), Complexo de Bárue	82
Figura 33. Imagem de catodoluminescência do ortognaísse de Inchope (BA-029), Complexo de Bárue	83
Figura 34. Diagramas concórdia do ortognaísse de Inchope (BA-029), Complexo de Bárue, mostrando idade concórdia $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de $1109 \pm 6,1$ Ma (MSWD = 0,078).....	84
Figura 35. Imagem de lupa do granito do Monte Chissui (25FR09), Complexo de Bárue.....	85
Figura 36. Imagem de catodoluminescência do granito do Monte Chissui (25FR09), Complexo de Bárue	86

Figura 37. Diagrama concórdia do granito do Monte Chissui (25FR09), Complexo de Bárue, mostrando idade concórdia $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de $1156\pm 6,9$ Ma (MSWD = 0,069).....	87
Figura 38. Imagem de lupa do granito do Monte Senge (15FR09), Arco de Bárue	88
Figura 39. Imagens de catodoluminescência do granito do Monte Senge (15FR09), Complexo de Bárue	89
Figura 40. Diagrama concórdia do granito do Monte Senge (15FR09), Complexo de Bárue, mostrando idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de interceptos superior igual à 1094 ± 36 e inferior igual à 498 ± 30 Ma (MSWD = 1,07)	90
Figura 41. Imagem de lupa do granito do Monte Calinga Muci (MB-84), suíte de Guro	91
Figura 42. Imagem de catodoluminescência dos zircões da amostra MB-84, Suíte de Guro.....	93
Figura 43. Diagrama concórdia da amostra MB-84, Suíte de Guro, mostrando em (A) projeção de todos pontos de análise e em (B) idade concórdia $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de $860,9\pm 4,3$ Ma (MSWD =0,081).....	93
Figura 44. Imagens de lupa da amostra 20FR09, granito-gnaiss do Monte Calinga Muci, Suíte de Guro.....	94
Figura 45. Imagem de catodoluminescência da amostra 20FR09, Suíte de Guro	95
Figura 46. Diagrama concórdia da amostra 20FR09, Suíte de Guro, mostrando em (A) idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de intercepto inferior igual a 509 ± 20 Ma e em (B) idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ média ponderada de 836 ± 53 Ma (MSWD = 2,8).....	96
Figura 47. Imagens de lupa da amostra MB-83, granito-gnaiss da Serra Banguatere, Suíte de Guro .	96
Figura 48. Imagens catodoluminescência da amostra MB-83, Suíte de Guro	97
Figura 49. Diagrama concórdia da amostra MB-83 mostrando idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de intercepto superior igual a 820 ± 86 Ma e inferior igual a 542 ± 48 Ma (MSWD 0,60)	98
Figura 50. Imagens de lupa da amostra MB-87, granito de Chacocoma, Suíte de Guro	99
Figura 51. Imagens catodoluminescência da amostra MB-87, Granito de Chacocoma	99
Figura 52. Diagrama concórdia da amostra MB-87, Granito de Chacocoma, mostrando à esquerda a projeção de todos pontos analisados e a direita os usados no cálculo da idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de intercepto superior igual à $1078,1\pm 9$ Ma (MSWD = 0,69)	100
Figura 53. Imagens de lupa da amostra MB-78, Granito foliado do Complexo de Mudzi.....	101
Figura 54. Imagem catodoluminescência da amostra MB-78, Complexo de Mudzi.....	102
Figura 55. Diagramas concórdia amostra MB-78, Complexo de Mudzi, mostrando em (A) a idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de intercepto inferior (ponto 5.1) igual a 613 ± 49 Ma e em (B) idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ concórdia igual à $869\pm 4,8$ Ma (MSWD = 0,0086)	104
Figura 56. Mapa de distribuição de idades modelo na região Centro-Oeste de Moçambique modificado de GTK (2006). Valores de T_{DM} são $1,3 - 1,5$ Ga para Suíte de Guro e $1,8 - 2,2$ Ga para o Complexo de Bárue.....	105
Figura 57. Diagrama de evolução dos granitóides do Complexo de Bárue	107
Figura 58. Diagrama $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(T)$ dos granitóides do Complexo de Bárue, dados de manto empobrecido (DM; Rehkamper e Hofman, 1997) e basaltos do cráton do Zimbabwe (Shimizu et al., 2005).....	108
Figura 59. Diagrama de evolução dos granitóides da suíte de Guro	109
Figura 60. Diagrama $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(T)$ dos granitóides da suíte de Guro, granito foliado de Cuchamano e granito de Chacocoma. São também projetados dados de manto empobrecido (DM; Rehkamper e Hofman, 1997) e basaltos do cráton do Zimbabwe (Shimizu et al., 2005).	110
Figura 61. Depósitos e ocorrências minerais da região centro-oeste de Moçambique. Modificado de GTK (2006) e Lachelt (2004).....	112

Figura 62. Esquema de evolução crustal da região Centro-Oeste de Moçambique. Modificado de Macey et al (2010)	117
Figura 63. Histogramas de idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ fornecidas por zircões ígneos (A) e detríticos (B) do Complexo de Bárue.....	120
Figura 64. Histogramas de idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ fornecidas por zircões ígneos (A) e detríticos (B) da Suíte de Guro.....	125

Lista de Tabelas

Tabela 1. Amostras representativas dos granitóides do Complexo de Bárue e da Suíte de Guro, Centro-Oeste de Moçambique.....	54
Tabela 2. Elementos de terras raras normalizados ao Condrito (Boyton, 1984)	70
Tabela 3. Resultados analíticos e idades calculadas para amostras do Complexo de Bárue. Nos pontos analíticos estão representados Núcleos (N) e Bordas (B)	77
Tabela 4. Resultados analíticos e idades para amostras da Suíte de Guro. Nos pontos analíticos estão representados Núcleos (N) e Bordas (B).....	92
Tabela 5. Resultados analíticos e idades para amostra do granito-gnaísse da Serra Banguatere (MB-83).	98
Tabela 6. Resultados analíticos e idades para amostra do granito de Chacocoma (MB-87).....	100
Tabela 7. Resultados analíticos e idades para amostra do granito foliado do Complexo de Mudzi (MB-78)	103
Tabela 8. Resultados analíticos Sm-Nd dos granitóides da Complexo de Bárue.....	106
Tabela 9. Resultados analíticos Rb-Sr dos granitóides do Complexo de Bárue.....	107
Tabela 10. Resultados analíticos Sm-Nd dos granitóides da Suíte de Guro,.....	109
Tabela 11. Resultados analíticos Rb-Sr dos granitóides da Suíte de Guro.....	110
Tabela 12. Tabela resumo de dados geocronológicos, geoquímicos e petrogenéticos do Complexo de Bárue	122
Tabela 13. Tabela resumo de dados geocronológicos, geoquímicos e petrogenéticos da Suíte de Guro	126

Lista de Anexos

Anexo 1. Mapa de dados isotópicos e metalogenéticos modificado de GTK (2006) e Lachelt (2004) e com legenda conforme proposta tentativa de Caúque (2012).	137
Anexo 2. Resultados geoquímicos de elementos maiores e traço	138
Anexo 3. Resultados geocronológicos e de geoquímica isotópica de Bárue, Moçambique	139
Anexo 4. Resultados geocronológicos e de geoquímica isotópica de Guro, Rushinga, Chacocoma, Mungari e Mudzi no centro-oeste de Moçambique.....	141

Sumário

Dedicatória	i
Agradecimentos	ii
Resumo	iii
Abstract	iv
Lista de Figuras	v
Lista de Tabelas	viii
Lista de Anexos	viii
Sumário	ix
CAPÍTULO I – INTRODUÇÃO	1
1.1. Objetivos e justificativa	1
1.2. Histórico dos trabalhos geológicos anteriores sobre a parte central de Moçambique	4
CAPÍTULO II – ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO/TECTÔNICO	9
2.1. Geologia Regional e tectônica	9
2.1.1. Arqueano	10
2.1.2. Paleoproterozóico	11
2.1.3. Mesoproterozóico	12
2.1.4. Neoproterozóico	13
2.1.5. Fanezóico	14
2.1.6. Evolução Geodinâmica	15
2.2. Geologia da região centro-oeste de Moçambique	21
2.2.1. Cráton do Zimbábwe	22
2.2.1.1. <i>Complexo Metamórfico de Mudzi</i>	23
2.2.1.2. <i>Complexo de Mavonde</i>	23
2.2.1.3. <i>Greenstone belt de Manica</i>	24
2.2.2. Magmatismo mesoproterozóico	25
2.2.2.1. <i>Complexo de Bárue</i>	25
2.2.2.2. <i>Granito de Chacocoma</i>	26
2.2.3. Rochas metasedimentares mesoproterozóicas	26
2.2.4. Magmatismo neoproterozóico	28
2.2.4.1. <i>Suite de Guro</i>	28
2.2.4.2. <i>Granito do Monte Caverie</i>	29
2.2.5. Rochas metasedimentares neoproterozóicas	30
2.2.5.1. <i>Grupo de Rushinga</i>	30

2.2.5.2. Grupos de Chimoio e Macossa	31
2.2.5.3. Complexo Metamórfico de Mungari	32
2.2.6. Magmatismo Cambriano	33
CAPÍTULO III – MATERIAIS E MÉTODOS	34
3.1. Trabalho de campo e amostragem	34
3.2. Petrografia.....	36
3.2.1. Preparação de lâminas delgadas.....	36
3.2.2. Análise e interpretação de lâminas delgadas.....	36
3.3. Litogeoquímica	36
3.3.1. Preparação de amostras.....	36
3.3.1.1. Confeção de discos prensados	37
3.3.1.2. Confeção de discos fundidos	37
3.3.2. Procedimentos analíticos	37
3.4. Análises Isotópicas	38
3.4.1. U-Pb SHRIMP em Zircão	38
3.4.1.1. Separação de grãos de zircão	38
3.4.1.2. Preparação dos <i>mounts</i> de Zircão para análises U-Pb	39
3.4.1.3. Procedimentos analíticos	40
3.4.2. Rb-Sr e Sm-Nd em rocha total.....	41
3.4.2.1. Preparação de amostras.....	41
3.4.2.2. Procedimentos analíticos	42
3.4.2.2.1. Ataque químico das amostras.....	42
3.4.2.2.2. Separação química de Sr em colunas tipo SR SPEC.....	42
3.4.2.2.3. Separação química de terras raras em colunas tipo RE SPEC	43
3.4.2.2.4. Separação química de Sm e Nd em colunas tipo LN SPEC	44
3.4.2.2.5. Determinação das razões isotópicas.....	44
CAPÍTULO IV – FUNDAMENTOS TEÓRICOS DAS TÉCNICAS USADAS	46
4.1. Análises para Litogeoquímica.....	46
4.1.1. Diagramas Utilizados para os Estudos de Geoquímica de Rochas.....	46
4.2. Análises isotópicas	48
4.2.1. Método U-Pb em zircão	48
4.2.2. Método Sm-Nd em Rocha Total	50
4.2.3. Método Rb-Sr	52
CAPÍTULO V – CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA E GEOQUÍMICA	54

5.1.	Petrografia.....	54
5.1.1.	Complexo de Bárue	55
5.1.1.1.	Ortognáisse de Inchope	55
5.1.1.2.	Granito do Monte Senge.....	57
5.1.1.3.	Granito do Monte Chissui	57
5.1.2.	Suíte de Guro.....	59
5.1.2.1.	Granito-gnaiss do Monte Calinga Muci.....	59
5.1.2.2.	Granito-gnaiss da Serra Banguatere	60
5.1.3.	Granito foliado do Complexo de Mudzi (Cuchamano).....	60
5.1.4.	Granito de Chacocoma.....	61
5.2.	Litogeoquímica	62
5.2.1.	Diagramas de Classificação	62
a)	Elementos maiores.....	62
b)	Elementos traço	63
5.2.2.	Diagramas de variação tipo <i>Harker</i>	65
5.2.2.1.	Elementos Maiores.....	65
5.2.2.2.	Elementos Traço.....	66
5.2.3.	Diagramas <i>spider</i>	67
5.2.3.1.	Elementos traço	68
a)	Complexo de Bárue	68
b)	Suíte de Guro.....	69
5.2.3.2.	Elementos de terras raras	70
a)	Complexo de Bárue	71
b)	Suíte de Guro.....	72
5.2.4.	Discriminação de ambientes tectónicos	73
CAPÍTULO VI – CARACTERIZAÇÃO GEOCRONOLÓGICA E ISOTÓPICA.....		74
6.1.	Método U-Pb em Zircão (Análise <i>in situ</i>)	74
6.1.1.	Complexo de Bárue	74
i.	<i>Ortognáisse de Inchope</i>	74
ii.	<i>Granito do Monte Chissui</i>	84
iii.	<i>Granito do Monte Senge</i>	87
6.1.2.	Suíte de Guro.....	90
i.	Granito-gnaiss do Monte Calinga Muci.....	91
ii.	Granito-gnaiss da Serra Banguatere	96

6.1.3.	Granito de Chacocoma	99
6.1.4.	Granito foliado do complexo de Mudzi (Cuchamano)	101
6.2.	Rb-Sr e Sm-Nd em rocha total	104
6.2.1.	Complexo de Bárue	106
6.2.2.	Suíte de Guro	108
CAPÍTULO VII – ESPECIALIZAÇÃO METALOGENÉTICA DOS GRANITÓIDES		111
7.1.	Aspectos gerais de metalogenia dos granitóides	111
7.1.1.	Complexo de Bárue	113
7.1.1.1.	Ortognaísse de Inchope	113
7.1.1.2.	Gnaísse leococrático do Monte Tomonda	113
7.1.1.3.	Granito do Monte Chissui	114
7.1.1.4.	Sienito nefelínico do Monte Dongueni	114
7.1.2.	Suíte de Guro	115
7.1.2.1.	Granito-gnaísse do Monte Calinga Muci	115
7.1.2.2.	Granito-gnaísse da Serra Banguatere	116
7.1.3.	Granito de Chacocoma	116
CAPÍTULO VIII – CONSIDERAÇÕES FINAIS		117
8.1.	Complexo de Bárue	119
8.2.	Suíte de Guro	123
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS		127

CAPÍTULO I – INTRODUÇÃO

1.1. Objetivos e justificativa

A formação e fragmentação dos supercontinentes Rodínia e Gondwana constituem os principais episódios na história geodinâmica da Terra. A estes grandes eventos associam-se, respectivamente, as orogenias Grenviliana (conhecida como Kibarana no hemisfério sul) com cerca de 1,3 – 1,0 Ga e Pan-Africana (conhecida como Brasiliana na América do sul) de aproximadamente 650 - 550 Ma. Grande parte do embasamento cristalino em Moçambique foi deformada e metamorfozizada durante essas orogenias. Isso inclui o embasamento cristalino do norte de Moçambique, o terreno Tete-Chipata e rochas cristalinas expostas ao longo da margem leste (ex. Complexo de Bárue) e nordeste (ex. Suíte de Guro) do Cráton do Zimbabwe. Estas rochas podem ser atribuídas aos cinturões de Moçambique e Zambezi e de acordo com [Pinna et al. \(1993\)](#) têm idades de cristalização e metamorfismo de aproximadamente 1100 Ma / 850 Ma e de retrabalhamento de cerca de 550 Ma.

Vários modelos da reconstituição do Gondwana ([Shackleton, 1997](#); [Wilson et al., 1997](#); [Lawver et al. 1998](#); [Kröner et al, 2001](#); [Jacobs et al., 2004](#)) argumentam que o fechamento do Oceano Moçambique no Neoproterozóico, como resultado de colisão e amalgamação do Gondwana Leste e Gondwana Oeste, culminou na formação de um dos grandes cinturões orogênicos do planeta, a Orogenia Leste Africana, entre cerca de 690 e 580 Ma. Esta orogenia com extensão de 6000 km e direção N-S, se estende do escudo Arabiano-Nubiano no norte até o norte de Moçambique no sul. À continuidade desta orogenia para Antártica [Stern \(1994\)](#) denominou de orogenia leste Africano-Antártica.

O modelo de [Lawver et al. 1998](#) evidencia claramente o envolvimento de três principais placas litosféricas na colisão e amalgamação para formação do Gondwana. Este assume que a colisão e aglutinação entre partes do Gondwana Leste (Índia, Madagáscar e outros) e partes do Gondwana Oeste (crátons de Congo-Tanzânia-Sahara) foi seguida pela colisão e amalgamação do Gondwana Norte (formado pela junção do Gondwana Oeste e Leste) e Gondwana Sul (cráton de Kalahari e seu fragmento exposto no *Dronning Maud land*, Antártica Oriental, e conhecido como cráton de Grunohogna segundo [Jacobs et al., 2008](#)), entre cerca de 580 e 480 Ma. O acoplamento do Gondwana Norte e Sul resultou numa acreção do cinturão de Moçambique aos crátons de Kalahari e Tanzânia bem como num cisalhamento sinistral N-S observado ao longo das suas margens, incluindo a zona de cisalhamento de

Manica no centro-oeste de Moçambique. Desta aglutinação resultou também a orogenia Kuunga, com direção E-W, que abrange (do oeste para leste) os cinturões Damara-Lufilian-Zambezi, Lúrio e Srilanka.

A parte central de Moçambique, incluindo a área de estudo, enquadra-se numa região de feições tectono-estruturais complexas. Ela é caracterizada pela junção tripla de blocos continentais e de suturas de diferentes idades. Cada um dos três blocos continentais, anteriormente à colisão e amalgamação Pan-Africana, foi afetado por desenvolvimento geodinâmico específico e individual. Todo este conjunto de eventos resultou numa intercalação metamórfica e estrutural extremamente complexa dos cinturões orogênicos e suturas no centro de Moçambique (GTK, 2006). A distinção e limitação destas unidades superimpostas no território moçambicano até então, bem como sua evolução, constituem tema controverso (Sacchi et al., 1984; Costa et al., 1992; Pinna et al., 1993; Kröner et al., 1997; Kröner & Cordani, 2003; GTK, 2006).

Na região central de Moçambique a identificação de domínios crustais e orogênicos particulares tem por base suas características geológicas, estratigráficas e tectônicas bem como a datação de eventos tectono-metamórficos internos. Considerando que tentativas de evidenciar a extensão de um domínio crustal particular no interior de outro, requer uma investigação completa da geocronologia e geoquímica isotópica, este contribuirá para a obtenção de respostas para várias questões relacionadas à evolução da crosta continental desta região de Moçambique melhorando o conhecimento sobre os processos tectono-magmáticos envolvidos.

Um número considerável de autores tem discutido e proposto modelos para a evolução geológica da parte central de Moçambique (Hunting, 1984; Manhiça et al., 2001; GTK, 2006; Koistinen et al., 2008; Mantari (2008); Grantham et al., 2011a,b; Manjate, 2011; Chaúque, 2012). O presente estudo tem como base o modelo tentativo proposto por Chaúque (2012) que considera como principais subdivisões das unidades geológicas da parte central de Moçambique, o Complexo de Bárue, Rochas Metasedimentares Mesoproterozóicas do Grupo de Umkondo, Rochas Metasedimentares Neoproterozóicas dos Grupos de Gairezi, Rushinga, Chimoio, Macossa e Mungari e Magmatismo Neoproterozóico do Complexo de Bárue (sienito nefelínico do Monte Dongueni). Dentro deste contexto os objetivos deste trabalho consistem da melhoria do padrão geocronológico das rochas graníticas do Complexo de Bárue

e da Suíte de Guro utilizando-se dados geocronológicos U-Pb SHRIMP em zircão e idades Sm-Nd modelo manto empobrecido (T_{DM}), e a caracterização de suas respectivas fontes e evoluções tectono-magmáticas com base na geoquímica isotópica Sr e Nd em rocha total e em dados litogeoquímicos em rocha total. Esses dados em conjunto com as informações geológicas e geocronológicas disponíveis na literatura permitirão modelar a evolução da crosta continental da região central de Moçambique.

Em adição, com base nos dados obtidos e das informações das ocorrências minerais disponíveis para a área de estudo, será feita a correlação dos processos ígneos e metamórficos relacionados à evolução tectono-magmática dos granitóides com as suas respectivas especializações metalogenéticas, visando o estabelecimento de critérios de prospectividade regional para exploração mineral.

Para isto deverão ser atingidos os seguintes objetivos específicos:

- Obter a caracterização petrográfica, geoquímica e geocronológica dos litotipos do Complexo de Bárue e da Suíte de Guro;
- Determinar a petrogênese e ambiente tectônico de formação dos granitóides do Complexo de Bárue e da Suíte de Guro por meio de análises litogeoquímicas e de composição isotópica de Sr-Nd, em rocha total;
- Discutir a origem das rochas da área de estudo e sua relação com evolução crustal;
- Elaborar modelo de eventos de evolução crustal e sua implicação tectonotermal na colocação dos granitóides do Complexo de Bárue e da Suíte de Guro;
- Estudar a correlação entre a metalogenia e geoquímica dos granitóides do Complexo de Bárue e da Suíte de Guro; e
- Caracterizar o padrão geocronológico e metalogenético da área de estudo.

1.2. Histórico dos trabalhos geológicos anteriores sobre a parte central de Moçambique

Na última década a parte central do território moçambicano tem evoluído em termos de investigações geológicas, geocronológicas, geoquímicas e de geologia estrutural, referentes tanto às áreas cratônica e bem como suas faixas marginais.

[Holmes \(1918\)](#) publicou a primeira contribuição para a geologia geral de Moçambique e em 1951 desenvolveu o conceito de Cinturão de Moçambique ([Holmes, 1951](#)) como um cinturão orogênico de alto grau com orientação N-S nas margens Leste dos crátons de Tanzania e Kalahari. Este autor, como um dos pioneiros de datação radiométrica, indicou uma idade de cerca de 1300Ma para este cinturão com base na datação U-Pb em zircão. Nas décadas 50 e 60, durante o período colonial Português, foram realizados mapeamentos geológicos na escala 1:250.000 de Moçambique e partes do cráton de Kalahari ([Longgyear Company, 1955](#); [Freitas, 1957, 1959](#)). Nas décadas seguintes, 60 e 70, muitos estudos se concentraram no cinturão de rochas verdes de Manica por causa das suas litologias contendo ouro ([Oberholzer, 1964](#); [Obretenov, 1977](#)). Estas investigações culminaram numa monografia de geologia de Moçambique por [Afonso \(1976\)](#). Depois da Independência, na década 70 e início da década 80, a companhia Sueca LKAB investigou recursos minerais de ferro no País ([LKAB, 1978](#)). Na mesma altura, a primeira pesquisa geológica sistemática da parte NE de Moçambique, incluindo o bloco de Nampula foi feita pelo BRGM (Bureau de Recherches Géologiques et Minières) e pelo grupo Italiano [Aquater \(Macey et al., 2010\)](#). Estes projetos de mapeamento geológico reconheceram os mesmos tipos de rochas no bloco de Nampula, mas cada um deles dando diferentes nomes a cada unidade litostratigráfica. O resultado destes projetos de mapeamento, incluindo dados geoquímicos e geocronológicos, foi incluído numa série de relatórios e publicado em artigos ([Sacchi et al., 1984](#); [Cadoppi et al., 1987](#); [Costa et al., 1992, 1994](#)). Entre 1980 e 1984, a *Hunting Geology and Geophysics Ltd*, levou a cabo um projeto de pesquisa mineral e mapeamento geológico de reconhecimento cobrindo a Província de Tete e partes das Províncias de Manica, Sofala e Zambézia ([Hunting, 1984](#)). Este projeto estabeleceu um inventário de ocorrências minerais e definiu áreas prioritárias para trabalhos futuros de exploração mineral. Mapeou ainda, janelas de rochas arqueanas em meio às rochas proterozóicas em Manica, próximo à fronteira com o Zimbábwe. Devido a questões de segurança nessa altura por causa da guerra civil, o mapeamento das áreas arqueanas pela

equipe da Hunting foi muito limitado. Estes dados formaram uma base para uma série de mapas à escala 1:250 000 compilados por [Ferrara \(1982\)](#) nos meados de 1980.

Na mesma altura (1980-1984), o BRGM pesquisou a parte norte de Moçambique, resultando em novas ideias referentes à existência de terrenos alóctones no Cinturão de Moçambique, sobre as subdivisões estratigráficas das rochas do território Moçambicano e na publicação de uma nova carta geológica de Moçambique à escala 1:1.000.000 ([Pinna et al., 1987](#)). Tomando como base a carta geológica de [Pinna et al \(1987\)](#), [Lächelt et al. \(1997\)](#) elaborou um esquema estratigráfico provisório de Moçambique e [Pina et al. \(1993\)](#) obtiveram idades Rb-Sr de rochas Precambrianas de Norte de Moçambique que lhes permitiram concluir que a orogenia Moçambicana teve as fases iniciais de sua evolução entre 1100 e 850 Ma e metamorfismo Pan Africano /Brasiliano superimposto entre 800 e 550 Ma. Uma revisão de recursos minerais pode ser encontrada em [Afonso & Marques \(1993\)](#) e [Afonso et al. \(1998\)](#). Até a altura de [Hunting \(1984\)](#) e [Pina et al. \(1987\)](#) idades radiométricas disponíveis eram pelos métodos K-Ar e Rb-Sr em rocha total. Estas idades podiam ser interpretadas como idades de cristalização no caso do método Rb-Sr e resfriamento regional para o método K-Ar. Toda informação até então existente acerca da geologia de Moçambique foi compilada e revista numa monografia intitulada *The Geology and Mineral Resources of Mozambique* ([Lächelt, 2004](#)).

Em seguida, o Serviço Geológico da Finlândia [GTK \(2006\)](#) disponibilizou novos dados geocronológicos como SHRIMP U-Pb em zircão, Sm-Nd e Ar-Ar em rocha total e em concentrado de minerais separados. Com base nestes dados combinados com interpretações de dados aerogeofísicos e imagens satélites bem como em mapas anteriores foi possível produzir mapas geológicos detalhados, que serviram de base para um modelo da evolução geotectônica de Moçambique desde o período Arqueano até ao Neoproterozóico e para uma revisão das subdivisões estratigráficas antigas. Os produtos deste trabalho foram a carta geológica 1:1.000.000, cartas geológicas 1:250.000 e cartas geológicas de detalhe 1:50.000 em áreas com potencialidades minerais. Como resultados destes trabalhos, os autores separaram a Suíte granítica bimodal de Guro como uma nova unidade litológica que antes era incorporada no Complexo de Bárue por [Hunting \(1984\)](#). O complexo de Bárue foi então dividido nos grupos de rochas supracrustais de Chimoio e Macossa ambos intrudidos por rochas plutônicas de várias composições. Estes grupos do ponto de vista litológico e estrutural tinham muito em comum, mas a separação deles foi feita para exprimir que no grupo de

Macossa a litologia era claramente de carácter metasedimentar enquanto que no caso do grupo de Chimoio não se tinha as origens das rochas presentes.

Novos dados geocronológicos permitiram [Kroner et al., \(1997\)](#), [Sacchi et al., \(2000\)](#) e [Jamal \(2005\)](#) a sugerir revisões aos modelos tectono-metamórficos propostos para o bloco de Nampula ([Macey et al., 2010](#)) localizado na parte Nordeste de Moçambique e constituído por rochas mesoproterozóicas formadas no evento orogênico Grenviliano (~1,1 Ga) relacionado coma formação do Rodínia e metamorfizado no Neoproterozóico-Cambriano durante a formação do orógeno Leste Africano e supercontinente Gondwana. Nesse contexto, [Jacobs e Thomas \(2002\)](#) consideraram que o bloco de Nampula representava um bloco contínuo de crosta mesoproterozóica que foi acrecionado ao cráton de Kalahari durante a orogenia Pan-Africana/Brasiliana. Foram escritos vários relatórios geológicos ([Grantham et al., 2007](#); [Macey et al., 2007](#); [Norconsult Consortium, 2007](#); [Pekkala et al., 2008](#)) e publicada uma série de artigos ([Viola et al., 2009](#); [Grantham et al., 2008](#); [Bingen et al, 2009](#); [Macey et al., 2010](#); [Thomas et al., 2010](#); [Boyd et al., 2010](#)) geológicos, geocronológicos e tectônicos de Moçambique. Estes novos dados geocronológicos também desafiaram o contexto e o conceito de Complexo de Bárue e Suíte de Guro de [GTK \(2006\)](#). [Cháuque \(2012\)](#) efetuou um estudo geocronológico robusto, utilizando essencialmente uma série de determinações de idade U-Pb pelos métodos de espectrometria de massa por ionização acoplada com ablação a laser (LA-ICP-MS) e SHRIMP em cristais de zircão extraídos das rochas regionais. Estas datações permitiram definir épocas precisas de cristalização de rochas magmáticas, de recristalização de rochas metamórficas, além de buscar elementos para estimar a proveniência e colocar limites temporais para as unidades metassedimentares. Embora esse estudo ainda seja considerado de nível de reconhecimento, seguramente traz resultados relevantes para responder a várias questões ainda obscuras, através da determinação de alguns marcos-chave para os processos de evolução geológica regional, sendo uma contribuição relevante para melhorar o conhecimento da evolução tectônica de Moçambique. Os resultados geocronológicos U-Pb ([Cháuque, 2012](#)) obtidos em zircões detríticos dos paragnaisses, em que idades máximas de deposição se mostraram claramente Neoproterozóicas, permitiram separar os paragnaisses do Complexo de Bárue. Desta forma, neste complexo permanecem apenas as rochas magmáticas, consideradas como formadas num arco magmático continental no final do Mesoproterozóico (ca. 1100Ma), e representadas essencialmente por ortognaisses de afinidade granítica a tonalítica. Os paragnaisses de alto grau, granulitos e migmatitos

neoproterozóicos de Chimoio, Macossa e Mungari, associados a rochas ortometamórficas preexistentes com idade de ca. 1100 Ma são tectonicamente justapostos cobrindo rochas Arqueanas. Esses paragnaisses possuem idade máxima de deposição de ca. 700 Ma e idade mínima limitada pelas intrusões monzoníticas Cambrianas datadas de ca. 500 Ma. Fontes Mesoproterozóicas com cerca de 1100 Ma constituem um dos principais picos de proveniência da bacia centro-oeste de Moçambique. O Complexo de Bárue é uma das fontes importantes de material detrítico e provavelmente com a contribuição do material de complexos metamórficos do NE de Moçambique, no qual idades de cristalização em torno de 1100 Ma foram obtidas. O magmatismo Cambriano de cerca de 500 Ma, determinado em sienito nefelínico, na região sul de Chimoio, reflete o estágio final da Orogenia Pan-Africana, tendo sua colocação associada já a um período de estabilidade tectônica. Tentativamente, [Cháuque \(2012\)](#) sugeriu a presença de duas grandes *nappes* definindo contatos de justaposição tectônica com empurrões para Oeste, em direção ao Craton do Zimbabwe. Uma delas ao norte, denominada *Nappe de Mungari*, seria correlacionável com as unidades tectônicas da parte NW de Moçambique, com idades principalmente mesoproterozóicas. A segunda, denominada *Nappe Macossa-Chimoio*, seria correlacionável com o Bloco de Nampula, que ocorre ao sul do Lineamento do Lúrio, no NE de Moçambique. A zona de contato tectônico entre as duas *nappes* e as rochas Arqueanas do craton do Zimbábwe, com direção aproximada N-S, representa a provável sutura principal do Cinturão de Moçambique na região estudada.

[Manhiça et al. \(2001\)](#) estudaram a deformação e metamorfismo do limite arqueano e proterozóico na parte central de Moçambique; [Evans et al., \(1999\)](#), reportou uma idade isocrônica Sm-Nd de 1025 ± 79 Ma para o complexo gabro-anortosítico de Tete e [Kröner, et al. \(2001\)](#) fizeram datações em zircão dos gnáisses graníticos e charnoquitos precambrianos das Províncias de Tete e Manica e obtiveram idades entre 1046 e 1004 Ma que sugerem uma relação genética entre os cinturões de Moçambique e Zambezi com componentes Kibaranos e Pan Africano/Brasileiro; [Meluso et al., 2004](#) apresentaram dados químicos e isotópicos do carbonatito de Xiluvo e rochas silicáticas associadas e compararam com os carbonatitos de Malawi e Zimbábwe contribuindo assim para o conhecimento da petrogênese do carbonatito de Xiluvo. Eles concluíram que o carbonatito de Xiluvo tem origem mantélica e se formou como resultado de imiscibilidade líquida ou cristalização fracionada na crosta a partir de fusão mantélica carbonatada e pobre em sílica; Publicações sumarizando a evolução tectônica do

Mesoproterozóico ao Paleozóico da parte norte de Moçambique (Grantham et al., 2008; Viola et al., 2008; Bingen et al., 2009) reconhecem o cinturão do Lúrio como uma feição tectônica significativa e o interpretam como uma sutura Pan-Africana entre os crátons de Kalahari e Congo-Tanzania. Este cinturão separa terrenos mesoproterozóicos como bloco de Namuno a norte e bloco de Nampula a sul; Mänttari (2008) determinou idades U-Pb e Sm-Nd de rochas magmáticas félsicas e máficas à Noroeste de Moçambique e obteve idades entre 2,91 e 0,18 Ga e Koistinen et al. (2008) contribuiu para o conhecimento das estruturas na margem oriental do cráton do Zimbabwe e Grantham et al., 2011a apresentaram novos dados SHRIMP U-Pb em zircão, isotópicos Rb-Sr e Sm-Nd e geoquímicos de rocha total para rochas da parte central de Moçambique. Com estes dados foi possível sugerir a existência de uma continuidade do cráton de Kalahari abaixo do cinturão de Moçambique e cisalhamento ao longo da margem cratônica resultando numa contribuição crustal antiga nas rochas da parte central de Moçambique.

No Zimbabwe, perto da fronteira Moçambicana, foram feitos mapeamentos e investigações variadas (Barton et al., 1991; Vinyu, et al., 1999; Vinyu, et al., 2001). Segundo estes autores, a margem Norte do cráton de Zimbabwe contém uma estruturação complexa constituída por falhas de empurão e nappes que incluem componentes arqueanos, Mesoproterozóicos/Kibarianos (~1,0–1,4 Ga) e Neoproterozóicos/Pan-Africanos (0,8–0,5 Ga). Este terreno alóctone do Norte é conhecido como Terreno Gnaiss Migmatítico e tem continuidade em Moçambique, Noroeste da Suíte magmática Bimodal de Guro.

Os cinturões de rochas verdes de Odzi-Mutare-Manica e Cronley-Munhinga que se estendem de Zimbabwe a Moçambique foram muito estudados principalmente no Zimbábwe (e.g. Chenjerai et al. 1993, Wilson et al. 1995). Do lado de Moçambique, as publicações existentes concentram-se na região dos *greenstone belts* e nos terrenos *granito-greenstone*, onde foram caracterizadas idades arqueanas e a medida que se prolonga para leste são encontradas idades neoproterozóicas para eventos de aquecimento regional, ligados à Faixa de Dobramentos Moçambicana (e.g. Manuel 1992; GTK, 2006; Sumburane, 2011; Moabi et al., 2015).

2.1.1. Arqueano

Crátons arqueanos são áreas da crosta continental, relativamente estáveis, circundadas por cinturões móveis mais jovens. Segundo [Gill \(2010\)](#), os crátons arqueanos são constituídos por dois grandes grupos de rochas que se distinguem com base no seu grau metamórfico. Um grupo consiste de cinturões de rochas verdes intrudidos por corpos graníticos que juntos formam o que se chama de terrenos granito-greenstone, que são exemplificados na África Austral pelos Terrenos Belingwe ([Shimizu et al., 2005](#)), Odzi-Mutari-Manica e Cronley-Munhinga ([Koistinen et al., 2008](#)) no cráton de Zimbábwe, Barberton ([Messo et al., 2012](#)) no cráton de Kaapvaal e Kilimafedha ([Messo et al., 2012](#)) e Geita ([Sanislav et al., 2014](#)) no cráton de Tanzania. O outro grupo de rochas características do Arqueano forma os terrenos de alto grau. Este grupo consiste de gnaísses quartzo-feldspáticos de fácies anfibolíticas a granulíticas. Os gnaísses neste grupo apresentam baixo conteúdo de k-feldspatos e formaram-se a partir de protólitos ígneos plutônicos de composição tonalítica, trondjemítica e granodiorítica formando as suítes do tipo TTG. Como exemplo destes terrenos gnaíssicos de alto grau podemos citar o cinturão móvel de Limpopo, composto por rochas metamórficas de alto grau (granulitos) que resultou da colisão, há 2,6 Ga, entre os crátons do Zimbábwe e Kaapvaal ([Barton et al., 1994](#)). Os limites das zonas marginais do cinturão do Limpopo com os crátons são zonas de cavalgamento com vergências no sentido dos crátons e o limite entre a zona central e as zonas marginais do cinturão se faz através de zonas de cisalhamento.

Para [Kearey et al., \(2009\)](#) os cinturões de rochas verdes consistem de rochas metavulcânicas e metasedimentares que exibem metamorfismo regional de fácies de xistos verdes. Sua cor verde escura deriva da presença de minerais que ocorrem em rochas ígneas máficas alteradas, incluindo clorita, actinolita e epidoto. Reconhecem-se três principais grupos estratigráficos nos cinturões de rochas verdes. O grupo inferior é composto de rochas toleíticas e komatíticas. O grupo central consiste de rochas vulcânicas intermédias e félsicas cujos elementos traço e terras raras são similares aos encontrados em algumas rochas de arcos de ilha. O grupo superior é composto de sedimentos clásticos tais como grauvacas, arenitos, conglomerados e formações ferríferas bandadas (*BIFs*). Os corpos graníticos que intrudem os cinturões de rochas verdes formam um grupo composicionalmente distinto conhecido como suítes tonalito-trondjemito-granodiorito (TTG). Estas suítes ígneas formam muitas associações volumosas de rochas na crosta arqueana e representam um estágio importante na formação da crosta continental félsica a partir do manto primordial. Na figura 1 pode ser

observada a distribuição dos terrenos arqueanos preservados e retrabalhados por orogenias mais novas da África Meridional.

2.1.2. Paleoproterozóico

O Paleoproterozóico foi marcado por cinturões de dobramento e terrenos que bordejam os crátons arqueanos. O cráton de Tanzania é bordejado à oeste e sul por rochas metamórficas de alto grau pertencentes aos cinturões de dobramento paleoproterozóicos Usagaran e Ubendian (Maboco, 2000). Para Sommer et al., (2005), estes dois cinturões de dobramento junto com o bloco de Bangweulu, uma unidade cratônica na parte Norte da Zâmbia, formam uma província crustal acrecionária paleoproterozóica na África Oriental. Segundo Dewaele, et al., (2006) o bloco de Bangwelo é limitado à noroeste pelo cinturão Kibariano e à sudeste pelo cinturão Irumides, ambos do Mesoproterozóico.

Os terrenos paleoproterozóicos são truncados por cinturões mesoproterozóicos. Dewaele, et al., (2011) reportam uma descontinuidade no cinturão orogênico, previamente definido como de idade kibariana, que é representada pelo terreno Rusiziano que é uma extensão do cinturão paleoproterozóico Ubendiano, sendo separado geograficamente através do lago Tanganyka (Figura 1). A descoberta desta descontinuidade permite a redefinição e subdivisão do cinturão Kibariano em duas unidades que serão discutidos no sub-capítulo de cinturões móveis mesoproterozoicos.

No extremo noroeste do cráton do Zimbábwe ocorre a faixa móvel paleoproterozóica de Magondi que, de acordo com Munyanyiwa & Maaskant (1998), é composta por rochas metassedimentares, metavulcânicas e metavulcanoclásticas associadas a gnaisses quartzo-feldspáticos intrudidos por granitóides por vezes charnoquíticos na parte mais alto grau da faixa. O cinturão móvel de Magondi apresenta à sul, rochas metamorfisadas no fácies de xistos verdes, à norte no fácies anfibolito e no extremo norte e noroeste rochas metamórficas de alto grau.

O Paleoproterozóico, em Moçambique, encontra-se representado principalmente ao longo das margens leste e norte do cráton de Zimbábwe (GTK, 2006). Este evento foi seguido pela deposição de rochas vulcano-sedimentares, principalmente quartzitos, xistos argilíticos com conglomerados, carbonatos e metabasaltos, associados aos Grupos de Gairezi e Rushinga ao longo da margem leste do cráton de Zimbábwe.

2.1.3. Mesoproterozóico

Os cinturões móveis mesoproterozóicos da África austral se enquadram no que [Kokonyangi et al., \(2004\)](#) designaram de sistema orogênico kibariano. Este sistema orogênico inclui os denominados cinturões Kibariano, Karagwe-Ankole, Irumides e Namaqua-Natal. Para estes autores, este sistema orogênico correlaciona-se com a orogenia Grenviliana ([Cordani et al., 2010](#)) que culminou com a formação do supercontinente Rodinia por volta de 1000 Ma ([Condie, 2000](#); [Li et al., 2008](#)).

O conceito e extensão do cinturão kibariano tem mudado ao longo dos tempos. [Johnson et al. \(2007\)](#), apresenta o cinturão Kibariano consistindo de rochas supracrustais deformadas e granitóides orogênicos. Para estes autores, esta faixa separa o cráton de Congo a Noroeste do cráton Tanzania-Bangweulu a Sudeste. Segundo [Dewaele, et al., \(2011\)](#) o cinturão mesoproterozóico kibariano foi recentemente redefinido e subdividido em cinturões Karagwe-Ankole à norte e kibariano à sul, ambos separados pelo terreno paleoproterozóico Rusiziano.

Para [DeWaele et al \(2006\)](#), o cinturão Irumide é uma província estrutural com tendência nordeste que se estende da Zâmbia até Tanzânia e Malawi. Zonas de cisalhamento transcorrentes meso-neoproterozóicas no interior do cinturão paleoproterozóico Ubendiano definem o limite nordeste do cinturão Irumide. A margem noroeste deste cinturão é definida pelo bloco de Bangweulu e bacias do Neoproterozóico-Paleozóico. À oeste, o cinturão Irumide é retrabalhado pelo arco Lufilian e a sul pelo cinturão de Zambezi e pelo terreno Tete-Chipata, ambos do Neoproterozóico.

O cinturão Namaqua-Natal localiza-se na margem sul do cráton de Kaapvaal. Segundo [McCourt \(2006\)](#), este cinturão ocorre como uma série de terrenos tectonometamórficos que se estendem da Namíbia passando pela província do Cabo até Kwazulo –Natal. Este cinturão é composto litologicamente por paragneisses, granito-gnaisses e rochas intrusivas recentes.

[Hanson et al \(1998\)](#) reportam diques doleríticos da província ígnea de Umkondo intrudindo uma sequência de estratos terrígenos e carbonáticos coberta por lavas basálticas toleíticas e material resultante de vulcanismo bimodal na margem leste do cráton do Zimbábwe. Estes diques estão directamente relacionados a basaltos e contém em certos casos zonas finas ricas em material granofírico na parte superior. Estes autores dataram estes granófiros e obtiveram idade U-Pb em zircão no intercepto superior de 1105 ± 2 Ma (MSWD=1,96), idade esta

interpretada como a melhor estimativa para a época de cristalização dos granófiros e doleritos associados.

2.1.4. Neoproterozóico

Assim como no Brasil, o continente africano foi fortemente afetado por orogenias neoproterozóicas relacionadas ao denominado ciclo orogénico pan-africano (Stern, 2007). O termo Pan-Africano é utilizado para descrever o ciclo orogénico incluindo processos crustais de acreção, colisão e atividade tectono-magmática que ocorreram desde o final do Neoproterozóico até o início do Paleozóico inferior culminando com a formação do supercontinente Gondwana (Kroner e Stern, 2004), conhecido na América do sul como Ciclo Orogénico Brasileiro. Estes autores distinguem dois tipos de cinturões móveis ou orogénicos pan-africanos. O primeiro tipo de cinturão móvel ou orogénico inclui predominantemente assembleias de rochas supracrustais e magmáticas formadas no Neoproterozóico contendo ofiolitos e granitóides relacionados com subducção ou colisão envolvendo crosta oceânica, gerando associações litológicas típicas de sistemas de arco de ilhas ou margem continental ativa bem como terrenos exóticos. Este tipo inclui o cinturão Damara e o Arco Lufilian (Cahen, et al., 1984). O outro tipo contém geralmente assembleias metamórficas de alto grau polideformadas. Os protólitos destas assembleias consistem predominantemente de crosta continental mesoproterozóica a arqueana que foi fortemente retrabalhada durante o Neoproterozóico. Como exemplos se podem citar o cinturão de Moçambique (Stern, 1994) na África oriental, incluindo Madagascar e estendendo-se para Antártica (Jacobs e et al., 2008), o terreno Tete-Chipata (Westerhof, et al., 2008), o cinturão de Zambezi (Kroner, et al., 2001) e o cinturão de Lúrio (Engvik et al., 2007).

O cinturão de Moçambique contém rochas metamórficas de alto grau, expondo níveis crustais médio a inferior, cuja origem, ambiente de formação e estrutural são difíceis de reconstruir (Kroner, et al., 2001). Segundo estes autores, os protólitos dessas assembleias litológicas são rochas de crosta continental de idades entre Mesoproterozóico e Arqueano.

O terreno Tete-Chipata faz parte de fragmentos litosféricos designados terrenos suspeitos (Westerhof, et al., 2008), antes incluídos no denominado cinturão Irumides sul (Jonson et al., 2006). Trata-se de um domínio estrutural triangular situado a norte do cráton de Kalahari. Este domínio estrutural é limitado a norte pela zona de cisalhamento de Sanangoe, a sul

pela zona de cisalhamento de Mwembeshi e a leste por uma frente de cavalgamento ou pseudosutura entre os terrenos Gondwanicos do Leste e do Oeste.

O cinturão de Zambezi faz parte de uma rede de cinturões orogênicos neoproterozóicos (pan-africanos) que circunda e separa os crátons de Congo e Zimbábwe na África austral (Hargrove, et al., 2003). Representa o segmento leste de um sistema orogênico transcontinental que inclui o arco Lufiliano e o cinturão Damara. O cinturão de Zambezi separa-se à oeste do arco Lufiliano através da zona de cisalhamento Mwembeshi e a leste forma uma junção tripla com o cinturão de Moçambique.

O cinturão de Lúrio é uma zona deformada de idade pan-africana, repetidamente reativada, formando uma estrutura linear ENE-WSW no cinturão de Moçambique (Engvik et al., 2007). De acordo com Ueda et al., (2012), o cinturão de Lúrio separa um grande bloco tectônico a sul, conhecido como Complexo de Nampula ou Bloco de Nampula com idades de seus protólitos crustais predominantemente mesoproterozóicas, de um outro bloco à norte que compreende uma colagem de distintos complexos de gnaisses meso à neoproterozóicos (Complexos de Unango, Marrupa e nappes de Cabo delgado). Para Engvik et al., (2007), este cinturão se estende desde a bacia do Rovuma (NE Moçambique) até Malawi e é composto por rochas fortemente deformadas, geralmente de natureza milonítica. Meert (2003) integra este cinturão em um sistema orogênico Damara-Zambezi-Lúrio a que chamou de orogenia Kuunga. Grantham et al., (2013) apresenta a continuidade do cinturão de Lúrio passando entre o Complexo de Bárue e a Suíte de Guro e terminando no cráton de Zimbábwe, ideia esta que é utilizada no presente trabalho. Estes autores interpretam o cinturão de Lúrio como uma zona de sutura entre os crátons de Kalahari e Congo-Tanzania. Considerando que a expressão no campo do Cinturão do Lúrio não é bem definida, existem dúvidas sobre sua conexão com o cinturão de Zambezi.

2.1.5. Fanezóico

A cobertura fanerozóica compreende todas litologias depositadas depois da orogenia pan-africana. Estas litologias são geralmente constituídas por sedimentos terrestres sub-horizontais e rochas vulcânicas associadas que não foram afetadas por deformação penetrativa, mas

podem mostrar estruturas de deformação tectônica rúptil associadas à sistemas de riftes (GTK, 2006).

Lachelt (2004) divide a evolução geológica do Fanerozóico em dois períodos. O primeiro período é o Gondwana ou Karoo (300-170 Ma). Este período foi marcado pelo rifteamento do Gondwana e se associa com a denudação e deposição de sedimentos continentais e marinho-clásticos na parte austral do supercontinente Gondwana. Isto resultou na formação de grandes bacias intracratônicas como do Karoo, condicionada por grábens, à leste do Complexo de Bárue e à norte da Suíte de Guro. O segundo período é o Pós-Gondwana (157-118 Ma). Este período é caracterizado pelas transgressões/regressões marinhas e magmatismo/vulcanismo nas bordas dos riftes. O magmatismo/vulcanismo levou a colocação de carbonatitos (ex. Carbonatito do Monte Xiluvo), basaltos, riolitos e ignimbritos.

2.1.6. Evolução Geodinâmica

Os maiores eventos geodinâmicos reconhecidos na parte centro-oeste de Moçambique, coberta por este estudo, consistem de uma sucessão de fases orogênicas (compressão crustal) seguida por fases de extensão crustal (GTK, 2006). Estes eventos geodinâmicos são o ciclo orogênico Grenviliano responsável pela formação do supercontinente Rodínia, abertura pós Rodínia e o ciclo orogênico Pan-Africano responsável pela formação do Supercontinente Gondwana.

À 1100 Ma Laurentia, Sibéria, N China, Cathaysia e rio de la Plata já estavam juntos e o cráton Yangtze (Figura 2a) começava sua colisão oblíqua com Laurentia (Li et al., 2008). Contudo, todos outros blocos continentais estavam ainda separados por oceanos. Em seguida, à 1050 Ma o cráton de Kalahari colidiu com a parte sudoeste de Laurentia (Figura 2b). Margens convergentes foram se desenvolvendo entre muitos continentes assim que a litosfera oceânica entre eles era consumida durante a amalgamação do Rodínia. A 1000 Ma, com exceção da Índia, Australia-Antarctica Leste e Tarim se aglutinaram e se juntaram à Laurentia enquanto o cráton de Yangtze se juntava à Cathaysia (Figura 2c).

O ciclo orogênico Grenviliano (1,1 – 1 Ga) é o responsável pela formação do Supercontinente Rodínia (GTK, 2006). O embasamento cristalino em Moçambique foi deformado e metamorfoisado durante este ciclo orogênico. Na área de estudo, isto inclui rochas expostas ao

longo das margens norte e leste do cráton de Zimbábwe. Estas rochas podem ser atribuídas aos cinturões de Zambezi e Moçambique, respectivamente. As rochas destes cinturões têm idades de cristalização e metamórfica de 1100-1000 Ma e retrabalhamento de 550-450 Ma (Pinna et al., 1993; Vinyu et al., 1999; Manhiça et al., 2001; Grantham et al., 2011a,b; Manjate, 2011; Chaúque, 2012).

O cinturão de Moçambique, ao longo da margem leste do cráton do Zimbábwe, compreende rochas do Complexo de Bárue como granitóides de 1100-1000 Ma e paragnaisses migmatíticos neoproterozóicos. Diques doleríticos pertencentes a grande província ígnea (*LIP*) de Umkondo invadiram as rochas do cinturão de Moçambique. Os paragnaisses mostram duas fases de migmatização relacionadas com a acreção (~1100 Ma) e retrabalhamento Pan-Africana (~500 Ma) no cinturão de Moçambique. A acreção 1100 Ma é interpretada como manifestação de uma margem convergente onde rochas calcio-alcálicas do Complexo de Bárue colidiram com o cráton de Kalahari. Este período é também caracterizado pela colocação de granitos férteis ou mineralizados.

O cinturão do Zambeze, ao longo da margem Norte do cinturão do Zimbábwe, compreende rochas calcio-alcálicas formadas num arco de margem continental ou por acreção de arcos oceânicos juvenis ou maduros à margem continental ou pela reciclagem tectônica completa de gnaisses calcio-alcálicos antigos do basamaneto numa orogenia colisional quente tipo Himalaia (Johnson et al., 2007). Estas rochas se formaram numa zona de subducção na qual houve contaminação significativa por crosta continental paleoproterozóica, feição típica de arco de margem continental. Este magmatismo de arco continental ocorreu entre 1090 e 1040 Ma. Na área de estudo, exemplo de rochas resultantes deste magmatismo são os granitos de Chacocoma.

Figura 2. Estágios iniciais de colisão para formar Rodínia. Modificado de [Li et al., \(2008\)](#)

A 900 Ma todos blocos continentais (Figura 3d) se uniram para formar o supercontinente Rodínia ([Li et al., 2008](#)). Em seguida (Figuras 3e,f) ocorreu a abertura pós Rodínia (0,825 – 0,78 Ga) evidenciada pela colocação da suíte magmática bimodal de Guro, veios pegmatíticos com mineralizações de cassiterita no complexo de Bárue e segunda fase de migmatização das rochas do complexo de Bárue ([Grantham et al., 2011a,b](#); [Manhiça et al., 2001](#); [Manjate, 2011](#); [Cháuque, 2012](#)). De acordo com [Li et al., \(2008\)](#), estas intrusões podem ser os primeiros sinais de superplumas do Rodínia, isto é, fusões anatéticas locais devido ao aumento de

gradiente termal no topo das plumas seguidas de rifteamento continental. As suítes magmáticas bimodais compreendem os terrenos aloctone de Zambezi e gnaíssico marginal em forma de nappes e empurrões tectônicos representados pelas suítes bimodais de guro, intrusiva basal de Rushinga e metamórfica de Masoso.

Figura 3. Formação do Rodínia e sua posterior fraturação. Modificado de Li et al., (2008)

Por volta de 750 Ma a metade Oeste de Rodínia (Figura 4g) começou a se separar acima de uma superpluma equatorial (Hoffman, 1991). Magmatismo bimodal a 755-750 Ma foi o último maior evento visto no Rodínia. Erosão sin-magmática documentada pelos contatos erosivos entre as rochas intrusivas de 755-750 Ma e sucessões de rifte de 750-740 Ma é uma feição característica na margem Norte do cráton de Kalahari. A 720 Ma Kalahari e Sibéria começaram a se separar de Laurentia (Figura 4h). Neste período ocorreu o maior evento glacial global. A 650-630 Ma os blocos continentais separados se alinharam ao longo do paleo-equador (Figura 4i) e ocorreu a segunda glaciação.

O ciclo orogênico pan-africano (750 – 450 Ma), ao longo das margens Norte e Leste do cráton do Zimbábwe, é expresso pela reativação termal e retrabalhamento metamórfico seguida pelo resfriamento à 530 e 468 Ma (Grantham et al., 2011a,b; Manhiça et al., 2001; Manjate, 2011; Chaúque, 2012). As idades mais jovens estão confinadas na zona de cisalhamento N-S que coincide com a margem leste do cráton de Zimbábwe. Esta zona de cisalhamento pode ser vista como sutura entre os Gondwanas Leste e Oeste e é definida pelos quartzitos do grupo de Gairezi. Neste período uma subducção continuada resultou na colisão entre os Gondwanas Leste e Oeste formando a orogenia leste africana (690 – 580 Ma) e entre os Gondwanas oeste e sul formando a orogenia kuunga (580 – 480 Ma) caracterizados feições típicas como dobramentos isoclinais e empurrões. A zona de cisalhamento de sanangoe forma o limite entre os Gondwanas Oeste e Sul. Numa escala regional este limite é formado pelo cinturão orogênico Damara-Lufiliano-Zambezi. Isto foi seguido pelo magmatismo cambriano de sienitos nefelínicos no complexo de Bárue e granioides pan-africanos na suíte de Guro. As zonas de cisalhamento de Sanangoe, Mwembeshi (que separa os cinturões de Irumide e Irumide sul) e Leste do cráton do Zimbábwe representam feições de escape tectônico.

Figura 4. Fraturação do Rodínia e início da formação do Gondwana. Modificado de Li et al., (2008)

A separação dos blocos continentais como Kalahari de Laurentia entre 630 e 550 Ma pode ter sido responsável pela subsidência registrada nas margens de muitos crátons (Li et al., 2008). Com exceção de Kalahari e talvez pequenos terrenos, o Gondwana Oeste se juntou à 600 Ma (Figura 5j). Contudo, oceanos ainda existiam entre Austrália-Antarctica Leste, Índia, África oriental e Kalahari nessa altura. O cráton de Kalahari começou a colidir com os crátons de Congo e Rio de La Plata, fechando assim o oceano proterozóico Adamastor entre eles. Finalmente, o Gondwana se amalgamou a 540-530 Ma fechando o oceano Moçambique no orógeno leste africano e a junção de Índia à Austrália-Antarctica leste através do orógeno Kuunga (Figuras 5k, l).

Figura 5. Formação do supercontinente Gondwana. Modificado de [Li et al., \(2008\)](#)

2.2. Geologia da região centro-oeste de Moçambique

A área abrangida pelo presente estudo, situada na região centro-oeste de Moçambique, engloba rochas pertencentes ao cráton de Zimbábwe, magmatismo mesoproterozóico, metasedimentares mesoproterozóicas, magmatismo neoproterozóico, metasedimentares neoproterozóicas e magmatismo cambriano (Figura 6).

2.2.1. Cráton do Zimbábwe

O núcleo arqueano de Moçambique (Figura 6) consiste da margem leste do cráton do Zimbábwe e é bordejado, a leste, pelo cinturão de Moçambique, palco da orogénese pan-africana (Cháuque, 2012). As rochas arqueanas na margem leste do cráton do Zimbábwe são atribuídas ao Complexo metamórfico de Mudzi, complexo de Mavonde e *greenstone belt* de Manica.

Figura 6. Mapa das principais unidades geológicas da parte central de Moçambique modificado de GTK (2006)

2.2.1.1. Complexo Metamórfico de Mudzi

As rochas do complexo metamórfico de Mudzi se estendem de Zimbábwe até Moçambique, área de Cuchamano, no extremo NE do cráton de Zimbábwe (GTK, 2006). Ocorrem na forma de domos de gnaisses arqueanos (2710 – 2630 Ma) e por vezes cobertos por metassedimentos neoproterozóicos do grupo de Rushinga. Consistem, litologicamente, de unidades ortoderivadas félsicas compreendendo quartzo monzonito, quartzo monzodiorito e granito foliado (TTG), componente ígnea máfica incluindo gnaiss granodiorito, metagabro, anfibolito e granada anfibolito e rochas com protólito sedimentar como granada gnaisses. Dados geocronológicos imprecisos obtidos do lado do Zimbábwe (Barton et al., 1991; Dirks et al., 1998; Vinyu et al., 1999; Vinyu et al., 2001) sugerem que as rochas do complexo de Mudzi foram sujeitas a metamorfismo de fácies granulíticas durante o Meso-Arqueano (~3,0 Ga), retrabalhadas e re-hidratadas sob condições de fácies anfibolíticas no Neo-Arqueano (~2,6 Ga) e recrystalizadas durante o Pan-Africano (~500 Ma). Por outro lado dados U-Pb em Zircão obtidas por SHRIMP em gnaisses TTG/granitóides foliados (GTK, 2006) do lado de Moçambique forneceram uma idade de 2713 ± 22 Ma em zircões zonados, em zonas de sobrecrecimento metamórfico foi obtida uma idade em torno de 2,5 Ga representando o retrabalhamento e re-hidratação sob condições de fácies anfibolíticas equivalentes ao que ocorre no Zimbábwe. Nas bordas de zircões metamórficos foi obtida a idade de recrystalização Pan-Africana (520 ± 16 Ma).

2.2.1.2. Complexo de Mavonde

O complexo de Mavonde compreende uma associação de granitóides TTG arqueanos (3,3 - 2,5 Ga), com rochas plutônicas máficas e ultramáficas, relacionadas com a colocação dos cinturões de rochas verdes (Manuel, 1992; GTK, 2006; Manhiça et al., 2001; Grantham et al., 2011b; Sumburane, 2011). Este complexo se estende entre as vilas de Manica e Chimoio e em uma direção N-S ao longo da margem Leste do cráton do Zimbábwe. Segundo Grantham et al., (2011b) os granitóides variam em composição de granitos a granodioritos e tonalitos-trondjemitos gnáissicos e bandados, bem como pequenas fases intrusivas aplíticas e pegmatíticas. Para estes autores existem pelo menos três fases de magmatismo granitóide no complexo de Mavonde. Estas fases são o magmatismo tonalítico (>3000 Ma) a norte do cinturão de rochas verdes Odzi-Mutari-Manica, o magmatismo tonalítico (~2900 Ma) a sul do

cinturão de rochas verdes Odzi-Mutari-Manica e o magmatismo granítico a granodiorítico (2700-2500 Ma). A presença de foliação penetrativa nas duas unidades tonalíticas (norte e sul do cinturão de rochas verdes Odzi-Mutari-Manica) implica um período de deformação anterior a intrusão de granitos e granodioritos. Estas rochas experimentaram também perturbação parcial dos seus sistemas isotópicos como refletido pelas idades de resfriamento Ar/Ar em biotita de cerca de 1200 Ma em gnaisses tonalíticos arqueanos, pelas idades U-Pb em zircão nos granitos, obtidas no intercepto inferior da curva concórdia de cerca de 560 Ma e Ar/Ar em biotita dos granitos de cerca 550 Ma.

2.2.1.3. *Greenstone belt de Manica*

O *Greenstone belt* de Manica (Figura 6), que forma o extremo oriental do “*Greenstone belt* de Mutare-Odzi-Manica” do Zimbabwe, é subdividido em uma seqüência inferior predominantemente meta-vulcânica, a Formação de Macequece, e uma seqüência superior metassedimentar, a Formação de Vengo (Cháuque, 2012 *apud* GTK, 2006). A Formação de Macequece é composta principalmente de rochas metavulcânicas ultramáficas à máficas com intercalações de rochas ferruginosas bandadas e metachertes. Esta formação é considerada equivalente lateral da Formação Mbeza, descrita no Zimbabwe. Xistos ultramáficos, com textura *spinifex* típica de rochas komateíticas, são as rochas mais comuns da formação, em que clorita, serpentina e talco são principais minerais, podendo ser registrados também tremolita-actinolita, e em alguns casos relíquias de olivina e piroxênio. Nestes xistos ultramáficos aparecem intercalações de quartzo-sericita xistos e de rochas metavulcânicas máficas. Por sua vez, a Formação de Vengo consiste de uma banda de meta-conglomerados contendo seixos de granitóides arqueanos subjacentes à sericita-clorita xistos e filitos, incluindo xistos negros e pequenas bandas de mármore.

As formações que compõem o *Greenstone Belt* de Manica foram envolvidas e penetradas por granitóides neoarqueanos de diversas naturezas e rochas magmáticas mais jovens. A sua idade mínima é fornecida pela intrusão do granodiorito de Penhalonga, datado em 2741 ± 3 Ma (Chenjerai et al., 1993) e suportada por uma determinação Rb/Sr de 2801 ± 42 Ma em rochas metavulcânicas (Manuel, 1992) e dados U-Pb (LA-ICP-MS) em zircões de 3 amostras de rochas graníticas de composição tonalítica-trondjemítica-granodiorítica (TTG) que

forneceram idades de cristalização de 2900, 2820 e 2660 Ma (Sumburane, 2011). Evidências de magmatismo básico Paleoproterozóico no cinturão de Manica foram detectadas por Sumburane (2011) em três rochas máficas com idades aparentes Sm-Nd próximas de 2000 Ma. Mântäri (2008) também apresenta uma idade Sm-Nd de 1783 ± 51 Ma para uma intrusão dolerítica.

2.2.2. Magmatismo mesoproterozóico

O magmatismo mesoproterozóico, na parte centro-oeste de Moçambique, é representado pelas rochas granitoides pertencentes ao Complexo de Bárue e pelo granito de Chacocoma.

2.2.2.1. Complexo de Bárue

Os granitoides do Complexo de Bárue (Figura 6) consistem de ortognaisses de composição variável de granítica a tonalítica e corpos menores incluindo hornblenditos, gabros e dioritos formados em um ambiente de arco continental (GTK, 2006). Estas rochas constituem o ortogneisse de Inchope, gnaiss leucocrático do Monte Tomonda, granito do Monte Panda, granito do Monte Senge, granito do Monte Hombe (Figura 8). Os granitoides do Complexo de Bárue apresentam idades de cristalização em torno de 1100 Ma típicas do Grenviliano e superimposição metamórfica de cerca de 500 Ma indicando fase terminal da orogenia pan-africana.

O Ortognaisses de Inchope apresenta composição granodiorítica-tonalítica (GTK, 2006; Manjate, 2011; Chaúque, 2012). Na área tipo, vila de Inchope, ocorrem gnaisses granodioríticos de granulação média, cinza-claros e levemente foliados com fenocristais arredondados de K-feldspato. O gnaiss leucocráticos do Monte Tomanda é de granulação fina a média, cinza-claros, compostos de quartzo, feldspatos e pequenas quantidades de micas. Porfiroblastos de granada de vários tamanhos são comuns, formando estrias escuras paralelas a foliação. Em raros casos, acamamento composicional primário é preservado, implicando num protólito sedimentar. Sua mineralogia inclui plagioclásio, quartzo, dois piroxênios, e biotita e hornblenda. O granodiorito de Monte Panda é uma rocha leucocrática, fortemente deformada, de grão médio e cor cinza-clara composta de plagioclásio, quartzo e biotita como constituintes principais. O gnaiss granítico com anfibólio difere das demais rochas por conter

anfibólio como principal mineral máfico. Normalmente este gnaiss granítico é claro-acinzentado, de granulação média a grossa. Além das litologias acima descritas, ocorrem também pequenos corpos intrusivos, como granito de Pamassara, gnaiss do Monte Chissui e granitóides dos Montes Senge e Hombe.

2.2.2.2. Granito de Chacocoma

Esta unidade rochosa faz parte do grupo de rochas intrusivas mesoproterozóicas da parte Noroeste de Moçambique (Grantham et al., 2011b). A unidade compreende granitóides porfiríticos de cor variável de cinzenta à vermelha com abundantes pórfiros de K-feldspato. Estas rochas formam o embasamento da suíte granítica alóctone de Tete. Esta unidade ocorre também como janelas em meio à suíte de Tete. GTK (2006) atribuiu uma idade média ponderada $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de cerca de 1046 ± 20 Ma ao granito de Chacocoma usando a técnica U-Pb SHRIMP em zircão.

2.2.3. Rochas metasedimentares mesoproterozóicas

As rochas metasedimentares na zona centro-oeste de Moçambique consistem dos grupos de Umkondo e Gairezi (GTK, 2006). O grupo de Umkondo forma uma sequência vulcano-sedimentar, exposta ao longo da fronteira oriental com o Zimbabwe. Os sedimentos foram depositados em ambientes marinhos superficiais e fluviais. O Grupo de Umkondo é subdividido numa fácies ocidental, descrita como uma sequência estratificada e suavemente dobrada de carbonatos, argilitos e quartzitos e uma fácies oriental, consistindo de quartzitos e metapelitos fortemente deformados e metamorfisados até facies anfibolito. Estes últimos estão empurrados tectonicamente em direção a oeste, para cima da borda cratônica. A deformação e metamorfismo regional ocorreram durante os eventos da orogenia Pan-Africana, no Neoproterozóico tardio à Cambriano.

Chaúque (2012) estudou duas amostras de xisto e quartzito, que pertencem ao Grupo de Umkondo e obteve idade máxima de deposição próxima de 2000 Ma e idade metamórfica, determinada a partir de bordas de recristalização de grãos de zircão, de ca. 500 Ma. A estas idades se adiciona a datação U-Pb SHRIMP feita por Mantari (2008), nos zircões detríticos de um granada-cianita xisto, cuja idade máxima foi indicada como 2040 Ma e intercepto inferior,

pouco preciso, que se aproxima de um valor de 860 Ma. O estrato vulcano-sedimentar do Grupo de Umkondo foi intrudido por numerosos e extensivos diques de direção NNW-SSW e soleiras doleríticas pertencentes à província ígnea de Umkondo, que em Zimbábwe [Hanson \(1998\)](#) datou em 1,1 Ga por U-Pb em zircão. A idade mínima da deposição dos sedimentos do Grupo de Umkondo é limitada pelos doleritos intrusivos de Umkondo do Zimbabwe, com idade de ca. 1100 Ma. Por outro lado, a superposição de eventos tectono-termiais Pan-Africanos, muito bem reconhecidos pela idade das bordas de crescimento próxima de 500 Ma nas amostras estudadas, é plenamente confirmada por datações K-Ar e Ar-Ar da ordem de 465-470 Ma em muscovitas, reportadas, respectivamente, por [Vail \(1965\)](#) e [Manhiça et al. \(2001\)](#). O Grupo de Umkondo pode ter sido depositado no Mesoproterozóico, tendo em vista a separação temporal muito grande entre uma idade máxima de 2040 Ma e uma idade mínima de 1000 Ma.

Para [Chauque \(2012\)](#), com relação à proveniência dos sedimentos de Umkondo e às idades dos seus zircões detríticos, os valores relativos ao Arqueano médio (ca. 3000 Ma) e tardio (ca. 2700 Ma) indicariam em primeiro lugar o Craton do Zimbabwe como fonte dos sedimentos e os zircões detríticos com ca. 2000 Ma poderiam provir do Cinturão de Magondi, pertencente também à mesma região cratônica. Segundo esta autora, em uma escala continental, no centro e sul da África, não são numerosas as evidências registradas de atividades magmáticas do Paleoproterozóico. Contudo, o Ciclo Orogênico Eburneano, entre 2200 e 1800 Ma, é muito importante no desenvolvimento tectônico dos cratons do Congo e do Kalahari, e zircões dessa idade poderiam provir do Cinturão Limpopo, não muito afastado da área em questão, em que o substrato arqueano foi afetado e rejuvenescido parcialmente pela orogênese eburneana.

As rochas do Grupo de Gairezi em Moçambique possuem exposições N-S descontínuas ao longo da margem leste do craton do Zimbábwe ([Grantham et al., 2011b](#)), consistindo predominantemente de xistos pelíticos e quartzitos. Estas rochas formam uma longa cadeia de cristas montanhosas N-S ao longo da margem Leste do cráton de Zimbábwe e são bem expostas na barragem de Chicamba real.

Análises U-Pb em zircão obtidas por SHRIMP pelo [GTK \(2006\)](#) em 17 grãos magmáticos separados de xistos do Grupo de Gairezi definem uma linha de regressão que intercepta a curva concórdia a 2600 e 860 Ma. A idade média $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ dos pontos concordantes fornece

um valor de 2041 ± 15 Ma, que foi interpretada como a idade da sedimentação dos metapelitos do Grupo de Gairezi, que é similar a encontrada no Grupo de Rushinga. Os dados SHRIMP indicam também zircões com idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 3060 Ma, 2700 Ma e 2600 Ma que sugerem uma proveniência de rochas do Arqueano para os zircões detríticos nos sedimentos de Gairezi). Vail (1965) e Manhiça et al., (2001) reportaram idades K-Ar em muscovita de 465 ± 20 Ma e 468 ± 3 Ma, em amostras de quartzito colhidas na Barragem de Chicamba Real. Estas idades foram interpretadas como relacionadas ao período de resfriamento regional do Ciclo Orogênico Pan Africano, sendo geograficamente restritas à margem cráton / cinturão móvel, sugerindo aquecimento localizado.

2.2.4. Magmatismo neoproterozóico

O magmatismo Neoproterozóico na região centro-oeste de Moçambique tem como feição mais importante a Suíte de Guro, de caráter bimodal (Cháuque, 2012). Outros eventos magmáticos Pan Africanos, como granito do Monte Caverie, reportados são de importância menor.

2.2.4.1. Suíte de Guro

A Suíte de Guro foi definida pelo GTK (2006) como uma nova unidade litológica. Esta era anteriormente incorporada no Complexo de Bárue por Hunting (1984). Esta Suíte localiza-se a norte do Complexo de Bárue, a leste da margem do cráton de Zimbabwe separando-se deste através das rochas epicrustais do grupo de Rushinga e a sul da Suíte gabro-anortosítica de Tete.

A Suíte de Guro (Figura 6) é bimodal composta de membros tholeíticos félsico e máfico e é constituída basicamente por granitos tipo A. O membro máfico apresenta um carácter geoquímico peraluminoso enquanto que o félsico um carácter que varia de meta à peraluminoso. Geralmente estes dois membros ocorrem juntos de forma bandada com predominância do membro félsico formando componente majoritário da suíte de Guro. Esta Suíte por vezes é intrudida por pegmatitos e granitóides Pan-Africanos (GTK, 2006).

A componente majoritária da suíte de Guro é composta de granito-gnaiss migmatítico e de gnaiss-migmatito máfico do Monte Calinga Muci. A área tipo destas rochas é a norte da vila

de Guro, onde bons afloramentos podem ser vistos abaixo da ponte de Changara. De acordo com [Grantham et al., \(2011b\)](#) a componente félsica compreende o granito gnaiss-migmatítico da Serra Banguatere e a componente máfica compreende o metagabro e o gnaiss-migmatitomáfico de Magasso. A componente félsica é exposta a sul de Changara e leste de Cuchamano formando bandas félsicas na assembleia felsica-máfica na ponte a sul de Changara (Figura 8).

Nos mapas geológicos 1: 250.000 do [GTK \(2006\)](#) observam-se na nappe de Mungari três ambientes tectônicos principais, ambientes distensivo, compressivo e transcorrente. O ambiente distensivo se caracteriza por uma série de falhas normais, gerando estruturas sequenciais de *Horst* e *Graben* ([GTK, 2006](#)) constituindo o limite entre a Suíte de Guro e as formações mesozóicas-cenozóicas compostas por riolito, basaltos, arenitos, argilitos, marga e camadas de carvão. Em seguida, ocorrem falhas transcorrentes dextrais acompanhando as falhas normais. Por fim, o ambiente compressivo se apresenta em forma de empurrões terminando em nappes nas rochas arqueanas com desenvolvimento de dobras e lineações. Os empurrões e nappes formam dois grupos com sentido sul e oeste. O grupo de sentido sul se relaciona com o terreno alóctone do Zambezi representada complexo de Masoso ([Vinyu, et al., 1999](#)) enquanto que o de sentido oeste se relaciona com a Suíte de Guro ([GTK, 2006](#)), conforme a figura 6.

O [GTK \(2006\)](#) identificou três eventos principais na Suíte de Guro. O primeiro evento é a cristalização magmática das rochas graníticas. Este evento é datado em 867 ± 15 Ma por U-Pb em zircões magmáticos. Em seguida a recristalização resultante do falhamento distensional e evidenciado pelos núcleos de zircões metamórficos com idades de 850 – 839 Ma. Finalmente o evento de retrabalhamento Pan-Africano consubstanciado pela idade de 512 ± 4 Ma nas bordas de sobrecrecimento em zircões metamórficos.

2.2.4.2. Granito do Monte Caverie

O granito do Monte Caverie aflora em forma de três pequenos corpos a cerca de 30 km à oeste da cidade de Tete perto de onde a estrada principal Tete-Matambo-Songo cruza o contato precambriano/karoo ([Grantham et al., 2011b](#)). O granito é fino à médio e de coloração avermelhada. Relações geológicas atribuem uma idade Pan Africana a estas rochas, tendo em vista que as rochas altamente deformadas da suíte de Guro (~850 Ma) são cortadas por

pegmatitos que são suavemente deformados. Os granitos do Monte Caverie cortam estes pegmatitos sem serem deformados. Além disto, existem bordas de crescimento metamórfico (~500 Ma) em zircões de rochas antigas que estão ligados ao pico termal que podem estar relacionados à formação destes pegmatitos e/ou corpos intrusivos félsicos na área.

2.2.5. Rochas metasedimentares neoproterozóicas

As rochas metasedimentares neoproterozóicas na região centro-oeste de Moçambique são representadas pelas sequências metasedimentares dos grupos de Rushinga, Chimoio e Macossa e granada granito-migmatito de Mungari ([Chauque, 2012](#)). Em vista das datações de zircões detríticos efetuadas nas rochas destas sequências metasedimentares, todas as unidades (Rushinga, Chimoio, Macossa e Mungari) apresentam assinatura evidente de sedimentação no Neoproterozóico, e por tanto o seu metamorfismo estaria obviamente ligado à orogenia Pan-Africana.

2.2.5.1. Grupo de Rushinga

O Grupo de Rushinga compreende rochas metasedimentares de baixo a médio grau metamórfico, incluindo quartzitos, xistos, mármore, rochas cálcio-silicatadas, paragneisses com intercalações de anfibolitos bandados ([Chauque, 2012](#)). Segundo esta autora, estas rochas supracrustais foram sujeitas à deformação polifásica e metamorfismo progressivo de oeste para leste durante a fase principal da orogenia Pan Africana, entre 550-530 Ma. Nestas sequências foram obtidas idades máximas de sedimentação de cerca de 750 Ma e idades para seus respectivos protólitos crustais de cerca de 850 Ma, provavelmente relacionadas com o vulcanismo neoproterozóico de Guro. O Grupo de Rushinga em Moçambique correlaciona-se com as rochas supracrustais da Suíte Metamórfica de Rushinga em Zimbábue que é o principal componente do denominado terreno gnáissico marginal ([Grantham et al., 2011b](#)). Tectonicamente, estas unidades situam-se abaixo de partes do terreno alóctone do Zambezi compreendendo as suítes metamórficas de Mavurandonha e Masoso. No Zimbábue, a Suíte Metamórfica de Rushinga cobre o Complexo Intrusivo Basal de cerca de 830 Ma, que consiste de batólitos graníticos de forma tabular colocados ao longo de um plano de cavalgamento entre o Grupo de Rushinga e o Terreno gnaisse migmatítico. A Suíte

Metamórfica de Rushinga é composta por sequências de rochas supracrustais e de gnaisses quartzo-feldspáticos e migmatíticos. Os gnaisses quartzo-feldspáticos e migmatíticos correlacionam-se com a Suíte de Guro em Moçambique. Três eventos deformacionais são reconhecidos na área de Rushinga (Vinyu et al, 1999). O primeiro evento, DMZ1, é registrado apenas na Suíte Metamórfica de Masoso onde é representado por dobras isoclinais e foliação milonítica no leocomigmatito de Masoso bem como fábricas miloníticas no gnaiss máfico. Este evento ocorreu entre 870 e 850 Ma, idades obtidas por U-Pb em zircão. O evento seguinte, DMZ2, envolveu forte deformação interna do terreno alóctone do Zambezi nas condições de fácies anfíbolíticas durante o cavalgamento sobre as rochas supracrustais de Rushinga com refoliação das fábricas DMZ1 na suíte de Masoso. Isto foi acompanhado pela formação de uma foliação penetrativa de fácies anfíbolíticas nas rochas supracrustais junto com *overprinting* estrutural e termal do terreno gnaiss migmatítico. Finalmente, o evento DMZ3 refere-se ao retrodobramento e retrocavalgamento que foi mais intenso na parte Leste do cinturão do Zambezi e Nordeste de Rushinga. A parte leste do cavalgamento do terreno alóctone de Zambezi foi reactivada como um retrocavalgamento com mergulho para sul durante este período. DZM2 e DZM3 se formaram durante um único e progressivo evento deformacional de fácies anfíbolíticas há 535 Ma atrás, idade fornecida pelo intercepto inferior das análises U-Pb em zircão.

2.2.5.2. Grupos de Chimoio e Macossa

As rochas metassedimentares dos grupos de Chimoio e Macossa incluem paragnaisses migmatíticos neoproterozóicos e rochas metasedimentares neoproterozóicas (GTK, 2006; Chaúque, 2012). Idades U-Pb em zircões detríticos das rochas metasedimentares dos grupos de Macossa e Chimoio indicaram um pico importante em torno de 1000 – 1100 Ma sugerindo que a rocha fonte dos sedimentos que formaram estas rochas teria uma idade mesoproterozóica, podendo estar associada às rochas do Complexo de Bárue. As rochas metasedimentares de Macossa e Chimoio recobrem a margem leste do cráton de Zimbábwe (Figura 7). Uma zona de cisalhamento sinistral estreita com direção N-S, representada pelos xistos pelíticos e quartzitos do grupo de Gairezi, separa a margem cratônica leste das rochas dos grupos de Macossa e Chimoio. Os paragnaisses migmatíticos neoproterozóicos mostram duas fases de migmatização. A primeira fase é representada por camadas migmatíticas (S_1) paralelas a camadas gnaissicas desenvolvidas durante D_1/M_1 . A segunda fase consiste de

foliação S_2 , composta por lentes verticais N-S, discordante com a S_1 nos gnaísses migmatíticos. Esta foliação foi desenvolvida durante D_2/M_2 e também aparece nas margens dos diques máficos em forma de leocosomas. S_1 e S_2 estão relacionados com processos de acreção e retrabalhamento Pan Africano do cinturão de Moçambique, respectivamente. A acreção ocorre na margem convergente onde rochas magmáticas calcio-alcálinas tipo arco colidiram com o cráton de Zimbábue ao longo da sua margem leste durante o ciclo orogênico Grenviliano. Granitóides tipo-A foram colocados durante estágios finais do processo.

2.2.5.3. Complexo Metamórfico de Mungari

O complexo metamórfico de Mungari é formado por rochas metassedimentares de alto grau e granito-gnaísses com granada mostrando associação íntima nos mapas geológicos com os granitóides de Guro de ca. 850 Ma (Chauque, 2012). Nestas rochas observam-se idades máximas de deposição dos sedimentos em torno de 700-900 Ma e idades de protolitos de cerca de 1000-1100 Ma com provável proveniência no Complexo de Bárue.

Figura 7. Perfil geológico da parte central de Moçambique (Bárue-Guro-Margem cratónica), modificado de GTK (2006)

2.2.6. Magmatismo Cambriano

O magmatismo cambriano na parte central de Moçambique é representado pelo sienito nefelínico do Monte Dongueni (Manjate, 2011). Segundo este autor, o sienito nefelínico faz parte do grupo de rochas plutônicas que intrudiram o grupo de Chimoio no Cambriano. O sienito nefelínico do Monte Dongueni está em contacto intrusivo com o paragnaísse migmatítico e metasedimentos siliclásticos do grupo de Chimoio. O sienito nefelínico, tem uma idade concórdia U-Pb (LA-ICP-MS) em zircão de $493,7 \pm 1,6$ Ma interpretada como época de cristalização. Os núcleos herdados destes cristais de zircão têm uma idade de cerca de 1040 Ma consistente com crosta continental mesoproterozóica. Valores de ϵ_{Nd} calculados para idade de cristalização variam de -4,68 a -6,01 e idades Sm-Nd modelo de manto empobrecido variam de 1,67 a 1,77 Ga. Estes valores sugerem uma origem híbrida para o magma parental desta rocha, isto é, envolvimento de material crustal na fonte desta rocha. O magma que gerou o protólito desta rocha diferenciou-se do manto empobrecido entre 1,67 e 1,77 Ga e cristalizou a $493,7 \pm 1,6$ Ma num ambiente com predominância de material crustal (valores negativos de ϵ_{Nd}). Sob ponto de vista geoquímico, esta rocha apresenta um caráter calci-alcalino meta-peraluminoso no diagrama de Shand (1943) e é caracterizada por anomalias negativas de Ba, Nb, Sr e Ti bem como pela falta de anomalias de Eu. Esta característica sugere ambiente calci-alcalino de arcos em margens continentais. Esta rocha, no diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971), distingue-se por um perfil geoquímico típico de granitos de arco vulcânico sin-colisionais e enriquecido em elementos de alto potencial iónico e elementos de terras raras leves nos diagramas de Pearce et al., (1984).

CAPÍTULO III – MATERIAIS E MÉTODOS

3.1. Trabalho de campo e amostragem

Os trabalhos de campo e amostragem foram desenvolvidos ao longo das estradas que seccionam a área de estudo. Foram realizadas duas campanhas de campo durante o doutoramento. Nestas campanhas de campo o foco foi amostrar as rochas graníticas incluídas na suíte de Guro e no Complexo de Bárue, bem como observar e estudar as relações geológicas entre elas e, quando possível, com suas respectivas rochas encaixantes. Os trabalhos efetuados nesta fase foram:

- (i) reconhecimento geológico geral e amostragem dos diferentes domínios rochosos (com e sem alteração/mineralização expressa e rochas regionais) e principais estruturas; Neste contexto, foram observadas características de campo dos granitóides das duas áreas, focando nas diferenças de fácies dentro do próprio corpo, as relações de contato e os tipos de rocha hospedeira; greisens, albititos ou outros litotipos que evidenciem a ação de fluídos tardios foram dignos de registro; e
- (ii) coleta de amostras em número e qualidade adequadas aos estudos laboratoriais subsequentes, bem como das rochas hospedeiras e regionais. As unidades geológicas amostradas foram melhor definidas durante estes trabalhos de campo. Foi feita uma amostragem para estudos petrográficos, geocronológicos e litogeoquímicos com cerca de cinco (5) a seis (6) amostras de cada corpo ou variedade intra-corpo. Foram tomadas amostras com tamanho de cerca de cinco (5) a sete (7) vezes o tamanho do maior cristal.

Neste estudo foram coletadas 19 amostras representativas do Complexo de Bárue e da Suíte de Guro (Figura 8). No mapa de amostragem são apresentados também pontos referentes à amostras datadas por outros autores (GTK, 2006; Manjate, 2011; Chaúque, 2012), amostras estas que serão interpretadas em conjunto com os dados obtidos neste trabalho.

Figura 8. Mapa de amostragem da região Centro-Oeste de Moçambique. EN indica estrada Nacional.

Modificado de GTK (2006)

3.2. Petrografia

3.2.1. Preparação de lâminas delgadas

Foram preparadas seções delgadas, de todas as amostras coletadas, na seção de laminação do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (IGC-USP), conforme os procedimentos de rotina estabelecidos.

3.2.2. Análise e interpretação de lâminas delgadas

O exame petrográfico foi feito por microscópio de luz transmitida de marca Zess Axoplan, e a documentação fotográfica foi obtida por uma câmera digital Olympus E330 acoplada ao microscópio Olympus BX50 no laboratório óptico do Departamento de Mineralogia e Geotectônica do IGC-USP. O estudo petrográfico permitiu caracterizar a composição mineralógica e as associações paragenéticas, bem como caracterizar qualitativamente os diferentes litotipos e fácies metamórficas envolvidas na região de estudo. Isto serviu de base para a escolha das amostras para litogeoquímica, geocronologia U-Pb e geoquímica isotópica Sr-Nd.

3.3. Litogeoquímica

Selecionou-se um conjunto de amostras de granitóides do Complexo de Bárue e Suíte de Guro. Estas amostras foram submetidas à análises químicas para elementos maiores, menores, traço e de terras raras por Espetrometria de Fluorescência de Raios-X (FRX) e *Inductively Coupled Plasma –Mass Spectrometry* (ICP-MS). Estas análises químicas foram feitas nos Laboratórios do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo e Bureau Veritas Mineral Laboratories (BVML) de Canadá.

3.3.1. Preparação de amostras

A preparação física envolveu três fases principais. A primeira fase consistiu na limpeza da amostra para excluir todo e qualquer tipo de alteração intempérica. A fase seguinte consistiu na fragmentação da amostra em brita com granulação de cerca de 1cm num pilão (mortar) de aço. E posteriormente os fragmentos foram britados usando uma prensa tipo pistão-cilindro

com objetivo de reduzir o tamanho e quarteados para homogeneização. A fase final compreendeu a pulverização destes fragmentos num moinho de discos de ágata. O material resultante foi usado para a confecção de discos prensados e fundidos que foram encaminhados para análises.

3.3.1.1. Confecção de discos prensados

A confecção de discos prensados obedeceu a várias etapas. Para cada amostra fez-se a pesagem de cerca de 7 g e adição de álcool. Este conjunto foi em seguida micronizado por 25 minutos. Por fim procedeu-se a secagem da amostra num forno a 60 °C por 2 (dois) dias. Do material retirado do forno fez-se a pesagem de 7 g de cada amostra e adição de 20 % de ligante. Este conjunto foi usado na fabricação de discos prensados. Estes discos foram enviados para o Laboratório de Fluorescência de Raios-X do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo onde foram feitas análises quantitativas dos elementos maiores e traços.

3.3.1.2. Confecção de discos fundidos

Para a confecção de discos fundidos utilizou-se o material resultante da pulverização em moinhos de ágata. Inicialmente foi feita a pesagem de cerca de 0,5 g de amostra em um cadinho usando uma balança de precisão de 4 casas decimais. Este material foi colocado ao forno a 1000 °C por cerca de 2 h (duas horas) para a determinação do valor de perda ao fogo. O material foi colocado no dissecador até reequilíbrio térmico com o meio e novamente pesado em uma balança analítica. A diferença de peso corresponde a perda ao fogo. Em seguida foi feita a pesagem de 0,25 g de amostra num cadinho de porcelana e adicionou-se 0,75 g de fundente constituído por uma mistura eutética (832 °C) de metaborato de lítio e tetraborato de lítio, na proporção de 4:1. Detalhes deste procedimentos são descritos em [Mori et al \(1999\)](#).

3.3.2. Procedimentos analíticos

Os dados litogeoquímicos incluem elementos maiores, expressos em porcentagem de peso (SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, FeO, MnO, MgO, CaO, Na₂O, K₂O, P₂O₅), elementos traços incompatíveis móveis (Ba, Rb e Sr), incompatíveis imóveis (Zr, Y e Nb), compatíveis (Ni, Cr,

V, Co), Elementos Terras Raras (ETR) (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb e Lu) e U, Th, Hf, Ta e Pb.

As determinações químicas em rochas dos elementos maiores usando discos fundidos e traço usando discos prensados foram feitas por espectrometria de emissão atômica com plasma acoplado indutivamente (ICP-OES). Detalhes deste procedimento são descritos em [Mori et al \(1999\)](#). As determinações de FeO foram feitas por titrimetria ou volumetria.

As análises dos elementos terras raras foram feitas por ICP-MS. Foram usados padrões internacionais JB-3 (basalto) e JG-2 (granito) como referência para acompanhar o desenvolvimento do método e avaliar a sua exatidão. O processo de abertura das amostras de referência e das amostras de granitóides objetos deste estudo foi feito com abertura ácida convencional para silicatos e mistura dos ácidos HC1/HF/HClO₄ ([Dutra 1984](#), [Totland et al 1992](#)). Entretanto, esta abertura nem sempre é efetiva para todos os minerais de rochas, principalmente zircão, granada, barita e cromita, resistentes a decomposição ácida. Nestes casos, o resíduo foi filtrado, calcinado, fundido com LiBO₂ e dissolvido em HC1 diluído, combinando-se os filtrados. Este procedimento permitiu a decomposição total, das amostras, sem perda dos ETR. A separação dos ETR foi feita em minicolunas plásticas com diâmetro de 6 mm e comprimento de 25 mm preenchidas com resina de troca catiônica. Uma alíquota da amostra (5 ml ou 10 ml) foi eluída com quantidades mínimas de HNO₃ 2,0 moles/l (5 ml), e HC1 6,0 moles/l (10 ml). Todas as medidas foram realizadas em um espectrômetro de emissão atômica com fonte de plasma (ICP-MS). Esses procedimentos analíticos estão descritos em [Janasi et al., \(1995\)](#).

3.4. Análises Isotópicas

3.4.1. U-Pb SHRIMP em Zircão

3.4.1.1. Separação de grãos de zircão

A separação de zircões envolveu oito fases principais. A primeira fase consistiu na limpeza da amostra para excluir todo e qualquer tipo de alteração. Na fase seguinte se fez a britagem/fragmentação da amostra até tamanhos de cerca de 0,5 cm num pilão (mortar) de

ação. Esta fase foi seguida pela moagem destes fragmentos num moinho de discos com revestimento de tungstênio. O material resultante foi peneirado em granulometria mais fina do que 100 mesh (0,149 mm). Este material foi processado em uma mesa vibratória (*wilfley*) onde foram concentrados os minerais pesados tais como zircão, titanita, monazita, etc. Em seguida, com ajuda de um ímã de mão, fez-se a remoção de minerais magnéticos tais como magnetita e pirrotita. Os minerais com diferentes susceptibilidades magnéticas foram concentrados no separador eletromagnético tipo *Frantz* e separados variando a intensidade eletromagnética e as inclinações lateral e frontal do braço do *Frantz*. A porção menos magnética ou não magnética foi submetida à separação em meio denso usando Bromofórmio separando-se o material que afundou. Este material foi colocado novamente no separador eletromagnético, onde foi separado o material não magnético. Este material foi passado no Iodeto de Metileno, onde coletou-se o material que afundou/pesado. Este material foi passado pelo separador eletromagnético tipo *Frantz* e a fração não magnética resultante desta etapa foi levada à lupa binocular para separação dos zircões por catação manual. Os detalhes deste método se encontram em [Sato et al., \(2008\)](#).

3.4.1.2. Preparação dos *mounts* de Zircão para análises U-Pb

Os grãos de zircão separados foram levados à lupa binocular onde foram catados e alinhados em placas de vidro com fita adesiva dupla face, onde os grãos foram montados e agrupados em linhas formando quadrados correspondentes a cada amostra. Nesse contexto, foram montados cinco (5) gupos de amostras (5 amostras) e um conjunto de cristais de padrão TEMORA-2 (*mounts*). Para este estudo foram preparados 2 (dois) *mounts* com cinco amostras e um padrão TEMORA-2 cada. Usou-se padrões TEMORA-2 de 100-250 mesh (0,149 – 0,063 mm) e 60-100 mesh (0,250 – 0,149 mm) para casos de grãos finos e grossos, respectivamente. No *mount* cada amostra era constituída por cerca de 80 grãos organizados em linhas conforme o seu tamanho e tipologia ([Pupin, 1980](#)).

Em seguida, colou-se um molde de teflon cilíndrico (2,54 cm) na placa de vidro contendo grãos de zircão e padrão para o SHRIMP. Este conjunto foi colocado na estufa a 40 °C enquanto se preparava a resina para os *mounts*. Para tal, misturou-se 8 ml de resina epoxy e 1 ml de catalizador num copo descartável para cada *mount*. Com uma colher de café mexeu-se a mistura até sua homogeneização tomando o cuidado de não deixar bolhas. Estas misturas

foram colocadas na estufa por 5 minutos. Terminado este tempo, as misturas de resina epoxy e catalizador foram colocadas em moldes colados nos vidros contendo grãos de zircão e padrão TEMORA-2. Este conjunto foi colocado na estufa para endurecer por uma noite.

As resinas epoxy endurecidas foram submetidas a dois processos principais. Em primeiro lugar se desprenderam os moldes com resina e grãos de zircão (*mount*) do vidro. Em seguida os *mounts* foram retirados dos moldes e se tornaram as faces sem grãos. Estes *mounts* torneados com espessura de disco entre 4 e 7 cm de largura e a seguir foram levados ao acabamento.

O acabamento dos *mounts* consistiu de lixamento e polimento. No lixamento usaram-se lixas de 1200, 2400 e 4000 para desbastar a porção de cola dos grãos e a face oposta. No polimento usou-se feltros e abrasivos de diamante de 3; 1 e 0,25 μm para as duas faces do *mount*. Terminado este processo, os *mounts* foram levados à lupa (luz transmitida) para fotografias e ao Microscópio Eletrônico de Varredura para a realização das imagens de catodoluminescência, com a finalidade de selecionar os melhores sítios para as análises isotópicas U-Th-Pb.

3.4.1.3. Procedimentos analíticos

Análises U-P foram feitas usando microsonda iônica de alta resolução do tipo SHRIMP IIe. Este equipamento é um espectrômetro de massa de alta resolução acoplado a uma microsonda iônica, que permite efetuar análises isotópicas de U e Pb de zircão “*in situ*”. Através desta metodologia foram determinadas as idades de cristalização de zircões ígneos e de zonas de sobrecrecimento metamórfico em zircões. A abundância de U foi calibrada por meio do padrão Z6266 (Stern, 2001) e razões isotópicas U/Pb foram calibradas para o padrão de zircão TEMORA-2 (Black, et al., 2003).

Antes de iniciar as análises isotópicas no SHRIMP IIe foi feito um *raster* com intervalo de tempo de varredura entre 2-3 min para limpeza do alvo a ser analisado, eliminando ou reduzindo o Pb comum. O diâmetro do *spot* (feixe de íons de oxigênio no ponto analisado) utilizado foi de cerca de 20 μm , sendo que cada quatro (4) análises de amostra foi intercalada uma análise do padrão TEMORA II para obter a discriminação de Pb^+/U^+ . Cada sessão de análise consistiu de cinco ciclos de análises de $^{196}\text{Zr}_2\text{O}$, ^{204}Pb , 204.1 *background*, ^{206}Pb referência, ^{207}Pb , ^{208}Pb , ^{238}U referência, ^{248}ThO e ^{254}UO . Cada análise é identificada pelo

número do cristal e número da análise (ex. 1.1 ou 1.2), como apresentado nas tabelas de dados analíticos U-Pb em zircão por SHRIMP IIe (Tabelas 3 à 7).

Os dados analíticos obtidos no SHRIMP IIe foram reduzidos usando programa *SQUID software 1,06*. Diagramas concordia, PDP (gráficos de densidade de probabilidade) e médias ponderadas foram preparados usando o programa Isoplot / Ex (Ludwig, 2009). Maiores detalhes sobre os procedimentos analíticos no SHRIMP podem ser encontrados em Williams (1998), Williams et al., (1984) e Sato et al.(2014).

No caso de pontos discordantes a idade obtida pelo intercepto superior da reta discórdia com a curva concórdia, no diagrama U-Pb pode representar a idade da cristalização dos zircões. Para o intercepto inferior existem interpretações que relacionam o valor obtido a uma perda de Pb episódica ou contínua. Se a perda estiver relacionada a um episódio tectônico, a idade obtida para o intercepto inferior pode ser associada ao mesmo e, portanto, ter significado geológico. Por outro lado, se a perda de Pb é contínua, tal como observada em cristais de zircão metamórfico, a idade do intercepto inferior não terá significado geológico.

3.4.2. Rb-Sr e Sm-Nd em rocha total

Selecionou-se um conjunto de vinte e três (23) amostras de granitóides do Complexo de Bárue e Suíte de Guro para estudos isotópicos Sr e Sm-Nd em rocha total, com a finalidade de obtenção dos parâmetros geoquímicos ϵ_{Nd} , $(^{87}Sr-^{86}Sr)_{inicial}$ e Idade Sm-Nd Modelo Manto Empobrecido (T_{DM}).

3.4.2.1. Preparação de amostras

A preparação física das amostras envolveu três fases principais. A primeira fase consistiu na limpeza da amostra para excluir todo e qualquer tipo de alteração. Na fase seguinte se fez a fragmentação da amostra até tamanhos de cerca de 0,5cm num pilão (mortar) de aço. A fase final compreendeu a pulverização destes fragmentos num moinho de discos com revestimento de tungstênio. O pó resultante desta fase foi enviado ao Laboratório de Sm-Nd e Sr-Sr do Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo) da Universidade de São Paulo para o ataque

químico; separação química de Sr, terras raras, Sm e Nd; determinação das concentrações de Sm e Nd e determinação das razões isotópicas de Sr e Nd.

3.4.2.2. Procedimentos analíticos

3.4.2.2.1. Ataque químico das amostras

Inicialmente foi feita a pesagem de cerca de 0,07 a 0,100 gramas de amostra e 0,050 à 0,100 gramas do *Spike* misto em frasquinhos de SAVILEX. No grupo se incluiu 0,025 gramas de *Spike* de Sm-Nd e 0,025 gramas de *Spike* de Sr no branco (SAVILEX sem amostra). Em seguida fez-se a adição de 4 ml de uma solução de ácidos fluorídrico e nítrico (HF:HNO₃) na proporção 3:1. Este conjunto foi aquecido a 110 °C por cerca de 10 dias. Esta etapa foi seguida da secagem de HF por um dia, adição de ácido clorídrico (HCl), secagem de HCl e adição de HNO₃. O resultado desta etapa foi usado para a separação química de Sr, terras raras, Sm e Nd bem como determinação das razões isotópicas de Sr e Nd.

3.4.2.2.2. Separação química de Sr em colunas tipo SR SPEC

A separação de Sr foi feita numa resina aniônica tipo Sr SPEC. Em primeiro lugar retirou-se do béquer as colunas imersas em ácido nítrico (HNO₃ 50%) e lavou-se com água miliQ. Em seguida foram colocadas as colunas na estante de acrílico e por baixo posicionaram-se os béqueres de descarte. Adicionou-se 1 cm de resina de Sr (Sr SPEC) nas colunas com ajuda de uma pipeta munida de ponteira. Por fim condicionou-se a resina adicionando por 5 (cinco) vezes 0,4 ml de HNO₃ 2 M e aguardou-se até escoar todo ácido nos béqueres de descarte.

Terminada a fase do condicionamento da resina, acrescentou-se 1 ml da solução de amostra (metade) nas colunas. E adicionou-se por três vezes seguidas 1 ml de ácido nítrico (HNO₃) 2 N e depois mais 12 ml do mesmo ácido. Este procedimento visa a eluição da resina, sendo que todos os eluidos obtidos até este momento devem ser desprezados. Terminado este processo, chamado de *lavagem* da amostra, os SAVILEX descontaminados com água régia (HNO₃ + HCl), aquecidos na chapa e lavados com água miliQ foram devidamente identificados e

posicionados em baixo de cada coluna em substituição dos béqueres de descarte. Com uma pipeta deposita-se 0,5 ml de cada amostra por duas vezes. Em seguida adicionou-se 0,2 ml de HNO_3 2N por duas vezes em cada coluna e aguardou-se até escoar. Por fim retiraram-se os SAVILEX com matriz e colocou-se para secar na chapa. Os béqueres de descarte, retirados na outra fase, são colocados de novo em baixo de cada coluna. Adicionou-se 0,2 ml de HNO_3 7 N por quatro vezes e se esperou até o escoamento. Adicionou-se 0,2 ml de HNO_3 2 N por duas vezes e esperou-se até o escoamento. Retiraram-se os béqueres de descarte e colocou-se novos SAVILEX descontaminados e devidamente identificados para a coleta de Sr. Adicionou-se 0,5 ml de HNO_3 0,005 N por cinco vezes e se esperou até o escoamento. Os SAVILEX com Sr foram retirados e colocados para secar na chapa. O Sr coletado foi encaminhado para espectrometria de massa (TIMS) para determinação das razões isotópicas de Sr.

3.4.2.2.3. Separação química de terras raras em colunas tipo RE SPEC

A separação química de terras raras foi feita nas colunas de Sm/Nd preenchidas com cerca de 1 cm de resina aniônica tipo RE SPEC. O processo iniciou com a adição de 0,5 ml de ácido nítrico (HNO_3) 1M na amostra, obtendo-se a chamada solução de amostra de ETR.

A primeira etapa consistiu na retirada das colunas imersas em ácido nítrico (HNO_3 50%) béquer e lavagem com água miliQ. Em seguida as colunas foram colocadas na estante de acrílico e por baixo posicionaram-se os béqueres de descarte. Adicionou-se 1cm de resina de RE SPEC nas colunas com ajuda de uma pipeta munida de ponteira.

Colocou-se por duas vezes 0,5 ml de ácido nítrico (HNO_3) 1M nas colunas para umedecer e condicionar a resina. Em seguida adicionou-se, por quatro vezes, 0,5 ml da solução da amostra de ETR (matriz do Savilex da etapa de Sr SPEC) e se esperou até a solubilização total. Fez-se a lavagem do SAVILEX com água miliQ seguida da adição de água régia e colocou-se a secar na chapa. Adicionou-se, por seis (6) vezes, 0,25 ml de HNO_3 0,05 N em cada coluna e desprezou-se. Retiraram-se os béqueres de descarte e em sua substituição se colocaram os SAVILEX descontaminados (com água régia retirada e lavados com água miliQ). Adicionou-se, por seis (6) vezes, 0,2 ml de HNO_3 0,05 N em cada coluna e se esperou

até o escoamento. O produto final nos SAVILEX é o resíduo de terras raras. Estes SAVILEX foram postos a secar com tampa aberta na chapa. Retirou-se a resina das colunas com ajuda de HNO_3 , lavou-se com água e colocou-se num banho de HNO_3 .

3.4.2.2.4. Separação química de Sm e Nd em colunas tipo LN SPEC

A separação de Sm e Nd do resíduo de terras raras foi feita nas colunas de resina tipo *Ln SPEC*. Para tal, adicionou-se 0,2 ml de HCl 0,26N no SAVILEX contendo o resíduo. Colocaram-se em baixo de cada coluna SAVILEX descontaminados e devidamente identificados. Da solução terras raras e HCl retirou-se 0,2 , depositou-se na coluna Ln SPEC e se esperou até o escoamento. Adicionou-se por duas (2) vezes, 0,2 ml de HCl 0,26 N em cada coluna e se esperou até o escoamento. O produto final nos SAVILEX são o Sm e Nd. Adicionou-se em cada SAVILEX 5 μ l de H_3PO_4 0,1 N e pôs-se a secar na chapa. Por fim determinaram-se as concentrações de Sm e Nd e encaminharam-se as amostras para o espectrômetro de massas.

3.4.2.2.5. Determinação das razões isotópicas

Concluída a fase de separação química os Savilex contendo as alíquotas de Sr, Sm e Nd foram totalmente secos e levados para a sala de espectrometria de massa do Centro de Pesquisas Geocronológicas do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (CPGeo-USP) onde foram determinadas as razões isotópicas em um espectrômetro de massas (ICP-MS) *Thermo-Neptune*.

As análises Sm-Nd foram realizadas no CPGeo-USP segundo procedimentos analíticos descritos em [Sato et al., \(1995\)](#). Os elementos separados, para Sm e Nd, foram analisados no Espectrômetro de Massas (ICP-MS) – *Thermo Neptune*. Todas as análises foram normalizadas para $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,72190$ ([De Paolo, 1981](#)) e ajustadas baseando-se no padrão JNdi-1, com média das razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de $0,512096 \pm 0,000008$ (n=5). O branco analítico foi de 440 pg, valor considerado ideal. Os dados isotópicos foram tratados usando o programa Isoplot de [Ludwig \(2009\)](#). As idades modelo de manto empobrecido (T_{DM}) foram calculadas segundo [De Paolo \(1981\)](#) (estágio simples) e [De Paolo et al., \(1991\)](#) (estágio duplo) usando constante de decaimento de $6,54 \times 10^{-12} \text{ ano}^{-1}$ estabelecida em [Steiger e Jager \(1977\)](#).

As análises Rb-Sr foram feitas pelo método padrão de acordo com os procedimentos analíticos descritos por [Kawashita \(1972\)](#) e modificados por [Sato et al. \(1995\)](#). As amostras tiveram uma análise prévia por diluição isotópica para a determinação dos conteúdos de Rb, Sr e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. As amostras, inicialmente pulverizadas, foram submetidas a uma dosagem prévia dos elementos Rb e Sr através de Fluorescência de Raios-X. As amostras de Sr foram então colocadas sobre filamento simples de Ta num espectrômetro de massas de termoionização (TIMS) – [Thermo Triton](#). O branco do procedimento para o Sr foi igual à 240 pg. As composições isotópicas de Sr foram normalizadas para $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0,1194$ e as análises duplicatas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para o padrão NBS987 entre maio de 2013 e Abril de 2014 produziram um valor médio de $0,710257 \pm 0,000039$.

CAPÍTULO IV – FUNDAMENTOS TEÓRICOS DAS TÉCNICAS USADAS

As rochas graníticas mostram uma grande diversidade de texturas, modos de ocorrência e composições mineralógicas, devido à variedade de suas origens, fontes, processos subsequentes de gênese e evolução, níveis estruturais de colocação sob diferentes regimes tectônicos em diferentes ambientes geodinâmicos (Barbarin, 1999). Para alcançar os objetivos estabelecidos nesta pesquisa, que inclui a caracterização do ambiente tectônico e condições geodinâmicas onde foram formados os granitóides do Complexo de Bárue e da Suíte de Guro, bem como as suas respectivas fontes de seus magmas parentais, foram realizadas neste trabalho, para além da caracterização petrográfica, análises de litogeoquímica e análises isotópicas para fins de geocronologia e de geoquímica.

4.1. Análises para Litogeoquímica

Para os estudos geoquímicos foram realizadas análises de elementos maiores, expressos em porcentagem de peso (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , FeO , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5), elementos traços incompatíveis móveis (Ba, Rb e Sr), incompatíveis imóveis (Zr, Y e Nb), compatíveis (Ni, Cr, V, Co) e Elementos Terras Raras (ETR) (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb e Lu). Estes dados foram tratados por meio de um conjunto de diagramas específicos de modo a observar diferentes assinaturas geoquímicas. Estas assinaturas visam estabelecer a classificação e composição química das rochas estudadas, o modelo de cristalização dos magmas envolvidos e o ambiente tectônico onde os granitóides foram gerados e colocados.

4.1.1. Diagramas Utilizados para os Estudos de Geoquímica de Rochas

Para a classificação de rochas ígneas por meio de dados geoquímicos foram utilizados como parâmetros os elementos maiores lançados em diagrama de classificação (nomenclatura) de rochas plutônicas do tipo TAS (*total alkali – sílica*) no diagrama SiO_2 vs $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ baseado em Cox et al., 1979. Alternativamente pode-se utilizar também os minerais normativos, como o uso de Ab-An-Or de Barker (1979), que permite discriminar campos para tonalito, granodiorito, quartzo monzonito, granito e trondjemito. Para classificação genética foi

utilizado o diagrama AFM de [Irvine & Baragar \(1971\)](#) cujos vértices são A ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$), F ($\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$) e M (MgO) recalculados para 100%.

Diagrama de variação tipo *Harker* é uma exibição de diferenças químicas e tendências mostradas por suítes de rochas relacionadas, nas quais as variações composicionais são consequência de processos de fracionamento cristal-líquido, podendo ser por meio de fusão parcial (*PM*) ou por cristalização fracionada (*FC*), ou ainda, por assimilação e cristalização fracionada (*AFC*). Estes diagramas podem ser projetados em termos de elementos maiores ou traços, como também através de combinação de ambos, considerando índices de variação como SiO_2 ou MgO . Eles permitem sintetizar um grande volume de dados analíticos que são difíceis de analisar e comparar, quando apresentados em forma de tabela.

O Diagrama *Spider* combina elementos incompatíveis e alguns elementos de terras raras (Rb, Ba, Th, U, Nb, La, Ce, Sr, Nd, P, Hf, Zr, Sm, Ti, Tb, Y). Estes diagramas podem ser normalizados para o manto primitivo, Condrito ou MORB. Normalmente os diagramas do tipo *Spider* são usados para comparar variações composicionais entre magmas. Os elementos são organizados de acordo com a sua ordem crescente de compatibilidade e suas concentrações projetadas numa escala logarítmica ([Wilson, 1989](#)).

As concentrações de Elementos Terras Raras (ETR) são normalizadas para meteoritos condriticos e projetadas numa escala logarítmica. O padrão de ETR é controlado pela composição química da sua fonte e do equilíbrio cristal-fusão durante sua evolução. Anomalias de *Eu* são controladas pelos feldspatos. Este elemento é compatível em plagioclásio e feldspato potássico. Assim a remoção do feldspato da fusão por cristalização fracionada ou por fusão parcial origina anomalia negativa de *Eu*. O enriquecimento de ETR médios relativamente aos ETR pesados é controlado pela hornblenda. Os ETR são compatíveis em hornblenda nos líquidos félsicos e intermediários. O empobrecimento de ETR pesados relativamente aos ETR leves pode indicar presença de granada na rocha fonte de magma parental ([Wilson, 1989](#)).

Para a discriminação de ambientes tectônicos onde os magmas parentais dos granitóides foram gerados foram utilizados diagramas binários de elementos Nb-Y, Ta-Yb, Rb-(Y+Nb) e Rb-(Yb+Ta) de acordo com [Pearce et al., 1984](#). Estes diagramas permitem distinguir

ambientes tectônicos como granito de crosta oceânica (*ORG*), granitos intra-placa (*WPG*), granitos de arcos vulcânicos (*VAG*) e granitos sin-colisionais (*syn-COLG*).

4.2. Análises isotópicas

Neste estudo foram realizadas análises isotópicas para serem utilizadas em geocronologia e em geoquímica. No caso da geocronologia, com o objetivo de caracterizar as épocas de diferenciação mantélica e as idades de cristalização das rochas e dos eventos metamórficos superimpostos foram utilizados respectivamente os métodos Sm-Nd em rocha total para obtenção de Idades Modelo Manto Empobrecido e o método U-Pb em zircão através do uso de Microsonda Iônica de Alta Resolução do tipo SHRIMP IIe. Para a geoquímica isotópica foram aplicados os isótopos de Sr e Nd em rocha total.

4.2.1. Método U-Pb em zircão

Para a definição das idades de cristalização magmática e dos eventos metamórficos superimpostos dos granitóides da Suíte de Guro e do Complexo de Barué foi selecionada a técnica analítica U-Pb em zircão, pelo fato desta sistemática ser ideal para a datação de zircão, monazita, titanita e rútilo, minerais estes que contém U e não contém Pb. Além disso, esses minerais são resistentes à processos de alteração intempérica, erosão, transporte e deposição e ocorrem com frequência em muitos tipos de rochas, especialmente nos granitóides. O zircão devido às suas características isotópicas e à sua ampla distribuição nas rochas ígneas (como produto primário), metamórficas (como grãos recristalizados) e sedimentares (como grãos detríticos) é o principal mineral usado para datações U-Pb e frequentemente é usado no acesso à história mais remota da crosta terrestre. A alta temperatura de retentividade do zircão entre 750 - 800°C, aliada à propriedade de preservação do sistema isotópico U-Pb fechado em núcleos antigos dentro de cristais neoformados de zircão permite a discriminação entre eventos geológicos mais antigos dos mais recentes ([Lee et al., 1997](#)), quando utilizadas as técnicas de análises isotópicas “in situ” por meio do SHRIMP IIe.

Este equipamento é um espectrômetro de massa de íons secundários que faz análises químicas e isotópicas pontuais (in situ) em uma superfície de alvos sólidos (minerais), bombardeando a amostra com um feixe de íons de oxigênio com um diâmetro que pode variar de 5 a 30 microns. O SHRIMP IIe possui a capacidade de medir isótopos com massas bem distintas do

tipo ^{206}Pb e ^{238}U simultaneamente e com grande precisão e confiabilidade, permitindo, por exemplo, a execução de datações “in situ” pelo método U-Pb de monocristais de zircão zonados, obtendo-se as idades de cristalização primária do zircão e dos eventos metamórficos ou hidrotermais superpostos, que produziram sobrecrecimentos nos cristais.

O potencial de uso do SHRIMP é aumentado consideravelmente quando as análises são acompanhadas por imagens de catodoluminescência (CL) ou de elétrons retro-espalhados (BSE) obtidas através de Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) que permitem a visualização das estruturas de crescimento interno dos minerais em especial do zircão. Os trabalhos de [Hanchar e Miller \(1993\)](#) e [McLaren et al., \(1994\)](#) combinaram imagens de CL e BSE e mostraram a complexidade das estruturas internas dos cristais e suas implicações nas datações U-Pb. Estas imagens, produzidas normalmente em microscópios eletrônicos de varredura, são capazes de revelar com detalhes as características internas dos cristais, possibilitando a obtenção de informações até mesmo antes da análise isotópica. Por exemplo, cristais que apresentam zonações oscilatórias são comumente crescidos a partir de processos ígneos, cristais sem estruturação interna e coloração homogênea ou zonas de sobrecrecimento com essas características são geralmente metamórficos. Quando estes sobrecrecimentos metamórficos apresentam em imagens de CL coloração preta ou cinza escuro indicam áreas com enriquecimento em U, que podem ter evoluído durante um evento metamórfico de baixo grau, por outro lado quando nas imagens de CL as zonas de sobrecrecimento possuem tonalidades brancas ou cinzas claras evidenciam áreas empobrecidas em U e podem sugerir que o crescimento ocorreu dentro de um evento metamórfico de alto grau. Além disto, núcleos herdados e zonas de sobrecrecimento são facilmente identificáveis e podem, portanto, serem datados. Desta forma o imageamento por CL ou BSE é uma rotina obrigatória a ser feita antes das análises U-Pb por microsonda iônica ou por ICP-MS de alta resolução acoplado a sistema de ablação a laser.

As características químicas do Urânio (U) e do Chumbo (Pb) que demonstram as vantagens do sistema U-Pb para datação de eventos de cristalização magmática, podem ser encontradas em [Faure \(1986\)](#) e [Faure & Mensing \(2005\)](#).

O método U-Pb pode trabalhar com três geocronômetros distintos, representados pelas razões $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, cujas características estão descritas em [Faure \(1986\)](#). O cálculo de idades U-Pb envolvendo a utilização destes cronômetros pode ser feito em dois diagramas concórdias principais, o diagrama de *Wetherill* ou normal ou, ainda, convencional que usa $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ na ordenada e $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ na abscissa e o diagrama de *Tera-Wasserburg* ou

inverso que usa $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ na abscissa e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ na ordenada. Nestes diagramas as idades serão concordantes se e só se o sistema tiver se mantido fechado desde a formação da rocha. Dois tipos de idade podem resultar deste procedimento: idade concórdia e idade média ponderada. A idade média ponderada resulta de seleção de um ou mais pontos, com idades concordantes, que para o caso se assume serem equivalentes num dado intervalo de confiança e se calcula a média. Caso contrário, quando houver perda de Pb ou ganho de U como resultado de metamorfismo ou meteorização química os pontos se afastarão da curva concórdia e se alinharão segundo uma reta chamada discórdia. Desta forma, a reta discórdia interceptará a curva concórdia em dois pontos chamados de interceptos superior e inferior, sendo que a idade obtida pelo intercepto superior pode representar a idade da cristalização do zircão. Para o intercepto inferior existem interpretações que relacionam o valor obtido a uma perda de Pb episódica ou contínua. Se a perda estiver relacionada a um episódio tectônico, a idade obtida para o intercepto inferior pode ser associada ao mesmo e, portanto, ter significado geológico. Por outro lado, se a perda de Pb é contínua, tal como observada em cristais de zircão metamítico, a idade do intercepto inferior não terá significado geológico. Os valores obtidos referem-se às idades médias $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ponderadas com limites de confiança de 95% (dois sigma). Os detalhes deste método se encontram em [Sato et al., \(2008\)](#).

O cálculo das idades U-Pb é feito através do programa ISOPLOT de [Ludwig \(2009\)](#), utilizando-se as constantes de decaimento radioativo para λ_1 (^{238}U) igual à $1,55125 \times 10^{-10}$ e λ_2 (^{235}U) igual à $9,8485 \times 10^{-10}$.

4.2.2. Método Sm-Nd em Rocha Total

Samário (Sm) e Neodímio (Nd) são elementos de terras raras sendo o ^{147}Sm o isótopo radioativo e o ^{143}Nd o isótopo radiogênico. Ambos elementos são largamente distribuídos nos minerais e rochas comuns mas suas concentrações são geralmente menores que 10ppm, exceto em fosfatos e rochas ígneas alcalinas nas quais Sm e Nd têm concentrações mais altas. Rochas ígneas máficas e ultramáficas apresentam razões Sm/Nd maiores que as das rochas intermédias á félsicas ([Faure, 1986](#)).

O método Sm-Nd, para além de permitir idades de eventos ígneos e metamórficos, é também de grande utilidade na caracterização de fontes magmáticas e de processos de interação magma-rocha, mediante cálculo dos valores do parâmetro petrogenético épsilon Nd (ϵ_{Nd}) e na inferência da idade de eventos de diferenciação mantélica do protolito crustal das rochas em estudo ou da idade de processos de metassomatismo do manto superior, através da obtenção das idades modelo manto empobrecido (T_{DM}) (De Paolo, 1988). As formas de cálculos destes parâmetros encontram-se descritas em Faure (1986) e DePaolo (1988).

O épsilon Nd (ϵ_{Nd}) se usa para comparar a razão inicial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de rochas ígneas e metamórficas na crosta da terra com as razões correspondentes $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de CHUR no momento da formação das rochas. Um valor positivo de épsilon indica que as rochas são derivadas de sólidos residuais no reservatório depois do magma ser retirado. Tais partes do reservatório são chamadas “empobrecidas em elementos com íons litofílicos maiores (*LIL*)” que são preferencialmente particionados na fase líquida durante a fusão parcial. Um valor negativo de épsilon indica que as rochas foram derivadas de fontes que tinham uma razão Sm/Nd inferior a do reservatório condrítico, significando que tais rochas foram derivadas ou assimiladas de rochas crustais mais antigas. Muitas vezes valores de épsilon Nd negativos ou positivos, mas menores do que aqueles estabelecidos para o manto empobrecido na época considerada podem indicar misturas de magmas mantélicos com magmas crustais ou magmas mantélicos que sofreram processos de contaminação crustal.

Finalmente, quando o valor de épsilon for zero, a composição isotópica de Nd na rocha é indistinguível da do reservatório condrítico do qual podemos concluir que as rochas podem ter sido derivadas diretamente daquele reservatório (Faure, 1986).

As idades Sm-Nd modelo manto empobrecido (T_{DM}) são largamente utilizadas na caracterização de eventos de acreção continental, uma vez que o principal evento que fraciona significativamente a razão Sm-Nd é a diferenciação de magmas do manto para a crosta. Geralmente estas idades modelo são consideradas como uma aproximação da idade de formação dos protolito crustal da rocha estudada quando a cristalização da crosta continental primitiva foi próxima do evento de diferenciação manto-crosta. Neste trabalho as idades modelo T_{DM} foram consideradas quando os valores da razão Sm-Nd não foram significativamente fracionados após a diferenciação mantélica dos magmas parentais, levando-se ainda em conta de que quando o magma parental da rocha estudada se origina de fusão parcial de várias rochas com protolitos distintos, as idades T_{DM} podem indicar uma média das idades de diferenciação mantélica das rochas envolvidas.

4.2.3. Método Rb-Sr

O estrôncio (Sr) é um elemento de terras alcalinas do grupo IIA com raio iónico de 1,13Å. O Sr pode substituir cálcio em muitos minerais. Este tem quatro isótopos naturais (^{88}Sr , ^{87}Sr , ^{86}Sr e ^{84}Sr) cujas abundâncias são 82,53%, 7,04%, 9,87% e 0,56%, respetivamente, sendo o isótopo ^{87}Sr o único radiogénico (Faure, 1986; Faure; Mensing, 2005). Segundo estes autores, as abundâncias isotópicas dos isótopos de Sr são variáveis devido à formação de ^{87}Sr pelo decaimento de ^{87}Rb . Por esta razão a composição isotópica de Sr numa rocha ou mineral que contenha Rb depende da idade e da razão Rb/Sr daquela rocha ou mineral.

Durante a cristalização fracionada do magma, o Sr tende a se concentrar em plagioclásio, enquanto Rb permanece na fase líquida. Consequentemente, a razão Rb/Sr do magma residual pode aumentar gradualmente no curso de cristalização progressiva. Rochas ígneas tendem a aumentar a razão Rb/Sr com o aumento do grau de diferenciação. Sr ocorre em plagioclásio, apatita e carbonatos, enquanto que Rb se concentra primariamente em mica, k-feldspatos e minerais argilosos (Faure, 1986).

A razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ é usada largamente para determinar se os granitóides são de origem crustal, mantélica ou híbrida. Isto se faz com ajuda do diagrama de evolução da razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus tempo geológico. Este tempo representa a idade de cristalização da rocha e pode ser obtido através do método U-Pb em zircão. As razões $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{inicial}}$ são calculadas a partir da regressão da razão atual $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ em função da razão Rb/Sr da rocha.

A evolução de Sr na Terra começou há cerca de $4,5 \pm 0,1$ Ga atrás com uma razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de cerca de 0,699, com base em estudo de basaltos de meteoritos acondríticos (Papanastassiou e Wasserbourg, 1969). Atualmente, a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ do manto isotopicamente heterogêneo é de $0,704 \pm 0,002$ (Faure, 1986).

Misturas de dois componentes com diferentes razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e concentrações de Sr formam uma hipérbole nos diagramas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus Sr. Procedimentos para equações e diagramas de mistura podem ser encontrados em Faure (1986).

CAPÍTULO V – CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA E GEOQUÍMICA

5.1. Petrografia

Foram selecionadas 19 amostras (Tabela 1) granitoides do Complexo de Bárue, da suíte de Guro e da área espacialmente inserida na Suíte de Guro como Chacocoma e Cuchamano para confecção de lâminas delgadas que foram usadas para estudos petrográficos em microscópio de luz transmitida. Isto serviu como base para seleção de métodos de análise laboratorial como geoquímica de elementos maiores, traço e terras raras em rocha total, geoquímica isotópica de Sr e Nd em rocha total e geocronologia U-Pb em zircão.

Tabela 1. Amostras representativas dos granitóides do Complexo de Bárue e da Suíte de Guro, Centro-Oeste de Moçambique

Amostra	Unidade no mapa	Petrografia	E. maiores (RT)	E. traço (RT)	ETR (RT)	U-Pb Zr	Sm-Nd (RT)	Rb-Sr (RT)
Complexo de Bárue								
12FR09	Gnaiss leococrático do Monte Tomonda	X					X	X
BA-010	Ortognaisse de Inchope	X					X	X
BA-023	Ortognaisse de Inchope	X	X	X	X	X	X	X
BA-028	Ortognaisse de Inchope	X	X	X	X	X	X	X
BA-029	Ortognaisse de Inchope	X	X	X	X	X	X	X
25FR-09	Gnaiss do Monte Chissui	X	X	X	X	X	X	X
BA-009	Gnaiss do Monte Chissui	X					X	X
15FR09	Granito do Monte Senge	X	X	X	X	X	X	X
Suíte de Guro								
MB-81	Granito-gnaiss do Monte Calinga Muci	X					X	X
MB-79	Granito-gnaiss do Monte Calinga Muci	X					X	X
20FR09	Granito-gnaiss do Monte Calinga Muci	X	X	X	X	X		
MB-83	Granito-gnaiss do Monte Calinga Muci	X	X	X	X	X	X	X
MB-84	Gnaiss migmatítico da Serra Banguatere	X	X	X	X	X	X	X
MB-92	Gnaiss migmatítico da Serra Banguatere	X					X	X
19FR09	Gnaiss migmatítico da Serra Banguatere	X					X	X
Chacocoma								
MB-85	Granito de Chacocoma	X					X	X
MB-93	Granito de Chacocoma	X					X	X
MB-87	Granito de Chacocoma	X	X	X	X	X		
Cuchamano								
MB-78	Granito foliado de Cuchamano	X	X	X	X	X	X	X

5.1.1. Complexo de Bárue

5.1.1.1. Ortognaísse de Inchope

O ortognaísse de Inchope possui composição variando de granodiorítica à tonalítica e é aflorante nas partes leste (Posto Administrativo de Inchope) e oeste (Vila de Chimoio) do Complexo de Bárue (Figura 8).

O ortognaísse que aflora na parte leste do Complexo de Bárue é cortado por veios pegmatíticos (Figura 9B) e apresenta zonas de greisenização, principalmente nas bordas. Esta rocha é holocristalina cinza clara, com texturas fanerítica e porfirítica com fenocristais de k-feldspato dispersos e possui uma granulação variável entre fina a média sendo levemente foliada. Em seção delgada, a textura é granular variando de xenomórfica a hipidiomórfica. Esta rocha apresenta como mineralogia principal quartzo, plagioclásio, microclina, biotita e muscovita, e como acessórios minerais opacos, titanita, anfibólio (hornblenda), zircão, apatita e monazita (Figura 9A). Pode se observar ainda inclusões de mirmequita.

O quartzo ocorre em forma de grãos incolores, anédricos, com limites que frequentemente se adaptam às formas dos outros minerais e apresenta extinção ondulada bem como desenvolvimento de sub-grãos e contatos indentados evidenciando processos de recrystalização e deformação. A microclina ocorre com macla em xadrez e/ou com textura mirmequítica. Estes cristais são idiomórficos a hipidiomórficos. O plagioclásio é hipidiomórfico a xenomórfico e apresenta inclusões de biotita e muscovita. Neste mineral são observadas evidências de processos de microclinização e muscovitização. A biotita e moscovita apresentam-se como inclusões no plagioclásio ou em contato com outros minerais originando orientação preferencial da rocha.

Figura 9. Ortognaísse de Inchope aflorante à leste do Complexo de Bárue. (A) Fotomicrografia em luz transmitida e nícois cruzados do ortognaísse de Inchope em que se observam cristais sub-édricos a anédricos de quartzo (Qz), k-feldspato (K-feld), biotita (Bt) e muscovita (Musc) como minerais constituintes principais. (B) veios pegmatíticos cortando o ortognaísse de Inchope. Simbologia de acordo com Kretz (1983).

O ortognaísse que aflora na parte oeste do Complexo de Bárue (Figura 8), nas pedreiras do Monte Chigove (junto ao cruzamento para Tete, na estrada de Chimoio para Manica) e Matsinho (Vanduzi) é porfirítico, caracterizado por textura grano-lepido-nematoblástica e cortado por diques máficos. Observam-se em alguns afloramentos bolsões de material máfico constituídos por hornblenda. Este ortognaísse é constituído majoritariamente por quartzo, plagioclásio, feldspato potássico e biotita. Apresenta pequenas proporções de hornblenda. Os minerais acessórios deste granito são titanita, apatita, muscovita, clorita, zircão, granada e opacos (Figura 10). O quartzo é anédrico, parcialmente recrystalizado e mostra extinção ondulada. A hornblenda se apresenta em forma de cristais sub à euédricos com clivagem tipicamente oblíqua, inclusões de quartzo, feldspato, biotita, apatita, zircão e epídoto. A biotita está associada a hornblenda definindo a orientação preferencial e contem inclusões de quartzo e feldspato. A biotita se altera por vezes para hornblenda e muscovita. O plagioclásio forma cristais euédricos e apresenta-se por vezes sericitizado e deformado. O feldspato potássico se apresenta em forma de cristais anédricos com extinção ondulada devido à deformação e por vezes em alteração para muscovita. A granada se apresenta em forma de cristais sub-édricos à euédricos com inclusões de quartzo, biotita e muscovita.

Figura 10. Detalhes micro e macroscópicos de três amostras de ortognaísse de Inchope aflorante à Oeste do Complexo de Bárue. Em primeiro lugar, na amostra BA-023 se observam na foto (A) bolsões de material máfico e na microfotografia de luz transmitida e nícois cruzados (B) associações mineralógicas com hornblenda (Hbl), quartzo (Qz) e biotita (Bt). Em seguida, na amostra BA-028 pode se verificar na foto (C) a predominância de material máfico no ortognaísse de Inchope e na microfotografia de luz transmitida e nícois cruzados (D) a orientação preferencial definida pelos minerais máficos. Por fim, na amostra BA-029 se nota na foto (E) evidências de fusão parcial e na microfotografia de luz transmitida e nícois cruzados (F) cristal de granada (Grt) em uma matriz de biotita (Bt), k-feldspato (Kfs) e quartzo (Qz). Simbologia de acordo com [Kretz \(1983\)](#).

5.1.1.2. Granito do Monte Senge

O granito do Monte Senge ocorre na parte norte do Complexo de Bárue (Figura 8) e compreende plutons alongados e lentes colocadas paralelamente à foliação das rochas hospedeiras constituídas por meta-arcose, gnaísses e migmatitos com bandas anfibolíticas. Este granito é de granulação média a grossa, fracamente deformada e caracterizada por uma textura granoblástica e coloração cinzenta acastanhada clara. Mineralogicamente a rocha é constituída por quartzo, feldspato potássico, principalmente na forma de mesopertita, e plagioclásio. Os minerais máficos são representados por hornblenda e biotita (Figura 11) e os minerais acessórios são principalmente granada, clinopiroxênio, ortopiroxênio, zircão e opacos.

Figura 11. Aspectos macro e microscópicos do gnaísse do Monte Senge à norte do Complexo de Bárue. (A) amostra de mão do granito do Monte Senge fanerítica e de coloração acastanhada e (B) microfotografia em luz transmitida e nicois cruzados mostrando a composição mineral principal como quatrzo (Qz), plagioclásio (Plg), Biotita (Bt) e hornblenda (Hbl). Simbologia de acordo com [Kretz \(1983\)](#).

5.1.1.3. Granito do Monte Chissui

O granito do Monte Chissui aflora a 5km a sudoeste da cidade de Chimoio (Figura 8) e no extremo oeste do Complexo de Bárue. O gnaísse do Monte Chissui apresenta colorações que variam de cinzenta acastanha na parte oeste do Complexo de Bárue à cinzenta clara na parte sudoeste da cidade de Chimoio. Este gnaísse apresenta porfiroblastos de K-feldspato deformados se tornando migmatítico e gnaísse *augen* na parte oeste do Complexo de Bárue e autólitos ou bolsões compostos por material anfibolítico na parte sudoeste da cidade de

Chimoio. A composição mineralógica principal deste gnaiss consiste de quartzo, plagioclásio, hornblenda e biotita e os minerais acessórios são zircão, titanita, monazita, epidoto, calcita e opacos (Figura 12). O plagioclásio apresenta intercrescimento de quartzo originando textura vermicular (mirmequita). Alguns cristais de hornblenda estão geminados e outros contêm inclusões de plagioclásio.

Figura 12. Fotomicrografia do granito do Monte Chissui. (A) amostra de mão do granito do Monte Chissui na zona de Catandica e respectiva microfotografia (B), luz transmitida e nícois cruzados, mostrando quartzo (Qz), plagioclásio (Plg), biotita (Bt) e muscovita (Musc). (C) afloramento do gnaiss do Monte Chissui a sul de Chimoio onde pode-se observar os autólitos compostos por anfibólio e respectivo aspecto micrográfico de luz transmitida e nícois cruzados (D) mostrando a presença de biotita (Bt), hornblenda (Hbl) e plagioclásio (Plg). Simbologia de acordo com Kretz (1983).

5.1.2. Suíte de Guro

5.1.2.1. Granito-gnaiss do Monte Calinga Muci

Esta rocha é a componente majoritária da suíte de Guro, aflorando nas variedades máfica e félsica em bandas tectonicamente estiradas formando por vezes *boudins* e observáveis na ponte de Changara. Para a confecção de lâmina delgada se selecionou a parte félsica, que é constituída por feldspato potássico, quartzo, biotita e plagioclásio, como minerais principais e como minerais acessórios ocorrem muscovita, hornblenda, ortopirexênio, titanita, zircão, clorita, granada e opacos (Figura 13). O feldspato potássico varia de sub-édrico a anédrico e está exsolvido conferindo a rocha textura granofírica caracterizada pelo intercrescimento de quartzo e feldspato potássico que apresenta por vezes coronas de alteração. Os cristais de quartzo se apresentam variando de idiomórfico a xenomórfico e por vezes são intercrescidos com ortopiroxênio, k-feldspato e plagioclásio. A biotita se apresenta em cristais euédricos que junto com ortopiroxênio e hornblenda definem a orientação preferencial que se observa na rocha. A muscovita está em cristais anédricos resultantes da alteração do plagioclásio. O zircão se apresenta em forma de pequenos cristais euédricos com fortes cores de interferência.

Figura 13. Amostras de mão do gnaiss do Monte Calinga Muci, 20FR09 (A) e MB-83 (C) e suas respectivas fotografias de lâminas delgadas obtidas em luz transmitida e nícois cruzados mostrando em (B) exsolução no feldspato potássico (K-feld) e (D) cristais de biotita (Bt) e grãos anédricos de quartzo (Qz). Simbologia de acordo com Kretz (1983).

5.1.2.2. Granito-gnaiss da Serra Banguatere

O granito-gnaiss da Serra Banguatere representa a componente félsica pura da Suíte de Guro formando foliações e dobramentos monoclinais e isoclinais. Os principais constituintes minerais desta rocha são quartzo, feldspato potássico e plagioclásio. Os minerais acessórios são hornblenda, biotita, ortopiroxênio, granada, zircão, apatita e opacos (Figura 14).

Figura 14. Fotomicrografia do gnaiss da Serra Banguatere obtida em luz transmitida e nícois cruzados (MB-84) mostrando em (A) e (B) quartzo (Qz), k-feldspato (K-feld) e hornblenda (Hbl) como constituintes minerais. Simbologia de acordo com Kretz (1983).

5.1.3. Granito foliado do Complexo de Mudzi (Cuchamano)

Esta rocha aflora a oeste da Suíte de Guro em Cuchamano sendo fanerítica e hipidiomorfica (Figura 15), granulação fina à média, fracamente orientada à gnáissica com coloração cinzenta acastanhada e leucocrática. A mineralogia principal é composta por plagioclásio, quartzo, biotita e feldspato potássico. Os minerais acessórios são a hornblenda, piroxênio, zircão, apatita e granada.

Figura 15. Granito foliado do Complexo metamórfico de Mudzi (MB-78). (A) amostra de mão e (B) respectiva lâmina delgada, luz transmitida e nícois cruzados, mostrando cristal de zircão incluído em quartzo. Simbologia de acordo com Kretz (1983).

5.1.4. Granito de Chacocoma

Esta rocha aflora na parte Norte da Suíte Metamórfica de Mungari (Figura 8) sendo acinzentada e de granulação média à grossa com textura ígnea porfirítica por vezes deformada em gnaiss milonítico *augen* e em contacto magmático com rochas gabróicas. Os componentes minerais principais desta rocha são o feldspato potássico, quartzo, plagioclásio e biotita e os minerais secundários são basicamente a hornblenda, ortopiroxênio, zircão, granada e opacos (Figura 16). Em seção delgada, os minerais constituintes variam de subédricos à euédricos.

Figura 16. Granito de Chacocoma (MB-87). (A) amostra de mão, (B) e (C) biotita, hornblenda e opaco como fase máfica. Simbologia de acordo com Kretz (1983).

5.2. Litogeoquímica

Foram selecionadas 27 amostras de granitóides do Complexo de Bárue e da Suíte de Guro (Figura 8 e Tabela 1) para análises químicas. Destes granitóides, dois deles foram analisados para elementos maiores, traço e de Terras Raras no Laboratório de química do IGc/USP (Manjate, 2011) e 10 foram analisados para elementos maiores, traço e de Terras Raras no laboratório do BVML (Este estudo) e outros 15 são dados inéditos de elementos maiores e traço que constam de relatórios técnicos internos da Direcção Nacional de Geologia referentes ao mapeamento geológico à escala 1:250.000 em Moçambique feito pelo GTK. As composições dos elementos maiores, traço e terras raras dos granitóides selecionados estão colocadas no Anexo 2.

5.2.1. Diagramas de Classificação

a) Elementos maiores

No diagrama alcalis totais versus sílica (TAS, Cox et al., 1979; Figura 17D), os granitóides estudados são intermediários à ácidos e situam-se nos campos de granito, granodiorito, sienodiorito e diorito mostrando uma composição sub-alcalina/toleítica. Algumas amostras da Suíte de Guro caem no campo do granito e do sienodiorito com composições alcalinas. Em termos de relações A/NK versus A/CNK, índice de saturação em alumina (Shand, 1943; Figura 17C) os granitóides estudados mostram afinidades metaluminosa e peraluminosa. A maioria dos granitóides estudados são híbridos caindo nos campos alcali-cálcico e cálcio-alcálcico (Frost et al., 2001; Figura 17A). No diagrama AFM (Irvine & Baragar, 1971; Figura 17B) a maioria das rochas do Complexo de Bárue projetam-se no campo da série cálcio-alcalina enquanto que todas rochas da Suíte de Guro projetam-se no campo toleítico.

Figura 17. Diagramas de classificação de granitóides. A. *Modified Alkali Lime Index* (MALI) de Frost et al., (2001); B. Diagrama AFM (Irvine & Baragar, 1971); C. Diagrama A/CNK vs ASI (Shand, 1943) e D. Diagrama Total Alkali-Sílica (TAS) de Cox et al., (1979).

b) Elementos traço

As rochas da suíte de Guro são basicamente granitos do tipo A no diagrama proposto por Whalen et al., (1987) para classificar os granitóides (Figura 18). Por sua vez, as rochas do Complexo de Bárue se enquadram nos campos de granitos I&S e granitos tipo A.

Figura 18. Diagramas de classificação de granitóides propostos por [Whalen et al., \(1987\)](#) usando $10000 \cdot \text{Ga}/\text{Al}$ versus Zn, Y, Ce, Nb e Zr

5.2.2. Diagramas de variação tipo *Harker*

5.2.2.1. Elementos Maiores

No geral as rochas das unidades selecionadas apresentam valores similares e com ampla variação das composições de elementos maiores. Em primeiro lugar, os granitoides do Complexo de Bárue apresentam teores de SiO_2 entre 54,3 e 75,9%, de K_2O entre 1,24 e 6,16%, de Fe_2O_3 entre 0,55 e 10,06%, de MnO entre 0,01 e 0,19%, de MgO entre 0,04 e 3,43 e de TiO_2 entre 0,01 e 1,83%. Por fim, as rochas da Suíte de Guro apresentam teores de SiO_2 entre 59,56 e 77,5%, de K_2O entre 1,19 e 8,01%, de Fe_2O_3 entre 1,10 e 8,01%, de MnO entre 0,01 e 0,13%, de MgO entre 0,15 e 2,82 e de TiO_2 entre 0,05 e 1,2%.

As variações de elementos maiores em relação à SiO_2 são mostradas na Figura 19. MgO , CaO , TiO_2 , Fe_2O_3 e P_2O_5 mostram uma correlação negativa com o SiO_2 , enquanto que o K_2O exibe uma correção positiva com SiO_2 . Além disso, Na_2O e Al_2O_3 apresentam um comportamento não claro com o aumento de SiO_2 . O decréscimo de MgO , CaO , TiO_2 , P_2O_5 e Fe_2O_3 reflete o fracionamento de anfibólio, plagioclásio, apatita e minerais de Fe-Ti durante a cristalização das rochas estudadas.

Figura 19. Diagramas de variação tipo Harker de elementos maiores.

5.2.2.2. Elementos Traço

Os teores de Rb e Sr nas rochas do Complexo de Bárue variam entre 27 – 561 ppm e 20 – 795 ppm, respectivamente. Estes valores nas rochas da suíte de Guro se situam entre 33,2 – 323 ppm e 20 – 547,6 ppm, respectivamente. As concentrações de Ba estão na ordem de 91 – 1767 ppm nas rochas do Complexo de Bárue e 59 – 1662 ppm nas rochas da suíte de Guro. As concentrações de Zr, Y e Ce variam de 21 – 814 ppm, 5,7 – 127 ppm e 16 – 280 ppm,

respectivamente, nas rochas do Complexo de Bárue. Estes elementos apresentam teores que variam de 132 – 872 ppm, 20,6 – 139,5 ppm e 36 – 432 ppm, respectivamente, nas rochas da suíte de Guro.

Nos diagramas de variação o Zr e Ce mostram um grande espalhamento e não se correacionam com SiO₂. O Rb e Y mostram uma correlação positiva com SiO₂ enquanto que o Ba e Sr mostram uma correlação negativa (Figura 20).

Figura 20. Diagramas de variação tipo Harker de elementos traço versus sílica.

5.2.3. Diagramas spider

Diagramas spider para elementos traço e de Terras Raras são utilizados para mostrar o enriquecimento em elementos incompatíveis (Gill, 2010). Nos diagramas com elementos traço o eixo vertical representa os teores dos elementos normalizados com respeito a um

determinado reservatório (ex. Manto primitivo) na escala logarítmica e o horizontal os vários elementos colocados da esquerda para direita segundo a ordem do decréscimo das suas incompatibilidades. Para os diagramas de elementos de terras raras se coloca no eixo vertical os teores dos elementos normalizados para certos reservatórios (ex. Condritico) na escala logarítmica e no vertical os elementos de terras raras dos leves a esquerda e pesados a direita.

5.2.3.1. Elementos traço

Nos diagramas *spider* normalizados para manto primitivo (Sun & McDonough, 1989) as rochas do Complexo de Bárue e da suíte de Guro mostram no geral um enriquecimento em elementos mais incompatíveis relativamente aos menos incompatíveis e anomalias negativas de Ba, Nb, P e Ti e anomalias positivas Dy, Nd e K (Figuras 21 e 22).

a) Complexo de Bárue

As rochas do Complexo de Bárue apresentam diversos graus de enriquecimento em alguns elementos incompatíveis nos diagramas *spider* (Figura 21). Em primeiro lugar, o granito do Monte Chissui apresenta anomalias negativas de Ti, Sm, P, Pr, Ce e Nb e anomalias positivas de Y, Eu, Zr, Sr, Pb, K e Ba. Em seguida, o granito do Monte Senge apresenta anomalias negativas de Ti, Zr, P, Pb, Nb, U e Ba. O ortognaísse de Inchope apresenta três amostras com características distintas. A primeira é uma rocha que apresenta anomalias negativas de Ti, Zr, P, Ce, Nb e Ba e anomalias positivas de Rb, U, K, Pb, Nd, Sm e Dy. A outra é uma rocha com anomalias positivas de Dy, Nb, Pr, La, Th e Rb e anomalias negativas de Ti, Zr, P, Pb, Nb e Ba e a última é uma rocha com anomalias negativas de Rb, Nb, Pb, Sr e Ti e anomalias positivas de Dy, Nd, Pr, La e Ba.

Figura 21. Diagrama (escala logarítmica) de distribuição de elementos incompatíveis normalizados ao manto primitivo do Complexo de Bárue (Sun & McDonough, 1989).

b) Suíte de Guro

As rochas da suíte de Guro caracterizam-se por diversos padrões de enriquecimento e empobrecimento em elementos incompatíveis nos diagramas *spider* (Figura 22). O gnaiss migmatítico da Serra Banguatere apresenta duas amostras com características distintas no diagrama *spider*. Uma das amostras de gnaiss migmatítico da Serra Banguatere mostra anomalias negativas de Ti, P, Pb, Nb, U e Ba e anomalias positivas de Nd, Pr, La, Th e Rb. A outra apresenta anomalias negativas de Ti, Sr, Nb e Ba e anomalias positivas de Dy, Nd, Pr, La, K, Th e Rb. Em seguida, o granito-gnaiss do Monte Calinga Muci apresenta anomalias negativas de Ba, Nb, Pb, Sr e Ti e anomalias positivas Rb, Th, K, La, Nd e Dy. Para o granito de Chacocoma as anomalias notáveis são a fortemente positiva de U e as negativas de Th, Nb, Pb, P e Ti. O granito foliado de Cuchamano é marcado pela presença de anomalia positivas de Rb, K, Pr, Zr e Dy e anomalias negativas de Nb, P e Ti.

Figura 22. Diagrama (escala logarítmica) de distribuição de elementos incompatíveis normalizados ao manto primitivo da suíte de Guro (Sun & McDonough, 1989).

5.2.3.2. Elementos de terras raras

A projeção de elementos de terras raras normalizados para Condritos (Boyton, 1984) é mostrada nas figuras 23 e 24. As rochas da Suíte de Guro e do Complexo de Bárue mostram um comportamento similar. Este comportamento caracteriza-se pelo moderado enriquecimento em elementos de terras raras leves (LREE) relativamente a elementos terras raras pesadas (HREE) com moderadas a fortes anomalias de Eu ($Eu/Eu^*=0,2-1,2$; Tabela 2).

Tabela 2. Elementos de terras raras normalizados ao Condrito (Boyton, 1984)

Amostra	LaN	CeN	PrN	NdN	SmN	EuN	GdN	TbN	DyN	HoN	ErN	YbN	LuN	Eu/ Eu*	LaN/ YbN	LaN/ SmN	CeN/ YbN	CeN/ SmN	EuN/ YbN
Complexo de Bárue																			
BA-023	276,45	226,4	175,9	143	86,46	55,2	60,39	47,26	40,3	33,7	32,7	28,2	28,6	0,8	9,81	3,2	8,03	2,62	1,96
BA-028	460	346,8	230,3	166,7	80,62	23,7	48,76	35,65	28,9	23,4	19,1	17	17,1	0,4	27,1	5,71	20,4	4,3	1,39
BA-029	67,1	46,04	29,18	21,33	13,69	7,35	6,99	5,06	3,39	2,51	3,43	3,44	3,42	0,8	19,5	4,9	13,4	3,36	2,13
25FR-09	50,97	19,8	17,79	12,33	6,41	6,67	6,25	4,22	2,83	2,09	2,52	2,82	2,48	1,1	18,1	7,95	7,01	3,09	2,36
15FR-09	391,29	328,3	217,3	160	76,87	23,4	45,95	33,12	26,5	20,8	20,1	18,6	18	0,4	21,1	5,09	17,7	4,27	1,26

Suíte de Guro

20FR09	581,94	410	357,1	269,5	167,8	33,3	124,1	110,6	94	84,1	79	68,4	58,1	0,2	8,51	3,47	6	2,44	0,49
MB-83	416,45	319,6	244,2	183,8	108,2	49,7	78,42	67,51	56,3	49,4	47,9	46,7	45,7	0,5	8,93	3,85	6,85	2,95	1,06
MB-84	473,87	357,9	268,3	207,7	117,7	47,9	77,84	67,93	56,7	47,5	46,5	37,2	34,2	0,5	12,7	4,02	9,62	3,04	1,29

Granito de Chacocoma (Mesoproterozóico)

MB-87	92,9	75,12	56,39	48,33	28,92	27,4	18,57	14,98	12,6	10	9,62	7,37	8,39	1,2	12,6	3,21	10,2	2,6	3,71
-------	------	-------	-------	-------	-------	------	-------	-------	------	----	------	------	------	-----	------	------	------	-----	------

Complexo de Mudzi (Cuchamando)

MB-78	128,06	97,52	74,18	60,33	38,31	24,4	25,41	20,68	17	13,8	13,9	12,1	12,1	0,8	10,6	3,34	8,09	2,55	2,02
-------	--------	-------	-------	-------	-------	------	-------	-------	----	------	------	------	------	-----	------	------	------	------	------

a) Complexo de Bárue

As rochas do Complexo de Bárue caracterizam-se de maneiras diversificadas no diagrama de elementos de terras raras normalizados para Condrito. Em primeiro lugar, o ortognaísse de Inchope (BA-023, BA-028 e BA-29) apresenta médias à fortes anomalias negativas de Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^*=0,4-0,8$). Por sua vez, o granito do Monte Senge (15FR09) apresenta valores de $\text{LaN}=391,29$ e $(\text{La}/\text{Yb})\text{N}=21,1$ com forte anomalia negativa de Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^*=0,4$). Finalmente, o granito do Monte Chissui (25FR09) mostra valores de $\text{LaN}=50,97$ e $(\text{La}/\text{Yb})\text{N}=18,1$ e sem nenhuma anomalia de Eu (Figura 23).

Figura 23. Diagrama (escala logarítmica) *spider* para elementos de terras raras (Boyton, 1984), granitóides do Complexo de Bárue.

b) Suíte de Guro

As rochas da Suíte de Guro caracterizam-se de maneiras variadas no diagrama de elementos de terras raras normalizados para Condrito (Figura 24). Em primeiro lugar, se observam fortes anomalias negativas de Eu no gnaiss migmatítico (MB-83) da Serra Banguatere ($\text{Eu}/\text{Eu}^*=0,5$) e no granito gnaíse (MB-84 e 20FR09) do Monte Calinga Muci ($\text{Eu}/\text{Eu}^*=0,2 - 0,5$). Em seguida, o granito de Chacocoma (MB-87) apresenta valores de $\text{LaN}=92,9$ e $(\text{La}/\text{Yb})\text{N}=12,6$ com moderada anomalia positiva de Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^*=1,2$). Finalmente, o granito foliado de Cuchamano (MB-78) mostra valores de $\text{LaN}=128,06$ e $(\text{La}/\text{Yb})\text{N}=10,6$ e com moderada anomalia negativa de Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^*=0,8$).

Figura 24. Diagrama (escala logarítmica) *spider* para elementos de terras raras (Boyton, 1984) dos granitóides da suíte de Guro.

5.2.4. Discriminação de ambientes tectônicos

Diagramas discriminantes de ambientes tectônicos (Pearce et al., 1984) são apresentados na figura 25. No diagrama Y+Nb vs Rb e Ta+Yb vs Rb (Figura 25 B, C) algumas amostras do Complexo de Bárue e da suíte de Guro projetam-se nos campos de granitos intra-placa (WPG) e granitos de arcos vulcânicos e um granito do Complexo de Bárue projeta-se no campo de granitos sincolisionais. No diagrama Y vs Nb (Figura 25A) os campos são reduzidos colocando os granitos de arcos vulcânicos e sincolisionais em um único. No diagrama Yb vs Ta (Figura 25D) os granitóides do Complexo de Bárue e da suíte de Guro projetam-se nos campos de granitos de arcos vulcânicos e intra-placa. As amostras do Complexo de Bárue e da Suíte de Guro projetam-se no geral nos campos de Granitos de Arco Vulcânico e Granitos Intra-placa.

Figura 25. Diagramas (eixos na escala logarítmica) de discriminação de ambientes tectônicos (Pearce et al., 1984) com projeção de granito do Monte Chissui (25FR09), Granito de Inchope (BA-023, BA-028 e BA-029), granito do Monte Senge (15FR09), gnaíto do Monte Calinga Muci (MB-83 e 20FR09), gnaíste migmatítico da Serra Banguatere (MB-84), granito de Chacocoma (MB-87) e granito foliado de Cuchamano (MB-78)

CAPÍTULO VI – CARACTERIZAÇÃO GEOCRONOLÓGICA E ISOTÓPICA

6.1. Método U-Pb em Zircão (*Análise in situ*)

Foram selecionadas, para estudos geocronológicos pelo método U-Pb em zircão, dez amostras de rochas graníticas provenientes do Complexo de Bárue, da Suíte de Guro, de Chacocoma e do Complexo Metamórfico de Mudzi. Estas amostras incluem os denominados Ortognaísse de Inchope, Granito do Monte Chissui, Granito do Monte Senge, Granito-gnaísse do Monte Calinga Muci, Gnaísse migmatítico da Serra Banguatere, Granito de Chacocoma e Granito foliado de Cuchamano. As análises U-Pb em zircão foram feitas usando microsonda iônica de alta resolução do tipo SHRIMP IIe e, como referência, o padrão TEMORA segundo procedimentos descritos em [Sato et al., \(2014\)](#). Todos os erros foram considerados como 1σ e os cálculos das idades feitos com uso do programa ISOPLOT de [Ludwig \(2009\)](#).

6.1.1. Complexo de Bárue

O Complexo de Bárue foi datado através das amostras do Ortognaísse de Inchope (BA-023, BA-028 e BA-029), Granito do Monte Chissui (25FR09) e do Granito do Monte Senge (15FR09).

i. Ortognaísse de Inchope

A amostra BA-023 vem de uma pedreira do Monte Chigove, na rodovia EN-6, próximo ao desvio para rodovia EN-102 no sentido para Tete (Figura 8). Trata-se de um corpo de ortognaísse cortado por veios pegmatíticos e bolsões de material máfico.

Os zircões da amostra BA-023 são sub-édricos à euédricos prismáticos alongados de 250 até 380 μm de comprimento e 125 μm de largura. Eles são incolores e transparentes a suavemente opacos (Figura 26).

Figura 26. Imagem de lupa dos zircões da amostra BA-023, Complexo de Bárue

Na imagem de catodoluminescência (Figura 27) os zircões apresentam várias características, sendo uma delas a presença de núcleos de coloração escura à cinzenta com zonas de crescimento oscilatório e bordas finas escuras. A outra característica notável dos zircões da amostra BA-023 são alguns núcleos exibindo marcas de inclusões e outros homogêneos, não exibindo zoneamento composicional ou zonas de crescimento oscilatório. Outra característica ainda é em alguns núcleos se observarem um padrão heterogêneo e um zoneamento convoluto bem como observarem-se feições de desenvolvimento de domínios rehomogeneizados de baixo U cortando discordantemente zonas de crescimento oscilatório. Estas características indicam que os zircões são de origem magmática e sofreram processos de recristalização tardi à pós-magmáticos. As zonas de crescimento oscilatório são de origem magmática ou anatética (fusão parcial) e as bordas escuras não mostram zoneamento, sugerindo alto teor de U ou altas perdas de Pb. Assim as inclusões minerais e as feições de catodoluminescência sugerem que os núcleos magmáticos foram sobrecrescidos por mantos resultantes de fusão parcial ou recristalização e as bordas provavelmente resultaram de metamorfismo subsequente.

Figura 27. Imagem de catodoluminescência de amostra BA-023, ortognáisse de Inchope

No concentrado de zircão da amostra BA-023 foram realizadas 29 análises isotópicas U-Pb em 27 grãos, selecionando principalmente núcleos, muitos deles com zoneamento oscilatório, e algumas bordas. Os dados analíticos constam da Tabela 3.

Os pontos analisados nos núcleos dos grãos forneceram teores de U que variam de 115 à 430 ppm (média de 187 ppm) e de Th que variam de 57 a 170 ppm (média de 93 ppm) e razões Th/U entre 0,15 e 0,69 (média de 0,55), típicas de zircão cristalizado durante processos ígneos. As idades aparentes $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ variaram de 1028 ± 78 a 1164 ± 23 Ma. Por sua vez, as bordas dos grãos analisados forneceram teores de U que variam de 117 a 740 ppm (média de 432 ppm) e de Th que variam de 58 a 298 ppm (média de 117 ppm), razões Th/U entre 0,14 e 0,69 (média de 0,33) e idades aparentes $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ que variam de 875 ± 28 a 1095 ± 10 Ma.

Tabela 3. Resultados analíticos e idades calculadas para amostras do Complexo de Bárue. Nos pontos analíticos estão representados Núcleos (N) e Bordas (B)

Ponto	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (%)	U (ppm)	Th (ppm)	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*$ (ppm)	Idade $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	erro (1 σ)	disc (%)	$^{207}\text{Pb}^*$ ^{235}U	erro (1 σ)	$^{206}\text{Pb}^*$ ^{238}U	erro (1 σ)	erro correl
Amostra BA-23													
1.1N	0,21	164	85	0,54	26,6	1092	30	-2	1,97	1,9	,1883	1,2	,638
2.1N	0,09	178	100	0,58	28,7	1116	22	1	1,98	1,6	,1870	1,2	,735
2.2N	10,03	131	75	0,59	21,6	1125	527	11	1,81	26,6	,1700	2,3	,087
3.1N	-0,07	131	88	0,69	20,3	1164	23	8	1,97	3,2	,1814	3,0	,931
4.1N	0,10	173	99	0,59	27,2	1111	25	2	1,94	1,7	,1833	1,2	,696
5.1N	0,15	126	76	0,62	20,2	1103	34	0	1,97	2,1	,1869	1,3	,594
6.1B	0,11	397	119	0,31	49,6	996	27	14	1,45	1,8	,1453	1,3	,686
6.2N	-0,04	178	101	0,59	28,4	1116	21	2	1,96	1,6	,1855	1,2	,752
7.1N	0,08	178	98	0,57	28,4	1098	22	0	1,95	1,7	,1860	1,2	,736
8.1N	0,42	115	66	0,59	18,5	1085	51	-1	1,94	2,9	,1860	1,3	,463
9.1N	0,06	152	93	0,64	24,0	1142	31	5	1,98	2,0	,1841	1,2	,624
10.1N	0,11	151	90	0,62	21,6	1046	30	5	1,71	2,0	,1668	1,3	,651
11.1N	0,42	155	100	0,66	24,7	1073	48	-1	1,91	2,7	,1841	1,2	,465
12.1N	0,20	237	120	0,52	37,4	1109	27	2	1,94	1,8	,1837	1,2	,671
13.1N	0,28	120	57	0,49	18,7	1043	33	-3	1,84	2,1	,1806	1,3	,628
14.1N	0,28	172	100	0,60	26,8	1056	36	-1	1,85	2,2	,1805	1,2	,568
15.1B	0,96	385	58	0,15	42,2	965	59	26	1,24	3,3	,1260	1,5	,468
16.1B	0,31	391	80	0,21	44,9	875	28	8	1,25	2,0	,1333	1,5	,738
17.1B	0,32	238	77	0,33	34,2	1006	29	2	1,67	2,3	,1662	1,8	,780
18.1B	0,00	713	125	0,18	132,4	1079	22	-15	2,25	1,9	,2162	1,5	,817
19.1B	0,12	117	78	0,69	18,6	1091	35	0	1,93	2,3	,1842	1,5	,662
20.1B	0,06	740	298	0,42	118,8	1095	10	-1	1,96	1,5	,1869	1,4	,946
21.1N	0,39	288	96	0,35	42,9	1039	27	1	1,76	2,0	,1730	1,5	,744
22.1B	1,50	632	85	0,14	98,6	1085	61	2	1,86	3,4	,1786	1,6	,461
23.1N	0,39	430	64	0,15	66,2	1053	50	0	1,83	3,0	,1783	1,7	,579
24.1B	3,85	273	132	0,50	42,2	1194	130	17	1,90	6,8	,1721	1,5	,225
25.1N	1,38	271	170	0,65	40,2	1028	78	2	1,72	4,1	,1698	1,5	,366
26.1N	0,10	214	87	0,42	28,7	1070	23	14	1,61	1,9	,1560	1,5	,798
27.1N	0,12	169	100	0,61	26,4	1071	24	0	1,88	2,0	,1816	1,5	,786
Amostra BA-28													
1.1N	0.00	606	90	0.15	72.7	977	14	16	1.38	1.3	.1398	1.1	.859
2.1N	0.04	518	136	0.27	80.7	1110	11	3	1.91	1.3	.1812	1.1	.894
3.1N	-0.01	431	135	0.32	61.0	1100	12	12	1.73	1.3	.1648	1.1	.890
4.1N	2.01	414	95	0.24	84.9	1071	78	-21	2.41	4.0	.2332	1.2	.291
5.1N	0.17	197	100	0.53	30.5	1118	23	5	1.91	1.7	.1801	1.2	.721
6.1N	0.11	386	148	0.40	52.8	1029	17	8	1.62	1.4	.1593	1.2	.816
7.1N	0.34	363	157	0.45	58.9	1109	21	0	1.99	1.6	.1882	1.2	.760
8.1N	0.09	324	142	0.45	52.1	1138	16	3	2.00	1.4	.1869	1.2	.815
9.1N	0.59	980	205	0.22	158.7	1103	23	0	1.97	1.7	.1871	1.3	.743
10.1N	0.11	588	194	0.34	97.3	1112	13	-2	2.03	1.3	.1924	1.1	.874
11.1N	0.07	324	51	0.16	35.5	894	21	15	1.21	1.6	.1276	1.2	.752
12.1N	0.04	451	144	0.33	62.5	1055	13	9	1.66	1.3	.1613	1.2	.869
13.1N	0.19	150	99	0.68	25.2	1114	28	-3	2.07	2.0	.1956	1.4	.713
14.1N	0,00	499	178	0,37	81,9	1125	11	0	2,03	1,3	,1912	1,1	,906

Amostra BA-29

1.1N	1,00	1137	69	0,06	172,4	1092	38	5	1,83	2,3	,1746	1,3	,559
2.1N	2,15	2429	341	0,15	347,2	1078	73	11	1,69	3,8	,1624	1,2	,311
3.1N	2,56	1596	59	0,04	223,6	1233	80	30	1,78	4,5	,1586	2,0	,431
4.1N	0,12	1645	417	0,26	265,6	1100	8	-1	1,97	1,2	,1877	1,2	,953
5.1N	0,46	983	314	0,33	159,9	1111	19	0	1,99	1,5	,1885	1,2	,777
6.1N	0,74	3700	31	0,01	574,7	1052	29	-1	1,84	2,0	,1793	1,4	,687
7.1N	0,33	601	86	0,15	91,1	1654	23	59	2,46	2,1	,1757	1,7	,800
8.1N	2,99	1933	219	0,12	191,2	1287	85	89	1,29	4,5	,1115	1,2	,266
9.1N	2,03	412	236	0,59	76,0	1629	52	33	2,90	3,1	,2098	1,3	,427
10.1N	0,60	1521	34	0,02	213,5	1177	41	21	1,77	2,4	,1623	1,2	,498
11.1N	1,94	528	220	0,43	104,2	2377	31	82	4,73	2,2	,2244	1,2	,564
12.1N	0,25	492	222	0,47	118,0	1949	10	23	4,59	1,3	,2783	1,2	,911
13.1N	0,43	2200	194	0,09	381,4	1150	18	-2	2,16	2,4	,2008	2,2	,923
14.1N	0,23	1362	22	0,02	222,6	1094	24	-2	1,99	1,7	,1897	1,2	,710
15.1N	1,81	1490	81	0,06	178,3	1192	57	44	1,50	3,3	,1366	1,5	,471
16.1N	4,06	1787	165	0,10	220,7	1285	117	55	1,59	6,1	,1374	1,2	,199

Amostra 25FR09

1.1N	0,17	208	196	0,97	39,6	1320	20	2	2,60	1,6	,2215	1,2	,757
2.1N	2,40	197	48	0,25	25,0	998	142	15	1,43	7,2	,1437	1,6	,219
3.1N	0,49	562	230	0,42	82,5	1129	22	12	1,81	1,6	,1699	1,1	,714
4.1N	0,04	331	224	0,70	67,3	1345	13	-2	2,81	1,3	,2362	1,2	,871
5.1B	15,65	221	76	0,36	8,2	481	910	110	0,28	41,2	,0362	2,2	,052
6.1N	1,96	994	273	0,28	63,1	1071	70	138	0,75	3,7	,0724	1,2	,315
7.1N	6,44	189	49	0,27	20,1	755	286	7	1,02	13,6	,1152	1,4	,102
8.1N	1,48	647	29	0,05	66,4	1095	53	53	1,23	2,9	,1176	1,2	,404
9.1N	0,04	300	218	0,75	51,1	1149	14	-1	2,13	1,4	,1979	1,2	,851
10.1N	0,47	509	212	0,43	71,6	1086	24	12	1,70	1,7	,1627	1,2	,697
11.1N	0,64	91	30	0,34	13,7	1129	53	9	1,86	3,0	,1745	1,3	,450
12.1N	0,15	207	74	0,37	32,1	1119	30	4	1,92	1,9	,1808	1,2	,630
13.1N	0,59	542	311	0,59	91,5	1148	24	0	2,10	1,8	,1952	1,3	,727
14.1N	0,27	311	126	0,42	48,9	1109	22	2	1,93	1,7	,1827	1,2	,750

Amostra 15FR09

1.1N	0,19	127	55	0,44	21,6	1102	77	-5	2,07	4,1	,1971	1,4	,346
2.1B	0,01	890	88	0,10	61,3	542	16	9	0,64	1,4	,0801	1,2	,861
2.2N	0,38	275	69	0,26	31,3	875	43	9	1,24	3,0	,1321	2,1	,714
3.1N	0,06	175	74	0,43	27,7	1136	19	4	1,97	1,6	,1844	1,3	,804
4.1N	-0,05	210	100	0,49	30,5	1053	30	5	1,73	2,0	,1690	1,3	,656
5.1N	0,14	472	133	0,29	65,5	971	23	1	1,59	1,7	,1611	1,2	,740
6.1N	0,05	206	94	0,47	27,6	1030	27	10	1,58	1,9	,1558	1,4	,708
7.1B	0,39	942	56	0,06	69,0	515	38	-2	0,67	2,1	,0850	1,2	,580
7.2N	0,07	243	135	0,57	39,9	1114	15	-1	2,02	1,5	,1912	1,3	,856
8.1N	0,06	279	98	0,36	42,6	1136	16	8	1,90	1,6	,1780	1,4	,871
9.1N	0,05	275	165	0,62	39,7	1057	14	6	1,73	1,4	,1679	1,2	,871
10.1B	0,20	860	95	0,11	59,4	510	23	2	0,64	1,6	,0803	1,2	,755
11.1N	0,29	238	97	0,42	26,5	872	31	11	1,21	2,0	,1290	1,3	,650
12.1N	0,09	288	111	0,40	44,2	1115	16	5	1,89	1,5	,1787	1,3	,847
13.1N	0,15	250	145	0,60	34,4	1025	23	7	1,62	1,7	,1601	1,3	,751
14.1N	0,32	110	70	0,66	17,1	1032	35	-3	1,83	2,2	,1798	1,3	,610

Foram selecionados sete dados de núcleos de zircões, que formam um *cluster* no diagrama concórdia da figura 28, para o cálculo de idade média $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. Estes dados forneceram idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ média ponderada de 1124 ± 19 Ma (MSWD=0,76) que é interpretada como época de cristalização do ortognaísse de Inchope. Neste diagrama não foram incluídos os pontos 2.2, 24.1 e 25.1 por apresentarem erros muito elevados nas idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. Os pontos com idades discordantes permitiram determinar uma linha de regressão com idade de intercepto inferior, na curva concórdia, de cerca de 530 Ma. Esta idade apesar do elevado erro pode ser interpretada como indicativa da atuação do evento metamórfico Pan Africano.

Figura 28. Diagrama concórdia mostrando idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ média ponderada de 1124 ± 19 Ma (MSWD=0,76) para a amostra de ortognaísse de Inchope (BA-023), Complexo de Bárue

A amostra BA-028 foi coletada na pedreira Matsinho, em Vanduzi, à noroeste da cidade de Chimoio (Figura 8). Os zircões desta amostra são sub-édricos à euédricos, prismáticos e alongados de 150 até 500 μm de comprimento e larguras de 50 à 125 μm . Eles são incolores e transparentes à suavemente opacos na imagem de lupa (Figura 29).

Figura 29. Imagem de lupa do ortognáisse de Inchope (BA-028), Complexo de Bárue

Na imagem de catodoluminescência (figura 30), os zircões da amostra BA-028 são caracterizados por núcleos, alguns dos quais escuros à cinza com zoneamento oscilatório e outros homogêneos de coloração cinza à pouco escura, e por bordas finas escuras. Alguns zircões com zoneamento oscilatório apresentam marcas de inclusões minerais e outros são cortados por domínios rehomogeneizados criando assim zoneamentos heterogêneo e convoluto. Estas características indicam que os zircões são de origem ígnea com posterior recristalização tardi à pós-magmática. As zonas de crescimento oscilatório cinzas podem ser de origem magmática ou anatética (fusão parcial) e as sem crescimento oscilatório de origem metamórfica. As bordas finas escuras indicam efeitos de perda de Pb causados por eventos metamórficos.

Figura 30. Imagem de catodoluminescência do ortognaísse de Inchope (BA-028), Complexo de Bárue

Nos zircões da amostra BA-028 foram feitas 14 análises em núcleos com zonas de crescimento oscilatório (Figura 31). Os zircões analisados forneceram teores de U variando de 150 à 980 ppm (com média de 445 ppm) e de Th que variam de 51 a 205 ppm (com média de 135 ppm), razões Th/U entre 0,15 – 0,68 (com média de 0,35) e idades aparentes $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ que variam de 894 ± 21 a 1138 ± 16 Ma (Tabela 3). Estes dados projetados num diagrama concórdia forneceram uma linha de regressão que permitiu determinar idades (Figura 31) de intercepto superior de 1121 ± 34 Ma (MSWD = 0,58), aqui interpretada como do evento de cristalização do ortognaísse de Inchope e de intercepto inferior de 523 ± 62 Ma que é interpretada como do evento de retrabalhamento Pan Africano.

Figura 31. Diagrama concórdia do ortognaíse de Inchope (BA-028), Complexo de Bárue, mostrando idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de interceptos superior igual à 1121 ± 34 Ma e inferior igual à 523 ± 62 Ma (MSWD=058)

A amostra BA-029 provém da pedreira Matsinho, em Vanduzi, à noroeste da cidade de Chimoio (Figura 8). Os zircões desta amostra são sub-édricos à euédricos prismáticos alongados de 250 até 380 μm de comprimento e 125 μm de largura (Figura 32).

Figura 32. Imagem de lupa do ortognaíse de Inchope (BA-029), Complexo de Bárue

Nas imagens de catodoluminescência (Figura 33), os zircões mostram diferentes domínios composicionais consistindo de núcleos herdados claros, núcleos cinzentos escuros com zoneamento oscilatório e bordas finas escuras. Os domínios escuros dos zircões da amostra BA-029 são forte indício de grande perda de Pb que esta amostra sofreu devido provavelmente ao evento de retrabalhamento Pan Africano.

Figura 33. Imagem de catodoluminescência do ortognaísse de Inchope (BA-029), Complexo de Bárue

Um total de 16 pontos de análise em núcleos de 16 grãos de zircão da amostra BA-029, ortognaísse de Inchope, foi selecionado para determinação de idades (Figura 33). Estas análises forneceram teores de U que variam de 412 à 3700 ppm (com média de 1489 ppm) e de Th variando de 22 à 417 ppm (com média de 169 ppm), razões Th/U entre 0,01 e 0,59 (com média de 0,18) e idades aparentes $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ que variam de 1052 ± 29 à 2377 ± 31 Ma (Tabela 3). Com estes dados foi possível determinar uma idade concórdia $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de $1109 \pm 6,1$ Ma (Figura 34) que é interpretada como do evento de cristalização do ortognaísse de Inchope.

Figura 34. Diagramas concórdia do ortognaíse de Inchope (BA-029), Complexo de Bárue, mostrando idade concórdia $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de $1109\pm 6,1$ Ma (MSWD = 0,078)

ii. *Granito do Monte Chissui*

Este granito aflora na parte centro-oeste da área de estudo e nele se coletou para análise uma amostra designadamente 25FR09 (Figura 8). Os zircões desta amostra são sub-édricos à euédricos prismáticos alongados de 200 até 500 μm de comprimento e 50 a 125 μm de largura e são incolores e transparentes à suavemente opacos (Figura 35).

Figura 35. Imagem de lupa do granito do Monte Chissui (25FR09), Complexo de Bárue

Nas imagens de catodolumniscência (figura 36), os zircões da amostra 25FR09 são caracterizados por alguns núcleos escuros à cinza com zoneamento composicional oscilatório e bandas de baixo teor de U e outros núcleos com zoneamento heterogêneo e zonas rehomogeneizadas. Estes núcleos são envolvidos por bordas finas escuras derivadas de grande perda de Pb. Estas características são típicas de zircões ígneos com metamorfismo subsequente que provocou a recristalização e rehomogeneização dos zircões.

Figura 36. Imagem de catodoluminescência do granito do Monte Chissui (25FR09), Complexo de Bárue

Um total de 14 pontos de análise em núcleos de grãos de zircão com zoneamento oscilatório da amostra 25FR09 (granito do Monte Chissui) foi selecionado para determinação de idades (Figura 36). Os resultados destas análises mostram teores de U que variam de 91 à 994 ppm (com média de 379 ppm) e de Th que variam de 29 à 311 ppm (com média de 150 ppm), razões Th/U entre 0,05 – 0,97 (com média de 0,44) e idades aparentes $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ que variam de 481 ± 910 à 1345 ± 13 Ma (Tabela 3). Três pontos (2.1, 5.1 e 7.1) foram excluídos por apresentarem elevados teores de Pb comum e erros de idades aparentes $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. Os restantes dados de análise permitiram determinar uma idade concórdia (Figura 37) de $1156 \pm 6,9$ Ma (MSWD = 0,069) que é interpretada como do evento de cristalização do gnaiss do Monte Chissui. As idades de 1320 ± 20 Ma e $1345 \pm 6,9$ Ma (pontos 1.1 e 4.1, respectivamente) representam material herdado provavelmente do cráton do Zimbábwe.

Figura 37. Diagrama concórdia do granito do Monte Chissui (25FR09), Complexo de Bárue, mostrando idade concórdia $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de $1156\pm 6,9$ Ma (MSWD = 0,069)

iii. Granito do Monte Senge

Este granito aflora na parte norte da área de estudo, cerca de 60 km à noroeste da vila de Macossa, na zona das falhas de empurrão entre o Complexo de Bárue e a Suíte de Guro (Figura 8). Os zircões da amostra 15FR09 são sub-édricos à euédricos com formas prismáticas alongadas de 250 até 400 μm de comprimento e 125 μm de largura, incolores e transparentes à suavemente opacos (Figura 38).

Figura 38. Imagem de lupa do granito do Monte Senge (15FR09), Arco de Bárue

Na imagem de catodolumniscência (figura 39), os zircões são caracterizados por núcleos escuros à cinza e bordas finas escuras. Os núcleos exibem alguns domínios homogêneos e outros zoneamentos composicionais, estando assim fortemente rehomogeneizados, e as bordas finas escuras não mostram zoneamento oscilatório. Estas características indicam que os zircões são de origem magmática com recristalização tardia pós-magmática.

Figura 39. Imagens de catodoluminescência do granito do Monte Senge (15FR09), Complexo de Bárue

Um total de 16 pontos de análise (núcleos e bordas) em 14 grãos de zircão da amostra 15FR09 representativa do gnaiss do Monte Senge foi selecionado para determinação de idades (Figura 39). Estes pontos de análise definem dois grupos de idades (Tabela 3), sendo o primeiro representado por núcleos magmáticos com teores de U que variam de 110 à 472 ppm (com média de 242 ppm) e de Th que variam de 55 à 165 ppm (com média de 104 ppm), razões Th/U entre 0,26 – 0,66 (com média de 0,46) e idades aparentes $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ que variam de 872 ± 31 a $1136\pm19\text{Ma}$ e o outro grupo representado por bordas com teores de U que variam de 860 a 942 ppm (com média de 897 ppm) e de Th que variam de 56 a 95 ppm (com média de 80 ppm), razões Th/U entre 0,06 a 0,11 (com média de 0,09) e idades aparentes $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em torno de 510 ± 23 e $542\pm16\text{Ma}$. Estes dados estão dispostos em uma linha de regressão (Figura 40) que permitiu determinar idades de intercepto superior de $1094\pm36\text{Ma}$ e intercepto inferior de $498\pm30\text{Ma}$ (MSWD = 1,07). A idade de intercepto superior é interpretada como representando a cristalização do granito do Monte Senge e a de intercepto

inferior pode representar o retrabalhamento pelo evento Pan-Africano representado pelas falhas de empurrão entre o Complexo de Bárue e a Suíte de Guro.

Figura 40. Diagrama concórdia do granito do Monte Senge (15FR09), Complexo de Bárue, mostrando idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de interceptos superior igual à 1094 ± 36 e inferior igual à 498 ± 30 Ma (MSWD = 1,07)

6.1.2. Suíte de Guro

As rochas da Suíte de Guro afloram na parte norte da área de estudo e nela foram analisadas três (3) amostras de rochas graníticas (Figura 8) pertencentes às unidades litológicas como o granito-gnaísse do Monte Calinga Muci (MB-84 e 20FR09) e o granito-gnaísse da Serra Banguatere (MB-83).

i. Granito-gnaiss do Monte Calinga Muci

Duas amostras (MB-84 e 20FR09) foram colhidas nesta componente majoritária da suíte de Guro para estudos geocronológicos U-Pb SHRIMP em zircão, sendo MB-84 à 14 km Oeste do cruzamento de Changara nos empurrões da suíte de Guro com vergência para oeste e a amostra 20FR09 na vila de Guro (Figura 8).

Os zircões catados na amostra MB-84 (Figura 41) são euédricos e prismáticos com comprimentos que variam de 100 a 300 μm e larguras de 50 a 100 μm . Esta população de zircões se apresenta nas variedades transparente e quase opaca.

Figura 41. Imagem de lupa do granito do Monte Calinga Muci (MB-84), suíte de Guro

Na imagem de catodoluminescência (Figura 42), alguns zircões apresentam núcleos cinza com zoneamento oscilatório típico de cristalização magmática e outros apresentam núcleos homogeneizados e com zoneamento convoluto típico de recristalização tardi a pós-magmática. Fez-se um total de 12 pontos de análise em 12 grãos de zircão (Tabela 4) e se obtiveram concentrações de U que variam de 157 a 726 ppm (com média de 296 ppm) e de

Th que variam de 105 a 388 ppm (com média de 180 ppm), razões Th/U que variam de 0,47 a 0,84 (com média de 0,65) e idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ que variam de 834 ± 40 à 918 ± 32 Ma.

Tabela 4. Resultados analíticos e idades para amostras da Suíte de Guro. Nos pontos analíticos estão representados Núcleos (N) e Bordas (B)

Idade													
Ponto	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (%)	U (ppm)	Th (ppm)	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*$ (ppm)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	erro (1 σ)	disc (%)	$^{207}\text{Pb}^*$ $/^{235}\text{U}$	erro (1 σ)	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	erro (1 σ)	erro correl
Amostra MB-84													
1.1N	0.46	261	126	0.50	29.7	834	40	4	1.22	2.3	.1321	1.3	.557
2.1N	0.77	157	105	0.69	19.4	837	59	-2	1.31	3.1	.1423	1.3	.419
3.1N	0.06	258	180	0.72	32.0	866	21	0	1.35	1.6	.1441	1.3	.790
4.1N	0.06	252	132	0.54	30.9	848	22	-1	1.32	1.7	.1426	1.3	.769
5.1N	5.83	179	146	0.84	19.7	817	259	12	1.10	12.5	.1203	1.4	.115
6.1N	0.10	215	130	0.62	26.2	895	26	5	1.34	1.8	.1415	1.3	.705
7.1N	0.79	726	388	0.55	86.8	877	37	5	1.30	2.2	.1379	1.2	.562
8.1N	0.51	380	173	0.47	44.6	918	32	12	1.31	2.0	.1360	1.2	.615
9.1N	0.16	244	145	0.62	28.5	887	26	8	1.28	1.8	.1357	1.3	.715
10.1N	0.14	347	265	0.79	38.5	870	19	11	1.21	1.5	.1289	1.2	.804
11.1N	0.15	272	204	0.78	33.5	860	24	0	1.34	1.7	.1433	1.2	.727
12.1N	0.12	257	167	0.67	30.0	855	26	4	1.26	1.9	.1357	1.4	.749
Amostra 20FR09													
1.1N	1.12	339	177	0.54	33.2	799	62	16	1.02	3.2	.1129	1.2	.376
2.1N	0.15	285	100	0.36	31.2	781	24	1	1.14	1.7	.1273	1.2	.716
3.1N	0.64	610	281	0.48	67.9	795	36	2	1.17	2.1	.1288	1.2	.591
4.1N	0.70	927	260	0.29	91.9	766	35	10	1.02	2.0	.1145	1.1	.565
5.1N	0.79	696	258	0.38	79.8	855	38	7	1.23	2.2	.1322	1.1	.528
6.1N	4.31	288	118	0.42	35.1	804	193	-2	1.23	9.3	.1350	1.3	.136
7.1N	0.13	398	199	0.52	44.0	901	24	16	1.22	1.7	.1286	1.2	.701
7.2B	0.03	937	129	0.14	64.1	509	20	3	0.63	1.7	.0796	1.4	.836
8.1B	13.78	731	101	0.14	59.9	526	726	4	0.65	33.1	.0818	1.6	.047
9.1N	0.23	140	97	0.72	16.2	830	43	2	1.24	2.4	.1343	1.3	.523
10.1N	0.00	129	81	0.64	15.7	917	26	8	1.36	1.8	.1413	1.3	.705
11.1N	11.19	519	148	0.29	41.7	896	480	75	0.78	23.3	.0825	1.6	.069
12.1N	1.31	107	37	0.36	10.7	738	113	5	1.01	5.5	.1150	1.5	.274
13.1N	0.11	339	70	0.21	35.0	831	30	14	1.10	1.9	.1199	1.2	.638
14.1N	0.37	465	211	0.47	51.2	841	30	8	1.18	1.8	.1278	1.2	.628

Figura 42. Imagem de catodoluminiscência dos zircões da amostra MB-84, Suíte de Guro

Com os resultados de análise (Tabela 3) foi possível determinar uma idade concórdia (Figura 43B) de $860,9 \pm 4,3$ Ma (MSWD = 0,081) que é interpretada como de cristalização do granito-gnaiss do Monte Calinga Muci.

Figura 43. Diagrama concórdia da amostra MB-84, Suíte de Guro, mostrando em (A) projeção de todos pontos de análise e em (B) idade concórdia $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de $860,9 \pm 4,3$ Ma (MSWD = 0,081).

Os zircões catados da amostra 20FR09 (Figura 44) são euédricos e prismáticos com comprimentos que variam de 250 a 500 μm e larguras de 50 a 125 μm . A maior parte destes grãos de zircão é transparente e a outra é quase opaca.

Figura 44. Imagens de lupa da amostra 20FR09, granito-gnaíse do Monte Calinga Muci, Suíte de Guro

Nas imagens de catodoluminescência (Figura 45) os zircões do granito-gnaíse do Monte Calinga Muci (amostra 20FR09) apresentam várias características. A primeira característica é a presença de núcleos cinza com zoneamento oscilatório típico de origem ígnea. Em adição, existem zircões com núcleos rehomogeneizados, quebrados e com sinais de inclusões minerais. Por fim, alguns zircões apresentam feições típicas de herança como núcleos arredondados sem nenhuma relação com o zoneamento oscilatório.

Figura 45. Imagem de catotoluminiscência da amostra 20FR09, Suíte de Guro

Fez-se um total de 15 análises em 14 grãos de zircão (Tabela 4) da amostra 20FR09 e se obtiveram concentrações de U que variam de 107 a 937 ppm (com média de 403 ppm) e de Th que variam de 37 a 281 ppm (com média de 157 ppm), razões Th/U variando de 0,21 a 0,72 (com média de 0,44) e idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ que variam de 509 ± 20 à 917 ± 26 Ma.

No diagrama concórdia foram obtidas idades média (Figura 46B) ponderada de 836 ± 53 Ma (MSWD = 2,8) e de de intercepto inferior (Figura 46A) igual a 509 ± 20 Ma (ponto 7.2). A idade média ponderada é interpretada como de cristalização do granito-gnaísse do Monte Calinga Muci e a de intercepto inferior como do evento de recristalização e rehomogeneização tardi a pós-magmática.

Figura 46. Diagrama concórdia da amostra 20FR09, Suíte de Guro, mostrando em (A) idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de intercepto inferior igual a 509 ± 20 Ma e em (B) idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ média ponderada de 836 ± 53 Ma (MSWD = 2,8)

ii. Granito-gnaíse da Serra Banguatere

Este tipo de rocha representa a componente félsica pura da suíte bimodal de Guro e se alterna com a componente máfica (Grantham et al., 2011b). Nesta unidade rochosa se coletou uma amostra MB-83 a 20 km sudoeste de Changara, acima do empurrão da suíte de Guro com vergência para oeste. Esta amostra foi usada para estudos geocronológicos U-Pb SHRIMP em grãos de zircão com comprimentos que variam de 200 a 300 μm e larguras de 50 a 125 μm (Figura 47), transparentes e com forma euédrica.

Figura 47. Imagens de lupa da amostra MB-83, granito-gnaíse da Serra Banguatere, Suíte de Guro

Muitos zircões do granito-gnaísse da Serra Banguatere (MB-83) mostram núcleos com zoneamento oscilatório típico de zircões magmáticos e outros têm núcleos homogêneos e/ou com estruturas complexas e limites irregulares (Figura 48). A característica comum dos zircões da amostra MB-83 são bordas finas de sobrecrecimento metamórfico.

Figura 48. Imagens catodoluminiscência da amostra MB-83, Suíte de Guro

Nesta amostra foram analisados 16 pontos em 13 grãos de zircão tendo sido selecionados núcleos e bordas (Tabela 5). Os núcleos forneceram teores de U que variam de 110 a 304 ppm (com média de 219 ppm) e de Th que variam de 53 a 155 ppm (com média de 106 ppm), razões Th/U variando de 0,36 a 0,65 (com média 0,51) e idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ que variam de 708 ± 25 a 935 ± 63 Ma. As bordas forneceram teores de U que variam de 249 a 724 ppm (com média de 535 ppm) e de Th que variam de 10 a 105 ppm (com média de 38 ppm), razões Th/U variando de 0,01 a 0,22 (com média de 0,08) e idades que $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ que variam de 528 ± 24 a 661 ± 17 .

Tabela 5. Resultados analíticos e idades para amostra do granito-gnaísse da Serra Banguatere (MB-83).

Ponto	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (%)	U (ppm)	Th (ppm)	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*$ (ppm)	Idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	erro (1 σ)	disc (%)	$^{207}\text{Pb}^*$ ^{235}U	erro (1 σ)	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	erro (1 σ)	erro correl
Amostra MB-83													
1.1B	0,00	535	35	0,07	45,6	555	20	-9	0,80	1,5	,0992	1,2	,807
1.2N	3,72	199	75	0,39	25,5	820	171	-5	1,31	8,3	,1428	1,4	,166
2.1B	0,06	613	15	0,03	46,4	566	24	4	0,72	1,7	,0880	1,2	,739
3.1B	0,11	510	61	0,12	38,0	528	24	-1	0,69	1,6	,0865	1,2	,748
3.2N	0,04	183	116	0,65	22,8	881	25	1	1,37	1,8	,1448	1,3	,730
4.1N	0,20	304	106	0,36	30,2	708	25	1	1,00	1,7	,1154	1,3	,734
5.1N	0,10	251	129	0,53	31,2	868	25	0	1,35	2,6	,1442	2,3	,882
6.1B	0,19	249	16	0,07	21,3	611	47	0	0,82	2,5	,0993	1,3	,505
6.2N	0,20	266	132	0,51	33,0	837	24	-3	1,33	1,9	,1439	1,6	,809
7.1N	0,52	110	53	0,50	14,0	886	52	0	1,39	2,9	,1474	1,4	,497
8.1N	0,30	270	155	0,59	37,6	935	63	-3	1,57	4,5	,1617	3,3	,734
9.1B	0,01	724	10	0,01	54,3	557	15	3	0,71	1,4	,0873	1,2	,870
10.1B	0,04	639	24	0,04	56,2	661	17	5	0,87	1,5	,1023	1,2	,842
11.1B	0,17	490	105	0,22	35,1	533	32	4	0,67	1,9	,0832	1,2	,647
12.1B	0,08	517	39	0,08	38,9	553	29	2	0,71	1,9	,0874	1,4	,722
13.1N	0,30	168	82	0,51	19,1	804	37	1	1,20	2,3	,1319	1,5	,651

Com exceção do ponto 1.2 que apresenta valor elevado do erro de idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ o restante das análises definem uma linha discórdia (Figura 49) com idades de intercepto superior de 820 ± 86 Ma e de intercepto inferior de 542 ± 48 Ma (MSWD=0,60). A idade de intercepto superior pode ser interpretada como de cristalização do granito-gnaísse da Serra Banguatere e a de intercepto inferior como de retrabalhamento Pan-Africano do granito-gnaísse da Serra Banguatere.

Figura 49. Diagrama concórdia da amostra MB-83 mostrando idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de intercepto superior igual a 820 ± 86 Ma e inferior igual a 542 ± 48 Ma (MSWD 0,60)

6.1.3. Granito de Chacocoma

Esta unidade rochosa faz parte do grupo de rochas intrusivas mesoproterozóicas que afloram a sudoeste da cidade de Tete (Figura 8). Imagens de lupa da amostra MB-87 (Figura 50) mostram que os zircões analisados são prismáticos variando de sub-édricos a euédricos com comprimentos que variam de 250 a 300 μm e espessuras variando de 50 a 200 μm .

Figura 50. Imagens de lupa da amostra MB-87, granito de Chacocoma, Suíte de Guro

Na imagem de catodoluminiscência muitos dos zircões do granito de Chacocoma mostram núcleos com zoneamento oscilatório ou rehomogeneizados e bordas finas escuras devido a baixos teores de U (Figura 51).

Figura 51. Imagens catodoluminiscência da amostra MB-87, Granito de Chacocoma

Fez-se um total de 12 pontos de análise em 12 grãos de zircão da amostra MB-87 e se obtiveram dados (Tabela 6) com uma ampla variação de teores de U entre 172 e 966 ppm (com média de 482 ppm) e Th entre 68 e 448 ppm (com média de 203 ppm), razões Th/U variando de 0,15 a 0,80 (com média de 0,45) e idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ que variam de 994 ± 33 a 1090 ± 11 Ma.

Tabela 6. Resultados analíticos e idades para amostra do granito de Chacocoma (MB-87)

Ponto	^{206}Pb (%)	U (ppm)	Th (ppm)	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*$ (ppm)	Idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	erro (1 σ)	disc (%)	$^{207}\text{Pb}^*$ ^{235}U	erro (1 σ)	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	erro (1 σ)	erro correl
Amostra MB-87													
1.1N	0,06	538	177	0,34	81,8	1090	11	4	1,85	1,3	,1768	1,1	,902
2.1N	0,09	577	286	0,51	89,0	1090	13	2	1,87	1,3	,1794	1,1	,869
3.1N	0,18	966	143	0,15	123,8	1063	13	19	1,53	1,3	,1488	1,1	,866
4.1N	0,09	456	122	0,28	63,6	1064	16	10	1,67	1,4	,1622	1,2	,831
5.1N	0,12	580	448	0,80	76,4	1085	16	18	1,60	1,4	,1533	1,1	,821
6.1N	0,08	654	383	0,61	91,0	1081	22	12	1,69	1,6	,1620	1,1	,721
7.1N	0,12	696	336	0,50	101,3	1065	12	6	1,75	1,3	,1690	1,1	,881
8.1N	0,93	72	21	0,31	10,1	1105	112	14	1,71	5,8	,1622	1,4	,245
9.1N	-0,02	409	122	0,31	62,8	1086	12	2	1,86	1,3	,1787	1,1	,890
10.1N	0,23	419	209	0,51	66,6	1068	19	-2	1,91	1,6	,1844	1,2	,787
11.1N	0,36	172	125	0,75	23,5	994	33	4	1,58	2,0	,1590	1,2	,597
12.1N	0,25	240	68	0,29	30,4	1077	28	22	1,53	1,8	,1471	1,2	,654

Uma análise (ponto 8.1) mostrou grande erro na idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ não tendo sido usada no cálculo de idade concórdia. Os restantes pontos projectam-se em uma linha discordante (Figura 52) cuja regressão fornece idade intercepto superior de $1078,1 \pm 9$ Ma (MSWD=0,69) que pode ser interpretada como de cristalização do granito de Chacocoma.

Figura 52. Diagrama concórdia da amostra MB-87, Granito de Chacocoma, mostrando à esquerda a projecção de todos pontos analisados e a direita os usados no cálculo da idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de intercepto superior igual à $1078,1 \pm 9$ Ma (MSWD = 0,69)

6.1.4. Granito foliado do complexo de Mudzi (Cuchamano)

Esta amostra foi colhida na área de Cuchamano, junto a fronteira entre Moçambique e Zimbábwe. Os zircões do granito foliado (MB-78) selecionados para análises U-Pb SHRIMP são prismáticos variando de sub-édricos a euédricos com comprimentos que variam de 100 a 250 μm e espessuras variando de 50 a 150 μm (Figura 53).

Figura 53. Imagens de lupa da amostra MB-78, Granito foliado do Complexo de Mudzi

Na imagem de catodoluminiscência os zircões do granito foliado mostram núcleos que variam de cinza claro à escuro (Figura 54). Alguns núcleos mostram um fraco zoneamento oscilatório e as bordas variam de cinza clara nas pontas dos zircões à cinza escura nas laterais e outros núcleos estão rehomogeneizados e/ou deformados apresentando assim sinais de recristalização tardi à pós-magmática.

Figura 54. Imagem catodoluminescência da amostra MB-78, Complexo de Mudzi

Os dados das análises dizem respeito a núcleos e bordas de zircão da amostra MB-78 (Tabela 7). As bordas dos zircões forneceram teores de U que variam de 137 a 478 ppm (com média de 292,5 ppm) e Th entre 1 e 73 ppm (com média de 21,8 ppm), razões Th/U entre 0,01 e 0,16 (com média de 0,069) e idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ que variam de 521 ± 104 à 770 ± 59 Ma. Por sua vez, os núcleos forneceram teores de U que variam de 91 à 2039 ppm (com média de 430 ppm) e de Th que variam de 17 à 1508 ppm (com média de 182,7 ppm), razões Th/U variando de 0,05 à 0,76 (com média de 0,41) e idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ que variam de 712 ± 51 à 1155 ± 1784 Ma.

Tabela 7. Resultados analíticos e idades para amostra do granito foliado do Complexo de Mudzi (MB-78)

Ponto	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (%)	U (ppm)	Th (ppm)	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*$ (ppm)	Idade $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ ^{206}Pb	erro (1 σ)	disc (%)	$^{207}\text{Pb}^*$ ^{235}U	erro (1 σ)	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	erro (1 σ)	erro correl
Amostra MB-78													
1.1N	0,47	110	43	0,41	12,5	831	62	4	1,21	3,3	,1319	1,4	,419
2.1N	0,15	173	114	0,68	21,3	871	33	1	1,35	2,0	,1434	1,3	,637
3.1N	0,01	244	167	0,71	30,8	916	21	4	1,41	1,9	,1466	1,6	,831
4.1N	0,08	512	103	0,21	60,1	842	17	2	1,26	1,5	,1363	1,2	,841
5.1B	0,41	358	40	0,12	31,3	613	49	-1	0,84	2,7	,1012	1,4	,524
6.1B	-0,11	197	1	0,01	14,3	620	56	19	0,70	2,9	,0845	1,3	,454
7.1N	0,03	531	364	0,71	66,1	864	14	-1	1,36	1,4	,1450	1,2	,883
8.1N	0,02	409	283	0,72	45,9	840	18	6	1,21	1,5	,1306	1,2	,825
9.1N	0,91	147	70	0,49	17,2	829	83	2	1,24	4,2	,1346	1,3	,319
10.1N	0,06	213	66	0,32	25,9	839	22	-2	1,31	1,7	,1415	1,4	,782
11.1N	0,12	524	345	0,68	63,1	881	16	4	1,32	1,4	,1399	1,2	,845
12.1B	0,48	478	73	0,16	44,9	711	73	7	0,95	4,3	,1087	2,5	,592
13.1B	0,24	235	34	0,15	21,3	712	39	10	0,92	2,4	,1056	1,5	,630
14.1B	0,48	330	41	0,13	35,8	770	59	1	1,12	3,2	,1255	1,5	,479
15.1N	0,06	532	38	0,07	63,7	827	17	-2	1,28	1,7	,1394	1,5	,873
16.1B	0,19	244	7	0,03	19,9	624	48	7	0,79	2,7	,0947	1,5	,556
17.1N	0,03	2039	1508	0,76	261,9	858	6	-4	1,39	1,4	,1494	1,4	,981
18.1N	2,24	278	70	0,26	35,6	879	97	0	1,37	4,9	,1455	1,5	,306
19.1B	2,67	137	3	0,02	9,7	642	165	29	0,68	7,9	,0802	1,6	,208
20.1N	4,05	433	164	0,39	52,2	826	179	2	1,23	8,7	,1342	1,5	,172
4.2N	0,27	133	50	0,39	15,7	821	43	-1	1,26	2,6	,1374	1,7	,625
22.1N	0,63	287	65	0,23	31,2	772	41	1	1,13	2,4	,1258	1,5	,601
23.1B	1,16	255	4	0,02	19,1	521	104	-2	0,69	5,0	,0860	1,5	,305
24.1N	0,22	148	73	0,51	17,2	837	49	2	1,25	2,9	,1352	1,7	,583
25.1N	0,09	235	80	0,35	29,2	874	23	0	1,36	2,0	,1444	1,6	,815
26.1N	0,12	91	48	0,54	11,4	943	39	8	1,41	2,5	,1454	1,6	,637
27.1B	1,07	360	9	0,03	24,7	612	116	25	0,66	5,6	,0791	1,6	,279
28.1N	0,56	712	93	0,14	62,4	712	51	14	0,88	2,8	,1015	1,5	,516
29.1B	4,43	331	6	0,02	22,4	725	368	55	0,66	17,4	,0751	1,8	,102
30.1N	0,20	1144	192	0,17	142,5	871	16	0	1,36	1,6	,1447	1,4	,878
31.1N	-1,16	214	66	0,32	26,7	1153	63	30	1,59	3,5	,1471	1,5	,435
21.1N	36,09	358	17	0,05	60,4	1155	1784	57	1,30	90,0	,1208	3,9	,043

Os dados destas análises permitiram calcular uma idade concordante de $869 \pm 4,8$ Ma (MSWD = 0,0086) e linha discórdia com idade de intercepto inferior de 613 ± 49 Ma (ponto 5.1) conforme a figura 55. A idade concordante pode ser interpretada como representando a cristalização do granito foliado do complexo de Mudzi e a de intercepto inferior uma recristalização tardi à pós-magmática.

Figura 55. Diagramas concórdia amostra MB-78, Complexo de Mudzi, mostrando em (A) a idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de intercepto inferior (ponto 5.1) igual a 613 ± 49 Ma e em (B) idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ concórdia igual à $869\pm 4,8$ Ma (MSWD = 0,0086)

6.2. Rb-Sr e Sm-Nd em rocha total

Para este estudo foram selecionadas 17 amostras de granitoides do Complexo de Bárue e suíte de Guro. A distribuição espacial dos pontos de amostragem neste estudo e suas respectivas idades modelo manto empobrecido constam de um mapa geológico simplificado da região centro-oeste de Moçambique (Figura 56). As idades Sm-Nd modelo manto empobrecido agrupam-se em quatro intervalos de tempo principais como $> 2,2$ Ga, $2,1 - 1,9$ Ga, $1,8 - 1,7$ Ga e $1,5 - 1,3$ Ga, caracterizando eventos distintos de formação de crosta continental na região de estudo, sendo o grupo de idades mais jovens ocorrendo nos empurrões a norte do área de estudo e o grupo das idades mais antigas, predominando na parte sul do Complexo de Bárue.

Figura 56. Mapa de distribuição de idades modelo na região Centro-Oeste de Moçambique modificado de GTK (2006). Valores de T_{DM} são 1,3 – 1,5 Ga para Suíte de Guro e 1,8 – 2,2 Ga para o Complexo de Bárue.

6.2.1. Complexo de Bárue

As relações isotópicas Sm-Nd nos granitóides do Complexo de Bárue mostram uma grande afinidade com rochas crustais (Tabela 8). Estas rochas apresentam variações de teores de Sm de 3,75 à 48,09 ppm e Nd de 22,48 à 256,69 ppm bem como razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ de 0,083612 à 0,116582 e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de 0,511273 à 0,511927 e idades modelo manto empobrecido (T_{DM}) de 1,5 à 2,3 Ga. Na tabela 8 não se apresenta o valor da idade modelo T_{DM} manto empobrecido da amostra de granito do Monte Senge (15FR09) por esta possuir razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ inferior à 0,09 que pode estar relacionado com possível fracionamento isotópico do Nd. Desprezando as amostras com valores anômalos de concentrações de Sm e Nd (amostras 25FR09 e BA-028) as amostras do Complexo de Bárue formam um grupo com idades modelo de manto empobrecido que variam de 1,8 – 2,2 Ga (Figura 56). Com os dados analíticos foi possível calcular as razões iniciais $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e parâmetro petrogenéticos ϵ_{Nd} considerando o valor de idade de cristalização ($t = 1050$ Ma). Nesse contexto, obteve-se valores de razões iniciais $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_t$ entre 0,510645 e 0,511232 e de parâmetro petrogenético ϵ_{Nd} , calculado para a época de cristalização das rochas, variando de -12,48 à -0,98 (Figura 57) indicando importante contribuição de crosta continental antiga nos protólitos de algumas unidades rochosas do Complexo de Bárue, com exceção do granito do Monte Chissui (25FR09) e granito do Monte Senge (15FR09) que derivam de processos de fusão parcial de crosta continental, possivelmente com contribuição subordinada de magmas mantélicos.

Tabela 8. Resultados analíticos Sm-Nd dos granitóides da Complexo de Bárue

Amostra	Unidade no mapa	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	Erro (2 σ)	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (t=1050Ma)	ϵ_{Nd} (t=1050Ma)	T_{DM} (Ga)
Complexo de Bárue									
BA-009	Granito do Monte Chissui	21,98	128,41	0,103516	0,511561	0,000008	0,510848	-8,5	2,1
25FR09	Gnaiss do Monte Chissui	3,75	22,48	0,100850	0,511927	0,000013	0,511232	-0,98	1,5
12FR09	Gnaiss do Monte Tomonda	38,19	253,21	0,0912	0,511273	0,000008	0,510645	-12,48	2,2
15FR09	Granito do Monte Senge	40,4	292,19	0,083612	0,511796	0,000008	0,51122	-1,23	
BA-010	Ortognaisse de Inchope	33,54	211,51	0,096184	0,511637	0,000006	0,510974	-6,03	1,8
BA-023	Ortognaisse de Inchope	48,09	250,73	0,111533	0,511653	0,000006	0,510884	-7,79	2,1
BA-028	Ortognaisse de Inchope	40,36	256,69	0,095089	0,511566	0,000008	0,510911	-7,27	1,9
BA-029	Ortognaisse de Inchope	6,51	33,74	0,116582	0,511563	0,000009	0,51076	-10,2	2,3

Figura 57. Diagrama de evolução dos granitóides do Complexo de Bárue

As relações isotópicas Rb-Sr nos granitóides do Complexo de Bárue mostram uma grande variabilidade (Tabela 9). Estas rochas apresentam teores de Rb variando de 37 à 295,4 ppm e de Sr variando entre 87,3 à 623,7 ppm bem como razões $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ variando de 0,159712 à 6,785688 e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ variando de 0,70702 à 0,83195. Com estes valores foi possível calcular as razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ considerando o valor de idade de cristalização ($t = 1050$ Ma) e se obtiveram valores variando de 0,7046237 à 0,7309567 (Tabela 9). No diagrama ϵ_{Nd} vs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Figura 58) os dados produzem um *trend* dominante no sentido para crosta superior reforçando a hipótese de contribuição crustal na gênese das rochas do Complexo de Bárue.

Tabela 9. Resultados analíticos Rb-Sr dos granitóides do Complexo de Bárue

Amostra	Unidade no mapa	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Erro (2σ)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ($t=1050$ Ma)
Complexo de Bárue							
BA-009	Granito do Monte Chissui	54,2	512	0,284874	0,71148	0,000049	0,7071985
25FR09	Gnaiss do Monte Chissui	37	623,7	0,159712	0,70702	0,000074	0,7046237
12FR09	Gnaiss do Monte Tomonda	316	192,5	4,419553	0,79735	0,000066	0,7309567
15FR09	Granito do Monte Senge	117,3	103,5	3,051186	0,7614	0,000074	0,7155653
BA-010	Ortognaisse de Inchope	104,4	302,4	0,928947	0,72507	0,000094	0,7111164
BA-023	Ortognaisse de Inchope	71,1	483	0,396309	0,71613	0,000059	0,710175
BA-028	Ortognaisse de Inchope	139,1	87,3	4,28967	0,78445	0,000050	0,7200093

BA-029	Ortognaisse de Inchope	295,4	117,2	6,785688	0,83195	0,000065	0,7300186
--------	------------------------	-------	-------	----------	---------	----------	-----------

Figura 58. Diagrama ϵ_{Nd} (T) versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (T) dos granitóides do Complexo de Bárue, dados de manto empobrecido (DM; [Rehkanper e Hofman, 1997](#)) e basaltos do cráton do Zimbábwe ([Shimizu et al., 2005](#))

6.2.2. Suíte de Guro

As relações isotópicas Sm-Nd nos granitóides da Suíte de Guro mostram uma grande contribuição de material crustal relativamente juvenil (Tabela 10). Estas rochas apresentam teores de Sm variando de 3,75 à 48,09 ppm e de Nd variando entre 22,48 à 256,69 ppm bem como razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ variando de 0,083612 à 0,116582 e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ variando de 0,511273 à 0,511927 e idades modelo manto empobrecido (T_{DM}) variando de 1,3 à 1,9 Ga (Figura 59). Desprezando as amostras com valores de T_{DM} no campo das amostras do Complexo de Bárue (amostras MB-87 e MB-79), as da Suíte de Guro formam um grupo com idades modelo de manto empobrecido que variam de 1,3 – 1,5 Ga. Estas idades modelo sugerem que eventos de cratonização paleo à mesoproterozóicos foram os principais períodos de geração da crosta na Suíte de Guro. Na tabela 10 não se apresenta o valor da idade modelo T_{DM} manto empobrecido da amostra de granito de Chacocoma (MB-85) por esta possuir razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ inferior à 0,09 indicativa de possível fracionamento isotópico do Nd. Com os

dados analíticos foi possível calcular as razões inciais $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e parâmetro petrogenéticos ϵ_{Nd} considerando o valor de idade de cristalização ($t = 850$ Ma). Nesse contexto, obteve-se valores de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_t$ variando de 0,511152 à 0,511468 e de ϵ_{Nd} variando de -7,61 à -0,4.

Tabela 10. Resultados analíticos Sm-Nd dos granitóides da Suíte de Guro,

Amostra	Unidade no mapa	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	Erro (2 σ)	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (t=850 Ma)	ϵ_{Nd} (t=850Ma)	T_{DM} (Ga)
Suíte de Guro									
19FR09	Gnaiss da Serra Banguatere	6,77	42,3	0,09674	0,512001	0,000007	0,511462	-1,55	1,4
MB-92	Gnaiss da Serra Banguatere	25,2	143,68	0,106036	0,512112	0,000007	0,511521	-0,4	1,3
MB-84	Gnaiss da Serra Banguatere	23,6	130,83	0,108869	0,512075	0,000007	0,511468	-1,44	1,4
MB-78	Granito de Cuchamano	7,03	36,57	0,116265	0,511800	0,000008	0,511152	-7,61	1,9
MB-83	Granito do Monte Calinga Muci	23,3	126,09	0,111738	0,512082	0,000007	0,511459	-1,6	1,4
MB-81	Granito do Monte Calinga Muci	21,04	119,3	0,106663	0,512063	0,000008	0,511468	-1,43	1,4
MB-79	Granito do Monte Calinga Muci	16,08	88,51	0,109835	0,511827	0,000007	0,511214	-6,39	1,8
MB-85	Granito de Chacocoma	11,13	114,83	0,058639	0,511753	0,000008	0,511426	-2,25	
MB-93	Granito de Chacocoma	18,34	91,68	0,120941	0,512137	0,000007	0,511462	-1,5	1,5

Figura 59. Diagrama de evolução dos granitóides da suíte de Guro

As relações isotópicas Rb-Sr nos granitóides da Suíte de Guro mostram uma grande variabilidade (Tabela 11). Estas rochas apresentam teores de Rb variando de 33,2 à 158 ppm e de Sr variando entre 122,1 à 547,6 ppm bem como razões $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ variando de 0,163225 à 3,483794 e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ variando de 0,7215 à 0,80362. Com estes valores foi possível calcular as razões inciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ considerando o valor de idade de cristalização ($t = 850 \text{ Ma}$). Nesse contexto, obteve-se valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_t$ variando de 0,70949 à 0,76962. No diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_t$ versus ϵ_{Nd_i} , (Figura 60) estes granitóides mostram um *trend* com sentido para crosta superior.

Tabela 11. Resultados analíticos Rb-Sr dos granitóides da Suíte de Guro

Amostra	Unidade no mapa	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Erro (2σ)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ($t=850 \text{ Ma}$)
Suíte de Guro							
19FR09	Gnaiss da S. Banguatere	156,6	150,6	2,800476	0,7809	0,000044	0,7468907
MB-92	Gnaiss da S. Banguatere	156,6	150,6	2,800476	0,80362	0,000054	0,7696175
MB-84	Gnaiss da S. Banguatere	143	136,2	2,826636	0,75388	0,000067	0,7195559
MB-78	Granito f. de Cuchamano	158	122,1	3,483794	0,7634	0,000048	0,7210984
MB-83	Granito de Calinga Muci	155,5	136,7	3,062477	0,74805	0,000046	0,7108641
MB-81	Granito de Calinga Muci	53	144,3	0,989278	0,7215	0,000049	0,7094869
MB-79	Granito de Calinga Muci	53	144,3	0,989278	0,75901	0,000070	0,7470003
MB-85	Granito de Chacocoma	33,2	547,6	0,163225	0,72446	0,000049	0,7224786
MB-93	Granito de Chacocoma	133	236	1,517926	0,72836	0,000051	0,7099277

Figura 60. Diagrama ϵ_{Nd_i} versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_t$ dos granitóides da suíte de Guro, granito foliado de Cuchamano e granito de Chacocoma. São também projetados dados de manto empobrecido (DM; [Rehkamper e Hofman, 1997](#)) e basaltos do cráton do Zimbábue ([Shimizu et al., 2005](#)).

CAPÍTULO VII – ESPECIALIZAÇÃO METALOGÉNÉTICA DOS GRANITÓIDES

7.1. Aspectos gerais de metalogenia dos granitóides

A modelagem metalogenética é baseada no pressuposto de que processos de evolução geodinâmica e de formação de minerais de interesse económico estão intimamente relacionados (GTK, 2006). Analisando a evolução geodinâmica de certa região se pode prever os tipos de depósitos minerais que poderão se formar no processo. A formação de depósitos minerais metálicos depende de quatro fatores fundamentais tais como a fonte dos metais, mobilização e transporte destes metais, reconcentração destes metais em minério e mobilização e preservação do depósito. A evolução geodinâmica da área em estudo consiste de uma sucessão de fases orogênicas (compressão crustal) seguidas de fases de extensão crustal que podem gerar as fontes de calor e dos metais para a formação de depósitos minerais.

Os depósitos típicos a serem formados em zonas de subducção e orógenos colisionais incluem cobre, molibdénio, sulfetos maciços vulcanogênicos e epitermais (GTK, 2006). Estes depósitos são todos formados em níveis estruturalmente altos da crosta. A chance de eles sobreviverem numa fase de soerguimento é rara. Blocos crustais podem ser preservados por falhamento devido a colapso orogênico ou desenvolvimento de bacias do tipo retro-arco. Em zonas de subducção grafita e asbestos podem ser formados.

A metalogênese relacionada com extensão crustal se pode dividir em rifteamento incipiente, rifteamento contínuo e fragmentação continental com formação de uma nova bacia oceânica (GTK, 2006). O rifteamento incipiente está geralmente associado com a colocação de quantidades relativamente pequenas de rochas magmáticas ultra-potássicas. Na área de estudo, os eventos de distensão da crosta continental propiciaram a formação de carbonatitos, sienitos, fonolitos, doleritos e basaltos. Os carbonatitos podem estar associados com depósitos económicos de fluorita, apatita, pirocloro e minerais de terras raras. O rifteamento contínuo está geralmente relacionado com processos de *underplating* basáltico e de formação de províncias ígneas bimodais. Os granitóides anorogênicos intra-placa incluem os tipos I e S. O primeiro se desenvolveu por diferenciação magmática e o segundo por fusão de crosta continental. Na área de estudo, os granitóides tipo I estão associados com depósitos de estanho, tungstênio e nióbio-tântalo em veios, *greisen* e pegmatitos (Figura 61).

Figura 61. Depósitos e ocorrências minerais da região centro-oeste de Moçambique. Modificado de GTK (2006) e Lachelt (2004)

7.1.1. Complexo de Bárue

Os depósitos e ocorrências minerais do Complexo de Bárue estão hospedados em unidades litológicas tais como o ortognaísse de Inchope (P2Buig), gnaísse leococrático do Monte Tomonda (P2Bulg), granito do Monte Chissui (P2BCfg) e sienito nefelínico do Monte Dongueni (simbologia esverdeada) (Figura 61).

7.1.1.1. Ortognaísse de Inchope

A área tipo do ortognaísse de Inchope é conhecida pelas ocorrências de Ta-Nb-Sn-W como *comodity* primária e de metais especiais como Be, Li, Mo, Nb, ETRs, Sc e Zr ([Lachelt, 2004](#); [Grantham et al., 2011b](#)). A mineralização ocorre em tipos genéticos como veios pegmatíticos e greisens. Os veios pegmatíticos orientam-se nas direcções N-S, NE-SW e E-W e seus mergulhos variam de sub-horizontal a vertical. Estes veios pegmatíticos mineralizados ocorrem em três grupos principais. O primeiro grupo é formado por veios estaníferos concentrados entre ortognaísse e xenólitos metavulcano-sedimentares a Sul e Sudoeste de Inchope. O segundo grupo consiste de veios estaníferos nas zonas de contato entre os ortognaísse e xistos em Inchope. O último grupo compreende veios estaníferos aflorando em xistos a sul de Inchope. Os greisens ocorrem na área do Monte Doeroi e consistem de filões e filonetes de quartzo com cassiterita (7-10 kg/ton), columbita e, raramente, scheelita, volframita, zircão e ouro a que podem juntar-se filões aplito-pegmatíticos fracamente mineralizados e pequenas massas aplíticas. Em aluviões associados ao ortognaísse de Inchope, a cassiterita pode atingir 8,6 kg/ton ([Nota explicativa da carta de Depósitos e ocorrências minerais de Moçambique, 1995](#)).

7.1.1.2. Gnaísse leococrático do Monte Tomonda

O gnaísse leococrático do Monte Tomonda constitui a maior litologia colocada no grupo de Macossa, na parte Norte do Complexo de Bárue ([GTK, 2006](#)). Filões descontínuos e estreitos contendo fluorita ocorrem no contato tectônico entre o gnaísse leucocrático do Monte Tomonda e a margem do rifte do Karoo. Segundo a [nota explicativa da carta de depósitos e ocorrências minerais de Moçambique \(1995\)](#), estes filões orientam-se N-S e estão concentrados na intersecção com as fraturas orientadas NW-SE, na área de Maringue – Província de Sofala. Nesta área são conhecidos 14 filões de fluorita, N-S a NE-SW,

fortemente inclinados e com variações na extensão (20-500m) e na possança (1 cm a 5,6 m). A mineralização mais interessante consiste de filonetes de fluorita fibrosa com um teor médio de 38,9% CaF_2 . Foram calculadas reservas de $10 \times 10^3 \text{t}$ até uma profundidade de 39m e recursos prognósticos de $33 \times 10^3 \text{t}$ até profundidade de 100m.

7.1.1.3. Granito do Monte Chissui

O granito do Monte Chissui possui depósitos e ocorrências de Ti e Sn ([Nota explicativa da carta de Depósitos e ocorrências minerais de Moçambique, 1995](#)). O Sn ocorre em veios pegmatíticos associados a Ta-Nb- W como *comodity* primária e a metais especiais como Be, Li, Mo, Nb, ETRs, Sc e Zr. Os veios pegmatíticos orientam-se nas direcções N-S, NE-SW e E-W e seus mergulhos variam de sub-horizontal a vertical. O Ti ocorre na forma de TiO_2 associado a ilmenita, magnetita, zircão, rutilo e monazita em depósitos ortomagmáticos ou singenéticos (formados por processos magmáticos primários).

7.1.1.4. Sienito nefelínico do Monte Dongueni

O sienito nefelínico do Monte Dongueni possui ocorrências de Ti ([Nota explicativa da carta de depósitos e ocorrências minerais de Moçambique, 1995](#)) na forma de TiO_2 associado a ilmenita, magnetita, zircão, rutilo e monazita em tipo genético ortomagmático. Estas ocorrências podem estar relacionadas com diques máficos que se observam no Complexo de Bárue.

Os sienitos nefelínicos em Moçambique foram estudados como possível matéria prima para produção de alumina, cerâmica e vidro ([Lachelt, 2004](#)). [Manjate \(2011\)](#) obteve em análises químicas teores de Al_2O_3 na ordem de 22% e Alcalis ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) na ordem de 15%.

7.1.2. Suíte de Guro

Na Suíte de Guro as litologias com depósitos e ocorrências minerais são o granito-gnaísse do Monte Calinga Muci (P3ROgm) e o granito-gnaísse da Serra Banguatere (P3ROag) (Figura 61).

7.1.2.1. Granito-gnaísse do Monte Calinga Muci

A rocha gnáissica do Monte Calinga Muci, unidade rochosa mais expressiva da suíte bimodal de Guro, é constituída pelos membros máfico (gnaísse máfico ou gabro) e félsico (granito-gnaísse migmatítico). Esta unidade rochosa contém depósitos e ocorrências notáveis de Au, Mn e polimetálicos como Ag, Pb, Zn, Fe, Ti e minerais do grupo de platina (*PGEs*) pertencentes aos grupos genéticos hidrotermal e ortomagmático. De acordo com a [nota explicativa da carta de depósitos e ocorrências minerais de Moçambique \(1995\)](#), as concentrações de Mn inventariadas limitam-se à região SW da cidade de Tete onde em 1952 foram referidos valores totais de 150 000 t para o que hoje se encara como recursos prognósticos. Todos depósitos de Mn pertencem ao grupo genético metasedimentar envolvendo a formação de associações mineralógicas do tipo rodocrosita-pirolusita-rodonita. No seu conjunto, definem uma faixa muito sinuosa com 35x7,5 km, dentro da qual numerosos corpos mineralizados acompanham a foliação do granito-gnaísse do Monte Calinga Muci com intercalações de calcários metamórficos do grupo de Rushinga. A ocorrência mais estudada é a de Foia. Os minérios de Mn (pirolusita, rodonita, psilomelana, rodocrosita, espessartita, hemetita, mangano-magnetita e magnetita) afloram ao longo de duas cristas sensivelmente paralelas e nas zonas mais ricas observam-se lentículas concordantes, nódulos e bolsadas, bem como filonetes concordantes ou não com a foliação. As lentículas têm uma extensão geralmente decamétrica (podendo atingir 200 m) e possança métrica, prolongando-se em profundidade até 14m.

Depósitos e ocorrências polimetálicas como Ag, Pb, Zn, Au e *PGEs* são atribuídos ao grupo hidrotermal-filoneano. Filões de quartzo N70W com galena, pirita, esfalerita, calcopirita, barita e fluorita encaixam-se no granito-gnaísse do Monte Calinga Muci próximo ao contato com os gnaísse do grupo de Rushinga. Fe e Ti ororrem em Depósitos endógenos ortomagmáticos de pequena e média dimensão. O Ti ocorre localmente associado ao Fe (titanomagnetitas) na área de Changara, Tete ([Nota explicativa da carta de depósitos e ocorrências minerais de Moçambique, 1995](#)).

7.1.2.2. Granito-gnaísse da Serra Banguatere

O granito-gnaísse ocorre na parte oeste da suíte de Guro, junto aos empurrões sentido Oeste, e possui ocorrências de Au, cianita e silimanita ([Nota explicativa da carta de depósitos e ocorrências minerais de Moçambique, 1995](#)). O Au ocorre em tipos genéticos hidrotermais associado a Ag e *PGEs* em Changara – Província de Tete. A cianita e silimanita ocorrem no granito da Serra Banguatere, junto ao falhamento NW-SE e ao empurrão com sentro Oeste, em Guro.

7.1.3. Granito de Chacocoma

O Au ocorre em tipos genéticos hidrotermais associados a Ag e *PGEs* em Changara – Província de Tete ([Nota explicativa da carta de depósitos e ocorrências minerais de Moçambique, 1995](#)). Este pertence ao grupo genético hidrotermal numa área que segundo [GTK \(2006\)](#) consiste de dobras chevron com eixos sub-horizontais de sentido Norte. As dobras foram quebradas e as fraturas resultantes preenchidas com pegmatitos félsicos que provavelmente são a fonte da mineralização hidrotermal de Au e associados.

CAPÍTULO VIII – CONSIDERAÇÕES FINAIS

A crosta continental que integra a parte central de Moçambique compreende uma grande diversidade de granitóides que são divididos em várias unidades separadas por discontinuidades estruturais (Manhiça et al., 2001; GTK, 2006; Grantham et al., 2011a,b; Chaúque, 2012). Estes granitóides formaram-se em ambientes tectônicos de subducção para W e/ou NW envolvendo inicialmente uma interação entre crosta oceânica e continental evoluindo para um sistema colisional de crostas continentais, produzindo colagens de arcos magmáticos. Nestes processos foram retrabalhadas rochas da crosta continental pré-existentes com idades variáveis desde o Paleoproterozóico até o Mesoproterozóico. Este evento compressivo envolveu grandes falhamentos de empurrão, gerando nappes regionais com vergência para o Oeste em direção ao Cráton do Zimbábwe, e também mais localmente, através de eventos distensivos, ocorreram magmatismos intra-placa do tipo A (Figura 62).

Figura 62. Esquema de evolução crustal da região Centro-Oeste de Moçambique. Modificado de Macey et al (2010)

Na parte central de Moçambique foram estudadas rochas do Complexo de Bárue e da Suíte de Guro (Anexos 3 e 4). O Complexo de Bárue inclui rochas ígneas como granito do Monte Chissui, ortognaísse de Inchope, granito (charnockito) do Monte Senge, gnaísse do Monte Tomonda e sienito nefelínico do Monte Chissui e também rochas metassedimentares constituindo uma província tectono-magmática composta de um conjunto de arcos magmáticos continentais, formando um mosaico de pequenos terrenos de idade mesoproterozóica, que foram posteriormente afetados por eventos metamórficos térmicos relacionados à atuação do evento orogênico Pan-Africano com idades da ordem de 520 Ma. Estas rochas são majoritariamente calci-alcalinas e metaluminosas.

A suíte de Guro, de natureza predominantemente bimodal toleítica, é composta por rochas ígneas de composição charnockítica como granito de Chacocoma, granito de Cuchamano e os granito-gnaísse do Monte Calinga-Muci e da Serra Banguatere predominantemente metaluminosos e peraluminosos, além de rochas metassedimentares do Complexo Metamórfico de Mungari. As rochas ígneas foram produzidas por processos de fusão parcial da crosta continental, com protólitos principalmente mesoproterozóicos. Esses granitóides possuem idades neoproterozóicas, da ordem de 850 Ma, e também evidenciam terem sofrido a ação térmica do evento Pan-Africano durante o intervalo de tempo entre 540 e 500 Ma.

As rochas do Complexo de Bárue evoluíram em um sistema mesoproterozóico de arcos magmáticos sucessivos onde foram retrabalhadas rochas paleoproterozóicas e também mesoproterozóicas formadas em arcos magmáticos anteriores, gerando rochas de natureza calci-alcalina. Por outro lado, as rochas da Suíte de Guro estão associadas a ambientes intra-placa, sendo derivadas de magmas produzidos por fusão parcial de rochas de idades mesoproterozóicas.

A evolução destes arcos magmáticos parece estar relacionada à magmatismos episódicos em arcos que, segundo [Paterson e Ducea \(2015\)](#), podem resultar de processos que ocorrem fora dos domínios arcos magmáticos, como por exemplo, estarem associados às mudanças de fluxo do manto superior, reconfigurações de placas e colisões e, ainda, à processos cíclicos relacionados a eventos tectono-magmáticos. Neste contexto, períodos com altas taxas de produção de magmas alternam-se com períodos de baixa taxa de produção de magmas ([Figuras 63 e 64](#)).

Considerando que o zircão preserva morfologia e estrutura interna (Pupin, 1980; Corfu et al., 2003; Yuanbao and Yonfei, 2004) que refletem a sua história geológica pretérita registrando os episódios de cristalização magmática e recrystalização metamórfica que o afetou, a interpretação das idades U-Pb em zircão, acompanhadas de imageamento por catodoluminescência, e de dados isotópicos Sm-Nd pode indicar a história evolutiva dos arcos magmáticos e dos principais eventos de formação da crosta continental da região. Neste sentido, serão aqui interpretadas em conjunto as idades U-Pb obtidas, para os granitoides do Complexo de Bárue e da Suíte de Guro, neste trabalho e àquelas obtidas por outros autores (Manjate, 2011; Chaúque, 2012), separando-as por domínios internos onde foram realizadas as análises como naqueles que indicam zonas cristalização ígnea e metamórfica, sendo também consideradas as idades obtidas nos grãos de zircão detrítico presentes.

8.1. Complexo de Bárue

As rochas do Complexo de Bárue, consideradas como formadas em um arco magmático continental (Manjate, 2011; Chaúque, 2012), são representadas por ortognaisses de afinidade granítica à tonalítica e rochas metassedimentares associadas (GTK, 2006; Grantham et al., 2011b). Estas rochas foram cristalizadas entre 1150 e 1100 Ma durante o período Steniano em um ambiente de subducção sendo acrecionadas ao cráton do Zimbábwe entre 1090 e 1000 Ma. Em seguida foram afetadas por processos de fusão parcial que produziram veios migmatíticos leucossomáticos e posteriormente veios pegmatíticos entre 1000 e 950 Ma (Toniano), representando a atuação da Orogenia Grenviliana na área de estudo. Entre 550 e 500 Ma (Ediacarano – Cambriano) as rochas do Complexo de Bárue foram afetadas por eventos térmicos relacionados à Orogenia Pan-Africana (LKAB, 1980; Manhiça et al., 2001; GTK, 2006; Grantham et al., 2011a,b; Manjate, 2011; Chaúque, 2012; este estudo), devido ao desenvolvimento do Cinturão de Moçambique. As idades de cristalização, acreção e retrabalhamento do Complexo de Bárue são similares às obtidas no bloco de Nampula (Macey et al., 2010; Macey et al., 2007; Kroner et al., 1997; Bingen et al., 2009) à nordeste da área de estudo, sugerindo que o Complexo de Bárue e o Bloco de Nampula façam parte de uma mesma unidade mesoproterozóica composta por um complexo de arcos magmáticos continentais acrecionados ao cráton do Zimbábwe.

Os zircões das rochas do Complexo de Bárue registraram vários eventos magmáticos e metamórficos cuja ciclicidade é analisada usando os dados de idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, obtidas nestes zircões e também em grãos de zircão detrítico (este estudo; GTK, 2006; Manjate, 2011; Chaúque, 2012) projetados em histogramas de frequência relativa (Figura 63). Nestes histogramas se constata que tanto os zircões com características ígneas e metamórficas como os detríticos têm em comum o mesmo pico de idades relativas ao Mesoproterozóico e ao Ciclo Pan-Africano e também os pequenos sinais de herança de material crustal mesoproterozóico à paleoproterozóico, sendo isto mais evidente nos zircões de natureza detrítica. Essas características indicam que as rochas metassedimentares integrantes do Complexo de Bárue derivaram da erosão das rochas ígneas pouco mais antigas, mas também inclusas no mesmo Complexo apresentam assinaturas evidentes de sedimentação ocorreu no início do Neoproterozóico, conforme as datações U-Pb de zircões detríticos de Chaúque (2012) que determinou a idade máxima de sedimentação de aproximadamente 900 Ma (Figura 62).

Figura 63. Histogramas de idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ fornecidas por zircões ígneos (A) e detríticos (B) do Complexo de Bárue

Durante a atuação do evento Pan-Africano no Complexo de Bárue ocorreu um encurtamento e consenquentemente espessamento crustal associado a forte tectônica de nappes que pode ser observada no mapa geológico da Figura 61. A época de atuação deste evento tectônico é indicada pelas idades K-Ar e Ar-Ar obtidas em concentrados de biotita que variam entre 550 a 430 Ma (Manhiça et al., 2001; Chaúque, 2012), sugerindo a época de resfriamento regional, a temperaturas da ordem de 300 °C. A fase cratogênica é marcada por intrusões ígneas anorogênicas cambrianas nas rochas do Complexo de Bárue, do sienito nefelínico do Monte Dongueni (Manjate, 2011).

Os granitoides do Complexo de Bárue deriva da fusão parcial de material crustal, como evidenciado pelas suas razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ elevadas, variáveis entre 0,7046 e 0,7310, com valor médio de 0,7162, e pelos seus respectivos parâmetros petrogenéticos ϵ_{Nd} negativos entre -12,48 e -0,98, com valor médio de -6,82, e também por suas idades Sm-Nd modelo manto empobrecido antigas entre 1,5 e 2,3 Ga (com valor médio de 1,9 Ga). As variações observadas tanto das razões iniciais dos isótopos de Sr como dos valores de ϵ_{Nd} indicam que os magmas parentais das rochas do Complexo de Bárue possuíam misturas variáveis entre magmas juvenís mantélicos e magmas derivados de fusão parcial de rochas continentais, com predomínio destes últimos. Corroboram esta origem o facto destas rochas mostrarem no geral teores de elementos alcalinos (Rb, Ba, Th e K) relativamente elevados e anomalias negativas de Nb e Ti, o que também são indicativos de rochas calci-alcalinas derivadas de ambiente de arcos de margem continental e de magmas produzidos em zonas de subducção (Rollinson, 1993; Lan et al., 1996; Baier et al., 2008). As anomalias negativas de P e Ti que se observam em todas as amostras do Complexo de Bárue podem significar cristalização fracionada (Gill, 2010) de minerais acessórios como apatita e óxidos de Fe-Ti.

Do ponto de vista metalogenético as rochas graníticas do Complexo de Bárue hospedam depósitos e ocorrências minerais de diferentes tipos como mineralizações de Ta, Nb, Sn, W em veios pegmatíticos, greisens, filões e emanções ortomagmáticas (Tabela 12). Essas mineralizações foram identificadas em rochas calci-alcalinas em ambientes de arco magmático continental como ortognaísse de Inchope com idades de cristalização de 1070 ± 13 Ma e modelo de manto empobrecido de cerca de 2,4 Ga, parâmetro petrogenético ϵ_{Nd} de cerca de -13 e o granito do Monte Chissui com idades de 1156 ± 7 Ma e modelo de manto empobrecido de cerca de 1,5 Ga e valor de ϵ_{Nd} calculado para idade de formação de cerca de -0,98. Esses parâmetros que indicam magmas parentais de distintas naturezas para os dois granitoides sugerem também que as mineralizações observadas não estão relacionadas a um tipo especial de idades ou de fontes magmáticas primárias, mas sim a eventos metassomáticos

tardios, que produziram *greizens* mineralizados a Sn e W, relacionados a uma circulação hidrotermal induzida por processos tectono-termais posteriores ao desenvolvimento principal do sistema de arcos magmáticos, fato este corroborado pela idade U-Pb em zircão dos veios pegmatíticos no ortognaíse de Inchope de 956 ± 38 Ma (Manjate, 2011).

Nos domínios do Complexo de Bárue ocorrem mineralizações de fluorita em filões cortando os gnaisses de composição toleítica do Monte Tomonda, próximos ao contato com as rochas vulcânicas do Grupo. O gnaíse hospedeiro dos filões de fluorita possui idade de cristalização de 1067 ± 6 Ma, com idade Sm-Nd modelo de manto empobrecido de 2,2 Ga e valor de ϵ_{Nd} bastante negativo de -12,5. Provavelmente essas mineralizações de fluorita estão associadas à grande atividade ígnea que produziu às rochas vulcânicas do Grupo Karoo e suas rochas intrusivas de natureza alcalina, que poderiam ter sido a fonte do F, com os fluidos hidrotermais percolando através de fraturas as rochas gnáissicas regionais.

Ainda no Complexo de Bárue ocorrem mineralizações com Ti em emanções ortomágmatícas associadas aos diques máficos que cortam o sienito nefelínico do Monte Dongueni de ambiente de intra-placa e o granito do Monte Chissui de ambiente de arco continental, na região de Manica. Essas mineralizações associadas ao magmatismo máfico não possuem relação com a evolução do sistema de arcos magmáticos de Barué.

Em síntese as rochas do Complexo de Barué possuem especialização metalogenética para Sn, W e Ta, especialmente relacionadas a eventos de circulação de fluidos tardios responsáveis por formação de greisens, induzidos por eventos tectono-termais posteriores à evolução do sistema de arcos magmáticos.

Tabela 12. Tabela resumo de dados geocronológicos, geoquímicos e petrogenéticos do Complexo de Bárue

Amostra	Idade		Geoquímica		Petrogênese		Especialização metalogenética
	núcleo	borda	classificação	Teotônica	T _{DM} (Ga)	ε _{Nd} (T)	
Ortognaíse de Inchope							
BA-023	1124±19	533±140	Toleítica	Intra-placa	2,1	-7,79	Ta, Nb, Sn, W em veios e greisens
BA-028	1121±34	523±62	Toleítica	Intra-placa	1,9	-7,27	
BA-029	1109±6,1		Calci-alcalina	Sin-colisional	2,3	-10,2	
VM-011	1065±13		Calci-alcalina	Arco cont.	2,4	-12,6	
VM-015	1053±19	484±8	Calci-alcalina	Arco cont.	2,3	-13,6	
		956±38					
Granito do Monte Chissui							
25FR09	1156±6,9		Calci-alcalina	Arco cont.	1,5	-0,98	Sn, Ta, Nb, W em veios

							TiO ₂ - ortomagmático
Gnaíse do Monte Tomonda							
12FR09	1067±6	504±2	Toleítica	Sin-colisional	2,2	-12,5	Fluorita em filões
Sienito nefelínico do Monte Dongueni							
VM-017	493±2		Calci-alcalina	Intra-placa	1,7		TiO ₂ em diques máficos
Granito do Monte Senge							
15FR09	1094±36	498±30	Calci-alcalina	Intra-placa		-1,23	

8.2. Suíte de Guro

A suíte de Guro, de natureza predominantemente bimodal toleítica, é composta pelos granito-gnaíesses de Cuchamano, Monte Calinga Muci e Serra Banguatere e pelas rochas metassedimentares que constituem o Complexo de Mungari. Estas rochas possuem idades de cristalização meso e neoproterozóicas, da ordem de 1070 e 850 Ma, e apresentam também evidências de terem sofrido a ação térmica do evento Pan-Africano, no intervalo de tempo entre 540 e 500 Ma (Figura 64). As idades de cristalização em torno de 850 Ma correlacionam-se com as obtidas por [Vinyu \(1999\)](#) para as rochas do terreno alóctone do Zambezi, complexo ígneo basal de Rushinga e no terreno gnaísse migmatítico no Zimbábwe. Por sua vez, as idades em torno de 1070 Ma. se correlacionam com as obtidas para os terrenos Chewore-Rufunsa no Zimbábwe ([Johnson et al., 2007](#)), Complexo de Bárue ([GTK, 2006](#); [Manjate, 2011](#); este estudo) e bloco de Nampula ([Macey et al., 2010](#); [Kroner et al., 1997](#); [Macey et al., 2007](#); [Bingen et al., 2009](#); [Macey et al., 2010](#)), junto com as quais representa o episódio magmático mesoproterozóico do cinturão de Moçambique. Nesse contexto, sugere-se que as rochas mesoproterozóicas da Suíte de Guro, por exemplo, o Granito de Chacocoma, se desenvolveram através de um sistema de subducção inicialmente com crosta oceânica colidindo com crosta continental nas margens do cráton do Zimbábwe, seguido de retrabalhamento de rochas crustais, gerando magmatismo tipo arco, espessamento crustal e tectônica compressional. [John et al \(2003\)](#) sugere a formação de um oceano, por rifteamento e extensão crustal, entre os crátons de Zimbábwe e Congo considerando como evidências os corpos máficos e ultramáficos no cinturão de Zambezi que interpreta como fragmentos de ofiolitos. Na Suíte de Guro, a exemplo do Complexo de Bárue, também foram observadas idades entre 540 e 500 Ma tanto em zircões ígneos como detríticos que são interpretadas como indicativas da ocorrência de eventos de colisão, espessamento crustal e tectônica de nappes relacionados com a orogenia Pan Africana. A atuação deste evento tecton-termal é suportada pelas

idades K-Ar (Cháuque, 2012) obtidas em biotita de 458 ± 9 Ma e em anfibólio de 450 ± 10 Ma interpretadas como a época de resfriamento regional. É importante ressaltar que as idades K-Ar em anfibólio e em biotitas são concordantes e sugerem um resfriamento extremamente rápido em 450 Ma., passando da isoterma de 500 °C para 300 °C sugerindo um *uplift* de blocos crustais através das nappes regionais. Estas idades estão também em concordância com as obtidas por outros autores no Complexo de Bárue (Manhiça et al., 2001; GTK, 2006; Grantham et al., 2011a,b; Manjate, 2011; Cháuque, 2012), no bloco de Nampula (Macey et al., 2007; Bingen et al., 2009; Macey et al., 2010; Ueda et al., 2012) e em outros terrenos do orógeno Leste Africano (Jacobs & Thomas, 2004; Moller et al., 2000; Board et al., 2005; Sommer et al., 2005; Rossetti et al., 2008; Bingen et al., 2009).

Os eventos magmáticos e metamórficos responsáveis pela evolução da Suíte de Guro são episódicos. Para analisar a frequência destes eventos magmáticos são usados os valores das idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em zircões ígneos (este estudo; GTK, 2006; Manjate, 2011; Cháuque, 2012) e detríticos (Cháuque, 2012) para construir os histogramas da Figura 63. Nestes histogramas, ao contrário do observado para o complexo de Bárue, o pico de idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ para os zircões detríticos é mais antigo do que aquele obtido para os zircões ígneos, enquanto que para o primeiro conjunto o pico principal indica idades próximas a 1070-1050 Ma para o segundo conjunto o pico de idades está em torno de 850 Ma. Além disto, pode ser também notado que os zircões detríticos apresentam ainda algumas poucas idades variáveis de 1,3 até 2,5 Ga., enquanto que para os zircões das rochas ígneas tal fato não foi observado, sugerindo que o evento formador destas rochas retrabalhou rochas formadas pouco tempo antes no mesmo ambiente magmático. É provável que as rochas neoproterozóicas da Suíte de Guro tenham relação petrogenética com as da Grande Província Ígnea (LIP) de Umkondo que também apresenta natureza bimodal (Bailie et al (2012)). Por sua vez, os zircões detríticos de rochas metassedimentares da Suíte de Guro (Complexo de Mungari) forneceram idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ com picos que sugerem proveniências paleo à mesoproterozóica e sedimentação máxima neoproterozóica (Figura 64). O padrão de distribuição de idades observado nos zircões detríticos de Mungari é similar ao observado na distribuição de idades de zircões detríticos do Complexo de Bárue sugerindo fontes similares, pelo menos em termos temporais.

Figura 64. Histogramas de idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ fornecidas por zircões ígneos (A) e detríticos (B) da Suíte de Guro

Os granitóides da Suíte de Guro exibem razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ entre 0,7095 – 0,7696 (com valor médio de 0,7286), valores de ϵ_{Nd} negativos entre -7,6 e -0,4 (com valor médio de -2,7) e idades Sm-Nd modelo manto empobrecido entre 1,9 e 1,3 Ga (com valor médio de 1,5 Ga). Estes parâmetros indicam um grande predomínio de materiais crustais nos magmas parentais destes granitóides, mas as rochas com valores de ϵ_{Nd} próximos a zero sugerem a participação, embora bastante subordinada, de magmas mantélicos na gênese destas rochas.

As rochas da suíte de Guro mostram no geral um moderado enriquecimento de elementos de grande raio iônico (*LILE*) no diagrama de elementos traço normalizados para manto primitivo (Sun & McDonough, 1989) e anomalias negativas de Nb, P e Ti típicas de granitos tipo A em ambientes extensionais.

As rochas da suíte de Guro mostram no geral um moderado enriquecimento de elementos de grande raio iônico (*LILE*) no diagrama de elementos traço normalizados para manto primitivo (Sun & McDonough, 1989) e anomalias negativas de Nb, P e Ti típicas de granitos tipo A em ambientes extensionais.

As rochas da Suíte Bimodal de Guro, em especial os granitos-gnaísse do Monte Calinga-Muci e da Serra Banguatere e no granito de Chacocoma associam-se com mineralizações metálicas de vários tipos genéticos, principalmente hidrotermal e ortomagmático (Tabela 13). As mineralizações hidrotermais, normalmente associadas a veios de quartzo, podem ser encontradas em vários ambientes geológicos controlados por falhas ou estruturas de

cizalhamento, ocorrendo principalmente como veios ou em estruturas do tipo *stockworks* (Phillips & Powell, 2010). O granito-gnaísse do Monte Calinga Muci contém depósitos e ocorrências notáveis de Au, Mn e polimetálicos como Ag, Pb, Zn, *PGEs*, Fe e Ti pertencentes aos grupos genéticos hidrotermais e ortomagmáticos. O granito-gnaísse da Serra Banguatere possui ocorrências de Au em tipos genéticos hidrotermais associados à Ag e *PGEs* em Changara – Província de Tete. Mineralizações deste tipo ocorrem também associadas a cianita e silimanita junto ao sistema de falhamento NW-SE que seccionam a área e aos empurrões com sentido Oeste, em Guro.

No granito de Chacocoma o Au ocorre associado a veios de quartzo hidrotermais associado à Ag e *PGEs* em Changara – Província de Tete. A característica peculiar da área do granito-gnaísse da Serra Banguatere é a presença de dobras em *chevron* com eixos sub-horizontais de sentido Norte. Estas dobras apresentam fraturas preenchidas com material pegmatítico, provavelmente a fonte da mineralização hidrotermal de Au e associados. As principais mineralizações auríferas polimetálicas da Suíte de Guro encontram-se associadas predominantemente aos granitoides de natureza toleítica, formados em ambientes intra-placas a partir de processos de fusão parcial de rochas pré-existentes derivadas do manto superior durante o mesoproterozóico próximos a 1,5 -1,4 Ga, mas envolvendo também em seu magma parental, material juvenil derivado do manto superior.

Tabela 13. Tabela resumo de dados geocronológicos, geoquímicos e petrogenéticos da Suíte de Guro

Amostra	Idade (Ma)		Geoquímica		Petrogênese		Especialização metalogenética
	núcleo	borda	Classificação	Tectônica	T _{DM} (Ga)	ε _{Nd} (T)	
Granito-gnaísse do Monte Calinga Muci							
MB-84	860±4		Toleítica	Intra-placa	1,4	-1,4	Au, Mn, Ag, Zn, Fe, Ti, PGE hidrotermais e ortomagmáticos
20FR09	836±53	509±20	Toleítica	Intra-placa			
Granito da Serra Banguatere							
MB-83	820±36	542±48	Toleítica	Intra-placa	1,4	-1,6	Hidrotermais de Au, Ag, PGE / Cianita e silimanita
Granito de Chacocoma							
MB-87	1078±9		Toleítica	Arco continental	1,5	-1,5	Hidrotermais de Au, Ag, PGE
Granito de Cuchamano							
MB-78	869±4,9	613±49	Toleítica	Intra-placa	1,9	-7,61	

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Afonso, R. S. & Marques, J. (1993).** *Recursos Minerais da República de Moçambique* (2ª Edição ed.). Lisboa, Portugal: Ministério da Ciência e da Tecnologia; Instituto de Investigação científica tropical. p. 150.
- Afonso, R. S. (1976).** A Geologia de Moçambique. Notícia Explicativa da Carta Geológica de Moçambique na escala 1 : 2000 000, 175 pp., Serv. Geol. Min., Maputo, Mozambique.
- Afonso, R. S.; Marques, J. M.; Ferrara, M., (1998).** A Evolução Geológica de Moçambique. Instituto de Investigação Científica Tropical de Portugal and Direcção Nacional de Geologia de Moçambique. 1st Edition, Lisbon, Portugal.
- Baier, J.; Audétat, A.; Keppler, H., (2008).** The origin of the negative niobium tantalum anomaly in subduction zone magmas. *Earth and Planetary Science Letters*. 267, 290–300.
- Bailie, R.; Rajesh, H. M.; Gutzmer, J., (2012).** Bimodal volcanism at the western margin of the Kaapvaal Craton in the aftermath of collisional events during the Namaqua-Natal Orogeny: The Koras Group, South Africa. *Precambrian Research*. (200–203),163–183.
- Barbarin, B., (1999).** A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos*. 46, 605–626.
- Barker, F., (1979).** Trondjemite: definition, environment and hypotheses of origin, In: Barker, F., ed., Trondjemites, dacites, and related rocks: New York, Elsevier, p. 1-12.
- Barton, C.M.; Carney, J.N.; Crow, M.J.; Dunkley, P.N.; Simango, S., (1991).** The geology of the country around Rushinga and Nyamapanda. *Bulletin, Zimbabwe Geological Survey, Harare*. 92, 220 pp.
- Barton, J. M.; Holzer, L.; Kamber, B.; Doig, R.; Kamers, J. P.; Nyfeler, D., (1994).** Discrete metamorphic events in the Limpopo Belt, southern Africa. Implications for the application of P-T paths in complex metamorphic terrains. *Geology*, 22.
- Bingen, B.; Jacobs, J.; Viola, G.; Henderson, I.H.; Skår, Ø.; Boyd, R.; Thomas, R.J.; Solli, A.; Key, R.M.; Daudi, E.X., (2009).** Geochronology of the Precambrian crust in the Mozambique Belt of NE Mozambique, and implications for Gondwana assembly. *Precambrian Research*. 170, 231–255.
- 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. *Chemical Geology* (200), 155 – 170.
- Board, W.S., Frimmel, H.E., Armstrong, R.A., (2005).** Pan-African tectonism in the Western Maud Belt: P–T–t path for high-grade gneisses in the H.U. Sverdrupfjella, East Antarctica. *Journal of Petrology*. 46, 671–699.
- Boyd, R.; Nordgulen, Ø.; Thomas, R.J.; Bauer, W.; Bingen, B.; Bjerkgård, T.; Henderson, I.; Melezhik, V.; Sandstad, J.S.; Solli, A.; Tveten, E.; Viola, G.; Key, R.M.; Smith, R.A.; Gonzalez, E.; Hollick, J.J.; Jacobs, J.; Jamal, D.; Motuza, G.; Daudi, E.; Feitio, P.; Manhica, V.; Moniz, A.; Rosse, D., (2010).** The geology and geochemistry of the East African Orogen in NE Mozambique. *South African Journal of Geology*. 113 (1), 87–129.
- Boynton, W. V., (1984).** Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson, P. (ed), Rare Earth Element Geochemistry, Elsevier, 63–114.

- Cadoppi, P.; Costa, M.; Sacchi, R., (1987).** A cross section of the Namama Thrust Belt (Mozambique). *Journal of African Earth Sciences*. 6, 493–504.
- Cahen, L., Snelling, N.J., Delhal, J., Vail, J.R., Bonhomme, M., Ledent, D., (1984).** The Geochronology and Evolution of Africa. *Clarendon Press, Oxford*. 512 pp.
- Cháuque, F. R. (2012).** Contribuição para o conhecimento da evolução tectônica do cinturão de Moçambique, em Moçambique. Tese de Doutorado, *Instituto de Geociências-USP, Mineralogia e Geotectônica, São Paulo*.
- Chenjerai, K.G.; Schmidt Mumm, A.; Blenkinsop, T.G. & Chatora, D.R., (1993).** The Redwing Gold Deposit, Mutare Greenstone Belt, Zimbabwe: tectonic setting and regional exploration significance. *Abstracts, Sub-Sahara Economic Geology Conference*, Harare, 2-3.
- Condie, K.C. (2000).** Episodic continental growth models: afterthoughts and extensions. *Tectonophysics*. 322, 153-162.
- Cordani, U. G.; Fraga, L. M.; Reis, N.; Colombo C.G. Tassinari, C. C. G.; Brito-Neves, B. B., (2010).** On the origin and tectonic significance of the intra-plate events of Grenvillian-type age in South America: A discussion. *Journal of South American Earth Sciences*. 29, 143–159.
- Corfu, F.; Hancher, J. M.; Hoskin, P. W. O.; Kinny, P., (2003).** Atlas of zircon textures. In: Hancher, M. H.; Hoskin, P. W. O., (2003). Zircon: Reviews in mineralogy and geochemistry. *Mineralogical Society of America*. 53, 469-500
- Costa, M.; Ferrara, G.; Sacchi, R.; Tonarini, S., (1992).** Rb/Sr dating of the upper Proterozoic basement of Zambesia, Mozambique. *Geologische Rundschau*. 81, 487–500.
- Cox, K. G.; Bell, J. D., Pankhurst, R. J., (1979).** *The Interpretation of igneous rocks*. London; Allen and Unwin. 450pp.
- de Kock, M. O.; Ernst, R.; Söderlund, U.; Jourdan, F.; Hofmann, A.; Le Gall, B.; Bertrand, H.; Chisonga, B. C.; Beukes, N.; Rajesh, H.M.; Moseki, L.M.; Fuchs, R., (2014).** Dykes of the 1.11 Ga Umkondo LIP, Southern Africa: Clues to a complex plumbing system. *Journal of Precambrian Research*. 249. 129-143.
- De Paolo, D. J. A. (1981).** Neodymium and strontium isotopic study of the Mesozoic calc-alkaline granitic batholiths of the Sierra Nevada and Peninsular Ranges, California. *Journal of Geophysical Research*, v. 86, p. 10470-10488.
- De Paolo, D.J., (1988).** Neodymium Isotope Geochemistry: An Introduction. Springer-Verlag, Berlin, 187 p.
- De Paolo, D.J.; Linn, A.M.; Schubert, G., (1991).** The continental age distribution: methods of determining mantle separation ages from Sm-Nd isotopic data and application to the southeastern United States. *J. Geophys. Res.*, 96: 2071-2088.
- De Waele, B.; Liégeois, J.P.; Nemchin, A. A.; Tembo, F., (2006).** Isotopic and geochemical evidence of Proterozoic episodic crustal reworking within the Irumide Belt of South-Central Africa, the southern metacratonic boundary of an Archaean Bangweulu Craton. *Precambrian Research*, 148, 225–256.
- Dewaele, S.; Henjes-Kunst, F.; Melcher, F.; Sitnikova, M.; Burgess, R.; Gerdes, A.; Fernandez, M. A.; De Clercq, F.; Muchez, P.; Lehmann, B. (2011).** Late Neoproterozoic overprinting of the cassiterite and columbite-tantalite bearing pegmatites of the Gatumba area, Rwanda (Central Africa). *Journal of African Earth Sciences*. 61, 10–26.
- Dirks, P. H. G. M.; Jelsma, H. A., (1998).** Horizontal accretion and stabilization of the Archaean Zimbabwe Craton. *Geology*, 26, 11-14.

- Dutra (1984).** Método para determinação de traços e subtraços de terras raras em rochas por espectrometria de plasma (ICP) – Aplicação em petrogênese. XXXIII Congr. Bras. Geol., Rio de Janeiro. Anais. 4: 4792-4805.
- Engvik, A.K.; Tveten, E.; Bingen, B.; Viola, G.; Erambert, M.; Feito, P.; De Azevedo, S., (2007).** P-T-t evolution and textural evidence for decompression of Pan African high-pressure granulites, Lurio belt, North-eastern Mozambique. *Journal of metamorphic geology*. 25, 935-952
- Evans, R.J., Ashwal, L.D. and Hamilton, M.A. (1999).** Mafic, ultramafic, and anorthositic rocks of the Tete Complex, Mozambique: petrology, age, and significance. *South African Journal of Geology*, 102, 153-166.
- Faure, G., (1986).** *Principles of Isotope Geology* (Second Edition ed.). Canada, USA, USA: John Wiley & Sons, INC. p. 589.
- Faure, G.; Mensing, T. M., (2005).** *Isotopes: Principles and Applications* (3rd Edition ed.). Canadá: John Wiley & Sons, Inc., Hoboken, New Jersey. p. 897
- Ferrara, M. (1982).** Notas explicativas da interpretação geologia do mosaico fotografico na escala 1 : 90 000 da area de trabalho do projecto PND/MOZ - 80-013 para o ano 1982 Provincia de Tete. *Unpubl. Rept. to DNG*.
- Freitas, A. J. (1957).** Notícia Explicativa do Esboço Geológico de Moçambique (1 : 2 000 000). Bol. Serv. Industr. Geol., 23, 82 pp., Lourenço Marques, Mozambique.
- Freitas, A. J. (1959).** A geologia e o desenvolvimento económico e social de Moçambique. Junta de Comércio Externo, 396 pp., Lourenço Marques, Moçambique.
- Frost, B. R.; Arculus, R. J.; Barnes, C. G.; Collins, W. J.; Ellis, D. J.; Frost, C. D., (2001).** A geochemical classification of granitic rocks. *Journal of Petrology*. 42: 2033-2048.
- Gill, R., 2010.** Igneous rocks and processes: A practical guide. *Willey-Blacwell*. First Edition. 428p
- Grantham, G. H., Manhiça, A. D., Armstrong, R. A., Kruger, F. J., & Loubser, M. (2011a).** New SHRIMP, Rb/Sr and Sm/Nd isotope and whole rock chemical data from central Mozambique and western Dronning Maud Land, Antarctica: Implications for the nature of the eastern margin of the Kalahari Craton and the amalgamation of Gondwana. *Journal of African Earth Sciences*. 59, 74–100.
- Grantham, G. H.; Marques, J. M.; Wilson, M. G. C.; Manhiça, V.; Hartzler, F. J., (2011b).** Explanation of the geological map of Mozambique, scale 1:1 000 000. *Ministério dos Recursos Minerais, Direcção Nacional de Geologia*, Maputo. p. 383.
- Grantham, G.; Macey, P.; Horie, K.; Kawakami, T.; Ishikawa, M.; Satish-Kumar, M.; Tsuchiya, N.; Graser, P.; Azevedo, S., (2013).** Comparison of the metamorphic history of the Monapo Complex, northern Mozambique and Balchenfjella and Austhameren areas, Sør Rondane, Antarctica: Implications for the Kuunga Orogeny and the amalgamation of N and S. Gondwana. *Precambrian Research* , 51
- Grantham, G.H.; Macey, P.H.; Ingram, B.A.; Roberts, M.P.; Armstrong, R.A.; Hokada, T.; Shiraishi, K.; Jackson, C.; Bisnath, A.; Manhica, V., (2008).** Terrane correlation between Antarctica, Mozambique and Sri Lanka; comparison of geochronology, lithology, structure and metamorphism and possible implications for the geology of southern Africa and Antarctica. In: M. Satish-Kumar, Y. Motoyoshi, Y. Osanai, Y. Hiroi, K. Shiraishi (Editors), *Geodynamic evolution of East Antarctica: a key to the East-West Gondwana connection*. *Geological Society, London, Special Publications*. 308, pp. 91–119.
- Grantham, G.H.; Macey, P.H.; Ingram, B.A.; Roberts, M.P.; Rohwer, M.; Opperman, R.; Manhica, V.; Alvares, S.; Bacalhau, C.; Du Toit, M. C; Cronwright, M.;**

- Thomas R.J., (2007).** Map Explanation of Sheets Meconte (1439) and Nacala (1440). *National Directorate of Geology, Republic of Mozambique*.
- GTK Consortium (2006).** Map Explanation; Volume 2: Sheets 1630 – 1934. Geology of Degree Sheets Mecumbura, Chioco, Tete, Tambara, Guro, Chemba, Manica, Catandica, Gorongosa, Rotanda, Chimoio and Beira, Mozambique. *Ministério dos Recursos Minerais, Direcção Nacional de Geologia*, Maputo. p. 499.
- Hanchar, J.M.; Miller, C.F., (1993).** Zircon zonation patterns as revealed by cathodoluminescence and back-scattered electron images: Implications for interpretation of complex crustal histories. *Chemical Geology*. 110, 1–13.
- Hanson, R. E.; Martin, M. W.; Boering, S. A.; Munyanyiwa, H., (1998).** U-Pb zircon age for the Umkondo dolerites, eastern Zimbabwe: 1.1Ga Large Igneous Province in Southern Africa-Eastern Antarctica and possible Rodinia correlation. *Geology*. 26, 1143-1146.
- Hanson, R.E., (2003).** Proterozoic geochronology and tectonic evolution of southern Africa. In: Yoshida, M., Windley, B., Dasgupta, S. (Eds.), Proterozoic East Gondwana: Supercontinent Assembly and Breakup. *Geol. Soc. Lond., Spec. Publ.*, vol. 206, pp. 428– 463.
- Hargrove, U. S.; Hanson, R. E.; Martin, M. W.; Blenkinsop, T. G.; Bowring, S. A.; Walker, N.; Munyanyiwa, H., (2003).** Tectonic evolution of the Zambezi orogenic belt: geochronological, structural, and petrological constraints from northern Zimbabwe. *Precambrian Research* (123), 159–186
- Hoffman, P.F., (1991).** Did the breakout of Laurentia turn Gondwanaland insideout? *Science* 252, 1409–1412.
- Holmes, A. (1918).** The Precambrian and associated rocks of the district of Mozambique. *Quarterly Journal of the Geological Society, London*. 74, 31-NP. doi:10.1144/GSL.JGS.1918.074.01-04.03.
- Holmes, A., (1951).** The sequence of Pre-Cambrian orogenic belts in South and Central Africa. In: K.S. Sandford and F. Blondel (Editors), Proceedings of the 18 th International Geological Congress. *Association des Services Géologiques Africains, London*. pp. 254-269.
- Hunting Geology & Geophysics Limited (1984).** Mineral Inventory Project. Unpublished Report, National Directorate of Geology, Maputo, Mozambique, 329 pp.
- Irvine, T. N.; Baragar, R. A., (1971).** A guide to the chemical classification of the common rocks. *Can. J. Earth Sciences*. 8, 523-48.
- Jacobs, J. and Thomas, R. J. (2004).** Himalayan-type indenter-escape tectonics model for the southern part of the late Neoproterozoic-early Paleozoic East African-Antarctic Orogen. *Geology*. 32, (8), 721-724.
- Jacobs, J.; Pisarevsky, S.; Thomas, R. J., Becker, T., (2008).** The Kalahari craton during the assembly and dispersal of Rodinia. *Precambrian Research*. 160, 142-168.
- Jacobs, J.; Thomas, R. J., (2004).** Himalayan-type indenter-escape tectonics model for the southern part of the late Neoproterozoic–early Paleozoic East African–Antarctic orogen. *Geological Society of America*. (32): 8, 721-724.
- Jacobs, J.; Thomas, R.J., (2002).** The Mozambique belt from an East Antarctic perspective. In: Gamble, J.A., Skinner, D.N.B., Henrys, S., Lynch, R. (editors) “Antarctica at the close of a Millenium”. *Proceedings Volume 8th International Symposium on Antarctic Earth Sciences, Royal Society of New Zealand Bulletin*. 35, pp. 3–18.
- Jamal, D.L., (2005).** Crustal studies across selected geotransects in NE Mozambique: Differentiating between Mozambiquan (~Kibaran) and Pan African Events, with

- implications for Gondwana Studies. *Unpublished Ph.D Thesis, University of Cape Town*, 366 pp.
- Janasi, V. A.; Andrade, S.; Ulbrich, H. H., (1995).** A correção do drift instrumental em ICP-AES com espectrômetro sequencial e análise de elementos maiores, menores e traços em rochas. *Bol IGc-USP Série Científica* (26), 45-58.
- John, T.; Schenk, V.; Haase, K.; Scherer, E.; Tembo, F., (2003).** Evidence for a Neoproterozoic ocean in south-central Africa from mid-oceanic-ridge-type geochemical signatures and pressure-temperature estimates of Zambian eclogites. *Geology*. 31, 243-246.
- Johnson, S. P.; De Waele, B.; Tembo, F.; Katongo, C.; Tani, K.; Chang, Q.; Iizuka, T.; Dunkley, D., (2007).** Geochemistry, Geochronology and Isotopic Evolution of the Chewore-Rufunsa Terrane, Southern Irumide Belt: a Mesoproterozoic Continental Margin Arc. *Geological Society of America*. (48): 7, 1411-1441.
- Johnson, S.; De Waele, B.; Liyungu, K., (2006).** U-Pb sensitive high-resolution ion microprobe (SHRIMP) zircon geochronology of granitoid rocks in eastern Zambia: Terrane subdivision of the Mesoproterozoic Southern Irumide Belt. *Tectonics*, 25, TC6004. doi:10.1029/2006TC001977.
- Kawashita, K., (1972).** O método Rb-Sr em rochas sedimentares. Aplicação para as bacias do Paraná e Amazonas. Tese (Doutorado). *Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo*. 111f
- Kearey, P.; Klepeis, K. A.; Vine, F. J. (2009).** *Global Tectonics* (Third Edition ed.). Oxford: Wiley Blackwell. 482p.
- Koistinen, T.; Lehtonen, M.I.; Fernando, S. & Matola, R. (2008).** Contribution to the structure at the eastern margin of the Archaean Zimbabwe craton, Mozambique. *Special Paper, Geological Survey of Finland*. 48:81-119.
- Kokonyangi, J.; Armstrong, R.; Kampunzu, A.B.; Yoshida, M.; Okudaira, T., (2004).** U-Pb zircon geochronology and petrology of granitoids from Mitwaba (Katanga, Congo): Implications for the evolution of the Mesoproterozoic Kibaran belt. *Journal of Precambrian Research*. 132, 79-106.
- Kretz, (1983).** Symbols for rock forming minerals. *American Mineralogist*. 68, 277-279.
- Kroner, A. & Cordani, U. (2003).** Africa, southern Indian and South America cratons were not part of the Rodinia supercontinent: evidence from field relationship and geochronology. *Tectonophysics*, 375: 325-352.
- Kroner, A. & Stern, R. J. (2004).** Pan-African Orogeny. *Elsevier* (1), 1-12.
- Kröner, A., Willner, A.P., Hegner, E., Jaeckel, P. and Nemchin, A. (2001).** Single zircon ages, PT evolution and Nd isotopic systematics of high-grade gneisses in southern Malawi and their bearing on the extent of the Mozambique belt into southern Africa. *Precambrian Research*, 109, 257-291
- Kröner, A.; Sacchi, R.; Jaeckel, P.; Costa, M., (1997).** Kibaran magmatism and Pan-African granulite metamorphism in northern Mozambique: single zircon ages and regional implications. *Journal of African Earth Sciences*. 25, 467-484.
- Kroner, A.; Stern, R. J., (2004).** Pan-African Orogeny. *Elsevier* (1), 1-12.
- Kröner, A.; Willner, A.P.; Hegner, E.; Jaeckel, P. ; Nemchin, A., (2001).** Single zircon ages, PT evolution and isotopic systematics of high-grade gneisses in southern Malawi and their bearing on the evolution of the Mozambique belt in southeastern Africa. *Precambrian Research*, 109:257-291.

- Lachelt, S. (2004).** *Geology and Mineral Resources of Mozambique* (Vol. II). Maputo: Council For Geoscience. p. 205.
- Lächelt, S., Marques, J. M. and Sérvano, A. S. (1997).** Provisional Stratigraphic Scheme of Moçambique. DNG, Maputo and SADC (Hartzer, 1998, Pretoria).
- Lan, C.Y.; Jahn, B.M.; Mertzman, S.A.; Wu, T.W., (1996).** Subduction-related granitic rocks of Taiwan. *Journal of Southeast Asian Earth Sciences*. 14, 11–28.
- Lawver, L. A.; Gahagen, L. M. & Dalziel, I. W. D. (1998).** A tight fit early Mesozoic Gondwana, a plate reconstruction perspective. Spec. Issue Mem. Natl. Polar Research, Tokyo, 53, 214-229.
- Lee, J. K. W.; Williams, I. S.; Ellis, D. J., (1997).** Pb, U and Th diffusion in natural zircon. *Nature* 390: 159–162
- Li, Z.X.; Bogdanova, S.V.; Collins, A.S.; Davidson, A.; De Waele, B.; Ernst, R.E.; Fitzsimons, I.C.W.; Natapov, L.M.; Pease, V.; Pisarevsky, S.A.; Thrane, K. & Vermikovsky, V. (2008).** Assembly, configuration and break-up history of Rodinia: A synthesis. *Precambrian Research*. 160:179-210.
- LKAB, (1980).** Trabalho de prospecção preliminar na area do Inchope-Doeroi. *Direcção Nacional de Geologia. Ministério de Recursos Minerais, Moçambique*. 78p.
- Longyear Company (1955).** Review of the Geology and Mineral Occurrences of Mozambique (Portuguese East Africa), by Alexander Luty-Lutenko. Unpubl. Rept., DNG, Maputo.
- Ludwig, K. R. (2009).** *Isoplot: A geochronological tool kit for microsoft excell*. Berkeley: Berkeley Geochronology Center. p. 76.
- Maboko, M. A. H. (2000).** Nd and Sr isotopic investigation of the Archean-Proterozoic boundary in northeastern Tanzania: constraints on the nature of Neoproterozoic tectonism in the Mozambique Belt. *Precambrian Research*, 102, 87-98.
- Macey, P. H.; Thomas, R. J.; Grantham, G. H.; Ingram, B. A.; Jacobs, J.; Armstrong, R. A.; Roberts, M. P.; Bingen, B.; Hollick, L.; de Kock, G. S.; Viola, G.; Bauer, W.; Gonzales, E.; Bjerkgaard, T.; Henderson, I. H. C.; Sandstad, J. S.; Cronwright, M. S.; Harley, S.; Solli, A.; Nordgulen, O.; Motuza, G.; Daudí, E.; Manhiça, V., (2010).** Mesoproterozoic Geology of the Nampula block, northern Mozambique: Tracing fragments of Mesoproterozoic crust in the heart of Gondwana. *Journal of Precambrian Research*. 182, 124–148.
- Macey, P.H.; Ingram, B.A.; Cronwright, M.S.; Botha, G.A.; Roberts, M.R.; Grantham, G.H.; Maree, L.P.; Botha, P.M.W.; Kota, M.; Opperman, R.; Haddon, I.G.; Nolte, J.C.; Rower, M., (2007).** Map Explanation of Sheets Alto Molócuè (1537), Murrupula (1538), Nampula (1539), Mogincual (1540), Errego (1637), Gilé (1638) and Angoche (1639-40). *National Directorate of Geology, Republic of Mozambique*.
- Manhiça, A.S.T.D.; Grantham, G.H.; Armstrong, R.A.; Guise, P.G.; Kruger, F.J., (2001).** Polyphase deformation and metamorphism at the Kalahari Craton – Mozambique belt boundary. In: Miller, J.A., Holdsworth, R.E., Buick, I.S., Hand, M. (Eds.), *Continental Reactivation and Reworking*, vol. 184. *Geological Society of London*, pp. 303–321
- Manjate, V. A. (2011).** Geocronologia da região de Gondola-Nhamatanda (Centro de Moçambique). Dissertação de Mestrado. *Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo*. 82pp (unpubl.)
- Mäntäri, I. (2008).** Mesoarchean to lower Jurassic U-Pb and Sm-Nd ages from NW Mozambique. *Special Paper, Geological Survey of Finland*, 48:81-119.

- Mäntäri, I. (2008).** Mesoarchaeon to lower Jurassic U-Pb and Sm-Nd ages from NW Mozambique. *Special Paper, Geological Survey of Finland*. 48:81-119.
- Manuel, I.R.V. (1992).** Geologie, Petrographie, Geochemie und Lagerstätten der Manica Greenstone Belt (Mozambique). Ph.D. Thesis, Rheinisch-Westfälischen Technischen Hochschule Aachen, 210 pp. (unpubl.).
- McCourt, S.; Armstrong, R.A.; Grantham, G.H.; Thomas, R.J., (2006).** Geology and evolution of the Natal belt, South Africa. *Journal of African Earth Sciences*. 46, 71-92
- McLaren, A.C.; Fitz Gerald, J.D.; Williams, I.S., (1994).** The microstructure of zircon and its influence on the age determination from Pb/U isotopic ratios measured by ion microprobe. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 58, 993–1005.
- Meert, J.G. (2003).** A synopsis of events related to the assembly of eastern Gondwana. *Tectonophysics*, 362:1-40.
- Melluso, L.; Censi, P.; Perini, G.; Vasconcelos, L.; Morra, V.; Guerreiro, F.; Bennio, L. (2004).** Chemical and isotopic (C, O, Sr, Nd) characteristics of the Xiluvo carbonatite (central-western Mozambique). (L. Gwalani, Ed.) *Mineralogy and Petrology* , 80: 201–213.
- Messo, C. W.; Many, S.; Maboko, M. A. H., (2012).** Geochemistry of the Neoarchaeon volcanic rocks of the Kilimafedha greenstone belt, Northeastern Tanzania. *Journal of Geological Research*. 18pp.
- Moabi, N. G.; Grantham, G. H.; Roberts, J.; Le Roux, P.; Matola, R., (2015).** The geology and Geochemistry of the Espungabera formation of central Mozambique and its tectonic setting on the Eastern margin of the Kalahari craton. *Journal of African Earth Sciences*. 101, 96–112.
- Möller, A., Mezger, K., Schenk, V., (2000).** U–Pb dating of metamorphic minerals: Pan-African metamorphism and prolonged slow cooling of high pressure granulites in Tanzania, East Africa. *Precambrian Research*. 104, 123–146.
- Mori, P. E., Reeves, S., Correia, C. T., & Haukka, M. (1999).** Development of a fused glass disk XRF facility and comparizon with the pressed powder pellet technique at Institute de Geociências, São Paulo University. *Revista Brasileira de Geociencias* , 3 (29), 441-446.
- Munyanyiwa H.; Maaskant, P., (1998).** Metamorphism of the Palaeoproterozoic Magondi mobile belt north of Karoi, Zimbabwe. *Journal of African Earth Sciences*. 27:223–240
- Norconsult Consortium, (2007).** Mineral Resources Management Capacity Building Project, Republic of Mozambique; Component 2: Geological Infrastructure Development Project, Geological Mapping Lot 1; Sheet Explanation: 32 Sheets; Scale: 1/250000, Report No. B6.f, *National Directorate of Geology, Republic of Mozambique*, 778 pp.
- Nota Explicativa (1995) da Carta de Depósitos e ocorrências minerais de Moçambique 1: 1 000 000 Maputo.
- Oberholzer, W. F. (1964).** A Geologias da Mancha de Manica. Unpubl. Rept., Direcção dos Serviços de Geol. e Min., 44 pp.
- Obretenov, N. (1977).** Região mineira de Manica. Relatório sobre os resultados do estudo geológico e dos trabalhos da prospecção e pesquisa executados em 1976. Serviço Nacional de Geologia. Unpubl. Rept., DNG Library No. 895, scan 995, Maputo.
- Paterson, S. R.; Ducea, M. N., (2015).** Arc Magmatic Tempos: Gathering the evidence. *Elements*. 11, 91-98.
- Pearce, J. A.; Harris, N. B. W.; Tindle, A. G., (1984).** Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J Petrol*. 25, 956-983.

- Pekkala, Y.; Lehto, T.; Mäkitie, H., (2008).** GTK Consortium Geological Surveys in Mozambique. *Geological Survey of Finland, Special Paper*. 48, 321 pp.
- Phillips, G. N.; Powell, R., (2010).** Formation of gold deposits: a metamorphic devolatilization model. *J. metamorphic Geol.* 28, 689–718. doi:10.1111/j.1525-1314.2010.00887.x
- Pinna, P., Jourde, G., Calvez, J.Y., Mroz, J.P. and Marques, J.M., (1993).** The Mozambique Belt in northern Mozambique: Neoproterozoic (1100-850 Ma) crustal growth and tectogenesis, and superimposed Pan-African (800-550 Ma) tectonism. *Precam. Res.*, 62, 1-59
- Pinna, P., Marteau, P., Becq-Giraudon, J-F. & Manigault, B., (1987).** Carta Geologica de Mocambique, na escala 1:1000 000. *Instituto Nacional de Geologia de Mocambique, Maputo*.
- Pupin, J. P. (1980).** Zircon and granite petrology. *Contribution to Mineralogy and Petrology*. 73, 207–220.
- Rehkamper, M.; Hofmann, A.W., (1997).** Recycled ocean crust and sediment in Indian Ocean MORB. *Earth and Planetary Science Letters*. 147(1-4): 93-106. doi: 10.1016/S0012-821X(97)00009-5.
- Rollinson, H.R., (1993).** Using Geochemical Data; Evaluation, Presentation, Interpretation. Longman, Harlow 1–352.
- Rossetti, F., Cozzupoli, D., Phillips, D., (2008).** Compressional reworking of the East African Orogen in the Uluguru Mountains of eastern Tanzania at c.550 Ma: implications for the final assembly of Gondwana. *Terra Nova*. 20, 59–67.
- Sacchi, R.; Cadoppi, P.; Costa, M., (2000).** Pan-African reactivation of the Lúrio segment of the Kibaran Belt system: a reappraisal from recent age determinations in northern Mozambique. *Journal of African Earth Sciences*. 30, 629–639.
- Sacchi, R.; Marques, J.; Costa, M.; Casati, C., (1984).** Kibaran events in the southern Mozambique Belt. *Precambrian Research*. 25, 141–159.
- Sanislav, I. V.; Wormald, R. J.; Dirks, P. H. G. M.; Blenkinsop, T. G., Salamba, L.; Joseph, D., (2014).** Zircon U-Pb and Lu-Hf isotope systematic from late tectonic granites, Geita Greenstone Belt: Implication for crustal growth of the Tanzania craton. *Precambrian Research*. 242, 187-204.
- Sato, K.; Basei, M. A.; Júnior, O. S.; Sproesser, W. M.; Passarelli, C. R. (2008).** Novas técnicas aplicadas ao método U-Pb no CPGeo - IGc/USP: Avanços nadigestão química, Espectrometria de massa (TIMS) e exemplos de aplicação integrada com SHRIMP. *Geologia USP*, 8 (2), 77-99.
- Sato, K.; Tassinari, C. C. G.; Basei, M. A. S.; Siga Jr, O; Onoe, A. T.; De Sousa, M. D., (2014).** Sensitive High Resolution Ion Microprobe (SHRIMP IIe/MC) of the Institute of Geosciences of the University of São Paulo, Brazil: analytical method and first results. *Geol. USP, Sér. cient., São Paulo*, v. 14, n. 3, p. -18.
- Sato, K.; Tassinari, C. C. G.; Kawashita, K.; Petronilho, L., (1995).** O método geocronológico Sm-Nd no IGc – USP e suas aplicações. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 3, n. 67, p. 313-336.
- Servicos de Geologia e Minas (1968).** Carta Geologica de Moçambique 1:2,000,000. Lourenço Marques, Moçambique
- Shackleton, R.M., (1997).** The final collisional zone between East and West Gondwana: where is it? *Journal of African Earth Sciences*. 23(3):271-287.
- Shand, S. J. (1943).** Eruptive Rocks: Their genesis, composition, classification, and their relation to ore-deposits with a chapter on meteorites. p. 444.

- Shimizu, K.; Nakamura, E.; Maruyama, S.; (2005).** The Geochemistry of Ultramafic to Mafic Volcanics from the Belingwe Greenstone Belt, Zimbabwe: Magmatism in the Archean Continental Large Igneous Province. *J. Petrol.* 46, 2367-2394.
- Shimizu, K.; Nakamura, E.; Maruyama, (2005).** The Geochemistry of ultramafic to mafic volcanic from the Belingwe greenstone belt, Zimbabwe: Magmatism in an Archean continental Large Igneous Province. *Journal of Petrology.* 46, 2367-2394.
- Sommer, H.; Kröner, A.; Muhongo, S.; Hauzenberger, C., (2005).** SHRIMP zircon ages for post-Usagaran granitoids and rhyolitic rocks from the Palaeoproterozoic terrain of southwestern Tanzania. *South African Journal of Geology.* 108, 247-256
- Steiger, R.H.; Jager, E., (1977).** Subcomission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo and cosmochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.* 36, 359-362.
- Stern, R. A., (2001).** A new isotopic and trace element standard for the ion microprobe: preliminary TIMS U-Pb and electron microprobe data current research. Radiogenic age and isotopic studies: Report 14. *Geological Survey of Canada. Ottawa, Canada.* 11p
- Stern, R. J. (2007).** Neoproterozoic crustal growth: The solid Earth system during a critical episode of Earth history. *Gondwana Research* , 1-18.
- Stern, R.J., (1994).** Arc assembly and continental collision in the Neoproterozoic East-African Orogen – implications for the consolidation of Gondwanaland. *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences.* 22, 319–351.
- Sumburane, E. I. (2011).** Evolução crustal dos terrenos granito-greenstone de Manica, região centro-oeste de Moçambique. [Relatório]: Tese de Doutorado. *Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.* 331 pp. (unpubl.).
- Sun, S. S.; Mcdonough, W. F., (1989).** Chemical and isotopic systematics of ocean basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders A.D. and Norry M.J. (eds), *Magmatism in ocean basin. Geol. Soc. London. Spec. Pub.* 42, 313-345.
- Sun, S. S.; Mcdonough, W. F., (1989).** Chemical and isotopic systematics of ocean basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders A.D. and Norry M.J. (eds), *Magmatism in ocean basin. Geol. Soc. London. Spec. Pub.* 42, 313-345
- Sun, X.; Deng, J.; Zao, Z.; Zao, Z.; Wang, Q.; Yang, L.; Gong, Q; Wang, C., (2010).** Geochronology, petrogenesis and tectonic implications of granites from the Fuxin area, Western Liaoning, NE China. *Gondwana Research.* 17, 642–652.
- Thomas, R.J.; Jacobs, J.; Horstwood, M.S.A.; Ueda, K.; Bingen, B.; Matola, R., (2010).** The Mecubúri and Alto Benfica Groups, NE Mozambique: aids to unravelling ca.1Ga and 0.5 Ga events in the East African Orogen. *Precambrian Research* 178, 72–90.
- Totland, M. M.; Jarvis, I.; Jarvis, K. E.; (1992).** An assessment of dissolution techniques for the analysis of geological samples by plasma spectrometry. In: I. Jarvis and K. E. Jarvis (Guest-Editors). *Plasma Spectrometry in the Earth Sciences. Chem. Geol.* 95: 35-62
- Ueda, K.; Jacobs, J.; Thomas, R.J.; Kosler, J., Jourdan, F.; Matola, R., (2012).** Delamination-induced late-tectonic deformation and high-grade metamorphism of the Proterozoic Nampula Complex, northern Mozambique. *Precambrian Research* , 275-294
- Vail, J.R. (1965).** An outline of the geochronology of the late Precambrian formations of eastern central Africa. *Proceedings, Royal Society London, Ser. A.* 284: 354-369.
- Vinyu, M. L.; Hanson, R. E.; Martin, M. W.; Bowring, S. A.; Jelsma, H. A.; Krol, M. A.; Dirks, P. H. G. M., (1999).** U–Pb and ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronological constraints on the tectonic evolution of the easternmost part of the Zambezi orogenic belt, northeast Zimbabwe. *Precambrian Research.* 98, 67–82.

- Vinyu, M. L.; Martin, M. W.; Bowring, S. A.; Hanson, R. E.; Jelsma, H. A.; Dirks, P. H. G. M., (2001).** U-Pb zircon ages from a craton margin, Archaean orogenic belt in northern Zimbabwe. *Journal of African Earth Sciences*, 32, 103-114.
- Viola, G., Henderson, I.H.C., Bingen, B., Thomas, R.J., Smethurst, M., De Azavedo, S. (2009).** Growth and collapse of a deeply eroded orogen: insights from structural and geochronological constraints on the Pan-African evolution of NE Mozambique. *Tectonics*, 27. 31p. (DOI: 10.1029/2008TC002284).
- Westerhof, A. B., Lehtonen, M. I., Makitie, H., Manninen, T., Pekkala, Y. Gustafsson, B. & Tahon, A., (2008).** The Tete-Chipata Belt: a new multiple terrane element from western Mozambique and southern Zambia. *Geological Survey of Finland Special Paper* 48, 145–166.
- Whalen, J.B.; Currie, K.L.; Chappell, B.W., (1987).** A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contrib. Mineral. Petrol.* 95, 407–419.
- Williams, I.S., (1998).** U–Th–Pb geochronology by ion microprobe. In: McKibben, M.A., Shanks III, W.C., Ridley, W.I. (Eds.), *Applications of Microanalytical Techniques to Understanding Mineralizing Processes. Rev. Econ. Geol.* 7, 1–35.
- Williams, I.S.; Compston, W.; Black, L.P.; Ireland, T.R.; Foster, J.J., (1984).** Unsupported radiogenic Pb in zircon: a cause for anomalously high Pb–Pb, U–Pb and Th–Pb ages. *Contrib. Mineral. Petrol.* 88, 322–327.
- Wilson, J. F., Nesbitt, R. W. and Fanning, C. M., (1995).** Zircon geochronology of Archaean felsic sequences in the Zimbabwe craton: a revision of greenstone stratigraphy and a model for crustal growth. In: Coward, M. P and Ries, A. C. (eds.), *Early Precambrian Processes. Geological Society Special Publication*, 95, 109-126.
- Wilson, M., (1989).** Igneous petrogenesis: a global tectonic approach. Unwin Hyman, London, 466 pp.
- Wilson, T.; Grunow, A.M. & Hanson, R.E., (1997).** Gondwana assembly: The view from southern Africa and East Gondwana: *Journal of Geodynamics*. 23, 263–286.
- Yuanbao, W. U.; Yongfei, Z., (2004).** Genesis of zircon and its constraints on interpretation of U-Pb age. *Chinese Science Bulletin*. (49): 15, 1554-1569.

Anexo 1. Mapa de dados isotópicos e metalogenéticos modificado de GTK (2006) e Lachelt (2004) e com legenda conforme proposta tentativa de Caúque (2012).

Anexo 2. Resultados geoquímicos de elementos maiores e traço

Caracterização Geocronológica do Arco Magmático de Bárue e da Suíte de Guro, Centro-Oeste de Moçambique, e suas relações com a metalogênese

Arco magmático de Bárue										Suíte de Guro																	
Amostra	1524	2789	24009.1	15193	14849	14757	1360	19351	14761	BA-023	BA-028	BA-029	25FR-09	VM015	VM025	15FR-09	MB-78	12515	1024	1097	1299.1	1299.2	1436	20FR09	MB-83	MB-84	MB-87
Fonte	[1]	[1]	[1]	[1]	[1]	[1]	[1]	[1]	[1]	[2]	[2]	[2]	[2]	[3]	[3]	[2]	[2]	[1]	[1]	[1]	[1]	[1]	[1]	[2]	[2]	[2]	[2]
Elementos maiores (%)																											
SiO2	54,3	70,8	75,0	75,4	75,9	71,2	73,1	75,0	60,1	57,4	72,7	73,6	71,8	72,4	72,9	73,3	72,7	77,5	70,8	63,7	62,1	60,3	74,4	73,9	65,2	72,4	59,6
TiO2	1,4	0,6	0,0	0,0	0,0	0,1	0,3	0,1	1,0	1,8	0,3	0,1	0,2	0,2	0,3	0,3	0,4	0,1	0,7	1,0	1,0	1,2	0,1	0,3	0,8	0,4	1,1
Al2O3	17,4	13,4	14,0	14,1	13,2	14,5	14,0	13,7	17,8	14,7	13,0	14,5	15,6	14,4	14,1	13,2	13,2	11,5	12,5	15,6	16,5	16,0	13,4	12,6	13,1	12,4	16,0
Fe2O3	8,9	4,6	0,6	0,7	0,9	4,1	1,8	1,3	6,9	10,1	3,2	1,0	1,4	1,6	1,8	2,6	3,0	2,3	5,4	6,0	5,9	8,0	1,1	3,0	7,7	4,5	6,8
FeO	8,0	4,1	0,5	0,6	0,8	3,7	1,6	1,2	6,2	9,1	2,9	0,9	1,3	1,4	1,6	2,4	2,7	2,0	4,9	5,4	5,3	7,2	1,0	2,7	6,9	4,0	6,1
MnO	0,1	0,0	0,0	0,1	0,1	0,1	0,1	0,0	0,1	0,2	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,1	0,1	0,1	0,1		0,0	0,1	0,1	0,1
MgO	3,4	0,4	0,1	0,0	0,1	0,5	0,3	0,1	2,2	2,2	0,2	0,2	0,5	0,2	0,3	0,2	0,2		0,3	1,3	1,2	1,7		0,2	0,5	0,2	2,8
CaO	6,5	2,2	0,9	0,6	1,1	1,2	0,8	0,8	6,3	5,4	1,4	1,0	2,7	0,9	0,9	1,2	1,9	0,7	1,6	3,4	3,4	4,2	0,1	0,5	2,5	1,4	7,2
Na2O	3,3	2,6	2,9	5,0	2,2	2,6	3,9	3,5	3,8	3,6	2,7	3,1	5,0	3,0	3,0	3,0	2,9	3,4	2,6	4,1	3,8	4,1	1,9	3,4	3,4	2,6	3,9
K2O	2,7	4,7	6,0	3,7	6,2	5,4	5,1	5,2	1,2	2,9	5,6	5,6	1,8	5,6	5,2	5,7	4,8	4,1	5,3	4,1	5,1	3,2	8,5	5,4	5,3	5,4	1,2
P2O5	0,5	0,1	0,1	0,1	0,1	0,0	0,1		0,3	0,7	0,1	0,1	0,0	0,2	0,3	0,0	0,1		0,1	0,3	0,4	0,4		0,0	0,2	0,0	0,2
Elementos traço (ppm)																											
Cs										2,4	0,9	3,0	0,3				0,8	0,7						0,1	0,1	0,3	0,8
Rb	128,0	140,0	185,0	116,0	259,0	188,0	181,0	178,0	27,0	71,1	139,1	295,4	37,0	438,6	561,2	117,3	158,0	188,0	233,0	146,0	138,0	91,0	323,0	167,5	155,5	143,0	33,2
Ba	1598,0	1481,0	568,0	91,0	614,0	1260,0	1113,0	705,0	742,0	1767,0	770,0	426,0	903,0	681,7	449,4	987,0	1073,0	59,0	619,0	749,0	1378,0	776,0	1662,0	320,0	1055,0	1031,0	253,0
Th	b.d.	26,0	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	12,0	b.d.	b.d.	8,2	20,7	11,7	1,7	27,9	28,8	15,0	5,0	31,0	58,0	b.d.			25,0	30,0	25,2	32,2	2,7
U	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	11,0	b.d.	1,6	1,5	3,6	<0,1	8,7	20,6	0,5	1,1							3,4	4,1	2,1	22,7
Nb	20,0	31,0	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	18,0	b.d.	14,0	39,2	26,5	7,3	3,7	22,4	21,8	19,6	24,8	236,0	147,0	18,0	16,0	21,0		121,5	91,8	70,3	11,9
Ta										2,3	1,0	0,6	<0,1			0,9	1,3							7,3	6,3	2,3	0,9
La	35,0	126,0	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	85,0	b.d.	31,0	85,7	142,6	20,8	15,8	50,2	32,3	121,3	39,7	86,0	220,0	42,0	48,0	62,0		180,4	129,1	146,9	28,8
Ce	97,0	266,0	45,0	30,0	36,0	47,0	166,0	44,0	66,0	182,9	280,2	37,2	16,0	78,4	49,6	265,3	78,8	198,0	432,0	121,0	115,0	132,0	36,0	331,3	258,2	289,2	60,7
Pb										2,2	4,3	4,4	0,9	39,0	39,3	1,9	1,9							7,6	6,1	2,8	1,3
Pr										21,5	28,1	3,6	2,2			26,5	9,1							43,6	29,8	32,7	6,9
Sr	743,0	198,0	175,0	20,0	162,0	204,0	119,0	195,0	795,0	483,0	87,3	117,2	623,7	173,3	102,2	103,5	122,1	20,0	130,0	358,0	443,0	384,0	520,0	30,1	136,7	136,2	547,6
Nd	90,0	90,0	90,0	90,0	90,0	253,2	253,2	39,4	253,2	85,8	100,0	12,8	7,4	41,9	34,1	96,0	36,2	135,0	91,7	91,7	91,7	91,7	91,7	161,7	110,3	124,6	29,0
Zr	364,0	814,0	36,0	21,0	51,0	383,0	409,0	101,0	172,0	634,0	410,0	71,7	70,1	137,9	123,6	381,4	327,7	869,0	872,0	406,0	374,0	447,0	132,0	725,4	768,1	692,1	165,2
Hf										14,6	10,7	2,5	1,8			9,8	8,5							21,9	20,4	20,2	4,1
Sm	13,8	13,8	13,8	13,8	13,8	38,2	38,2	7,3	38,2	16,9	15,7	2,7	1,3	6,8	6,5	15,0	7,5	28,3	18,3	18,3	18,3	18,3	18,3	32,7	21,1	23,0	5,6
Eu										4,1	1,7	0,5	0,5			1,7	1,8							2,5	3,7	3,5	2,0
Dy										13,0	9,3	1,1	0,9			8,5	5,5							30,3	18,1	18,3	4,1
Tb										2,2	1,7	0,2	0,2			1,6	1,0							5,2	3,2	3,2	0,7
Y	39,0	40,0	9,0	12,0	17,0	127,0	25,0	8,0	12,0	63,3	40,6	5,7	6,1	15,2	21,9	39,4	27,5	124,0	119,0	60,0	54,0	76,0		139,5	98,5	94,1	20,6
Yb										5,9	3,6	0,7	0,6			3,9	2,5							14,3	9,8	7,8	1,5
Lu										0,9	0,6	0,1	0,1			0,6	0,4							1,9	1,5	1,1	0,3
V	191,0	48,0	b.d.	b.d.	b.d.	0,0	b.d.	b.d.	154,0	101,0	16,0	<8	14,0	9,0	29,5	9,0	12,0		44,0	98,0	92,0	119,0		17,0	17,0	<8	170,0
Sc										21,0	6,0	1,0	3,0			5,0	5,0							1,0	9,0	4,0	20,0
Gd										15,6	12,6	1,8	1,6			11,9	6,6							32,1	20,3	20,2	4,8
Ho										2,4	1,7	0,2	0,2			1,5	1,0							6,0	3,6	3,4	0,7
Er										6,9	4,0	0,7	0,5			4,2	2,9							16,6	10,1	9,8	2,0

[1] - GTK (2006) [2] - Este estudo [3] - Manjate (2011)

Anexo 3. Resultados geocronológicos e de geoquímica isotópica de Bárue, Moçambique

Amostra	Petrografia	Método e material	Idade					Fonte	
			Protolito (Ma)	TDM (Ga)	Cristaliz (Ma)	Sediment (Ma)	Resfr (Ma)	Metamorf (Ma)	
Sienito nefelínico do Monte Dongueni									
VM-017	k-feld, plg, dolomita, bt, musc, zr, anf, nef, ecapolita	U-Pb LA-ICP-MS (Zr)	1041±13		493±1,6				Manjate (2011)
VM-017	k-feld, plg, dolomita, bt, musc, zr, anf, nef, ecapolita	Sm-Nd (RT)		1,7					Manjate (2011)
06MZ10	k-feld, plg, dolomita, bt, musc, zr, anf, nef, ecapolita	U-Pb LA-ICP-MS (Zr)	1040±17		498±2,7				Cháuque (2012)
Paragnaíse migmatítico									
12MZ10	qtz, k-fled, plg, bt, zr	U-Pb LA-ICP-MS (Zr)	1016±19						Cháuque (2012)
12MZ10	qtz, k-fled, plg, bt, zr	U-Pb SHRIMP (Zr)	1074±27						Cháuque (2012)
08MZ10		U-Pb LA-ICP-MS (Zr)	~900			501,5±5,8			Cháuque (2012)
08FR09		Sm-Nd (granada+biotita)						529±34	Cháuque (2012)
08FR09		Sm-Nd (RT)		1,8					Cháuque (2012)
granada-silimanite gnaíse									
10FR09		U-Pb LA-ICP-MS (Zr)	1076±23			~900		435±140	Cháuque (2012)
13FR09	qtz, k-feld, plg, bt, cordierita, grd, Zr	U-Pb LA-ICP-MS (Zr)	~1330			~ 700			Cháuque (2012)
13FR09	qtz, k-feld, plg, bt, cordierita, grd, Zr	Sm-Nd (granada+RT)						514±29	Cháuque (2012)
13FR09	qtz, k-feld, plg, bt, cordierita, grd, Zr	Sm-Nd (RT)		2					Cháuque (2012)
12FR09	qtz, k-feld, plg, bt, silimanita, grd, Zr								
Ortognaíse de Inchope									
BA-029	qtz. K-feld, plg, bt, musc, anf, zr, grd, titanita, apa, mon, clorita, dolomita	U-Pb SHRIMP (Zr)			1109±6,1				Este estudo
BA-029	qtz. K-feld, plg, bt, musc, anf, zr, grd, titanita, apa, mon, clorita, dolomita	Sm-Nd (RT)		2,3					Este estudo
VM-011	qtz. K-feld, plg, bt, musc, anf, zr, apa, mon	U-Pb LA-ICP-MS (Zr)			1065±13				Manjate (2011)
VM-011	qtz. K-feld, plg, bt, musc, anf, zr, apa, mon	Sm-Nd (RT)		2,4					Manjate (2011)
VM-015	qtz. K-feld, plg, bt, musc, anf, zr, apa, mon, silimanita	U-Pb LA-ICP-MS (Zr)			1053±19			956±38	Manjate (2011)
VM-015	qtz. K-feld, plg, bt, musc, anf, zr, apa, mon, silimanita	U-Pb LA-ICP-MS (Zr)						484.2±8,7	Manjate (2011)
VM-015	qtz. K-feld, plg, bt, musc, anf, zr, apa, mon, silimanita	Sm-Nd (RT)		2,3					Manjate (2011)
Mos-29		U-Pb SHRIMP (Zr)			1079±7				GTK (2006)
Mos-29		TIMS (Monazita)						530-520	GTK (2006)
01MZ10		U-Pb LA-ICP-MS (Zr)			1095±12			~500	Chauque (2012)

01MZ10	qtz, k-feld, plg, bt, titan, zr, apat	U-Pb SHRIMP (Zr)		1108±6			~509	Chauque (2012)
01FR09	qtz, k-feld, plg, bt, musc, zr, apat	K-Ar (Bt)				423±8		Chauque (2012)
18MZ10	qtz, k-feld, plg, bt, anf, zr	U-Pb LA-ICP-MS (Zr)		1124±10				Chauque (2012)
18MZ10	qtz, k-feld, plg, bt, anf, zr	U-Pb SHRIMP (Zr)		1101±5,4				Chauque (2012)
BA-023	qtz, K-feld, plg, bt, ortopr, clinopr, anf, zr, grd, apa, mon, clorita, dolomita, epidoto	U-Pb SHRIMP (Zr)		1124±19			530±140	Este estudo
BA-023	qtz, K-feld, plg, bt, ortopr, clinopr, anf, zr, grd, apa, mon, clorita, dolomita, epidoto	Sm-Nd (RT)	2,1					Este estudo
BA-028	qtz, K-feld, plg, bt, prx, anf, grd, zr, apa, mon, clorita	U-Pb SHRIMP (Zr)		1121±34			523±62	Este estudo
BA-028	qtz, K-feld, plg, bt, prx, anf, grd, zr, apa, mon, clorita	Sm-Nd (RT)	1,9					Este estudo
Granito do Monte Chissui								
Mos-31		TIMS (zircão)	~1300	~1150			~600	GTK (2006)
BA-009	qtz, plg, anf, prx, bt, zr, titan, monazita	Sm-Nd (RT)	2,1					
09FR09	Bt, opx, qtz, plg, k-feld, grd, apa, mon, Zr	U-Pb LA-ICP-MS (Zr)	Mesoprot.	1095±8	~1000			Chauque (2012)
09FR09	Bt, opx, qtz, plg, k-feld, grd, apa, mon, Zr	K-Ar (biotita)				423±8		Chauque (2012)
09FR09	Bt, opx, qtz, plg, k-feld, grd, apa, mon, Zr	Sm-Nd (granada+biotita)					496±26	Chauque (2012)
09FR10	Bt, opx, qtz, plg, k-feld, grd, apa, mon, Zr	Sm-Nd (RT)	2					Chauque (2012)
25FR09	qtz, plg, anf, bt, zr, titan, opacos	U-Pb SHRIMP (Zr)		1156±6,5				Este estudo
25FR09	qtz, plg, anf, bt, zr, titan, calcita, opacos	Sm-Nd (RT)	1,5					Este estudo
Gnaíse leococrático do Monte Tomonda								
12FR09	qtz, plg, bt, grd, oprx, clinopr, anf,	U-Pb LA-ICP-MS (Zr)		1067.8±6,1			504±1,8	Chauque (2012)
12FR09	qtz, plg, bt, grd, oprx, clinopr, anf,		1,4					Chauque (2012)
Granito de Pamassara								
Mos-28			1,83; 2; 2,5Ga	1119±21				GTK (2006)

Amostra	Petrografia	Método e material	Idade					Fonte	
			Protolito (Ma)	TDM (Ga)	Cristaliz (Ma)	Sediment (Ma)	Resfr (Ma)	Metamorf (Ma)	
Granito do Monte Senge									
15FR09	qtz, k-feld, bt, anf, grd, clinopr _x , opacos	U-Pb SHRIMP (Zr)			1094±36			498±30	Este estudo
15FR09	qtz, k-feld, bt, anf, grd, clinopr _x , opacos	K-Ar (Biotita)					506±10		Chauque (2012)
15FR09	qtz, k-feld, bt, anf, grd, clinopr _x , opacos	Sm-Nd (RT)		1,5					Este estudo

Anexo 4. Resultados geocronológicos e de geoquímica isotópica de Guro, Rushinga, Chacocoma, Mungari e Mudzi no centro-oeste de Moçambique

Amostra	Petrografia	Método e material	Idade (Ma)						Fonte
			Protólito	TDM (Ga)	Cristalização	Sediment	Resfriam	Metamorf	
Granito-gnaíse do Monte Calinga Muci									
28MZ10	qtz, k-feld, bt, anf, zr, apa	U-Pb LA-ICP-MS (Zr)			837±10				Cháuque (2012)
28MZ10	qtz, k-feld, bt, anf, zr, apa	U-Pb SHRIMP (Zr)			864±4,4				Cháuque (2012)
Mos-4		U-Pb TIMS (Zr)			867±9			389±61	GTK (2006)
Mos-3		U-Pb SHRIMP (Zr)			852±13				GTK (2006)
20FR09	qtz, k-feld, plg, bt, epidoto, apa, zr, opacos	U-Pb SHRIMP (Zr)			836±53			509±20	Este estudo
20FR09	qtz, k-feld, plg, bt, epidoto, apa, zr, opacos	Sm-Nd (RT)		1,9					Chauque (2012)
16FR09	qtz, k-feld, bt, anf, zr, apa, opacos	U-Pb LA-ICP-MS (Zr)			847±10			526±11	Cháuque (2012)
16FR09	qtz, k-feld, bt, anf, zr, apa, opacos	Sm-Nd (RT)		1,4					Chauque (2012)
MB-84	qtz, k-feld, plg, bt, anf, titan, grd, zr, clorita, opacos	U-Pb SHRIMP (Zr)			860,9±4,3				Este estudo
MB-84	qtz, k-feld, plg, bt, anf, titan, grd, zr, clorita, opacos	Sm-Nd (RT)		1,4					Este estudo
Quartzito de Rushinga									
27MZ10	qtz, musc, opacos	U-Pb LA-ICP-MS (Zr)	2700-2500			2000			Chauque (2012)
Mos-20		U-Pb SHRIMP (Zr)	2800			2000		518±6	GTK (2006)
Gnaíse migmatítico da Serra Banguatere									
24MZ10	qtz, k-feld, bt, anf, zr, apa, opacos	U-Pb LA-ICP-MS (Zr)			851,7±4,7			~500	Cháuque (2012)
Mos-19		U-Pb SHRIMP (Zr)			867±15			850-830	GTK (2006)
Mos-19		U-Pb SHRIMP (Zr)						512±4	GTK (2006)
19FR09	qtz, k-feld, bt, anf, zr, apa, opacos	K-Ar (biotita)					458±9		Cháuque (2012)
19FR09	qtz, k-feld, bt, anf, zr, apa, opacos	K-Ar (anfibólio)					450±10		Cháuque (2012)
19FR09	qtz, k-feld, bt, anf, zr, apa, opacos	Sm-Nd (RT)		1,4					Este estudo
MB-83	qtz, k-feld, bt, anf, clinoprx, ortoprx, zr, apa, grd, opacos	U-Pb SHRIMP (Zr)			817±55			545±30	Este estudo
MB-83	qtz, k-feld, bt, anf, clinoprx, ortoprx, zr, apa, grd, opacos	Sm-Nd (RT)		1,4					Este estudo
Granito de Chacocoma									
Mos-5		U-Pb SHRIMP (Zr)			1046±20				GTK (2006)
30MZ10	qtz, k-feld, bt, anf, zr, apa, opacos	U-Pb LA-ICP-MS (Zr)			1066,8±9			535.7±3.9	Cháuque (2012)
30MZ10		U-Pb SHRIMP (Zr)			1062±5			562±7,1	Cháuque (2012)

MB-87	qtz, k-feld, bt, anf, prx, zr, grd, apa, opacos	U-Pb SHRIMP (Zr)	1078,1±9	Este estudo
MB-85	qtz, k-feld, bt, anf, prx, zr, grd, apa, opacos	Sm-Nd (RT)	1,3	Este estudo

Granito-gnaiss de Mungari com granada

17FR09		U-Pb LA-ICP-MS (Zr)	1164±56	473±100	Cháuque (2012)
18FR09	qtz, k-feld, plg, grd, zr, bt	Sm-Nd (granada)		605±42	Cháuque (2012)
18FR09		K-Ar (Biotita)		583±11	Cháuque (2012)
18FR09		Sm-Nd (RT)	2,2		Cháuque (2012)
18FR09		Sm-Nd (RT)	2,1		Este estudo

Amostra	Petrografia	Método e material	Idade (Ma)					Fonte	
			Protolito	TDM (Ga)	Cristalização	Sediment	Resfriam		Metamorf
Granito foliado do Complexo de Mudzi (Cuchamano)									
MB-78	qtz, k-feld, anf, opx, bt, plg, grd, zr, apa, opacos	U-Pb SHRIMP (Zr)			869±4,8			613±49	Este estudo
MB-78	qtz, k-feld, anf, opx, bt, plg, grd, zr, apa, opacos	Sm-Nd (RT)		1,9					Este estudo