



**UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA**



DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Evolução Geológica da Sequência Metavulcanossedimentar Ipueirinha,
Província Borborema, Piauí: Petrografia, Geoquímica e Geocronologia

AUTOR: Camila Franco Basto

ORIENTAÇÃO: Prof. Dr. Fabrício de Andrade Caxito

Nº 185

BELO HORIZONTE

29/05/2018



UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA



DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Evolução Geológica da Sequência Metavulcanossedimentar Ipueirinha,
Província Borborema, Piauí: Petrografia, Geoquímica e Geocronologia

CAMILA FRANCO BASTO

Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia do Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, como requisito para obtenção do título de Mestre em Geologia.

Área de concentração: Geologia Regional

Orientador: Prof. Dr. Fabrício de Andrade Caxito

Co-orientador: Dr. Edilton José dos Santos

Belo Horizonte

2018

B327e Basto, Camila Franco.

2018 Evolução geológica da sequência metavulcanossedimentar Ipueirinha, Província Borborema, Piauí [manuscrito] : petrografia, geoquímica e geocronologia / Camila Franco Basto – 2018.
xii, 80 f., enc. (principalmente color.)

Orientador: Fabrício de Andrade Caxito.

Coorientador: Edilton José dos Santos.

Dissertação (mestrado) – Universidade Federal de Minas Gerais, Instituto de Geociências, 2018.

Área de concentração: Geologia Regional.

Bibliografia: f. 70-80.

Inclui anexos.

1. Tempo geológico – Teses. 2. Petrologia – Teses. 3. Geoquímica – Teses. I. Caxito, Fabrício de Andrade. II. Santos, Edilton José dos. III. Universidade Federal de Minas Gerais. Instituto de Geociências. IV. Título.

CDU: 55 (812.2)



UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA



FOLHA DE APROVAÇÃO

**Evolução Geológica da Sequência Metavulcanossedimentar Ipueirinha,
Província Borborema, Piauí: Petrografia, Geoquímica e Geocronologia**

CAMILA FRANCO BASTO

Dissertação submetida à Banca Examinadora designada pelo Colegiado do Programa de Pós-Graduação em GEOLOGIA, como requisito para obtenção do grau de Mestre em GEOLOGIA, área de concentração GEOLOGIA REGIONAL.

Aprovada em 29 de maio de 2018, pela banca constituída pelos membros:

Prof. Fabrício de Andrade Caxito - Orientador
UFMG

Prof. Fernando Flecha de Alkmim
UFOP

Prof. Gabriel Jubé Uhlein
UFMG

Belo Horizonte, 29 de maio de 2018.

AGRADECIMENTOS

Ao orientador deste trabalho, o prof. Dr. Fabrício Caxito, pelos ensinamentos, por sua solicitude, e por compartilhar comigo seu entusiasmo pela geologia e, particularmente, pela Província Borborema.

Agradeço à CPRM/SGB pelo apoio financeiro e logístico concedido a este projeto.

Aos colegas da CPRM/SGB, especialmente às unidades de Teresina e Belo Horizonte, pelo companheirismo, incentivo, e pelos enriquecedores debates geológicos. Aos colegas do LAMIN/RETE e da DIGEOD/CPRM pela presteza durante os processos de preparação de amostras e análises geocronológicas. Em especial, à Joseneusa Brilhante e às amigas Lynthener Takenaka e Ana Alkmim por me ajudarem a desvendar o universo da geocronologia. Agradeço ainda aos amigos José Alberto do Vale e Douglas Silveira pela companhia em campo e pelas valiosas discussões que impulsionaram o início deste trabalho.

A todos aqueles que, de alguma forma, contribuíram para o desenvolvimento deste projeto. Ao povo de Paulistana (PI), e em especial à família de Seu Oswaldo e Dona Heroína (Sítio Ipueirinha) pela hospitalidade e alegria contagiante.

Finalmente, dedico os maiores agradecimentos aos meus principais incentivadores. Meu marido, Tainã, que com seu sorriso, amor e compreensão me impulsiona a voar sempre mais alto. Obrigada por ser meu porto seguro! Aos meus pais, pelo apoio incondicional, por sempre me motivarem nos estudos, e por serem meu exemplo de vida. À minha irmã, Karine, pelo companheirismo, e por vibrar comigo a cada conquista.

SUMÁRIO

Capítulo 1 – INTRODUÇÃO	1
1.1. Considerações Iniciais	1
1.2. Estruturação da Dissertação	1
1.3. Localização e acessos	1
1.1. Objetivos	2
1.2. Metodologia	3
1.2.1. Revisão Bibliográfica.....	3
1.2.2. Etapas de campo.....	4
1.2.3. Descrições Petrográficas.....	4
1.2.4. Análises Litoquímicas.....	4
1.2.5. Análises de U-Pb (LA-ICP-MS).....	4
1.2.5.1. Zircão.....	4
1.2.5.2. Monazita.....	6
1.2.6. Análises isotópicas Lu-Hf.....	7
1.2.7. Análises isotópicas Sm-Nd.....	7
Capítulo 2 – GEOLOGIA REGIONAL	9
2.1. A Província Borborema	9
2.2. A Zona Transversal	9
2.3. O Grupo Ipueirinha	11
Capítulo 3 – O GRUPO IPUEIRINHA	13
3.1. Estratigrafia	13
3.2. Caracterização petrográfica	17
3.2.1. Formação Caridade do Piauí.....	17
3.2.2. Formação Cacimbas.....	20
3.2.3. Formação Barrocão.....	21
3.2.4. Serpentinito Carnaubal.....	21
3.3. Geologia Estrutural	23
Capítulo 4 – ARTIGO: An Ediacaran back-arc basin preserved in the Borborema Province: evidence from geochemistry, geochronology and isotope systematics of the Ipueirinha Belt, NE Brazil	26
4.1. Introduction	27
4.2. Geological Setting	28
4.3. Materials and methods	29

4.4. Results	32
4.4.1. Stratigraphy and Petrography	32
4.4.2. Structural Geology and Metamorphism.....	35
4.4.3. Whole-rock geochemistry.....	37
4.4.3.1. <i>Caridade do Piauí and Cacimbas formations</i>	37
4.4.3.2. <i>Barroço Formation</i>	38
4.4.4. Zircon description, U–Pb geochronology and Lu–Hf isotopic composition	40
4.4.4.1. <i>Sample CB-53 (Caridade do Piauí Formation)</i>	40
4.4.4.2. <i>Sample CB-156 (granitic sill)</i>	45
4.4.4.3. <i>Sample JR-135 (Barroço Formation)</i>	45
4.4.5. Monazite U-Pb geochronology.....	47
4.4.6. Sm-Nd Isotopic composition	48
4.5. Discussion	49
4.5.1. Age of the Ipueirinha Group.....	49
4.5.2. Overall provenance for metarhythmites from the Caridade do Piauí Formation.....	50
4.5.3. Zircon provenance for metarhythmites from the Caridade do Piauí Formation	51
4.5.4. Tectonic setting for the Ipueirinha Belt	52
4.5.5. Correlations with nearby sequences	54
4.5.6. Implications for the geodynamic evolution of the Borborema Province.....	55
4.6. Conclusions	56
4.7. Acknowledgments	57
APPENDIX 4.A: Analytical Procedures	57
Capítulo 5 – DISCUSSÕES E CONCLUSÕES	61
5.1. Idade do Grupo Ipueirinha	61
5.2. Proveniência dos metarritmitos da Formação Caridade do Piauí	61
5.3. Proveniência de zircões da Formação Caridade do Piauí	62
5.4. Ambiente tectônico do Grupo Ipueirinha	64
5.5. Correlação com outras faixas metavulcanossedimentares	66
5.6. Implicações para a evolução geodinâmica da Província Borborema	67
5.7. Conclusões	69
Capítulo 6 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	70
ANEXO 1 – “Supplementary Data” para o Artigo “An Ediacaran back-arc basin preserved in the Borborema Province: evidence from geochemistry, geochronology and isotope systematics of the Ipueirinha Belt, NE Brazil”	81

Lista de Figuras

Capítulo 1

- Figura 1.1. Área aflorante do Grupo Ipueirinha, distribuída ao longo de cinco folhas ou quadrículas 1:50.000 2
- Figura 1.2. Localização geográfica da área de estudo e principais vias de acesso..... 3

Capítulo 2

- Figura 2.1. Mapa geotectônico esquemático do nordeste brasileiro e suas principais feições: 1 - Coberturas fanerozoicas; 2 - Faixas metavulcanossedimentares neoproterozoicas (brasilianas); 3 - Ortognaisses Cariris Velhos (ca. 960-1000 Ma); 4 - Faixa Orós-Jaguaribe (ca. 1,8-1,7 Ga); 5 - Embasamento da Província Borborema (>2,0 Ga); 6 - Coberturas cratônicas neoproterozoicas; 7 - Coberturas cratônicas paleo a mesoproterozoicas; 8 - Embasamento do Cráton São Francisco (>2,0 Ga); 9 - Complexo Tamboril-Santa Quitéria; 10 - Limite Cráton São Francisco / Província Borborema; 11 - Principais zonas de cisalhamento transcorrentes; 12 - Divisas entre subdomínios da Província Borborema (PEAL – Pernambuco-Alagoas, RC – Rio Capibaribe, AM – Alto Moxotó, AP – Alto Pajeú, PAB – Piancó-Alto Brígida, JC – São José do Caiano, RGN – Rio Grande do Norte, CC – Ceará Central); 13 - Área de trabalho. ZCPa = Zona de Cisalhamento Patos; ZCPe = Zona de Cisalhamento Pernambuco; LTB = Lineamento Transbrasiliano. Modificado de Caxito *et al.* (2016)..... 10

Capítulo 3

- Figura 3.1. Mapa geológico simplificado do Grupo Ipueirinha (modificado de Basto & do Vale, 2017). 14
- Figura 3.2. Aspecto macroscópico das rochas do Grupo Ipueirinha: a) metarritmitos da Fm. Caridade do Piauí; b) lente de metamarga na Fm. Caridade do Piauí; c) meta-arcóseo em contato com metarritmito; d) membro pelítico da Fm. Caridade do Piauí; e) plagioclásio-mica xisto milonítico da Fm. Caridade do Piauí exibindo abundantes exsudações metamórficas de quartzo; f) contato transicional entre quartzitos da Fm. Cacimbas e metarritmitos da Fm. Caridade do Piauí; g) quartzito da Fm. Cacimbas; f) metatufo riolítico da Fm. Barroço..... 16
- Figura 3.3. Metaultramafitos associados ao Grupo Ipueirinha, incluídos na unidade informal denominada Serpentinito Carnaubal: a) serpentinito exibindo níveis cumuláticos, horizontes de serpentina maciça e estreitos níveis de magnetita; b) serpentinito lateralmente disposto a quartzito da Fm. Cacimbas; c) rocha silicosa de aspecto hidrotermal encontrada à margem dos corpos ultramáficos; d) apatita-magnetita cloritito com porfiroblastos de magnetita octaédrica. 18
- Figura 3.4. Aspecto microscópico das rochas do Grupo Ipueirinha sob nicóis cruzados: a) metarritmito da Fm. Caridade do Piauí com associação mineral Pl+Qz+Ms+Chl+Bt; b) metamarga da Fm. Caridade do Piauí exibindo assembleia mineral Czt+Tl+Chd+Opq; c) membro arenítico da Fm. Caridade do Piauí com porfiroclastos de Pl imersos em matriz composta por Pl+Qz+Ser+Bt; d) metapelito da Fm. Caridade do Piauí exibindo acamamento rítmico; e) plagioclásio-sericita xisto milonítico exibindo estiramento de grãos de Pl e Qz, carbonatação e sericitização do Pl; f) quartzito granoblástico da Fm. Cacimbas portando Mc varietal. Bt = biotita; Cc = calcita; Chd = cloritoide; Chl = clorita; Czt = clinzoisita; Kf = feldspato potássico; Mc = microclina; Ms = muscovita; Pl = plagioclásio; Qz = quartzo; Ser = sericita; Tl = talco. 19
- Figura 3.5. Aspecto microscópico (sob nicóis cruzados) da Formação Barroço: a) metatufo riolítico portando porfiroclasto de Pl com microfalhas, b) porfiroclasto de Pl exibindo kink bands imerso em matriz microcristalina, c) porfiroclasto de Pl com subgrãos. Aspecto microscópico (sob nicóis cruzados) da unidade Serpentinito Carnaubal: d) cristais euédricos de Tr em serpentinito, exibindo bordas serpentinizadas, e) serpentinito portando pseudomorfo de serpentina da variedade bastita, f) cloritito

exibindo associação mineral Mg-clorita + magnetita + apatita. Ap = apatita; Chl = clorita, Mc = microclina; Mt = magnetita; Pl = plagioclásio; Tr = tremolita..... 22

Figura 3.6. Comportamento das foliações S1 e S2, que rotacionam em sentido anti-horário ao longo da extensão do Grupo Ipueirinha (de oeste para leste), e se paralelizam às zonas de cisalhamento dextrais que limitam a unidade a norte e a sul..... 25

Figura 3.7. Feições estruturais do Grupo Ipueirinha: a) foliação S1 paralela à laminação rítmica S0; b) foliação de crenulação S2 observada ao microscópio óptico de luz transmitida (sob nicóis cruzados); c) dobra apertada com vergência para sul, marcada por nível quartzoso; d) foliação S3 cortando a foliação pretérita S1//S0 já crenulada por D2. 24

Capítulo 4

Figura 4.1. Schematic geotectonic map of northeastern Brazil and its main features. 1 – Phanerozoic covers; 2 – Neoproterozoic metavolcano-sedimentary belts (Brasiliano); 3 – Cariris Velhos orthogneisses (ca. 960-1000 Ma); 4 – Orós-Jaguaribe Belt (ca. 1.8-1.7 Ga); 5 – Borborema Province basement (>2.0 Ga); 6 – Neoproterozoic cratonic covers; 7 – Mesoproterozoic cratonic covers; 8 – São Francisco Craton basement (>2.0 Ga); 9 – Tamboril-Santa Quitéria Complex; 10 – São Francisco Craton / Borborema Province boundary; 11 – Major strike-slip shear zones; 12 – Borborema Province subdomain's boundaries: PEAL – Pernambuco-Alagoas, RC – Rio Capibaribe, AM – Alto Moxotó, AP – Alto Pajeú, PAB – Piancó-Alto Brígida, JC – São José do Caiano, RGN – Rio Grande do Norte, CC – Ceará Central. 13 – Studied area. PaSZ = Patos shear zone; PeSZ = Pernambuco shear zone; TBL = Transbrasiliano Lineament. Modified from Caxito *et al.* (2016). 29

Figura 4.2. Simplified geological map of the studied area and its localization (modified from Basto & do Vale, 2017). State Provinces: CE = Ceará, MA = Maranhão, PE = Pernambuco, BA = Bahia, PI = Piauí. 33

Figura 4.3. a) Metarhythmite from the Caridade do Piauí Formation; b) layer of meta-arkose in contact with metarhythmite; c) mylonitic plagioclase-mica schist showing abundant and discontinuous quartz veins; d) microscopic aspect of porphyritic metatuffs from the Barroço Formation under crossed polarizers (Mc = microcline, P = plagioclase); e) metaultramafite (to northeast) in contact with muscovite-quartzites (to southwest); f) Carnaubal Serpentine exhibiting a cumulatic layer of pseudomorphic pseudomorphic serpentine and a magnetite-rich level. 35

Figura 4.4. Trace element diagrams for metasedimentary rocks from the Ipueirinha Group: a) Th–Sc–Zr/10 tectonic discrimination diagram (Bhatia & Crook, 1986); b) La/Th vs. Hf source area discrimination diagram (Floyd & Leveridge, 1987); c) Th/Sc–Zr/Sc reworking plot (McLennan *et al.*, 2003); and d) chondrite-normalized (Sun & McDonough, 1989) REE fractionation pattern for Ipueirinha Group compared with Hill End Suite greywackes (Bhatia & Taylor, 1981) and with turbidites from continental arc basins (McLennan *et al.*, 1990). A = oceanic island arc; B = continental island arc; C = active continental margins; D = passive margin. 39

Figura 4.5. Geochemical classification and tectonic discrimination diagrams for metavolcanic rocks from the Ipueirinha Group (Barroço Formation): a) TAS classification diagram after Le Maitre *et al.* (1989); b) plot of aluminium saturation index (Shand, 1947); c) subdivision of subalkaline rocks (shaded bands are boundary lines of several authors summarized by Rickwood, 1989); d) Th/Yb vs. Ta/Yb (Gorton & Schandl, 2000); e) ternary discrimination diagram proposed by Harris *et al.* (1986); f) log Rb vs. log (Y+Nb) from Pearce *et al.* (1984); g) MORB-normalized multi-element diagram (element ordering after Thompson *et al.* 1984; normalizing values after Pearce & Parkinson, 1993) compared to arc convergence and continental extension-related rocks (source: see Kozuch, 2003, appendix II.3); h) chondrite-normalized REE diagram (Sun & McDonough, 1989). 42

Figura 4.6. Cathodoluminescence images for analyzed zircons from: Caridade do Piauí Formation (sample CB-53), granitic sill (sample CB-156) and Barroço Formation (sample JR-135). Laser spots for U-Pb analyses are displayed as white circles, and those for Lu-Hf analyses, as yellow circles. 43

Figura 4.7. Concordia diagrams, frequency histograms, probability curves and cathodoluminescence images for analyzed zircons from: a) Caridade do Piauí Formation (sample CB-53); b) granitic sill (sample CB-156); and c) Barroco Formation (sample JR-135).	44
Figura 4.8. Epsilon Hf versus U-Pb age for concordant detrital zircons in a metarhytmite from the Caridade do Piauí Formation (sample CB-53); exposing the evolution of Hf isotopic composition for the analyzed zircons (gray arrow) compared to the evolution of the Archean/Paleoproterozoic continental crust (shaded area, Patchett <i>et al.</i> 1981).	47
Figura 4.9. Tera-Wasserburg concordia diagram for monazites in an apatite-magnetite chloritite from the Ipueirinha Belt.	48
Figura 4.10. Nd isotope data for samples from the Ipueirinha Group and associated metaultramafites rocks. Source for comparative data: Caxito <i>et al.</i> (2016) and references therein.	49
Figura 4.11. Tectonic model for the Neoproterozoic Ipueirinha Belt: a back-arc setting to the Tamboril-Santa Quitéria magmatic arc.	53
Figura 4.12. Detrital zircon U–Pb data for the Caridade do Piauí Formation compared to other Neoproterozoic basins throughout the Borborema Province.....	56

Capítulo 5

Figura 5.1. Modelo tectônico sugerido para o Grupo Ipueirinha: uma bacia de retroarco vinculada ao arco magmático de Tamboril-Santa Quitéria.	65
Figura 5.2. Dados de U-Pb em zircão detrítico adquiridos para a Formação Caridade do Piauí, comparados àqueles disponíveis na literatura para outras bacias neoproterozoicas da Província Borborema.	68

Lista de Tabelas

Tabela 4.1. Results of Nd isotope analyses for the Ipueirinha Group and associated metaultramafites. T_{DM} is calculated after De Paolo (1981).	48
---	----

RESUMO

O Grupo Ipueirinha é um cinturão de rochas metavulcanossedimentares situado na porção extremo oeste da Zona Transversal, Província Borborema, região nordeste do Brasil. Esta unidade é predominantemente constituída por metassedimentos marinhos terrígenos representados por metarritmitos imaturos (Formação Caridade do Piauí) e quartzitos (Formação Cacimbas). Os metarritmitos desta sequência exibem anomalias negativas de Eu ($Eu/Eu^* = 0,68-0,81$), enriquecimento em ETRL ($La_N/Yb_N = 4,83-15,32$), e elementos incompatíveis coerentes com uma proveniência sedimentar de arco magmático continental. Em geral, dados isotópicos de Nd ($\epsilon Nd_{(t)}$ entre -3,6 e 0,3) também indicam uma importante contribuição detrítica de fontes juvenis para a deposição desses metarritmitos. Associados à sequência clástica, têm-se metatufos (Formação Barrocão), raras lentes de metamarga, e corpos de metaultramafito de extensão quilométrica (agrupados na unidade informal denominada Serpentinito Carnaubal). Os metatufos riolíticos exibem padrões de ETR fortemente fracionados ($La_N/Yb_N = 3,68-8,94$), anomalias negativas de Eu ($Eu/Eu^* = 0,72-0,94$), e padrões de elementos traço incompatíveis similares àqueles de rochas associadas a arco vulcânico (incluindo calha Nb-Ta), além de $\epsilon Nd_{(t)}$ negativo entre -3,4 e -12,2. Análises de U-Pb em zircões recuperados de metarritmitos e de uma soleira granítica sugerem o período entre 626 e 591 Ma como possível janela de sedimentação e vulcanismo no Grupo Ipueirinha. Dados isotópicos de zircão detrítico também revelam um importante período de magmatismo juvenil na Província Borborema entre 895 e 834 Ma ($\epsilon Hf_{(t)} = 2,0-5,7$), bem como um significativo rejuvenescimento crustal desta província durante o Neoproterozoico, decorrente da adição de material mantélico juvenil. Em adição, dados de U-Pb e Hf adquiridos para os metarritmitos desta sequência remetem à evolução geológica do Complexo Tamboril-Santa Quitéria (Província Borborema Setentrional). Assim, o Grupo Ipueirinha pode corresponder a uma bacia de retroarco associada ao arco magmático de Tamboril-Santa Quitéria, que constitui um dos únicos registros da tectônica convergente inicial que atuou na margem Gondwana Oeste da Província Borborema. Os metaultramafitos associados ao Grupo Ipueirinha apresentam $\epsilon Nd_{(t)}$ entre -1,3 e -8,5, e $T_{DM} = 1,33-1,64$ Ga. Em um contexto de retroarco, estas rochas poderiam representar lascas de crosta oceânica que um dia constituíram o assoalho da bacia Ipueirinha. Toda a faixa de dobramentos foi submetida a quatro fases de deformação e a condições metamórficas de facies xisto verde inferior a superior. Dados geocronológicos adicionais obtidos para um blackwall de cloritito (U-Pb em monazita) em conjunto com a idade máxima de cristalização da soleira granítica limitam deformação, metamorfismo e magmatismo sin-orogênico no Grupo Ipueirinha ao intervalo 591-565 Ma.

Palavras-chave: Grupo Ipueirinha, Zona Transversal, Orogenia Brasileira, Proveniência

ABSTRACT

The Ipueirinha Belt is a ca. 75 km-long and 13 km-wide belt of metavolcano-sedimentary rocks in westernmost Transversal Zone, Borborema Province, NE Brazil. Such belt is mostly constituted by marine terrigenous sedimentary rocks represented by immature metarhythmites (Caridade do Piauí Formation) and quartzites (Cacimbas Formation). Metarhythmites yield negative Eu anomalies ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.68\text{-}0.81$), LREE enrichment ($\text{La}_N/\text{Yb}_N = 4.83\text{-}15.32$), and incompatible elements coherent with provenance from a continental arc. Overall Nd isotopic data ($\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ between -3.6 and 0.3) indicate detrital contribution from juvenile sources for deposition of these metarhythmites. Associated to this clastic sedimentary sequence, there are metarhyolitic tuffs (Barroço Formation), rare lenses of metamarl, and kilometer-long bodies of metaultramafites (grouped in an informal unit named Serpentinito Carnaubal). The metarhyolitic tuffs exhibit highly fractionated chondrite-normalized REE patterns ($\text{La}_N/\text{Yb}_N = 3.68\text{-}8.94$), negative Eu anomalies ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.72\text{-}0.94$), and incompatible trace elements patterns similar to those of volcanic arc-related rocks (including a Nb-Ta trough), besides negative $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ ranging from -3.4 to -12.2 . Zircon U-Pb analyses performed on crystals recovered from metarhythmites and from a granitic sill suggest that sedimentation and volcanism in the Ipueirinha Belt took place at 626-591 Ma. Such detrital zircon data reveal that the main sources of detritus for the Ipueirinha Basin are Neoproterozoic rocks (maximum age peak at ca. 845 Ma and youngest zircons at ca. 620 Ma). Isotopic data attained from detrital zircons provide evidence for an important period of juvenile magmatism in the Borborema Province from 895 to 834 Ma ($\epsilon\text{Hf}_{(t)} = 2.0\text{-}5.7$), as well as for a crustal renewal of this province during the Neoproterozoic, due to juvenile mantellic inputs. Additionally, U-Pb and Hf data attained for the metarhythmites resemble the geological evolution of the Tamboril-Santa Quitéria Complex (Northern Borborema Province). Hence, the Ipueirinha Belt might have constituted a Cryogenian/Ediacaran back-arc basin to the Tamboril-Santa Quitéria magmatic arc, which is one of the few records of initial convergence tectonics in the West Gondwana margin of the Borborema Province. Metaultramafites associated with the Ipueirinha Belt yield $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ ranging from -1.3 to -8.5 and $T_{\text{DM}} = 1.33\text{-}1.64$ Ga. In the context of a back-arc basin, these rocks could represent slices of oceanic crust that once floored the Ipueirinha basin. The whole belt was submitted to four deformational phases and to heterogeneous metamorphic conditions from lower to upper greenschist facies. Additional geochronological data attained for a chloritite blackwall (monazite U-Pb) along with the maximum crystallization age of the granitic sill constrains deformation, metamorphism and syn-orogenic magmatism in the Ipueirinha Belt at 591-565 Ma.

Keywords: Ipueirinha Group, Transversal Zone, Brasileiro Orogeny, Provenance

CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO

1.1. Considerações Iniciais

A presente dissertação de mestrado foi elaborada junto ao Programa de Pós-Graduação em Geologia da Universidade Federal de Minas Gerais (UFMG) sob orientação do professor Dr. Fabrício de Andrade Caxito (UFMG) e co-orientação do Dr. Edilton José dos Santos (CPRM/SGB – Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais/Serviço Geológico do Brasil). Os trabalhos de campo e as análises laboratoriais iniciais transcorreram em concomitância com a elaboração do “Mapa Geológico 1:100.000 do Grupo Ipueirinha” (Basto & do Vale, 2017); desenvolvido e financiado pela CPRM/SGB – Serviço Geológico do Brasil. O apoio logístico a trabalhos de campo, confecção de lâminas delgadas e preparação de amostras para geoquímica foi oferecido pela CPRM/SGB (RETE – Residência de Teresina); e o suporte à preparação de amostras para geocronologia foi concedido pela Divisão de Geodinâmica (DIGEOD) da CPRM/SGB.

1.2. Estruturação da Dissertação

Esta dissertação está organizada em seis capítulos, descritos resumidamente a seguir:

Capítulo 1: apresenta ao leitor a área de estudo, os objetivos do trabalho e o roteiro metodológico seguido durante seu desenvolvimento;

Capítulo 2: discorre sobre o contexto geológico regional no qual está inserido o Grupo Ipueirinha;

Capítulo 3: apresenta ao leitor os resultados da caracterização petrográfica, estratigráfica e estrutural do Grupo Ipueirinha;

Capítulo 4: dispõe os principais resultados deste projeto de mestrado, através do artigo científico intitulado “An Ediacaran back-arc basin preserved in the Borborema Province: evidence from geochemistry, geochronology and isotope systematics of the Ipueirinha Belt, NE Brazil”;

Capítulo 5: expõe uma discussão integrada dos dados adquiridos e apresenta as principais conclusões desta dissertação;

Capítulo 6: lista as referências bibliográficas consultadas durante o desenvolvimento deste estudo.

1.3. Localização e acessos

O alvo do presente estudo corresponde à área aflorante do Grupo Ipueirinha, que se estende por aproximadamente 500 Km² ao longo de seis folhas ou quadrículas 1:50.000 (Fig. 1.1), dispostas

entre os paralelos $-7^{\circ}30'$ e $-8^{\circ}00'$ e meridianos $-40^{\circ}30'$ e $-41^{\circ}30'$, e predominantemente situadas no estado do Piauí, próximo à divisa com Pernambuco (Fig. 1.2). Utilizou-se como ponto de apoio a cidade de Paulistana (PI), localizada a sul da área de estudo, e com população estimada em 19.785 (IBGE, 2010).

Para chegar a Paulistana partindo de Belo Horizonte, deve-se seguir a BR-040 no sentido Brasília, pegar a saída para a BR-135 após a cidade de Paraopeba e segui-la até Montes Claros, onde deve-se acessar a BR-251. A seguir, toma-se a saída para a BR-116 em direção a Milagres (BA) nas proximidades da divisa entre os estados de Minas Gerais e Bahia. Em Milagres, acessa-se a rodovia BA-046, que leva ao município de Ruy Barbosa, a partir do qual se toma a BR-407, que segue até Paulistana (PI). Partindo de Teresina, o acesso é bem mais simples, e se dá a partir das rodovias federais BR-316 e BR-407 (esta última seguida a partir do município de Picos). Os principais aeroportos nas proximidades da área são o de Petrolina (230 Km ao sul) e o de Teresina (460 Km ao norte).

Para acessar a área aflorante do Grupo Ipueirinha a partir de Paulistana, segue-se a BR-407, asfaltada, em direção a Teresina (acesso ao setor oeste) ou a PI-142, parcialmente asfaltada, em direção a Simões (acesso à porção leste; Fig. 1.2). O deslocamento interno na unidade é feito através de estradas vicinais não asfaltadas.

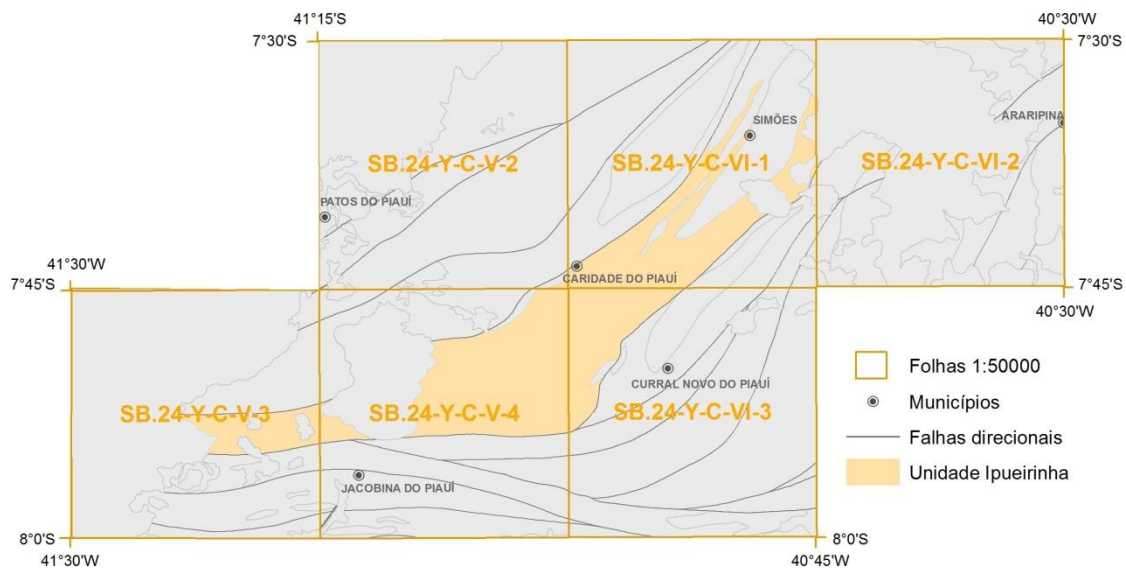


Figura 1.1. Área aflorante do Grupo Ipueirinha, distribuída ao longo de cinco folhas ou quadrículas 1:50.000.

1.1. Objetivos

Este trabalho tem como objetivo promover a caracterização geológica do Grupo Ipueirinha através do mapeamento geológico sistemático, aliado a estudos petrográficos, litogeoquímicos

(elementos maiores e traço), geocronológicos (U-Pb) e isotópicos (Sm-Nd, Lu-Hf). A partir da análise integrada destes dados, pretende-se ainda:

- Compreender a distribuição e a natureza dos litótipos metassedimentares e metavulcânicos no Grupo Ipueirinha;
- Caracterizar a deformação e o metamorfismo que afetaram esta unidade;
- Determinar a idade do Grupo Ipueirinha, e posicioná-lo cronologicamente em relação aos principais eventos tectônicos que atuaram na Província Borborema;
- Impulsionar a caracterização da proveniência sedimentar desta unidade geológica, bem como do ambiente geotectônico no qual ela se originou.

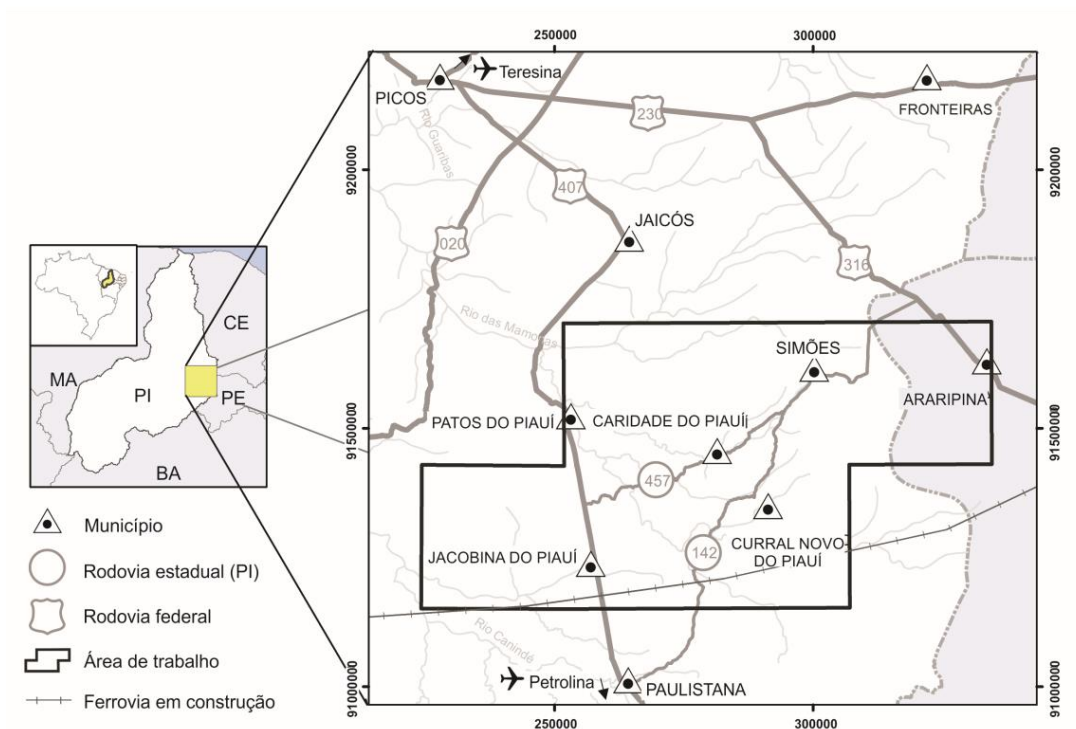


Figura 1.2. Localização geográfica da área de estudo e principais vias de acesso.

1.2. Metodologia

1.2.1. Revisão Bibliográfica

Para alcançar os objetivos estabelecidos, foi primeiramente realizada uma revisão bibliográfica acerca da geologia regional e local, seguida pelos temas: seqüências metavulcanossedimentares, petrografia e litogeoquímica de rochas metavulcânicas ácidas, metassedimentares e metaultramáficas de baixo grau; e métodos geocronológicos e isotópicos em geral. Nesta fase, também foi criado um banco de dados contendo as informações de campo,

petrográficas, geoquímicas e isotópicas obtidas pela autora durante seu trabalho de mapeamento na CPRM/SGB, trabalho este parcialmente concomitante ao presente projeto de mestrado.

1.2.2. Etapas de campo

Durante a vigência deste mestrado, foram realizadas duas etapas de campo. A primeira delas teve duração de 20 dias e foi conduzida como parte da campanha de mapeamento geológico em escala 1:100.000 do Grupo Ipueirinha, promovida pela CPRM/SGB. A segunda etapa de campo, com duração de dez dias, contou com a participação do prof. Dr. Fabrício Caxito, e teve como objetivo visitar afloramentos-chave do Grupo Ipueirinha, coletar amostras para estudos geoquímicos e isotópicos adicionais, bem como visitar faixas metavulcanossedimentares similares aflorantes na Província Borborema.

1.2.3. Descrições Petrográficas

Ao todo, 116 lâminas delgadas de rocha foram caracterizadas ao microscópio ótico de luz transmitida com o intuito de identificar as associações minerais, feições texturais e microestruturais de cada um dos litótipos que compõem o Grupo Ipueirinha, bem como das rochas ultramáficas a ele associadas.

1.2.4. Análises Litoquímicas

Buscou-se selecionar para este fim as amostras mais livres de intemperismo e de alterações secundárias hidrotermais, evitando sempre as porções mais heterogêneas das rochas (e.g. veios).

As amostras selecionadas foram preparadas (secas, britadas até que 85% < 3 mm, e pulverizadas até que 95% < 150#) e analisadas pela SGS Geosol através dos seguintes métodos: (i) Fluorescência de Raios-X (FRX) após fusão com tetraborato de lítio (para elementos maiores e menores); e (ii) Induced Coupled Plasma Mass Spectrometry (ICP-MS) com preparação por digestão multiácida e por fusão com metaborato de lítio (para elementos-traço e terras raras).

Os diagramas de distribuição de elementos maiores, traço e terras raras foram construídos a partir dos softwares Triplot 4.1.2 e Excel 2010.

1.2.5. Análises de U-Pb (LA-ICP-MS)

1.2.5.1. Zircão

Para fins de estudo geocronológico pelo método U-Pb em zircão, foram coletadas três amostras de rocha (uma metassedimentar e duas metaígneas), cuja localização consta na Figura 3.1.

Os concentrados de minerais pesados foram preparados com o auxílio do LAMIN-RETE. As amostras foram britadas, peneiradas, bateadas, e passaram pelos processos de separação magnética (Frantz) e separação por líquidos densos (bromofórmio). Os minerais pesados foram então encaminhados à Divisão de Geodinâmica (DIGEOD) da CPRM/SGB para confecção dos *mounts* de zircão. Os cristais de zircão foram embutidos em resina epóxi (a frio), desgastados para expor o interior dos grãos e polidos em pasta de diamante 0,25 μm . As montagens foram então imageadas no microscópio eletrônico de varredura (MEV) da Universidade de Brasília (UnB) utilizando um sensor de elétrons retroespalhados, e no MEV do Centro de Pesquisa Professor Manoel Teixeira da Costa (CPMTC) – UFMG usando um sensor de catodoluminescência. Para todas as amostras, a seleção dos grãos e dos pontos para ablação foi realizada de modo a evitar fraturas, inclusões e grãos metamórficos, escolhendo feições zonadas e/ou separando núcleos e bordas, quando necessário.

A análise da amostra CB-53 (metarritmito) foi realizada no laboratório CPGeo da Universidade de São Paulo (USP), através de um LAM-MC-ICP-MS Neptune (Thermo-Finnigan) acoplado ao Laser ArF Excimer ($\lambda=193\text{nm}$, Photon Machines). Para a limpeza dos *mounts* foi utilizada uma solução de ácido nítrico a 3% água ultra-limpa. A ablação foi feita em *spots* de 32 μm , com frequência de 6 Hz e intensidade de 6 mJ. O material pulverizado foi carregado por um fluxo de He (0,6 l/min) e Ar (0,7 l/min) e em todas as análises foi utilizado o padrão internacional GJ-1 (Jackson *et al.*, 2004) para correção da deriva do equipamento e do fracionamento entre isótopos de U e Pb. Para a verificação da acurácia foram realizadas análises no padrão internacional Mud Tank (Black & Gulson, 1978). Os dados foram adquiridos em ciclos de 1 (um) segundo, seguindo a sequência de aquisição de dois brancos, três padrões, 12 *spots* em zircão, 2 brancos e 2 padrões. A redução dos dados brutos incluiu as correções para branco, deriva do equipamento e chumbo comum. Para tanto, foi utilizada uma planilha Excel desenvolvida pelo CPGeo/USP.

A amostra de metatufo JR-135 foi analisada no Departamento de Geologia (DEGEO) da Universidade Federal de Ouro Preto (UFOP) utilizando um LA-SF-ICP-MS (ThermoFisher Scientific Element 2) acoplado a um Sistema de Laser ArF Excimer com $\lambda= 193 \text{ nm}$ da Photon Machines. A ablação ocorreu em *spots* de 30 μm , com frequência de 6 Hz e fluência de 1,51 J/cm². O material pulverizado pelo feixe de laser foi carregado por um fluxo de He (0,25 l/min) e Ar (1,08 l/min) até a contabilização no ICP-MS. Em todas as análises foi utilizado o padrão internacional GJ-1 (Jackson *et al.*, 2004) para correção da deriva do equipamento, bem como do fracionamento entre os isótopos de U e Pb. Para a verificação da acurácia também foram realizadas análises do padrão secundário Plešovice (Sláma *et al.*, 2008). Os dados foram adquiridos em ciclos de 0,1 segundo, seguindo a sequência de aquisição de 3 GJ-1, 2 Plešovice e 15 amostras, e em cada leitura

foram determinadas as massas de ^{202}Hg , $^{204}(\text{Pb}+\text{Hg})$, ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb e ^{238}U . A redução dos dados brutos utilizou o software Glitter para correção da deriva do equipamento, e uma planilha Excel interna para correções de branco e Pb comum, seguindo o proposto por Gerdes & Zeh (2006).

A amostra de soleira granítica CB-156 foi analisada tanto no laboratório de geocronologia da UFOP quanto no da UnB. A metodologia analítica adotada durante as análises conduzidas na UFOP é idêntica àquela descrita para a amostra JR-135. Na UnB, as análises foram realizadas utilizando o LAM-MC-ICP-MS Neptune (Thermo-Finnigan) acoplado a um sistema de ablação a laser Nd-YAG ($\lambda=213\text{nm}$, New Wave Research, USA). As especificações do LAM-ICP-MS seguiram o procedimento descrito por Buhn *et al.* (2009). A ablação ocorreu em spots de 30 μm na frequência de 10 Hz e fluência de 0,19-1,12 J/cm^2 . Um fluxo de He ($\sim 0,40$ L/min) e Ar (0,90 L/min) carregou o material pulverizado até a quantificação no ICP-MS. As correções de deriva do equipamento e fracionamento isotópico foram feitas a partir da análise do padrão internacional GJ-1 (Jackson *et al.*, 2004). Para conferência da acurácia, diversas análises foram conduzidas no padrão 91500 (Wiedenbeck *et al.*, 1995). A aquisição dos dados foi feita em ciclos de 1 (um) segundo cada, de acordo com a sequência de aquisição: um branco, um padrão, quatro amostras, um branco e um padrão. Todas as análises quantificaram ^{202}Hg , $^{204}(\text{Pb}+\text{Hg})$, ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb e ^{238}U . A redução dos dados brutos incluiu correções para branco, deriva do equipamento e Pb comum, e foi feita através de uma planilha Excel desenvolvida pelo próprio laboratório.

Em todos os laboratórios, o cálculo das idades e a construção dos gráficos foram possíveis devido aos recursos do ISOPLOT 4.1 (Ludwig, 2012); e as idades $^{206}\text{Pb}/^{208}\text{Pb}$ e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ foram adotadas, respectivamente, para zircões mais jovens e mais velhos que 1000 Ma (Stern, 1997). Apenas zircões com concordância superior a 90% foram considerados na construção de diagramas de frequência de idades preferidas.

1.2.5.2. Monazita

Uma única lâmina delgada polida de cloritito foi selecionada para análise de U-Pb em monazitas (ver localização da amostra na Fig. 3.1), com o intuito de investigar a idade do metamorfismo no Grupo Ipueirinha. Para identificação de zonamentos nos cristais de monazita, a lâmina escolhida foi coberta por uma película de carbono e imageada no MEV do DEGEO-UFOP utilizando um sensor de elétrons retroespalhados. As idades U-Pb foram obtidas também no DEGEO-UFOP, a partir de um LA-SF-ICP-MS (ThermoFisher Scientific Element 2) acoplado a um Sistema de Laser ArF Excimer com $\lambda=193$ nm da Photon Machines. A ablação foi feita em spots de 30 μm , usando uma frequência de 6 Hz e uma fluência de 1.51 J/cm^2 , e o material pulverizado foi carregado por um fluxo de He (0,15 l/min) e Ar (1,03 l/min). A razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ foi

calculada usando a composição $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ de Hiess *et al.* (2012). Idades e razões estão reportadas como médias ponderadas com nível de confiança de 95%. Dois materiais de referência foram utilizados: Itambé (Gonçalves, 2015) e Steenkampskral (Liu *et al.*, 2012). Os dados foram adquiridos em ciclos de 0,1 segundo, seguindo a sequência de aquisição de 4 Itambé, 4 Steenkampskral e 14 amostras. Dados com Pb comum notavelmente elevado ou discordância reversa anômala foram descartados.

1.2.6. Análises isotópicas Lu-Hf

Para investigar as áreas-fonte dos metassedimentos do Grupo Ipueirinha, estudos isotópicos de Lu-Hf foram conduzidos em 35 zircões detríticos da amostra CB-53, selecionados por apresentarem idades U-Pb concordantes. As análises foram realizadas no Departamento de Geologia da UFOP, em um multicoletor Thermo-Finnigan Neptune ICP-MS acoplado a um laser Photon-Machines 193, em modo estático (^{172}Yb , ^{173}Yb , ^{175}Lu , ^{176}Hf -Yb-Lu, ^{177}Hf , ^{178}Hf , ^{179}Hf , ^{180}Hf). A ablação se deu em 60 s, gerando *spots* de 40 μm posicionados imediatamente ao lado dos *spots* de 32 μm das análises U-Pb, no mesmo domínio do zircão (conforme indicado pelas imagens de catodoluminescência). O laser foi disparado com frequência de 7 Hz e fluência de 5,29 J/cm². A ablação foi conduzida em He (1,0 l/min) combinado com Ar (~0,381 l/min) e um pequeno fluxo de nitrogênio (0,02 l/min). Os isótopos ^{172}Yb , ^{173}Yb e ^{175}Lu foram simultaneamente monitorados para correção de interferências isobáricas de Lu e Yb de massa 176. ^{176}Yb e ^{176}Lu foram calculados usando razões $^{176}\text{Yb}/^{173}\text{Yb}$ de 0,796218 (Chu *et al.*, 2002) e $^{176}\text{Lu}/^{175}\text{Lu}$ de 0,02658 (valor interno da JWG). A correção das razões isotópicas de Hf em relação aos erros instrumentais utilizou uma lei exponencial e razão $^{179}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ igual a 0,7325 (Patchett & Tatsumoto, 1980). Três materiais de referência foram empregados antes e após as análises: GJ-1 ($^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0,282000 \pm 0,000005$; Morel *et al.*, 2008), BB ($^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0,281674 \pm 0,000018$; Santos *et al.*, 2017) e Plešovice ($^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0,282482 \pm 0,000013$; Sláma *et al.*, 2008). Os resultados estão dentro dos erros recomendados.

1.2.7. Análises isotópicas Sm-Nd

Treze análises isotópicas Sm-Nd foram conduzidas neste trabalho, visando averiguar fontes e processos envolvidos na formação das rochas ígneas e sedimentares que compõem o Grupo Ipueirinha e a unidade informal Serpentinito Carnaubal. Para este fim, foram selecionadas amostras homogêneas, preservadas das intempéries e de alterações secundárias aloquímicas, tais como as amostras escolhidas para estudos litogeoquímicos.

Uma vez selecionadas, as amostras foram cominuídas manualmente com o auxílio de um martelo descontaminado e os fragmentos foram pulverizados no moinho de panela até a fração

argila, no Laboratório de Análises Mineraias (LAMIN) do Serviço Geológico do Brasil (CPRM/SGB). Posteriormente, o material pulverizado foi encaminhado ao Laboratório de Geocronologia da UnB ou ao Laboratório de Geocronologia e Isótopos Radiogênicos da Universidade do Estado do Rio de Janeiro – LAGIR / UERJ.

Na UnB, as análises isotópicas de Sm-Nd seguiram o método descrito por Gioia & Pimentel (2000). Neste procedimento, uma quantia de ca. 50 mg de cada amostra pulverizada foi separadamente misturada a uma solução traçadora de ^{149}Sm e ^{150}Nd . As amostras foram então dissolvidas em cápsulas Savillex® por meio de sucessivos ataques ácidos em HF, HNO_3 e HCl. Os conteúdos de Sm e Nd foram extraídos através de colunas de trocas catiônicas confeccionadas em Teflon e preenchidas com resina LN-Spec. A seguir, os sais de Sm e Nd foram depositados com ácido nítrico em filamentos de rênio, e a solução foi evaporada. As leituras das razões isotópicas foram realizadas em modo estático, no espectrômetro de massa multicoletor modelo Finnigan MAT 262. As incertezas referentes às razões Sm/Nd e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ adquiridas são inferiores a $\pm 0,5\%$ (2σ) e $\pm 0,005\%$ (2σ), respectivamente, e foram calculadas através de diversas análises dos padrões internacionais BHVO-1 e BCR-1 do United States Geological Survey (USGS). A razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ foi normalizada em função da razão $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de 0,7219. Por fim, os valores de T_{DM} foram calculados usando o modelo de De Paolo (1981).

No LAGIR/UERJ, cada amostra de rocha pulverizada (ca. 50 mg) foi acrescida de uma solução traçadora de ^{149}Sm - ^{150}Nd . As amostras foram então digeridas em ácido, individualmente, em cápsulas revestidas de Teflon e acondicionadas em jaquetas de metal, de acordo com o seguinte procedimento: três dias em mistura de HF (6 ml) e 6N HNO_3 (0,5ml), seguidos por dois dias de imersão em 5N HCl. Uma coluna feita da resina Eichrom® LN-B-25S (50-100 μm) foi utilizada para separação de Sm e Nd. Estes elementos foram então depositados separadamente em filamentos de rênio previamente degaseificados, utilizando H_3PO_4 como ativador iônico. As razões isotópicas foram medidas em um espectrômetro de massa de ionização termal multicoletor (TIMS) modelo Thermo Scientific Triton. A aquisição dos dados foi feita em modo estático, utilizando um arranjo de oito coletores do tipo Faraday. As razões isotópicas reportadas apresentam erros absolutos (2σ) inferiores a 0.00001. As razões medidas foram respectivamente normalizadas para as razões naturais constantes $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$ e $^{147}\text{Sm}/^{152}\text{Sm} = 0,5608$. A razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ média medida no material de referência JNdi-1 (Tanaka *et al.*, 2000) é igual a $0,512098 \pm 0,000006$ ($n = 322$). Múltiplas análises dos padrões de referência BCR e AVG do USGS forneceram razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ com reprodutibilidade dentro de 1% (Valeriano *et al.*, 2008). Por fim, as idades modelo T_{DM} foram calculadas utilizando o modelo do manto depletado de De Paolo (1981).

CAPÍTULO 2 – GEOLOGIA REGIONAL

2.1. A Província Borborema

A Província Borborema integra um sistema de orógenos formados diacronicamente durante a amalgamação do continente Gondwana Ocidental (~650-500 Ma) e distribuídos ao longo da porção leste da América do Sul e da maior parte do continente africano (Almeida *et al.* 1981; Brito Neves, 1999; Trompette, 1994). Trata-se de uma das principais faixas de dobramento neoproterozoicas brasileiras, ocupando uma área de cerca de 380.000 km² na região nordeste do país (Almeida *et al.*, 1981), e caracteriza-se por uma grande complexidade estrutural aliada à superposição de diferentes eventos tectono-magmáticos.

Os trabalhos anteriores desenvolvidos nesta província divergem no que concerne à sua evolução geodinâmica. As hipóteses até então levantadas consideram: i) a amalgamação de terrenos tectono-estratigráficos alóctones tal qual a da margem oeste da América do Norte (e.g. Santos, 1996; Brito-Neves *et al.*, 2000); ii) o desenvolvimento de um ciclo de Wilson completo, envolvendo rifteamento, deriva, subducção e colisão (e.g. Caxito *et al.*, 2016), tal como ocorre nos orógenos fanerozoicos; ou iii) o retrabalhamento da crosta paleoproterozoica (consolidada desde 2.0 Ga) durante o evento Brasileiro, com formação e posterior inversão de bacias ensiálicas (e.g. Neves, 2003; Neves *et al.*, 2006, 2009).

Apesar das divergências quanto à evolução geológica da Província Borborema, a maioria dos trabalhos até então desenvolvidos na região adotam sua tradicional subdivisão em três grandes domínios ou subprovíncias, denominados Setentrional, Transversal (ou Central) e Meridional, separados por duas grandes zonas de cisalhamento de direção E-W designadas Patos e Pernambuco (Fig. 2.1; Santos *et al.*, 1997; Brito Neves *et al.*, 2000; entre outros).

2.2. A Zona Transversal

A área-alvo do presente trabalho está situada na Subprovíncia ou Zona Transversal, tradicionalmente limitada pelas grandes zonas de cisalhamento Patos (a norte) e Pernambuco (a sul). A evolução desta subprovíncia está associada à fragmentação de um microcontinente paleoproterozoico e à formação de bacias tonianas e ediacarianas, no Neoproterozoico.

As unidades paleoproterozoicas, tonianas e ediacarianas que constituem o grande cinturão transcorrente da Zona Transversal estão deslocadas para oeste por um conjunto de zonas de cisalhamento NE-SW, que conectam os lineamentos Pernambuco e Patos (Santos *et al.*, 2014) e embasam as principais propostas de subdivisão desta subprovíncia. No presente estudo, será adotada a subdivisão de Brito Neves *et al.* (2005), que inclui, de leste para oeste, os domínios Rio

Capibaribe, Alto Moxotó, Alto Pajeú, Riacho Gravatá, Piancó-Alto Brígida, São José do Caiano e São Pedro (Fig. 2.1), brevemente descritos a seguir:

i) O domínio Rio Capibaribe exhibe blocos paleoproterozoicos associados a rochas supracrustais metamorizadas de arranjo complexo e idade toniana ou desconhecida (Santos *et al.*, 2014).

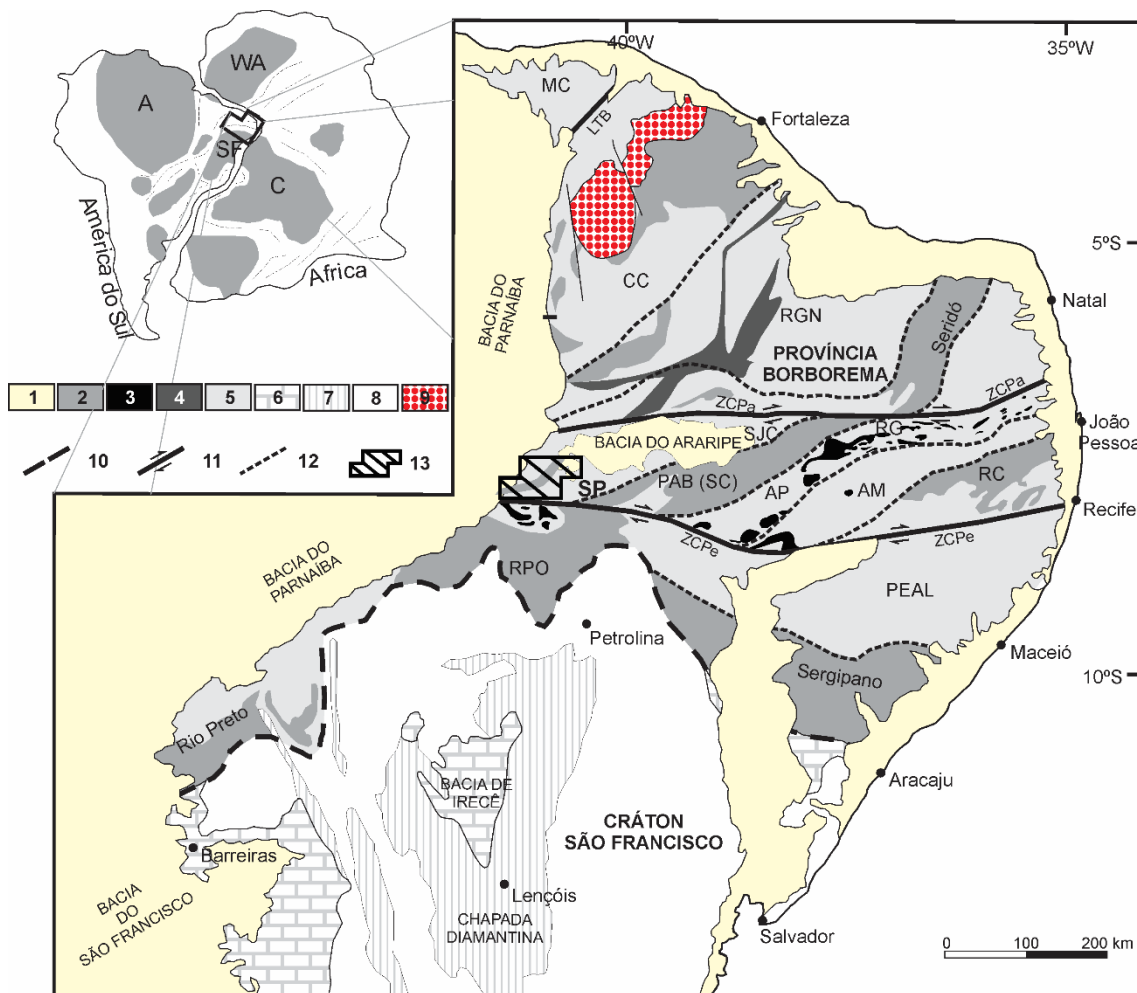


Figura 2.1. Mapa geotectônico esquemático do nordeste brasileiro e suas principais feições: 1 - Coberturas fanerozoicas; 2 - Faixas metavulcanossedimentares neoproterozoicas (brasílicas); 3 - Ortognaisses Cariris Velhos (ca. 960-1000 Ma); 4 - Faixa Orós-Jaguaribe (ca. 1,8-1,7 Ga); 5 - Embasamento da Província Borborema (>2,0 Ga); 6 - Coberturas cratônicas neoproterozoicas; 7 - Coberturas cratônicas paleo a mesoproterozoicas; 8 - Embasamento do Cráton São Francisco (>2,0 Ga); 9 - Complexo Tamboril-Santa Quitéria; 10 - Limite Cráton São Francisco / Província Borborema; 11 - Principais zonas de cisalhamento transcorrentes; 12 - Divisas entre subdomínios da Província Borborema (PEAL – Pernambuco-Alagoas, RC – Rio Capibaribe, AM – Alto Moxotó, AP – Alto Pajeú, PAB – Piancó-Alto Brígida, SJC – São José do Caiano, SP – São Pedro, RGN – Rio Grande do Norte, CC – Ceará Central); 13 - Área de trabalho. ZCPa = Zona de Cisalhamento Patos; ZCPe = Zona de Cisalhamento Pernambuco; LTB = Lineamento Transbrasiliano. Modificado de Caxito *et al.* (2016).

ii) O domínio Alto Moxotó, paleoproterozoico, é formado por ortognaisses de alto grau e pequenas intercalações anfíbolíticas, cálcio-silicatadas, xistosas e máfico-ultramáficas (Santos *et al.*, 2014).

iii) O domínio Alto Pajeú, área-tipo do evento Cariris Velhos (Brito Neves *et al.*, 1995, 2000; Kozuch, 2003; Caxito *et al.*, 2016), inclui metagrauvas com diversas intercalações de rochas vulcânicas e ortognaisses.

iv) O Complexo/Domínio Riacho Gravatá (Campos Neto *et al.*, 1994; Bittar, 1998) se trata de uma faixa de rochas supracrustais que inclui metapsamitos e metapelitos com contribuição vulcânica e carbonática, sendo esta última subordinada.

v) A Faixa Piancó-Alto Brígida (Complexo Cachoeirinha de Bittar, 1998), de desenvolvimento neoproterozoico e baixo grau metamórfico, é constituída por metassedimentos siliciclásticos (metarritmitos) e metavulcânicas subordinadas, além de uma restrita seção metaconglomerática.

vi) O terreno São José do Caiano (Brito Neves *et al.*, 2005) se trata de uma região de embasamento paleoproterozoico provavelmente seccionada do Domínio Rio Grande do Norte (Brito Neves *et al.*, 2000; Santos *et al.*, 1997), localizado acima do Lineamento Patos.

vii) O terreno São Pedro (Brito Neves *et al.* 2005) inclui duas unidades de embasamento arqueano/paleoproterozoico, denominadas Complexo Granjeiro e Complexo Itaizinho, além de uma sequência metavulcanossedimentar de origem e idade até então desconhecidas, designada Grupo Ipueirinha (Basto & do Vale, 2017).

Com exceção do terreno Alto Moxotó, todos os terrenos do Domínio Transversal estão intrudidos por uma importante província granítica brasileira. Recentemente, Brito Neves *et al.* (2016) sugeriram que tal província representaria um arco magmático ediacariano (ca. 635-580 Ma), constituído por granitos do tipo I pertencentes a três supersuítas: i) epidoto granodioritos e epidoto tonalitos (tipo “Conceição”), ii) granitos calcialcalinos de alto potássio (tipo “Itaporanga”) e iii) biotita granodioritos de afinidade trondhjemítica (tipo “Serrita”). Segundo estes autores, o referido arco magmático teria se formado por um processo de subducção em direção a sul ao longo do Lineamento Patos, caracterizado por eles como um limite continental transformante. Contudo, estudos mais detalhados se fazem necessários para compreender a evolução e a natureza desta província granítica.

2.3. O Grupo Ipueirinha

O Grupo Ipueirinha está inserido no domínio extremo oeste da Zona Transversal, onde é bordejado por duas unidades de embasamento arqueano/paleoproterozoico denominadas Complexo

Granjeiro e Complexo Itaizinho. O Complexo Granjeiro foi assim designado por Gomes (2000) devido à sua semelhança com a unidade homônima aflorante no Ceará, datada em ca. 2540 Ma (Silva *et al.*, 2002); e é constituído por gnaisses variados e por uma sequência metavulcanossedimentar exalativa (Vasconcelos *et al.*, 1997). O Complexo Itaizinho (consoante Bizzi *et al.*, 2003), de idade estimada como paleoproterozoica, inclui ortognaisses miloníticos (por vezes migmatíticos) de composição granítica a granodiorítica associados a lentes de rochas supracrustais (Gomes, 2000; Melo & Vasconcelos, 1991; Ribeiro & Vasconcelos, 1991).

O Grupo Ipueirinha foi inicialmente descrito por Melo & Vasconcelos (1991) e Ribeiro & Vasconcelos (1991), que o denominaram Grupo Cachoeirinha por correlação com a unidade homônima proposta por Barbosa (1970) na região de Aurora (Ceará). A unidade aflorante no Piauí foi caracterizada por estes autores como uma sequência metavulcanossedimentar metamorfizada em fácies xisto-verde e constituída por sericita-clorita xistos, clorita xistos e lentes de muscovita quartzito (metassedimentos) associados a clorita-albita xistos (metavulcânicas). Na Folha Simões (Ribeiro & Vasconcelos, 1991), particularmente, foi cartografado um extenso corpo ultramáfico de 14 Km de extensão associado aos xistos da sequência metavulcanossedimentar e essencialmente composto por serpentinitos.

Contudo, a correlação proposta por Melo & Vasconcelos (1991) e Ribeiro & Vasconcelos (1991) entre o Grupo Cachoeirinha mapeado no Piauí e o grupo homônimo neoproterozoico no Ceará baseou-se unicamente em semelhanças litológicas e estruturais, e demanda dados laboratoriais para ser confirmada. Neste contexto, os mesmos autores também levantaram a possibilidade de correlação entre a unidade por eles descrita no Piauí e o Grupo Orós definido por Macedo *et al.* (1988); hipótese essa defendida por Gomes (2000).

Gomes (2000) sugeriu uma nova denominação para o conjunto litológico em questão: Sequência Ipueirinha, termo que foi posteriormente substituído pela expressão “Unidade Ipueirinha”, introduzida por Bizzi *et al.* (2003) e adotada pela CPRM no Mapa Geológico do Estado do Piauí (Gonçalves, 2006). Por fim, o recente mapeamento geológico desta unidade em escala 1:100.000 (Basto & do Vale, 2017), desenvolvido em concomitância com este projeto de mestrado, propôs sua classificação como Grupo Ipueirinha, bem como sua divisão em formações, descritas no capítulo a seguir. Neste mesmo trabalho, as rochas ultramáficas associadas à unidade em questão foram incluídas na unidade informal denominada Serpentinito Carnaubal.

CAPÍTULO 3 – O GRUPO IPUEIRINHA

3.1. Estratigrafia

Com uma área aflorante de aproximadamente 530 Km², o Grupo Ipueirinha está geograficamente situado na porção sudeste do estado do Piauí, próximo à sua divisa com Pernambuco. Esta unidade aflora em uma forma sigmoidal típica da Zona Transversal, limitada por zonas de cisalhamento dextrais com direção próxima a E-W nas proximidades do Lineamento Pernambuco e NE-SW no extremo-leste da unidade (Fig. 3.1). Assim, o Grupo Ipueirinha apresenta contatos de natureza tectônica com as rochas do embasamento, que a norte e a leste são representadas pelo Complexo Granjeiro, e a sul pelo Complexo Itaizinho. Além das coberturas cenozoicas, esta unidade está parcialmente coberta pelos sedimentos da Bacia do Araripe, a leste, e da Bacia do Parnaíba, a oeste.

Os granitos brasileiros intrusivos no domínio São Pedro pertencem principalmente à denominada Supersuíte Itaporanga (Almeida *et al.*, 1976; Bizzi *et al.*, 2003), que inclui granitos cálcio-alcálicos de alto potássio caracterizados por megacristais de feldspato potássico imersos em uma matriz quartzo-monzonítica. No Grupo Ipueirinha, pequenos corpos graníticos com características semelhantes às acima descritas intrudem as extremidades sudeste e centro-norte da unidade. Ademais, um corpo granítico de maior dimensão, denominado Plúton Simões, marca a extremidade nordeste desta unidade.

No Grupo Ipueirinha, os litótipos metassedimentares predominam amplamente sobre os metavulcânicos, sendo os primeiros representados pelas formações Cacimbas e Caridade do Piauí, e os últimos, pela Formação Barroão. A intensa deformação do Grupo Ipueirinha torna difícil precisar o empilhamento estratigráfico e a espessura de suas unidades geológicas, embora valores máximos possam ser estimados.

A Formação Caridade do Piauí é a unidade predominante no Grupo Ipueirinha, tem espessura máxima estipulada em 4500 m e abrange essencialmente metarritmitos imaturos interpretados como depósitos de ambiente marinho profundo. Os metarritmitos desta unidade apresentam marcante xistosidade (Fig. 3.2a), marcada pela alternância entre níveis micáceos cinza esverdeados e níveis quartzo-feldspáticos de cor creme a branca. Além dos metarritmitos, raros e pequenos afloramentos de rocha calcissilicática foram encontrados na porção extremo-nordeste desta formação. Tais rochas exibem coloração verde escura e foliação pouco desenvolvida, e constituem lentes centimétricas em meio aos metarritmitos (Fig. 3.2b). Ademais, a Formação Caridade do Piauí apresenta contatos transicionais com os quartzitos da Formação Cacimbas.

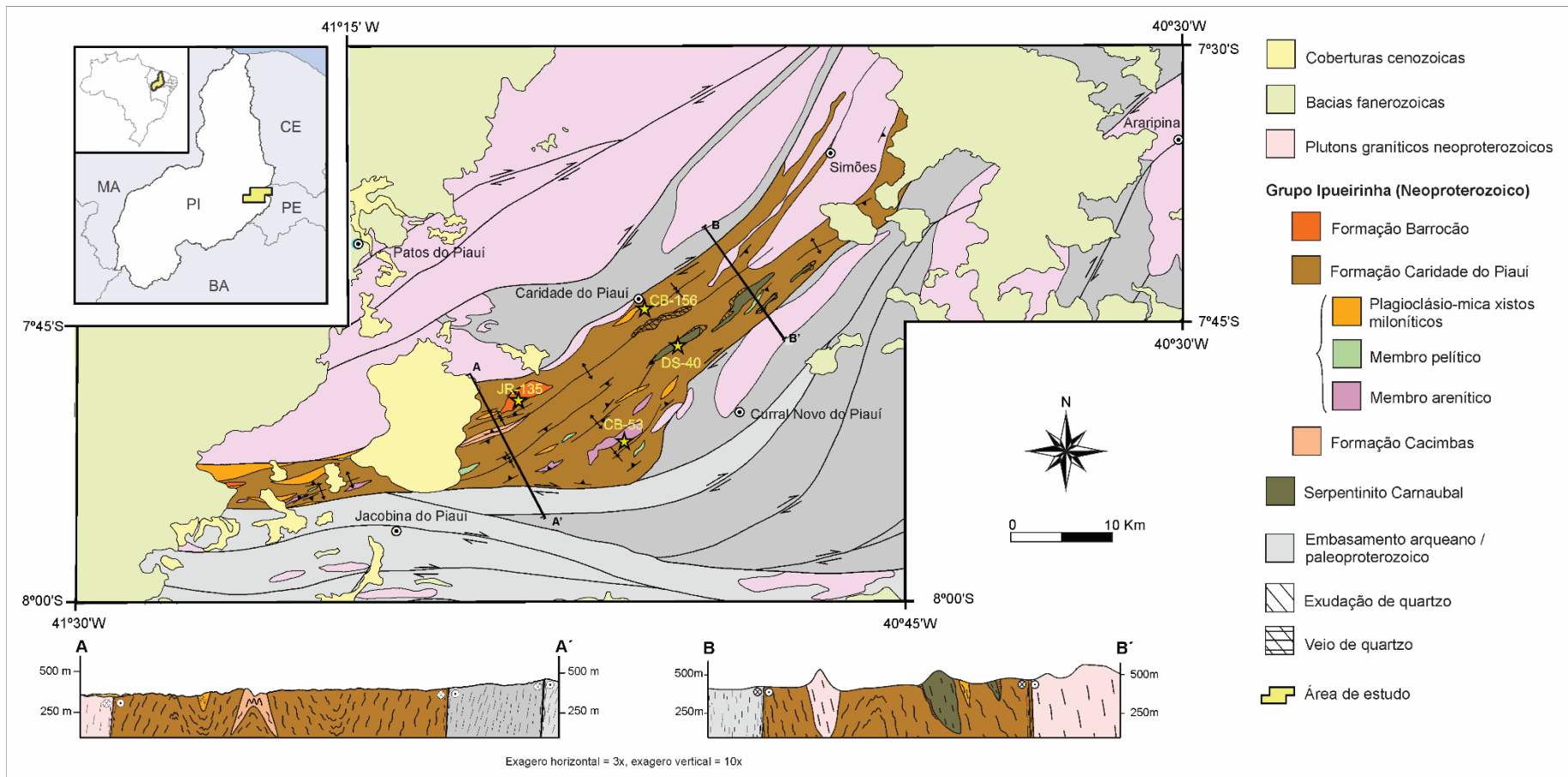


Figura 3.1. Mapa geológico simplificado do Grupo Ipueirinha (modificado de Basto & do Vale, 2017).

A Formação Caridade do Piauí inclui ainda um membro arenítico, um membro pelítico e lentes de plagioclásio-mica xisto milonítico. O membro arenítico inclui meta-arcóseos de cor creme (Fig. 3.2c) a verde clara e xistosidade pouco desenvolvida. A laminação rítmica é imperceptível ou pobremente desenvolvida nestas rochas, que por vezes apresentam porfiroclastos de plagioclásio milimétricos. Os meta-arcóseos são comumente encontrados em bom estado de preservação, intercalados com metarritmitos da Formação Caridade do Piauí. Estas rochas são mapeadas por predominância, e as maiores lentes cartografadas podem atingir 650 m de espessura. O membro pelítico é constituído por rochas de cor marrom avermelhada e avançado grau intempérico (Fig. 3.2d) que podem, localmente, exibir forte brilho prateado decorrente de um elevado conteúdo de sericita. As lentes de metapelito cartografadas no Grupo Ipueirinha exibem espessuras que variam de 350 a 600 m, e não apresentam laminação rítmica visível a nível macroscópico. As lentes de plagioclásio-mica xisto milonítico da Formação Caridade do Piauí não preservam feições primárias e ocorrem mais comumente nas proximidades de zonas de cisalhamento, onde atingem a espessura máxima de 1500 m. Embora veios de quartzo e/ou carbonato e segregações metamórficas de quartzo ocorram em todas as litologias da Formação Caridade do Piauí, estas feições são especialmente abundantes nos plagioclásio-mica xistos miloníticos (Fig. 3.2e).

As regiões de contato entre as formações Caridade do Piauí e Cacimbas são marcadas pela alternância entre metarritmitos e quartzitos (Fig. 3.2f). A Formação Cacimbas tem espessura máxima estipulada em 450 m, e engloba quartzitos e muscovita quartzitos de granulação fina e coloração creme a levemente castanha (Fig. 3.2g), raramente esverdeada. Os metassedimentos desta unidade afloram na porção central da área e são aqui interpretados como um leque submarino.

A Formação Barrocão engloba as rochas metavulcânicas do Grupo Ipueirinha, representadas por metatufos riolíticos de cor creme ou levemente rosada, com foliação pobremente desenvolvida e lineação de estiramento sutil (Fig. 3.2h). Estas rochas afloram na porção centro-norte do Grupo Ipueirinha, atingindo até 50 m de espessura. Embora não tenham sido observadas relações de contato entre as formações Barrocão e Caridade do Piauí, os metatufos riolíticos estão estritamente associados ao Grupo Ipueirinha, de modo que este vulcanismo é aqui considerado como sin-sedimentar.



Figura 3.2. Aspecto macroscópico das rochas do Grupo Ipueirinha: a) metarritmitos da Fm. Caridade do Piauí; b) lente de metamarga na Fm. Caridade do Piauí; c) meta-arcóseo em contato com metarritmito; d) membro pelítico da Fm. Caridade do Piauí; e) plagioclásio-mica xisto milonítico da Fm. Caridade do Piauí

exibindo abundantes exsudações metamórficas de quartzo; f) contato transicional entre quartzitos da Fm. Cacimbas e metarritmitos da Fm. Caridade do Piauí; g) quartzito da Fm. Cacimbas; f) metatufo riolítico da Fm. Barroço.

Os metaultramafitos associados ao Grupo Ipueirinha estão agrupados na unidade informal denominada Serpentinito Carnaubal. Estas rochas se dispõem em corpos alongados de direção NE-SW situados a nordeste da área aflorante do Grupo Ipueirinha, e tiveram sua paragênese magmática original completamente substituída por uma assembleia secundária. Tratam-se principalmente de magnetita serpentinitos de cor verde escura, que podem exibir aspecto homogêneo ou textura cumulática conferida por pseudomorfos de serpentina de hábito granular. A magnetita destes serpentinitos está presente ao longo de veios ou em milimétricos cristais anédricos sutilmente estirados. Muitas vezes estes cristais se concentram em estreitos níveis em meio à serpentina, sugerindo um possível acamamento ígneo (Fig. 3.3a).

Relações de contato entre os metaultramafitos e as rochas metassedimentares do Grupo Ipueirinha não são claramente perceptíveis em campo, embora em raros casos seja possível observar estas rochas superpostas por quartzitos, ou lateralmente dispostas aos mesmos (Fig. 3.3b). Os metaultramafitos em questão são comumente bordejados por auréolas silicosas, provavelmente originadas a partir de processos de exsudação de sílica (Fig. 3.3c). Localmente, ainda nas margens dos corpos ultramáficos, encontram-se apatita-magnetita clorititos e magnetita-clorititos de cor verde escura e xistosidade pronunciada, portando porfiroblastos milimétricos de magnetita euédrica que por vezes apresentam forma bipiramidal (Fig. 3.3d). Afora serpentinitos e clorititos, um único afloramento de actinolítico foi encontrado próximo à margem do maior corpo ultramáfico cartografado.

3.2. Caracterização petrográfica

3.2.1. Formação Caridade do Piauí

Os metarritmitos predominantes nesta unidade são, de maneira geral, moderadamente selecionados; e apresentam grãos nas frações areia muito fina, fina e média, com predominância da fração areia fina. Ademais, estas rochas são particularmente ricas em plagioclásio, indicando notável imaturidade composicional.

Os metarritmitos (Fig. 3.4a) exibem bandas lepidoblásticas compostas por finos cristais de clorita, muscovita e biotita em alternância com bandas granoblásticas de composição quartzo-feldspática. Minerais varietais (epidoto, titanita, opacos) e acessórios (turmalina verde escura, rutilo, hidróxido de ferro e zircão) estão principalmente associados aos níveis lepidoblásticos. Nestes níveis, a biotita é o filossilicato menos abundante, e exibe alteração retrometamórfica para clorita.

Segundo o método de Michel-Levy, os cristais de plagioclásio nestes metarritmitos exibem composição essencialmente sódica, indo de albita a oligoclásio. Estes cristais ocasionalmente preservam geminações polissintéticas, algo difusas devido à deformação, e apresentam leve alteração para sericita, epidoto ou carbonato. A substituição por carbonato ora está restrita à borda dos cristais de plagioclásio, ora afeta amplos domínios, gerando cristais bem desenvolvidos de calcita com geminação polissintética. Microestruturas de deformação plástica tais como subgrãos e extinção ondulante estão presentes tanto no quartzo quanto no plagioclásio. A deformação dúctil netas rochas está marcada não só pelas feições de plasticidade intracristalina e pela textura lepidoblástica, mas também por uma marcante crenulação. A deformação rúptil, por sua vez, está registrada por microfraturas assinaladas por cristais de minerais opacos, bem como por veios de quartzo ou quartzo + carbonato. Os veios que cortam estas rochas são em sua maioria concordantes, e exibem cristais de quartzo com contatos intergranulares retilíneos a interlobados.

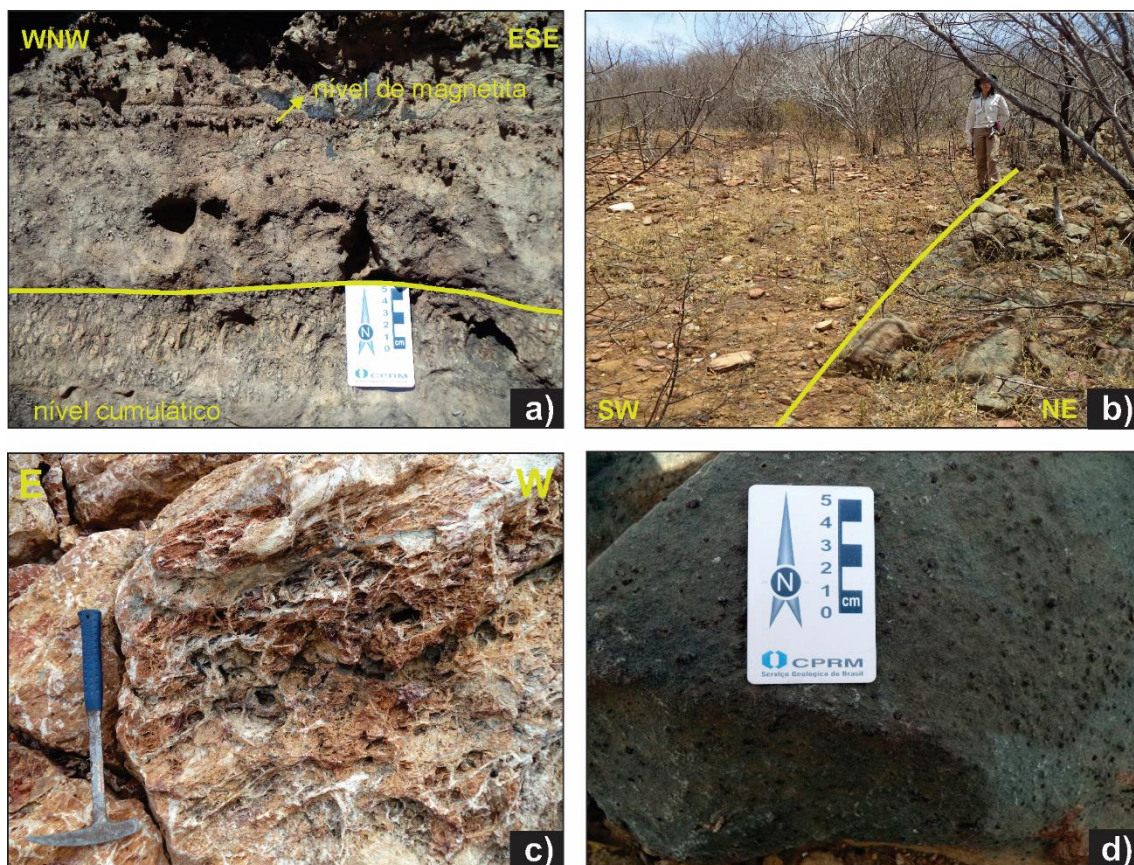


Figura 3.3. Metaultramafitos associados ao Grupo Ipueirinha, incluídos na unidade informal denominada Serpentinito Carnaubal: a) serpentinito exibindo níveis cumuláticos, horizontes de serpentina maciça e estreitos níveis de magnetita; b) serpentinito lateralmente disposto a quartzito da Fm. Cacimbas; c) rocha silicosa de aspecto hidrotermal encontrada à margem dos corpos ultramáficos; d) apatita-magnetita cloritito com porfiroblastos de magnetita octaédrica.

As raras lentes de rocha calcissilicática associadas a esta unidade foram petrograficamente classificadas como metamargas. Elas são representadas por actinolita-plagioclásio-quartzo-epidoto

fels (com epidoto > 40%) e talco-clinozoisita-cloritoide fels (Fig. 3.4b), os quais não apresentam foliação visível em escala microscópica.

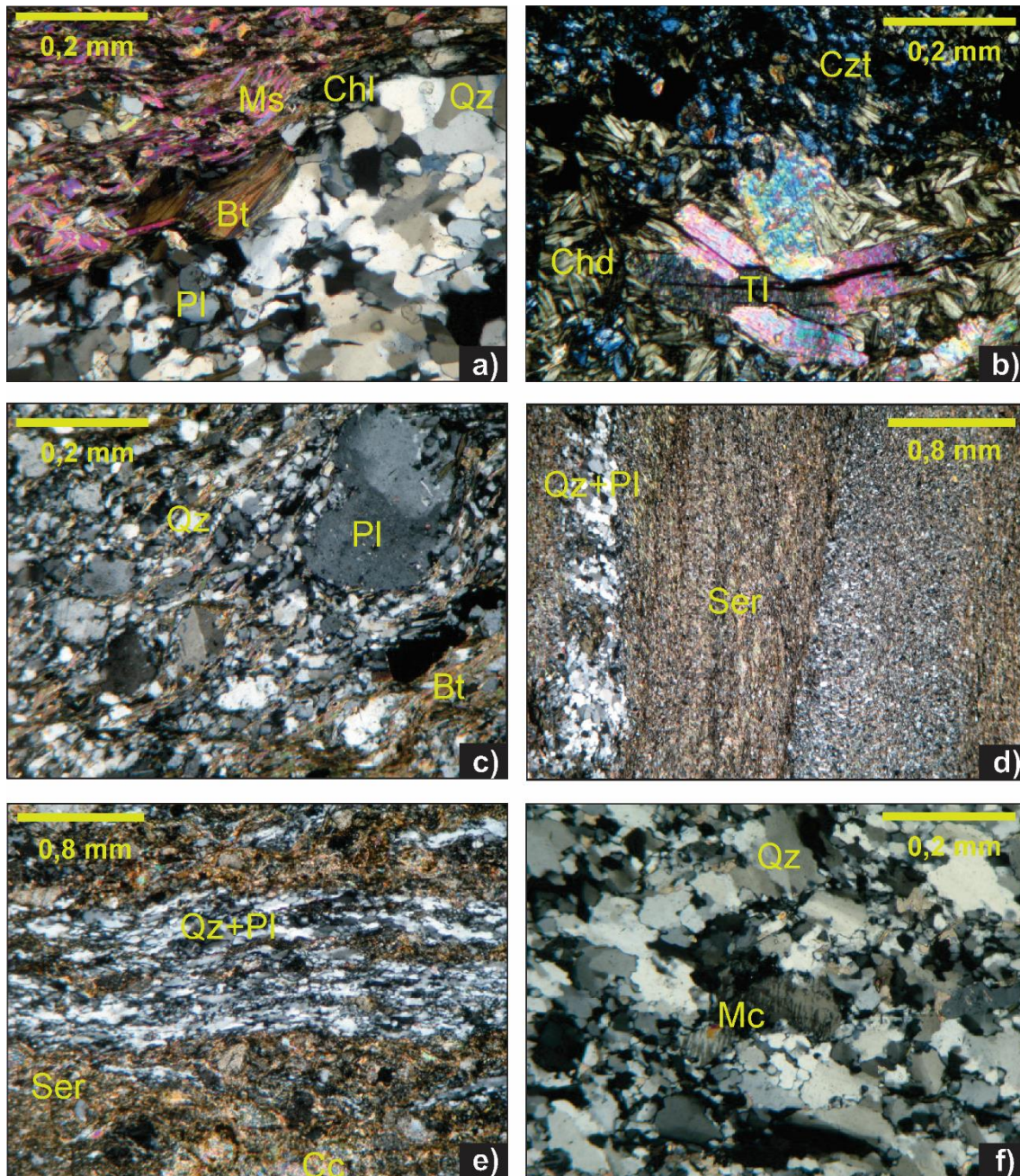


Figura 3.4. Aspecto microscópico das rochas do Grupo Ipueirinha sob nicóis cruzados: a) metarritmito da Fm. Caridade do Piauí com associação mineral PI+Qz+Ms+Chl+Bt; b) metamarga da Fm. Caridade do Piauí exibindo assembleia mineral Czt+TI+Chd+Opq; c) membro arenítico da Fm. Caridade do Piauí com porfiroclastos de PI imersos em matriz composta por PI+Qz+Ser+Bt; d) metapelito da Fm. Caridade do Piauí exibindo acamamento rítmico; e) plagioclásio-sericita xisto milonítico exibindo estiramento de grãos de PI e Qz, carbonatação e sericitização do PI; f) quartzito granoblástico da Fm. Cacimbas portando Mc varietal. Bt = biotita; Cc = calcita; Chd = cloritoide; Chl = clorita; Czt = clinozoisita; Kf = feldspato potássico; Mc = microclina; Ms = muscovita; PI = plagioclásio; Qz = quartzo; Ser = sericita; TI = talco.

O actinolita-plagioclásio-quartzo-epidoto fels é constituído principalmente por epidoto, tem carbonato como mineral acessório, e apresenta um bandamento composicional que provavelmente

reflete o acamamento do protólito, dado pela alternância entre níveis ricos e pobres em actinolita. O plagioclásio nesta rocha não é albita, mas oligoclásio-andesina, conforme esperado para tal assembleia mineral. Já a rocha caracterizada como talco-clinozoisita-cloritoide fels mostra cristais de cloritoide com geminação polissintética associados a pequenas quantidades de talco e a abundantes cristais de clinozoisita de granulação muito fina. A clinozoisita exhibe, localmente, núcleos de elevada birrefringência (epidoto s.s.).

Os meta-arcóseos apresentam laminação rítmica pouco desenvolvida, conteúdo reduzido de filossilicatos, textura predominantemente granoblástica e, em alguns casos, porfiroclastos milimétricos e subarredondados de plagioclásio (Fig. 3.4c). A granulação destas rochas é fina a média, com predominância de grãos na fração areia fina.

Os metapelitos da Formação Caridade do Piauí exibem microestrutura predominantemente lepidoblástica, conferida por seu elevado conteúdo de filossilicatos finamente cristalizados (> 60%). Estas rochas são mais ricas em biotita que as demais rochas do Grupo Ipueirinha e, ao microscópio, podem exibir laminação rítmica (Fig. 3.4d) dada pela alternância entre níveis micáceos e níveis granoblásticos, esses últimos constituídos por grãos muito finos e arredondados de quartzo e plagioclásio associados a um reduzido conteúdo de filossilicatos.

De modo geral, as lentes de plagioclásio-mica xisto milonítico exibem, ao microscópio, finos cristais de quartzo e plagioclásio associados a biotita e muscovita, e têm como principais minerais secundários clorita e carbonato. Por vezes, estes xistos apresentam porfiroclastos anédricos de quartzo e plagioclásio de granulação média imersos em uma matriz de granulação muito fina a fina. Os grãos de quartzo e plagioclásio se encontram estirados, denotando uma microestrutura milonítica (Fig. 3.4e), e exibem evidências de plasticidade intracristalina tais como: contatos intergranulares interlobados a suturados, subgrãos e extinção ondulante. Os cristais de plagioclásio apresentam ainda geminação polissintética difusa e substituição por carbonato. Turmalina, opacos, zircão, epidoto e apatita constituem os principais minerais acessórios nestas rochas, cortadas por abundantes veios de quartzo e quartzo + carbonato. Em raras amostras, porfiroblastos de granada são observados na paragênese plagioclásio+quartzo+biotita+granada, que sugere condições metamórficas locais de fácies xisto-verde superior.

3.2.2. Formação Cacimbas

Petrograficamente, os quartzitos da Formação Cacimbas exibem ora microestrutura granoblástica (Fig. 3.4f), com foliação definida apenas por esparsos cristais de muscovita, ora protomilonítica, com foliação acompanhada por cristais de quartzo estirados. Alguns dos quartzitos desta unidade apresentam textura inequigranular porfiroclástica, denotada por porfiroclastos

arredondados de quartzo de tamanho médio imersos em uma matriz fina constituída por quartzo, muscovita, microclina, magnetita e hidróxido de ferro, associados a raros cristais de clorita, feldspato e epidoto. O quartzo é o único mineral essencial nestas rochas, e exibe evidências de deformação intracristalina tais como subgrãos, extinção ondulante e contatos intergranulares interlobados a suturados. Em alguns casos, os contatos entre cristais de quartzo podem ser retilíneos, como resultado de processos de recuperação. Quando presentes nestas rochas, os cristais de plagioclásio podem estar parcialmente substituídos por carbonato.

3.2.3. Formação Barroco

Os metatufos da Formação Barroco se caracterizam por uma marcante textura inequigranular, com fenocristais de granulação média de plagioclásio ou microclina imersos em uma matriz félsica microcristalina composta por quartzo, feldspatos, sericita, clorita, biotita, calcita, magnetita e hidróxido de ferro, associados a esparsos cristais de epidoto, apatita, rutilo e hornblenda. A foliação subdesenvolvida destas rochas tem caráter predominantemente milonítico, sendo definida pelo estiramento de cristais de quartzo. Os fenocristais de feldspato são subédricos e comumente apresentam microfraturas e geminações polissintéticas (plagioclásio) ou em grade (microclina). A geminação em grade dos fenocristais de microclina pode estar associada a maclas do tipo Carlsbad e, menos comumente, Manebach e Bavena. Ademais, estes cristais podem ocasionalmente mostrar-se pertíticos. Os fenocristais de plagioclásio encontram-se sutilmente alterados para sericita e carbonato, apresentam composição sódica (albita-oligoclásio), bordas corroídas e, raramente, zonamento composicional. O quartzo também está presente em grandes cristais anédricos e agregados grosseiros, deformados e elipsoidais, por vezes com feições de corrosão preservadas. Embora a matriz destas rochas apresente contatos interlobados a suturados e cristais estirados de quartzo, as principais evidências de deformação estão registradas nos fenocristais de feldspato, que portam microfalhas (Fig. 3.5a), maclas difusas, acunhadas e/ou curvas, *kink bands* (Fig. 3.5b), extinção ondulante, subgrãos (Fig. 3.5c), fraturas e, raramente, pertita em chama. As feições de deformação descritas para estes metatufos condizem com condições metamórficas de fácies xisto-verde (Passchier, 1982; Pryer, 1993).

3.2.4. Serpentinó Carnaubal

Os serpentinitos associados ao Grupo Ipueirinha são predominantemente constituídos por serpentina e magnetita, e portam talco e carbonato como minerais varietais. Análises complementares de difração de raios-x (DRX) revelaram uma predominância de serpentina do tipo lizardita, embora pequenas quantidades de antigorita estejam presentes em algumas amostras. Os cristais de serpentina são finos e aciculares, se dispõem em um arranjo caótico ou arranjam-se

paralelamente ao longo de duas direções separadas por um ângulo de 90° (textura em treliça). Pseudomorfos de serpentina de granulação fina a média podem ser observados ao microscópio, por vezes constituídos por serpentina opticamente contínua, da variedade bastita (Fig. 3.5d). Em raras amostras, encontram-se cristais de flogopita ou tremolita. Quando presente, a flogopita forma níveis lepidoblásticos em meio à serpentina; enquanto a tremolita constitui cristais euédricos a subédricos de hábito losangular, com bordas localmente serpentinizadas (Fig. 3.5e).

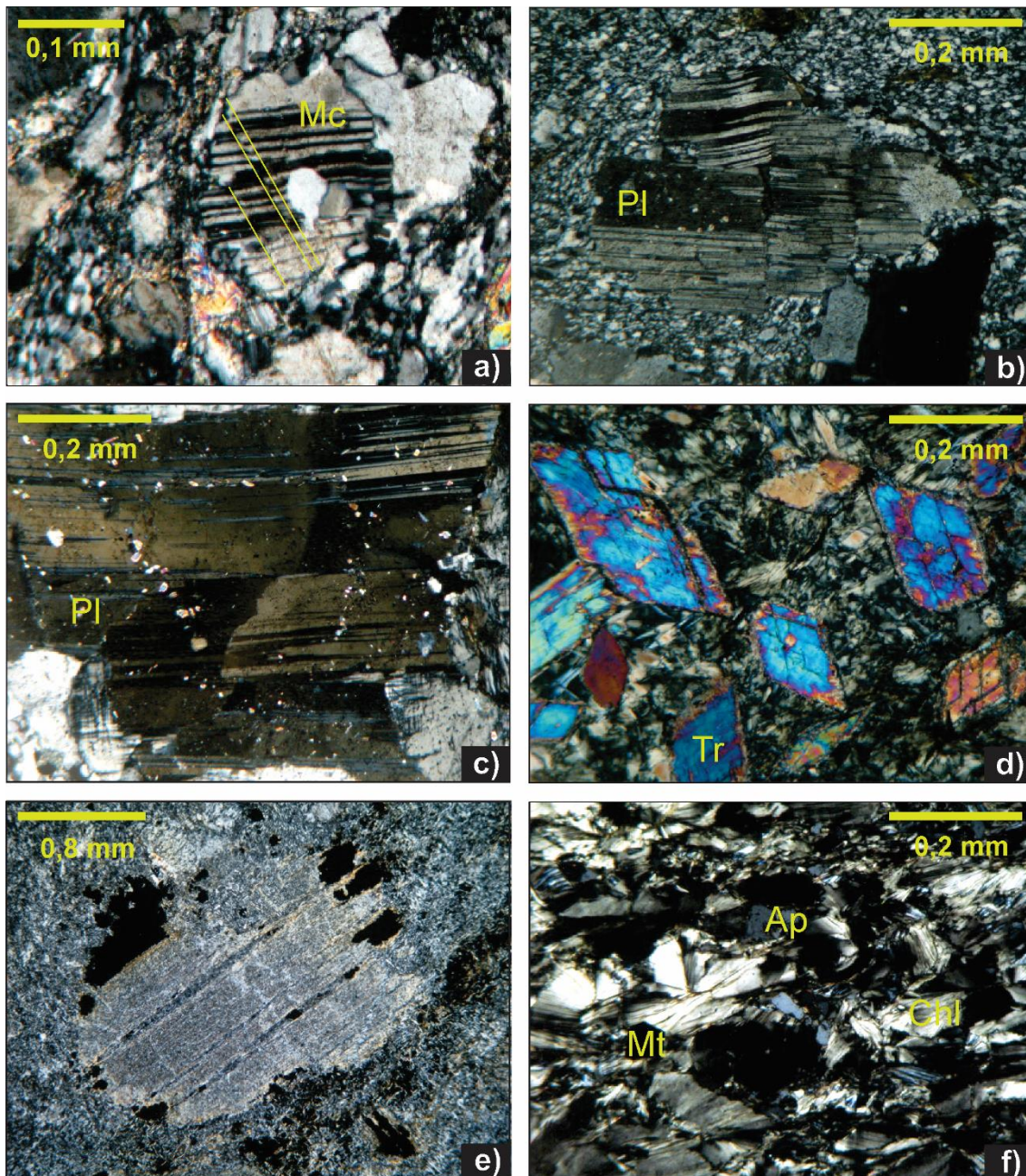


Figura 3.5. Aspecto microscópico (sob nicóis cruzados) da Formação Barrocão: a) metatufu riolítico portando porfiroclasto de Pl com microfalhas, b) porfiroclasto de Pl exibindo kink bands imerso em matriz microcristalina, c) porfiroclasto de Pl com subgrãos; e dos metaultramafitos da unidade Serpentinito Carnaubal. Aspecto microscópico (sob nicóis cruzados) da unidade Serpentinito Carnaubal: d) cristais euédricos de Tr em serpentinito, exibindo bordas serpentinizadas, e) serpentinito portando pseudomorfo de

serpentina da variedade bastita, f) cloritito exibindo associação mineral Mg-clorita + magnetita + apatita. Ap = apatita; Chl = clorita, Mc = microclina; Mt = magnetita; Pl = plagioclásio; Tr = tremolita.

Por vezes, esses serpentinitos apresentam bandamento composicional ou textural, submilimétrico a milimétrico. O primeiro é dado pela alternância entre níveis com diferentes concentrações de magnetita ou flogopita, e o segundo, pela superposição de níveis de serpentina constituídos por cristais de tamanho desigual.

O estudo petrográfico das rochas silicosas que bordejam estes metaultramafitos revelou uma composição à quartzo e/ou calcedônia, com minerais opacos e argilominerais associados. Os clorititos, localmente associados aos corpos metaultramáficos, são constituídos por clorita magnésiana, magnetita e apatita (Fig. 3.5f), e, em menor proporção, ilmenita, rutilo e monazita. A identificação destes minerais foi confirmada com auxílio de análises de espectroscopia de energia dispersiva (EDS), ao MEV. Os cristais de clorita estão dispostos em um arranjo paralelo ou algo radial, em meio ao qual tem-se cristais euédricos de magnetita que medem até 4 mm. Apatita, rutilo e ilmenita constituem cristais anédricos, dentre os quais os de ilmenita estão parcialmente substituídos por titanita.

3.3. Geologia Estrutural e Metamorfismo

O Grupo Ipueirinha aflora em um cinturão com geometria sigmoidal típica das faixas metavulcanossedimentares da Zona Transversal, gerada pela movimentação dextral das duas grandes zonas de cisalhamento que limitam esta subprovíncia a sul (z.c. Pernambuco) e a norte (z.c. Patos). Foram caracterizadas nesta unidade quatro fases de deformação, descritas a seguir.

A primeira fase de deformação (D1) é marcada pelo notável paralelismo entre a estratificação rítmica S0 e a foliação principal S1 (Fig. 3.6a), gerada por dobramento isoclinal e transposição. Localmente, a foliação S1 exibe mergulhos baixos para norte/noroeste, associados a lineações minerais down-dip, indicando transporte de massa para sul/sudeste.

A segunda fase de deformação (D2) gerou uma marcante foliação de crenulação (S2; Fig. 3.6b) associada a dobras centimétricas apertadas a isoclinais. Esta deformação originou ainda sinformes e antiformes de escala métrica a quilométrica, com planos axiais E-W e NE-SW. Embora a vergência das estruturas geradas por D2 seja variável, e por vezes sutil, é clara a predominância do transporte de massa em direção a sul/sudeste (Fig. 3.6c).

A terceira fase de deformação (D3), de caráter transcorrente, gerou foliações S/C e foliações miloníticas de alto ângulo, especialmente nas proximidades das zonas de cisalhamento que truncam

esta unidade a norte e a sul. Esta deformação frequentemente causa a paralelização (Fig. 3.7) ou até mesmo a obliteração das fases de deformação pretéritas registradas pelo Grupo Ipueirinha.

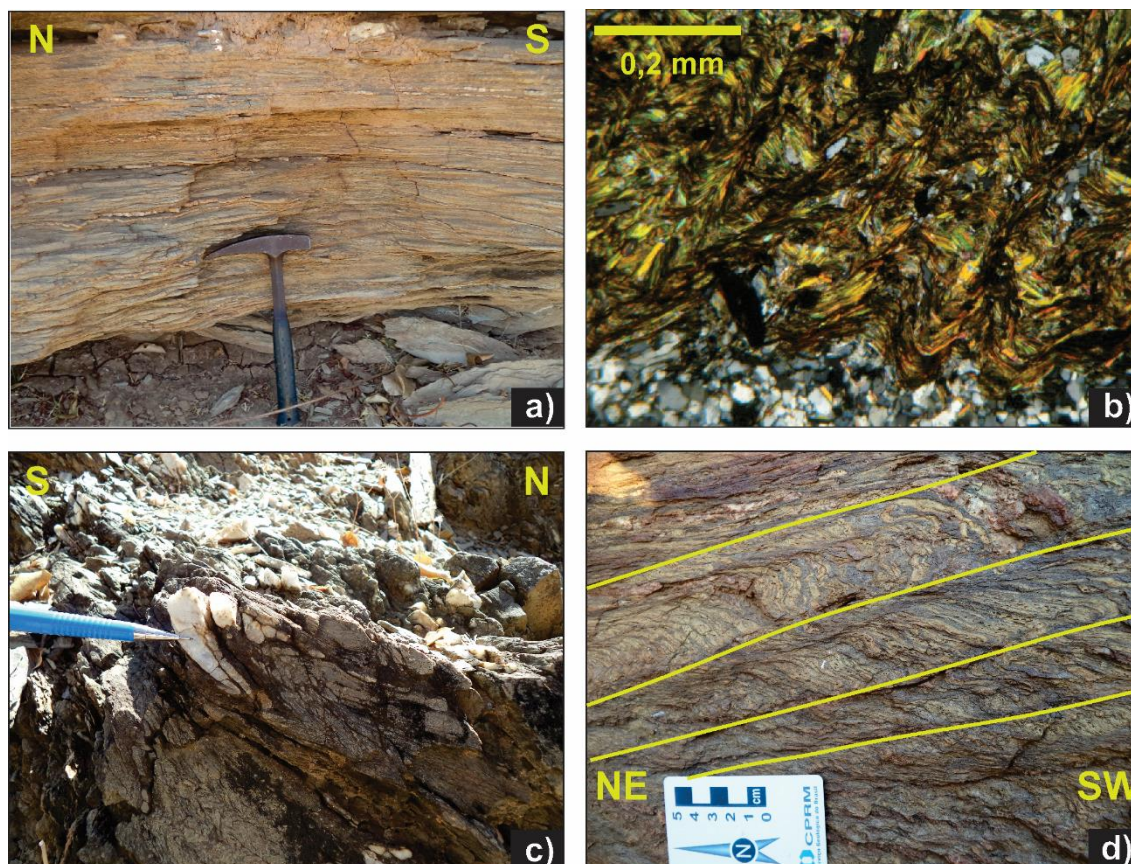


Figura 3.6. Feições estruturais do Grupo Ipueirinha: a) foliação S1 paralela à laminação rítmica S0; b) foliação de crenulação S2 observada ao microscópio óptico de luz transmitida (sob nicóis cruzados); c) dobra apertada com vergência para sul, marcada por nível quartzoso; d) foliação S3 cortando a foliação pretérita S1//S0 já crenulada por D2.

A deformação D3 está associada à fase de tectônica direcional e escape lateral de massa que sucedeu o evento de colisão continental na Província Borborema; fase essa que gerou a estruturação final da Zona Transversal, com zonas de cisalhamento E-W de escala continental conectadas por zonas de cisalhamento menores de direção NE-SW. Ademais, tanto a geometria sigmoidal do Grupo Ipueirinha quanto seus contatos tectônicos com as rochas do embasamento arqueano-paleoproterozoico estão associados a esta fase de deformação pós-colisional.

A deformação D4 é representada por dobras abertas, com plano axial de direção NW-SE e mergulho para NE. Por vezes, esta deformação está registrada somente por sua foliação plano-axial (Fig. 3.6d), ou ainda, se faz visível apenas em lâmina delgada, onde dobramentos D2 e D4 geram padrões de interferência do tipo 3 (Ramsay, 1967). Ao contrário das fases de deformação anteriores, D4 encontra-se registrada apenas na porção leste do Grupo Ipueirinha, e não está paralelizada ao cisalhamento regional.

Além das fases de deformação dúctil, o Grupo Ipueirinha apresenta registros de deformação rúptil tardia tais como veios de quartzo (com carbonato associado), e *tension gashes* de direção NE-SW distribuídos ao longo de pequenas zonas de cisalhamento NW-SE. Os *tension gashes* descritos se desenvolveram em um campo de tensões distinto daquele atribuído à fase de escape lateral D3, e semelhante àquele que originou as feições dúcteis de D4.

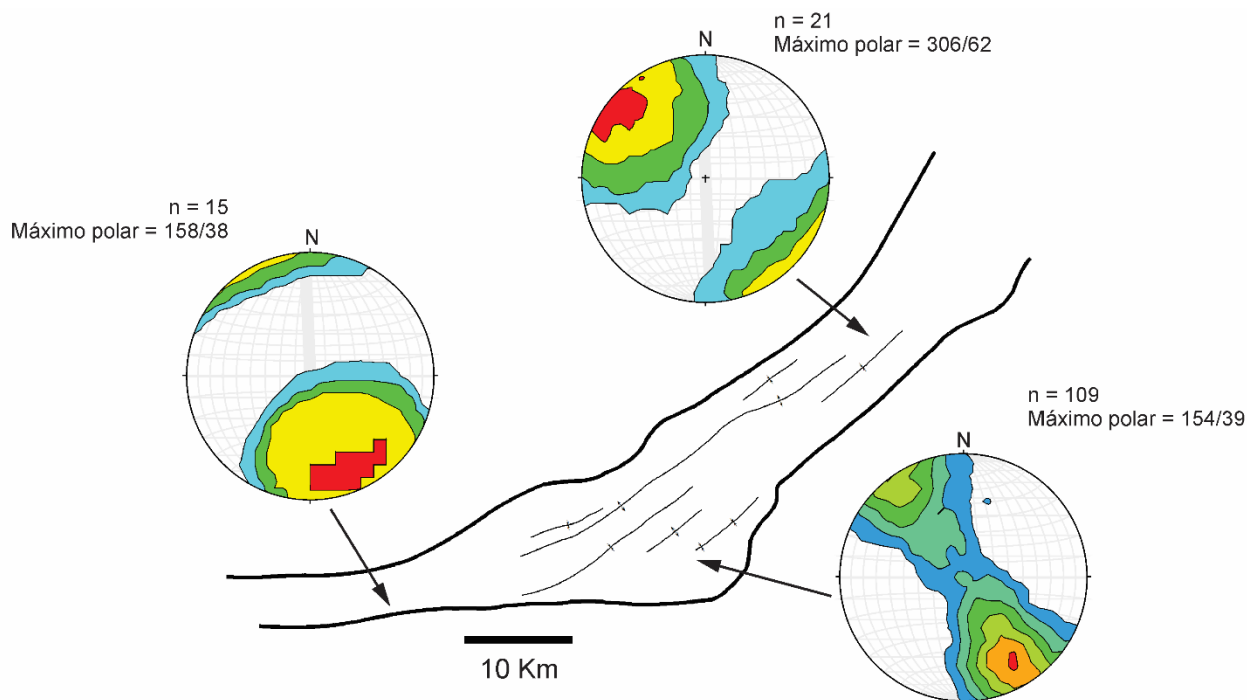


Figura 3.7. Comportamento das foliações S1 e S2, que rotacionam em sentido anti-horário ao longo da extensão do Grupo Ipueirinha (de oeste para leste), e se paralelizam às zonas de cisalhamento dextrais que limitam a unidade a norte e a sul.

O estudo das condições metamórficas no Grupo Ipueirinha baseou-se nas paragêneses minerais e nas microestruturas descritas durante a etapa de estudos petrográficos. A assembleia mineral mais comum nos metassedimentos de protólito pelítico e semi-pelítico do Grupo Ipueirinha é dada por quartzo+plagioclásio+biotita+muscovita+epidoto, com clorita retrometamórfica substituindo a biotita em proporções variáveis. A ausência de clorita paragenética nestas rochas sugere metamorfismo em condições de temperatura superiores a 420°C (Bucher & Grapes, 2011). Em adição, granadas porfiroblásticas foram observadas em raras amostras de xisto milonítico, associadas a biotita, plagioclásio e quartzo. De acordo com Bucher & Grapes (2011), o primeiro par granada-biotita de uma rocha forma-se em condições de temperatura iguais ou superiores a 470°.

Ainda que os metarenitos e metatufos do Grupo Ipueirinha não tenham desenvolvido paragêneses metamórficas diagnósticas, estes últimos, agrupados na Formação Barroirão, reúnem diversas microestruturas que corroboram as condições de temperatura sugeridas pelas assembleias minerais dos metapelitos, metarritmitos e plagioclásio-mica xistos miloníticos. Estes metatufos

exibem feldspatos com geminações acunhadas, kink bands e pertita em chama aliadas à ausência de estruturas núcleo-manto, indicando assim condições metamórficas de baixo a médio grau (400-500°C, Passchier, 1982; Pryer, 1993). Desta maneira, é possível restringir o metamorfismo do Grupo Ipueirinha ao intervalo de temperatura de 420-500°C.

CAPÍTULO 4 – RESULTADOS

ARTIGO:

An Ediacaran back-arc basin preserved in the Borborema Province: evidence from geochemistry, geochronology and isotope systematics of the Ipueirinha Belt, NE Brazil

Abstract: The Ipueirinha Belt is a ca. 75 km-long and 13 km-wide belt of metavolcano-sedimentary rocks situated in the westernmost Transversal Zone, Borborema Province, NE Brazil. Such belt is mostly constituted by marine terrigenous sedimentary rocks represented by immature metarhythmites and quartzites, locally associated to metaultramafites, metarhyolitic tuffs and rare lenses of metamarl. The metarhyolitic tuffs show highly fractionated chondrite-normalized REE patterns ($\text{LaN/YbN} = 3.68\text{-}8.94$) with slight to moderately negative Eu anomalies ($\text{Eu/Eu}^* = 0.72\text{-}0.94$), and incompatible trace elements signatures similar to those of volcanic arc-related rocks, including a Nb-Ta trough, and negative $\epsilon\text{Nd}(t)$ ranging from -3.4 and -12.2. Metarhythmites yield LREE enrichment ($\text{LaN/YbN} = 4.83\text{-}15.32$), moderate Eu anomalies ($\text{Eu/Eu}^* = 0.68\text{-}0.81$), and incompatible elements coherent with provenance from a continental arc. Overall Nd isotopic data indicate important detrital contribution from juvenile sources for deposition of these metarhythmites, as reflected by the $\epsilon\text{Nd}(t)$ values between -3.6 and 0.3. Metaultramafites associated to the Ipueirinha Belt yield $\epsilon\text{Nd}(t)$ ranging from -1.3 to -8.5 and $T_{\text{DM}} = 1.33\text{-}1.64$ Ga. Zircon U-Pb analyses performed on crystals recovered from metarhythmites and from a granitic sill suggest that sedimentation and volcanism in the Ipueirinha Belt took place at 626-591 Ma. Detrital zircon data reveal that the main sources of detritus for the Ipueirinha Basin are Neoproterozoic rocks (maximum age peak at ca. 845 Ma and younger zircons at ca. 620 Ma). The Hf isotope data from detrital zircons attest for an important period of juvenile magmatism in the Borborema Province from 895 to 834 Ma ($\epsilon\text{Hf}(t) = 2.0\text{-}5.7$) as well as for a gradual crustal renewal in this province, with values becoming progressively more positive from the Archean to the Neoproterozoic. The whole belt was submitted to four deformational phases and to heterogeneous metamorphic conditions from lower to upper greenschist facies. Additional geochronological data achieved for a chloritite (monazite U-Pb) sample along with the maximum crystallization age of the granitic sill constrain deformation, metamorphism and syn-orogenic magmatism in the Ipueirinha basin at 591-565 Ma.

We suggest that the Ipueirinha Belt constitutes a Cryogenian/Ediacaran back-arc basin to the Tamboril-Santa Quitéria magmatic arc, which is one of the few records of initial convergence tectonics in the West Gondwana margin of the Borborema Province.

Keywords: Ipueirinha Group, Borborema Province, Transversal Zone, Brasileiro Orogeny, Provenance

4.1. Introduction

The Borborema Province in northeastern Brazil integrates a system of orogens formed diachronically during West Gondwana assembly in Late Neoproterozoic/Cambrian times (~650-500 Ma), and spread both along eastern South America and down the African continent (Almeida *et al.*, 1981; Brito Neves, 1999; Trompette, 1994). Such province is usually subdivided into three broad domains or subprovinces: Southern, Northern and Transversal (Brito Neves *et al.*, 2000; Ebert, 1970), separated by two large-scale E-W dextral strike-slip shear zones: Patos and Pernambuco (Fig.1).

The Central or Transversal subprovince is mainly characterized by NE-SW to E-W trending subsidiary strike-slip shear zones branching from the major boundary shear zones. It comprises Archean/Paleoproterozoic basement segments alongside Tonian and Cryogenian/Ediacaran magmatic rocks and volcano-sedimentary successions (Van Schmus *et al.*, 2011; Santos *et al.*, 2014).

Although continuous research has been conducted on the Tonian and Cryogenian/Ediacaran magmatic rocks and volcano-sedimentary basins within the Transversal Zone over the last few decades (Bittar, 1998; Brito Neves *et al.*, 1995; Brito Neves & Campos Neto, 2016; Kozuch, 2003; Medeiros, 2004; Van Schmus *et al.*, 1995b; Van Schmus *et al.*, 2011 and others), much work remains to be done in order to understand the geodynamic meaning of each of those geological features in the greater context of Neoproterozoic plate tectonics. This is exemplified by the diverse interpretations proposed by each author on the geodynamic evolution of the Borborema Province, such as: i) reworking of Paleoproterozoic crust in a broad intracontinental setting during the Brasileiro event (e.g. Neves 2003; Neves *et al.* 2006, 2009); ii) assembling of diverse exotic terranes, much like the western North American margin (Santos 1996, Brito-Neves *et al.* 2000); iii) evolution through a complete plate tectonics cycle involving rifting, drifting, subduction and collision phases, quite similar to the Phanerozoic orogens (e.g. Caxito *et al.*, 2016). The western portion of the Transversal Zone is particularly devoid of geological, geochemical and geochronological information, which could help clarify those issues.

The Ipueirinha Belt, situated in the westernmost Transversal Zone, is thus a key unit to the understanding of the geodynamic evolution of the Borborema Province, component of the central portion of West Gondwana during the Neoproterozoic. In this paper, we present the results of the first systematic geological mapping, stratigraphic, petrographic, geochemical (major and trace element data), geochronological (U-Pb) and isotopic (Sm-Nd, Lu-Hf) study of the Ipueirinha Belt, a ca. 75 km-long and 13 km-wide belt of metavolcano-sedimentary rocks intruded by granitic bodies in the westernmost Transversal Zone. On the grounds of these integrated data, we interpret that this sequence was likely deposited in the back-arc zone of a Cryogenian/Ediacaran continental magmatic arc.

4.2. Geological Setting

The studied area is located in the southeastern state of Piauí, northeast Brazil, between the cities of Jacobina do Piauí, Caridade do Piauí, Curral Novo do Piauí, Simões and Patos do Piauí (Fig. 2). This area is geologically situated in the westernmost Transversal Zone of the Borborema Province.

The Ipueirinha Group crops out as a sigmoidal S-shaped belt in the São Pedro domain bounded by two basement complexes: the Archean Granjeiro Complex (Silva *et al.*, 2002) to the Northwest and the Itaizinho Complex, assumed to be Paleoproterozoic (Melo & Vasconcelos, 1991; Ribeiro & Vasconcelos, 1991) to the Southeast. Several Neoproterozoic granitic bodies intrude the northernmost São Pedro domain. Though these intrusions are still poorly comprehended, some authors have suggested that they could be part of an Ediacaran magmatic arc (ca. 635-580 Ma; Brito-Neves *et al.* 2016; Sial & Ferreira 2016).

The Ipueirinha Group was first named Cachoeirinha Group, and described as an association of sericite-chlorite schist and chlorite-schist with subordinated metavolcanic chlorite-albite schists and lenses of quartzite and metaultramafites (Melo & Vasconcelos, 1991; Ribeiro & Vasconcelos, 1991). The expression Cachoeirinha Group was later replaced by Ipueirinha Sequence (Gomes, 2000), and then by Ipueirinha Unit (Bizzi *et al.*, 2003).

Recently, the Ipueirinha Unit was renamed Ipueirinha Group by Basto and do Vale (2017; Fig. 4.2), whose geological map subdivides the new group into the following units: i) Caridade do Piauí Formation, which consists in immature metarhythmites and comprises a psammitic member, a pelitic member, lenses of mylonitic plagioclase-mica schists and rare lenses of metamarl; ii) Cacimbas Formation, represented by quartzite and muscovitic quartzite, commonly mylonitized; and iii) Barroço Formation, which comprises porphyritic metarhyolitic tuffs. The same authors

have also individualized new metaultramafite bodies in the northeastern sector of the Ipueirinha Group, and named this set of rocks Carnaubal Serpentinite.

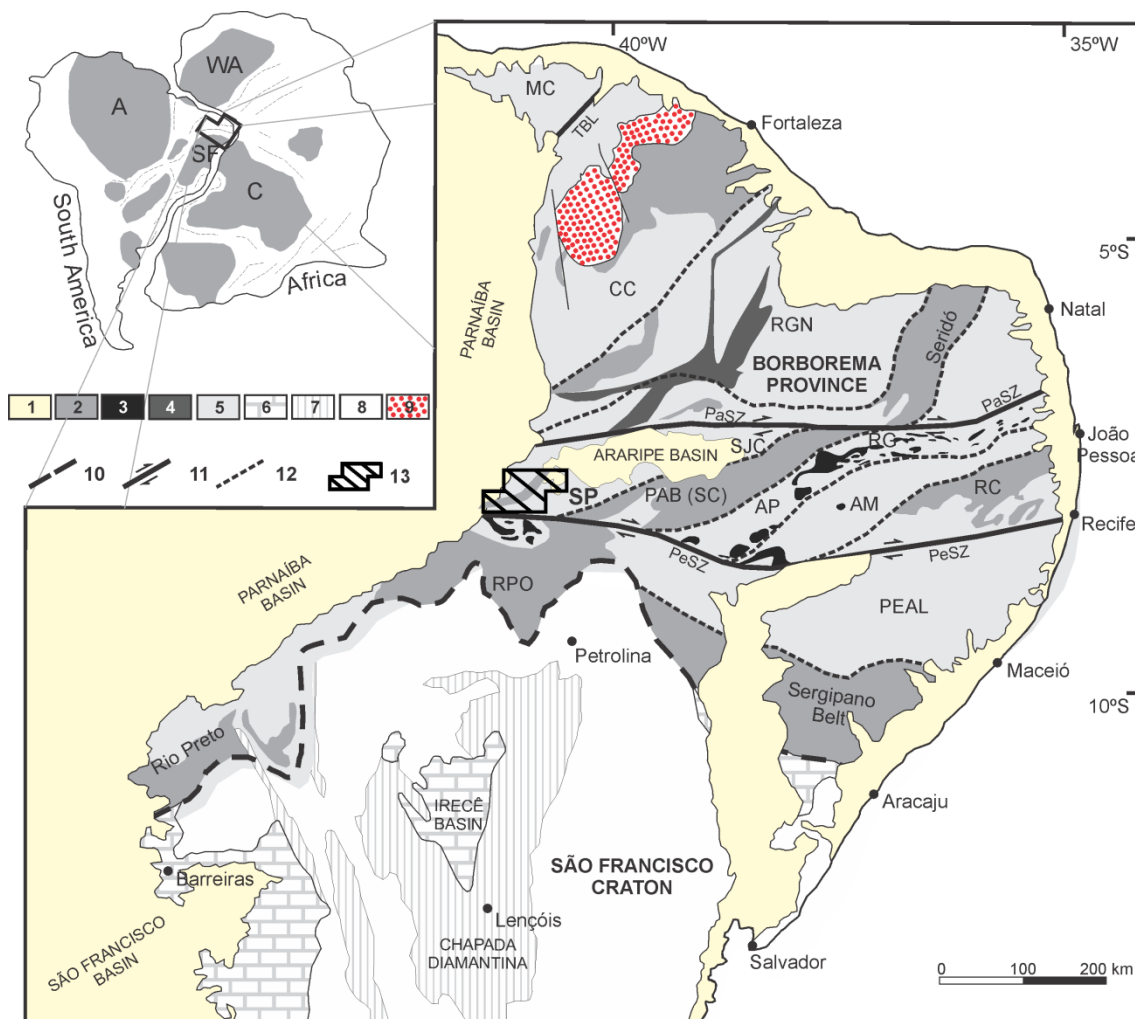


Figure 4.1. Schematic geotectonic map of northeastern Brazil and its main features. 1 – Phanerozoic covers; 2 – Neoproterozoic metavolcano-sedimentary belts (Brasiliano); 3 – Cariris Velhos orthogneisses (ca. 960-1000 Ma); 4 – Orós-Jaguaribe Belt (ca. 1.8-1.7 Ga); 5 – Borborema Province basement (>2.0 Ga); 6 – Neoproterozoic cratonic covers; 7 – Mesoproterozoic cratonic covers; 8 – São Francisco Craton basement (>2.0 Ga); 9 – Tamboril-Santa Quitéria Complex; 10 – São Francisco Craton / Borborema Province boundary; 11 – Major strike-slip shear zones; 12 – Borborema Province subdomain's boundaries: PEAL – Pernambuco-Alagoas, RC – Rio Capibaribe, AM – Alto Moxotó, AP – Alto Pajeú, PAB – Piancó-Alto Brígida, SJC – São José do Caiano, SP – São Pedro, RGN – Rio Grande do Norte, CC – Ceará Central. 13 – Studied area. PaSZ = Patos shear zone; PeSZ = Pernambuco shear zone; TBL = Transbrasiliano Lineament. Modified from Caxito et al. (2016).

4.3. Materials and methods

For all analytical purposes, sampling was performed avoiding weathered and heterogeneous samples. Twenty two samples including metarhythmites, quartzites and metatuffs were selected for whole-rock geochemical analyses, which were carried out at SGS Geosol through the following

methods: i) X-ray fluorescence for major and minor elements; and ii) ICP-MS (Induced Coupled Plasma Mass Spectrometry) for trace end rare-earth elements. Loss on ignition (LOI) was determined by weighting difference after ignition at 450°C and/or 1000°C. Detailed results are presented on Tables S1 and S2 of Supplementary data.

Zircon U-Pb LA-ICP-MS analyses were performed on three pre-selected samples (sample locations are available on Fig. 4.2). Heavy mineral concentrates were obtained through sample crushing, sifting, panning, standard magnetic techniques and dense fluid procedures. Zircon mounts were selected out of heavy mineral concentrates, embedded in epoxy resin, abraded and polished in order to be imaged on Scanning Electron Microscope (SEM) using cathodoluminescence and backscattering electrons. Analyses took place at three different laboratories: i) CPGeo lab – Universidade de São Paulo (USP), using a LAM-MC-ICP-MS Neptune (Thermo-Finnigan) coupled to an ArF Excimer Laser ($\lambda=193\text{nm}$, Photon Machines); ii) Department of Geology (DEGEO) – Universidade Federal de Ouro Preto (UFOP), using a LA-SF-ICP-MS (ThermoFisher Scientific Element II) coupled to a Photon-Machines 193 nm laser system; and iii) UnB – Universidade de Brasília using a LA-MC-ICP-MS Neptune (Thermo-Finnigan) coupled to an Nd-YAG ($\lambda=213\text{nm}$) Laser Ablation System (New Wave Research, USA). Zircon spots ranged from 30 μm to 32 μm , depending on the standard methodology adopted by each laboratory. Raw data reduction included corrections for white, equipment drift and common Pb. Several analyses of rock standards were considered for accuracy check. The number of analyses and choice of rock standard depend on the laboratory methodology (see Appendix A). For all samples, U-Pb ages were calculated on Isoplot 4.1 (Ludwig, 2012). The $^{206}\text{Pb}/^{208}\text{Pb}$ and $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages were respectively applied for zircons younger and older than 1000 Ma (Stern, 1997). Analyses with high common Pb and analytical errors were disregarded. Only analyses with concordance higher than 90% were taken into consideration for zircon age probability plots. Analytical results are fully presented on Tables S3 (sample analyzed at USP) and S4 (samples analyzed at UFOP and UnB) of Supplementary data (Anexo1).

Monazite U-Pb analyses were performed on a selected chloritite thin section (sample DS-40; location displayed on Fig. 4.2). The thin section was submitted to fine polishing and carbon coating, and then imaged on SEM (backscattering) at UFOP to identify internal zoning. Analyses were carried out at DEGEO, UFOP, on a LA-SF-ICP-MS (ThermoFisher Scientific Element 2) coupled to a Photon-Machines 193 nm laser system (e.g., Gerdes & Zeh, 2006, Moreira *et al.*, 2016). Ablation was conducted in 30 μm spots, in He (0.15 l/min) combined with Ar (1.03 l/min), using a 6 Hz frequency and 1.51 J/cm² fluence. The $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ratios and dates were calculated using the $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ composition by Hiess *et al.* (2012). Ages and ratios are reported as weighted means at

95% confidence level. Two reference materials were used during analyses: Itambé (Gonçalves, 2015) and Steenkampskral (Liu *et al.*, 2012). Data were acquired in cycles of 0.1 s, following the sequence: 4 Itambé, 4 Steenkampskral e 14 samples. Data with markedly high common Pb contents or anomalous reverse discordance were discarded. Results are presented on Table S5 of Supplementary data (Anexo 1).

In order to constrain zircon sources, Hf isotopic measurements were carried out on 35 detrital zircons (sample CB-53, Caridade do Piauí Formation) which yielded concordant results when previously dated by U-Pb LA-SF-ICP-MS. Analyses took place at the Department of Geology, UFOP, in a Thermo-Finnigan Neptune Plus multicollector LA-MC-ICP-MS coupled to a Photon-Machines 193 nm laser system. Hf data were collected in static mode during 60 s of ablation of 40 µm laser spots drilled directly beside the U–Pb laser spots, in the same zircon domain showed by cathodoluminescence images. The laser was fired with a frequency of 7 Hz and a fluence of 5.29 J/cm². Ablation was conducted in He (flow rate 1.0 l/min, optimized daily) combined with Ar (~0.381 l/min) and a small nitrogen flow (0.02 l/min). ¹⁷⁶Yb and ¹⁷⁶Lu were calculated using a ¹⁷⁶Yb/¹⁷³Yb of 0.796218 (Chu *et al.*, 2002) and ¹⁷⁶Lu/¹⁷⁵Lu of 0.02658 (JWG in-house value). The correction for instrumental mass bias used an exponential law and a ¹⁷⁹Hf/¹⁷⁷Hf value of 0.7325 (Patchett & Tatsumoto, 1980). Three reference materials were used before and after runs: GJ-1 (Morel *et al.*, 2008), BB (Santos *et al.*, 2017) and Plešovice (Sláma *et al.*, 2008). Results are within the error of recommended values and are disposed on Table S6 of Supplementary data (Anexo 1).

For Sm-Nd isotopic measurements, 13 samples were crushed and pulverized at Laboratório de Análises Mineraias (LAMIN) – Geological Survey of Brazil (SGB/CPRM). Later, they were sent to the geochronology laboratory of UnB or to the Laboratório de Geocronologia e Isótopos Radiogênicos of the Universidade do Estado do Rio de Janeiro – LAGIR / UERJ. At UnB, analyses were carried out on a Finnigan MAT 262 multi-collector mass spectrometer, and followed the method described by Gioia and Pimentel (2000). At UERJ, the isotopic ratios were measured in a ThermoScientific Triton multi-collector thermal ionization mass spectrometer (TIMS). In both laboratories, powdered whole-rock samples (ca. 50 mg) were mixed with a ¹⁴⁹Sm-¹⁵⁰Nd spike solution and dissolved in HF, HNO₃ and HCl in appropriate coated vessels. Resin columns were used to separate Sm and Nd, and these elements were then loaded onto Re evaporation filaments. Data acquisition took place in static mode. Uncertainties for Sm/Nd and ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd ratios were attained through several analyses of United States Geological Survey rock reference materials. At both laboratories, T_{DM} values were calculated using the depleted mantle model of De Paolo (1981).

For detailed analytical procedures, consult Appendix A.

4.4. Results

4.4.1. Stratigraphy and Petrography

The Ipueirinha Group is subdivided into three formations, named Cacimbas (quartzite), Caridade do Piauí (mainly metarhythmites), and Barroão (metatuffs). The metaultramafites associated with the Ipueirinha Group are comprised in an informal unit denominated Carnaubal Serpentine. Intense deformation makes it hard to constrain the stratigraphic position and thickness of these units, though the maximum values can be estimated as ca. 350 m for the Cacimbas Formation and ca. 4500 m for the Caridade do Piauí Formation.

The Cacimbas Formation comprises quartzites and muscovite quartzites with a small content of feldspar, hereby interpreted as a submarine fan. Quartzites can be granoblastic or protomylonitic (along discrete shear zones), and bear feldspar porphyroclasts spread among a fine matrix made of quartz, muscovite, magnetite, iron hydroxide and rare crystals of chlorite.

The Caridade do Piauí Formation covers most of the outcropping area of the Ipueirinha Group, and is mainly constituted by metarhythmites (Fig. 4.3a). Phyllosilicate laminae in these rocks consist mainly of chlorite and muscovite (and occasionally, biotite), while granoblastic bands comprise quartz and plagioclase. Plagioclase shows an overall sodic composition (albite-oligoclase, as determined by the Michel-Levy method), constitutes an abundant mineral in these metarhythmites and indicates mineralogical immaturity. In the northeastern sector of the Caridade do Piauí Formation, rare, centimetric outcrops of metamarls are interlayered with the metarhythmites.

The psammitic member is constituted by meta-arkoses and occur as lenses and layers among the metarhythmites (Fig. 4.3b), reaching a maximum thickness of ca. 650 m. They yield dominant granoblastic textures and poorly developed lamination, besides millimetric plagioclase porphyroclasts.

The pelitic member constitutes layers of approximately 300 to 550 m thick and comprises metapelites constituted by biotite, muscovite, quartz and plagioclase. They are well to very well sorted and yield very fine subrounded grains of quartz and plagioclase.

The lenses of mylonitic plagioclase-mica schists lack primary features and presents strong deformation and recrystallization, besides plagioclase carbonation. These rocks also exhibit abundant quartz and/or carbonate veinlets and metamorphic quartz segregations (Fig. 4.3c). The biggest lenses reach a maximum thickness of ca. 1500 m.

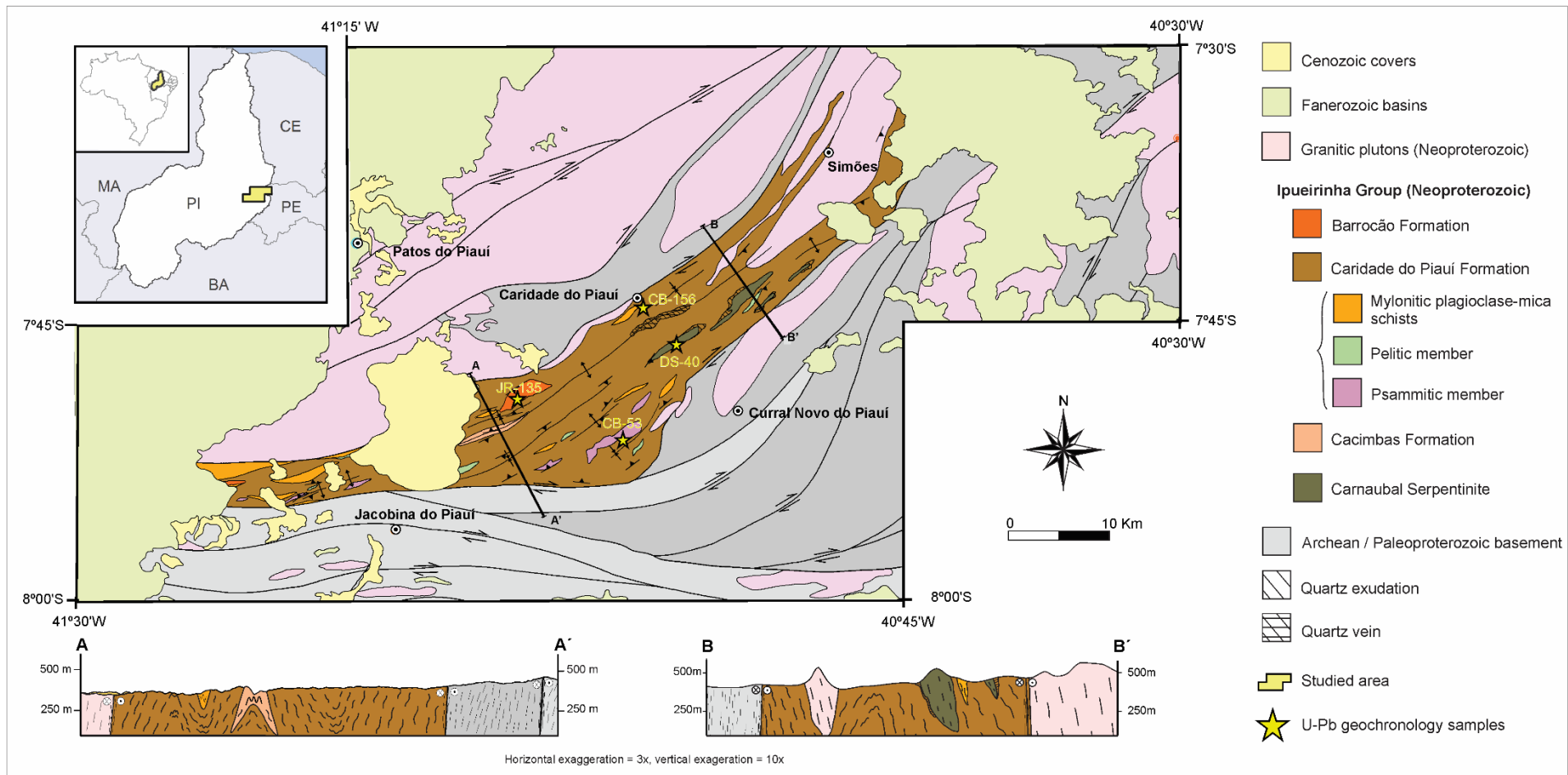


Figure 4.2. Simplified geological map of the studied area and its localization (modified from Basto & do Vale, 2017). State Provinces: CE = Ceará, MA = Maranhão, PE = Pernambuco, BA = Bahia, PI = Piauí.

Metavolcanic rocks from the Ipueirinha Group are beige to pink colored porphyritic rocks that outcrop in layers up to 50 meters thick. They are grouped in the Barroco Formation (Basto & do Vale, 2017) and interpreted as metatuffs. Though contact relations between the Barroco and Caridade do Piauí formations are absent in the field, these metatuffs outcrop strictly within the limits of the Ipueirinha Group, and thus are considered contemporaneous to the surrounding metasedimentary rocks. The metatuffs bear subhedral microcline and plagioclase phenocrysts and anhedral quartz phenocrysts immersed in a microcrystalline felsic matrix (Fig. 4.3d) made of quartz and feldspars, with minor contents of sericite, biotite, chlorite, opaque minerals, calcite and iron hydroxide; along with occasional epidote, apatite, rutile and hornblende. Plagioclase phenocrysts rarely exhibit compositional zoning, and large quartz crystals sometimes show corrosion features. Though recrystallization is more intense in the matrix, large feldspar crystals can exhibit several evidences of deformation such as microfaults; diffuse, bent and/or tapering twinning; kink twinning, undulose extinction, subgrains, fractures and perthite (occasionally flame-shaped).

Large, elongated bodies of metaultramafite with up to 8 km length and 1 km width bearing silica-rich rims are associated with the Ipueirinha Group, and referred by the name Carnaubal Serpentinite (Basto & do Vale, 2017). Contact relations between metaultramafic bodies and the surrounding metasedimentary rocks are absent or poorly observed in the field. However, metaultramafites are sometimes found laterally disposed to, or even superposed by muscovite quartzites (Fig. 4.3e). These metaultramafic rocks are mainly constituted by lizardite (as shown by X-Ray Diffraction analyses) and magnetite, with talc and carbonate in varietal amounts. Tremolite and/or phlogopite are also observed in rare samples. Serpentine pseudomorphs are usually stretched, reaching centimeter size on cumulatic facies (Fig. 4.3f). In the studied area, the only ultramafites lacking serpentine are chloritites or actinolite. The only described actinolite occurs in an outcrop near the border of the larger ultramafic body. Chloritites outcrop locally, close to the boundaries of metaultramafic bodies, and bear magnesium-rich chlorite along with varietal and accessory minerals such as apatite, rutile, ilmenite, monazite, and porphyroblastic euhedral magnetite.

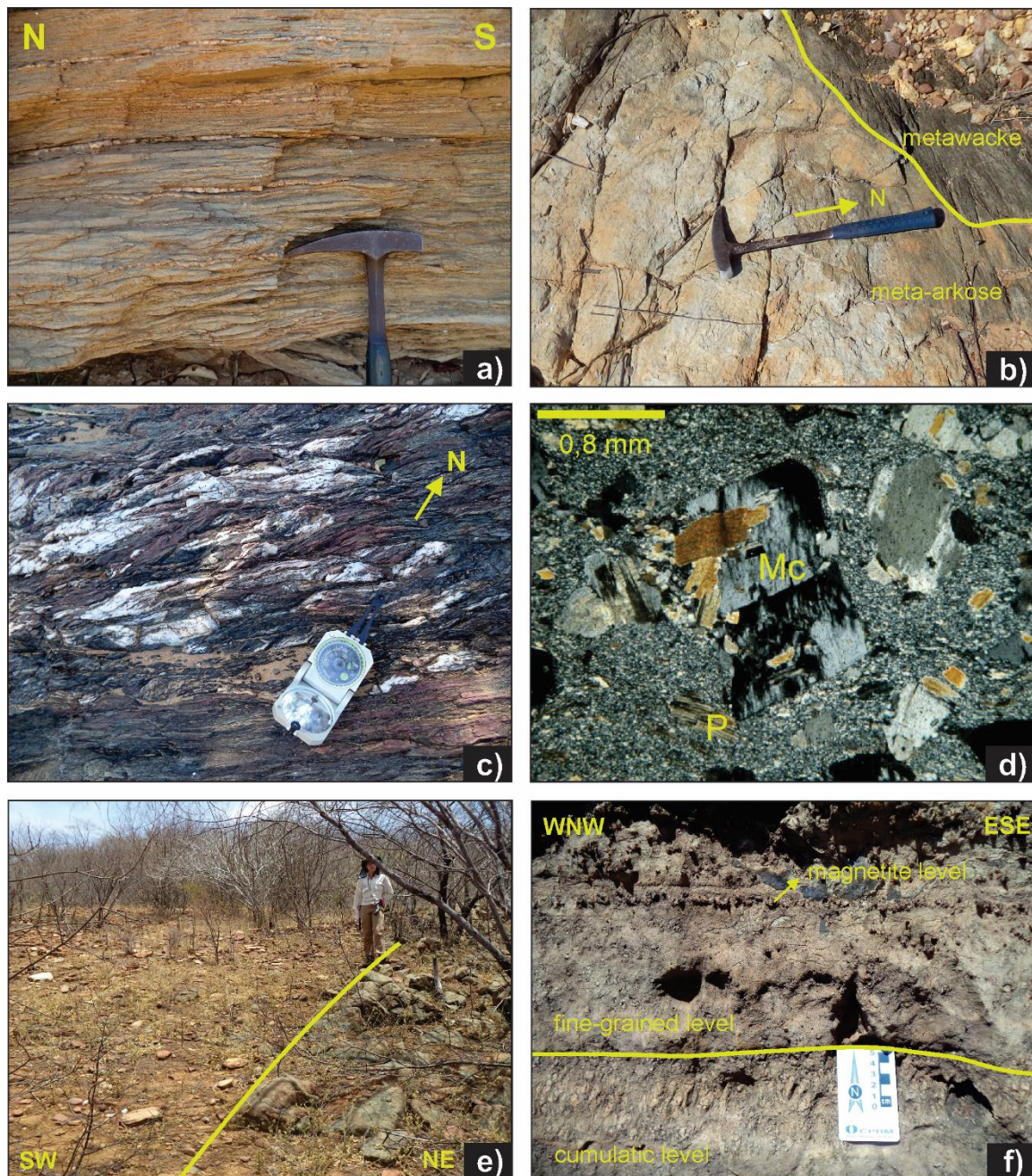


Figure 4.3. a) Metarhythmite from the Caridade do Piauí Formation; b) layer of meta-arkose in contact with metarhythmite; c) mylonitic plagioclase-mica schist showing abundant and discontinuous quartz veins; d) microscopic aspect of porphyritic metatuffs from the Barroão Formation under crossed polarizers (Mc = microcline, P = plagioclase); e) metaultramafite (to Northeast) in contact with muscovite-quartzites (to Southwest); f) Carnaubal Serpentinite exhibiting a cumalatic layer of pseudomorphic pseudomorphic serpentine and a magnetite-rich level.

4.4.2. Structural Geology and Metamorphism

The Ipueirinha Group outcrops in a sigmoidal S-shaped curved belt (Fig. 4.2), which is a typical shape for metavolcano-sedimentary belts in the Transversal Zone, controlled by dextral movement along the E-W trending Pernambuco (to the South) and Patos (to the North) shear zones. Such final shape, as well as the tectonic contacts between this unit and the surrounding Archean/Paleoproterozoic basement, is undoubtedly associated with the continental-scale strike-slip

phase of lateral mass escape (presently named D3) that followed continental collision in the Borborema Province and generated the widespread branching system of E-W regional shear zones linked by NE-SW shear zones. Thus, most of the older phases of deformation are obscured or transposed by these late strike-slip movements, which generated S-C fabrics and high angle mylonitic foliations, especially near the major E-W trending shear zones that truncate the fold belt to the north and to the south. When preserved, previous structures are parallelized to the direction of shearing, accompanying the belt's sigmoidal shape.

Besides strike-slip deformation, the Ipueirinha Group went through three older deformational phases, which are better observed in phyllosilicate-rich lithologies. The first phase (D1) is represented by a penetrative S1 foliation, remarkably parallel to the rhythmic lamination (S0) and originated through isoclinal folding and transposition. Locally, low angle S1 foliations paired with down-dip mineral lineations are preserved from later phases of deformation and indicate a southward mass transport.

The second phase of deformation (D2) generated the widespread crenulation foliation (S2) associated with centimetric tight and isoclinal folds, as well as with kilometric synforms and antiforms with E-W and NE-SW striking axial planes. Although the vergence of such structures is subtle and variable, mass transport towards South/Southeast prevails, as indicated by asymmetric folds and NW-dipping foliation.

A fourth deformational phase (D4) constitutes open folds with NW-SE striking and NE dipping axial planes. Sometimes, this deformation is only registered by its axial-plane foliation, and in other occasions, it is exclusively visible on thin sections, where D2 and D4 can give rise to Type-3 interference patterns (Ramsay, 1967). Unlike the previous deformational phases, D4 is restricted to the eastern segment of the Ipueirinha Belt, and is not parallelized to the regional shearing.

Moreover, the Ipueirinha Belt yield late brittle structures such as quartz veins (with associated carbonate), and NE-SW trending tension gashes developed along local and small NW-SE trending dextral shear structures. Such shear structures formed under a stress field inconsistent with that of the strike-slip deformation D3, but compatible with the stress field that generated D4 ductile features. To gather information concerning metamorphic conditions, we focused on the petrography of metarhythmites and metapelites, since meta-arkoses and quartzites are unlikely to originate distinctive paragenesis during progressive metamorphism. All three given lithotypes show the same main mineralogical assemblage: $Qz+Pl+Bt+Ms\pm Ep$; in which retrograde chlorite can replace biotite in different proportions. Paragenetic chlorite is absent, suggesting a metamorphic temperature superior to 420°C (Bucher & Grapes, 2011). Garnet occurs in rare samples of mylonitic schist, associated with biotite, plagioclase and quartz. According to Bucher and Grapes (2011), the first

biotite-garnet pair may form at temperatures as low as 470° C. Thus, we suggest that metamorphic temperatures in these metasedimentary rocks must have locally reached at least 470° C.

Though metatuffs from the Barroco Formation did not develop distinctive metamorphic mineral assemblages, their feldspar phenocrysts show several deformational features that enforce the temperature conditions assumed from the mineral assemblages in metasedimentary rocks. The observed tapering twins, kink bands and flame-shaped perthite in absence of clearly separable augen and matrix or core-and-mantle structures characterize low to medium grade metamorphic conditions (400-500°C; Passchier, 1982; Pryer, 1993).

4.4.3. Whole-rock geochemistry

Geochemical analyses were performed on twelve samples of metarhytmite from the Caridade do Piauí Formation, four samples of quartzite from the Cacimbas Formation and six samples of metarhyolitic tuff from the Barroco Formation. Whole-rock geochemistry methods and detailed results are available in the Appendix 4.A and supplementary data (Anexo 1) linked to this article.

4.4.3.1. Caridade do Piauí and Cacimbas formations

Concerning major elements composition, metarhytmites from the Caridade do Piauí Formation exhibit considerable variations of SiO₂ (57.60-71.70 wt.%, mean 67.15 wt.%), Al₂O₃ (12.20-18.20 wt.%, mean 14.08 wt.%), CaO (0.56-2.55 wt.%, mean 1.33 wt.%), and K₂O contents (0.83-3.31 wt.%, mean 1.61 wt.%). SiO₂/Al₂O₃ ratios for these rocks are between 3.16 and 5.88. Thus, most of them match the composition of immature metasedimentary rocks defined by Roser *et al.* (1996; SiO₂/Al₂O₃ = 3-5).

Quartzites from the Cacimbas Formation show SiO₂ content between 92.60 and 95.40 wt. % (mean 93.68 wt. %), and yield wide ranges of CaO (0.05-1.10 wt. %, mean 0.53 wt. %) and K₂O (0.04-1.15, mean 0.36 wt. %).

Once geochemical composition of sedimentary rocks is closely related to their tectonic setting, many chemical-based tectonic discrimination diagrams have been proposed throughout time (Bhatia & Crook, 1986; McLennan *et al.*, 1990). Bhatia and Crook (1986) discrimination diagram reveal that samples from the Caridade do Piauí Formation show a clear concentration in the continental island arc field (Fig. 4.4a). Continental island arc is a term used by these authors to refer arcs formed under a well-developed continental crust or on a thin continental margin. The sedimentary basins related to this tectonic setting are either inter-arc, forearc or back-arc basins.

On Floyd and Leveridge (1987) diagram for provenance of clastic metasedimentary rocks (Fig. 4.4b), most of the analyzed metarhythmites are compatible with a mix of felsic and intermediate source areas, with some samples overlaying the field of acidic arc sources. A single sample of metarhythmite (CB-R-54) matches the field for tholeiitic oceanic island source.

A Th/Sc *vs.* Zr/Sc diagram can reflect selection and reworking of (meta) sedimentary rocks (McLennan *et al.*, 2003). In such diagram, metarhythmites from the Ipueirinha Group align with the magmatic compositional variation trend and therefore do not yield strong recycling signatures (Fig. 4.4c). Quartzite samples fall into or close to the UCC (Upper Continental Crust) field and show high Zr/Sc ratios, reflecting thus an important recycling component (zircon addition).

Concerning REE (Rare Earth Element) data, metarhythmites yield Σ REE values from 113.17 ppm to 185.86 ppm, averaging 140.18 ppm, while moderate Eu anomalies are revealed by Eu/Eu* between 0.68 and 0.81, with a mean value of 0.73. The (La/Yb)_N ratios vary in the interval 6.46-16.11 (averaging 9.96) and reveals Light Rare Earth Element (LREE) enrichment. As expected, quartzites show lower Σ REE, ranging between 38.91 and 68.40 (mean value 55.02). Quartzite samples with higher Σ REE are accompanied by larger LREE enrichment, represented by (La/Yb)_N ratios reaching 26.9 (sample CB-R-131, Σ REE = 68.40). The Eu anomalies for these rocks are similar to those shown by metarhythmites, with an average Eu/Eu* value of 0.69.

When normalized to chondrite (Sun & McDonough, 1989), metarhythmites samples show REE fractionation patterns that resemble that of the Hill End Suite (Fig. 4.4d), characterized by Bhatia (1985) as a set of greywackes dominantly derived from felsic volcanic rocks and deposited in a continental island arc setting. REE patterns displayed by the studied metarhythmites are also rather similar to the range for turbidites from continental arc basins characterized by McLennan *et al.* (1990).

4.4.3.2. Barroco Formation

The metavolcanic rocks from the Ipueirinha Group are geochemically classified as peraluminous metarhyolites (Figs. 4.5a, b). The SiO₂ contents for these rocks range from 72.20 to 76.47 wt.%, similarly to “high silica rhyolitic systems” (Metz & Mahood, 1991). They are also enriched in alkali metals (4.11-5.27 wt.% K₂O and 4.96-5.47 wt.% Na₂O) and belong to the high-K calc-alkaline series (Fig. 4.5c). The Fe₂O₃, MgO, CaO, P₂O₅ and TiO₂ contents for such rocks are low, and Al₂O₃ values range from 14.23 to 15.10 wt. %.

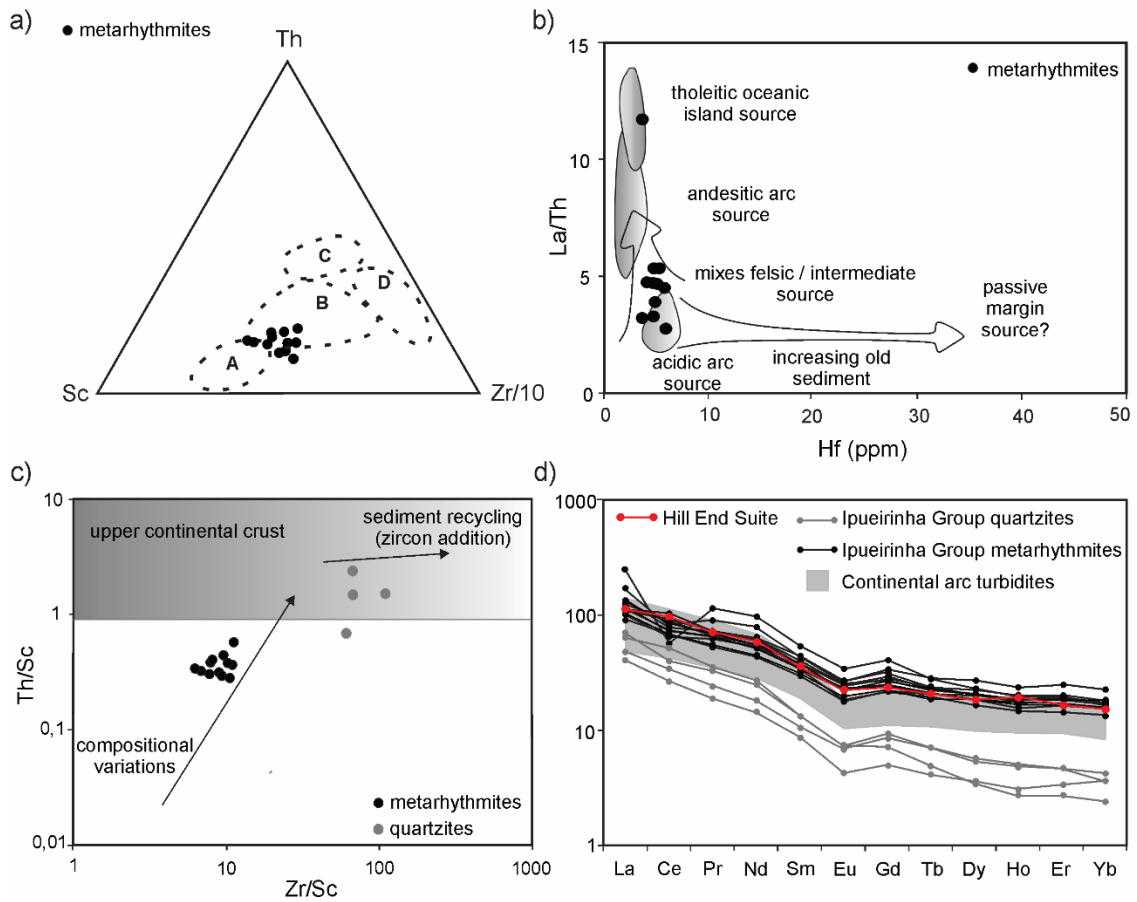


Figure 4.4. Trace element diagrams for metasedimentary rocks from the Ipueirinha Group: a) Th–Sc–Zr/10 tectonic discrimination diagram (Bhatia & Crook, 1986); b) La/Th vs. Hf source area discrimination diagram (Floyd & Leveridge, 1987); c) Th/Sc–Zr/Sc reworking plot (McLennan *et al.*, 2003); and d) chondrite-normalized (Sun & McDonough, 1989) REE fractionation pattern for the Ipueirinha Group compared with Hill End Suite greywackes (Bhatia & Taylor, 1981) and with turbidites from continental arc basins (McLennan *et al.*, 1990). A = oceanic island arc; B = continental island arc; C = active continental margins; D = passive margin.

Trace element-based diagrams developed by different authors were applied in this study in order to investigate the tectonic setting of the peraluminous high silica metarhyolitic tuffs from the Ipueirinha Group. All analyzed samples plot inside the active continental margin field on the Ta/Yb vs. Th/Yb tectonic discrimination diagram after Gorton and Schandl (2000; Fig. 5d). Additional tectonic discrimination diagrams reveal that the studied metatuffs yield chemical signatures compatible with a volcanic arc setting (Figs. 5e, f).

On MORB-normalized incompatible element spidergrams, metarhyolitic tuffs from the Ipueirinha Group show enrichment in LILE (Large Ion Lithophile Elements) relative to HFSE (High Field Strength Elements), along with a Nb-Ta trough, significantly negative P and Ti anomalies and positive Sr anomalies (Fig. 5g). The Ba content is particularly high (1420-2743 ppm, average 2325 ppm), with values approximately equivalent to 225-435 times MORB (6.3 ppm;

Pearce & Parkinson, 1993). The same diagram displays compositional ranges of incompatible elements for rocks from both arc convergence and continental extension tectonic settings. Therefore, it becomes clear that the metarhyolitic tuffs from the Ipueirinha Group yield patterns more similar to those of convergence arcs than to extensional-related rocks, especially concerning the Nb-Ta segment. Moreover, Nb troughs as well as positive Sr anomalies are usually considered typical features of subduction-related rocks from orogenic belts.

REE patterns for the studied metatuffs (Fig. 4.5h) display moderately fractionated LREE [(La/Sm)_N = 3.26-5.62] and rather flat HREE [(Gd/Lu)_N = 1.01-1.64]. Enrichment in LREE relative to HREE is prominent, with (La/Yb)_N values ranging between 3.68 and 8.94. Eu anomalies are subtle to moderate (Eu*/Eu = 0.72-0.94), averaging 0.85. Such discrete Eu anomalies, along with considerable Sr and Ba enrichment rule out K-feldspar and plagioclase fractionation as dominant rock-forming processes for these rocks.

4.4.4. Zircon description, U–Pb geochronology and Lu–Hf isotopic composition

Detailed methods and results for zircon U-Pb and Lu-Hf isotope analysis are available in the appendix and supplementary data linked to this article.

4.4.4.1. Sample CB-53 (*Caridade do Piauí Formation*)

Sample CB-53 represents a metarhyolite from the Caridade do Piauí Formation and was selected for U-Pb dating of detrital zircons. Zircons in this sample are mostly translucent and present variable colors (colorless, yellow or brown), sizes (45-150 μm) and internal structures. They can display fractures and inclusions besides well-developed or diffuse oscillatory zoning, commonly concentric and visible on cathodoluminescence images (Fig. 4.6). Zircons in this sample yield axial ratios between 1:1 and 3:1 and most of them show ovoid shapes, with rare crystals resembling a pyramidal or bipyramidal termination. All analyzed zircon grains yield Th/U ratios above 0.07 (Rubatto, 2002), ranging from 0.16 to 1.54 and attesting for an igneous nature. Only 41 zircon grains present less than 10% discordance and are thus considered in the following discussion.

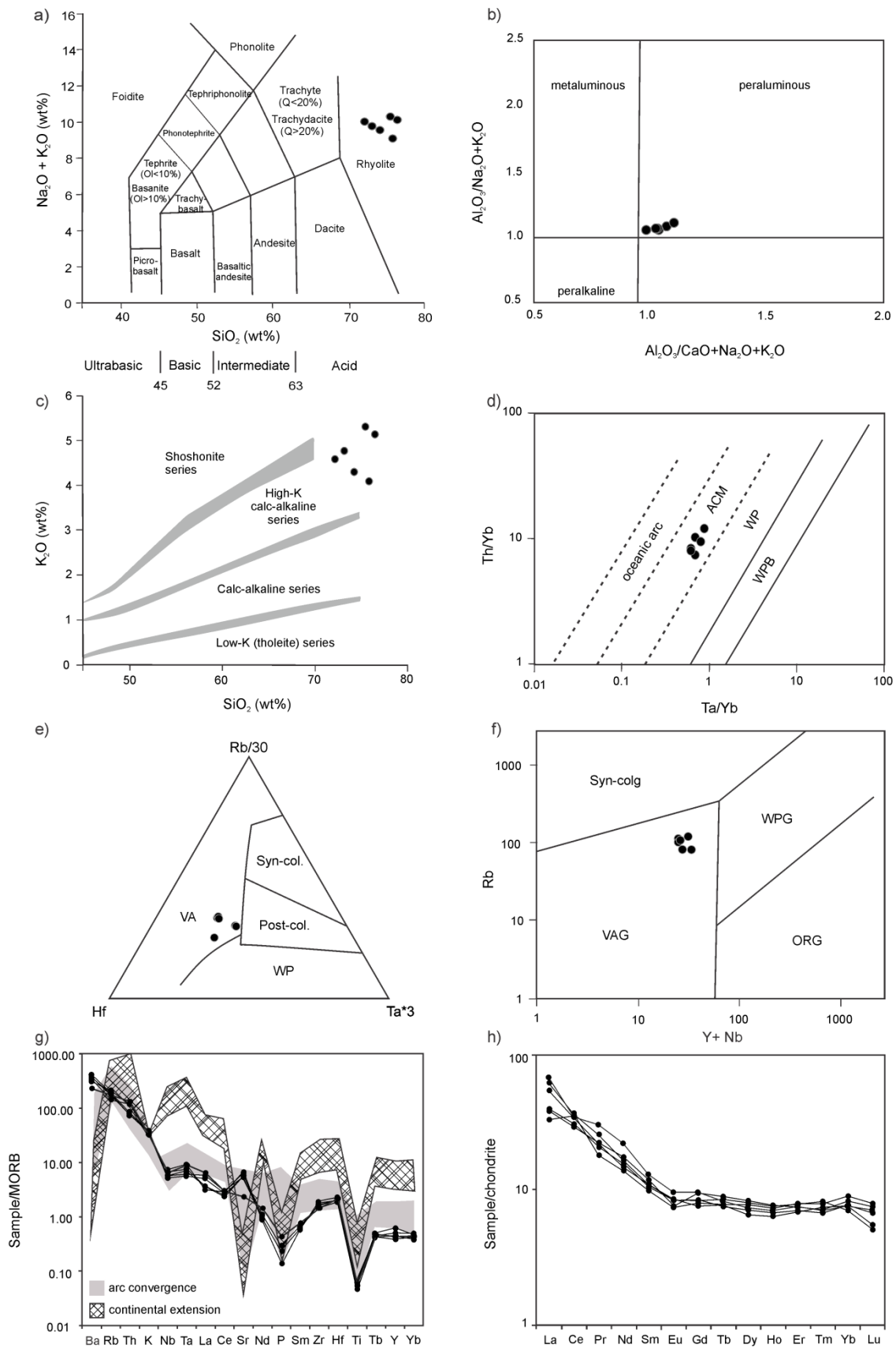


Figure 4.5. Geochemical classification and tectonic discrimination diagrams for metavolcanic rocks from the Ipueirinha Group (Barroço Formation): a) TAS classification diagram after Le Maitre *et al.* (1989); b) plot of aluminium saturation index (Shand, 1947); c) subdivision of subalkaline rocks

(shaded bands are boundary lines of several authors summarized by Rickwood, 1989); d) Th/Yb vs. Ta/Yb (Gorton & Schandl, 2000); e) ternary discrimination diagram proposed by Harris *et al.* (1986); f) log Rb vs. log (Y+Nb) from Pearce *et al.* (1984); g) MORB-normalized multi-element diagram (element ordering after Thompson *et al.* 1984; normalizing values after Pearce & Parkinson, 1993) compared to arc convergence and continental extension-related rocks (source: see Kozuch, 2003, appendix II.3); h) chondrite-normalized REE diagram (Sun & McDonough, 1989). ACM = active continental margin; WP = within plate; WPB = within plate basalts; ORG = orogenic granites; WPG = within plate granites; VAG = volcanic arc granites; VA = volcanic arc.

Most of the analyzed grains yield Neoproterozoic ages ranging from 620 Ma to 986 Ma, reaching the Mesoproterozoic age of 1017 Ma (Fig. 4.7a). They constitute peaks at 636 Ma (7% of the grains), 730 Ma (12%), 845 Ma (28%) and 949 Ma (23%). Other zircon grains are mostly Paleoproterozoic (1893 Ma - 2073 Ma) and rarely Archean (2520 Ma, 2679 Ma, 2767 Ma and 3146 Ma). The most prominent age peak in the zircon spectra is ca. 845 Ma and the youngest analyzed zircons in this sample yield Ediacaran ages (620 Ma and 630 Ma). The Ediacaran zircons show internal oscillatory zoning which, along with igneous Th/U ratios (<0.07), rule out a metamorphic origin.

Lu-Hf isotopic data were acquired for 34 concordant detrital zircons from sample CB-53 with ages ranging from the Archean to the Early Neoproterozoic. Archean grains yield $T_{DM(Hf)}$ ages (Dhuime *et al.*, 2011) as old as 3.7 Ga, reaching 3.5, 3.2 and 3.1 Ga (zircons dated to 3.15, 2.68, 2.53 and 2.76 Ga, respectively), besides negative $\epsilon Hf(t)$ values between -3.4 and -12.4.

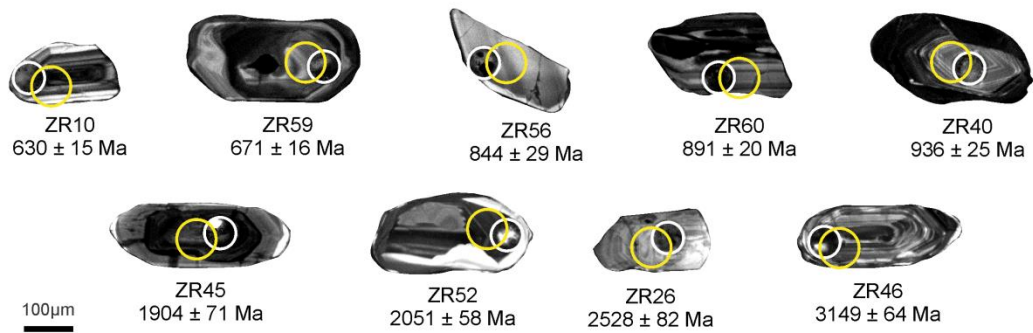
Paleoproterozoic grains (comprised between 2.20 and 1.90 Ga) show negative $\epsilon Hf(t)$ values between -1.8 and -11.8 and Hf model ages varying within the interval 2.4-3.0 Ga.

Zircon grains which U-Pb ages match the Cariris Velhos magmatic event (920-1100 Ma) generally show similar isotopic signatures, characterized by negative $\epsilon Hf(t)$ between -1.7 and -9.8 and $T_{DM(Hf)} = 2.0$ -1.6 Ga. The exceptions are two zircons dated to 974 and 946 Ma, which yield contrasting positive $\epsilon Hf(t)$ values of 1.0 and 6.4 accompanied by Hf model ages of 1.4 and 1.1 Ga, respectively.

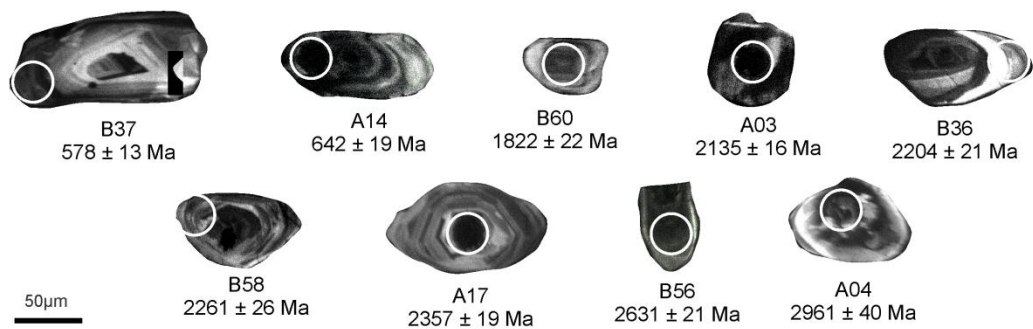
Neoproterozoic detrital zircons dated to 895-834 Ma show positive $\epsilon Hf(t)$ values (2.0-5.7) and Hf model ages ranging from 1.1 Ga to 1.3 Ga, while those dated to 800-630 Ma yield mainly negative $\epsilon Hf(t)$ values (from -0.2 to -30.6) and $T_{DM(Hf)} = 1.3$ -3.0 Ga, except for the 630 Ma zircon, which presents $\epsilon Hf(t) = 2.5$ and $T_{DM(Hf)} = 1.1$ Ga.

Overall, Hf isotope data for several detrital zircons recovered from the studied metarhytmite reveal that, throughout time, $\epsilon Hf(t)$ became progressively higher among rocks of the Borborema Province, reaching its higher values in the Neoproterozoic (Fig. 4.8).

Sample CB - 53



Sample CB - 156



Sample JR - 135

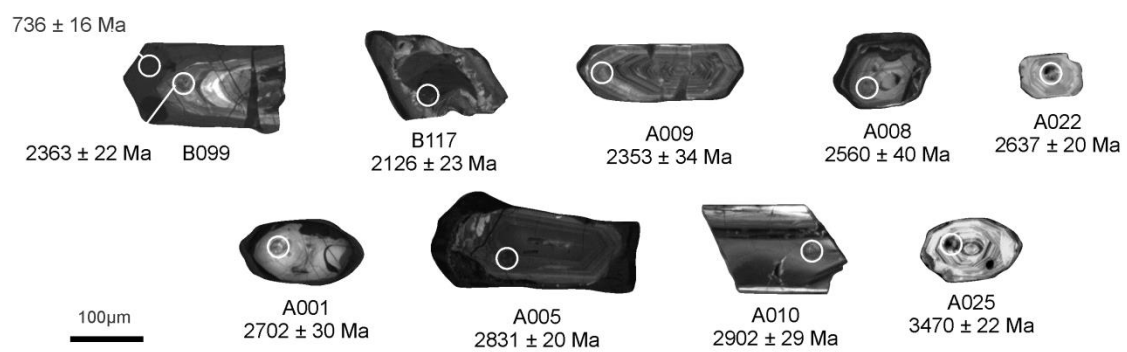


Figure 4.6. Cathodoluminescence images for analyzed zircons from: Caridade do Piauí Formation (sample CB-53), granitic sill (sample CB-156) and Barroão Formation (sample JR-135). Laser spots for U-Pb analyses are displayed as white circles, and those for Lu-Hf analyses, as yellow circles.

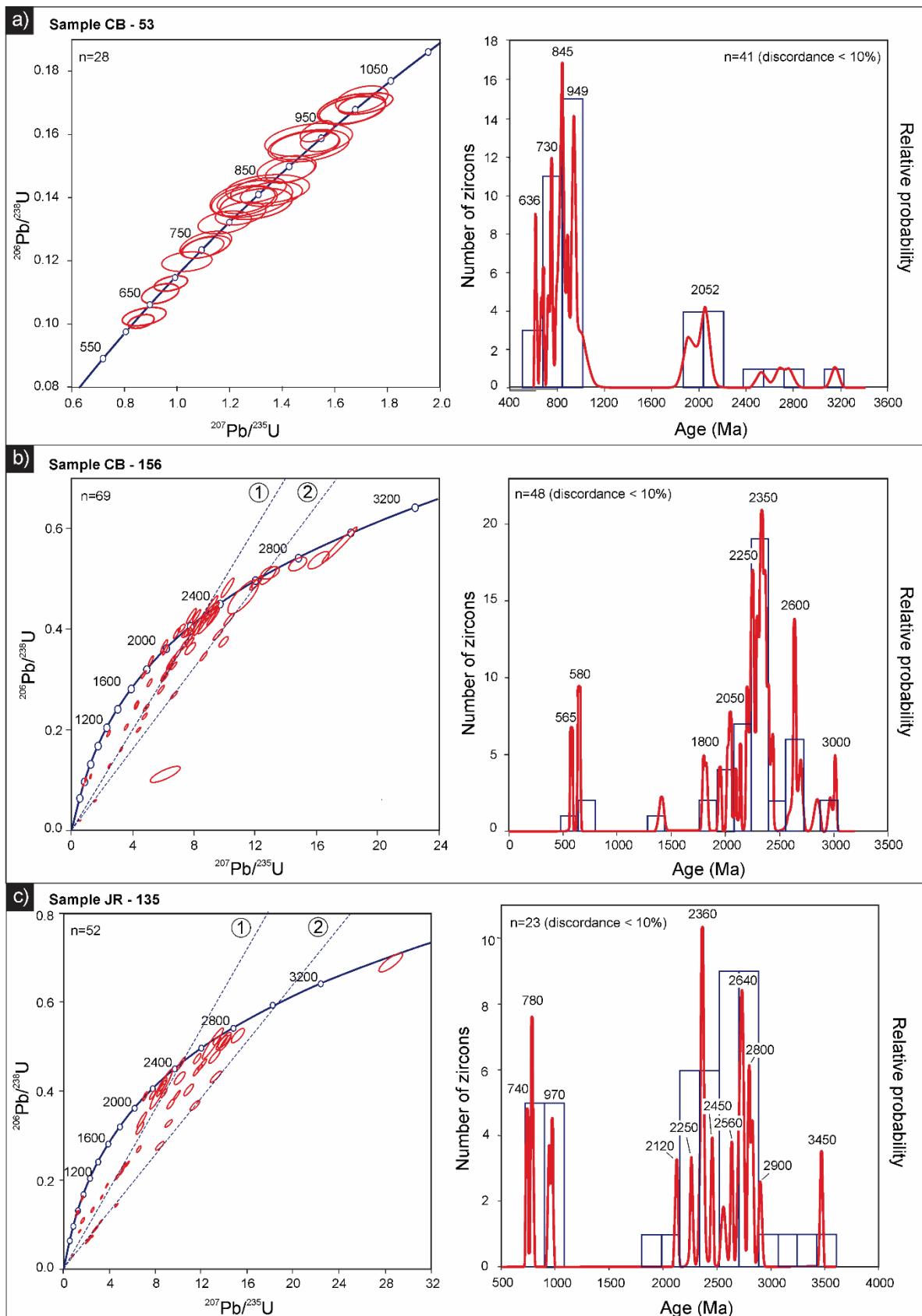


Figure 4.7. Concordia diagrams, frequency histograms, probability curves and cathodoluminescence images for analyzed zircons from: a) Caridade do Piauí Formation (sample CB-53); b) granitic sill (sample CB-156); and c) Barroão Formation (sample JR-135).

4.4.4.2. Sample CB-156 (granitic sill)

This sample represents a granitic sill that intrudes metarhythmites from Caridade do Piauí Formation near the homonym city. Zircon crystals recovered from this sample are translucent, brown or yellow colored. They commonly yield fractures and sometimes inclusions. Such zircons constitute euhedral to subhedral crystals, occasionally rounded. Most zircon grains present concentric oscillatory zoning on cathodoluminescence images (Fig. 6), which, along with Th/U ratios above 0.07, attest for an igneous origin. Zircon crystals yield sizes from 50 to 150 μm and axial ratios scattering from 1:1 to 3:1, though elongated zircons prevail. Small, uranium-rich xenocrystic cores are also a common feature. At total, 73 zircon crystals were analyzed for U-Pb isotopes. Overall, they yield Th/U ratios ranging from 0.02 to 2.96.

When plotted on the Concordia diagram, this sample exhibits a prominent scattering of data (Fig. 7b), attributed to an inherited/assimilated component of older zircon crystals. Hence, we decided to approach this data through a probability density plot, where only zircons with concordance above 90% were considered (Fig. 7b). Such plot reveals eight major peaks for the concordant igneous (Th/U < 0.07) zircons: 3.0 Ga, 2.6 Ga, 2.35 Ga (main peak), 2.25 Ga, 2.05 Ga, 1.8 Ga, 650 Ma and 580 Ma.

The youngest zircon in this sample was dated at 578 ± 13 Ma (99.82% concordance), exhibits oscillatory zoning and Th/U ratio of 0.58, attesting for an igneous origin. Such crystal defines thus the maximum crystallization age for the granitic sill. Two other young zircons yield ages 695 ± 79 Ma (108% concordant) and 688 ± 24 Ma (99.67% concordant) and provide a concordia age of 655 ± 31 Ma (2σ , MSWD = 9.4). The ages of ancient source rocks for the older zircons were also estimated using concordias and discordias anchored to zero: i) 2287 ± 23 Ma (upper intercept; MSWD = 20; discordia 1 on Fig. 4.b), or 2323 ± 10 Ma (concordia age achieved for the most concordant zircon crystals on this cord, 2σ , MSWD = 2.9); and ii) 2651 ± 19 (upper intercept; 2σ , MSWD = 5.6; discordia 2 on Fig 4.7b), confirmed by a concordia age of 2635 ± 33 Ma attained for the most concordant zircon crystals on this cord (2σ , MSWD = 4.8). Hence, crystallization of this granitic sill is estimated to have taken place at ca. 578 ± 13 Ma, though its original felsic magma inherited or assimilated a huge amount of zircon xenocrysts from the older continental crust. Such continental crust would be constituted by rocks with various ages ranging from Archean (3.0-2.6 Ga) to Paleoproterozoic (2.35-1.8 Ga) and Neoproterozoic (ca. 650 Ma).

4.4.4.3. Sample JR-135 (Barroão Formation)

This sample represents a metarhyolitic tuff from the Barroão Formation and yields subhedral to euhedral zircons that sometimes show pyramidal terminations. Some zircons exhibit

fractures and/or slightly rounded shapes, and inclusions are not a common feature. Zircon crystals in this sample constitute two distinct groups: i) brown and opaque grains with xenocrystic cores (sometimes presenting diffuse oscillatory zoning) and thick high-U metamorphic overgrowths; ii) colorless and translucent grains which frequently yield oscillatory zoning (Fig. 4.6). Zircon crystals from group i range in size from 70 to 300 μm and present axial ratios from 7:2 to 6:5, along with Th/U ratios between 0.16 and 1.54. Zircons from group ii, on the other hand, measure 120-270 μm and show axial ratios between 5:2 and 3:2, besides Th/U ratios in the interval 0.23-2.01. Hence, all analyzed zircon crystals in this sample yield igneous Th/U values (<0.07 ; Rubatto, 2012).

Similarly to sample CB-156, this metatuff shows an outstanding scattering of data when plotted in the Concordia diagram (Fig. 4.7c), with a great amount of inherited/assimilated concordant zircons, and for this reason will be hereby approached through a probability density plot (Fig. 4.7c).

The U-Pb concordant zircon age spectra reveals ten peaks, five of them Archean (3450 Ma, 2900 Ma, 2800 Ma, 2640 Ma, 2560 Ma), three Paleoproterozoic (2450 Ma, 2360 Ma, 2250 Ma, 2120 Ma), and three Neoproterozoic (970 Ma, 780 Ma, 740 Ma). The major peak is Paleoproterozoic, at ca. 2360 Ma. The border of the youngest concordant zircon in this sample is dated at 736 ± 16 Ma (106% concordant) though its core is dated at 2363 ± 22 Ma. The euhedral shape of such zircon along with the Th/U = 2.50 attained for its border attest for igneous overgrowth rather than for metamorphic overgrowth. Hence, such crystal provides the maximum crystallization age for this metatuff and thus for the Barroco Formation.

Two discordias (anchored to zero) were assembled for the acquired data. They represent possible crystallization ages for two of the ancient sources of inherited/assimilated zircons: 3024 ± 52 (2σ , MSWD = 26) and 2459 ± 46 Ma (2σ , MSWD = 33). Thus, the metatuff from the Barroco Formation probably extruded at ca. 736 ± 16 Ma or later, but the original felsic magma sourced a great amount of zircon xenocrysts from the traversed continental crust, which yield ages ranging from the Archean to the Paleoproterozoic and Neoproterozoic.

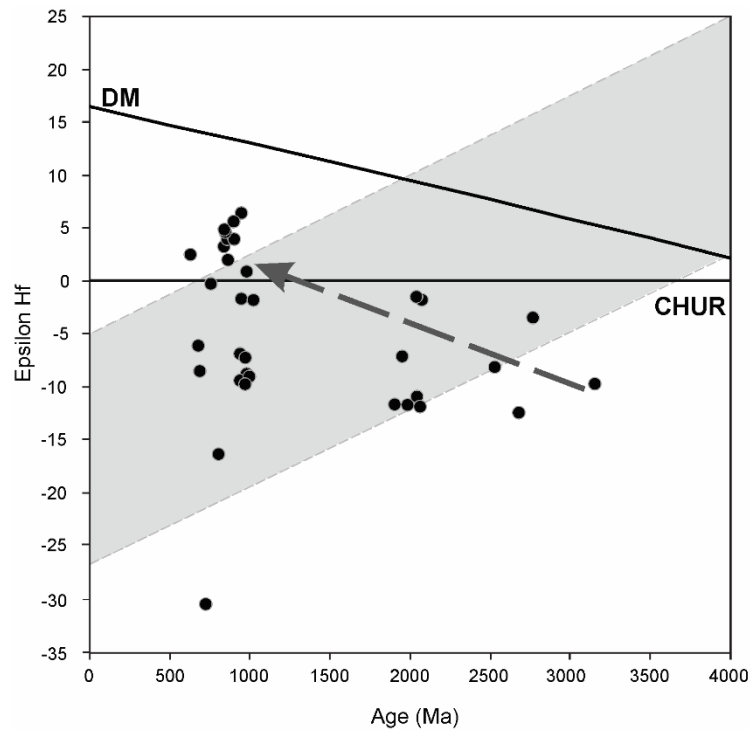


Figure 4.8. Epsilon Hf versus U-Pb age for concordant detrital zircons in a metarhythmite from the Caridade do Piauí Formation (sample CB-53); exposing the evolution of Hf isotopic composition for the analyzed zircons (gray arrow) compared to the evolution of the Archean/Paleoproterozoic continental crust (shaded area, Patchett *et al.* 1981).

4.4.5. Monazite U-Pb geochronology

A thin section of apatite-magnetite chloritite (sample DS-40) was selected for monazite U-Pb geochronology to ascertain the age of metamorphism in the Ipueirinha Group, and thus its minimum age of deposition. The studied monazites yield internal zoning visible on backscattering images, and thus care was taken to place the spots in a single domain. The analyzed monazites are enriched in common Pb and align on a discordia with upper intercept at 4614 ± 27 Ma and lower intercept at 595 ± 29 Ma (Fig. 4.9; MSWD = 0.35). A U-Pb data set can form such a linear array in a Concordia diagram because of the amount of common Pb incorporated during monazite crystallization or due to mixing/Pb loss. For young samples, when the spread of data is caused only by common Pb, the upper intercept on a Tera-Wasserburg diagram for linear arrays is > 4.5 Ga (Reiners *et al.* 2018). In this context, the upper intercept is devoid of geological meaning, while the lower intercept (595 ± 29 Ma) might represent the age of metamorphism for the Ipueirinha Group. This age overlaps, within error, with the 578 ± 13 Ma age obtained for the granitic sill (sample CB-156). Thus, metamorphism and melt generation were coeval in the Ipueirinha Group during the Ediacaran, in the 591-565 Ma interval.

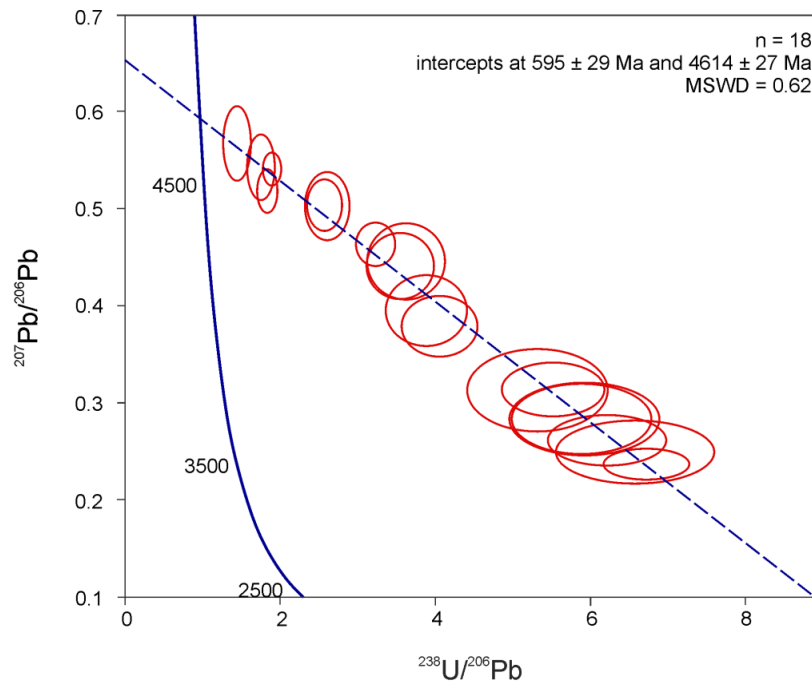


Figure 4.9. Tera-Wasserburg concordia diagram for monazites in an apatite-magnetite chloritite from the Ipueirinha Belt.

4.4.6. Sm-Nd Isotopic composition

Table 4.1 presents the results of Nd isotope analyses for the Ipueirinha Group and associated metaultramafites. $\epsilon\text{Nd}(t)$ was calculated to 600 Ma as an approximation of the age of Brasiliano metamorphic peak in the studied area.

The acquired isotopic data characterizes four groups of rocks (Fig. 4.10): i) metarhythmite samples, with T_{DM} model ages ranging from 1.13 to 2.23 Ga and $\epsilon\text{Nd}_{(600\text{Ma})}$ between 0.3 and -14.6; ii) chloritite samples presenting $T_{\text{DM}} = 2.08\text{-}2.21$ Ga and $\epsilon\text{Nd}_{(600\text{Ma})}$ between -17.1 and -18.0; iii) serpentinite and actinolite samples, with Mesoproterozoic T_{DM} model ages in the interval 1.33 - 1.64 Ga and $\epsilon\text{Nd}_{(600\text{Ma})}$ between -1.3 and -8.5; iv) metatuff samples presenting $T_{\text{DM}} = 2.27\text{-}3.16$ Ga and $\epsilon\text{Nd}_{(600\text{Ma})}$ ranging from -3.43 to -12.2. For most samples, the low $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ values (< 0.1300) indicate enrichment in the LREE distribution patterns.

Table 4.1: Results of Nd isotope analyses for the Ipueirinha Group and associated metaultramafites. T_{DM} is calculated after De Paolo (1981).

Sample	Rock	Geological Unit	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 2\text{SE}$	$\epsilon\text{Nd}(0)$	$\epsilon\text{Nd}(T)$	T_{DM} (Ga)
CB-21	Metarhythmite	Caridade do Piauí Formation	0.1230	0.512163 ± 5	-9.3	-3.6	1.42
CB-41	Metarhythmite	Caridade do Piauí Formation	0.1269	0.512364 ± 7	-5.3	0.1	1.16

CB-53	Metarhytmite	Caridade do Piauí Formation	0.1129	0.511561 ± 7	-21.0	-14.6	2.23
CB-58	Metarhytmite	Caridade do Piauí Formation	0.1252	0.512372 ± 5	-5.2	0.3	1.13
CB-27	Chloritite	Carnaubal Serpentinite	0.0891	0.511337 ± 6	-25.4	-17.1	2.08
DS-40A	Chloritite	Carnaubal Serpentinite	0.0955	0.511317 ± 16	-25.8	-18.0	2.21
CB - 04B	Serpentinite	Carnaubal Serpentinite	0.1297	0.512306 ± 9	-6.5	-1.3	1.33
CB - 38	Serpentinite	Carnaubal Serpentinite	0.1272	0.512103 ± 9	-10.4	-5.1	1.64
JR - 281	Actinolite	Carnaubal Serpentinite	0.0924	0.511791 ± 9	-16.5	-8.5	1.56
JR-94	Metatuff	Barrocão Formation	0.1141	0.511238 ± 3	-27.3	-12.2	2.58
JR-133B	Metatuff	Barrocão Formation	0.1221	0.511357 ± 4	-25.0	-9.9	2.60
JR-134B	Metatuff	Barrocão Formation	0.1416	0.511383 ± 3	-24.5	-9.4	3.16
JR-135	Metatuff	Barrocão Formation	0.1294	0.511687 ± 4	-18.6	-3.4	2.27

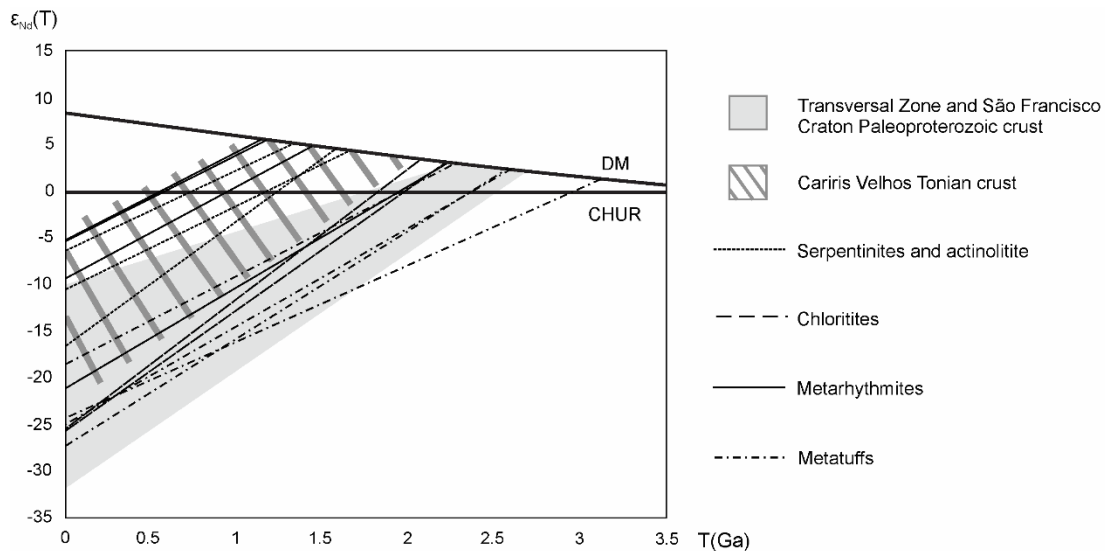


Figure 4.10. Nd isotope data for samples from the Ipueirinha Group and associated metaultramafites. Source for comparative data: Caxito *et al.* (2016) and references therein.

4.5. Discussion

4.5.1. Age of the Ipueirinha Group

U-Pb geochronology carried out in the present study revealed the presence of detrital zircons as young as 620 ± 6 Ma in a metarhytmite sample from the Caridade do Piauí. Furthermore, the youngest zircon grain recovered from a granitic sill emplaced in the Caridade do Piauí Formation crystallized at 578 ± 13 Ma. These ages respectively represent the maximum depositional age of the

Caridade do Piauí Formation and the maximum crystallization age of the syn-orogenic granitic sill, and constrain sedimentation and volcanism in the Ipueirinha Group to 591-626 Ma.

Early collisional tectonics in the Borborema Province are usually constrained at ca. 610-615 Ma (Ganade de Araújo *et al.*, 2014a). Therefore, the 630-620 Ma zircons recovered from the Caridade do Piauí Formation suggest that the Ipueirinha basin received syn-orogenic detritus, deposited shortly before and/or during the Ediacaran continental collisions that assembled the Borborema Province.

Monazite U-Pb geochronology data for a chloritite sample from the metaultramafic unit reveal a metamorphic reset at 595 ± 29 Ma (lower intercept discordia age). This data, along with the maximum crystallization age of the granitic sill (578 ± 13 Ma), constrains syn-orogenic magmatism, deformation and metamorphism in the Ipueirinha Group to 591-565 Ma.

4.5.2. Overall provenance for metarhythmites from the Caridade do Piauí Formation

The Sm-Nd model ages available for metasedimentary rocks from Neoproterozoic fold belts in both the Transversal Zone and the Southern Domain are typically 1.6-1.2 Ga (Van Schmus *et al.*, 1995a; Kozuch, 2003; Caxito *et al.*, 2014a, 2016). Overall, metasedimentary rocks from the Ipueirinha Group show Sm-Nd model ages close to the referred interval, ranging from 1.13 to 1.42 Ga, with a single sample (CB-53) presenting $T_{DM} = 2.23$ Ga. Metarhythmite samples of Mesoproterozoic model age present $\epsilon Nd_{(600Ma)}$ ranging from -3.58 to 0.33, which reflect an important detrital contribution from juvenile sources for sedimentation of the Caridade do Piauí Formation, and thus of the Ipueirinha Group.

The Sm-Nd isotopic signature attained for sample CB-53 differs from those achieved for other metarhythmite samples. Its Paleoproterozoic T_{DM} model age approximates those of most Paleoproterozoic basement rocks within the Transversal Zone (2.0-3.0 Ga, Van Schmus *et al.*, 2008) and suggests higher contribution from older basement, either as reworked detritus or as crustal contamination in younger magmas. However, detrital zircon U-Pb data achieved for the same sample reveal that the main sources of detritus for the Ipueirinha basin are Neoproterozoic rocks, though scarce Paleoproterozoic and Archean zircons have been found. Therefore, the most reasonable explanation for the discrepancy between Sm-Nd and U-Pb data achieved for sample CB-53 involves local but significant detrital contribution from Neoproterozoic source areas with TDM model ages older than crystallization ages. In fact, the $\epsilon Nd_{(600Ma)} = -14.56$ attained for this sample confirms a substantial contribution of sediments sourced from reworked crustal rocks. Additionally, though the influx of detritus sourced from Paleoproterozoic and Archean basement rocks does not

seem to be a determinant factor in this case, it might have been somewhat higher for this sample than for the other metarhythmites.

4.5.3. Zircon provenance for metarhythmites from the Caridade do Piauí Formation

U-Pb geochronology carried out in detrital zircons from the Caridade do Piauí Formation reveals copious ages scattering from the Tonian to the Ediacaran along with scarce Paleoproterozoic and Archean zircons.

The oldest zircon grains (3.15-2.53 Ga) were more likely eroded from basement complexes. In the Borborema Province, Archean rocks have been so far documented in the Rio Grande do Norte and Ceará Central domains (Dantas *et al.*, 1998, 2004, 2013; Fetter *et al.*, 2000; Silva *et al.*, 2002; Hollanda *et al.*, 2015). Though xenocrystic zircon grains and Nd model ages reported for Paleoproterozoic orthogneisses suggest the presence of Archean crust remains in the Transversal Zone (Van Schmus *et al.*, 1995a, 2011; Neves, 2015), the existence of such rocks is still to be confirmed.

The negative values of $\epsilon\text{Hf}_{(t)}$ (from -12.4 to -3.4) attained for Archean detrital zircons from the Caridade do Piauí Formation indicate crystallization from magmas containing significant amounts of recycled older crust. Moreover, Lu-Hf model ages ranging from 3.09 to 3.74 Ga indicate that part of such recycled material once constituted a Paleoafrican crust.

Most of the analyzed Paleoproterozoic zircon grains yield crystallization ages between 1987 Ma and 2073 Ma, matching the geochronological data attained by Kozuch (2003), Neves *et al.* (2006) and Neves (2015) for basement rocks of the Transversal Zone (2.25 - 1.95 Ga) as well as the period for Paleoproterozoic orogenies in Western Gondwana (2.2-2.0 Ga). The Paleoproterozoic detrital zircons yield slightly to strongly negative $\epsilon\text{Hf}_{(t)}$ values (between -11.8 and -1.5) and thus reveal an important recycling component associated to the Paleoproterozoic orogenies that constituted the basement complexes of the Borborema Province.

Detrital zircons with ages between 920 Ma and 1100 Ma expose the contribution of source rocks of Cariris Velhos age (Brito Neves *et al.*, 1995; Van Schmus *et al.*, 1995a, 2011; Medeiros, 2004; Santos *et al.*, 2010; Guimarães *et al.*, 2012; Caxito *et al.*, 2014b) for sedimentation of the Caridade do Piauí Formation. Zircons of this age yield positive to slightly negative $\epsilon\text{Hf}_{(t)}$ signatures (-9.7 - 6.4), and thus reflect an important mantle input during the Cariris Velhos magmatic event.

Arc building in the Borborema Province is usually constrained at ca. 640-610 Ma (Fetter *et al.*, 2003; Van Schmus *et al.*, 2011), with initial collisional tectonics at ca. 610-615 Ma (Ganade de Araújo *et al.*, 2014a). However, the first events of convergent plate interaction related to the

Brasiliano collage are estimated at ca. 840-750 Ma (Brito Neves *et al.*, 2014). Abundant detrital zircons of this age are found throughout the Borborema Province, attesting for an important period of crustal growth. Yet, magmatic records of such initial convergence tectonics are still poorly recognized in this province. The Tamboril-Santa Quitéria Complex (Ceará Central Domain) is one of the few examples of this early stage of arc magmatism. Geological evolution of this complex involved a primary juvenile stage dated to ca. 880-800 Ma and a posterior mature arc period constrained in the interval 660-630 Ma, characterized by hybrid mantle-crustal components (Ganade de Araújo *et al.*, 2014b). According to Ganade de Araújo *et al.* (2014b), the gap between these two periods of arc magmatism could still be due to incomplete exposure and erosion, since detrital zircon data attest for continuous magmatism from 900 to 630 Ma.

Neoproterozoic zircon grains from the Caridade do Piauí Formation yield U-Pb ages and Hf signatures that resemble the magmatic evolution of the Tamboril-Santa Quitéria Complex. Detrital zircons dated to 895-834 Ma show positive $\epsilon\text{Hf}_{(t)}$ values (2.0-5.7) and match the early juvenile stage of arc magmatism in the referred complex. Zircons dated to 800-620 Ma yield mainly negative $\epsilon\text{Hf}_{(t)}$ values and are somewhat compatible with the mature-arc period of the same complex. Hence, we suggest that the Tamboril-Santa Quitéria magmatic arc would be an important (or yet the major) source of detritus for the Ipueirinha basin. Therefore, detrital zircon data achieved for the Ipueirinha Group advocates for a continuous magmatism in the Tamboril-Santa Quitéria Complex, and suggests that the mature arc magmatism in this unit might have started long before 660 Ma.

Alternatively, some of the ca. 900 Ma old zircons could have come from sources related to the Tonian rifting of the Borborema Province, as suggested by Salgado *et al.* (2016). Those, however, are still poorly constrained outside the Riacho do Pontal Orogen, in the Southern Domain.

4.5.4. Tectonic setting for the Ipueirinha Belt

The high content of plagioclase and the lithochemical data attained for metarhytmities from the Ipueirinha Group indicate that deposition in this basin took place near a continental magmatic arc. Such hypothesis is enforced by the juvenile Neoproterozoic Nd and Hf isotopic signatures achieved for the Caridade do Piauí Formation. Additionally, Hf isotopic analyses suggest that the given magmatic arc could actually correspond to the Tamboril-Santa Quitéria Complex, which records the evolution of the West Gondwana margin of the Borborema Province from a juvenile arc (ca. 880-800 Ma) through a mature arc (ca. 660-630 Ma), to continental collision (ca. 625-600 Ma; Ganade de Araújo *et al.*, 2014b).

Based on an integrated analysis of the various data attained in this study, we propose that the Ipueirinha Belt represents a back-arc basin to the Tamboril-Santa Quitéria magmatic arc (Fig. 4.11).

Since the probable window for sedimentation and volcanism in the Ipueirinha Group is 626-591 Ma, the early evolution of this back-arc basin remit to the second (or mature) stage of magmatism in the Tamboril-Santa Quitéria magmatic arc. Moreover, the closure of the Ipueirinha basin approximates the timing for continental collision (615-570 Ma; Ganade de Araújo *et al.* 2013, 2014a) in the Borborema Province, followed by a continental-scale lateral mass escape tectonics that was responsible for the final structuration of the Ipueirinha Belt and of the whole province.

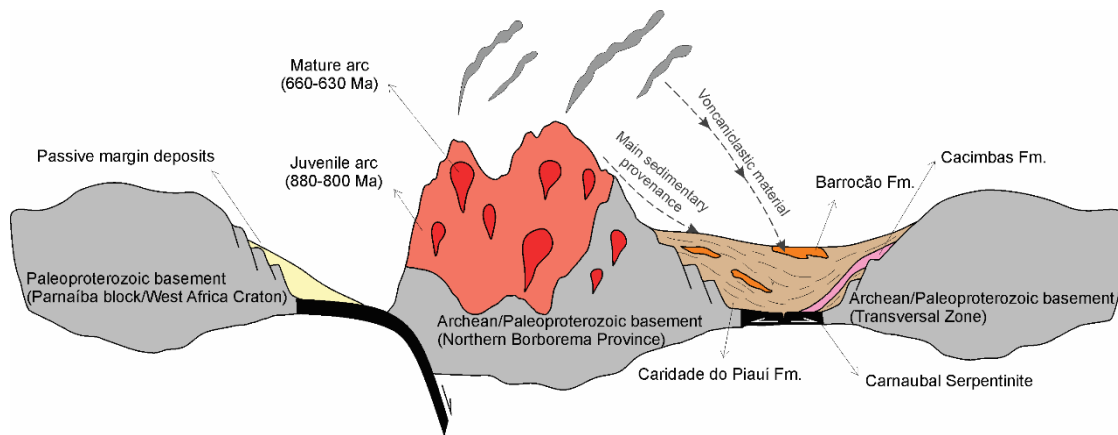


Figure 4.11. Tectonic model for the Neoproterozoic Ipueirinha Belt: a back-arc setting to the Tamboril-Santa Quitéria magmatic arc.

In this context, and considering the arc-related geochemical signature as well as the Nd isotopic data attained for the metarhyolitic tuffs from the Barroção Formation ($\epsilon_{\text{Hf}(600)}$ between -3.4 and -12.2), we interpret such volcanoclastic rocks as representatives of the mature arc stage of the Tamboril-Santa Quitéria Complex. Moreover, the Nd isotopic signatures yielded by these metatuffs are somewhat similar to those attained by Ganade de Araújo *et al.* (2014b) for the mature arc rocks from the Tamboril-Santa Quitéria Complex ($\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ between -10.75 and 1.80). Hence, the strong scattering shown by the analyzed metatuff in the U-Pb Concordia diagram would be due to assimilation or inheritance of zircons from the thick continental crust represented by the Archean/Paleoproterozoic basement of Northern Borborema Province, which was trespassed by the acidic magma during its ascension.

In this setting, the Carnaubal Serpentinite would represent slices of the oceanic crust that once floored the back-arc basin. Nd isotopic data for these metaultramafites reveal negative $\epsilon_{\text{Nd}(600)}$, and T_{DM} model ages in the interval 1.33 - 1.56 Ga, consistent with the whole of Cariris Velhos data ($T_{\text{DM}} = 1.6 \pm 0.2$ Ga, Kozuch, 2003; Brito Neves *et al.*, 2005; Caxito *et al.*, 2014b). Since mantellic rocks of this age are unknown in NE Brazil, we believe that the values attained for T_{DM} and $\epsilon_{\text{Nd}(600)}$, as well as the low $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratios of these metaultramafites could be due to recycling of continental material accreted to the mantle in a subduction setting, or, alternatively, these

metaultramafites could represent incipient oceanic crust from a mantle source contaminated by the thinned continental crust in a back-arc region. In fact, the latter is the case for many hybrid rocks in back-arc regions (e.g. Caxito *et al.* 2015). However, such isotopic signature could also be due to isotopic disturbance or fractionation. Hence, detailed studies are still necessary to constrain the true nature of the metaultramafites associated with the Ipueirinha Group.

The sparse Mg-rich chloritites bordering metaultramafic bodies are herein interpreted as a product of interaction and chemical exchange between the serpentinite protolith and the surrounding Al-rich metasedimentary rocks during metamorphism. Sm-Nd isotopic data enforce such hypothesis, since the isotopic signatures attained for these chloritites are markedly different from those achieved for other metaultramafites, and yet similar to that of the metarhythmite sample CB-53.

4.5.5. Correlations with nearby sequences

The lack of geochemical and geochronological data for the Ipueirinha Belt has made it hard to define accurate correlations so far. Yet, previous studies suggested two possible correlatives for the Ipueirinha Group: the Cachoeirinha Group, described by Barbosa (1970) in the state of Ceará; and the Orós Belt, defined by Macedo *et al.* (1988) (Melo & Vasconcelos, 1991; Ribeiro & Vasconcelos, 1991; Gomes, 2000).

The Cachoeirinha Group of the Piancó-Alto Brígida fold belt represents a deep-water metavolcano-sedimentary sequence dominated by turbiditic facies and deposited in a contractional environment during the Early Cryogenian/Ediacaran (Kozuch, 2003; Medeiros, 2004; Medeiros & Jardim de Sá, 2009; Van Schmus *et al.*, 2011). The Orós Group, on the other hand, comprises a shallow marine arenite-pelite-carbonate association along with rhythmites, which are indicatives of local deep-water environments (Parente & Arthaud, 1995). The metavolcanic rocks of the Orós Belt are overall felsic, yield continental-related alkalic to calc-alkaline signatures (Sá, 1991; Sá *et al.*, 1995) and are dated to ca. 1800 Ma (U-Pb, Rb-Sr; Sá, 1991). The most accepted tectonic model for the Orós Group envisages an ensialic evolution with initial rifting starting right after the end of the 2.0 Ga Paleoproterozoic orogeny (Macedo *et al.*, 1988; Sá, 1991; Sá *et al.*, 1995; Cavalcante, 1999).

Hence, the present definition of the Ipueirinha Group as a Neoproterozoic back-arc basin rules out its correlation with the Paleoproterozoic rift-related Orós Group. In contrast, the systematic study of the Ipueirinha Belt highlights its similarities with the Piancó-Alto Brígida fold belt, and especially with its northernmost sector, denominated Riacho Salgado fold belt (Brito Neves & Campos Neto, 2016). Moreover, the detrital zircon spectra built for the Caridade do Piauí Formation is rather similar not only to that of the Riacho Salgado Fold Belt, but also to those of

other Cryogenian/Ediacaran basins in the Borborema Province (Fig. 4.12), suggesting that such contemporaneous basins may have once shared similar source areas and/or evolutionary histories.

4.5.6. Implications for the geodynamic evolution of the Borborema Province

The systematic study of the Ipueirinha Belt sheds light on the poorly understood western Transversal Zone, but also provides important information on the evolution of the Borborema Province as a whole.

Hf isotope data attained in this study expose a crustal renewal in the Borborema Province throughout the Proterozoic. The Hf isotope evolution diagram of Fig. 4.8, in which the mean evolution of the 3.5-2.0 Ga continental crust (age of the basement rocks of the Borborema Province) is plotted for comparison (Patchett *et al.* 1981), shows that the Archean and Paleoproterozoic zircons hereby studied could have derived exclusively from remelting of the continental crust (plotting inside the corresponding field). However, a great amount of Neoproterozoic zircons plot between the DM (Depleted Mantle) evolution curve and the Archean / Paleoproterozoic continental crust evolution field, representing thus an important addition of mantle sources in the Borborema Province at this time. Hence, we infer that significant mantle inputs took place in this province throughout the Neoproterozoic, possibly due to melting of a mantle wedge above the subducting plate during the development of the Tamboril-Santa Quitéria magmatic arc.

The interpretation of the Ipueirinha Belt as a back-arc basin to the Tamboril-Santa Quitéria magmatic arc establishes a link between the Northern Borborema Province and the Transversal Zone in Cryogenian times. Such connection supports the understanding of the Patos Lineament as a late strike-slip structure of lateral mass escape rather than as a Cryogenian/Ediacaran continental boundary transform with associated subduction and arc magmatism (Brito Neves *et al.*, 2016).

Most importantly, the interpretation of a back-arc sequence in the Transversal Zone developed in association with a major arc system in Northern Borborema Province (the Tamboril-Santa Quitéria magmatic arc), along with other accumulating evidence such as Neoproterozoic oceanic crust remnants (Caxito *et al.*, 2014c) and geophysical evidence for ancient subduction zones (Padilha *et al.*, 2014), supports the theory that common plate tectonics processes were active in the Borborema Province during the Neoproterozoic, and refutes interpretations that the Proterozoic evolution of this province involves only intracontinental sedimentation, magmatism and deformation.

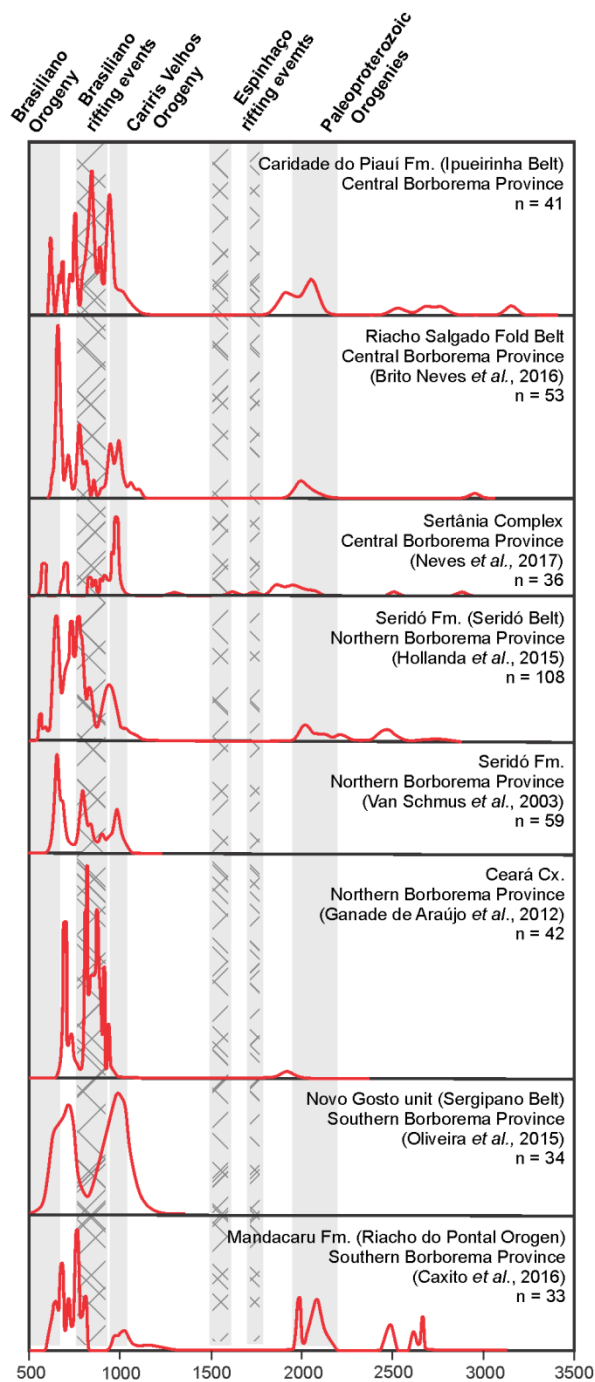


Figure 4.12. Detrital zircon U–Pb data for the Caridade do Piauí Formation compared to other Neoproterozoic basins throughout the Borborema Province.

4.6. Conclusions

The Ipueirinha Group is a metavolcano-sedimentary sequence mostly constituted by marine terrigenous metasediments including metarhytmities (with local predominance of pelitic or psammitic facies) and quartzite, the later interpreted as a submarine fan. The prevailing metarhytmities are immature rocks with a high content of plagioclase, chemically characterized as poorly reworked sediments sourced from felsic to intermediate igneous rocks. This clastic

sedimentary sequence is locally associated to metamorphic lenses, metatuffites and small volumes of metarhyolitic tuff. Geochronological data achieved for the Ipueirinha Belt point towards sedimentation and volcanism in the interval 626-591 Ma, and constrain deformation and metamorphism between 591 Ma and 565 Ma. The whole unit experienced four deformational phases and heterogeneous metamorphic conditions from lower to upper greenschist facies. Both metarhyolites and metatuffs show arc-related chemical signatures, and the hypothesis of a proximal magmatic arc contributing for sedimentation of the Ipueirinha Group is supported by isotopic data. Metarhyolites yield detrital zircon isotopic data that resemble the geological evolution of the Tamboril-Santa Quitéria Complex. Hence, we suggest that the Ipueirinha Belt constitutes a Cryogenian/Ediacaran back-arc basin to the Tamboril-Santa Quitéria magmatic arc, which is one of the few records of initial convergence tectonics in the West Gondwana margin of the Borborema Province. This interpretation provides a crucial piece of evidence that common plate tectonics processes were active in the Borborema Province during the Neoproterozoic, and contrasts to interpretations that this province has been acting as a coherent block since Paleoproterozoic times.

4.7. Acknowledgments

This work was supported by the Geological Survey of Brazil (SGB/CPRM). FAC is a Fellow of the Brazilian Research Council (CNPq) and acknowledges for the support received.

APPENDIX 4.A: Analytical Procedures

Sampling was performed avoiding weathered and heterogeneous samples (e.g. veins). Thin sections (116) were described under a transmitted-light microscope. The most preserved samples were selected and sent to SGS Geosol for geochemical analysis. There, they were dried, crushed, pulverized, and then analyzed by the following methods: i) X-ray fluorescence for major and minor elements; and ii) ICP-MS (Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry) for trace and rare-earth elements. Samples submitted to ICP-MS analyses were prepared by both lithium metaborate fusion and multiacid digestion. Loss on ignition (LOI) was determined by weighting difference after ignition at 450°C and/or 1000°C. A sum of 22 samples was analyzed, and the results (presented on Tables S1 and S2 of Supplementary data; Anexo 1) were used to build chemical diagrams on Triplot 4.1.2 and Excel 2010. Serpentinites were submitted to X-ray Diffraction analyses in order to accurately identify the serpentine minerals.

Zircon U-Pb LA-ICP-MS analyses were performed on three pre-selected samples: a metatuffite, a metarhyolite and a granitic sill. Heavy mineral concentrates were obtained through

sample crushing, sifting, panning, standard magnetic techniques and dense fluid procedures. Zircon mounts were selected out of heavy mineral concentrates through handpicking techniques at Laboratório de Geocronologia, Universidade de Brasília (UnB), Brazil. The crystals were then embedded in epoxy resin, abraded and polished in diamond paste (0.25 μm) in order to be imaged on Scanning Electron Microscope (SEM) using cathodoluminescence and backscattering electrons.

Analyses of sample CB-53 (metaturbidite) took place at CPGeo lab – Universidade de São Paulo (USP) – using a LAM-MC-ICP-MS Neptune (Thermo-Finnigan) coupled to an ArF Excimer Laser ($\lambda=193\text{nm}$, Photon Machines). Ablation was performed through 32 μm spots at a frequency of 6 Hz and an intensity of 6 mJ. A He (0.6 l/min) and Ar (0.7 l/min) flow carried the ablated material. Data acquisition followed cycles of one second each, following a standard-sample bracketing of two blanks, three GJ-1 zircon standards (Jackson *et al.*, 2004), 12 zircon spots, two blanks and two GJ-1 zircon standards. Accuracy was controlled through several analyses of the Mud Tank international standard (Black & Gulson, 1978). Raw data reduction was attained through an offline in-house spreadsheet and included corrections for white, equipment drift and common Pb.

The analyses of sample JR-135 (metarhyolite) occurred at Department of Geology (DEGEO), Universidade Federal de Ouro Preto (UFOP), using a LA-SF-ICP-MS (ThermoFisher Scientific Element 2) coupled to a Photon-Machines 193 nm laser system (e.g., Gerdes & Zeh, 2006; Moreira *et al.*, 2016). Ablation was performed through 30 μm spots, using a 6 Hz frequency and 1.51 J/cm^2 fluence. The pulverized material was conducted by He (0.25 l/min) and Ar (1.08 l/min). Correction of equipment drift and isotopic fractionation considered the international pattern GJ-1 (Jackson *et al.*, 2004). Plešovice (Sláma *et al.*, 2008) and BB (Santos *et al.*, 2017) standards were used for accuracy check. Data acquisition took place in cycles of 0.1 s following the sequence: 2 BB, 2 Plešovice, 2 GJ-1 and 14 samples; and measuring ^{202}Hg , $^{204}(\text{Pb}+\text{Hg})$, ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb and ^{238}U . Raw data reduction utilized the software Glitter to correct results for equipment drift, and an offline in-house spreadsheet following Gerdes and Zeh (2006, 2009) to attain corrections for white and common Pb.

For sample CB-156 (granitic sill), analyses took place both at UFOP and UnB. Analytical methods for analyses conducted at UFOP were identical to those described for sample JR-135. At UnB, analyses were performed using a LA-MC-ICP-MS Neptune (Thermo-Finnigan) coupled to an Nd-YAG ($\lambda=213\text{nm}$) Laser Ablation System (New Wave Research, USA). LAM-ICP-MS specifications followed the procedure described by Buhn *et al.* (2009). Ablation occurred in 30 μm spots at 10 Hz frequency and 0.19 to 1.12 J/cm^2 fluence. A He (~ 0.40 L/min) and Ar (0.90 L/min) flow carried the pulverized material. Correction of equipment drift and isotopic fractionation considered the international standard GJ-1. For accuracy check, several analyses were conducted on

the 91500 zircon standard (Wiedenbeck *et al.*, 1995). Data acquisition followed in cycles of one second, following a standard-sample bracketing of one blank, one standard, four zircon spots, one blank and one standard. All analyses quantified ^{202}Hg , $^{204}(\text{Pb}+\text{Hg})$, ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb e ^{238}U . Raw data reduction included corrections for white, equipment drift and common Pb, and used an Excel worksheet developed by the same laboratory.

For all samples, U-Pb ages were calculated on Isoplot 4.1 (Ludwig, 2012), and $^{206}\text{Pb}/^{208}\text{Pb}$ and $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages were respectively applied for zircons younger and older than 1000 Ma (Stern, 1997). Analyses with high common Pb and analytical errors were disregarded. Only analyses with concordance higher than 90% were taken into consideration for zircon age probability plots. Analytical results are available on Tables S3 (sample analyzed at USP) and S4 (samples analyzed at UFOP and UnB) of Supplementary data (Anexo 1).

Monazite U-Pb analyses were performed on a selected chloritite thin section (sample DS-40). The thin section was submitted to fine polishing and carbon coating, and then imaged on SEM (backscattering) at UFOP to identify internal zoning. Analyses were carried out at DEGEO, UFOP, on a LA-SF-ICP-MS (ThermoFisher Scientific Element 2) coupled to a Photon-Machines 193 nm laser system (e.g., Gerdes & Zeh, 2006, Moreira *et al.*, 2016). Ablation was conducted in 30 μm spots, in He (0.15 l/min) combined with Ar (1.03 l/min), using a 6 Hz frequency and 1.51 J/cm² fluence. The $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ratios and dates were calculated using the $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ composition by Hiess *et al.* (2012). Ages and ratios are reported as weighted means at 95% confidence level. Two reference materials were used during analyses: Itambé (Gonçalves, 2015) and Steenkampskral (Liu *et al.*, 2012). Data were acquired in cycles of 0.1 s, following the sequence: 4 Itambé, 4 Steenkampskral e 14 samples. Data with markedly high common Pb contents or anomalous reverse discordance were discarded. Results are presented on Table S5 of Supplementary data (Anexo 1).

In order to constrain zircon sources, Hf isotopic measurements were carried out on 35 detrital zircons (sample CB-53, Caridade do Piauí Formation) which yielded concordant results when previously dated by U-Pb LA-ICP-MS. Analyses took place at the Department of Geology, UFOP, in a Thermo-Finnigan Neptune multicollector (LA-MC-ICP-MS) coupled to a Photon-Machines 193 nm laser system. Hf data were collected in static mode (^{172}Yb , ^{173}Yb , ^{175}Lu , ^{176}Hf -Yb-Lu, ^{177}Hf , ^{178}Hf , ^{179}Hf , ^{180}Hf) during 60 s of ablation of a 40 μm spot drilled directly beside the 20 μm U-Pb laser spot, in the same zircon domain showed by the cathodoluminescence images. The laser was fired with a frequency of 7 Hz and a fluence of 5.29 J/cm². Ablation was conducted in He (flow rate 1.0 l/min, optimized daily) combined with Ar (~0.381 l/min) and a small nitrogen flow (0.02 l/min). Isotopes ^{172}Yb , ^{173}Yb and ^{175}Lu were simultaneously monitored to correct for isobaric interferences of Lu and Yb on mass 176. The ^{176}Yb and ^{176}Lu were calculated using a

$^{176}\text{Yb}/^{173}\text{Yb}$ of 0.796218 (Chu *et al.*, 2002) and $^{176}\text{Lu}/^{175}\text{Lu}$ of 0.02658 (JWG in-house value). The correction for instrumental mass bias used an exponential law and a $^{179}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ value of 0.7325 (Patchett & Tatsumoto, 1980) for adjustment of Hf isotopic ratios. Three reference materials were used before and after runs: GJ-1 ($^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.282000 \pm 0.000005$; Morel *et al.*, 2008), BB ($^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ of 0.281674 ± 0.000018 ; Santos *et al.*, 2017) and Plešovice ($^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.282482 \pm 0.000013$; Sláma *et al.*, 2008). Results are within the error of recommended values and can be found on Table S6 of Supplementary data (Anexo 1).

For Sm-Nd isotopic measurements, 13 samples were crushed and pulverized at Laboratório de Análises Minerais (LAMIN) – Serviço Geológico do Brasil (CPRM/SGB). Later, they were sent to the geochronology laboratory of UnB or to the Laboratório de Geocronologia e Isótopos Radiogênicos of the Universidade do Estado do Rio de Janeiro – LAGIR / UERJ. At UnB, analyses were carried out in static mode on a Finnigan MAT 262 multi-collector mass spectrometer, and followed the method described by Gioia and Pimentel (2000). Powdered whole-rock samples (ca. 50 mg) were mixed with a ^{149}Sm - ^{150}Nd spike solution and dissolved in HF, HNO_3 and HCl on Savillex capsules. Sm and Nd extraction from powdered samples was performed by cation exchange techniques using columns loaded with HDEHP (di-2-ethylhexil phosphoric acid) supported on Teflon powder (PTFE). Sm and Nd samples were loaded onto Re evaporation filaments. Uncertainties for Sm/Nd and $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratios are respectively lower than $\pm 0.5\%$ (2σ) and $\pm 0.005\%$ (2σ), and were attained through several analyses of the United States Geological Survey (USGS) reference rocks BHVO-1 and BCR-1. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratios were normalized to a $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratio of 0.7219. At LAGIR / UERJ, each sample of pulverized rock with up to 50 mg was mixed with a double ^{149}Sm - ^{150}Nd isotopic tracer solution. Samples were individually digested in a coated steel bomb jacket during a 3-day period using a mixture of HF (6ml) and 6N HNO_3 (0.5ml), followed by 2 more days of immersion in 5N HCl. A column made of resin Eichrom® LN-B-25S (50-100 μm) was used to separate Sm and Nd. These elements were then deposited separately in previously degassed rhenium filaments, using H_3PO_4 as ionic activator. The isotopic ratios were measured in a ThermoScientific Triton multi-collector thermal ionization mass spectrometer (TIMS). Data acquisition took place in static mode using an array of eight Faraday type collectors. Reported isotope ratios yield absolute standard errors (2σ) below 0.00001. The measured ratios were normalized respectively to the natural constant ratios of $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$, and $^{147}\text{Sm}/^{152}\text{Sm} = 0.5608$. The average $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratio measured in the JNdi-1 reference material (Tanaka *et al.*, 2000) is 0.512098 ± 0.000006 ($n = 322$). Repeated analyses of the BCR and AVG rock reference materials from the USGS yield $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ ratios with reproducibility within 1%

(Valeriano *et al.*, 2008). At both laboratories, T_{DM} values were calculated using the depleted mantle model of De Paolo (1981).

CAPÍTULO 5 – DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

5.1. Idade do Grupo Ipueirinha

Análises de U-Pb em zircão conduzidas neste trabalho e expostas no capítulo de resultados revelaram que os zircões mais jovens encontrados no metarritmito da Formação Caridade do Piauí e na soleira granítica que intrude esses metassedimentos se cristalizaram em 620 ± 6 Ma e 578 ± 13 Ma, respectivamente. Esses zircões fornecem, portanto, as idades máximas de sedimentação da Formação Caridade do Piauí e de cristalização da soleira granítica, e sugerem o período entre 626 e 591 Ma como provável janela de sedimentação e vulcanismo no Grupo Ipueirinha.

Tradicionalmente, os primeiros estágios de tectônica colisional na Província Borborema são estimados em ca. 610-615 Ma (Ganade de Araújo *et al.*, 2014a). Assim, a presença de zircões cristalizados em 630-620 Ma no registro sedimentar da Formação Caridade do Piauí sugere que a bacia Ipueirinha teria recebido detritos sin-orogênicos, depositados pouco antes ou durante as colisões continentais que originaram a Província Borborema.

Em adição, dados geocronológicos de U-Pb em monazita adquiridos para uma amostra de cloritito da unidade metaultramáfica revelaram uma idade de reset metamórfico em 595 ± 29 Ma (idade de discórdia, intercepto inferior). Esta informação, em conjunto com a idade máxima de cristalização da soleira granítica estudada (578 ± 13 Ma), restringem o magmatismo sin-orogênico, a deformação e o metamorfismo no Grupo Ipueirinha ao intervalo 591-565 Ma.

5.2. Proveniência dos metarritmitos da Formação Caridade do Piauí

As faixas de dobramento neoproterozoicas situadas na Zona Transversal e no Domínio Meridional da Província Borborema apresentam idades modelo Sm-Nd tipicamente entre 1,6 e 1,2 Ga (Van Schmus *et al.*, 1995a; Kozuch, 2003; Caxito *et al.*, 2014a, 2016). De maneira geral, os metarritmitos do Grupo Ipueirinha exibem idades T_{DM} próximas ao referido intervalo, variando de 1,13 a 1,42 Ga. Além das idades modelo mesoproterozoicas, estes metarritmitos apresentam $\epsilon Nd_{(600Ma)}$ variando de -3,58 a 0,33, valores que refletem uma importante contribuição detrítica de fontes juvenis para a sedimentação do Grupo Ipueirinha.

A assinatura isotópica de Sm-Nd da amostra CB-53, por outro lado, difere do padrão apresentado pelos demais metarritmitos da Formação Caridade do Piauí. Essa amostra apresenta idade modelo ($T_{DM} = 2,23$ Ga) compatível com aquelas reportadas na literatura para as rochas do

embasamento paleoproterozoico da Zona Transversal (2,0-3,0 Ga, Van Schmus *et al.*, 2008). Tal similaridade sugere uma maior contribuição deste embasamento durante a formação do metarritmito CB-53; seja como detritos retrabalhados, seja como contaminação crustal em magmas mais jovens. Contudo, dados de U-Pb em zircão detrítico obtidos para esta mesma amostra revelam que as principais fontes de detritos para a bacia do Grupo Ipueirinha são, na verdade, rochas neoproterozoicas, embora escassos zircões paleoproterozoicos e arqueanos estejam presentes em seu registro sedimentar. Neste contexto, é possível inferir que a discrepância entre os dados de Sm-Nd e U-Pb obtidos para a amostra CB-53 deve-se principalmente a uma contribuição detrítica local, porém significativa, de rochas neoproterozoicas com idades modelo Sm-Nd mais antigas que suas idades de cristalização. De fato, o valor de $\epsilon_{\text{Nd}(600\text{Ma})} = -14,56$ obtido para esta amostra confirma uma substancial contribuição detrítica de fontes crustais retrabalhadas. Ademais, ainda que o aporte de detritos provenientes de rochas do embasamento arqueano/paleoproterozoico seja pequeno no metarritmito CB-53 (conforme indicado por dados de U-Pb em zircão detrítico), é possível que esta contribuição seja ainda menor nas demais amostras de metarritmito estudadas.

5.3. Proveniência de zircões da Formação Caridade do Piauí

A grande maioria dos zircões detríticos da Formação Caridade do Piauí, aqui representada por uma amostra de metarritmito de composição grauvaquiana, revelaram idades U-Pb tonianas a ediacarianas, ao passo que zircões paleoproterozoicos e arqueanos se mostraram escassos no registro sedimentar desta unidade.

Os zircões detríticos mais antigos encontrados na Formação Caridade do Piauí exibem idades U-Pb entre 3,15 e 2,53 Ga, e foram provavelmente erodidos de rochas que constituem o embasamento do cinturão Brasileiro-Pan Africano. As rochas arqueanas até então documentadas na Província Borborema e situadas nas proximidades do Grupo Ipueirinha afloram principalmente nos domínios Rio Grande do Norte e Ceará Central, na Subprovíncia Setentrional (Dantas *et al.*, 1998, 2004, 2013; Fetter *et al.*, 2000; Silva *et al.*, 2002; Hollanda *et al.*, 2015). Na Zona Transversal, particularmente, xenocristais de zircão e idades modelo Sm-Nd em ortognaisses paleoproterozoicos sugerem a presença de remanescentes de crosta arqueana (Van Schmus *et al.*, 1995a, 2011; Neves, 2015), embora sua existência ainda não tenha sido confirmada. Os valores negativos de $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ (-12,4 a -3,4) obtidos para os zircões detríticos arqueanos da Formação Caridade do Piauí indicam cristalização a partir de magmas com um importante componente de crosta reciclada. Em adição, as idades modelo Lu-Hf obtidas para estes zircões variam de 3,09 Ga a 3,74 Ga, e sugerem que parte desta antiga crosta reciclada foi inicialmente gerada no paleoarqueano.

Os zircões detríticos Paleoproterozoicos presentes na amostra de metarritmito analisada se cristalizaram entre 1987 e 2073 Ma e são, portanto, contemporâneos tanto às rochas do embasamento da Zona Transversal (Kozuch, 2003; Neves *et al.*, 2006; Neves, 2015) quanto às orogênias paleoproterozoicas no Gondwana Ocidental (2,2-2,0 Ga). Os valores negativos de $\epsilon\text{Hf}_{(t)}$ (-11,8 a -1,5) exibidos por estes cristais de zircão revelam uma importante participação de materiais crustais reciclados na formação da crosta continental paleoproterozoica da Província Borborema.

Zircões detríticos recuperados do metarritmito da Formação Caridade do Piauí e datados no intervalo entre 920 e 1100 Ma expõem a contribuição de áreas-fonte associadas ao evento Cariris Velhos (Brito Neves *et al.*, 1995; Van Schmus *et al.*, 1995a, 2011; Medeiros, 2004; Santos *et al.*, 2010; Guimarães *et al.*, 2012; Caxito *et al.*, 2014b) durante a sedimentação desta unidade. Estes zircões exibem ainda valores de $\epsilon\text{Hf}_{(t)}$ ligeiramente negativos a positivos (-9,7 a 1,0) que refletem um aporte de material mantélico juvenil durante evento magmático Cariris Velhos.

No Neoproterozoico, a edificação de arcos magmáticos na Província Borborema é comumente atribuída ao período entre 640 e 610 Ma (Fetter *et al.*, 2003; Van Schmus *et al.*, 2011), ao qual seguiu-se a tectônica colisional, iniciada em 610-615 Ma (Ganade de Araújo *et al.*, 2014a). Contudo, os primeiros eventos de interação entre placas associados à colagem brasileira são estimados em ca. 840-750 Ma (Brito Neves *et al.*, 2014). Zircões detríticos com idades correspondentes ao início desta convergência são amplamente encontrados em toda a Província Borborema, e registram, portanto, um importante período de geração crustal nesta província.

O Complexo Tamboril-Santa Quitéria, situado no Domínio Ceará Central, é um dos poucos registros magmáticos reportados deste estágio inicial da convergência neoproterozoica. A evolução geológica deste complexo, caracterizado como um arco magmático, abrange um estágio inicial juvenil datado em ca. 880-800 Ma, seguido pela instalação de um arco maduro com componentes híbridos mantélicos e crustais no período entre 660 e 630 Ma (Ganade de Araújo *et al.*, 2014b). Ganade de Araújo *et al.* (2014b) ressaltam ainda que os dados de zircão detrítico disponíveis para o domínio Ceará Central sugerem um magmatismo contínuo de 900 a 650 Ma e, portanto, o intervalo entre os dois períodos de magmatismo de arco identificados no Complexo Tamboril-Santa Quitéria poderia dever-se simplesmente à exposição incompleta e erosão.

Os zircões neoproterozoicos encontrados na Formação Caridade do Piauí exibem idades U-Pb e assinaturas isotópicas de Lu-Hf compatíveis com o registro magmático do Complexo Tamboril-Santa Quitéria: i) zircões detríticos datados em 895-834 Ma apresentam valores positivos de $\epsilon\text{Hf}_{(t)}$ (2,0-5,7) e são compatíveis com o magmatismo juvenil deste complexo; e ii) zircões detríticos com idades entre 800 e 620 Ma forneceram valores de $\epsilon\text{Hf}_{(t)}$ fortemente negativos a levemente positivos (-30,6 a 2,5), compatíveis com a instalação do arco magmático maduro do

Complexo Tamboril-Santa Quitéria. Portanto, sugere-se aqui que o arco magmático em questão teria constituído a principal área-fonte de detritos para a bacia do Grupo Ipueirinha. Em contrapartida, os dados de zircão detrítico adquiridos para o Grupo Ipueirinha reforçam a hipótese de um magmatismo contínuo no arco de Tamboril-Santa Quitéria, registrado por zircões datados de 895 a 620 Ma; e sugerem ainda que o estágio de arco maduro desta unidade poderia ter se iniciado em um período anterior ao estimado por Ganade de Araújo *et al.* (2014b; 660 Ma).

Alternativamente, alguns dos zircões de ca. 900 Ma poderiam ser provenientes de fontes associadas ao rifteamento toniano da Província Borborema, conforme sugerido por Salgado *et al.* (2016). Estas fontes são, contudo, pobremente compreendidas fora do âmbito do Orógeno Riacho do Pontal, situado no Domínio Meridional desta província.

5.4. Ambiente tectônico do Grupo Ipueirinha

A imaturidade composicional e a assinatura litogeoquímica dos metarritmitos do Grupo Ipueirinha sugerem deposição em uma bacia situada nas proximidades de um arco magmático continental. Tal hipótese é corroborada pelas assinaturas neoproterozoicas juvenis de Lu-Hf e Sm-Nd registradas pela Formação Caridade do Piauí. Ademais, dados isotópicos de Lu-Hf obtidos para os zircões detríticos desta unidade mostraram-se compatíveis com a evolução geológica do arco magmático de Tamboril-Santa Quitéria.

Dessa maneira, a partir da análise integrada das informações adquiridas ao longo do presente estudo, sugere-se que o Grupo Ipueirinha representa uma bacia de retroarco associada ao arco magmático de Tamboril-Santa Quitéria (Fig. 5.1). Este importante arco magmático registra a evolução da margem Gondwana Ocidental da Província Borborema, que parte de um arco juvenil (ca. 880-800 Ma), passa por um arco maduro (660-630 Ma), e culmina em uma colisão continental em ca. 625-600 Ma (Ganade de Araújo *et al.*, 2014b).

Uma vez que a janela de sedimentação e vulcanismo do Grupo Ipueirinha é estimada em 626-591 Ma, a fase inicial de evolução desta bacia de retroarco remete ao segundo estágio de magmatismo do Complexo Tamboril-Santa Quitéria (i.e. arco maduro). O fechamento da bacia, por sua vez, coincide com o período de colisões continentais na Província Borborema (615-570 Ma), estipulado por Ganade de Araújo *et al.* (2013, 2014a). A este período, seguiu-se a tectônica de escape lateral de massa responsável pela estruturação final do Grupo Ipueirinha, bem como da Província Borborema como um todo.

Neste contexto, e considerando as assinaturas litogeoquímicas e isotópicas (Sm-Nd) dos metatufos riolíticos da Formação Barroço ($\varepsilon_{\text{Hf}(600\text{Ma})}$ entre -3,4 e -12,2), sugere-se que estas rochas representam o vulcanismo de arco maduro do Complexo Tamboril-Santa Quitéria, para o qual

Ganade de Araújo *et al.* (2014b) obteve valores de $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ entre -10,75 e 1,80. Assim, o forte espalhamento dos dados geocronológicos (U-Pb) adquiridos para estes metatufos no diagrama de concórdia poderia ser explicado pela herança e/ou assimilação de zircões da espessa crosta continental atravessada pelo magma ácido durante sua ascensão; crosta essa que corresponderia ao embasamento arqueano/paleoproterozoico da Província Borborema Setentrional.

No âmbito de um retroarco, os metaultramafitos associados ao Grupo Ipueirinha poderiam representar lascas da crosta oceânica que outrora constituiu o assoalho da bacia. Dados isotópicos de Sm-Nd obtidos para amostras de serpentinito e actinolito revelam valores negativos de $\epsilon\text{Nd}_{(600\text{Ma})}$ e idades modelo T_{DM} no intervalo entre 1,33 e 1,56 Ga, consistentes com aquelas descritas na literatura para o evento Cariris Velhos ($T_{\text{DM}} = 1,6 \pm 0,2$ Ga; Kozuch, 2003; Brito Neves *et al.*, 2005). Considerando que rochas mantélicas desta idade são desconhecidas no nordeste do Brasil, os valores de T_{DM} , $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$, e as baixas razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ exibidas por estes metaultramafitos poderiam ser devidos a: i) reciclagem de material continental no manto em um ambiente de subducção; ii) contaminação da crosta oceânica incipiente pela crosta continental adelgada em uma região de retroarco; iii) processos de distúrbio e fracionamento isotópicos. De fato, o segundo processo é bastante comum entre rochas híbridas geradas em ambiente de retroarco, inclusive na própria Província Borborema (e.g. Caxito *et al.*, 2015). Contudo, estudos de maior detalhe são necessários para determinar a verdadeira natureza dos metaultramafitos associados ao Grupo Ipueirinha.

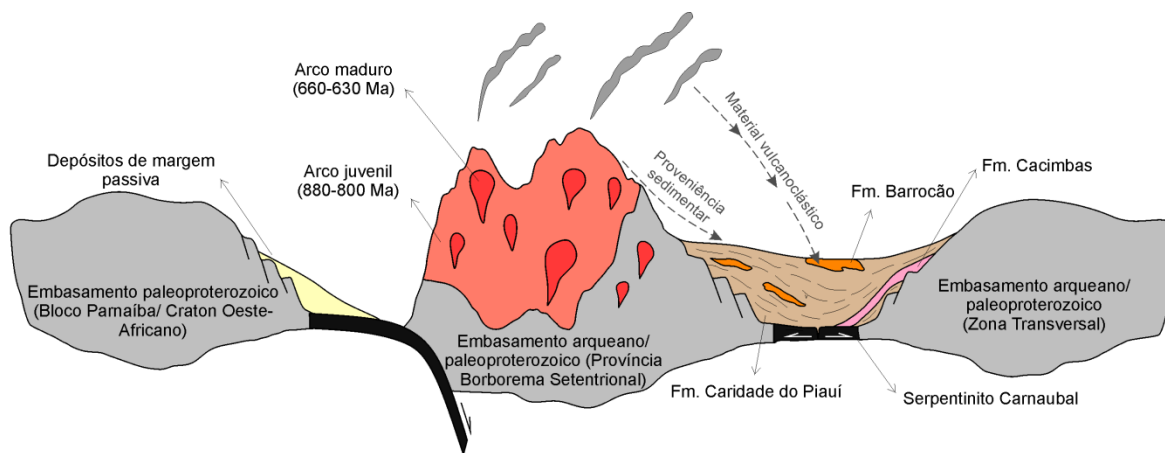


Figura 5.1. Modelo tectônico sugerido para o Grupo Ipueirinha: uma bacia de retroarco vinculada ao arco magmático de Tamboril-Santa Quitéria.

Os escassos afloramentos de cloritito magnesiano encontrados na borda dos corpos metaultramáficos são aqui interpretados como produtos metassomáticos da interação entre o protólito ultramáfico e os metassedimentos circundantes (*blackwall*). Esta hipótese é corroborada pela assinatura isotópica de Sm-Nd obtida para estes clorititos, que apresentam idades T_{DM} e valores

de $\epsilon\text{Nd}_{(600\text{Ma})}$ respectivamente mais antigas e mais negativos do que aqueles adquiridos para os demais metavulcanosedimentares. Particularmente, a assinatura de Sm-Nd destes clorititos se assemelha àquela determinada para a amostra de metarritmito CB-53 da Formação Caridade do Piauí.

5.5. Correlação com outras faixas metavulcanossedimentares

A primeira tentativa de correlação entre o Grupo Ipueirinha e outras faixas metavulcanossedimentares da Província Borborema foi feita por Melo & Vasconcelos (1991) e Ribeiro & Vasconcelos (1991), durante o mapeamento das folhas Patos (SB-24- SB.24-Y-C-V) e Simões (SB.24-Y-C-VI) pelo Programa Levantamentos Geológicos do Brasil (PLGB-CPRM/SGB). Estes autores propuseram, com base em dados litológicos e estruturais, que a unidade por eles mapeada no Piauí poderia ser correlata tanto ao Grupo Cachoeirinha descrito por Barbosa (1970) no estado do Ceará quanto à Faixa Orós definida por Macedo *et al.* (1988); sendo esta última hipótese apoiada por Gomes (2000). Contudo, a grande similaridade entre as faixas metavulcanossedimentares da Província Borborema e a carência de dados analíticos à época tornam essas correlações meramente especulativas.

Sabe-se hoje que os Grupos Orós e Cachoeirinha se formaram em idades e ambientes tectônicos completamente distintos. O Grupo Cachoeirinha (pertencente à Faixa Piancó-Alto Brígida) representa uma faixa metavulcanossedimentar dominada por fácies turbidíticas e depositada em ambiente contraccional no Neocriogeniano/Ediacariano (Kozuch, 2003; Medeiros, 2004; Medeiros & Jardim de Sá, 2009; Van Schmus *et al.*, 2011). O Grupo Orós, por outro lado, inclui uma sequência metamorfizada de arenito-pelito-carbonato de ambiente marinho raso, com alguns metarritmitos indicando ambientes locais de águas profundas (Parente & Arthaud, 1995). Além desta sequência metassedimentar, o Grupo Orós inclui rochas metavulcânicas, sobretudo félsicas, que apresentam assinaturas químicas alcalinas a calcialcalinas de afinidade continental (Sá, 1991; Sá *et al.*, 1995) e idade paleoproterozoica (1800 Ma; U-Pb, Rb-Sr; Sá, 1991). O modelo tectônico mais aceito para esta unidade vislumbra uma evolução ensialica, com início do rifteamento logo após o estágio final da orogenia paleoproterozoica de 2,0 Ga (Macedo *et al.*, 1988; Sá, 1991; Sá *et al.*, 1995; Cavalcante, 1999).

A presente definição do Grupo Ipueirinha como uma bacia neoproterozoica de retroarco descarta sua correlação com o Grupo Orós, paleoproterozoico e riftogênico. Em contrapartida, o estudo sistemático desta unidade destacou suas semelhanças com a faixa de dobramentos Piancó-Alto Brígida, mais especificamente com a Faixa Rio Salgado (Brito Neves & Campos Neto, 2016). De fato, o espectro de zircões detríticos obtido para a Formação Caridade do Piauí é similar, não apenas ao da Faixa Rio Salgado, como também ao das principais bacias criogenianas/ediacarianas

na Província Borborema (Fig. 5.2), sugerindo que estas bacias possivelmente apresentam áreas-fonte ou até mesmo evoluções geológicas similares.

5.6. Implicações para a evolução geodinâmica da Província Borborema

O presente estudo do Grupo Ipueirinha não apenas fornece dados inéditos que podem auxiliar na compreensão do incógnito extremo oeste da Zona Transversal, como traz importantes informações acerca da evolução da Província Borborema como um todo.

Os dados isotópicos de Lu-Hf obtidos para zircões detríticos da Formação Caridade do Piauí revelam um processo progressivo de renovação crustal, atuante na Província Borborema ao longo de todo o Proterozoico e desenvolvido a partir de *inputs* de material mantélico juvenil. Ao comparar a evolução isotópica (Lu-Hf) dos zircões detríticos do Grupo Ipueirinha à evolução média da crosta continental formada entre 3,5 e 2,0 Ga (idade do embasamento da Província Borborema; evolução da crosta segundo Patchett *et al.*, 1981), percebe-se que os zircões detríticos arqueanos e paleoproterozoicos encontrados na Formação Caridade do Piauí poderiam ter se cristalizado a partir de magmas derivados exclusivamente da refusão de crosta continental (vide Capítulo 4). Em contrapartida, no Neoproterozoico, diversos zircões detríticos desta unidade plotam acima do campo de evolução da crosta arqueana/paleoproterozoica e abaixo da curva do manto depletado (DM), caracterizando a adição de material juvenil à Província Borborema naquele tempo. O aporte de material mantélico juvenil à Província Borborema no Neoproterozoico, registrado pelos zircões detríticos do Grupo Ipueirinha, poderia ser resultante da fusão de uma cunha mantélica sobreposta à placa subductante durante a geração do arco magmático de Tamboril-Santa Quitéria.

Ademais, o entendimento do Grupo Ipueirinha como uma bacia de retroarco associada ao arco magmático de Tamboril-Santa Quitéria estabelece uma conexão entre as subprovíncias Setentrional e Transversal da Província Borborema no Criogeniano. Portanto, a significação deste ambiente geotectônico corrobora a interpretação do Lineamento Patos como uma estrutura tardia de escape lateral de massa e desfavorece sua definição como um limite continental transformante acompanhado de subducção e magmatismo neocriogenianos/ediacarianos, conforme sugerido por Brito Neves *et al.* (2016).

Principalmente, a interpretação de uma sequência de retroarco (Grupo Ipueirinha, Zona Transversal) desenvolvida em associação com um grande sistema de arco (Complexo Tamboril-Santa Quitéria, Domínio Setentrional), em conjunto com outras evidências tais como remanescentes de crosta oceânica neoproterozoica (Caxito *et al.*, 2014c) e indícios geofísicos de antigas zonas de subducção (Padilha *et al.*, 2014), endossa a teoria de que os processos tradicionais de tectônica de placas estiveram ativos na Província Borborema durante o Neoproterozoico. Em contrapartida, este

conjunto de evidências refuta interpretações de que a evolução proterozoica da Província Borborema restringiu-se a um contexto ensialítico, no qual sedimentação, magmatismo e deformação transcorreram em ambiente intracontinental.

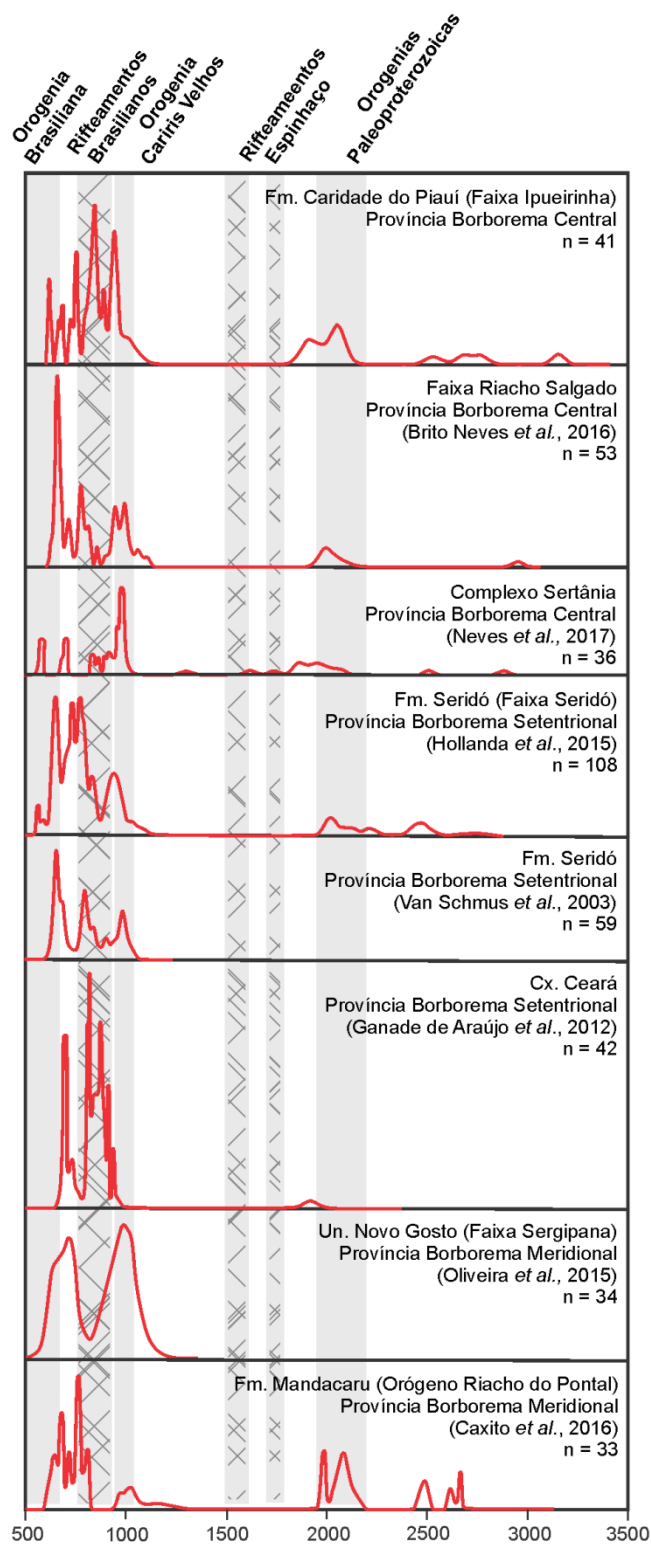


Figura 5.2. Dados de U-Pb em zircão detritico adquiridos para a Formação Caridade do Piauí, comparados àqueles disponíveis na literatura para outras bacias neoproterozoicas da Província Borborema.

5.7. Conclusões

O Grupo Ipueirinha, situado na Zona Transversal da Província Borborema, corresponde a uma sequência metavulcanossedimentar composta principalmente por sedimentos marinhos terrígenos, que incluem metarritmitos (com predominância local de fácies pelíticas ou psamíticas) e quartzitos, estes últimos interpretados como um leque submarino. Os metarritmitos desta unidade apresentam conteúdos elevados de plagioclásio e assinaturas químicas que os caracterizam como sedimentos pobremente retrabalhados, provenientes de áreas-fonte ígneas de composição félsica a intermediária. A sequência metassedimentar clástica do Grupo Ipueirinha está localmente associada a lentes de metamarga, metaultramafitos e pequenos volumes de metatufo riolítico.

Dados geocronológicos obtidos para esta unidade sugerem sedimentação e vulcanismo no período entre 626 e 591 Ma, e limitam a deformação e o metamorfismo do Grupo Ipueirinha ao intervalo de 591-565 Ma. Neste intervalo, toda a unidade foi submetida a quatro fases de deformação, bem como a condições metamórficas que variam de fácies xisto verde inferior a superior.

Os metatufos e metarritmitos pertencentes ao Grupo Ipueirinha exibem assinaturas químicas semelhantes àquelas de arcos magmáticos. A hipótese de um arco magmático proximal contribuindo para a sedimentação do Grupo Ipueirinha, levantada a partir da caracterização litoquímica e petrográfica desta unidade, é corroborada ainda por dados isotópicos de Lu-Hf e Sm-Nd. Além disso, os zircões detríticos da Formação Caridade do Piauí exibem idades e assinaturas isotópicas de Lu-Hf que remetem à evolução geológica do Complexo Tamboril-Santa Quitéria, situado na Província Borborema Setentrional.

Assim, sugere-se que a deposição do Grupo Ipueirinha transcorreu em uma bacia de retroarco associada ao arco de Tamboril-Santa Quitéria, um dos poucos registros magmáticos da tectônica convergente inicial que atuou na margem Gondwana Oeste da Província Borborema em tempos neoproterozoicos. Neste contexto, os metatufos riolíticos do Grupo Ipueirinha representariam o magmatismo de arco maduro do Complexo Tamboril-Santa Quitéria, enquanto os metaultramafitos da unidade Serpentinito Carnaubal corresponderiam, possivelmente, à crosta oceânica incipiente que um dia formou o assoalho da bacia Ipueirinha. Esta interpretação constitui ainda uma importante evidência de que os tradicionais processos de tectônica de placas estiveram ativos na Província Borborema ao longo do Neoproterozoico; e, assim, refuta a hipótese de que esta província teria se comportado como um único bloco coerente desde o Paleoproterozoico.

CAPÍTULO 6 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves, B.B. 1976. The upper Precambrian of South America. *Boletim IG/USP*, **7**: 45-80.
- Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves, B.B., Fuck, R.A. 1981. Brazilian Structural Provinces: An Introduction. *Earth Science Reviews*, **17**: 1-29.
- Barbosa, O., Baptista, M.B., Coelho, J.A.L. 1970. *Geologia econômica de parte da região do Médio São Francisco*. Rio de Janeiro, DNPM/DFPM, Boletim **140**, 97p.
- Basto, C.F.; do Vale, J.A.R. 2017. *Mapa Geológico do Grupo Ipueirinha, escala 1:100.000*. Teresina, CPRM.
- Bhatia, M.R., Taylor, S.R. 1981. Trace-element geochemistry and sedimentary provinces: a study from the Tasman Geosyncline, Australia. *Chemical Geol.*, **33**: 115-125.
- Bhatia, M.R. 1985. Rare earth element geochemistry of Australian Paleozoic greywackes and mudrocks: provenance and tectonic control. *Sedimentary Geol.*, **45**: 97-113.
- Bhatia, M.R., Crook, K.A.W. 1986. Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **92**: 181–193.
- Bittar, S.M.B. 1998. *Faixa Piancó-Alto Brígida: terrenos tectono-estratigráficos sob regimes metamórficos e deformacionais contrastantes*. PhD Thesis, Universidade de São Paulo, São Paulo, 126 p.
- Bizzi, L.A., Schobbenhaus, C., Vidotti, R.M., Gonçalves, J.H. (Org.). 2003. *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas e SIG*. Brasília, CPRM, 673 p.
- Black, L.P., Gulson, B.L. 1978. The age of the Mud Tank Carbonatite, Strangways Range, Northern Territory. *B.M.R. J. Austral. Geol. Geophys.*, **3**: 227–232.
- Brito Neves, B.B., Van Schmus, W.R., Santos, E.J., Campos Neto, M.C., Kozuch, M., 1995. O evento Cariris Velhos na Província Borborema: integração de dados, implicações e perspectivas. *Revista Brasileira de Geociências*, **25**: 279-296.
- Brito Neves, B.B. 1999. América do Sul: quatro fusões, quatro fissões e o processo acrescionário Andino. *Revista Brasileira de Geociências*, **29**: 379-392.
- Brito Neves, B.B., Santos, E.J., Van Schmus, W.R. 2000. Tectonic History of the Borborema Province. In: Cordani U.G., Milani E.J., Thomaz Filho A., Almeida D.A. (Eds.), *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, *31th International Geological Congress*, p. 151-182.

- Brito Neves, B.B., Van Schmus, W.R., Kozuch, M., Santos, E.J., Petronilho, L. 2005. A Zona Tectônica Teixeira Terra Nova – ZTTTN – fundamentos da geologia regional e isotópica. *Revista do Instituto de Geociências*, **5(1)**: 57-80.
- Brito Neves, B.B., Fuck, R.A., Pimentel, M.M. 2014. The Brasiliano collage in South America: a review. *Brazilian Journal of Geology*, **44(3)**: 493-518.
- Brito Neves, B. B., Campos Neto, M. C. 2016. A Faixa de dobramentos do Rio Salgado, norte-noroeste da Zona Transversal – Província Borborema (PB-CE). *Geologia USP, Série Científica*, **16(3)**: 3-17.
- Brito Neves, B.B., Santos, E.J., Fuck, R.A., Santos, L.C.M.L. 2016. Arco Magmático eoediacariano na porção setentrional da Zona Transversal, sub-província central da Província Borborema, nordeste da América do Sul. *Brazilian Journal of Geology*, **46(4)**: 491-508.
- Bucher, K., Grapes, R. 2011. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks (eighth ed)*. Berlin-Heiderberg, Springer-Verlag, 428 p.
- Bühn, B., Pimentel, M.M., Matteini, M., Dantas, E.L. 2009. High spatial resolution analysis of Pb and U isotopes for geochronology by lases ablation multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-MC-IC-MS). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **81(1)**: 99-114.
- Campos Neto, M.C., Brito Neves, B.B., Bittar, S.M.B. 1994. Domínio tectônico Rio Pajeú- Província Borborema: orogêneses superpostas no ciclo Brasiliano/Pan Africano, in: Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Camboriú, *Boletim de resumos expandidos*, **1**: p. 221-222.
- Cavalcante, J.C. 1999. *Limites e evolução geodinâmica do Sistema Jaguaribeano, Província Borborema, Nordeste do Brasil*. MS dissertation, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 194 p.
- Caxito, F.A., Dantas, E.L., Stevenson, R., Uhlein, A. 2014a. Detrital zircon (U–Pb) and Sm–Nd isotope studies of the provenance and tectonic setting of basins to collisional orogens: the case of the Rio Preto fold belt on the northwest São Francisco Craton margin, NE Brazil. *Gondwana Research*, **26**: 741–754.
- Caxito, F.A., Uhlein, A., Dantas, E.L. 2014b. The Afeição augen-gneiss Suite and the record of the Cariris Velhos Orogeny (1000-960 Ma) within the Riacho do Pontal fold belt, NE Brazil. *J. South Am. Earth Sci.*, **51**: 12-27.

- Caxito, F.A., Uhlein, A., Stevenson, R., Uhlein, G.J. 2014c. Neoproterozoic oceanic crust remnants in northeast Brazil. *Geology*, **42**: 387-390.
- Caxito, F.A., Uhlein, A., Dantas, E.L., Stevenson, R., Pedrosa-Soares, A.C. 2015. Orosirian (ca. 1.96 Ga) mafic crust of the northwestern São Francisco Craton margin: Petrography, geochemistry and geochronology of amphibolites from the Rio Preto fold belt basement, NE Brazil. *J. South Am. Earth Sci.*, **59**: 95-111.
- Caxito, F.A., Uhlein, A., Dantas, E.L., Stevenson, R., Salgado, S.S., Dussin, I.A., Sial, A.N. 2016. A complete Wilson Cycle recorded within the Riacho do Pontal Orogen, NE Brazil: Implications for the Neoproterozoic evolution of the Borborema Province at the heart of West Gondwana. *Precambrian Research*, **282**: 97-120.
- Chu, N.C., Taylor, R.N., Chavagnac, V., Nesbitt, R.W., Boella, R.M., Milton, J.A., German, C.R., Bayon, G., Burton, K. 2002. Hf isotope ratio analysis using multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry: an evaluation of isobaric interference corrections. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, **17**: 1567-1574.
- Dantas, E.L., Hackspacher, P.C., Van Schmus, W.R., Neves, B.B.B. 1998. Archean accretion in the São José do Campestre Massif, Borborema Province, Northeast Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **28(2)**: 221-228.
- Dantas, E.L., Van Schmus, W.R., Hackspacher, P.C., Fetter, A.H., Brito Neves, B.B., Cordani, U., Nutman, A.P., Williams, I.S. 2004. The 3.4-3.5 Ga São José do Campestre massif, NE Brazil: remnants of the oldest crust in South America. *Precambrian Research*, **130**: 113-137.
- Dantas, E.L., Souza, Z.S., Wernicke, E., Hackspacher, Martin, H., Xiaodong, L. 2013. Crustal growth in the 3.4 to 2.7 Ga São José de Campestre Massif, Borborema Province, NE Brazil. *Precambrian Research*, **227**: 120-156.
- De Paolo, D.J. 1981. A neodymium and strontium isotopic study of the Mesozoic calc-alkaline granitic batholiths of the Sierra Nevada and Peninsular Ranges, California. *Journal of Geophysical Research*, **86**: 10470–10488.
- Dhuime, B., Hawkesworth, C., Cawood, P. 2011. When continents formed. *Science*, **331**: 154-155.
- Ebert, H. 1970. The Precambrian geology of the “Borborema”-Belt (States of Paraíba and Rio Grande do Norte; northeastern Brazil) and the origin of its mineral provinces. *Geol. Rundsch.*, **59(3)**: 1292–1326.

- Fetter, A.H., Van Schmus, W.R., Santos, T.J.S., Nogueira Neto, J.A., Arthaud, M.H. 2000. U-Pb and Sm-Nd geochronological constraints on the crustal evolution of basement architecture of Ceará state, NW Borborema province, NE Brazil: implications for the existence of the Paleoproterozoic supercontinent 'Atlantica'. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**: 102-106.
- Fetter, A.H., Santos, T.J.S., Van Schmus, W.R., Hackspacher, P.C., Brito Neves, B.B., Arthaud, M.H., Nogueira Neto, J.A., Wernick, E. 2003. Evidence for Neoproterozoic continental arc magmatism in the Santa Quitéria Batholith of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: implications for the assembly of west Gondwana. *Gondwana Research*, **6**: 265-273.
- Floyd P.A., Leveridge B.E., 1987. *Tectonic environment of the Devonian Gramscatho basin, south Cornwall: Framework mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones*. London, Geological Society Special Publication 144, p. 531-542.
- Ganade de Araujo, C.E.G., Cordani, U.G., Basei, M.A., Castro, N.A., Sato, K., Sproesser, W.M. 2012. U-Pb detrital zircon provenance of metasedimentary rocks from the Ceará Central and Médio Coreau Domains, Borborema Province, NE-Brazil: tectonic implications for a long-lived Neoproterozoic active continental margin. *Precambrian Research*, **206**: 36-51.
- Ganade de Araujo, C.E., Weinberg, R.F, Cordani, U.G. 2013. Extruding the Borborema Province (NE- Brazil): a two- stage Neoproterozoic collision process. *Terra Nova*, **26(2)**: 157-168.
- Ganade de Araujo, C.E., Rubatto, D., Hermann, J., Cordani, U.G., Caby, R., Basei, M.A. 2014a. Ediacaran 2,500-km-long synchronous deep continental subduction in the West Gondwana Orogen. *Nat. Commun.*, **5**.
- Ganade de Araújo, C. E., Cordani, U. G., Weinberg, R. F., Basei, M. A. S., Armstrong, R., Sato, K. 2014b. Tracing Neoproterozoic subduction in the Borborema Province (NE-Brazil): Clues from U-Pb geochronology and Sr-Nd-Hf-O isotopes on granitoids and migmatites. *Lithos*, **202-203**: 167-189.
- Gerdes, A., Zeh, A. 2006. Combined U-Pb and Hf isotope LA-(MC)-ICP-MS analyses of detrital zircons: comparison with SHRIMP and new constraints for the provenance and age of an Armorican metasediment in Central Germany. *Earth and Planetary Science Letters*, **249**: 47-61.

- Gioia, S.M.C.L., Pimentel, M.M. 2000. The Sm-Nd isotopic method in the Geochronology Laboratory of the University of Brasília. *Anais da Academia Brasília de Ciências*, **72(2)**: 219-245.
- Gomes, J.R.C. 2000. *Mapa Geológico da Folha Jaguaribe-SW (SB.24-Y), escala 1:500.000*. Texto explicativo. Brasília, MME-CPRM, Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil.
- Gonçalves, G.O. 2015. *Desenvolvimento de padrão para geocronologia U-Pb e traçador isotópico Sm- Nd em monazita por LA-ICP-MS, Orógeno Araçuaí, leste do Brasil*. MS dissertation, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 193 p.
- Gonçalves, J.H. (org.). 2006. Mapa geológico do estado do Piauí, escala 1:1.000.000. Teresina, CPRM, 2006.
- Gorton, M.P., Schandl, E.S. 2000. From continents to island arcs: A geochemical index of tectonic setting for arc-related and within-plate felsic to intermediate volcanic rocks. *The Canadian Mineralogist*, **38**: 1065-1073.
- Guimarães, I.P., Van Schmus, W.R., Brito Neves, Bittar, S.M.B., Da Silva Filho, A.F., Armstrong, R. 2012. U-Pb zircon ages of orthogneisses and supracrustal rocks of the Cariris Velhos belt: onset of Neoproterozoic rifting in the Borborema Province, NE Brazil. *Precambrian Research*, **192-195**: 52-77.
- Harris, N.B.W., Pearce, J.A., Tindle, A.G. 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: M.P. Coward, A.C. Ries (Eds.), *Collision Tectonics*. London, Geological Society Special Publication 19, p. 67-81.
- Hiess, J., Condon, D.J., McLean, N., Noble, S.R., 2012. $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ systematics in terrestrial uranium-bearing minerals. *Science*, **335**: 1610–1614.
- Hollanda, M.H.M.B., Archanjo, C.J., Bautista, J.R., Souza, L.C. 2015. Detrital zircon ages and Nd isotope compositions of the Seridó and Lavras da Mangabeira basins (Borborema Province, NE Brazil): Evidence for exhumation and recycling associated with a major shift in sedimentary provenance. *Precambrian Research*, **258**: 186-207.
- IBGE - Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. 2010. Resultado dos Dados Preliminares do Censo Demográfico. <https://censo2010.ibge.gov.br/resultados.html>. Acessado em 23/04/2018.

- Jackson, S.E., Pearson, N.J., Griffin, W.L., Belousova, E.A. 2004. The application of laser ablation-inductively coupled plasma mass spectrometry to in situ U-Pb zircon geochronology. *Chemical Geol.*, **211**: 47–69.
- Kozuch M. 2003. *Isotopic and trace element geochemistry of Early Neoproterozoic Gneissic and Metavolcanic rocks of the Cariris Velhos of the Borborema Province, Brazil, and their bearing on Tectonic setting*. PhD Thesis, Department of Geology, University of Kansas, Lawrence, USA, 199 p.
- Le Maitre, R.W. 1989. *A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of igneous rocks*. Blackwell, Oxford, 193 p.
- Liu, Z.C., Wu, F.Y., Yang, Y.H., Yang, J.H., Wilde, S.A. 2012. Neodymium isotopic compositions of the standard monazites used in U-Th-Pb geochronology. *Chemical Geol.*, **334**: 221-239.
- Ludwig, K. R. 2012. *Isoplot /Ex Version 4: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel*. Berkeley,
- Macedo, M.H.F., Sá, J.M., Kawashita, K. 1988. A idade da Faixa Orós: dados preliminares. *Revista Brasileira de Geociências*, **18(3)**: 362-368.
- McLennan, S.M., Taylor, S.R., McCulloch, M.T., Maynard, J.B. 1990. Geochemical and Nd-Sr isotopic composition of deep-sea turbidites: Crustal evolution and plate tectonic associations. *Geochimica Et Cosmochimica Acta*, **54**: 2015–2050.
- McLennan, S.M., Bock, B., Hemming, S.R., Hurowitz, J.A., Steven, M.L., McDaniel, D.K. 2003. The roles of provenance and sedimentary processes in the geochemistry of sedimentary rocks, in: Lentz, D.R., (Eds.), *Geochemistry of sediments and sedimentary rocks: evolutionary considerations to mineral deposit-forming environments*. Ottawa, Geological Association of Canada, 184p.
- Medeiros V.C. 2004. *Evolução geodinâmica e condicionamento estrutural dos terrenos Piancó-Alto Brígida e Alto Pajeú, Domínio da Zona Transversal, NE do Brasil*. PhD Thesis, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 200 p.
- Medeiros, V.C., Jardim de Sá, E. F. 2009. O Grupo Cachoeirinha (Zona Transversal, NE do Brasil) redefinição e proposta de formalização. *Revista de Geologia*, **22(2)**: 124-136.

- Melo F., Vasconcelos A. M. 1991. *Mapa Geológico da Folha Patos (SC.24-V-A-V), escala 1:100.000*. Brasília, DNPM/CPRM, Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil.
- Metz, J.M., Mahood, G.A. 1991. Development of the Long Valley, California, magma chamber record in precaldera rhyolite lavas of glass Mountain. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **106(3)**: 379-397.
- Morel, M.L.A., Nebel, O., Nebel-Jacobsen, Y.J., Miller, J.S., Vroon, P.Z. 2008. Hafnium isotope characterization of the GJ-1 zircon reference material by solution and laser-ablation MC-ICPMS. *Chemical Geol.*, **255**: 231-235.
- Neves S.P. 2003. Proterozoic history of the Borborema province (NE Brazil): Correlations with neighboring cratons and Pan-African belts and implications for the evolution of western Gondwana. *Tectonics*, **22**: 1031-1045.
- Neves, S.P., Bruguier, O., Vauchez, A., Bosch, D., Silva, J.M.R., Mariano, G. 2006. Timing of crust formation, deposition of supracrustal sequences, and Transamazonian and Brasiliano metamorphism in the East Pernambuco belt (Borborema Province, NE Brazil): implications for western Gondwana assembly. *Precambrian Research*, **149**: 197–216.
- Neves S.P., Bruguier O., Silva J.M.R., Bosch D., Alcantara V.C., Lima C.M. 2009. The age distributions of detrital zircons in metasedimentary sequences in eastern Borborema Province (NE Brazil): evidence for intracontinental sedimentation and orogenesis? *Precambrian Research*, **175**: 187-205.
- Neves, S.P. 2015. Constraints from zircon geochronology on the tectonic evolution of the Borborema Province (NE Brazil): Widespread intracontinental Neoproterozoic reworking of a Paleoproterozoic accretionary orogeny. *J. South Am. Earth Sci.*, **58**: 150-164.
- Neves, S.P., Silva, J. M. R., Bruguier, O. 2017. Geometry, kinematics and geochronology of the Sertânia Complex (central Borborema Province, NE Brazil): Assessing the role of accretionary versus intraplate processes during West Gondwana assembly. *Precambrian Research*, **298**: 552-571.
- Oliveira, E.P., McNaughton, N.J., Windley, B.f., Carvalho, M.J., Nascimento, R.S. 2015. Detrital zircon U–Pb geochronology and whole-rock Nd-isotope constraints on sediment provenance in the Neoproterozoic Sergipano orogen, Brazil: From early passive margins to late foreland basins. *Tectonophysics*, **662**: 183-194.

- Padilha, A.L., Vitorello, I., Pádua, M.B., Bologna, M.S. 2014. Electromagnetic constraints for subduction zones beneath the northwest Borborema province: evidence for Neoproterozoic island arc–continent collision in northeast Brazil. *Geology*, **42(1)**: 91–94.
- Parente, C.V., Arthaud, M.H. 1995. O sistema Orós- Jaguaribe no Ceará, NE do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, **25(24)**: 297-306.
- Passchier, C.W. 1982. Mylonitic deformation in the Saint-Barthélemy Massif, French Pyrenees, with emphasis on the genetic relationship between ultramylonite and pseudotachylyte. *GUA Papers of Geology Series*, **1(16)**: 1–173.
- Patchett, P.J., Tatsumoto, M. 1980. A routine high-precision method for Lu–Hf isotope geochemistry and chronology. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **75**: 263-267.
- Patchett, P.J., Kouvo, O., Hedge, C.E., Tatsumoto, M. 1981. Evolution of continental crust and mantle heterogeneity: evidence from Hf isotopes. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **78**: 279-297.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W., Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrology*, **25**: 956–983.
- Pearce, J.A., Parkinson, I.J. 1993. Trace element models for mantle melting: application to volcanic arc petrogenesis. In: Prichard H.M., Alabaster T., Harris N.B.W., Neary C.R. (eds.), *Magmatic processes and plate tectonics*. London, Geological Society Special Publication **76**, pp. 373–403.
- Pryer, L.L. 1993. Microstructures in feldspars from a major crustal thrust zone: the Grenville Front, Ontario, Canada. *J. Structural Geol.*, **15**: 21–36.
- Ramsay, J.G., 1967. *Folding and Fracturing of Rocks*. McGraw-Hill, New York, 568 p.
- Reiners, P.W., Carlson, R.W., Renne, P.R., Cooper, K.M., Granger, D.E., McLean, N, M., Schoene, B. 2018. *Geochronology and Thermochronology*, first ed. John Wiley and Sons Ltd., Hoboken, 480 p.
- Ribeiro, J. A, Vasconcelos, A. M. 1991. *Mapa Geológico da Folha Simões (SC.24-V-A-V), escala 1:100.000*. Brasília, DNPM/CPRM, Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil.
- Rickwood, P.C. 1989. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. *Lithos*, **22**: 247-263.
- Roser, B.P., Cooper, R.A., Nathan, S., Tulloch, A.J. 1996. Reconnaissance sandstone geochemistry, provenance, and tectonic setting of the lower Paleozoic terranes of the West

- Coast and Nelson, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, **39**: 1–16.
- Rubatto, D. 2002. Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U–Pb ages and metamorphism. *Chemical Geol.*, **184**: 123-138.
- Sá, J.M., 1991. *Evolution géodynamique de la ceinture protérozoïque d'Orós, Nord-Est du Brésil*. PhD Thesis, Université de Nancy I, Lorraine, France, 117p.
- Sá, J.M., McReath, I., Leterrier, J. 1995. Petrology, geochemistry and geodynamic setting of Proterozoic igneous suites of the Orós fold belt (Borborema Province, Northeast Brazil). *J. South Am. Earth Sci.*, **8(3/4)**: 299-314.
- Salgado, S.S., Ferreira Filho, C.F., Caxito, F.A., Uhlein, A., Dantas, E.L., Stevenson, R. 2016. The Ni-Cu-PGE mineralized Brejo Seco mafic-ultramafic layered intrusion, RPO: onset of Tonian (ca. 900 Ma) continental rifting in Northeast Brazil. *J. South Am. Earth Sci.*, **70**: 324–339.
- Santos, E.J. 1996. Ensaio preliminar sobre terrenos e tectônica acrescionária na Província Borborema. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Salvador, *Anais*, vol. 6, p. 47-50.
- Santos E.J., Oliveira R.G., Paiva I.P. 1997. Terrenos no Domínio Transversal da Província Borborema: controles sobre acreção e retrabalhamento crustais ao sul do lineamento Patos. In: Simpósio de Geologia do Nordeste, 7, SBG-NE, Fortaleza, *Anais*, p.141-144.
- Santos, E.J., Van Schmus, W.R., Kozuch, M., Brito Neves, B.B. 2010. The Cariris Velhos tectonic event in Northeast Brazil. *J. South Am. Earth Sci.*, **29**: 61-76.
- Santos, E.J., Souza Neto, J.A., Silva, M.R.R., Beurlen, H., Cavalcanti, J.A.D., Silva, M.G., Costa, A.F., Santos, L.C.M.L., Santos, R.B. 2014. Metalogênese das porções norte e central da Província Borborema. In: Silva, M.G, Neto, M.B.R., Jost, H., Kuyumijan, R.M. (Eds), *Metalogênese das Províncias Tectônicas Brasileiras*. Brasília, CPRM p. 343-388.
- Santos, M. M., Lana, C., Scholz, R., Buick, I., Schmitz, M. D., Kamo, S. L., Gerdes, A., Corfu, F., Tapster, S., Lancaster, P., Storey, C. D., Basei, M. A. S., Tohver, E., Alkmim, A., Nalini, H., Krambrock, K., Fantini, C., Wiendenbeck, M. 2017. A New Appraisal of Sri Lankan BB Zircon as a Reference Material for LA-ICP-MS U-Pb Geochronology and Lu-Hf Isotope Tracing. *Geostandards and Geoanalytical Res.*, **41(3)**: 335-358.
- Shand S.J. 1947. *Eruptive Rocks*, third ed. Hafner Publishing Company, New York, 488 p.

- Sial, A.N., and Ferreira, V.P. 2016. Magma associations in Ediacaran granitoids of the Cachoeirinha–Salgueiro and Alto Pajeú terranes, northeastern Brazil: Forty years of studies. *J. South Am. Earth Sci.*, **68**: 113-136.
- Silva, L.C., Armstrong, R., Pimentel, M.M., Scandolara, G.R., Wildner, W., Angelim, L.A.A., Vasconcelos, A.M., Rizzoto, G., Quadros, M.L.E.S., Sander, A., Rosa, A.L.Z. 2002. Reavaliação da evolução geológica em terrenos pré-cambrianos brasileiros com base em novos dados U-Pb SHRIMP, parte III: Províncias Borborema, Mantiqueira Meridional e Rio Negro-Juruema. *Revista Brasileira de Geociências*, **32(4)**: 529-544.
- Sláma, J., Košler, J., Condon, D.J., Crowley, J.L., Gerdes, A., Hanchar, J.M., Horstwood, M.S.A., Morris, G.A., Nasdala, L., Norberg, N., Schaltegger, U., Schoene, B., Tubrett, M.N., Whitehouse, M.J. 2008. Plešovice zircon – a new natural reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis. *Chemical Geol.*, **249**: 1-35.
- Stern, R.A. 1997, The GSC sensitive high-resolution ion microprobe (SHRIMP): Analytical techniques of zircon U-Th-Pb age determinations and performance evaluation. *Geological Survey of Canada Current Research 1997-F, Radiogenic Age and Isotopic Studies*, **10**: 1–31.
- Sun S.S., McDonough W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes, in: Saunders A.D. & Norris M.J. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*. London, Geological Society Special Publication, **42**, pp. 313-345.
- Tanaka, T., S. Togashi, H. Kamioka, H. Amakawa, H. Kagami, T. Hamamoto, M. Yuhara, Y. Orihashi, S. Yoneda, H. Shimizu, T. Kunimaru, K. Takahashi, T. Yanagi, T. Nakano, H. Fujimaki, R. Shinjo , Y. Asahara, M. Tanimizu, and C. Dragusanu. 2000. JNdi-1: a neodymium isotopic reference in consistency with Lajolla neodymium. *Chemical Geol.*, **168**: 279-281.
- Thompson, R.N., Morrison, M.A., Hendry, G.L., Parry, S.J. 1984. An assessment of the relative roles of a crust and mantle in magma genesis: an elemental approach. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, **310**: 549-590.
- Trompette, R.R. 1994. *Geology of Western Gondwana (2000-500 Ma). Pan-African-Brasiliano aggregation of South America and Africa*. Rotterdam, Balkema, 350 p.
- Valeriano, C.M., Vaz, G.S., Medeiros, S.R., Neto, C.C.A., Ragatky, C.D. 2008. The Neodymium isotope composition of the JNdi-1 oxide reference material: results from the LAGIR

Laboratory, Rio de Janeiro. Proceedings of the VI South American Symposium on Isotope Geology, San Carlos de Bariloche, Anais, CD-ROM, p. 1-2.

Van Schmus, W.R., Brito Neves, B.B., Hackspacher, P., Babinski, M., 1995. U/Pb and Sm/Nd geochronologic studies of the eastern Borborema Province, Northeastern Brazil: initial conclusions. *J. South Am. Earth Sci.*, **8**: 267-288.

Van Schmus, W.R., Brito Neves, B.B., Hackspacher, P.C., Babinski, M., Fetter, A.H., Dantas, E.L. 1995b. Neoproterozoic and late Mesoproterozoic sedimentary and volcanic sequences in the Borborema Province, NE Brazil, in: Simpósio de Geologia do Nordeste, 16, Recife, *Anais*, **14**, pp. 391–393.

Van Schmus, W. R., Brito Neves, B. B., Williams, I. S., Hackspacher, P. C., Fetter, A. H., Dantas, E. L., Babinski, M. 2003. The Seridó Group of NE Brazil, a late Neoproterozoic pre- to syn-collisional basin in West Gondwana: insights from SHRIMP U-Pb detrital zircon ages and Sm-Nd crustal residence (TDM) ages. *Precambrian Research*, **127**: 287-327.

Van Schmus, W.R., Oliveira, E.P., Da Silva Filho, A.F., Toteu, S.F., Penaye, J., Guimarães, I.P. 2008. *Proterozoic links between the Borborema Province, NE Brazil, and the Central African Fold Belt*. London, Geological Society Special Publication, **294**, p. 69–99.

Van Schmus, W.R., Kozuch, M., Brito Neves, B.B. 2011. Precambrian history of the Zona Transversal of the Borborema Province, NE Brazil: insights from Sm-Nd and U-Pb geochronology. *J. South Am. Earth Sci.*, **31**: 227-252.

Vasconcelos, A.M., Prado, F.S., Gomes, F.E.M.G. 1997. *Mapa Geológico da Folha Iguatu SB 24-Y-B., escala 1:250.000*. Fortaleza, CPRM.

Wiedenbeck, M., Allé, P., Corfu, F., Griffin, W.L., Meier, M., Oberli, F., von Quadt, A., Roddick, J.C. and Spiegel, W. 1995. Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses. *Geostandards Newsletter*, 19: 1-23.

ANEXO 1 – SUPPLEMENTARY DATA

**ARTIGO “AN EDIACARAN BACK-ARC BASIN PRESERVED IN THE
BORBOREMA PROVINCE: EVIDENCE FROM GEOCHEMISTRY,
GEOCHRONOLOGY AND ISOTOPE SYSTEMATICS OF THE
IPUEIRINHA BELT, NE BRAZIL”**

Table S1. Litochemical data for Ipueirinha Group samples.

	Caridade do Piauí Formation Metarhyolites												Cacimbas Formation Quartzites					Barroão Formation Metarhyolites							
	CB-R-21	CB-R-41	CB-R-53A	CB-R-54	CB-R-55	CB-R-58	CB-R-61	CB-R-237	CB-276	DS-R-43	DS-R-47	DS-R-49	Average metawacke	CB-R-131	CB-R-25	JR-R-282B	CB-R-160	Average quartzite	JR-R-094	JR-R-133B	JR-R-134B	JR-R-135A	JR-R-135B	JR-R-199	Average metarhyolite
SiO2	68.10	67.03	57.60	70.80	68.30	68.80	66.80	67.82	66.10	65.60	71.70	67.20	67.15	95.40	92.60	94.10	92.60	93.68	75.55	76.47	73.10	72.20	75.83	74.20	74.56
TiO2	0.59	0.78	1.01	0.61	0.76	0.74	0.84	0.88	0.80	0.77	0.71	0.88	0.78	0.09	0.10	0.09	0.13	0.10	0.08	0.07	0.06	0.07	0.07	0.08	0.07
Al2O3	12.90	13.72	18.20	12.90	13.50	14.30	12.20	15.27	14.41	15.10	12.20	14.20	14.08	181	2.17	2.27	3.18	2.36	14.99	14.94	14.30	15.10	14.23	14.70	14.71
Fe2O3	6.52	5.80	8.49	5.77	6.09	5.85	6.15	7.15	5.88	6.35	5.60	6.52	6.35	2.28	1.79	2.09	2.29	2.11	1.92	1.40	1.67	1.58	1.16	1.22	1.49
MgO	2.52	2.55	4.11	2.54	2.88	2.76	2.45	3.55	2.77	3.29	2.43	2.92	2.90	0.18	0.76	0.18	<0.1	0.37	0.07	0.13	0.12	<0.1	0.04	<0.1	0.09
MnO	0.11	0.10	0.12	0.09	0.12	0.11	0.14	0.12	0.10	0.09	0.07	0.09	0.11	0.03	0.06	0.11	0.02	0.06	0.04	0.03	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02
CaO	1.82	2.00	0.79	0.56	0.95	0.71	2.55	1.07	2.11	1.43	0.83	1.12	1.33	0.56	1.10	0.41	0.05	0.53	0.22	0.34	0.61	0.29	0.14	0.18	0.30
Na2O	186	3.66	2.77	4.21	4.03	4.74	3.41	2.97	4.57	3.56	1.81	3.57	3.51	0.39	1.06	0.90	<0.1	0.78	5.04	5.04	5.02	5.47	4.96	5.29	5.14
K2O	163	162	3.31	0.83	1.19	0.88	1.12	1.98	1.23	1.64	2.18	1.65	1.61	0.17	0.04	0.08	1.15	0.36	5.27	5.12	4.75	4.56	4.11	4.32	4.69
P2O5	0.16	0.15	0.25	0.17	0.20	0.18	0.17	0.17	0.17	0.23	0.18	0.21	0.19	0.09	0.03	0.05	0.02	0.05	<0.01	<0.01	0.02	0.02	0.03	<0.01	0.02
Cr2O3	0.02	0.02	0.02	-	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.03	0.02	0.03	0.02	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
LOI	2.97	3.02	3.54	1.73	2.06	1.96	3.08	2.79	2.87	2.94	2.76	2.54	2.69	0.26	1.50	0.59	0.42	0.69	0.43	0.36	0.28	0.20	0.32	0.23	0.30
Total	100.20	100.45	100.21	100.21	100.10	101.05	98.94	103.79	101.03	101.03	100.49	100.93	100.70	101.26	101.21	100.87	99.86	100.80	103.61	103.90	99.95	99.50	100.91	100.24	101.35
Be	150	2.20	2.20	0.90	1.40	1.20	1.30	2.40	2.20	1.70	1.90	1.60	1.71	0.10	0.10	0.20	0.70	0.28	3.80	3.30	2.9	3.1	2.60	3	3.12
Ni	50.00	44.00	79.00	46.00	61.00	48.00	47.00	68.00	49.00	75.00	48.00	64.00	56.58	23.00	8.00	15.00	17.00	15.75	14.00	12.00	11.00	<5	<5	8.00	11.25
Sc	16.90	15.20	20.80	16.40	18.60	13.70	19.70	20.30	17.30	19.10	15.50	20.80	17.86	1.00	1.90	1.60	1.80	1.58	1.70	1.80	1.60	1.10	0.80	1.10	1.35
V	89.00	75.00	148.00	78.00	100.00	89.00	99.00	117.00	85.00	99.00	90.00	105.00	97.83	11.00	1.00	5.00	8.00	6.25	4.00	4.00	5.00	7.00	6.00	4.00	5.00
Cs	2.67	2.50	5.47	0.87	1.48	0.98	1.72	4.02	2.54	1.87	3.47	2.77	2.53	0.23	0.06	0.08	0.67	0.26	1.34	0.81	0.67	0.50	0.93	0.62	0.81
Ba	330.00	441.00	770.00	211.00	442.00	217.00	393.00	414.00	361.00	305.00	408.00	418.00	392.50	206.00	19.00	109.00	128.00	115.50	2743	2490	2336	2185	1425	1920	2174.83
Rb	53.70	47.00	100.10	23.60	36.90	25.30	35.30	59.40	37.90	49.30	68.70	51.00	49.02	6.40	15.0	2.80	25.30	9.00	114	102	108	81	84.00	119	101.25
Sr	1140	114.30	98.00	103.40	143.80	142.40	244.30	123.90	137.60	130.10	81.60	168.20	139.08	133.30	70.80	32.70	31.10	66.98	502	591	487	519	206.90	595	483.45
Hf	3.60	4.82	5.77	3.73	4.52	4.05	5.16	4.79	5.04	4.62	4.65	5.66	4.70	2.21	3.15	2.14	2.62	2.53	4.34	4.03	4.04	4.32	4.38	4.63	4.29
Zr	13190	122.40	199.40	127.80	171.70	148.30	199.70	138.00	107.40	170.60	171.90	216.90	158.83	108.00	126.80	96.50	119.40	112.68	120	111	129	124	103.40	140	121.43
Y	28.47	27.29	35.09	31.14	29.36	24.24	31.34	30.55	28.33	27.96	22.44	31.16	28.95	4.42	4.72	8.00	8.27	6.35	10.92	12.57	12.26	17.31	11.75	13.89	13.12
Ta	0.61	0.49	1.16	0.75	0.66	0.58	0.60	0.61	0.47	0.44	0.67	0.44	0.62	<0.05	0.18	<0.05	<0.05	0.18	0.82	0.77	0.91	0.98	1.13	1.20	0.97
Nb	8.30	7.21	10.01	5.97	6.78	6.15	7.40	7.99	7.27	7.91	10.49	7.64	7.76	1.57	2.13	1.43	1.62	1.69	13.67	12.33	13.20	15.96	15.08	17.23	14.58
Ga	14.00	14.30	23.90	13.40	15.40	15.60	14.50	16.50	14.00	17.20	14.60	14.60	15.67	2.40	1.70	2.30	4.10	2.63	17.0	16.0	19.1	19.5	17.00	20.3	18.15
Cu	44.00	32.00	40.00	26.00	29.00	21.00	31.00	36.00	29.00	38.00	35.00	28.00	32.42	6.00	10.00	5.00	<5	7.00	7.00	<5	15.00	15.00	7.00	<5	11.00
Zn	88.00	73.00	15.00	75.00	84.00	75.00	74.00	98.00	75.00	75.00	69.00	75.00	81.33	6.00	9.00	13.00	10.00	9.50	26.0	19.0	10.0	8.0	4.00	9.0	12.67
Pb	27.90	6.00	3.90	2.20	7.40	9.70	9.00	8.30	9.60	6.00	3.50	7.00	8.38	5.50	3.70	6.90	5.90	5.50	58.2	51.1	32.9	15.8	20.80	27.0	34.30
Th	6.50	6.10	9.20	5.10	5.60	5.00	7.60	6.50	5.80	5.90	8.90	5.90	6.51	1.50	2.80	1.10	4.30	2.43	10.50	9.40	9.70	14.30	15.80	14.20	12.32
U	156	173	2.49	154	151	148	148	2.16	174	167	2.41	195	181	0.36	0.49	0.33	0.50	0.42	2.88	2.61	2.94	2.95	4.03	3.06	3.08
Co	15.40	12.70	23.90	13.30	16.10	15.10	16.20	18.40	13.70	17.40	12.50	15.70	15.87	3.10	2.50	9.10	2.80	4.38	2.60	1.30	3.80	2.10	0.90	3.60	2.38
La	20.60	24.40	13.20	52.70	21.20	13.60	31.40	30.50	27.90	27.10	23.50	21.30	25.62	13.80	8.60	16.50	9.40	12.08	14.80	13.10	9.30	9.10	16.20	7.70	11.70
SiO2/Al2O3	5.28	4.89	3.16	5.49	5.06	4.81	5.48	4.44	4.59	4.34	5.88	4.73	4.85	52.71	42.67	41.45	29.12	41.49	5.04	5.12	5.11	4.78	5.33	5.05	5.07
Th/U	4.17	3.53	3.69	3.31	3.71	3.38	5.14	3.01	3.33	3.53	3.69	3.03	3.63	4.17	5.71	3.33	8.60	5.45	3.65	3.60	3.30	4.85	3.92	4.64	3.99
Th/Sc	0.38	0.40	0.44	0.31	0.30	0.36	0.39	0.32	0.34	0.31	0.57	0.28	0.37	1.50	1.47	0.69	2.39	1.51	6.18	5.22	6.06	3.80	19.75	12.91	10.52
Zr/Sc	7.80	8.05	9.59	7.79	9.23	10.82	10.14	6.80	6.21	8.93	11.09	10.43	8.91	108.00	66.74	60.31	66.33	75.35	70.71	61.78	80.69	113.00	129.25	127.64	97.18
La/Sc	1.22	1.61	0.63	3.21	1.14	0.99	1.59	1.50	1.61	1.42	1.52	1.02	1.46	13.80	4.53	10.31	5.22	8.47	8.71	7.28	5.81	8.27	20.25	7.00	9.55
La/Th	3.17	4.00	1.43	10.33	3.79	2.72	4.13	4.69	4.81	4.59	2.64	3.61	4.16	9.20	3.07	15.00	2.19	7.36	1.41	1.39	0.96	0.64	1.03	0.54	0.99

Table S2. Rare earth elements data for Ipueirinha Group samples.

	Caridade do Piauí metarhythmites												Cacimbas Formation quartzites					Barroão Formation metarhyolites							
	CB-R-21	CB-R-41	CB-R-53A	CB-R-54	CB-R-55	CB-R-58	CB-R-61	CB-R-237	CB-R-276	DS-R-43	DS-R-47	DS-R-49	Average metawacke	CB-R-131	CB-R-25	JR-R-282B	CB-R-160	Average quartzite	JR-R-094	JR-133-B	JR-R-134B	JR-R-135A	JR-R-135B	JR-R-199	Average metarhyolite
La	21.40	24.40	25.60	59.80	26.40	23.90	40.90	30.50	27.90	31.40	29.20	26.60	30.67	15.00	9.50	16.50	11.30	13.08	14.80	13.10	9.30	9.10	16.20	7.70	11.70
Ce	42.00	41.80	56.30	35.30	64.00	39.80	51.50	51.80	44.50	47.10	53.90	44.50	47.71	31.70	16.00	24.00	20.70	23.10	22.80	21.30	18.70	17.70	21.50	21.40	20.57
Pr	5.02	5.22	6.83	11.03	6.85	5.88	8.66	6.55	6.18	6.80	6.33	6.22	6.80	3.31	1.75	3.10	2.27	2.61	2.47	2.13	1.94	2.10	2.91	1.70	2.21
Nd	20.60	20.80	29.80	46.00	29.30	25.40	36.90	25.70	24.20	28.30	25.70	25.90	28.22	12.40	6.60	11.50	8.30	9.70	7.80	6.90	7.20	8.10	10.40	6.40	7.80
Sm	4.60	4.80	6.70	8.30	6.20	5.40	6.80	5.80	5.20	5.70	5.20	5.70	5.87	2.00	1.30	2.00	1.60	1.73	1.70	1.70	1.60	1.80	2.00	1.50	1.72
Eu	1.05	1.13	1.54	2.00	1.45	1.33	1.53	1.29	1.30	1.46	1.07	1.39	1.38	0.42	0.24	0.42	0.39	0.37	0.50	0.49	0.48	0.44	0.56	0.43	0.48
Gd	4.59	4.58	6.87	8.45	5.97	5.14	6.53	5.45	5.01	5.37	4.50	5.63	5.67	1.44	1.00	1.90	1.72	1.52	1.56	1.72	1.72	1.93	1.98	1.63	1.76
Tb	0.78	0.69	1.05	1.05	0.86	0.77	0.89	0.85	0.79	0.82	0.73	0.86	0.85	0.18	0.15	0.26	0.26	0.21	0.29	0.32	0.28	0.33	0.31	0.29	0.30
Dy	5.17	4.72	6.78	5.92	5.31	4.65	5.25	5.14	4.68	5.09	4.27	5.65	5.22	0.85	0.89	1.34	1.42	1.13	1.67	2.05	1.79	2.09	1.88	1.95	1.91
Ho	1.06	0.94	1.31	1.12	1.05	0.88	1.03	1.05	0.99	1.03	0.84	1.13	1.04	0.15	0.17	0.27	0.28	0.22	0.36	0.43	0.38	0.43	0.40	0.41	0.40
Er	3.14	2.71	4.07	3.27	3.15	2.70	3.22	3.01	2.84	2.97	2.40	3.29	3.06	0.44	0.54	0.76	0.75	0.62	1.14	1.30	1.15	1.22	1.25	1.29	1.23
Tm	0.46	0.40	0.54	0.45	0.45	0.38	0.43	0.46	0.40	0.43	0.36	0.47	0.44	0.05	0.09	0.12	0.12	0.10	0.19	0.21	0.17	0.18	0.18	0.20	0.19
Yb	2.90	2.70	3.80	2.80	3.00	2.60	3.00	2.80	2.70	2.80	2.30	3.00	2.87	0.40	0.60	0.60	0.70	0.58	1.30	1.20	1.30	1.40	1.30	1.50	1.33
Lu	0.40	0.36	0.51	0.37	0.41	0.37	0.43	0.40	0.35	0.42	0.34	0.45	0.40	0.06	0.08	0.08	0.10	0.08	0.14	0.13	0.17	0.19	0.18	0.20	0.17
ΣREE	113.17	115.25	151.70	185.86	154.40	119.20	167.07	140.80	127.04	139.69	137.14	130.79	140.18	68.40	38.91	62.85	49.91	55.02	56.72	52.98	46.18	47.01	61.05	46.60	51.76
Eu*/Eu	0.70	0.74	0.69	0.73	0.73	0.77	0.70	0.70	0.78	0.81	0.68	0.75	0.73	0.76	0.64	0.66	0.72	0.69	0.94	0.88	0.88	0.72	0.72	0.84	0.83
(La/Yb) ^N	9.59	6.48	15.30	15.89	6.76	10.08	9.46	6.46	8.10	8.66	16.11	6.58	9.96	26.90	11.36	19.73	11.58	17.39	5.13	4.66	3.68	7.83	7.83	8.17	6.22
(La/Sm) ^N	3.00	3.28	2.47	4.65	2.75	2.86	3.88	3.39	3.46	3.56	3.63	3.01	3.33	4.84	4.72	5.33	4.56	4.86	3.75	3.26	3.31	4.97	4.97	5.62	4.32
(Gd/Lu) ^N	2.37	1.40	4.74	2.59	1.76	2.50	1.74	1.67	1.34	1.71	2.86	1.61	2.19	2.98	1.38	2.62	2.03	2.25	1.25	1.26	1.01	1.64	1.64	1.38	1.36

^A (Bhatia 1985)

Table S3. U-Pb zircon data (LA-ICP-MS) for the metarhyolite sample analyzed at USP.

Sample CB-53 - Caridade do Piauí Formation metarhyolite

sample/zircon	Th/U	Common Pb (%)	Radiogenic ratios						Apparent ages (Ma)						Conc. (%)	
			²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2σ(%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2σ(%)	ρ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2σ(%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2σ(%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2σ(%)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		2σ(%)
CB-53/ZR01	0.28	0.25	1.6562	6.24	0.1679	2.1441	6.23	0.0715	6.71	992	3.90	1001	2.14	973	13.36	100
CB-53/ZR02	0.36	1.90	1.2553	5.64	0.1364	1.4695	9.98	0.0669	6.13	826	3.75	823	1.47	835	14.66	99
CB-53/ZR03	0.49	1.71	1.4942	9.14	0.1581	2.6565	8.37	0.0685	10.22	928	5.84	946	2.66	885	22.24	101
CB-53/ZR04	0.72	0.56	1.5649	5.20	0.1586	2.0177	5.89	0.0716	5.87	956	3.36	949	2.02	974	11.89	99
CB-53/ZR05	0.96	1.85	6.7721	1.84	0.4054	0.9380	1.75	0.1212	1.90	2082	0.77	2193	0.94	1975	1.64	105
CB-53/ZR06	0.87	6.34	0.9824	7.75	0.1125	1.6889	14.94	0.0634	8.99	695	5.48	687	1.69	720	25.24	98
CB-53/ZR07	0.28	2.55	1.2931	10.43	0.1449	2.1394	14.11	0.0647	11.90	843	6.85	872	2.14	766	30.18	103
CB-53/ZR08	0.32	0.14	1.3551	7.05	0.1413	2.2647	7.41	0.0696	7.76	870	4.62	852	2.26	915	16.78	97
CB-53/ZR09	0.29	1.43	6.2324	1.76	0.3169	0.9467	1.40	0.1426	1.75	2009	0.76	1775	0.95	2259	1.33	88
CB-53/ZR10	0.25	1.49	0.8727	7.88	0.1027	2.3369	11.56	0.0617	8.75	637	5.76	630	2.34	662	27.02	98
CB-53/ZR11	0.70	0.40	1.1799	7.07	0.1321	2.2710	8.93	0.0648	7.72	791	4.85	800	2.27	767	20.27	101
CB-53/ZR12	0.48	0.79	0.8604	4.79	0.1009	1.7839	8.38	0.0618	4.85	630	3.58	620	1.78	668	14.95	98
CB-53/ZR13	0.66	0.95	1.6619	6.14	0.1678	2.1454	6.41	0.0718	6.96	994	3.85	1000	2.15	981	13.76	100
CB-53/ZR14	0.70	0.49	15.3828	4.10	0.5795	2.1398	1.23	0.1925	4.57	2839	1.36	2947	2.14	2764	2.63	103
CB-53/ZR15	0.54	2.68	1.7841	5.59	0.1754	1.5964	7.78	0.0738	6.64	1040	3.41	1042	1.60	1036	12.41	100
CB-53/ZR16	0.62	4.06	1.0002	6.92	0.1100	1.7273	11.25	0.0659	7.89	704	4.89	673	1.73	804	19.44	95
CB-53/ZR17	0.63	10.91	1.1617	4.06	0.1276	1.1755	9.87	0.0660	4.70	783	2.77	774	1.18	808	11.60	98
CB-53/ZR18	0.32	2.34	7.3366	3.79	0.4152	1.8304	1.92	0.1282	4.21	2153	1.56	2238	1.83	2073	3.51	103
CB-53/ZR19	0.33	0.73	1.2337	6.53	0.1351	2.2206	7.93	0.0662	7.25	816	4.41	817	2.22	814	17.62	100
CB-53/ZR20	0.25	0.40	1.1048	7.02	0.1245	2.2490	9.66	0.0644	8.07	756	4.82	756	2.25	753	21.72	100
CB-53/ZR21	0.46	2.92	1.6014	7.04	0.1687	1.8376	9.73	0.0689	8.13	971	4.41	1005	1.84	895	17.88	103
CB-53/ZR22	0.44	1.10	1.0962	5.33	0.1238	1.4540	11.26	0.0642	6.07	752	3.65	752	1.45	749	16.37	100
CB-53/ZR23	0.24	0.75	5.7702	3.25	0.3613	1.5500	2.46	0.1158	4.15	1942	1.43	1989	1.55	1893	3.81	102
CB-53/ZR24	0.52	1.53	1.2005	5.29	0.1333	1.4254	10.80	0.0653	5.97	804	3.58	807	1.43	784	15.40	100
CB-53/ZR25	1.54	2.18	0.985	7.17	0.1064	1.7908	10.38	0.0673	8.02	696	5.12	650	1.79	848	18.59	93

CB-53/ZR26	0.45	0.46	10.3041	4.61	0.4475	2.0559	1.57	0.1670	5.03	2462	1.72	2384	2.06	2528	3.24	96
CB-53/ZR27	0.71	5.29	1.1321	3.92	0.1266	1.1058	10.63	0.0649	4.31	769	2.69	769	1.11	769	11.75	99
CB-53/ZR28	0.55	0.40	1.7120	4.84	0.1698	1.7668	5.65	0.0731	5.20	1013	3.02	1011	1.77	1017	9.99	99
CB-53/ZR29	0.60	2.28	1.0335	7.47	0.1198	2.1703	11.67	0.0626	8.63	721	5.20	730	2.17	693	25.33	101
CB-53/ZR30	0.35	0.13	6.1042	4.56	0.3626	1.8753	2.28	0.1221	4.91	1991	1.95	1994	1.88	1987	4.28	100
CB-53/ZR31	0.85	0.28	0.9716	5.39	0.1130	1.7699	9.82	0.0624	5.77	689	3.91	690	1.77	687	17.38	100
CB-53/ZR32	0.41	4.17	1.0898	15.16	0.1114	3.5009	9.29	0.0710	16.76	748	10.38	681	3.50	956	32.52	90
CB-53/ZR33	0.29	0.84	12.5356	4.34	0.4976	1.8891	1.42	0.1827	4.49	2645	1.53	2604	1.89	2678	2.69	98
CB-53/ZR34	0.32	0.34	1.3409	9.61	0.1428	2.6611	8.81	0.0681	10.57	864	6.25	860	2.66	872	23.45	99
CB-53/ZR35	0.33	0.29	5.9344	4.21	0.3600	1.7222	2.35	0.1196	4.52	1966	1.84	1982	1.72	1950	4.04	100
CB-53/ZR36	0.35	0.17	7.0253	4.31	0.4051	1.7280	2.18	0.1258	4.45	2115	1.76	2192	1.73	2040	3.76	103
CB-53/ZR37	0.38	0.22	1.3056	6.63	0.1424	2.3876	7.40	0.0665	7.22	848	4.44	858	2.39	821	17.66	101
CB-53/ZR38	0.48	0.57	1.2586	7.10	0.1392	2.4425	8.19	0.0656	7.93	827	4.80	840	2.44	793	20.01	101
CB-53/ZR39	0.99	0.66	1.4755	7.35	0.1564	2.5575	6.58	0.0684	7.60	920	4.77	937	2.56	882	16.84	101
CB-53/ZR40	0.25	1.35	1.5005	8.13	0.1563	2.6871	6.80	0.0696	8.62	931	5.15	936	2.69	917	18.27	100
CB-53/ZR41	0.28	2.16	1.1603	7.39	0.1255	1.9920	10.14	0.0670	8.66	782	5.06	762	1.99	839	20.19	97
CB-53/ZR42	0.45	0.42	1.2977	8.63	0.1381	2.7516	7.64	0.0682	9.38	845	5.68	834	2.75	874	21.02	98
CB-53/ZR43	0.18	0.10	1.4101	6.55	0.1490	2.4161	6.39	0.0686	7.00	893	4.30	895	2.42	888	15.43	100
CB-53/ZR44	0.64	0.59	1.6595	6.45	0.1681	2.3795	5.90	0.0716	6.98	993	4.05	1002	2.38	974	14.04	100
CB-53/ZR45	0.22	0.46	5.7611	3.88	0.3585	2.0084	1.87	0.1165	4.12	1941	1.68	1975	2.01	1904	3.75	101
CB-53/ZR46	0.59	0.89	18.9766	3.92	0.5630	2.2025	0.92	0.2445	4.09	3041	1.21	2879	2.20	3149	2.03	94
CB-53/ZR47	0.35	0.38	7.0880	4.34	0.4030	2.1836	1.73	0.1276	4.55	2123	1.76	2183	2.18	2065	3.79	102
CB-53/ZR48	0.53	1.26	6.7784	2.76	0.3131	1.4372	1.24	0.1570	2.61	2083	1.15	1756	1.44	2424	1.78	84
CB-53/ZR49	0.38	0.39	1.2550	8.13	0.1391	2.8756	7.80	0.0655	8.85	826	5.40	839	2.88	789	22.44	101
CB-53/ZR50	0.43	0.85	1.5254	3.37	0.1610	1.7391	4.17	0.0687	3.20	941	2.14	962	1.74	890	7.25	102
CB-53/ZR51	0.39	0.60	1.1049	7.39	0.1253	2.7135	8.14	0.0640	8.13	756	5.07	761	2.71	741	22.09	100
CB-53/ZR52	0.35	0.06	6.6648	3.50	0.3818	1.8858	1.49	0.1266	3.32	2068	1.47	2085	1.89	2051	2.81	100
CB-53/ZR53	0.28	0.57	1.1089	5.13	0.1240	1.6935	8.58	0.0648	5.56	758	3.52	754	1.69	769	14.53	99
CB-53/ZR54	0.45	3.45	0.9765	8.66	0.1138	2.4605	11.76	0.0623	9.79	692	6.12	695	2.46	683	28.95	100
CB-53/ZR55	0.16	0.25	1.6987	4.90	0.1711	2.1040	4.75	0.0720	5.00	1008	3.06	1018	2.10	986	9.99	101
CB-53/ZR56	0.69	0.72	1.2795	9.93	0.1398	3.4335	7.57	0.0664	10.84	837	6.53	844	3.43	818	25.98	100

CB-53/ZR57	0.54	0.47	1.312	6.38	0.1365	2.1245	7.32	0.0697	7.32	854	4.24	825	2.12	920	15.56	96
CB-53/ZR58	0.33	1.15	1.0978	5.92	0.1244	2.2508	7.58	0.0640	6.25	752	4.16	756	2.25	742	17.06	100
CB-53/ZR59	0.28	0.10	0.9346	6.27	0.1098	2.3679	8.37	0.0617	6.48	670	4.53	671	2.37	665	19.82	100
CB-53/ZR60	0.49	0.62	1.4266	5.27	0.1483	2.2927	5.13	0.0698	5.44	900	3.46	891	2.29	922	11.77	99

Table S4. U-Pb zircon data (LA-ICP-MS) for samples analyzed at UFOP and UnB.

Sample CB-156 - granitic sill

sample/zircon	Th/U	Radiogenic ratios							Apparent ages (Ma)							Conc. (%)	
		²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	f ₂₀₆ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2σ(%)	²⁰⁸ Pb/ ²³⁸ U	2σ(%)	ρ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2σ(%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2σ(%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2σ(%)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		2σ(%)
CB156/A01	0.14	2092	0.73	8.2400	9.96	0.3306	9.89	0.99	0.1808	0.97	2258	3.91	1841	8.55	2660	0.60	69
CB156/A02 r	0.09	8145	0.19	8.2874	3.27	0.4118	3.07	0.94	0.1460	0.86	2263	1.30	2223	2.59	2299	0.64	103
CB156/A02 c	0.02	131767	0.01	10.1727	3.59	0.4826	3.23	0.90	0.1529	1.37	2451	1.34	2538	2.66	2378	0.98	93
CB156/A03	0.19	104763	0.01	7.8213	3.18	0.4271	2.96	0.93	0.1328	0.89	2211	1.28	2293	2.48	2135	0.73	93
CB156/A04	0.63	21104	0.07	16.1494	3.63	0.5388	2.54	0.70	0.2174	2.49	2886	1.19	2778	2.06	2961	1.35	106
CB156/A05	0.23	1086	1.37	11.2741	7.62	0.4686	6.39	0.84	0.1745	4.09	2546	2.74	2478	5.28	2601	2.59	105
CB156/A06	0.49	24579	0.06	6.8577	2.55	0.3937	2.15	0.85	0.1263	1.14	2093	1.07	2140	1.83	2048	0.98	95
CB156/A07	0.37	24316	0.06	7.2061	2.22	0.4031	1.66	0.75	0.1296	1.27	2137	0.92	2183	1.41	2093	1.06	96
CB156/A08	0.38	2390	0.63	7.5600	2.67	0.3941	1.72	0.64	0.1391	1.90	2180	1.09	2142	1.46	2216	1.48	103
CB156/A09	0	3475	0.43	9.2578	3.56	0.4256	3.33	0.94	0.1577	1.00	2364	1.37	2286	2.80	2432	0.69	106
CB156/A10	0.02	170537	0.01	12.9773	3.62	0.5146	1.77	0.49	0.1829	3.07	2678	1.26	2676	1.45	2679	1.88	100
CB156/A11	0.79	113780	0.01	9.3724	2.14	0.4477	1.74	0.81	0.1518	1.01	2375	0.82	2385	1.45	2367	0.72	99
CB156/A12	0.24	58469	0.03	9.1037	5.47	0.2005	7.10	0.79	0.1037	5.47	1373	4.85	1178	6.47	1691	5.87	70
CB156/A13	0.30	16628	0.09	17.5049	5.57	0.5678	5.40	0.97	0.2236	1.17	2963	1.78	2899	4.32	3007	0.62	104
CB156/A14	0.91	34602	0.04	0.9040	4.99	0.1047	3.19	0.64	0.0626	3.76	654	3.66	642	3.04	695	11.39	108
CB156/A15	0.31	9020	0.17	8.4195	4.29	0.4082	4.04	0.94	0.1496	1.22	2277	1.69	2207	3.41	2341	0.89	106
CB156/A16	0.43	394496	0.00	7.4415	2.10	0.3928	1.66	0.79	0.1374	1.05	2166	0.86	2136	1.41	2195	0.83	103
CB156/A17	0.49	33479	0.04	8.8018	2.12	0.4229	1.66	0.78	0.1509	1.09	2318	0.83	2274	1.39	2357	0.79	104
CB156/A18	0.30	174272	0.01	7.7605	2.52	0.3767	2.25	0.89	0.1494	0.87	2204	1.02	2061	1.92	2339	0.64	112
CB156/A19	0.34	128036	0.01	6.7005	2.25	0.3287	1.93	0.86	0.1478	0.89	2073	0.96	1832	1.68	2321	0.65	121
CB156/A20	0.62	82576	0.02	6.7221	9.31	0.3313	9.13	0.98	0.1471	1.70	2076	3.89	1845	7.89	2313	29.00	70

CB156/A21	0.05	73446	0.02	14.7810	3.36	0.5309	2.03	0.60	0.2019	2.58	2801	1.13	2745	1.65	2842	1.47	103
CB156/A22	0.54	116336	0.01	8.8372	2.59	0.4240	1.97	0.76	0.1511	1.51	2321	1.01	2279	1.66	2359	1.09	103
CB156/A23	0.48	54729	0.03	9.0924	4.31	0.4450	3.99	0.92	0.1482	1.47	2347	1.66	2373	3.33	2325	1.08	98
CB156/A24	0.36	68819	0.02	8.8594	2.34	0.4316	1.84	0.79	0.1489	1.24	2324	0.91	2313	1.54	2333	0.91	101
CB156/A25	0.30	58103	0.03	8.9699	2.43	0.4345	1.87	0.77	0.1497	1.36	2335	0.94	2326	1.57	2343	0.99	101
CB156/A26	0.33	6081	0.25	5.8995	3.30	0.2827	2.80	0.85	0.1513	1.58	1961	1.45	1605	2.48	2361	1.14	132
CB156/A27	0.42	143318	0.01	6.0482	3.34	0.3672	3.02	0.91	0.1194	1.21	1983	1.46	2016	2.59	1948	1.10	96
CB156/A28	0.32	2568	0.60	3.4317	8.38	0.1593	8.27	0.99	0.1562	4.08	4512	4.29	953	7.67	2415	0.76	39
CB156/A29	0.39	10065	0.15	8.8576	6.04	0.4201	5.35	0.89	0.1529	2.70	2323	2.34	2261	4.50	2379	1.92	105
CB156/B35	0.36	66371	0.00	12.1210	2.59	0.4952	2.35	0.91	0.1775	1.09	2614	0.94	2593	1.96	2630	0.69	100
CB156/B15	0.57	3301	0.00	4.7242	2.53	0.3118	2.28	0.90	0.1099	1.09	1772	1.21	1750	2.02	1798	1.11	100
CB156/B51	1.37	789	0.00	7.8973	2.72	0.4062	2.34	0.86	0.1410	1.39	2219	1.12	2198	2.00	2239	1.08	100
CB156/B31	0.86	16615	0.00	9.4247	2.60	0.4420	2.32	0.89	0.1546	1.18	2380	1.01	2360	1.96	2398	0.84	100
CB156/B47	1.95	30	0.00	12.9122	3.52	0.5089	3.01	0.85	0.1840	1.83	2673	1.26	2652	2.49	2689	1.12	100
CB156/B32	0.75	33090	0.00	6.1599	2.57	0.3598	2.31	0.90	0.1242	1.12	1999	1.13	1981	2.01	2017	0.99	100
CB156/B49	0.95	7225	0.00	12.1084	2.96	0.4932	2.53	0.85	0.1781	1.55	2613	1.08	2585	2.10	2635	0.98	100
CB156/B07	0.95	160	0.21	7.6597	2.61	0.3818	2.36	0.90	0.1455	1.11	2192	1.08	2085	2.04	2294	0.83	96
CB156/B08	2.43	22036	0.00	6.0358	2.88	0.3084	2.61	0.91	0.1419	1.22	1981	1.28	1733	2.31	2251	0.94	88
CB156/B09	1.19	36414	0.00	6.6080	2.71	0.3382	2.47	0.91	0.1417	1.13	2060	1.17	1878	2.16	2248	0.87	92
CB156/B11	1.12	35784	0.00	8.6851	2.53	0.4256	2.28	0.90	0.1480	1.09	2306	1.01	2286	1.94	2323	0.81	100
CB156/B12	0.73	1167	0.00	8.6724	2.69	0.4246	2.32	0.86	0.1481	1.36	2304	1.08	2281	1.98	2325	1.00	100
CB156/B19	1.58	901	0.00	8.4461	2.73	0.4163	2.46	0.90	0.1472	1.19	2280	1.10	2244	2.10	2313	0.88	99
CB156/B33	0.43	162	0.13	1.2223	3.55	0.1100	2.66	0.75	0.0806	2.35	811	2.47	673	2.55	1211	3.84	84
CB156/B37	0.58	2717	0.00	0.7778	2.90	0.0938	2.39	0.82	0.0602	1.65	584	2.22	578	2.31	610	5.86	100
CB156/B38	0.82	425	0.00	6.3480	2.79	0.3250	2.49	0.89	0.1416	1.25	2025	1.22	1814	2.20	2247	0.96	90
CB156/B40	0.33	131	0.25	3.5691	3.08	0.2071	2.65	0.86	0.1250	1.56	1543	1.60	1213	2.44	2029	1.37	79
CB156/B58	0.97	105	0.32	6.9238	2.82	0.3517	2.38	0.85	0.1428	1.50	2102	1.20	1943	2.07	2261	1.15	93
CB156/B59	1.26	618	0.00	6.3987	2.83	0.3295	2.39	0.84	0.1408	1.53	2032	1.24	1836	2.10	2237	1.18	91
CB156/B56	0.13	45568	0.00	10.2614	2.72	0.4188	2.41	0.89	0.1777	1.26	2459	1.04	2255	2.06	2631	0.79	92
CB156/B28	0.06	427	0.11	6.7010	2.57	0.2703	2.34	0.91	0.1798	1.06	2073	1.11	1542	2.10	2651	0.66	75
CB156/B16	1.31	18449	0.00	9.5985	2.68	0.3900	2.43	0.91	0.1785	1.13	2397	1.04	2123	2.09	2639	0.71	89

CB156/B29	0.09	813	0.00	8.6432	2.55	0.3482	2.26	0.89	0.1800	1.18	2301	1.02	1926	1.97	2653	0.74	84
CB156/B10	0.72	55	0.78	4.7599	2.87	0.2282	2.45	0.85	0.1513	1.50	1778	1.37	1325	2.23	2360	1.09	75
CB156/B13	1.23	1658	0.00	1.5296	3.62	0.0600	2.94	0.81	0.1848	2.11	942	2.38	376	2.88	2697	1.29	40
CB156/B14	0.12	315	0.00	5.1096	2.62	0.2948	2.25	0.86	0.1257	1.34	1838	1.22	1665	2.00	2039	1.17	91
CB156/B17	0.71	101	0.00	4.3675	2.60	0.2015	2.36	0.91	0.1572	1.09	1706	1.27	1184	2.18	2425	0.77	70
CB156/B18	0.49	2395	0.00	4.2546	2.58	0.2510	2.35	0.91	0.1229	1.08	1685	1.27	1444	2.12	1999	0.96	86
CB156/B20	0.25	24200	0.00	7.7712	3.45	0.3629	2.69	0.78	0.1553	2.16	2205	1.43	1996	2.33	2405	1.53	91
CB156/B27	0.29	229	0.00	3.2250	2.55	0.1627	2.25	0.88	0.1438	1.19	1463	1.36	972	2.11	2273	0.90	67
CB156/B30	2.96	99	0.00	2.4090	3.58	0.1959	2.92	0.82	0.0892	2.07	1245	2.09	1153	2.70	1409	2.82	93
CB156/B34	0.73	222	0.07	0.9144	2.59	0.1063	2.33	0.90	0.0624	1.13	659	1.92	651	2.24	688	3.51	100
CB156/B36	0.34	409	0.00	8.1694	2.62	0.4289	2.34	0.89	0.1381	1.19	2250	1.07	2301	1.99	2204	0.94	103
CB156/B39	0.19	23	0.00	0.5387	2.76	0.0210	2.36	0.86	0.1861	1.43	438	2.25	134	2.36	2708	0.87	31
CB156/B48	0.42	287	0.18	9.9156	2.73	0.3754	2.34	0.86	0.1916	1.42	2427	1.05	2055	2.02	2756	0.84	85
CB156/B50	0.49	33	0.00	0.4245	2.71	0.0230	2.42	0.89	0.1341	1.24	359	2.29	146	2.41	2152	1.00	41
CB156/B52	1.17	2753	0.00	7.4119	2.89	0.3723	2.54	0.88	0.1444	1.37	2162	1.21	2040	2.20	2280	1.04	95
CB156/B53	0.21	127	0.28	2.4762	2.68	0.1315	2.39	0.89	0.1365	1.21	1265	1.55	797	2.27	2184	0.97	64
CB156/B54	0.30	147	0.00	6.0995	13.89	0.1128	11.51	0.83	0.3921	7.78	1990	6.48	689	11.07	3879	3.03	35
CB156/B55	0.28	205	0.11	4.2205	2.66	0.2519	2.38	0.89	0.1215	1.20	1678	1.32	1448	2.15	1978	1.08	87
CB156/B57	1.18	152	0.00	4.8816	2.88	0.2461	2.41	0.84	0.1438	1.57	1799	1.36	1419	2.18	2274	1.19	80
CB156/B60	1.47	24284	0.00	5.1990	2.66	0.3386	2.37	0.89	0.1114	1.21	1852	1.24	1880	2.08	1822	1.20	102
CB156/B67	1.23	162	0.00	6.1125	2.69	0.3059	2.39	0.89	0.1449	1.23	1992	1.19	1720	2.12	2287	0.92	87

Sample JR-135 - Barroco Formation metarhyolite

sample/zircon	Th/U	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	f ₂₀₆ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2σ(%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2σ(%)	ρ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2σ(%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2σ(%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2σ(%)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2σ(%)	Conc. (%)
JR135/A001	0.38	8094	0.18	12.9944	5.88	0.5083	5.55	0.94	0.1854	1.82	2679	2.04	2649	4.53	2702	1.11	98.05
JR135/A002	0.42	43408	0.03	13.7937	2.97	0.5097	2.62	0.88	0.1963	1.19	2736	1.02	2655	2.14	2795	0.69	94.99
JR135/A003	0.40	182	8.54	5.6572	4.81	0.2130	2.75	0.57	0.1926	3.87	1925	2.13	1245	2.50	2764	2.27	45.04
JR135/A004	0.46	213	7.28	5.5844	3.45	0.1458	2.59	0.75	0.2778	2.15	1914	1.54	877	2.42	3351	1.00	26.18
JR135/A005	0.29	57626	0.03	14.1080	3.13	0.5102	2.79	0.89	0.2005	1.22	2757	1.07	2657	2.28	2831	0.70	93.88
JR135/A006	0.32	29779	0.05	6.7963	4.82	0.3369	4.48	0.93	0.1463	1.63	2085	2.03	1872	3.88	2303	1.21	81.28
JR135/A007	0.97	2596	0.58	8.4717	9.42	0.4057	8.92	0.95	0.1515	2.94	2283	3.67	2195	7.51	2362	2.10	92.92

JR135/A008	0.75	15635	0.10	10.0963	3.80	0.4302	2.84	0.75	0.1702	2.41	2444	1.42	2307	2.39	2560	1.56	90.12
JR135/A009	0.16	23597	0.06	8.6335	3.49	0.4156	2.77	0.79	0.1506	1.99	2300	1.37	2241	2.34	2353	1.43	95.22
JR135/A010	0.33	76438	0.02	15.1816	3.10	0.5253	2.41	0.78	0.2096	1.80	2827	1.04	2722	1.97	2902	1.00	93.78
JR135/A011	0.40	6245	0.24	6.6234	4.13	0.3184	3.54	0.86	0.1509	2.01	2062	1.75	1782	3.08	2356	1.45	75.65
JR135/A012	1.25	7761	0.19	10.8714	3.38	0.4036	2.89	0.86	0.1953	1.58	2512	1.24	2186	2.45	2788	0.92	78.41
JR135/A013	0.63	955	1.60	9.1599	2.76	0.3287	2.16	0.78	0.2021	1.55	2354	1.07	1832	1.88	2843	0.89	64.45
JR135/A014	0.01	53442	0.03	7.7491	2.77	0.3931	2.32	0.84	0.1429	1.31	2202	1.12	2137	1.98	2263	0.99	94.44
JR135/A015	0.39	23274	0.06	13.1726	3.05	0.4779	2.62	0.86	0.1999	1.39	2692	1.06	2518	2.16	2825	0.80	89.13
JR135/A016	0.34	659	2.33	6.7010	4.84	0.2829	4.30	0.89	0.1718	2.10	2073	2.04	1606	3.80	2575	1.36	62.35
JR135/A017	1.16	1996	0.76	8.6338	2.37	0.3965	1.80	0.76	0.1579	1.36	2300	0.93	2153	1.53	2434	0.94	88.46
JR135/A018	0.34	266	5.68	12.0453	3.40	0.3889	1.64	0.48	0.2246	2.88	2608	1.21	2118	1.40	3014	1.52	70.27
JR135/A019	0.31	17183	0.09	14.0327	3.37	0.5154	2.79	0.83	0.1975	1.73	2752	1.15	2679	2.28	2805	1.00	95.51
JR135/A020	0.31	8942	0.17	8.4199	3.19	0.4027	2.83	0.89	0.1517	1.28	2277	1.26	2181	2.39	2365	0.92	92.24
JR135/A021	0.21	27412	0.05	8.6139	2.73	0.4122	2.29	0.84	0.1515	1.30	2298	1.08	2225	1.93	2363	0.93	94.14
JR135/A022	0.47	26796	0.06	11.6572	2.37	0.4742	1.91	0.80	0.1783	1.20	2577	0.86	2502	1.58	2637	0.75	94.89
JR135/A023	0.35	14308	0.11	1.6175	2.59	0.1625	1.90	0.73	0.0722	1.59	977	1.65	971	1.76	991	3.24	97.93
JR135/A024	0.27	17214	0.09	13.3438	2.12	0.5151	1.62	0.76	0.1879	1.15	2704	0.74	2678	1.32	2724	0.69	98.34
JR135/A025	0.23	22111	0.06	28.5224	2.99	0.6896	2.54	0.85	0.3000	1.39	3437	0.85	3381	1.97	3470	0.62	97.44
JR135/A026	1.01	2811	0.55	0.8306	5.03	0.0948	2.74	0.54	0.0635	4.16	614	3.75	584	2.61	726	11.97	80.45
JR135/B068	2.01	64	0.72	5.1694	2.74	0.2315	2.37	0.86	0.1619	1.38	1848	1.27	1343	2.13	2476	0.94	73
JR135/B069	0.85	169	0.00	9.8559	2.47	0.3915	2.23	0.90	0.1826	1.06	2421	0.95	2130	1.90	2676	0.65	88
JR135/B070	0.66	58	0.79	4.6859	2.93	0.2101	2.53	0.86	0.1618	1.48	1765	1.40	1229	2.30	2474	1.01	70
JR135/B071	1.43	44	1.14	9.3153	2.96	0.3722	2.42	0.82	0.1815	1.71	2370	1.16	2040	2.07	2667	1.07	86
JR135/B072	1.28	22	0.00	2.4860	2.63	0.0752	2.35	0.89	0.2396	1.18	1268	1.51	468	2.26	3117	0.60	37
JR135/B073	1.39	53	1.25	13.2544	2.85	0.4335	2.40	0.84	0.2218	1.53	2698	1.01	2321	2.02	2994	0.82	86
JR135/B074	0.94	63	0.26	1.5347	2.71	0.1574	2.35	0.87	0.0707	1.36	944	1.77	942	2.18	949	2.94	100
JR135/B075	2.03	18	4.41	5.3665	7.58	0.1379	6.80	0.90	0.2822	3.34	1880	3.56	833	6.38	3375	1.54	44
JR135/B076	1.36	17	0.00	4.5917	2.52	0.1454	2.31	0.92	0.2290	1.00	1748	1.21	875	2.15	3045	0.52	50
JR135/B077	0.89	39	0.00	5.0277	2.56	0.2203	2.35	0.92	0.1655	1.01	1824	1.20	1283	2.13	2513	0.67	71
JR135/B078	2.28	17	5.27	5.7163	9.22	0.1293	8.53	0.93	0.3207	3.49	1934	4.28	784	8.03	3573	1.50	41
JR135/B079	2.74	55	0.00	5.5284	2.51	0.2382	2.27	0.90	0.1683	1.08	1905	1.14	1377	2.04	2541	0.71	72

JR135/B080	1.12	230	0.20	10.2128	2.73	0.4631	2.48	0.91	0.1599	1.14	2454	1.04	2453	2.07	2455	0.79	100
JR135/B087	1.42	22	2.58	2.7163	6.65	0.0920	6.08	0.92	0.2142	2.68	1333	3.78	567	5.81	2937	1.48	43
JR135/B088	1.69	66117	0.00	1.0902	2.69	0.1283	2.44	0.91	0.0616	1.13	749	1.90	778	2.29	661	3.68	105
JR135/B089	0.90	434	0.00	3.7296	2.51	0.1891	2.23	0.89	0.1431	1.15	1578	1.28	1116	2.04	2265	0.88	71
JR135/B090	1.76	251	0.10	11.6783	2.67	0.4479	2.42	0.91	0.1891	1.12	2579	0.98	2386	2.03	2734	0.67	93
JR135/B091	4.34	14	7.92	4.0439	93.08	0.0174	93.00	4.00	0.4293	3.94	744	89.37	409	92.46	4045	1.47	45
JR135/B092	3.02	26	1.15	1.3703	4.26	0.0870	3.52	0.83	0.1142	2.40	876	2.87	538	3.37	1867	2.33	62
JR135/B093	1.05	53	1.33	11.4195	2.99	0.3687	2.52	0.84	0.2246	1.62	2558	1.11	2023	2.16	3014	0.87	79
JR135/B094	0.88	666	0.09	12.1044	2.55	0.4609	2.24	0.88	0.1905	1.22	2613	0.93	2443	1.87	2746	0.73	94
JR135/B095	2.13	26	0.00	13.5213	2.54	0.2985	2.34	0.94	0.3285	4.05	2747	0.89	4684	2.03	3640	0.45	62
JR135/B096	1.39	42	1.11	5.2800	3.03	0.2333	2.46	0.81	0.1641	1.77	1866	1.40	1352	2.21	2499	1.19	73
JR135/B097	2.93	54	1.06	3.2053	3.37	0.1079	3.04	0.90	0.2155	1.46	1458	1.81	660	2.88	2947	0.80	45
JR135/B098	1.80	23	1.60	2.5037	4.24	0.1358	3.30	0.78	0.1337	2.66	1273	2.44	821	3.09	2147	2.17	65
JR135/B099	2.50	343	0.04	0.9947	2.54	0.1210	2.28	0.90	0.0596	1.13	701	1.83	736	2.15	591	4.15	106
JR135/B100	1.22	13	2.28	1.6184	6.71	0.1109	4.80	0.72	0.1059	4.68	977	4.37	678	4.54	1730	4.98	70
JR135/B107	0.31	33	1.89	8.3379	3.49	0.2782	2.77	0.79	0.2174	2.12	2268	1.41	1582	2.46	2961	1.15	70
JR135/B108	2.30	33	4.22	3.2498	3.46	0.1358	2.94	0.85	0.1719	4.83	1462	4.85	824	2.75	2576	4.19	56
JR135/B109	0.30	156	0.25	3.2959	2.58	0.1634	2.28	0.88	0.1463	1.20	1480	1.37	976	2.11	2303	0.90	66
JR135/B110	1.97	20	2.26	0.7593	15.10	0.0310	14.81	0.98	0.1775	2.94	574	11.82	197	14.54	2630	1.86	35
JR135/B111	4.44	30	2.79	15.2385	3.59	0.4125	2.68	0.75	0.2679	2.39	2830	4.23	2226	2.27	3294	4.14	79
JR135/B112	2.57	148	0.00	1.2418	2.82	0.1297	2.48	0.88	0.0694	1.34	820	1.94	786	2.33	911	3.03	96
JR135/B113	0.46	206	0.00	7.8450	2.70	0.6264	2.27	0.84	0.0909	4.47	2213	4.11	3134	4.80	4444	4.94	142
JR135/B114	0.48	458	0.48	7.3495	2.82	0.5553	2.47	0.88	0.0960	4.36	2455	4.18	2847	2.00	4547	4.65	132
JR135/B115	1.11	79	0.60	6.5208	2.82	0.2706	2.32	0.83	0.1748	1.59	2049	1.22	1544	2.06	2604	1.02	75
JR135/B116	1.94	17	3.53	2.1986	10.91	0.0701	10.38	0.95	0.2275	3.34	1181	6.67	437	10.02	3035	1.76	37
JR135/B117	0.23	206	0.17	7.0904	2.62	0.3892	2.27	0.86	0.1321	1.32	2123	1.11	2119	1.93	2126	1.09	100

Table S5. U-Pb monazite data (LA-ICP-MS).

Sample DS-40 - chloritite from the Carnaubal Serpentinite informal unit

sample/monazite	Th/U	Radiogenic ratios								Apparent ages (Ma)						Conc. (%)	
		$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$f_{206}(\%)$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$2\sigma(\%)$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$2\sigma(\%)$	ρ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$2\sigma(\%)$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$2\sigma(\%)$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$2\sigma(\%)$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		$2\sigma(\%)$
DS-40/MNZ09	3300	186	0.00	15.8960	13.02	0.2583	11.09	0.85	0.4464	6.83	2871	4.63	1481	10.27	4073	2.50	52
DS-40/MNZ10	1423	263	0.00	14.6814	11.51	0.2474	9.84	0.86	0.4305	5.97	2795	4.15	1425	9.13	4019	2.22	52
DS-40/MNZ11	2092	120	0.00	7.7990	16.08	0.1691	13.33	0.83	0.3344	8.99	2208	7.10	1007	12.79	3638	3.78	46
DS-40/MNZ12	4	4	14.82	0.7765	62.49	0.1038	28.51	0.46	0.0543	55.61	583	56.63	637	28.28	382	327.10	110
DS-40/MNZ13	2126	31	0.00	46.9985	9.86	0.5739	8.68	0.88	0.5940	4.66	3931	2.62	2924	7.23	4493	1.51	76
DS-40/MNZ14	1435	2	24.38	5.3494	40.25	0.1587	32.71	0.81	0.2445	23.45	1877	22.54	949	31.96	3150	11.82	51
DS-40/MNZ15	4321	5	14.67	32.5160	13.64	0.4818	10.81	0.79	0.4895	8.33	3566	4.05	2535	9.29	4210	2.92	72
DS-40/MNZ16	2464	146	0.00	6.9286	12.05	0.1610	9.98	0.83	0.3121	6.74	2102	5.39	962	9.58	3531	2.95	46
DS-40/MNZ17	642	80	0.00	22.0281	7.49	0.3108	6.57	0.88	0.5140	3.59	3185	2.37	1745	5.94	4282	1.23	56
DS-40/MNZ18	2660	7	0.00	9.4340	16.97	0.1878	13.98	0.82	0.3643	9.62	2381	7.12	1110	13.32	3768	3.87	47
DS-40/MNZ19	4281	13	1.00	29.9880	8.03	0.3917	7.04	0.88	0.5553	3.87	3486	2.36	2131	6.19	4395	1.29	62
DS-40/MNZ20	993	5	0.00	5.8986	8.08	0.1488	6.56	0.81	0.2876	4.72	1961	3.73	894	6.32	3405	2.16	46
DS-40/MNZ21	1831	6	1.00	9.1250	11.71	0.1816	9.92	0.85	0.3644	6.22	2351	4.83	1076	9.45	3768	2.50	47
DS-40/MNZ22	1364	3	20.50	6.2637	31.99	0.1719	25.99	0.81	0.2643	18.65	2013	16.35	1022	25.15	3273	8.96	52
DS-40/MNZ31	2312	1	0.00	7.8608	15.30	0.1702	12.54	0.82	0.3349	8.76	2215	6.71	1013	12.02	3640	3.68	46
DS-40/MNZ32	1802	109	0.00	6.2871	15.56	0.1521	12.73	0.82	0.2998	8.94	2017	7.29	913	12.29	3469	3.99	46
DS-40/MNZ33	3081	4	0.00	19.1621	11.47	0.2826	9.92	0.86	0.4917	5.78	3050	3.85	1605	9.09	4217	2.02	54
DS-40/MNZ34	3	15	0.00	871.7287	10.66	7.8025	10.35	0.97	0.8103	2.58	6876	1.66	14021	4.44	4940	0.74	206
DS-40/MNZ35	4	22	1.67	898.1258	13.30	7.5688	12.94	0.97	0.8606	3.06	6906	2.10	13848	5.67	5026	0.86	202
DS-40/MNZ36	2927	260	0.00	18.9294	12.96	0.2765	11.13	0.86	0.4966	6.64	3038	4.40	1573	10.24	4231	2.31	53
DS-40/MNZ37	1965	4	23.30	8.7098	33.72	0.2093	26.70	0.79	0.3018	20.59	2308	15.90	1225	25.54	3480	9.16	54
DS-40/MNZ38	923	6	0.00	43.2717	5.27	0.5306	4.76	0.90	0.5915	2.26	3849	1.40	2744	3.98	4487	0.73	72
DS-40/MNZ39	2129	21	3.40	43.0424	6.90	0.5480	6.00	0.87	0.5696	3.41	3843	1.85	2817	5.01	4432	1.12	75
DS-40/MNZ40	3472	44	0.00	29.3312	10.41	0.3841	9.07	0.87	0.5538	5.11	3465	3.11	2096	8.02	4391	1.70	62
DS-40/MNZ41	3921	8	0.00	59.0519	11.02	0.6929	9.74	0.88	0.6181	5.17	4158	2.80	3394	7.87	4551	1.65	83
DS-40/MNZ42	3749	4	19.70	28.9731	16.55	0.4552	12.60	0.76	0.4617	10.74	3453	5.13	2418	10.94	4123	3.87	71
DS-40/MNZ43	1756	4	33.47	6.8922	46.73	0.1960	36.14	0.77	0.2551	29.62	2098	25.51	1154	35.00	3217	14.54	56

Table S6. Lu-Hf isotope data.

Sample CB-53 - Caridade do Piauí Formation metarhythmite							
sample/zircon	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 2\sigma$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 2\sigma$	Age (Ma)	$\epsilon\text{Hf}(t)$	$T_{\text{DM2}}^{\text{a}}(\text{Ga})$
CB53/ZR01	0.000654	0.000004	0.281977	0.000017	973	-7.2	1.90
CB53/ZR03	0.000897	0.000005	0.282383	0.000017	946	6.4	1.12
CB53/ZR04	0.000986	0.000006	0.282153	0.000016	949	-1.7	1.58
CB53/ZR08	0.001015	0.000006	0.282374	0.000015	852	3.9	1.19
CB53/ZR10	0.001247	0.000007	0.282474	0.000021	630	2.5	1.09
CB53/ZR11	0.002507	0.000023	0.281857	0.000032	800	-16.3	2.26
CB53/ZR13	0.001741	0.000010	0.281949	0.000019	981	-8.8	1.99
CB53/ZR14	0.000935	0.000006	0.280959	0.000019	2764	-3.4	3.09
CB53/ZR18	0.001194	0.000007	0.281457	0.000012	2073	-1.8	2.46
CB53/ZR26	0.000759	0.000005	0.280969	0.000018	2528	-8.1	3.17
CB53/ZR28	0.001155	0.000007	0.282113	0.000020	1017	-1.8	1.63
CB53/ZR29	0.000975	0.000006	0.281474	0.000019	730	-30.6	2.97
CB53/ZR30	0.000686	0.000004	0.281212	0.000014	1987	-11.7	2.94
CB53/ZR31	0.002038	0.000012	0.282136	0.000020	690	-8.5	1.74
CB53/ZR33	0.000949	0.000006	0.280762	0.000019	2678	-12.4	3.52
CB53/ZR34	0.001173	0.000007	0.282318	0.000013	860	2.0	1.30
CB53/ZR35	0.000422	0.000003	0.281353	0.000014	1950	-7.2	2.66
CB53/ZR36	0.000731	0.000009	0.281202	0.000038	2040	-10.9	2.94
CB53/ZR39	0.002754	0.000017	0.281977	0.000018	937	-9.3	1.98
CB53/ZR40	0.001598	0.000010	0.282028	0.000022	936	-6.8	1.85
CB53/ZR42	0.000914	0.000014	0.282365	0.000027	834	3.3	1.21
CB53/ZR43	0.000464	0.000003	0.282387	0.000010	895	5.7	1.12
CB53/ZR44	0.001403	0.000009	0.282221	0.000015	974	1.0	1.45
CB53/ZR45	0.001389	0.000009	0.281291	0.000013	1904	-11.7	2.87
CB53/ZR46	0.001246	0.000008	0.280553	0.000019	3149	-9.7	3.74
CB53/ZR47	0.001963	0.000014	0.281209	0.000018	2065	-11.8	3.01

CB53/ZR49	0.000646	0.000004	0.282406	0.000018	839	5.0	1.12
CB53/ZR50	0.003206	0.000020	0.281959	0.000013	962	-9.8	2.03
CB53/ZR52	0.000960	0.000006	0.281468	0.000019	2051	-1.5	2.43
CB53/ZR55	0.000970	0.000006	0.281925	0.000020	986	-9.0	2.01
CB53/ZR56	0.000927	0.000006	0.282399	0.000018	844	4.7	1.14
CB53/ZR58	0.001527	0.000012	0.282324	0.000016	756	-0.2	1.34
CB53/ZR59	0.000830	0.000005	0.282200	0.000014	671	-6.1	1.60
CB53/ZR60	0.000985	0.000006	0.282351	0.000017	891	4.0	1.21

^a Dhuime, B., Hawkesworth, C., Cawood, P. 2011. When continents formed. *Science*, 331: 154-155.