

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

**ESTUDO ISOTÓPICO APLICADO A CARACTERIZAÇÃO
GEOTECTÔNICA DO DOMÍNIO PERNAMBUCO-ALAGOAS
OESTE, PROVÍNCIA BORBOREMA, REGIÃO NORDESTE DO
BRASIL**

RODRIGO FABIANO DA CRUZ

ORIENTADOR – Prof. Dr. Márcio Martins Pimentel

COORIENTADORA – Prof^a. Dr^a. Ana Cláudia de Aguiar Accioly

Porto Alegre –2014

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

**ESTUDO ISOTÓPICO APLICADO A CARACTERIZAÇÃO
GEOTECTÔNICA DO DOMÍNIO PERNAMBUCO-ALAGOAS
OESTE, PROVÍNCIA BORBOREMA, REGIÃO NORDESTE DO
BRASIL**

RODRIGO FABIANO DA CRUZ

ORIENTADOR – Prof. Dr. Márcio Martins Pimentel

COORIENTADORA – Profa. Dra. Ana Cláudia de Aguiar Accioly

BANCA EXAMINADORA:

Dissertação de Mestrado apresentada
como requisito parcial para obtenção
do título de Mestre em Geociências.

Porto Alegre –2014

Cruz, Rodrigo Fabiano
ESTUDO ISOTÓPICO APLICADO A CARACTERIZAÇÃO
GEOTECTÔNICA DO DOMÍNIO PERNAMBUCO-
ALAGOAS OESTE,
PROVÍNCIA BORBOREMA, REGIÃO NORDESTE DO
BRASIL /

Rodrigo Fabiano Cruz. -- 2014.

161 f.

Orientador: Márcio Martins Pimentel.

Coorientadora: Ana Cláudia Accioly.

Dissertação (Mestrado) -- Universidade Federal do
Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências,
Programa de Pós-Graduação em Geociências, Porto
Alegre, BR-RS, 2014.

1. Geocronologia. 2. Geotectônica. 3. Província
Borborema. 4. Domínio Pernambuco-Alagoas. I.
Pimentel, Márcio Martins, orient. II. Accioly, Ana
Cláudia, coorient. III. Título.

*“There's more to the picture
Than meets the eye”*

Hey Hey, My My (Into the Black)
Neil Young

Agradecimentos

Devo minha maior gratidão a minha família por ter me dado à vida e a vontade de seguir em frente; aos meus orientadores pela paciência; aos professores da UFRGS por todos os ensinamentos ao longo da graduação e por seguinte pós-graduação; a CPRM e seu corpo técnico pelo apoio financeiro, técnico e moral; aos técnicos dos laboratórios de geocronologia da UFRGS e UnB pela qualidade de seus serviços prestados e conhecimento dividido; a meus amigos e amigas, assim como colegas de trabalho, todos que de alguma forma me ajudaram e contribuíram com seu companheirismo; enfim, a aqueles que sabendo ou não me auxiliaram a chegar até aqui e encerrar mais uma fase de minha vida. Minhas saudações e eterna gratidão.

Resumo

A Província Borborema é um orógeno Neoproterozóico no nordeste do Brasil, composto por um mosaico de terrenos ou domínios tectônicos delimitados por grandes falhas. O Domínio Pernambuco-Alagoas Oeste é um complexo domínio tectônico na parte sul da Província Borborema que faz fronteira com a margem norte do Cráton do São Francisco. Dados U-Pb e Sm-Nd deste trabalho mostram que os grandes volumes de rochas graníticas do Domínio Pernambuco-Alagoas Oeste apresentam várias idades, relacionados a diferentes eventos tectônicos. O Evento Cariris Velhos, representado pelos ortognaisses Lobo (974 ± 8 Ma) e Rocinha (956 ± 2 Ma); o Ortognaisse Fulgêncio (1996 ± 8 Ma), o Complexo Gnáissico-migmatítico de Riacho Seco (1992 ± 27 Ma) e o Complexo Entremontes (2734 ± 11 Ma) representam o embasamento Paleoproterozoico e Arqueano. Seis grupos de granitoides são reconhecidos: (I) Granitoides brasileiros (Ediacarano-Criogeniano), com idades modelo do Meso ao Paleoproterozoico; (II) Granitoides Cariris Velhos (Toniano), com idades modelo mesoproterozoicas; (III) Granitoides paleoproterozoicos do Domínio Pernambuco-Alagoas, com idades modelo do Neoarqueano ao Paleoproterozoico; (IV) Granitoides paleoproterozoicos do Núcleo Riacho Seco, com idades modelo arqueanas; (V) Granitoides arqueanos representadas pelas rochas do Complexo Entremontes; e (VI) granitoides do Cráton São Francisco exibindo idades modelo do Arqueano ao Paleoproterozoico. Neste trabalho também foram levantados dados de proveniência U-Pb no Domínio Pernambuco-Alagoas Oeste. Zircões detríticos variam desde o Arqueano ao Neoproterozóico: Três amostras do Complexo Cabrobó foram investigadas: (I) cordierita-sillimanita-cianita-turmalina-granada-biotita xisto, com maior população de zircões datando do Ediacarano e Criogeniano (zircão mais jovem com cerca de 550 Ma); (II) granada-biotita xisto, com população mais abundante datando do intervalo Toniano/Esteniano e menos abundante Criogeniano (idade mínima de zircão em ca. 643 Ma); e (III) turmalina-muscovita quartzito que contém zircões detríticos variando em idade entre 2,08 Ga e 1,58 Ga. Duas amostras do Complexo Metassedimentar de Riacho Seco foram analisadas: (I) biotita xisto com uma população mais abundante com idades entre 2,3 e 2,7 Ga (idade mínima de zircão com cerca de 2023 Ma) e (II) magnetita-biotita-muscovita quartzito, apresentando grãos de zircões detríticos

com idades entre 1,9 e 2,7 Ga. Destacam-se entre os novos dados obtidos a idade paleoproterozoica do Complexo Gnáissico-migmatítico de Riacho Seco formado pela retrabalhamento de rochas arqueanas. A presença de *inliers* de embasamento Arqueano e Paleoproterozoico e um grande volume de granitoides Cariris Velhos no Domínio Pernambuco Alagoas Oeste. As rochas do Complexo Metassedimentar de Riacho Seco, cuja origem provavelmente relacionada com a erosão das rochas do Cráton do São Francisco. Podendo representar a exposição de uma bacia sedimentar Paleoproterozoica ou, alternativamente, representar uma sequencia de margem passiva Neoproterozoica, com os sedimentos originais sendo derivados da erosão das áreas cratônicas a sul. Minerais de monazita nas rochas estudadas apresentaram idades neoproterozicas indicando que o metamorfismo de alto grau teve lugar durante os últimos estágios do ciclo Brasileiro.

Abstract

The Borborema Province is a Neoproterozoic orogen in northeastern Brazil, composed of a mosaic of terrains or tectonic domains delimited by faults. The Western Pernambuco-Alagoas Domain is a complex tectonic area in the southern part of the Province Borborema which borders the north edge of the São Francisco Craton. Data U-Pb and Sm-Nd in this work show that large volumes of granitic rocks of the Western Pernambuco-Alagoas Domain present various ages, related to different tectonic events. The Cariris Velhos Event, represented by Lobo (974 ± 8 Ma) and Rocinha (956 ± 2 Ma) orthogneisses; the Fulgencio Orthogneiss (1996 ± 8 Ma), the Riacho Seco Gneissic-migmatitic Complex (1992 ± 27 Ma) and the Entremontes Complex (2734 ± 11 Ma) represents the Archean and Paleoproterozoic basement. Six groups of granitoids are recognized: (i) Brasileiro granitoids (Cryogenian-Ediacaran), with model ages of the Meso- Paleoproterozoic; (ii) Cariris Velhos granitoids (Tonian), with Mesoproterozoic model ages; (iii) Paleoproterozoic granitoids from Pernambuco-Alagoas Domain, with model ages of Neoarchean to Paleoproterozoic; (iv) Paleoproterozoic granitoids of Riacho Seco Nuclei, with Archean model ages; (v) Archean granitoid rocks represented by the Entremontes Complex; and (vi) granitoids of the São Francisco Craton showing model ages of Archean to Paleoproterozoic. This work also brings U-Pb provenance data from Western Pernambuco-Alagoas Domain rocks. Detrital zircons ranging from the Archean to Neoproterozoic ages: Three samples of Cabrobó Complex were investigated: (i) cordierite-sillimanite-kyanite-tourmaline-garnet-biotite schist, with the largest population of zircon dating of the Cryogenian/Ediacaran (youngest zircon with about 550 Ma), (ii) garnet-biotite schist, with more abundant population dating from Tonian/Stenian and less abundant Cryogenian (youngest zircon age of ca 640 Ma) and (iii) tourmaline-muscovite quartzite containing detrital zircons ranging in ages between 2.08 Ga and 1.58 Ga. Two samples from Riacho Seco Metasedimentary Complex were analyzed: (i) biotite schist with a more abundant population with ages between 2.3 and 2.7 Ga (youngest zircon age of about 2023 Ma) and (ii) magnetite-biotite muscovite-quartzite, showing zircons with ages between 1.9 and 2.7 Ga. Prominent among the new data obtained are Paleoproterozoic age from Riacho Seco Complex Gneissic-migmatitic

formed by the reworking of Archean rocks. The presence of inliers from Archean and Paleoproterozoic basement. The large volume of Cariris Velhos granites on the domain. Metasedimentary rocks of the Riacho Seco Nuclei, whose origin probably related to the erosion of São Francisco Craton rocks. The exposure may represent a Paleoproterozoic sedimentary basin or alternatively, represent a sequence of Neoproterozoic passive margin, with the original sediment being derived from erosion of the cratonic areas to the south. Minerals of monazite in the rocks studied had neoproterozoic ages indicating that the high-grade metamorphism took place during the latter stages of the Brasiliano cycle.

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	9
1.1. APRESENTAÇÃO.....	9
1.2. METODOLOGIA.....	9
1.3. PRODUTO FINAL.....	11
2. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	13
2.1. O CICLO PANAFRICANO-BRASILIANO E AS FAIXAS BRASILIANAS.....	13
2.2. PROVÍNCIA BORBOREMA	16
2.2.1. Domínio Pernambuco-Alagoas.....	25
2.2.2. Núcleo Riacho Seco.....	26
2.2.3. Magmatismo Neoproterozoico Brasileiro	28
2.3. CRÁTON DO SÃO FRANCISCO (CSF)	30
2.3.1. Bloco de Sobradinho	31
2.3.1.1 Complexo Gnáissico-Migmatítico	32
2.3.1.2 Complexo Serrote da Batateira	32
2.3.2. Cinturão Salvador-Curaçá.....	33
3. GEOCRONOLOGIA	35
3.1. SISTEMA U/PB	35
3.1.1. Zircão.....	41
3.1.2. Monazita	43
3.2. ESPECTROMETRIA DE MASSA	44
3.2.1. LA-ICP-MS.....	46
3.2.2. Laser	49
3.3. O SISTEMA SM-ND.....	49
4. RESULTADOS	53
4.1 METASSEDIMENTOS	53
4.1.1 Complexo Cabrobó	54
4.1.2. Complexo Metassedimentar de Riacho Seco	55
4.2. METAPLUTÔNICAS.....	56
4.2.1. Características das unidades estudadas	56
4.2.1.1. Complexo Entremontes.....	56
4.2.1.2. Ortognaisse Fulgêncio.....	57
4.2.1.3. Complexo Gnáissico-migmatítico de Riacho Seco	57
4.2.1.4. Ortognaisse Lobo	58
4.2.1.5. Ortognaisse Rocinha	58
4.2.1.6. Outros granitos da área de estudo	59
4.2.2. Isótopos de Nd	59
4.2.2.1. Intrusões neoproterozoicas (Ediacarano-Criogeniano).....	59
4.2.2.2. Granitoides Cariris Velhos (Toniano-Esteniano).....	60
4.2.2.3 Granitoides paleoproterozoicos do PEAL	60
4.2.2.3 Granitoides paleoproterozoicos do NRS.....	60
4.2.2.4. Granitoides arqueanos do PEAL	60
4.2.2.5. Granitoides do Cráton do São Francisco.....	61
5. CONCLUSÕES	61
6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	63
7. ARTIGOS SUBMETIDOS	74

Lista de Figuras:

Figura 1: Localização da área de estudo no nordeste do Brasil.	10
Figura 2: Localização das três principais províncias geológicas neoproterozoicas brasileiras. 14	
Figura 3: Os maiores cinturões orogênicos do Gondwana oeste há 650 Ma. Modificado de Teixeira <i>et al.</i> (2010).	15
Figura 4: A Província Borborema e a evolução de seu conhecimento. De cima para baixo: A - Faixas dobradas e maciços na Província Borborema, segundo Almeida <i>et al.</i> (1977); B - Regiões da Província Borborema com evolução monocíclica ou policíclica, e delimitação em subprovíncias ou domínios estruturais, segundo Jardim de Sá <i>et al.</i> (1987), Caby <i>et al.</i> (1991) entre outros, representado em Jardim de Sá (1994); C - Compartimentação da Província Borborema em domínios e terrenos tectono-estratigráficos, segundo Santos (1998, 2000).	18
Figura 5: Compartimentação da Província Borborema baseado em interpretação de mapas geofísicos – modelo proposto por Oliveira (2006). A - Comparação da interpretação dos subdomínios geofísicos-tectônicos com o mapa da componente regional do campo magnético total reduzido ao pólo magnético. Explicações no texto. B - Comparação da interpretação dos subdomínios geofísicos-tectônicos com o mapa de anomalias Bouguer residuais. Explicações no texto.	20
Figura 6: Província Borborema e a compartimentação em domínios geotectônicos, modificado de Medeiros (2004). Localização da Folha Parnamirim.	21
Figura 7: Mapa paleográfico do Gondwana Oeste com suas principais estruturas geológicas correlatas entre os continentes sul-americano e africano (Trompette, 1994). A – Mapa com as principais províncias geológico-estruturais do Gondwana Oeste após a orogênese Panafricana-Brasileira (em torno de 600 Ma). B – Área em detalhe mostrando o esquema estrutural dos domínios geológicos do Nordeste do Brasil e do Oeste da África. DMC – Domínio Médio Coreá; DC – Domínio Cearense; DRN – Domínio Rio Grande do Norte; ZT – Domínio da Zona Transversal; PEAL – Domínio Pernambuco-Alagoas. A posição do norte geográfico é a atual.	22
Figura 8: Reconstrução paleogeográfica (1.080 Ma a 525 Ma) da transição entre a separação do Supercontinente Rodínia e a amalgamação do Supercontinente Gondwana. Crátons: A – Austrália; I – Índia; K – Kalahari; L – Laurência; AN – Antártica; C-SF – Congo-São Francisco; AM – Amazônico; AO – Oeste Africano; P – Paraná; RP – Rio de La Plata; RA – Rio Apa (Tohver <i>et al.</i> , 2006).	24
Figura 9: Seções esquemáticas mostrando as três principais fases de dobramento no Fragmento Riacho.	28
Figura 10: O Cráton São Francisco e suas principais unidades geológicas, modificado de Alkmin <i>et al.</i> (1993), Alkmin (2004) e Schobbenhaus <i>et al.</i> (2004).	31
Figura 11: Séries de decaimento do ^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th . Extraído de Allegre (2008).	37
Figura 12: Diagrama de concórdia tipo Wetherill indicando um sistema com e sem perda de Pb radiogênico (elipse cheia e vazada, respectivamente)(A); e a incerteza associada (área em cinza) (B). A melhor reta que se ajusta as incertezas medidas para um conjunto de análises, quando as idades são relativamente concordantes, pode ser descrita como o ponto teórico	

esférico em C. No caso de análises com Pb muito baixo, o ideal é o uso de um diagrama tipo Tera-Wasserburg (D), que facilita a distinção entre Pb radiogênico e Pb comum. Gruber (2010).

..... 40

Figura 13: Variações de morfologia externa (grãos entre 70 e 250 Mm). De 1 a 21: Morfologia variável, mostrada de acordo com o diagrama de classificação de Pupin (1980) Imagens por SEM, BM e TL. 1 – Grão prismático euédrico; 2 – Apenas uma pirâmide desenvolvida em um subnúcleo largo; 3,4 – Grão com núcleo xenocrítico subédrico; 5 – Núcleo xenocrítico fantasma evidenciado apenas por estruturas de bolha; 6 – grão subvulcânico. 7 – geminação complexa; 8 – grão sem nenhuma face prismática; 9, 10 – cristais geminados de geometria plana; 11, 12 – prismas típicos de baixa velocidade de cristalização; 13, 14, 15 – fragmentos de zircão; 16 – prismas alongados típicos de cristalização rápida; 17, 18 – prismas fraturados de zircões oriundos de gabro; 19, 20, 21 – núcleos proeminentes sobrecrecidos sobre prismas límpidos; 22 – agregado de zircão em plutônica tipo-A; 23 – cristal de zircão de borda fina vazia; 24 – fragmento típico de populações extraídas de rochas máficas; (25-27): frãos reabsorvidos compostos (cauliflor): 25, 27 – típicos de meta-trondhjemitos; 26 – típicos de gnaiss máfico; 28-30: zircões reabsorvidos magmáticos sem sobrecrecimento; 28 – xenocristal solto em granitóide; 29-30: xenocristais reabsorvidos em rocha vulcânica piroclástica; 31-34: zircões sub-arredondados a multi-facetados; 31 – em metagabro; 32 – em leucogranito; 33,34 – em xenólito crustal profundo; 35-36: zircões relacionados a impacto de meteoritos; 35 – reabsorvido com traços de deformação planar; 36 – crescimento pós-impacto de zircão policristalino. Retirado de Corfu *et al.*, 2003. 42

Figura 14: Configuração simplificada de um espectrômetro de massas (retirado de Hieftje e Norman, (1992). 44

Figura 15: Principais componentes de um espectrômetro de massas com plasma indutivo acoplado. Extraído de Allegre (2008). 47

Figura 16: LA-ICP-MS do laboratório de geocronologia da Universidade Nacional de Brasília. Em primeiro plano o equipamento de abração a laser, mais ao fundo o espectrômetro de massas. 48

Figura 17: Gráfico representando a evolução do Nd na Terra ao longo do tempo, a partir dos primeiros eventos de acreção e formação da Terra onde é iniciado o modelo de reservatório condrítico uniforme (CHUR). Com a fusão parcial do CHUR são separadas as fontes enriquecidas (geração de rochas crustais) e as fontes deplecionadas, onde fica o sólido residual. Faure (1986). 52

Figura 18: Diagrama apresentando o parâmetro ϵ_{Nd} , onde CHUR (reservatório condrítico uniforme) é representado de forma contínua no tempo, o manto depletado (DM) é uma função de curva que sempre apresenta valores positivos. A partir da idade de cristalização da rocha de uma amostra (losango vermelho), no caso hipotética, é calculado o parâmetro e assim sendo possível traçar as linhas indicativas das idades-modelo CHUR e DM, isto é a idade de extração do material de fusão a partir do manto depletado e sua idade relacionada ao reservatório condrítico. DePaolo (1988). 53

Abreviaturas:

PB – Província Borborema

PEAL – Domínio Pernambuco-Alagoas

PEAL-W - Domínio Pernambuco-Alagoas Oeste

PEAL-E - Domínio Pernambuco-Alagoas Leste

NRS – Núcleo Riacho Seco

CSF – Cráton São Francisco

CSC – Cinturão Salvador-Curaça

ETR – Elementos Terras Raras

MORB – Middle Ocean Ridge Basalts (Basaltos de cadeias meso-oceânicas)

LA-ICPM-MS - Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry (Espectrometria de massa por ablação laser com plasma acoplado)

T_{DM} – Time of Depleted Mantle (Idade-modelo de depleção mantélica)

CHUR – Chondritic Uniform Reservoir (Reservatório condrítico uniforme)

MSWD - Mean square weighted deviation (desvio médio ponderado dos quadrados)

SHRIMP – Sensitive High Resolution Ion Microprobe (Microsonda iônica de alta resolução)

TIMS – Thermal Ionization Mass Spectrometry (Espectrometria de massa por ionização termal)

SRTM - Shuttle Radar Topography Mission (Missão topográfica radar Suttle)

1. INTRODUÇÃO

1.1. Apresentação

A área de estudo localiza-se na porção central da região conhecida como sertão nordestino, no nordeste do Brasil. A maior parte da área se encontra no território do Estado de Pernambuco e em menor parte no Estado da Bahia, abrangendo principalmente os municípios de Cabrobó, Orocó, Ouricuri, Parnamirim, Salgueiro e Santa Maria da Boa Vista, em Pernambuco; e Abaré, Curaça e Ibó, no estado da Bahia. Cartograficamente ocupa uma faixa que toma partes de quatro folhas de escala 1:100.000 (Parnamirim, Salgueiro, Chorrochó e Santa Maria da Boa Vista), com uma área de aproximadamente 5000 m² (Fig. 1).

A área de estudo foi selecionada com objetivo de aprimorar o conhecimento geológico na região, carente de trabalhos científicos mais aprofundados, e também pela proximidade de áreas de interesse do ponto de vista metalogenético como as ocorrências e depósitos de cobre em Curaça-Ba, descobertos na década de 70. O trabalho se concentrou principalmente em estudos geocronológicos visando à caracterização geotectônica da porção oeste do domínio tectônico Pernambuco-Alagoas, dentro da Província Borborema.

Trabalhos anteriores de destaque na área reportam ao Projeto Extremo Oeste de Pernambuco (Sial *et al.*, 1983), uma compilação de mapas geológicos de graduação na escala 1:50.000 efetuados pela Universidade Federal de Pernambuco e o projeto da CPRM Folha Aracaju NW (SC.24-V) escala 1:500.000 (Angelim & Kosin, 2001).

1.2. Metodologia

O projeto teve sua metodologia baseada em três etapas principais: primeiramente a etapa de campo que consistiu no mapeamento geológico regional com coleta de material em campo; a segunda etapa tratou da preparação e análise em laboratório das amostras de rocha coletadas em campo; e na etapa final objetivou-se a interpretação dos resultados, integração dos dados (campo, petrografia, geoquímica e geocronologia) e redação dos artigos científicos e dissertação de mestrado com tabelas anexadas.

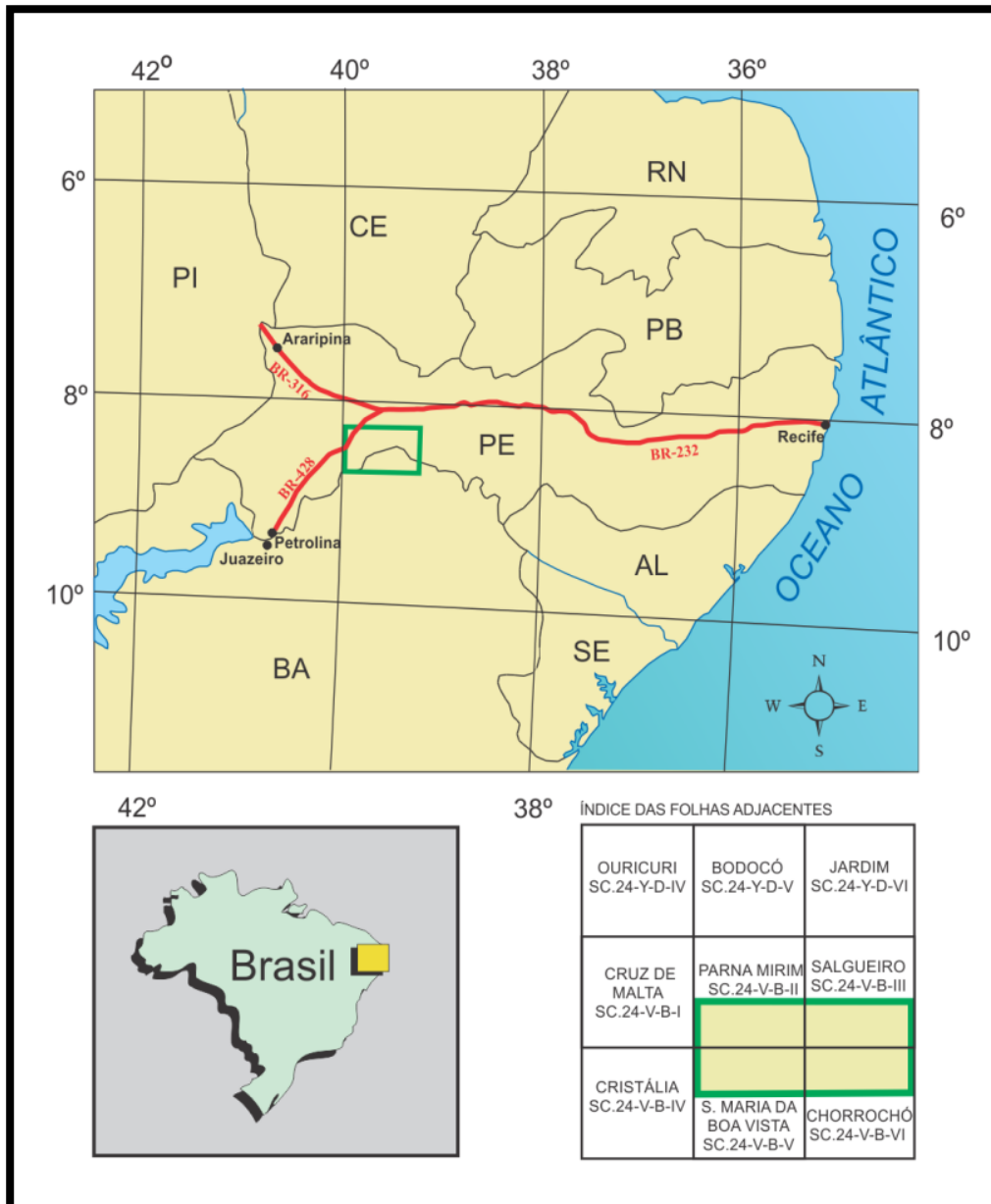


Figura 1: Localização da área de estudo no nordeste do Brasil.

Durante os trabalhos de campo deste trabalho, foram ao todo estudados 296 afloramentos. Em grande parte destes afloramentos foram coletadas amostras de rocha para estudos petrológicos, geoquímicos e isotópicos. Foram confeccionadas 54 lâminas delgadas e realizadas 29 análises químicas de óxidos e elementos traço, além de 44 análises isotópicas, sendo 31 analisadas pelo método Sm/Nd e 11 pelo método U-Pb, e entre estes, 8 análises em zircões e 3 em monazita.

Para a etapa de preparação de amostras se utilizou de três laboratórios de preparação de amostras: dois laboratórios da SGB-CPRM, um na superintendência regional de Recife, onde se separou as amostras a serem analisadas e preparadas para análises geoquímicas e o outro laboratório na superintendência regional de

Porto Alegre, onde se fez a confecção de lâminas petrográficas, britagem e moagem de rochas para posterior separação de minerais pesados; o terceiro laboratório utilizado foi o da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), onde foi feita a separação e concentração dos minerais de zircão e monazita.

As análises químicas de rochas foram feitas pela SGS Geosol Laboratórios Ltda. As análises geocronológicas foram efetuadas no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília. Os demais dados utilizados neste trabalho (petrográficos, geoquímicos e isotópicos) foram retirados dos projetos de mapeamento da CPRM, Parnamirim SC-24-V-B-II e Salgueiro SC-24-V-B-III.

1.3. Produto final

Esta dissertação está estruturada na forma de dois artigos científicos, conforme as normas do Programa de Pós-Graduação em Geociências (PPGGEO) da UFRGS. Os seguintes capítulos constituem o “Estado da Arte” requerido pelo programa:

- CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL – Introdução a respeito do conhecimento geológico sobre a Província Borborema e mais especificamente o segmento oeste do Domínio Pernambuco-Alagoas, alvo do estudo;
- GEOCRONOLOGIA – Capítulo correspondente a parte de materiais e métodos, abarcando a principal ferramenta utilizada na confecção dos dados, com breve histórico da metodologia e sua aplicabilidade as geociências;
- RESULTADOS – Exposição dos resultados relacionados as unidades geológicas estudadas, onde se discorre sobre as principais características destas através da leitura dos dados;
- CONCLUSÕES – Interpretação dos dados geocronológicos obtidos, com suporte dos dados petrográficos e geoquímicos, suas implicações geológicas e geotectônicas.
- REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS – Apresentação da bibliografia utilizada como base para o presente estudo;

• ARTIGOS SUBMETIDOS – Cópias dos dois artigos enviados e submetidos ao *Journal of South American Earth Sciences* e ao *Brazilian Journal of Geology*, como os resultados deste trabalho, cujo respectivos títulos são:

- 1- PROVENANCE OF METASEDIMENTARY ROCKS OF THE WESTERN PERNAMBUCO-ALAGOAS DOMAIN: CONTRIBUTION TO UNDERSTAND THE NEOPROTEROZOIC TECTONIC EVOLUTION OF SOUTHERN BORBOREMA PROVINCE

- 2- GEOLOGICAL AND ISOTOPIC CHARACTERISTICS OF GRANITES FROM THE WESTERN PERNAMBUCO ALAGOAS DOMAIN: IMPLICATIONS FOR THE CRUSTAL EVOLUTION OF THE NEOPROTEROZOIC BORBOREMA PROVINCE

2. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

2.1. O Ciclo Panafricano-Brasiliano e as Faixas Brasileiras

Durante o Neoproterozoico ocorreram importantes eventos tectônicos, que deram origem a uma série de faixas móveis em vários continentes. O Ciclo Orogênico Panafricano afetou parte significativa do continente africano e da América do Sul, especialmente no Brasil, onde recebe a denominação de Ciclo Brasileiro.

O termo Panafricano foi utilizado para fazer referência ao evento tectonotermal (650-500 Ma) identificado, na África, através da abertura do sistema isotópico K-Ar em minerais (Kennedy, 1964). Estudos posteriores, auxiliados por diversos métodos geocronológicos, levaram muitos autores à utilização do termo Panafricano para referir-se a um longo ciclo tectônico que atuou em diferentes blocos, conduzindo à colagem de terrenos, que formaram o megacontinente de Gondwana (Hanson *et al*, 1988; Porada, 1979; Bentor, 1985; Burke *et al*, 1977; Kröner, 1977; Kröner, 1985; Ben-Avraham *et al*, 1981; Jackson & Ramsay, 1980).

O termo Ciclo Panafricano tem sido empregado para definir todos os eventos tectônicos envolvidos na formação das faixas do ciclo Panafricano-Brasiliano, englobando desde a sedimentação, magmatismo até o metamorfismo e deformação das rochas. A Orogênese Brasileira (~600 Ma) representa a principal fase orogênica do ciclo, seguida da instalação das sequências molássicas, até cerca de 500 Ma (Trompette, 1994).

No território brasileiro extensas áreas foram afetadas pela Orogênese Brasileira. Almeida *et al*. (1977) agrupam regiões que apresentam características comuns de evolução, identificando três regiões que se mantiveram tectonicamente ativas, com fenômenos termais, até o final do Pré-cambriano; estas foram denominadas províncias Tocantins, Mantiqueira e Borborema (Fig. 2).

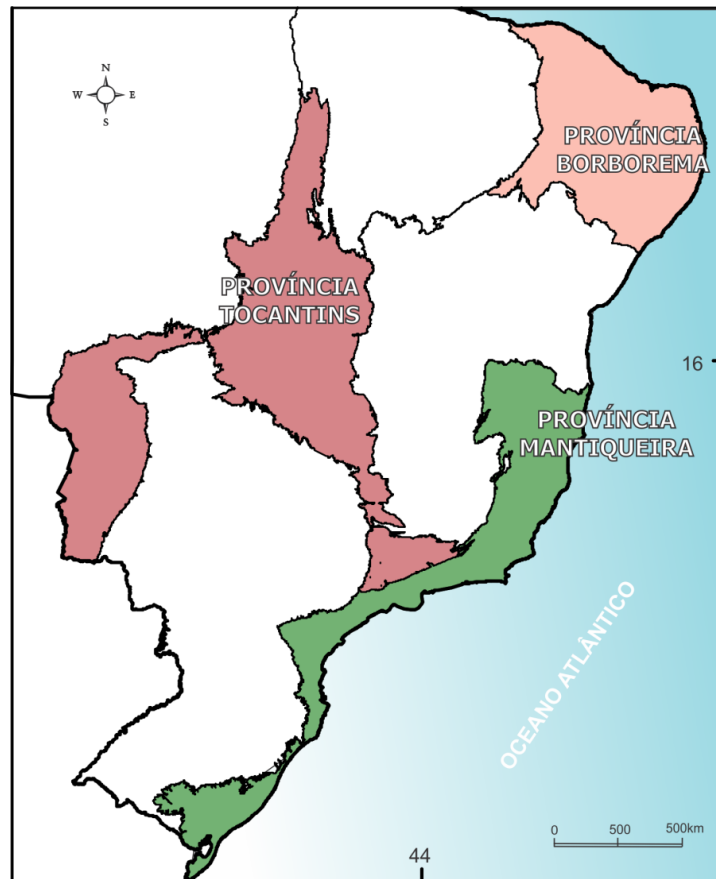


Figura 2: Localização das três principais províncias geológicas neoproterozoicas brasileiras.

A Província Tocantins é localizada na Região Centro-Oeste, entre os Crátons São Francisco e Amazônico; a Província Mantiqueira engloba as unidades brasileiras do sudeste/sul do Brasil, desde a borda sul do Cráton São Francisco até as imediações do Cráton Rio De La Plata (Uruguai); e a Província Borborema no nordeste do Brasil, localizada entre os crátons São Luiz, São Francisco e Amazônico.

A Província Borborema, onde se insere a área de estudo, teve sua origem e formação relacionada, principalmente, aos orógenos Neoproterozoicos (Brasiliano) que afetaram o continente Africano e a borda leste do Continente Sul americano durante a formação do supercontinente Gondwana (Fig. 3).

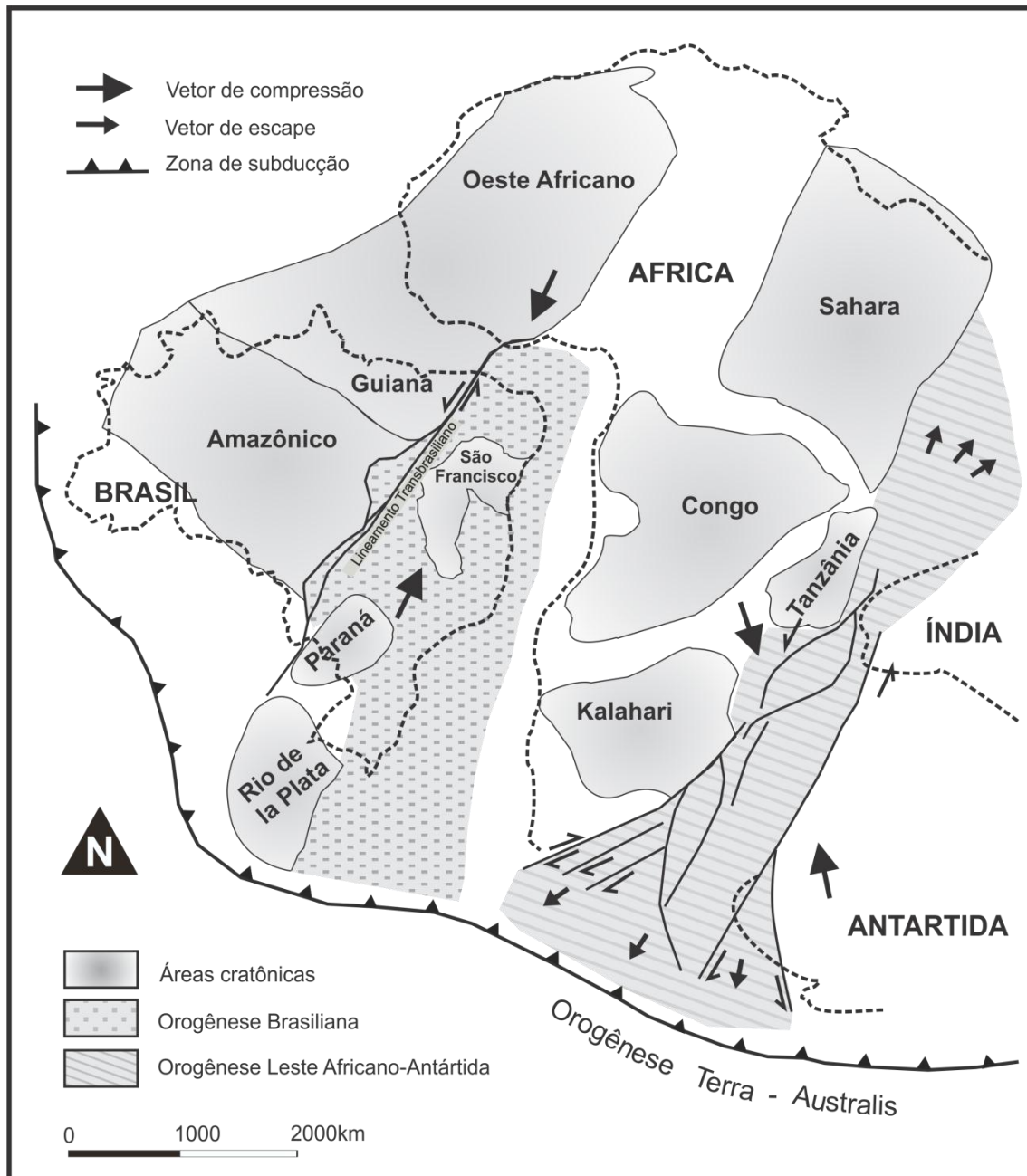


Figura 3: Os maiores cinturões orogênicos do Gondwana oeste há 650 Ma. Modificado de Teixeira et al. (2010).

Uma sequência de seis estágios principais foi proposta por uma série de autores, para os processos tectônicos do Ciclo Orogrênico Brasileiro ao longo da borda leste do Brasil, que seriam resumidamente os seguintes:

- Colisão dos crátons Amazônico e São Francisco e formação do segmento norte da Faixa Brasília, entre 760 e 780 Ma (Pimentel *et al.*, 2000);
- Colisão envolvendo o sul do Cráton São Francisco com as províncias Rio de la Plata/Paraná, a partir de 750 Ma (Alkmim *et al.*, 2001);

- Novo evento colisional envolvendo o Cráton Amazônico, gerando as *nappes* de vergência para leste do segmento sul da Faixa Brasília (Alkmim *et al.*, 2001);
- Formação da Faixa Ribeira, entre 790 e 610 Ma., e incorporação de terrenos exóticos no sudoeste do Brasil durante o Cambriano, entre 535 e 500 Ma. (Heilbron *et al.*, 2008);
- Convergência entre o as áreas cratônicas do Rio de la Plata/Paraná e Amazônia, com formação do cinturão móvel Paraguaio no intervalo de 540 e 510 Ma (Alvarenga *et al.*, 2000);
- Fechamento progressivo de oceano interno e formação da Província Borborema no período entre 540 e 500 Ma (Neves *et al.*, 2000), com empurrões sobre a margem norte do Cráton São Francisco.

2.2. Província Borborema

A Província Borborema (PB) definida por Almeida *et al.* (1977 e 1981), localizada no nordeste do Brasil, constitui um sistema de faixas de dobramentos associados às orogêneses do Neoproterozoico e granitogêneses correlatas, incluindo fragmentos antigos do Arqueano/Paleoproterozoico, bacias sedimentares tafrogênicas mesozoicas e por último coberturas superficiais recentes. Segundo Caby (1989) a província dentro do contexto pré-deriva Mesozoica fazia parte de um mega-cinturão móvel Panafricano/Brasiliano.

A parte oeste do cinturão se estendia pelo nordeste brasileiro e a parte leste pela África Central, onde é representado pelos Cinturões de Dobramento Central da África. Este cinturão móvel estaria inserido no norte do Supercontinente Gondwana. A PB tem como principais características a forte deformação atrelada ao Ciclo Brasileiro, extensas zonas de cisalhamento e intenso plutonismo granítico. Sendo delimitada a sul pelo Cráton São Francisco, a oeste é recoberta pela Bacia do Parnaíba e a norte e leste a província se encontra encoberta pelos sedimentos das bacias costeiras.

Diversos autores sugeriram divisões internas na PB (Fig. 4). A primeira compartimentação tectônica da província (Fig. 4A) deve-se a Brito Neves (1975) seguido por outros autores que incluíram faixas, sistemas de dobramentos ou cinturões metamórficos, separados por maciços medianos e zonas geoanticlinais de

natureza gnáissico-migmatítico-granítica, que abrigam nos seus interiores faixas de supracrustais.

Os sistemas de dobramentos foram considerados como entidades de evolução monocíclica filiados ao Evento Brasileiro, enquanto que o embasamento divisório de idade arqueana/paleoproterozoica teria evolução policíclica. Trabalhos posteriores, notadamente a partir de Jardim de Sá (1987), na Faixa Seridó, passaram a admitir uma evolução policíclica também para as outras faixas dobradas correlatas da Província Borborema (Fig. 5B), associando-se a uma tectônica tangencial do Paleoproterozóico relacionada ao Ciclo Transamazônico (2,0-1,8Ga) e retrabalhamento essencialmente transcorrente no Ciclo Brasileiro (0,75-0,57Ga).

Com base em datações de granitoides intrusivos em sistemas de dobramentos e em supracrustais no âmbito do Domínio Pernambuco-Alagoas com idades entre 1,0 e 0,92 Ga, alguns autores idealizaram a atuação de mais um evento orogênico na Província Borborema, denominado Evento Cariris Velhos (Santos *et al.*, 1994; Santos, 1995; Brito Neves *et al.*, 1995), equivalente ao Kibariano na África, Sunsás em Rondônia e Greenville no Canadá.

Embasado na tectônica acrescionária Santos (1996 e 1998), propõe nova compartimentação geotectônica para a PB (Fig. 5C), dividindo-a em domínios e terrenos tectonoestratigráficos, cuja colagem teria ocorrido durante os eventos Cariris Velhos (de idade Grenvilliana) e Brasileiro/Pan-Africano. Este último teria atuado tanto na justaposição de terrenos tectonoestratigráficos distintos, como retrabalhando e dispersando os limites da colagem Cariris Velhos.

Outra teoria (Bittar, 1998, Neves *et al.*, 2000 e 2003) seria que as rochas de idade Toniana foram formadas em um contexto anorogênico/rifte com deformação relacionada principalmente ao Ciclo Brasileiro desconsiderando como um ciclo Wilsoniano o Evento Cariris Velhos. Dentro dessa concepção a província teria sofrido somente dois eventos orogênicos tectonotermiais, um no Paleoproterozoico (Orogenia Transamazônica) e outro no fim do Neoproterozoico (Orogenia Brasileira). E teria ocorrido entre esses dois ciclos o evento tafrogênico Cariris Velhos.

Em trabalho de doutorado, Oliveira (2006), propôs modelo alternativo a compartimentação dos principais domínios geotectônicos da PB, baseado em mapas regionais de geofísica, ele comparou as principais estruturas regionais cartografadas na província com os registros de contrastes das anomalias magnéticas (Fig. 5A) e gravimétricas (Fig. 5B), localizando possíveis suturas tectônicas.

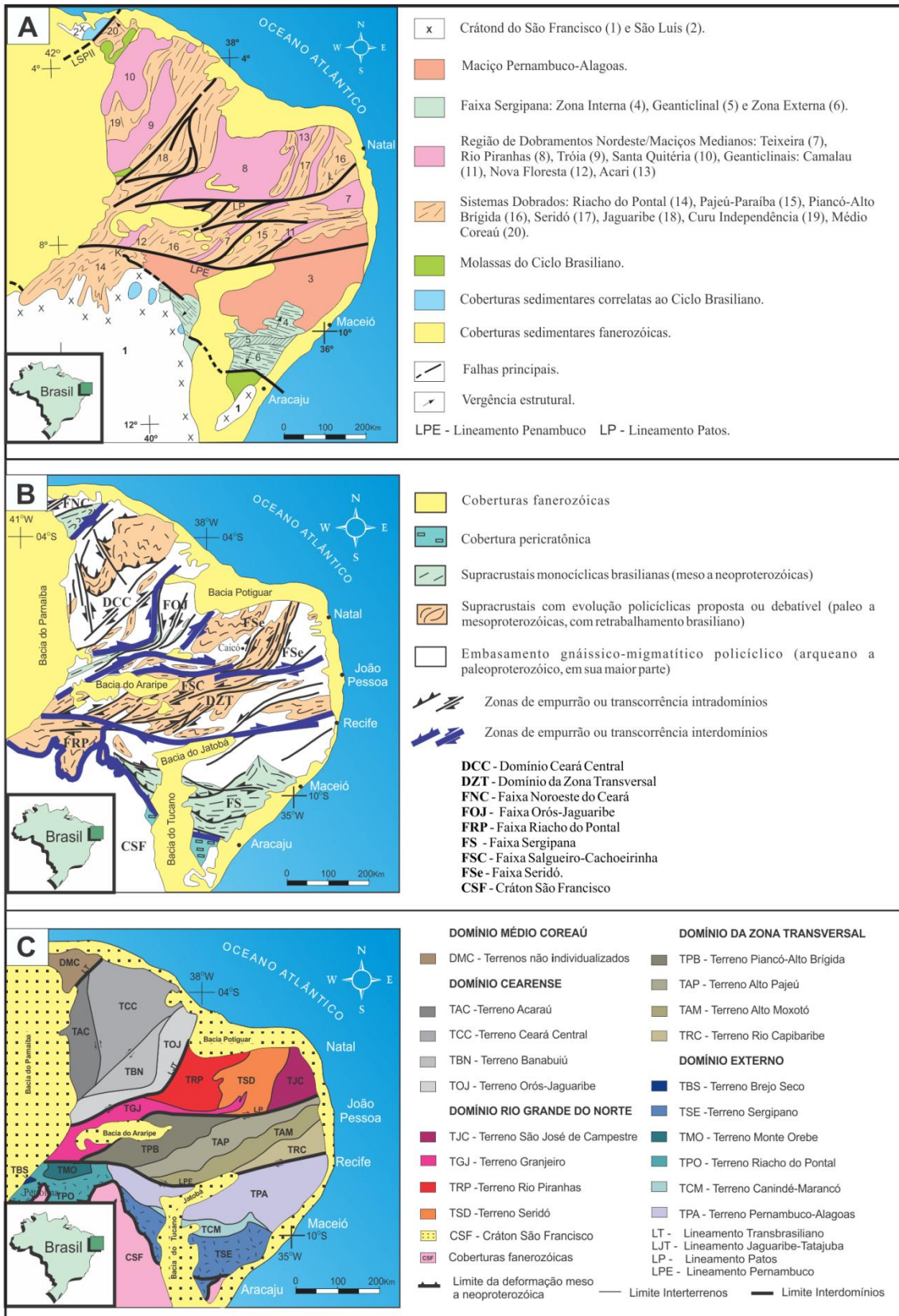


Figura 4: A Província Borborema e a evolução de seu conhecimento. De cima para baixo: A - Faixas dobradas e maciços na Província Borborema, segundo Almeida *et al.* (1977); B - Regiões da Província Borborema com evolução monocíclica ou policíclica, e delimitação em subprovíncias ou domínios estruturais, segundo Jardim de Sá *et al.* (1987), Caby *et al.* (1991) entre outros, representado em Jardim de Sá (1994); C - Compartimentação da Província Borborema em domínios e terrenos tectono-estratigráficos, segundo Santos (1998, 2000).

A compartimentação proposta em cinco domínios geofísicos tectônicos segue em parte os modelos anteriormente propostos, diferenciando-se pela separação destes em subdomínios (Fig. 5). Domínios Médio-Coreaú (indiviso); Domínio Ceará – subdomínios Ceará Central e Jaguaribe; Domínio Rio Grande do Norte – subdomínios Rio Piranhas, Granjeiro-Seridó e São José do Campestre; Domínio Central – subdomínios Araripina, Piancó-Alto Brígida, Alto Pajeú, Alto Moxotó e Rio Capibaribe; Domínio Externo ou Sul – subdomínios Cabrobó, Garanhuns e Arapiraca.

O modelo mais aceito para as divisões internas da PB (Fig. 6), compilado de diversos autores (Van Schmus *et al.*, 1995 e 2008; Brito Neves *et al.*, 2000; Santos *et al.*, 2000 e 2010), que observando o mosaico estrutural da província e dados geocronológicos em suas rochas a dividiram em três subprovíncias: Setentrional, que inclui os domínios Médio-Coreaú, Ceará Central e Rio Grande do Norte; Zona Transversal ou Central, que inclui os domínios ou terrenos Piancó-Alto Brígida, Alto Pajeú, Alto Moxotó e Rio Capibaribe; e Externa ou Meridional, esta inclui o Domínio Pernambuco-Alagoas (PEAL) e as Faixas Riacho do Pontal e Sergipana.

As três subprovíncias são delimitadas por duas megaestruturas de direção E-W, os lineamentos Patos (norte) e Pernambuco (sul). A região estudada se encontra quase que inteiramente dentro do PEAL oeste da Subprovíncia Externa, delimitada a norte pelo Lineamento Pernambuco e a sul pelo Cráton São Francisco.

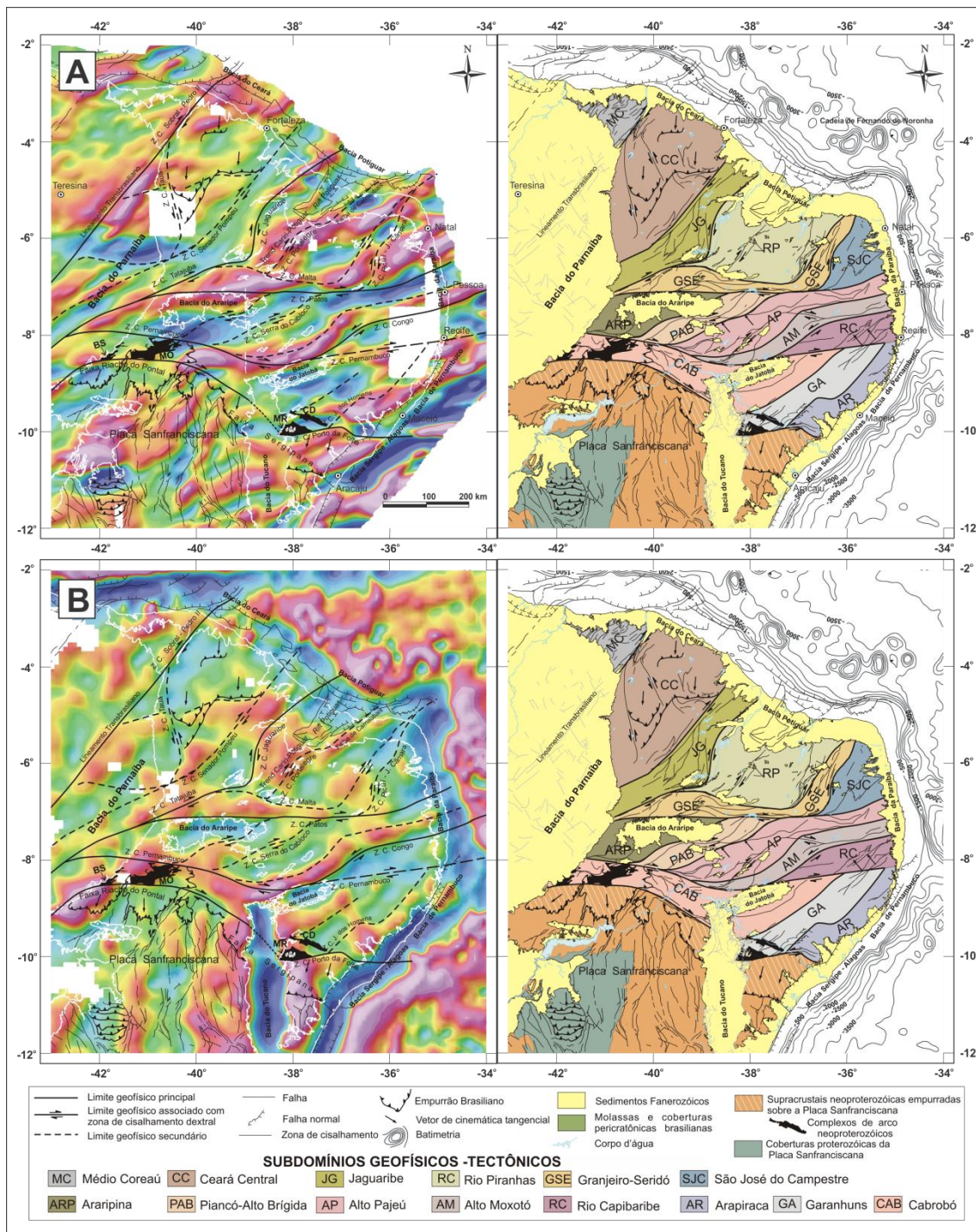


Figura 5: Compartimentação da Província Borborema baseado em interpretação de mapas geofísicos – modelo proposto por Oliveira (2006). A - Comparação da interpretação dos subdomínios geofísicos-TECTÔNICOS com o mapa da componente regional do campo magnético total reduzido ao pólo magnético. Explicações no texto. B - Comparação da interpretação dos subdomínios geofísicos-TECTÔNICOS com o mapa de anomalias Bouguer residuais. Explicações no texto.

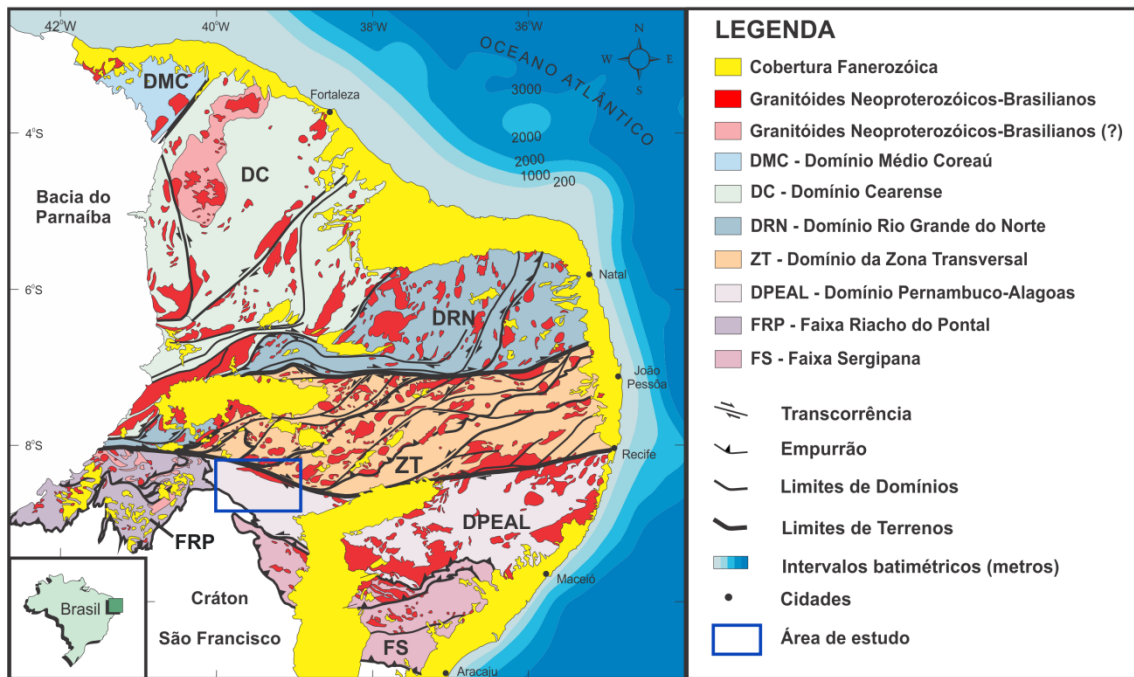


Figura 6: Província Borborema e a compartimentação em domínios geotectônicos, modificado de Medeiros (2004). Localização da Folha Parnamirim.

Em reconstruções paleogeográficas a PB é resultado da interação complexa entre placas continentais, pequenas placas e continentes, que estavam localizados entre os crátons Oeste-Africano, a norte e Congo-São Francisco, a sul (Brito Neves & Cordani, 1991). Com sua formação em torno de 600 Ma, dentro do contexto do Supercontinente Gondwana formado a partir da aglutinação dos crátons Oeste-Africano, Amazônico, Rio de La Plata e Congo-São Francisco para formação do (Hoffman 1991).

No interior do Supercontinente Gondwana, no processo de convergência dos crátons Oeste-Africano e Congo-São Francisco, a PB em conjunto com os domínios geológicos da África Centro-Norte (Nigéria e Camarões) formaram uma extensa província policíclica Panafricana-Brasíliana (Trompette, 1994). Os principais elementos de ligação da PB com a África são os seguintes: A mega faixa dobrada marginal Obanguides-Sergipe; a continuidade entre as zonas de cisalhamento Pernambuco-Ademoa, Patos-Garoua e Senador Pompeu-Ife Ife; a correlação entre o Domínio Médio Coreaú e a Faixa Pharusian; a continuidade do Lineamento Transbrasiliano (Zona de Cisalhamento Sobral/Pedro II, como segmento final do lineamento na plataforma Sul-americana) com o Lineamento Hoggar 4° 50' (Fig. 7).

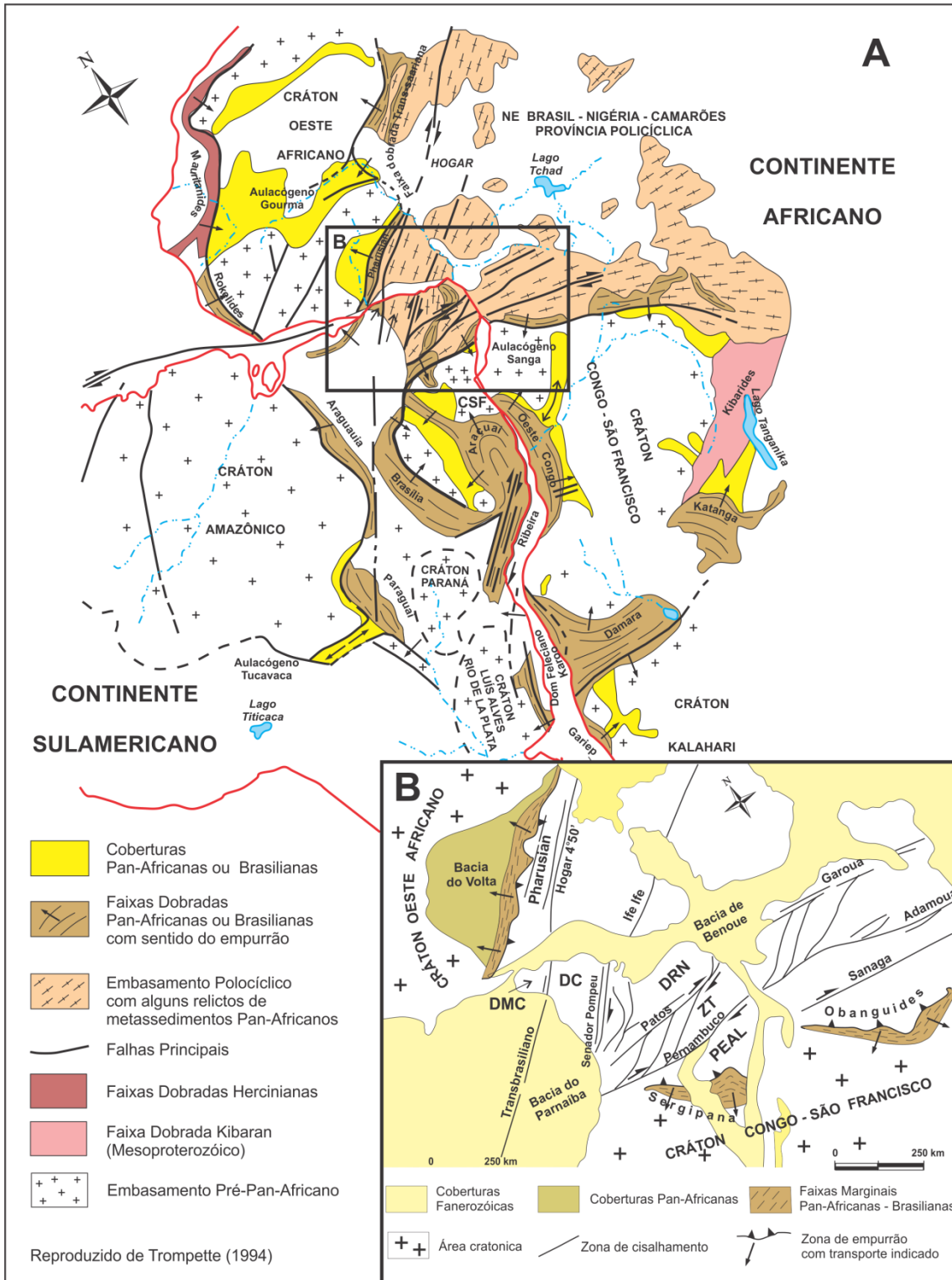


Figura 7: Mapa paleográfico do Gondwana Oeste com suas principais estruturas geológicas correlatas entre os continentes sul-americano e africano (Trompette, 1994). A – Mapa com as principais províncias geológico-estruturais do Gondwana Oeste após a orogênese Panafricana-Brasiliiana (em torno de 600 Ma). B – Área em detalhe mostrando o esquema estrutural dos domínios geológicos do Nordeste do Brasil e do Oeste da África. DMC – Domínio Médio Coreáú; DC – Domínio Cearense; DRN – Domínio Rio Grande do Norte; ZT – Domínio da Zona Transversal; PEAL – Domínio Pernambuco-Alagoas. A posição do norte geográfico é a atual.

Essas zonas de suturas indicam o lugar do possível fechamento de antigos oceanos durante o processo e amalgamação do Gondwana Oeste (Trompette, 1994).

De acordo com Neves (2003) e Neves *et al.* (2006) a PB, contrariando o modelo acima proposto, a PB faria parte de um imenso bloco tectônico consolidado desde 2,0 Ga, em conjunto com os crátons Congo-São Francisco, Oeste da África e Amazônico (componentes do Supercontinente Atlântica de Rogers, 1996), considerando a hipótese, as faixas orogênicas formadoras da PB e correlatas na África não corresponderiam ao fechamento de oceanos, pelo menos de proporções consideráveis.

Estudos paleomagnéticos mais recentes (Tohver *et al.*, 2006) apontam que em 1.080 Ma havia um grande oceano entre o Cráton Congo-São Francisco e o Supercontinente Rodínia, e assim a formação do Supercontinente Gondwana se iniciou a partir da aproximação entre os crátons Oeste-Africano e Amazônico (parte do Supercontinente Rodínia), através de uma série de colisões no período entre 950 e 550 Ma (Fig 8), acrescentando ao Cráton Congo-São Francisco uma série de crátons e terrenos. Considerando esse cenário, haveria o fechamento de um grande oceano.

Em um modelo alternativo, Cordani *et al.* (2003) consideram que a PB e a África Central estiveram sempre próximas ao Cráton Congo-São Francisco, pelo fato de que não são descritos volumes expressivos de rochas típicas de domínios oceânicos, nem na região das rochas Cariris Velhos, nem nas faixas marginais Sergipana e Obangides. Outro aspecto importante é levantado por Kroner & Cordani (2003). Segundo esses autores, os crátons da América do Sul, da África e da Índia não fizeram parte do Supercontinente Rodínia. Como os dados paleomagnéticos sobre a PB são escassos, não é possível fazer um rastreamento claro sobre o percurso da mesma, assim como afirmar a existência de um grande oceano em torno da província.

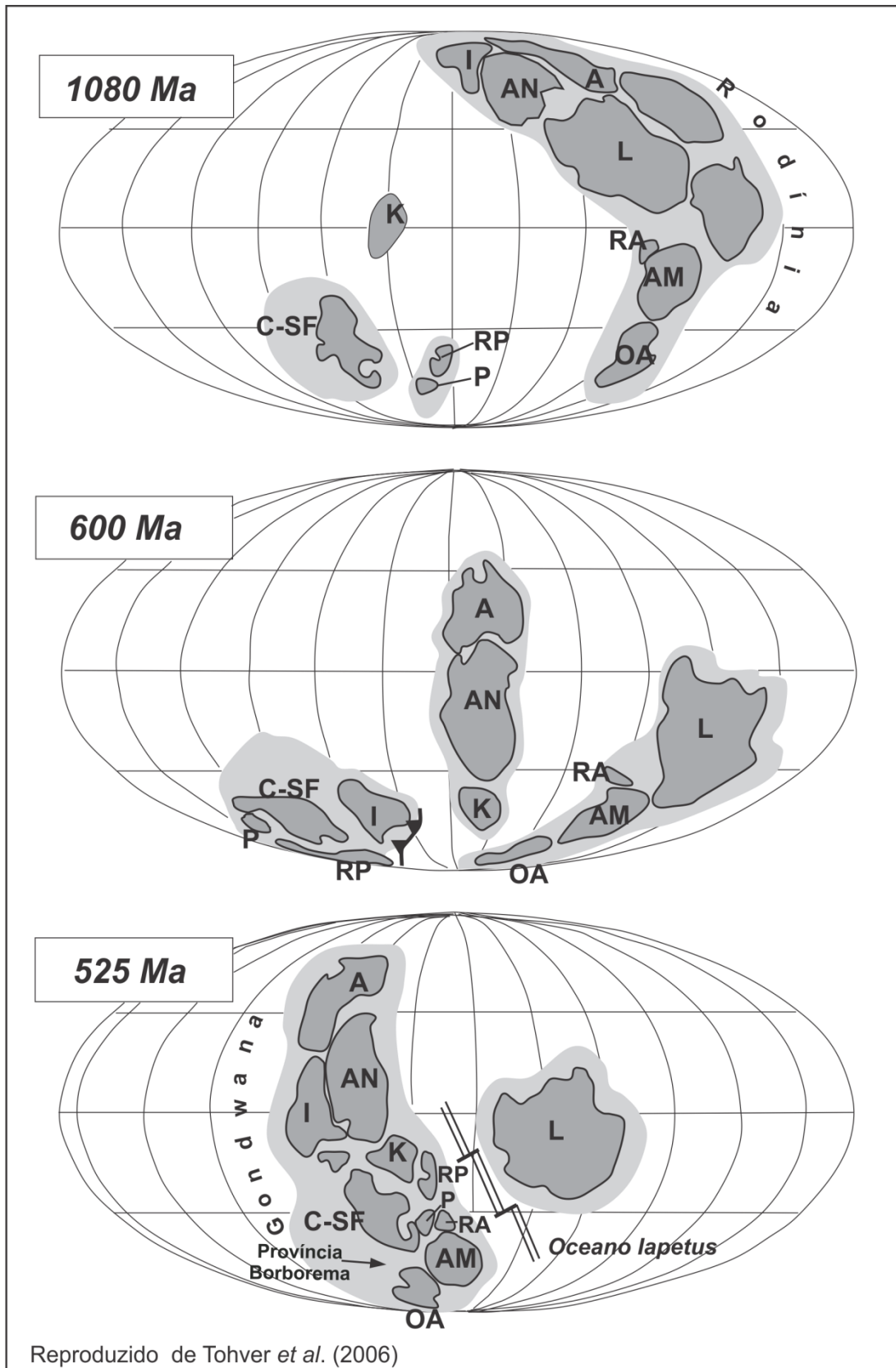


Figura 8: Reconstrução paleogeográfica (1.080 Ma a 525 Ma) da transição entre a separação do Supercontinente Rodínia e a amalgamação do Supercontinente Gondwana. Crátons: A – Austrália; I – Índia; K – Kalahari; L – Laurência; AN – Antártica; C-SF – Congo-São Francisco; AM – Amazônico; AO – Oeste Africano; P – Paraná; RP – Rio de La Plata; RA – Rio Apa (Tohver *et al.*, 2006).

2.2.1. Domínio Pernambuco-Alagoas

O Domínio Pernambuco-Alagoas (PEAL) é uma extensa zona litoestratigráfica de orientação leste-oeste, limitado a norte pelo Lineamento Pernambuco e a sul pela Faixa Sergipana. Foi definido originalmente por Brito Neves *et al.* (1982) como um maciço formado por gnaisses e migmatitos de idade arqueana a paleoproterozoica (Transamazônico), intrudidos por granitoides brasileiros.

O PEAL é separado em segmento oeste e leste (PEAL-W / PEAL-E) pelas bacias de Tucano e Jatobá, pertencente ao seguimento de bacias mesozoicas do aulacógeno do Recôncavo Baiano, formando durante o episódio de separação Brasil-África.

Uma concepção mais atualizada compreende o PEAL como uma complexa colagem de unidades de diversas idades (Van Schmus *et al.* 1995; Silva Filho *et al.* 2002; Oliveira *et al.* 2006). Santos (1995), Medeiros & Santos (1998) e Medeiros (2000) reconheceram duas unidades principais no domínio: O Complexo Cabrobó que contém sequências metassedimentares e metavulcanossedimentares metamorfizadas na fácies anfíbolito, localmente possuindo termos migmatíticos e granitoides neossomáticos; e o Complexo Belém do São Francisco (CBSF) que compreende gnaisses de composições predominantemente graníticas a granodioríticas com níveis máficos e migmatitos ortoderivados com restos de supracrustais. Silva *et al.* (2002) datou um biotita-hornblenda gnaisse granodiorítico do CBSF em 2074 ± 34 Ma.

Outras rochas atribuídas ao CBSF em questão forneceram idade modelo de 1,33 Ga (Santos, 1998), o que dificulta a interpretação a respeito da idade de cristalização de suas rochas. Idade modelo de 1,2 Ga (Mendes, no prelo) foi obtida em anfíbolito encaixado no Complexo Cabrobó, o que a princípio reforçaria a interpretação de que a unidade teria idade Esteniana-Toniana.

Os dois complexos possuem forte imbricamento tectônico, ressaltado muitas vezes pela alternância de fatias alóctones de ambos. Os complexos metamórficos do PEAL são intrudidos por rochas plutônicas brasileiras em parte não deformadas (tardi a pós-tectônicos) e partes intensamente deformadas (pré a sin tectônicos). Por vezes os plútons pré a sin tectônicos devido à deformação e migmatização são de difícil separação das assembleias metaplutônicas mais antigas. Essa atividade granítica brasileira ocorre principalmente nas proximidades do Lineamento Pernambuco.

Durante trabalho de mapeamento das folhas Parnamirim e Salgueiro (CPRM, no prelo) idades obtidas em rochas ortoderivadas do PEAL-W apontaram granitogênese de idade Toniana (Evento Cariris Velhos) nos ortognaisses Rocinha e Lobo e idade Neoarqueano em gnaiss granítico do Complexo Entremontes, trabalhos preliminares também apontaram idades paleoproterozóicas em Gnaisses graníticos e metassedimentos.

Neves e colaboradores (2009) em trabalho de estudo de proveniência em zircões detríticos no PEAL-E encontraram idades mínimas de deposição em torno de 900 Ma em rochas do Complexo Rio Una (anteriormente cartografado com Complexo Cabrobó), por sua vez, Silva Filho e colaboradores (2012) realizaram estudo de proveniência em rochas do mesmo Complexo Rio Una (em área também anteriormente cartografada como Complexo Cabrobó) e encontraram idades mínima de deposição em torno de 650Ma.

Todos os trabalhos anteriores mostram a complexidade geotectônica do PEAL, onde se encontram rochas remanescentes de embasamento arqueano, rochas ligadas à orogênese Paleoproterozoica, rochas geradas no Evento Cariris Velhos (Esteniano/Toniano) e também rochas ígneas e metamórficas relacionadas ao Ciclo Brasileiro. Além da grande variedade de idades encontradas em rochas do PEAL, também é notório a complexidade estrutural do domínio com um todo, com estruturas de empurrões no contato com o Cráton São Francisco e as faixas Sergiापana e Riacho do Pontal e estruturas transcorrentes no contato com a Zona Transveral.

2.2.2. Núcleo Riacho Seco

O Núcleo Riacho Seco (NRC) nomeado e definido com Fragmento Riacho Seco por Santos (1995) e Angelin & Kosin (2001), é parcialmente envolvido pelo Complexo Cabrobó, unidade litoestratigráfica do PEAL, através de zona de cisalhamento contracional. Ao sul faz contato com litotipos do Cráton do São Francisco através da Zona de Cisalhamento Riacho Seco, de natureza transcorrente sinistral.

Os trabalhos iniciais na região do NRC constam de Andritzky & Schmitz (1970), relativos à prospecção geoquímica para cobre na fazenda Bom Recurso, a leste do povoado Riacho Seco (BA). Em trabalhos anteriores a litoestratigrafia do FRC fora englobada no Grupo Macururé (Barbosa, 1970), no Grupo Cabrobó (Leal,

1970) e no Grupo Ibó (Gava *et al.*, 1983). Entre 1977 e 1984 a área foi alvo de prospecção mineral por parte da Companhia Baiana de Pesquisa Mineral (CBPM), para avaliação do potencial das concentrações cupríferas, através do Projeto Riacho Seco II (relatórios 1980 e 1983).

Litologicamente o fragmento é constituído pelo Complexo Riacho Seco, este subdividido em duas unidades principais. O Complexo Gnáissico-Migmatítico de Riacho Seco é composto de rochas metaplutônicas com composições variando de tonalíticas (menos comum) a graníticas (predominante), à biotita, coloração rosada e acinzentada, de estrutura gnáissica, por vezes migmatizadas, englobando restos de supracrustais fortemente dobradas e fragmentadas, de fácies anfibolito médio a alto. As supracrustais configuram uma sequência metavulcano-sedimentar que ocorre como corpos estruturalmente concordantes, lenticulares, alongados, de extensões decimétricas a métricas, por vezes quilométrica.

O Complexo Metassedimentar de Riacho Seco se constitui de uma unidade eminentemente metassedimentar, representada por cianita-granada-biotita xistos; cianita-granada-biotitagnaisses; leucognaisses; rochas calcissilicáticas (constituídas essencialmente por diopsídio, actinolita, epidoto e plagioclásio) e mármore. As rochas calcissilicáticas e os mármore encontram-se em íntima associação com as metamáficas, que são importantes sob o ponto de vista metalogenético, por abrigar depósitos sulfetados de cobre. As metamáficas são rochas meso a melanocráticas, de granulação fina a média, foliadas, compostas essencialmente por hornblenda e/ou actinolita, plagioclásio e quartzo. Ocorrem ainda raros e diminutos corpos de rocha metaultramáfica alterada, silicificada, de coloração castanho-avermelhada, bolsões de biotitos, e complexo bandado composto por faixas félsicas e máficas, centimétricas, de composição quartzo-anortosítica, quartzo-anortosítica com anfibólio, anfibolítica e anfibólio piroxenítica com plagioclásio.

O modelamento estrutural do terreno é resultado de quatro fases de deformação plástica (Projeto Riacho Seco II, 1980 e 1983) (figura 9): D1 – deformação extremamente forte, com transposição das estruturas anteriores. Resulta na foliação gnáissica S1 (bandamento metamórfico e veios leucossomáticos, paralelos aos contatos litológicos (S0). Não se observa charneira de dobras F1. D2 – Fase de dobras isoclinais fechadas, transposições de estruturas anteriores, formando a foliação regional, cavalgamento ao longo dos planos de transposição. Dobras F2 apresentam vergência para NE e eixos de direção NW-SE com caimento suave para NW ou SE. F1 e F2 são aproximadamente coaxiais. D3 –

a 3ª fase de deformação envolveu dobramentos abertos a apertados que ondula fortemente a foliação e demais estruturas planares da fase anterior. F2 e F3 são coaxiais. A superposição das lineações L2 e L3 origina nas zonas de charneira de F2 estruturas em *rodding* de direção NW-SE que controlam o alongamento dos corpos de minério. D4 – a 4ª fase é expressa por ondulações suaves dos eixos de dobras F2 e F3, com direção geral NE-SW dos eixos F4. Isócrona de referência Rb-Sr em rochas gnáissicas-migmatíticas do Complexo acusaram idade de 2,9 Ga (Mascarenhas & Garcia, 1989). Idade-modelo (T_{DM}) Sm-Nd de 3,1 Ga (Angelin & Kosin, 2001) foi obtida em ortognaisse do Complexo Riacho Seco. Ambas as idades apontavam para uma geração de idade Arqueana das rochas do NRC.

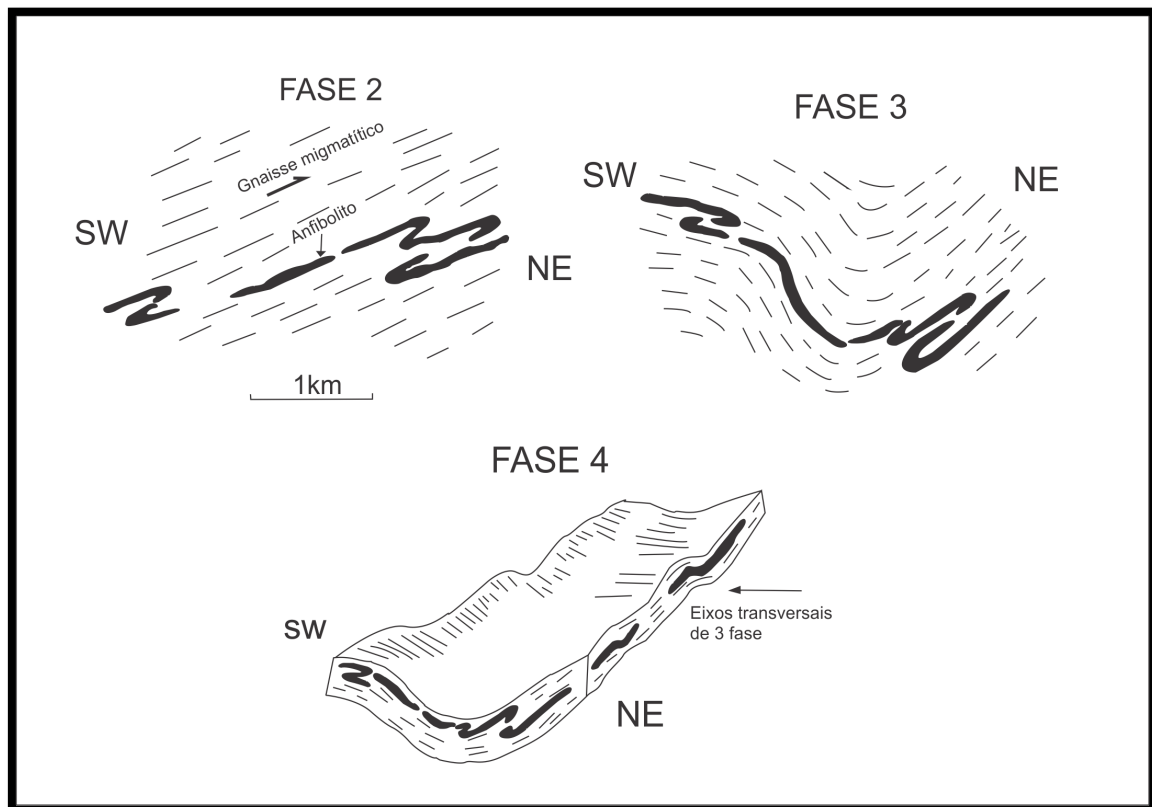


Figura 9: Seções esquemáticas mostrando as três principais fases de dobramento no Fragmento Riacho Seco. Fonte: Projeto Riacho Seco II (1980).

2.2.3. Magmatismo Neoproterozoico Brasileiro

O magmatismo brasileiro ocorre de forma abundante ao longo da Província Borborema e está representada por uma série de corpos granitoides de diferentes formatos e dimensões. No âmbito da tectônica Brasileira, o ápice da granitogênese ocorreu de forma sincrônica à atuação das zonas de cisalhamento, que exerceram forte controle no posicionamento de seus corpos (Leterrier *et al.*, 1990, Caby *et al.*,

1991 e Vauchez *et al.*, 1995). Em termos estruturais simplificados, os plutons brasileiros mais antigos (640-610 Ma) geralmente apresentam maior deformação, o que lhes confere um caráter préa sin-tectônico, enquanto que os plutons brasileiros mais jovens (590-570 Ma), em geral, são menos deformados, assim considerados tardiapós-tectônicos.

Na primeira classificação dos granitoides brasileiros, Almeida *et al.* (1977) baseado em critérios texturais e petrográficos, identificou e separou os granitoides em quatro tipos principais (Conceição, Itaporanga, Itapetim e Catingueira). Mais tarde, Sial (1986) e Ferreira *et al.* (1998), baseado na classificação anterior e utilizando de dados geoquímicos, a aprimorou e ampliou para nove tipos de granitoides: Calcioalcalino normal (tipo Conceição); Calcioalcalino de alto potássio (tipo Itaporanga); Calcioalcalino de alto potássio com epidoto magmático (tipo São Rafael); Calcioalcalino peraluminoso (tipo Ouro Branco); Trondjemítico (tipo Serrita); Peralcalinos (Catingueira) e shoshoníticos; Sienitoides metaluminosos de alto potássio (tipo Terra Nova); Sienitoides peralcalinos ultrapotássicos (tipo Triunfo/Baixa Verde). Uma nova classificação proposta por Guimarães *et al.* (1998) amparada em geoquímica de rocha total e dados geocronológicos, e concentrada na Faixa Pajeú-Paraíba (domínios Alto Moxotó e Alto Pajeú), discriminou os granitoides em cinco tipos principais: Granitoides calcioalcalinos normais, com idades de cristalização entre 620-640 Ma; Granitoides calcioalcalinos de alto potássio, com idades entre 580-590 Ma; Granitoides de afinidade shoshonítica, com idades em torno de 590 Ma; Granitoides transicional alcalino a calcioalcalino, com idades em torno de 570 Ma e granitoides com afinidade alcalina, mostrando idades entre 520-540 Ma. Utilizando-se de uma classificação genérica e de caráter regional, Gomes (2001) classificou o plutonismo neoproterozoico usando como principal critério sua colocação em relação ao evento tectônico Brasileiro (sin a tardi, tardi a pós e pós-tectônico).

A classificação mais recente dos granitoides brasileiros é a de Van Schmus *et al.* (2011), que os separou na forma de cinco estágios/fases: Fase I, composta por granitoides pré a sin colisionais (650-610 Ma); Fase II, granitoides sin-colisionais (610-595 Ma); Fase III, granitoides pós-colisionais, porém pré-transcorrência (595-576 Ma); Fase IV, pós transcorrentes (576-560 Ma); Fase V: pós-tectônicos (550-530 Ma).

2.3. Cráton do São Francisco (CSF)

O Cráton do São Francisco (CSF) se constitui num dos mais significativos remanescentes da crosta continental arqueana/paleoproterozoica da América do Sul (Almeida, 1967; Almeida *et al.*, 1977; Alkmim, 2004). O território do Cráton inclui grandes partes dos estados da Bahia e Minas Gerais. Seus limites são estabelecidos através das faixas de dobramentos de idade brasileira denominadas: Sergipana, Riacho do Pontal, Rio Preto, Brasília, Ribeira e Araçuaí (Fig. 10).

A montagem do CSF na Bahia foi atribuída a um evento de colisão envolvendo os blocos do Gavião, Jequié e Serrinha durante o Riaciano e parte no Orosiriano (Barbosa e Sabaté, 2004). Este ciclo orogênico paleoproterozoico formou uma cadeia de montanhas que se estendeu da América do Sul a África ocidental. As raízes desse ciclo estão expostas nos granitoides do Cinturão Salvador-Curaçá e Itabuna.

O CSF pode ser compartimentado em dois conjuntos litológicos distintos: coberturas plataformais dobradas dos supergrupos São Francisco e Espinhaço, estabelecidas a partir do Mesoproterozoico; e o embasamento, constituído por três tipos de terrenos característicos:

- Sequências supracrustais metamorfizadas, da fácies xisto verde até anfíbolito alto, correspondentes aos cinturões vulcano-sedimentares, semelhantes aos *greenstone belts*.
- Terrenos de médio grau metamórfico constituídos, em sua maioria, por complexos gnáissicos/migmatíticos estreitamente associados aos *greenstone belts* com os quais compõem os terrenos denominados granito-*greenstone*.
- Terrenos de alto grau, constituem extensos cinturões móveis, metamorfizados desde a fácies anfíbolito até a fácies granulito, instalados entre os blocos crustais compostos pelos terrenos granito-*greenstone*.

Os dados geocronológicos disponíveis (Marinho *et al.*, 1979, 1980; Brito Neves *et al.*, 1980; Cordani *et al.*, 1985; Mascarenhas & Garcia, 1989; Gaal *et al.*, 1987; Davison *et al.*, 1988; Sabaté *et al.*, 1990, 1994; Melo, 1991; Nutman & Cordani, 1992; Barbosa, 1993; Figueiroa & Santos, 1993; Martin *et al.*, 1993; Teixeira *et al.*, 2000, entre outros) caracterizam uma sucessão de eventos ígneos no interior do cráton que se desenvolveram entre 3,5 Ga e 1,9 Ga.

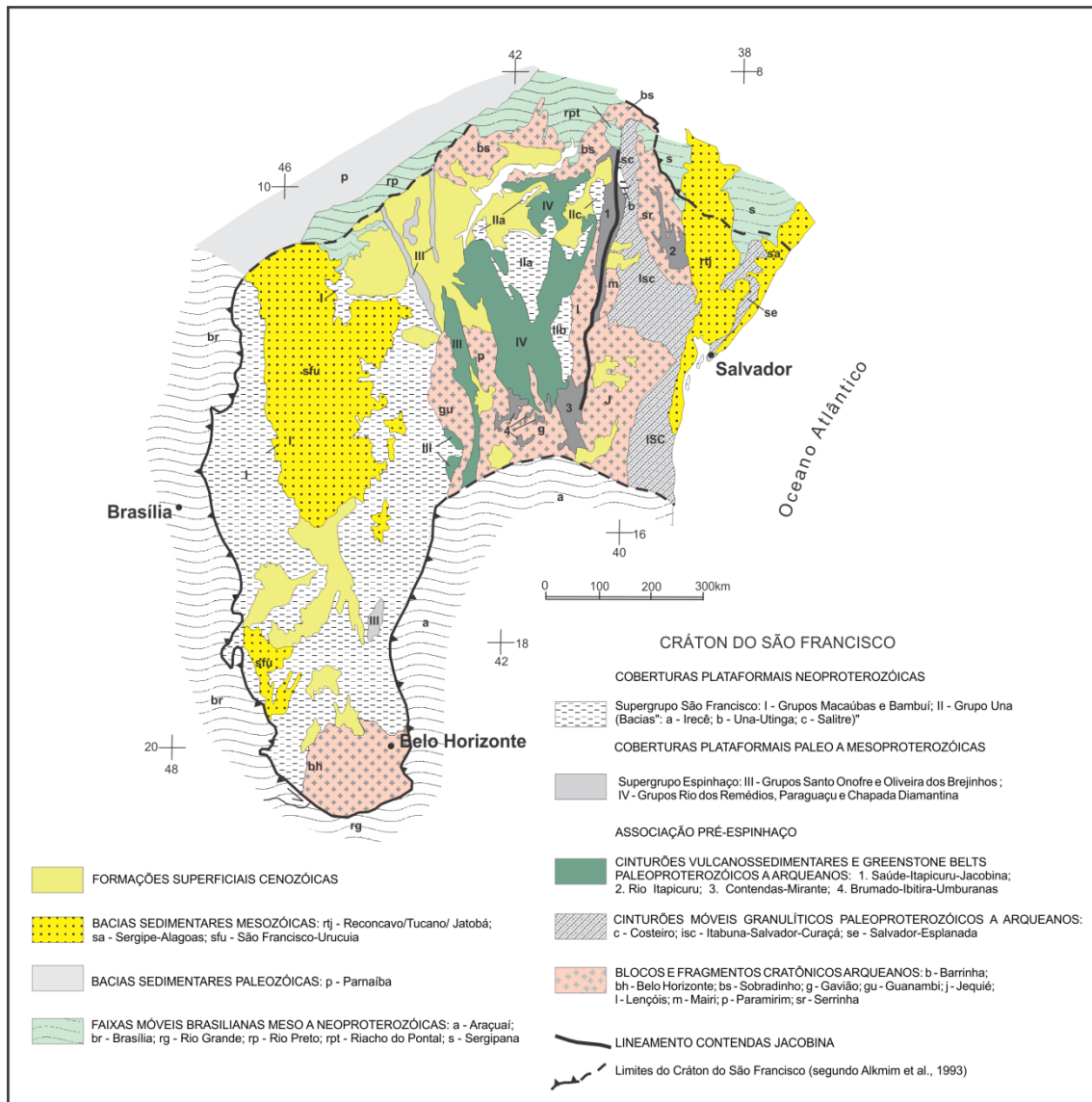


Figura 10: O Cráton São Francisco e suas principais unidades geológicas, modificado de Alkmin *et al.* (1993), Alkmin (2004) e Schobbenhaus *et al.* (2004).

2.3.1. Bloco de Sobradinho

O Bloco de Sobradinho (BSD) na área da dissertação ocorre com uma projeção do Cráton do São Francisco, deslocado por zonas de cisalhamento neoproterozoicas. A Zona de Cisalhamento Macururé a sul separa o bloco da Faixa Sergipana. Ao norte, a Zona de Cisalhamento Riacho Seco separa o BSD do Fragmento Riacho Seco. Na área de abrangência do presente trabalho afloram as rochas metaplutônicas de embasamento (Complexo Gnaissico-Migmatítico) e rochas de complexo metamórfico supracrustal (Complexo Serrote da Batateira).

2.3.1.1 Complexo Gnáissico-Migmatítico

O Complexo Gnáissico-Migmatítico (Santos, 1995, Angelin & Kosin, 2001) é composto por batólitos de granitoides homogêneos deformados e de rochas gnáissicas de estrutura bandada. Os corpos homogêneos são ortognaisses de composição trondhjemítico-tonalítica-granodiorítica, de granulação fina a média, também grossa, leucocráticos, de coloração clara, variando do cinza ao rosa, em parte com a presença de mobilizados máficos e enclaves de supracrustais. Podem conter, embora raramente, biotita e, por vezes, hornblenda. Estão comumente associados a gnaisses dioríticos ou gabróides e, em alguns locais, corpos anortosíticos. Exibem discreta foliação de baixo ângulo superposta por uma tectônica transcorrente paleoproterozoica.

Os gnaisses bandados muitas vezes gradam para migmatitos com estruturas *schlieren* e nebulítica. Os gnaisses bandados são rochas de coloração acinzentada e esbranquiçada, com mesossoma de composição tonalítico-trondhjemítico-diorítico-granodiorítica e neossoma de natureza quartzo-feldspática, muitas vezes formando massas irregulares, associadas a faixas de metamáficas anfibolitizadas.

Isócrona Rb/Sr em leuco-metagranitoide próximo da localidade de Uruais (PE) indicou uma idade de 3,3 Ga para este embasamento crustal (Santos & Silva Filho, 1990). Silva *et al.*, 2002 datou ortogneisse leucocrático rosa, com biotita e cianita, obtendo idade de cristalização de 3072 ± 5 Ma, nas proximidades da localidade de Riacho Seco, Curaça-BA.

2.3.1.2 Complexo Serrote da Batateira

Angelin & Kosin, 2001 denominaram de Complexo Serrote da Batateira uma associação litológica de supracrustais incluída anteriormente no Complexo Tanque Novo por Figueirôa & Silva Filho (1990), Gomes (1990) e Mendes & Silva Filho (1990), e também correlacionada, em parte, ao Complexo Rio Salitre por Dalton de Souza & Teixeira (1981).

Trata-se de uma sequência metassedimentar com restrita contribuição vulcânica máfica, metamorfismo na fácies anfibolito, e com retrometamorfismo de fácies xisto-verde, constituída predominantemente de quartzo-xistos, com níveis de quartzitos, rochas calcissilicáticas, micaxistos e pequenas lentes de metabasitos. A mineralogia característica dos quartzo-xistos contém biotita, muscovita, sericita, clorita, granada, cianita, sillimanita, cordierita e magnetita.

Leite (1983 e 1984), estudando a unidade na região de Juazeiro (BA), dividiu a sequência supracrustal do Complexo Serrote da Batateira em três unidades.

A unidade inferior congrega biotita-sericita-quartzo xistos, milonito xistos e biotita-sericita xistos com turmalina e pirita, contendo no topo lentes centimétricas a métricas de mármore e rochas calcissilicáticas.

A unidade intermediária é representada por mármore e rochas calcissilicáticas que incluem litofácies argilosas, portadoras de minerais fosfatados, ocorrem também níveis de metapelitos aluminosos, quartzitos calcissilicáticos (diopsídio) e calcissilicáticas quartzosas constituem o topo desta unidade.

A unidade superior é constituída por quartzitos, sericita-quartzitos e fuchsit-quartzitos esverdeados.

Figueirôa & Silva Filho (1990) citam a presença de cordierita e sillimanita nos metassedimentos da unidade encontrados na localidade de Ilha do Fogo.

Não existem dados geocronológicos da unidade, sendo a idade arqueana a paleoproterozoica inferida de acordo com o contexto regional.

2.3.2. Cinturão Salvador-Curaçá

O Cinturão Salvador-Curaçá (CSC) (Santos & Dalton de Souza, 1985) corresponde a uma faixa móvel estruturada no Paleoproterozoico, que se estende inicialmente na direção NW-SE, e em seguida na direção N-S, desde o paralelo da cidade de Salvador até o rio São Francisco, próximo a Curaçá. É composta por rochas metamórficas de alto grau, na fácies granulito/anfibolito alto, com protólitos gerados no Arqueano. Estas rochas estão agrupadas na Suíte São José do Jacuípe e nos complexos Caraíba e Tanque Novo-Ipirá.

Ocorrem ainda diversas gerações de granitóides intrusivos paleoproterozoicos. Esta faixa móvel corresponde a um cinturão de cisalhamento dúctil gerado em regime transpressivo e evoluído segundo episódios tangencial e transcorrente progressivos. Na porção norte do cinturão, estruturado N-SE controlado pela presença de zonas de cisalhamento transcorrentes. O limite leste do CSC encontra-se balizado por zona de cisalhamento transpressiva dextral, denominada de Serrote do Souza (Delgado & Dalton de Souza, 1975), considerada como o último evento deformativo paleoproterozoico a afetar as rochas do cinturão. O CSC ao norte sofreu inflexão para nordeste e leste, reflexo da tectônica brasileira

que moldou as faixas de dobramentos Riacho do Pontal e Sergipana, limítrofes ao Cráton do São Francisco.

Teixeira (1997) propôs um modelo de evolução tectônica para o CSC, com base na caracterização petrogenética das unidades estudadas (Suíte São José do Jacuípe e Complexo Caraíba), compreendendo os seguintes eventos:

- Fusão parcial de rochas máficas de base de crosta (eclogito) e geração de granitóides sódicos, na fase precoce do rifteamento.
- Estabelecimento de um sistema de rifte que evoluiu para uma bacia oceânica, com a formação de crosta basáltica (MORB), composta de unidade metavulcanossedimentar superior (Complexo Ipirá) e unidade metamáfica plutônica inferior – assoalho, diques, soleira (Complexo São José do Jacuípe).
- Inversão da bacia e surgimento de um sistema de subducção, com a placa oceânica mergulhando para leste, em acordo com proposta anterior de Padilha e Melo (1991); e geração de ortognaisses sódicos (juvenis com leve contaminação crustal) e sódico-potássicos e potássicos (retrabalhamento crustal).
- Fechamento da bacia e colisão continental.

3. GEOCROLOGIA

3.1. Sistema U/Pb

Na natureza existem átomos cujos núcleos são estáveis. Nesses átomos as forças de atração e repulsão das partículas que os compõe se igualam fazendo com os mesmos permaneçam estáveis, mas em contrapartida existem núcleos que são instáveis. O núcleo de átomos instáveis sofre transformações espontâneas que envolvem a emissão de partículas e de energia, processo conhecido por decaimento radioativo. Ao emitir uma partícula um átomo se transforma em outro (Faure, 1986).

Existem basicamente dois tipos de partículas: as partículas *alfa* (α), composta por dois prótons e dois nêutrons, cujo decaimento tem como consequência uma subtração por dois de seu número atômico e por quatro de seu número de massa; e as partículas *beta* (β), que por sua vez são elétrons de alta energia que possuem dois tipos de decaimento:

Decaimento *beta* positivo (β^+), onde um nêutron é convertido em um próton, assim o átomo (elemento-pai) quando transformado em outro átomo (elemento-filho) ganha um número atômico a mais;

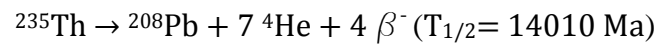
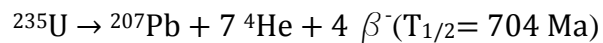
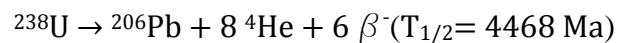
Decaimento *beta* negativo (β^-), onde um próton é convertido em um nêutron, que transformado em elemento-filho perde um número atômico em relação ao elemento-pai.

A emissão de partículas subatômicas ocorre a uma taxa constante ao longo do tempo geológico. Essa taxa é conhecida com constante de decaimento (λ). Cada isótopo possui uma constante de decaimento própria.

Isótopos são elementos que possuem o mesmo número atômico (prótons), mas diferente número de massa. Os isótopos radiogênicos possuem um tempo de decaimento, onde perdem metade de sua massa e se transformam de um elemento-pai para um elemento-filho, sendo esse tempo decorrido chamado de meia-vida ($T_{1/2}$). Neste trabalho se optou por trabalhar com o sistema U-Pb, por ser o sistema mais robusto para datação de rochas portadoras de minerais como o zircão e a monazita.

O sistema de decaimento isotópico U-Pb se baseia principalmente nos isótopos de U, Th e Pb. Os elementos U (número atômico 92), Th (número atômico 90) e Pb (número atômico 82) são respectivamente dois actínídeos e um membro do grupo dos semi-metais da tabela periódica, todos litófilos.

O U e o Th através de uma complexa sucessão de decaimentos intermediários se transformam em Pb (Figura 11). As seguintes equações resumem as séries de decaimento do U e Th em função da emissão de partículas α e β :



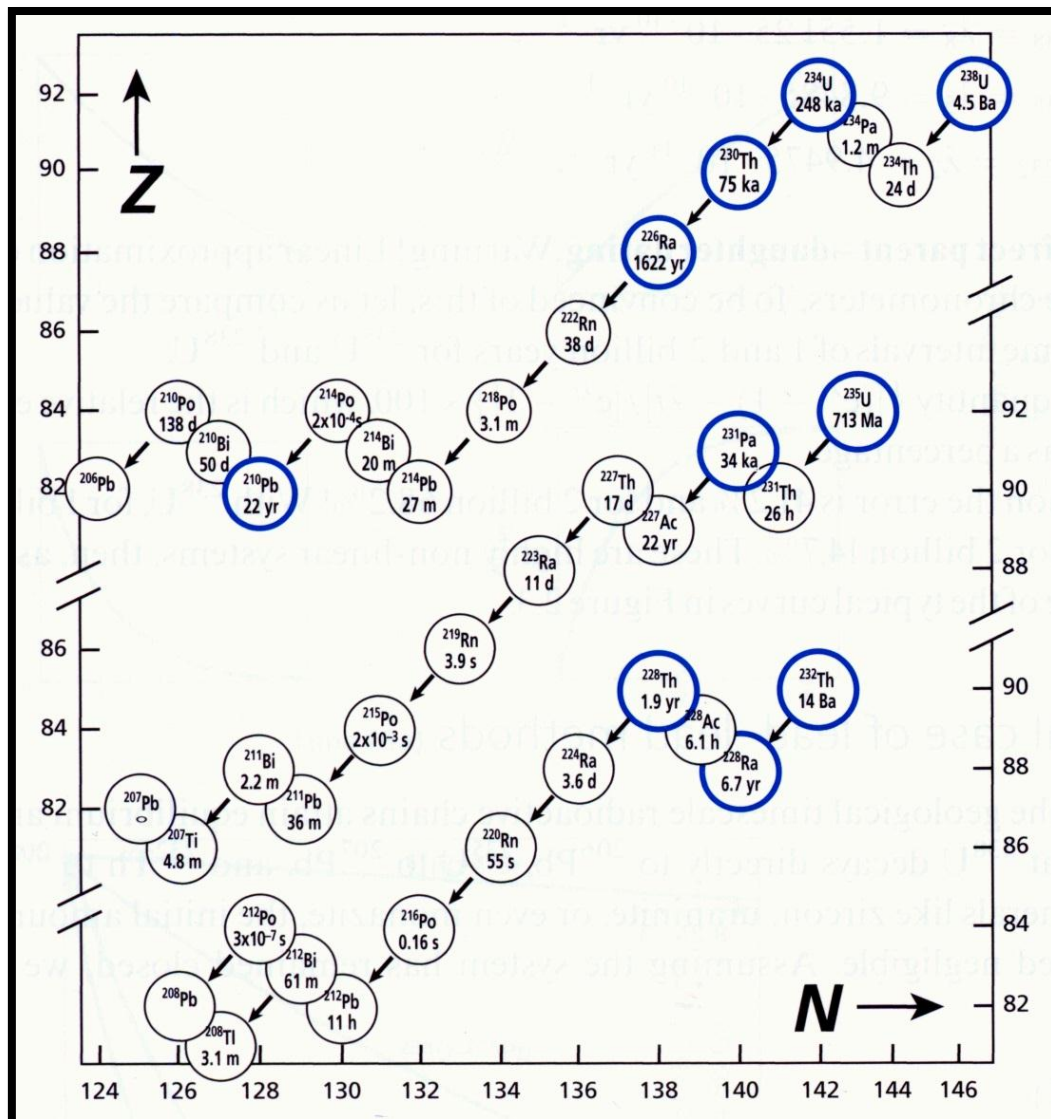


Figura 11: Séries de decaimento do ^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th . Extraído de Allegre (2008)

O chumbo possui quatro isótopos naturais: ^{208}Pb , ^{207}Pb , ^{206}Pb e ^{204}Pb . Os três primeiros são produto do decaimento do U e Th. Apenas o ^{204}Pb não é radiogênico e é tratado como o isótopo estável de referência. A composição isotópica de Pb em minerais que contém U e Th pode ser expressa na forma da seguinte equação:

$$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} = \left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_i + \frac{^{238}\text{U}}{^{204}\text{U}} (e^{\lambda_1 t})$$

Onde $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ é a razão isotópica do chumbo no mineral ao momento da análise e $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ é a razão inicial de chumbo, incorporada no mineral no tempo de sua formação. $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ é a razão isotópica no momento da análise, o λ_1 é a constante de decaimento e o t é o tempo passado desde o fechamento do mineral para os isótopos de U e Pb.

A idade calculada se baseia em uma taxa constante de decaimento do produto final da série, e se não houver abertura no sistema em que estão ativas, as duas razões serão concordantes na idade, ou seja, para cada valor da razão $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (ordenada), haverá um valor correspondente para $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ (abscissa), indicando então a mesma idade. Da mesma maneira, razões diferentes para as duas partes do sistema geram uma discórdia (Fig. 12a).

No Diagrama da Concórdia (Wetherill, 1956) são calculadas as razões $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ para diversas idades, produzindo graficamente uma curva. Muitas amostras analisadas não plotam sobre a curva, onde as duas idades são concordantes. Para sanar este problema é produzida uma reta que se alinha segundo a disposição de diversos pontos analíticos, sendo esta reta é chamada de discórdia. O intercepto superior dos dois traços é interpretado como a idade de cristalização do mineral analisado, já o inferior pode representar uma fase principal de perda de chumbo, como metamorfismo ou cisalhamento, no entanto sem grande confiabilidade (Fig. 12b).

A Idade Concórdia (definição de Ludwig, 1998) existe quando as razões $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, dentro das estimativas de incerteza, são iguais, ou quando visualmente, as razões U/Pb e Pb/Pb correspondentes possuem elipses de erro que, dentro da estimativa de 95% de certeza, sobrepõe-se a curva Concórdia (Fig. 12c).

No sistema U-Pb, os isótopos ^{238}U e ^{235}U possuem duas λ diferentes, causando uma mudança no valor referente à mesma idade calculada a partir das constantes de λ . As duas razões ($^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ e $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$) podem ser comparadas com a idade de Pb radiogênico ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$), já que ambos são produto do decaimento (a razão $^{238}\text{U}-^{235}\text{U}$ na natureza é constante). Uma idade concordante tem as três razões dentro da incerteza de cada idade (ou seja, quanto menor for o valor das incertezas, maior a precisão da idade). Mas, na

obtenção do dado analisado, cada razão é medida um número n de vezes, o que gera uma precisão analítica com incerteza associada (desvio padrão), que depende de diversos fatores, entre eles da estabilidade do feixe iônico, calibração e ganho dos coletores e calibração em função dos valores de padrão.

Se os dados obtidos são discordantes, a idade pode ser determinada de duas maneiras: utilizando uma média ponderada das razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ou $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e suas incertezas, efetuando uma "*Weighted Mean Age*" (Média das Idades Ponderadas); ou estimativa do valor médio entre as linhas traçadas entre a idade de intercepto superior e a origem da concórdia, através das três razões ($^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) gerando uma "*Concordia Age*" (Idade Concórdia). A *Concordia Age* utiliza a mediana das três razões, levando em consideração a menor incerteza correlacionada entre as três razões, com o MSWD (*mean square weighted deviation*, ou desvio médio ponderado dos quadrados) de cada razão se referindo a tendência de ajuste entre elas. Essa medida pode ser entendida como a probabilidade dos pontos analisados serem repetições do mesmo ponto, sendo que o espalhamento dos pontos se dá apenas devido a incerteza de cada análise (Ludwig, 1998).

Em amostras mais jovens, como rochas de idade fanerozoica, se obtém maior precisão nas idades calculadas pelas razões $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$. Nessas amostras, as idades podem ser calculadas na concórdia de Tera & Wasserburg (1972). Onde as razões $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ são plotadas no eixo abscissa, e as razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ na ordenada (Fig. 12d). Nessa concórdia, também designada de inversa, os resultados individuais que formam um agrupamento coerente, se dispõem segundo uma linha simples de mistura (com o Pb comum) e a idade é calculada pela intersecção da linha de mistura (discórdia) com a abscissa. Este tipo de diagrama indica a idade de intercepto inferior e tem como principal vantagem permitir a identificação de correção de ^{204}Pb comum quando este é medido em baixas quantidades (Parrish e Noble, 2003).

A premissa do sistema U-Th/Pb é que ocorre durante a cristalização de determinados minerais a separação dos elementos de U e Th do Pb, devido as diferenças de raio iônico e das cargas de elétrons. Essa diferença privilegia a entrada de U e Th nas estruturas destes minerais em detrimento do Pb. Assim no momento da análise do mineral, caso o sistema em que se encontra tenha

permanecido fechado, se assume que todo o Pb presente seja radiogênico, permitindo calcular o tempo de formação do mineral.

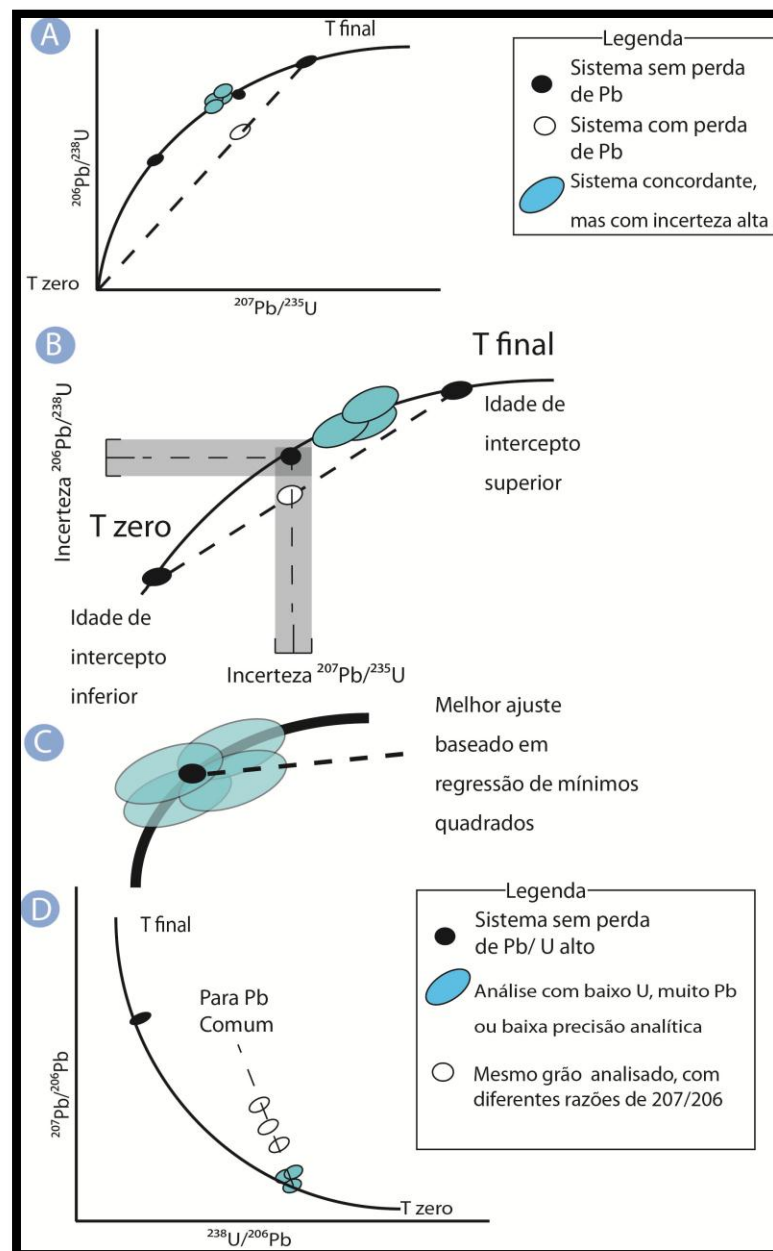


Figura 12: Diagrama de concórdia tipo Wetherill indicando um sistema com e sem perda de Pb radiogênico (elipse cheia e vazada, respectivamente)(A); e a incerteza associada (área em cinza) (B). A melhor reta que se ajusta as incertezas medidas para um conjunto de análises, quando as idades são relativamente concordantes, pode ser descrita como o ponto teórico esférico em C. No caso de análises com Pb muito baixo, o ideal é o uso de um diagrama tipo Tera-Wasserburg (D), que facilita a distinção entre Pb radiogênico e Pb comum. Gruber (2010).

3.1.1. Zircão

O zircão é um silicato de zircônio ($ZrSiO_4$), pertencente ao grupo dos nesossilicatos. É o mineral mais utilizado para datação U-Th/Pb, pois sua estrutura interna permite a substituição do zircônio por urânio e tório por suas similaridades em relação a raio iônico e carga.

O zircão é um mineral refratário que cristaliza a partir de magmas de temperaturas superiores a $800^{\circ}C$. Sua estrutura simples é estável em condições de alta pressão e temperatura, dessa forma os minerais de zircão podem resistir a processos de intemperismo, transporte, deposição e diagênese. Também podendo resistir a processos metamórficos até de alto grau.

Em geral, zircões submetidos a metamorfismo de alto grau registram em suas bordas o evento metamórfico, preservando seu núcleo ígneo. Mesmo em processos de fusão parcial, o zircão preservar parte de sua estrutura original. Por isso o zircão é um mineral importante para o estudo da evolução geológica de diferentes regiões.

O estudo do hábito e forma do zircão podem dar indícios sobre a fonte magmática e condições de cristalização do grão, assim como processos posteriores, como transporte e deposição (Pupin, 1980; Winter, 1983).

A morfologia do grão de zircão fornece indicativos sobre a temperatura e composição do protólito no qual ele foi gerado. O desenvolvimento dos eixos dos cristais resultando em formatos prismáticos $\{100\}$ vs $\{110\}$ e formatos piramidais $\{211\}$ vs $\{101\}$ dependem das condições de temperatura do ambiente em que foram gerados os cristais de zircão, o aumento de temperatura e sua relação entre grãos prismáticos e pirâmidos podem ser observadas abaixo (Fig. 13).

Esta abordagem mais simplista de caracterizar as feições morfológicas com a gênese do grão foi revisada posteriormente por Vavra (1993) e Benisek e Finger (1993), que relacionaram o crescimento das faces do zircão com a química mineral e a cinética de crescimento de acordo com o ambiente magmático de cristalização.

Em termos gerais, a velocidade de crescimento do zircão devido ao fracionamento e composição magmática controla a tendência do alongamento do mesmo (Pupin, 1980) sendo a razão de alongação dos grãos tende variar

de 1 a 5 (espessura a comprimento), com grãos aciculares geralmente relacionados a cristalização muito rápida (pórfiros, intrusões sub-vulcânicas, granitos supracrustais e gabros.

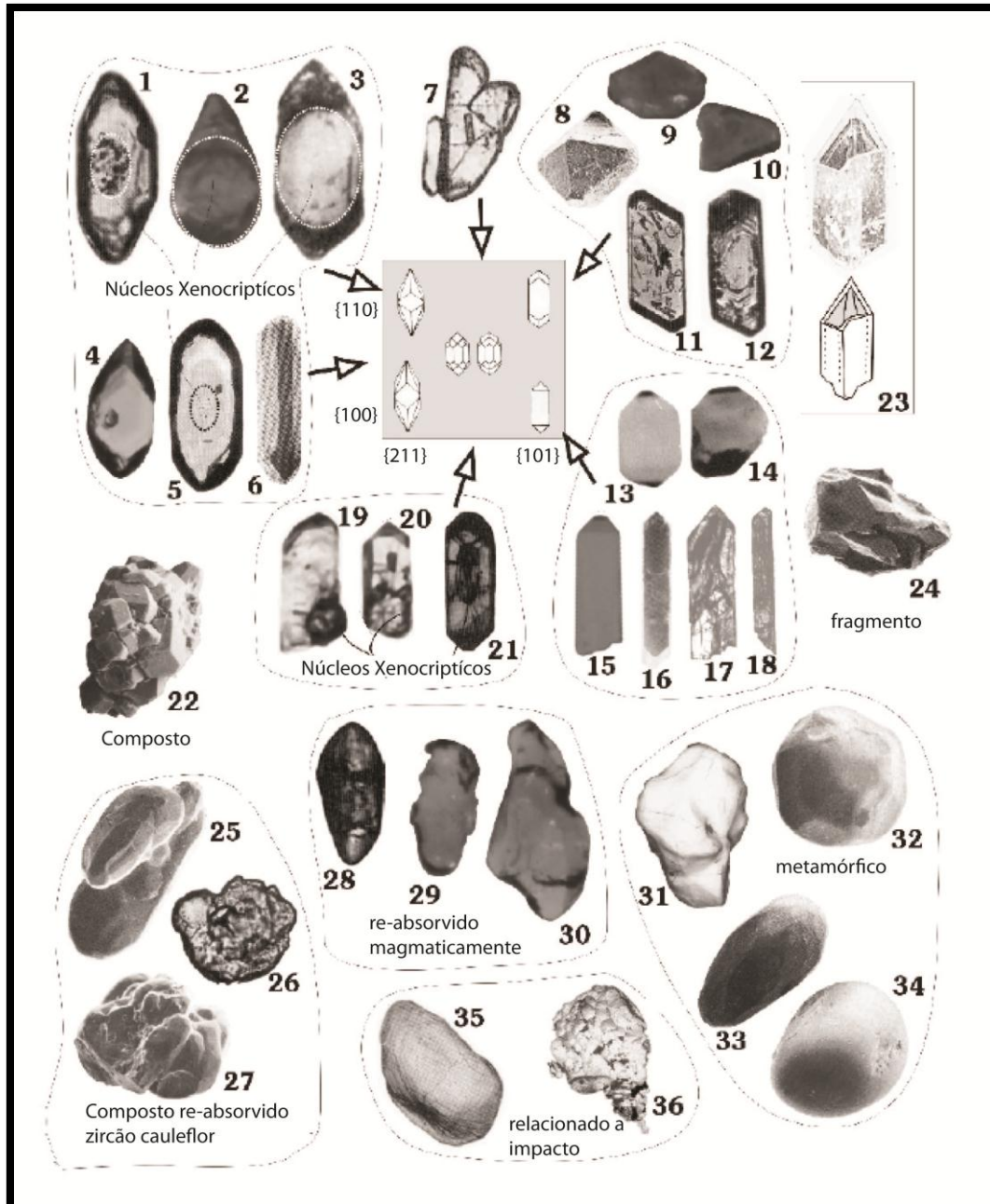


Figura 13: Variações de morfologia externa (grãos entre 70 e 250 Mm). De 1 a 21: Morfologia variável, mostrada de acordo com o diagrama de classificação de Pupin (1980) Imagens por SEM, BM e TL. 1 – Grão prismático euédrico; 2 – Apenas uma pirâmide desenvolvida em um subnúcleo largo; 3,4 – Grão com núcleo xenocriptico subédrico; 5 – Núcleo xenocriptico fantasma evidenciado apenas por estruturas de bolha; 6 – grão subvulcânico. 7 – geminação complexa; 8 – grão sem nenhuma face prismática; 9, 10 – cristais geminados de geometria plana; 11, 12 – prismas típicos de baixa velocidade de cristalização; 13, 14, 15 – fragmentos de zircão; 16 – prismas alongados típicos de cristalização rápida; 17, 18 – prismas fraturados de zircões oriundos de gabro; 19, 20, 21 – núcleos proeminentes sobrecrecidos sobre prismas límpidos; 22 – agregado de zircão em plutônica tipo-A; 23 – cristal de zircão de borda fina

vazia; 24 – fragmento típico de populações extraídas de rochas máficas; (25-27): frãos reabsorvidos compostos (cauliflor); 25, 27 – típicos de meta-trondhjemitos; 26 – típicos de gnaiss máfico; 28-30: zircões reabsorvidos magmáticos sem sobrecrecimento; 28 – xenocristal solto em granitóide; 29-30: xenocristais reabsorvidos em rocha vulcânica piroclástica; 31-34: zircões sub-arredondados a multi-facetados; 31 – em metagabro; 32 – em leucogranito; 33,34 – em xenólito crustal profundo; 35-36: zircões relacionados a impacto de meteoritos; 35 – reabsorvido com traços de deformação planar; 36 – crescimento pós-impacto de zircão policristalino. Retirado de Corfu *et al.*, 2003.

3.1.2. Monazita

Além do zircão outros minerais são utilizados para datação pelo método U-Th/Pb, como a monazita. A monazita é um fosfato de terras raras, cuja fórmula aproximada é (Ce, La, Nd, Th) PO₄, que assim como zircão permite a entrada de U em sua estrutura.

A monazita ocorre tanto em rochas ígneas quanto metamórficas (Williams *et al.*, 2007), sendo mais comum em granitos tipo S (Sawka *et al.*, 1986), mas nem tanto em granitos tipo I (Kelts *et al.*, 2008). No entanto, a monazita é muito mais abundante nas rochas metamórficas com protólitos pelíticos (Williams *et al.*, 2007). A formação e estabilização de monazite metamórfica depende, além das condições de pressão-temperatura de metamorfismo, da química de rocha total, principalmente o quantidade de CaO disponível (Rasmussen & Muhling, 2009).

A monazita se forma sobre uma grande variedade de condições metamórficas, indo do metamorfismo de baixo grau até o alto grau, chegando ao facies granulito. Por se cristalizar em condições de pressão-temperatura metamórficas muito mais baixas que o zircão, a monazita tem um potencial maior para registrar eventos termotectônicos de menor grau. Sendo mais indicada para estudo dos eventos metamórfico pela qual passou a rocha hospedeira.

A monazita assim como o zircão é bastante utilizada em estudos de proveniência em (meta) sedimentos, porém a geocronologia U-Pb baseada exclusivamente na proveniência de zircões possui limitações (Thomas *et al.*, 2004). Como exemplo estudo realizado em rochas das montanhas Apallaches (Hietpas *et al.*, 2010), os resultados deste estudo mostraram zircões detríticos com abundante idade Mesoproterozóico (1,25-1,0 Ga, idades Grenvillianas), porém com limitada variação de idades. Por outro lado a monazita detrítica apresentou a complexa história Paleozóica da região de maneira mais

detalhada, proporcionando, assim, um registro mais preciso dos eventos que as rochas da região sofreram.

3.2. Espectrometria de Massa

Para obtenção da razão de isótopos radioativos/radiogênicos, é necessário separar os isótopos de acordo com suas massas. A espectrometria de massas surgiu em 1913, a partir do desenvolvimento do primeiro espectrômetro baseado em campo magnético (Dickin, 1995). Em geologia isotópica e geocronologia, três métodos amplamente usados são: ionização termal (TIMS), indução de plasma (ICP-MS) e fonte de feixe iônica (SHRIMP). O espectrômetro utilizado neste trabalho foi o de indução por plasma.

Independente da fonte que gera os íons para os coletores, o esquema simplificado de um espectrômetro possui os seguintes componentes (Fig. 14):

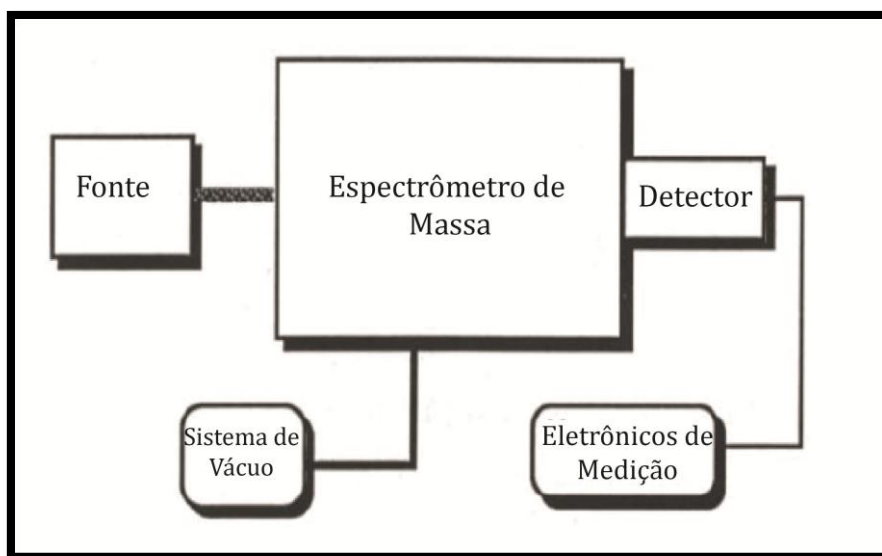


Figura 14: Configuração simplificada de um espectrômetro de massas (retirado de Hieftje e Norman, (1992).

Fonte: responsável pela excitação dos elétrons da amostra sendo analisada, a fonte (seja ela ionização termal, plasma, fonte iônica, entre outras) é uma das principais características dos três tipos de espectrômetros mais utilizados. O MC-ICP-MS e o TIMS partilham de fontes baseadas em princípios térmicos, enquanto fontes de sonda iônica tipo SHRIMP utilizam um feixe

iônico primário. A função da fonte é excitar o material a ser analisado, gerando um feixe com estabilidade suficiente para ser captado e medido nos coletores.

No ICP-MS, a fonte é uma tocha de plasma que ioniza a amostra instantaneamente, a uma temperatura de 6000°C. No TIMS, a fonte possui temperaturas da ordem de 2000°, variando de acordo com o tipo de filamento utilizado e a temperatura de volatilização do elemento a ser analisado.

Sistema de vácuo: o feixe gerado na fonte precisa passar por uma série de fendas e espelhos, para que sejam ajustados sem desvio - o que acarretaria em mudança da massa observada pelos coletores - e para isso, é necessária a obtenção de um ultra-vácuo (10^{-7} a 10^{-9} mbar). O vácuo, gerado com auxílio de bombas que colocam o ar para fora do sistema, ajuda a estabilidade do sinal emitido pela fonte, sendo necessária a presença de captadores de gás para evitar a perda do vácuo, e conseqüente perda de estabilidade do sinal gerado. O vácuo também tem por função evitar a formação de óxidos que poderiam fazer sobreposição de massa sobre os isótopos a serem analisados.

Corredor de Tempo de Voo / Magneto / Ópticos de íons: O feixe de íons gerados pela fonte e focalizados nas lentes passa por um corredor curvado, acoplado a um magneto que gera um campo de alta resolução. O efeito do campo é aplicar uma força eletrostática que afete o feixe iônico, induzindo uma variação na trajetória do mesmo de acordo com a massa analisada. O efeito do campo magnético pode ser descrito como:

$$r^2 = \frac{m2V}{e h^2}$$

Onde o raio de curvatura (r) é dado pela relação entre massa (m) e carga (e) contra o campo magnético (h) em um dado valor de alto potencial (V) (Dickin, 1995).

Detector (Copos de Faraday, MIC's, Daly): Diferentes tipos de coletores podem ser utilizados. Para o método U-Pb, o mais comum é que sejam configurados os elementos de menor abundância para os detectores elétron-multiplicadores (SEM ou MIC's).

Existem três tipos principais de detectores nos espectrômetros: Faraday, MIC's e detector Daly. Coletores do tipo Faraday (ou copos de Faraday) são

mais comumente usados em diversos tipos de espectrômetros cujo feixe gerado na fonte seja da ordem de 10^{-13} Å. Uma corrente elétrica é gerada no coletor, tendo função de anular a corrente que o feixe induz no mesmo; o resistor então amplifica essa voltagem utilizada para anular o feixe, e o converte em um sinal digital.

A principal vantagem do coletor tipo Faraday é sua alta durabilidade, mas possui sensibilidade limitada. Feixes menores possuem o sinal confundido com o ruído elétrico gerado no Faraday, e por isso precisam de algum tipo de multiplicadora de elétrons são mais bem analisados por coletores do tipo Daly ou por MICs.

Os MIC's (elétron-multiplicadoras) possuem desenho parecido, mas ao contrário do Daly, pode receber cargas negativas, sendo atraídas por um potencial de alta voltagem negativo, que faz com que os elétrons sejam rebatidos em suas paredes e multiplicando o efeito de carga, aumentando assim o sinal de contagens por segundo lidos em um capacitor com diferencial de potencial. A desvantagem dos MICs é sua vida curta, já que à medida que os coletores são usados com íons pesados, são danificados e precisam de cargas cada vez mais fortes para atrair e arremessar os elétrons (Dickin, 1995).

3.2.1. LA-ICP-MS

No caso do LA-ICP-MS (*laser-ablation inductively coupled plasma mass spectrometry*) ou MC-ICP-MS (se for um espectrômetro com múltiplos coletores), a fonte de ionização da amostra é um plasma (Fig. 15). A principal vantagem do método é o baixo índice de fracionamento em longo prazo, uma vez que a tocha de plasma ioniza a amostra instantaneamente a uma temperatura de 6000°C, dando um potencial de ionização para massas altas (como U) em torno de 95% (Jarvis *et al.*, 1992). Inicialmente, a instabilidade do plasma e laser associado era um problema na obtenção de dados precisos e acurados, mas com o desenvolvimento de multi-coletores, a precisão dos métodos se tornou mais próxima de métodos mais estáveis, como o ID-TIMS (Pickhardt *et al.*, 2005).

As vantagens do ICP-MS em relação à sonda iônica (SHRIMP) é que a técnica de LA-ICP-MS possui tempo de análise sete vezes menor

(aproximadamente 30 minutos para o SHRIMP e 4 minutos para o LA-ICP-MS), reduzindo custos de análise e permitindo um maior número de determinações.

No LA-ICP-MS, a entrada da amostra via ablação laser dispensa a abertura química e separação cromatográfica necessária em métodos de ionização termal (Willigers *et al.*, 2002). A entrada de amostra via Laser se dá por uma câmara de ablação fechada, onde o material "arrancado" da amostra (vapor, partículas e aglomerados) é carregado por um jato de He e Ar para a tocha de plasma. As principais desvantagens, mais relacionadas à entrada de amostra, é o efeito matriz, causado pela sobreposição de massas, ou pelo fracionamento de massa devido às variações do equipamento e laser utilizados.

A calibração do padrão pode auxiliar na redução desse tipo de efeito, sendo necessário corrigir os valores de He e Ar que fazem o spray da tocha. O fracionamento que ocorre, embora varie menos que no método de ionização termal, produz uma discrepância entre a composição isotópica e a nuvem iônica no feixe, em cerca de 1% por unidade de massa atômica (Dickin, 1995). Embora este fracionamento seja maior neste método, o mesmo pode ser reduzido com correções adequadas na medição de Hg, misturado ao gás que leva a amostra para a fonte (Goldstein e Stirling, 2002).

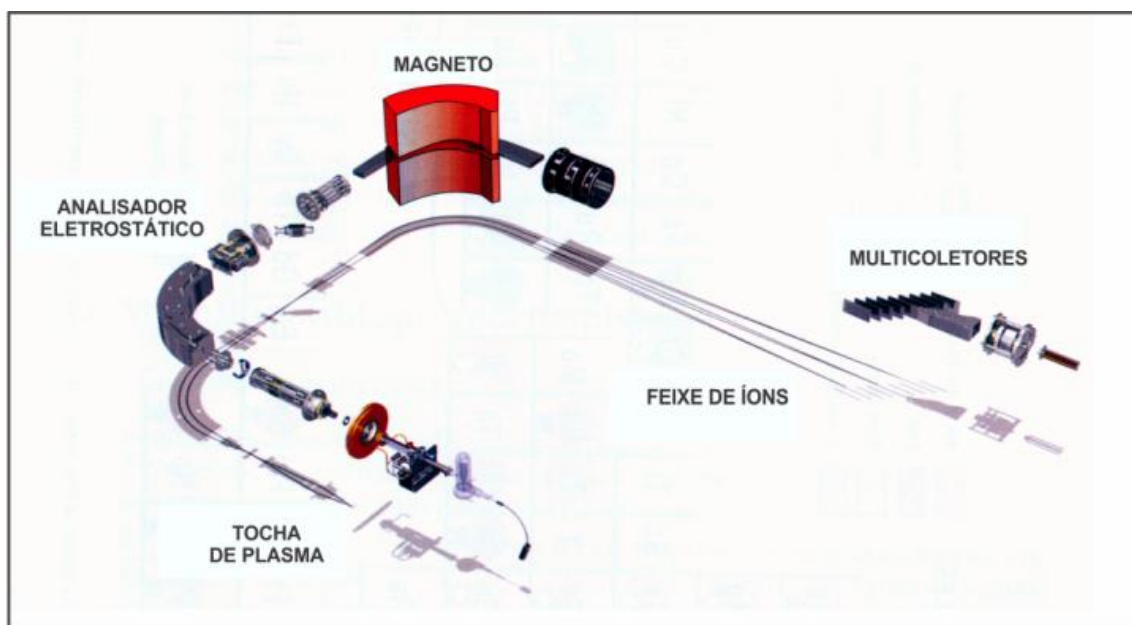


Figura 15: Principais componentes de um espectrômetro de massas com plasma indutivo acoplado. Extraído de Allegre (2008).

As principais características que podem influenciar a análise são o laser: comprimento de onda; comprimento do pulso; tamanho do spot; taxa de repetição, modo de ablação e; gás ambiente usado no transporte das partículas; o sistema de transporte, que por sua vez pode ser influenciado pelo volume da célula, diâmetro do tubo por onde a amostra é transportada e características do gás sendo utilizado para o transporte da amostra; e o próprio ICP-MS pela posição da tocha de plasma, fluxo de gás, e pressão.

Atualmente no Brasil existem cinco laboratórios utilizando equipamentos de LA-ICP-MS em rotina, instalados em universidades federais (UFRGS, UnB, USP, UFRJ e UFPA), a maior parte dos modelos (incluindo o do laboratório da UnB) instalados são idênticos, com a sonda a laser da marca *New Wave*, modelo LIBBS-ELITE e o espectrômetro de massa da marca *Thermo*, modelo *Neptune*. Para as análises deste trabalho foi utilizado o equipamento instalado em Brasília-DF (Fig. 16).

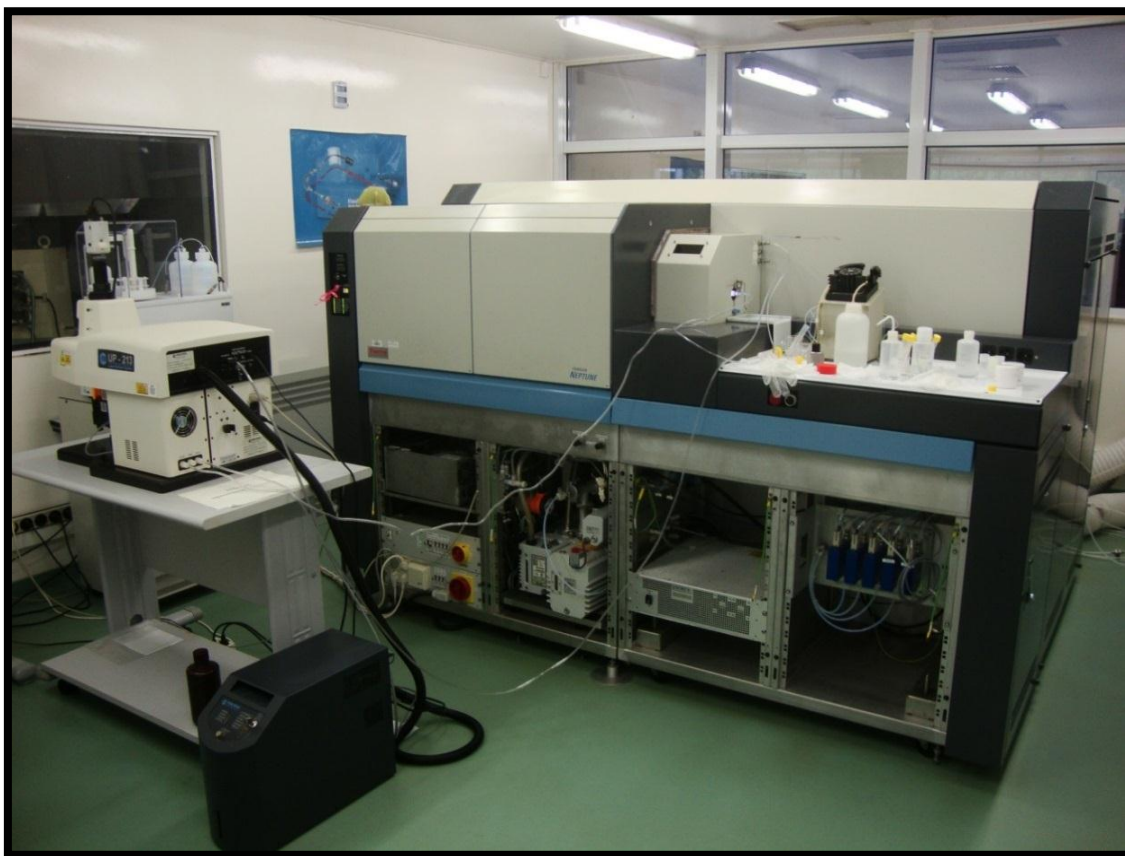


Figura 16: LA-ICP-MS do laboratório de geocronologia da Universidade Nacional de Brasília. Em primeiro plano o equipamento de ablação a laser, mais ao fundo o espectrômetro de massas.

3.2.2. Laser

Uma grande variedade de lasers já foi utilizada em conjunto com ICP-MS para datação de minerais. Todos possuem o mesmo princípio: um feixe de luz em um gás possui seus prótons energizados, emitido através de um cristal e polarizado.

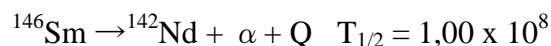
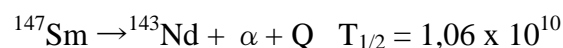
Dentre os modelos mais utilizados, foram comparados os lasers com cristal de 266, 214 e 193 nm. A baixa profundidade de penetração de material, usando lasers com comprimentos de onda de 266, 213 e 193 nm (Nd:YAG), pode reduzir o fracionamento de material (Ghünter e Hattendorf, 2005).

As principais características que podem ser modificadas para análise são o fluxo de gás – que pode aumentar a quantidade de material carregado, mas acarreta em fracionamento de massa; e o tamanho do spot utilizado, que também afeta a quantidade de material levada para o espectrômetro.

3.3. O Sistema Sm-Nd

Os elementos Samário (Sm) e Neodímio (Nd) pertencem ao grupo dos Lantanídeos, ou elementos terras-raras (ETR) leves. Apesar das similaridades químicas, o íon Nd^{+3} possui raio iônico pouco maior (1,08 Å) que o Sm^{+3} (1,04 Å), proporcionando menor potencial iônico (carga/raio). Assim nos processos de fusão parcial há, no líquido, um leve enriquecimento de Nd em relação ao Sm.

O Sm possui cinco isótopos e o Nd sete, no entanto só dois isótopos de Sm decaem para Nd através da emissão de uma partícula alfa (2 nêutrons e 2 prótons):



Na equação acima Q é a energia despreendida durante o decaimento. O método Sm-Nd é baseado na primeira equação devido a meia-vida ($T_{1/2}$) extremamente curta do isótopo ^{146}Sm (Faure, 1986).

Os teores muito baixos (na ordem de ppm) de Sm e Nd encontrados nos materiais terrestres e sua meia-vida longa foram barreiras para o estudo destes

isótopos pelas geociências. Sendo possível seu uso apenas nas últimas décadas, com o desenvolvimento de técnicas mais modernas de separação iônica e de espectrometria de massas (De Paolo, 1998).

Durante os processos de formação e diferenciação do planeta Terra considera-se que os elementos Sm e Nd não sofreram fracionamento. Sendo assim, ao final da formação da Terra, a sua composição isotópica de Sm/Nd seria uniforme. Essa razão seria modificada com a evolução do planeta e principalmente pela formação da crosta terrestre. Tendo em vista isso, os meteoritos condríticos, que não sofreram posterior modificação após sua formação, teriam uma composição isotópica Sm/Nd similar ao que seria o manto terrestre primitivo. Esta condição inicial é chamada de reservatório uniforme condrítico (CHUR) (De Paolo & Wassenburg, 1976).

O valor da razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ para o CHUR no presente é 0,512638 e o valor da razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ para o CHUR no presente é o 0,1967 (baseado em análises de meteoritos rochosos). A partir dessas informações pode-se calcular a razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ do CHUR para qualquer tempo t no passado por meio da equação:

$$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} = (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}(0)} - (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}(0)}(e^{\lambda_1 t})$$

Teoricamente o CHUR teria sido parcialmente fundido, gerando o magma formador da crosta primitiva da Terra. Assim o manto primordial, de composição CHUR, estaria sendo depletado (empobrecido) nos elementos compatíveis com a formação da crosta. Com a progressiva formação da crosta, o magmatismo resultaria num fracionamento de Sm em relação ao Nd. Essa mudança na razão Sm/Nd tem um significado petrogenético importante: baixas razões Sm/Nd correspondem a um padrão de enriquecimento de ETR leves, como o encontrado na composição média da crosta terrestre; por outro lado, altas razões Sm/Nd correspondem a um enriquecimento de ETR pesados, mais característicos do manto terrestre e de rochas como peridotitos.

Considerando-se que a crosta gerada a partir de fusão parcial do manto primitivo incorpora preferencialmente Nd em relação a Sm, esta terá uma razão Sm/Nd diferente da razão do CHUR. A partir da formação da crosta primitiva, a

razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ crescerá mais lentamente na crosta do que no CHUR, acarretando uma maior concentração de ^{147}Sm no manto depletado por fusão parcial resultando no crescimento da razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$.

Com a evolução do planeta Terra, houve uma gradativa geração de crosta e conseqüente maior diferenciação do manto em relação ao CHUR. Portanto, quando comparadas aos valores do CHUR, razões mais altas indicam derivação a partir do manto depletado (DM), enquanto razões mais baixas sugerem fusão parcial de material crustal na geração de magmas (Fig. 17).

A partir dessas premissas pode-se calcular a idade modelo, ou seja, a idade em que a rocha possuía composição isotópica idêntica a de determinado reservatório. Normalmente são calculadas e interpretadas como idade de residência crustal. A idade modelo T_{CHUR} é calculada a partir da seguinte equação (Faure, 1986):

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left[\frac{\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_R^m - \left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{CHUR}}^0}{\left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}} \right)_R^m - \left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{CHUR}}^0} + 1 \right]$$

Onde t é o tempo decorrido da extração dos elementos do CHUR, m identifica o parâmetro medido na rocha (R), enquanto que 0 refere-se ao CHUR no momento da análise. Modificando-se na equação o CHUR por DM, podemos calcular a idade de formação da rocha em relação ao manto depletado.

Sabendo-se que as variações na razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ entre diferentes materiais terrestres são muito sutis, foi elaborado o parâmetro ε_{Nd} , através do qual a compreensão e a visualização dos dados do sistema Sm-Nd são mais diretas. Utilizando-se de um valor T pré-definido e conhecendo-se os valores atuais das razões de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ relativo ao CHUR, o parâmetro ε_{Nd} pode ser calculado pela seguinte equação:

$$\varepsilon_{\text{Nd}}(T) = 10^4 \left[\frac{^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{amostra}}(T) - ^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR}}(T)}{^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR}}(T)} \right]$$

Assim, valores positivos de $\epsilon_{Nd}(T)$ refletem razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ maiores que a do CHUR, conotando uma origem mantélica para determinado conjunto de amostras, enquanto valores negativos denotam razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ mais baixas associadas a derivação crustal (Fig. 18).

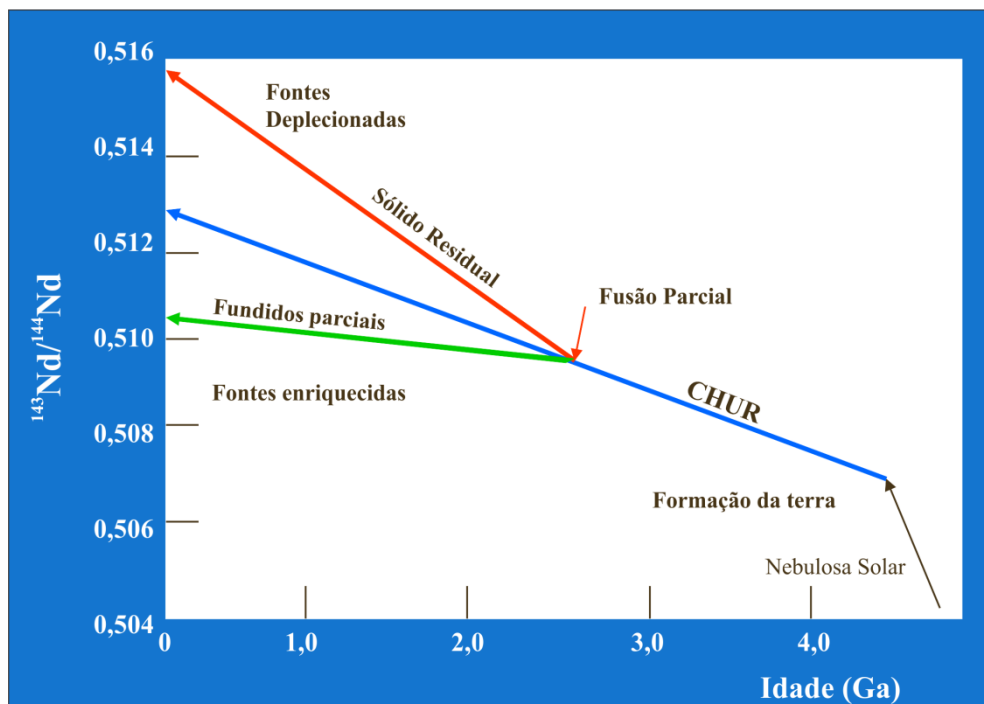


Figura 17: Gráfico representando a evolução do Nd na Terra ao longo do tempo, a partir dos primeiros eventos de acreção e formação da Terra onde é iniciado o modelo de reservatório condritico uniforme (CHUR). Com a fusão parcial do CHUR são separadas as fontes enriquecidas (geração de rochas crustais) e as fontes deplecionadas, onde fica o sólido residual. Faure (1986).

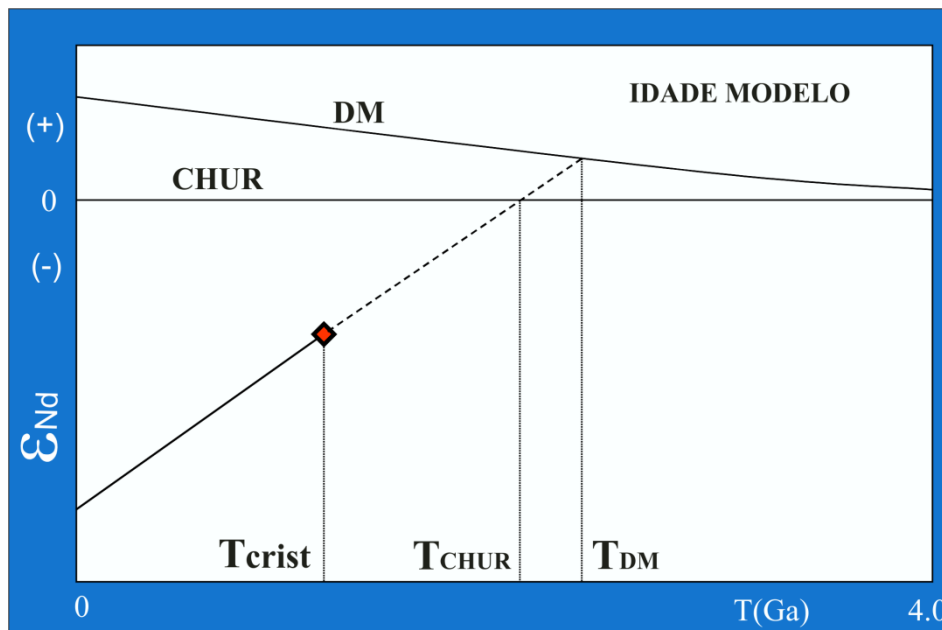


Figura 18: Diagrama apresentando o parâmetro ϵ_{Nd} , onde CHUR (reservatório condrítico uniforme) é representado de forma contínua no tempo, o manto depletado (DM) é uma função de curva que sempre apresenta valores positivos. A partir da idade de cristalização da rocha de uma amostra (losango vermelho), no caso hipotética, é calculado o parâmetro e assim sendo possível traçar as linhas indicativas das idades-modelo CHUR e DM, isto é a idade de extração do material de fusão a partir do manto depletado e sua idade relacionada ao reservatório condrítico. DePaolo (1988).

4. RESULTADOS

As coletas e análises ao longo da área se dividiram em dois grupos de rochas: metassedimentares e metaplutônicas que foram tratadas separadamente nos dois artigos anexados a esta dissertação, a seguir se explanará sobre suas principais características e os resultados das análises petrográficas, geoquímicas e isotópicas.

4.1 Metassedimentos

Foram coletadas e analisadas amostras de rocha dentro do PEAL-W (Complexo Cabrobó) e no interior de seu subdomínio, o NRS (Complexo Metassedimentar de Riacho Seco). Destes tiveram estudo de proveniência U-Pb em zircão cinco amostras (RF-035, RF-119, RF-253, RF-254 e RF-276) e oito análises Sm-Nd (RF-035, RF-107, RF-119, RF-132, RF-195, RF-253, RF-254, RF-276). Apenas duas tiveram análises U-Pb em monazita (RF-035 e RF-

253). Todas as amostras com análises U-Pb tiveram imagens por *Backscattering* de seus cristais de zircão e monazita.

4.1.1 Complexo Cabrobó

- Amostra RF-035 é um granada-biotita xisto, composto por biotita (35-40%), quartzo (30-40%) plagioclásio (05-10%), granada (5-7%), turmalina (2%) cianita (1%), cordierita (1%) e sillimanita (1%). A assembleia mineral indica um metamorfismo regional de médio a alto grau e como protólito sedimento subarcoseano indicativo de uma área fonte proximal. Os zircões são angulosos a subarredondados, muitos apresentando fraturas e com zoneamento visível, o tamanho médio dos cristais fica em torno de 100 μm . As idades de proveniência U-Pb apontaram população de idades ediacaras a criogenianas, com o zircão mais jovem apresentando a idade de aproximadamente 554 Ma. Análise Sm-Nd apontou Idade modelo de 1,22 Ga e $\varepsilon_{\text{Nd}}(T=600\text{Ma})$ de -0,44.

- Amostra RF-253 é um granada-biotita xisto, com a seguinte composição: granada (5-7%), biotita (40-45%), muscovita (5-10%), quartzo e feldspato (30-40%). Os zircões possuem bordas desgastadas e em alguns grãos se observa zoneamento interno, os cristais possuem formatos variando de prismáticos a arredondados, com tamanhos entre 100-200 μm . As análises U-Pb em zircão apresentam algumas idades criogenianas (zircão mais novo com cerca de 640 Ma) e abundante população no intervalo Toniana/Esteniano. Os picos principais reconhecidos nesta amostra são de 676 Ma, 1014 Ma e 1144 Ma, são poucos os cristais de idades paleoproterozoicas e arqueanas. Os cristais de monazita possuem formas irregulares variando de esféricos a alongados, idade concórdia nas monazitas foi de 652 \pm 8 Ma. Análise Sm-Nd apontou Idade modelo de 1,55 Ga e $\varepsilon_{\text{Nd}}(T=600\text{Ma})$ de -4,55.

- Amostra RF-276 é um muscovita quartzito com turmalina, de composição modal formada por muscovita (20-25%), clorita (2%), feldspato (2%) e quartzo (65-70%). Os cristais de zircão possuem formatos que vão de prismáticos a arredondados, geralmente com bordas desgastadas, tamanhos que variam 100-250 μm . Tem populações de zircões com idades entre Riáciano e Calimíniano (zircão mais jovem com cerca de 1.580 Ma), assim como uma abundante população com idades no limite Meso/Paleoproterozoico. Os picos

mais proeminentes no diagrama de frequência estão em 1650 Ma, 2062 Ma e 2162 Ma. Análise Sm-Nd apontou Idade modelo de 2,35 Ga e $\varepsilon_{Nd}(T=600Ma)$ de -16,03.

4.1.2. Complexo Metassedimentar de Riacho Seco

- Amostra RF-107 é um muscovita quartzito, cuja composição modal engloba muscovita (10-15%), feldspato (05-07%) e quartzo (80-85%), como minerais acessórios tem epidoto, minerais opacos e zircão. Análise Sm-Nd apontou Idade modelo de 2,67 Ga e $\varepsilon_{Nd}(T=600Ma)$ de -25,81.

- Amostra RF-119 é um mica-xisto com muscovita (25-30%), biotita (20-25%), quartzo (40-45%) e feldspato (05-10%). A composição indica um protólito pelítico a subarcoseano. Os cristais de zircão da amostra possuem formatos variados, geralmente com bordas arredondadas, com tamanhos que variam entre 100 e 300 μm . As análises U-Pb indicaram que o zircão detrítico mais jovem possui idade com cerca de 2020 Ma e maior concentração de zircões com idades entre Sideriano e Neoarqueano (picos no histograma de frequência em 2011 Ma, 2356 Ma e 2572 Ma). Análise Sm-Nd apontou Idade modelo de 3,01 Ga e $\varepsilon_{Nd}(T=600Ma)$ de -29,10.

- Amostra RF-132 é um muscovita quartzito com feldspato, composto por quartzo (70-80%) muscovita (10-15%) e feldspato (10-15%). Análise Sm-Nd apontou Idade modelo de 2,71 Ga e $\varepsilon_{Nd}(T=600Ma)$ de -24,21.

- Amostra RF-195 é um cianita meta-arcóseo com quartzo (60-65%), feldspato (15-20%), cianita (10-12%), biotita (3-5%) e minerais opacos (1-3%.) a assembleia mineral indica um metamorfismo de médio grau. Análise Sm-Nd apontou Idade modelo de 2.65 Ga e $\varepsilon_{Nd}(T=600Ma)$ de -24,83.

- Amostra RF-254 é um quartzito com muscovita, composto por quartzo (60-73%), muscovita (15-20%) biotita (05-10%), feldspato (5-7%), magnetita (2-3%) e traços de zircão. Possui zircões com formatos variados, em geral, com bordas desgastadas, com tamanhos médios de cerca de 200 μm . A análise proveniência de zircões indicaram idades entre o Orosiriano e Neoarqueano (zircão mais jovem com cerca de 1980 Ma) com maior frequência de zircões no período Riaciono (picos de frequência do histograma em 2004 Ma, 2058 Ma, 2270 Ma, 2504 Ma e 2626 Ma). Os cristais de monazita têm formatos

irregulares variando de esféricos a alongados, idade concórdia obtida nas monazitas foi de 675 ± 8 Ma. Análise Sm-Nd apontou Idade modelo de 2.58 Ga e $\epsilon_{Nd}(T=600\text{Ma}) -23,18$.

4.2. Metaplutônicas

Foram coletadas e analisadas amostras de rocha dentro do PEAL-W e no interior de seu subdomínio, o NRS, além de alguns pontos no Cráton São Francisco próximo ao limite com a Província Borborema para comparação entre as rochas do domínio e do cráton. Destes foram selecionadas cinco amostras para datação U-Pb (RF-111, RF-179, RF-270, RF-243, RF-323) e vinte três para análise Sm-Nd (RF 022, RF 027, RF 068, RF 322, RF 415, RF 003, RF 010, RF 033, RF 270, RF 323, RF 040, RF 111, RF 128, RF 136, RF 165, RF 171, RF 243, RF 244, RF 249, RF 267, RF 286, RF 179, RF 26). Além das análises petrográficas e geoquímicas.

4.2.1. Características das unidades estudadas

4.2.1.1. Complexo Entremontes

O Complexo Entremontes consiste principalmente de gnaisses graníticos a granodioríticos, com lentes de anfibolitos. O principal mineral máfico é anfibólio (hornblenda e hastingsita), seguido por biotita e em menor grau granada e clinopiroxênio (hedenbergite). Estruturas de migmatização, estiramento mineral e bandamento composicional são comuns. Metamorfismo de fácies anfibolito, com retrometamorfismo na fácies xistos verdes. Quimicamente se constitui de granitoides metaluminosos a peraluminosos, calcialcalinos de alto potássio a alcalinos, com características químicas compatíveis com granitos tipo-A gerados em contexto tectônico pós-colisional. Os grãos de zircão da amostra RF=179 são muito fraturados e com inclusões abundantes. Muitos grãos mostram zoneamento concêntrico ou irregular, e em alguns se reconhecem sobrecrecimentos. Alguns grãos são mais homogêneos e estes foram analisados. As análises U-Pb indicaram idade de cristalização de 2734 ± 11 Ma.

4.2.1.2. Ortognaisse Fulgêncio

O Ortognaisse Fulgêncio é composto por gnaisses graníticos porfiroclásticos a porfiroblásticos de granulação grossa, com migmatização associada e bandamento descontínuo, marcado por concentrações de *augens* de feldspatos. Em afloramentos localizados ao sul da sua área aflorante a textura *augen* predomina, e estruturas, como bandamento e migmatização são escassas. Biotita é o principal mineral máfico, minerais acessórios são apatita, titanita, zircão, allanita e minerais opacos. As texturas e a paragênese mineral observadas indica fácies metamórfica de xistos verde superior a anfibolito, com retrometamorfismo na fácies xisto verde. Uma fácies petrográfica mais fina destes ortognaisses é encontrada na porção NW da área de exposição. Estruturas de mistura de magma (da fácies fina e grossa) foram reconhecidas em alguns afloramentos. Quimicamente se constitui de granitoides metaluminosos a peraluminosos, calcialcalinos de alto potássio, com características químicas compatíveis com granitos gerados em contexto tectônico tardi a pós-colisional. Os zircões da amostra RF-243 mostrou uma população mais abundante com zoneamento oscilatório concêntrico, além de finos sobrecrescimentos. Os resultados U-Pb indicaram idade de 1996 ± 8 Ma, as análises revelaram significativa perda de Pb apontando para o Neoproterozóico.

4.2.1.3. Complexo Gnáissico-migmatítico de Riacho Seco

O complexo é formado por ortognaisses com resquícios de rochas supracrustais. Os principais tipos de rochas identificados são gnaisses graníticos avermelhados com biotita e, em menor grau, gnaisses granodioríticos com titanita e hornblenda. Apresentam bandamento composicional. Em muitos afloramentos há forte migmatização, comum também é a presença de gnaisses máficos e lentes de anfibolito. Texturas minerais e paragênese vista nos gnaisses félsicos sugerem metamorfismo de fácies anfibolito. A paragênese diopsídio-anfibólio-granada, reconhecida localmente, sugere que a unidade poderia ter alcançado a fácies granulito com retrocesso posterior para fácies anfibolito/xisto verde superior. Zircões da amostra RF-111 são bastante heterogêneos em termos de forma e tamanho, com cristais prismáticos alongados, bem como arredondados, muitos

apresentando zoneamento concêntrico. Sobrecrescimentos e características de corrosão são reconhecidas. Os resultados U- Pb são complexos e difíceis de interpretar devido à variedade de idades encontrados para as diferentes populações de zircões. Três grandes grupos de idades foram identificados: 1992 ± 27 Ma, 2461 ± 24 Ma e 2704 ± 12 Ma, os dois primeiros mostraram interceptos inferiores de discórdias em idades neoproterozoicas (548 ± 76 Ma e 559 ± 40 Ma). Nos cristais homogêneos as idades paleoproterozoicas predominam, enquanto que nos cristais heterogêneos idades arqueanas predominam, com algumas exceções.

4.2.1.4. Ortognaisse Lobo

O Ortognaisse Lobo compreende gnaisses graníticos a granodioríticos de granulação fina a média com biotita, muscovita e granada, localmente apresentando *augens* de K- feldspato e xenólitos de metamáficas. Condições metamórficas atingiram a fácies xisto verde superior. Amostra de gnaiss milonítico granodiorítico (amostra RF-270) foi datada e forneceu idade U-Pb de 974 ± 8 Ma interpretada como a idade de cristalização do protólito. Análises de cristais de monazita da mesma amostra resultaram em uma idade concórdia de intercepto superior muito mal definida em 616 ± 73 Ma.

4.2.1.5. Ortognaisse Rocinha

O Ortognaisse Rocinha é composto por gnaisses graníticos porfiroclásticos a granito porfiroblásticos de granulação média a grossa, o principal mineral máfico é a biotita, comumente exibindo estrutura milonítica e metamorfose em condições de fácies xistos verde superior a anfibolito. Quimicamente se constitui de granitoides metaluminosos a levemente peraluminosos, calcialcalinos de alto potássio a alcalinos, com características químicas compatíveis com granitos tipo-A gerados em contexto tectônico pós-colisional. Os grãos de zircão da amostra RF-323 são prismáticos, com bordas arredondadas. Os grãos mais alongados têm cor avermelhada e algumas inclusões, enquanto os grãos menores tendem a ser rosados. Há uma predominância de grãos homogêneos. Análise U-Pb indicou idade de 956 ± 2 Ma.

4.2.1.6. Outros granitos da área de estudo

Alguns granitoides adicionais foram investigados neste estudo: (I) Intrusões Criogeniano-Ediacaranas, entre estes gnaisses granítico equigranular de grã média, migmatítico com xenólitos metassedimentares expostas em Ibó-BA (migmatitos de Ibó); (II) Augen-gnaisses granítico de Chorrochó e Abaré (Augen-gnaisses de Chorrochó); (III) Granitoides Cariris Velhos (Toniano-Esteniano), incluindo migmatito granítico perto de Cabrobó (Migmatito de Cabrobó); (IV) Granitos paleoproterozoicos do PEAL, incluindo ortognaisses e migmatitos graníticos cálcio-alcálicos encontrados nas proximidades de Orocó-PE (Migmatitos de Orocó); (V) Granitos paleoproterozoicos do Núcleo de Riacho Seco, que compreendem o migmatito granítico exposto ao longo do Rio São Francisco, perto de Santa Maria da Boa Vista -PE (Migmatitos de Caraíbas); (VI) Granitoides do Cráton do São Francisco, compreendendo migmatito alcalino rosado perto de Riacho Seco e biotita gnaisses máficos com silimanita e granada encontrada perto de Santa Maria da Boa Vista -PE. Os Migmatitos de Ibó e Augens-gnaisses de Chorrochó são metaluminosos e calcialcálicos de alto potássio. Os Migmatitos de Orocó apresentam assinaturas químicas de granitos calcialcálicos normais e são ligeiramente peraluminosos. Os Migmatitos de Caraíbas são calcialcálicos de alto potássio e levemente peraluminoso.

4.2.2. Isótopos de Nd

Análises Sm-Nd foram realizadas em 23 amostras de rocha total, considerando os resultados isotópicos de Nd, combinados com os dados de campo, geocronológicos e geoquímicos, podem ser identificados seis grupos principais de granitoides:

4.2.2.1. Intrusões neoproterozoicas (Ediacarano-Criogeniano)

Compreende o Ortognaisses Bendó (amostra RF- 415, com idade modelo de 1,79 Ga e ϵ Nd (600 Ma) de -9,97). Migmatito de Ibó (amostra RF-022, com idade modelo de 1,43 Ga e ϵ Nd (600 Ma) de -4,23). Augen-gnaisses de Chorrochó (amostra RF-027, com idade modelo de 1,25 Ga e ϵ Nd (600 Ma) de -2,80). Migmatito granítico cinza com muscovita e biotita e xenólitos

metassedimentares (amostra RF-068, com idade modelo de 1,88 Ga e ϵ Nd (600 Ma) de -6,09). Anfibólio biotita-ortognaisse fino (amostra RF-322, com o idade modelo de 1,54 Ga e ϵ Nd (600 Ma) de -4,16).

4.2.2.2. Granitoides Cariris Velhos (Toniano-Esteniano)

Compreendem migmatito de Cabrobó (amostra RF-003, com idade modelo de 1,37 Ga e ϵ Nd (1 Ga) de 0,64). O Ortognaisse Rocinha (amostra RF-010, com idade modelo de 1,46 Ga e ϵ Nd (1 Ga) de 0,63; amostra RF-033, com idade modelo de 1,56 e ϵ Nd (1 Ga) de -1,29; amostra RF-323, com o idade modelo de 1,45 e ϵ Nd (1 Ga) de -0,32). Ortognaisse Lobo (amostra RF-270, com o idade modelo de 1,54 Ga e ϵ Nd (1 Ga) de -1,23).

4.2.2.3 Granitoides paleoproterozoicos do PEAL

Compreende o Ortognaisse Fulgêncio com suas três fácies petrográficas: *augen*-gnaisse (amostra RF-243, com idade modelo de 2,55 Ga e ϵ Nd (2 Ga) de -5,55, amostra RF-040 com idade modelo de 2,68 e ϵ Nd (2 Ga) de -6,80; gnaisse granítico fino (amostra RF-244 com idade modelo de 2,79 Ga e ϵ Nd (2 Ga) de -10,06); e migmatito granítico de granulação grossa (amostra RF-267 com idade modelo de de 2,49 Ga e ϵ Nd (2 Ga) de -5,52, e amostra RF-165, com idade modelo de 2,60 Ga e ϵ Nd (2 Ga) de -6,18).

4.2.2.3 Granitoides paleoproterozoicos do NRS

Compreende o Complexo Gnáissico-migmatítico de Riacho Seco, representado por: gnaisse granítico equigranular médio (amostra RF-111, modelo de idade de 3,14 Ga e ϵ Nd (1 Ga) de -13,30); gnaisse granítico de granulação grossa (amostra RF-136, idade modelo de 3,14 e ϵ Nd (2 Ga) de -14,02); e migmatito granítico (amostra RF-128 com idade modelo de de 2,75 e ϵ Nd (2 Ga) de -9,59).

4.2.2.4. Granitoides arqueanos do PEAL

Representados pelo anfibólio ortognaises do Complexo Entremontes (amostra RF-179 com idade modelo de 3,17 Ga e eNd (2,7 Ga) de -3,76).

4.2.2.5. Granitoides do Cráton do São Francisco

Aqui se inserem o migmatito alcalino próximo a Riacho Seco (amostra RF-261 com idade modelo de 3,59 e eNd (2,7 Ga) da -6,70) e biotita gnaisse com granada e silimanita encontrado perto de Santa Maria da Boa Vista-PE (amostra RF -171 idade modelo de 2,7 Ga e eNd (2 Ga) de -1,61).

5. CONCLUSÕES

- Com base em dados isotópicos U- Pb e Sm- Nd reunidos neste trabalho , foi possível dividir os granitóides da área de estudo (que abrange aproximadamente 70 % da área do PEAL-W) em seis grupos principais: Granitoides brasileiros (Criogeniano-Ediacarano); Granitos Cariris Velhos (Toniano); Granitoides paleoproterozóicos do PEAL; Granitoides paleoproterozoicos da RSN; Granitos arqueanos do PEAL; Granitoides do Cráton do São Francisco.
- O Complexo Entremontes pode ser considerado como um faixa alóctone ou *inlier* de embasamento arqueano no interior do PEAL-WI. Uma possibilidade a ser considerada é que seria um fragmento do Cráton do São Francisco fortemente deformado e deslocado pela tectônica Brasileira. Uma hipótese alternativa é que ele pode representar uma microplaca acrescida à margem norte do Cráton do São Francisco durante a orogenia Brasileira.
- O embasamento cristalino da RSN representado pelo seu complexo gnáissico-migmatítico apresenta uma evolução complexa, com zircões arqueanos e paleoproterozóicos. As idades sugerem que as rochas do complexo provem de um magma Paleoproterozoico gerado pela fusão de crosta arqueana. O RSN está localizado perto da fronteira entre o Cráton e o PEAL, sendo difícil estabelecer a qual dos dois domínios tectônicos pertence.
- A maioria das rochas paleoproterozóicas na Província Borborema têm idades entre 2.3 e 2.0 Ga. O Ortognaisse Fulgêncio, entretanto, tem a idade de 1,9 Ga, indicando uma fase mais tardia dentro do contexto da orogenia paleoproterozoica
- Uma variedade de intrusões graníticas atribuídos ao evento Cariris Velhos no interior do PEAL tem características químicas semelhantes aos granitos de arco vulcânico (Ortognaisse Lobo), bem como a granitos tipo-A pós- colisionais

(Ortognaisse Rocinha), sugerindo que o Evento Cariris Velhos estaria envolvido em subducção de litosfera oceânica e não representando meramente um episódio extensional.

- Rochas relacionadas ao Evento Cariris Velhos ainda são desconhecidas na África, porém estas rochas são abundantes em Domínio Alto Pajeú, o que significa que o Cinturão Cariris Velhos (Guimarães *et al*, 2012) se estende para o PEAL-W.

- Plútons brasileiros com idades modelo mesoproterozoicas são expostos em PEAL-E, como o *Pluton* de Águas Belas (Silva Filho *et al*, 2010) , que pode ser correlacionado com os plútons brasileiros na parte ocidental do domínio.

- As rochas graníticas gnáissicas do PEAL-W com idades variando 1,0 Ga e 0,6 Ga (Evento Cariris Velhos e Ciclo Brasileiro) mostram idades TDM entre 1,2 a 1,8 Ga. Essas idades modelo são bastante semelhantes às encontradas no cinturão de dobramentos da África Central, com idades TDM variando 1,0 a 1,8 Ga, principalmente no Domínio Adamawa-Yade (Van Schmus *et al* , 2008) .

- As rochas orosirianas do Ortognaisse Fulgêncio estão expostas em uma extensa área do domínio, e constituem uma exposição importante de rochas antigas de embasamento siálico do PEAL-W.

- O Complexo Entremontes e os corpos metaplutônicos do Núcleo Riacho Seco mostram idades U-Pb e Sm-Nd arqueanas, similares ao das unidades identificadas nos crátons do Congo e São Francisco, o que implica uma correlação tectônica entre essas rochas. O Complexo Entremontes é a unidade mais antiga identificada até o momento no interior do PEAL.

- Com base nos dados apresentados as rochas do PEAL teriam sofrido, ao menos, quatro eventos tectônicos distintos, um durante o Arqueano, seguido por outro Paleoproterozoico e dois durante o Neoproterozoico (Evento Cariris Velhos e Ciclo Brasileiro).

6. Referências bibliográficas

Allègre, C. J. 2008. *Isotope Geology*. New York: Cambridge University Press, 512 p.

Alkmim F.F.; Brito Neves, B.B.; Alves, J.A.C., 1993. Arcabouço tectônico do Cráton do São Francisco - Uma revisão. In: DOMINGUEZ JML & MISI A (Ed.). O Cráton do São Francisco. Salvador, SBG-NBA/SE, SGM, CNPq. p. 45-62.

Alkmim, F.F.; Marshak, S.; Fonseca, M.A., 2001. Assembling west Gondwana in the Neoproterozoic: clues from the São Francisco craton region, Brazil. *Geology* 29, 319 a 322.

Alkmim, F.F., 2004. O que faz de um cráton um cráton? O cráton do São Francisco e as revelações almeidianas ao delimitá-lo. In: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., Neves, B.B. (Eds.), *Geologia do Continente Sul-Americano, Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, Beca, São Paulo, pp. 17 a 35.

Almeida, F. F. M., 1967. Origem e evolução da plataforma brasileira. DNPM. Div. Geol. Min., bol. 241. 36 p.

Almeida, F.F.M.; Hasui, Y.; Brito Neves, B.B.; Fuck, R.A., 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Science Reviews* n° 17, 1-29.

Almeida, F. F. M.; Hasui, Y.; Brito Neves, B. B.; Fuck, R. A., 1977. Províncias estruturais brasileiras. In: SIMPOSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE 8. Campina Grande. Resumo das comunicações. Campina Grande: SBG, 1977. 79 p. (Boletim Especial SBG, Núcleo Nordeste, 6). p.12 –13.

Alvarenga, C.J.S.; Moura, C.A.V.; Gorayeb, P.S.S.; Abreu, F.A.M., 2000. Paraguay and Araguaia belts. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz-Filho, A., Campos, D.A. (Eds.), *Tectonic Evolution of South America*, p. 183-229. Rio de Janeiro, Brazil.

Andritzky, G.; Schmitz, H. H., 1970. Prospecção do cobre no Norte da Bahia. Recife: SUDENE/Missão Geológica Alemã no Brasil, 6v.

Barbosa, O., 1970. Geologia de parte da região do médio São Francisco, nordeste do Brasil. Rio de Janeiro: DNPM/DFPM, 97p. il. (*Boletim*, 140).

Barbosa, J.S.F.; Sabaté, P., 2004. Archean and Paleoproterozoic crust of the São Francisco craton, Bahia, Brazil: geodynamic features. *Precambrian Research* 133, 1-27.

Brito Neves, B. B., 1975. Regionalização geotectônica do pré cambriano nordestino. São Paulo, 1975. 198p. Tese de doutoramento. Instituto de Geociências da Universidade Federal de São Paulo.

Brito Neves, B.B.; Sial, A.N.; Rand, H.M.; Manso, V.V., 1982. The Pernambuco-Alagoas Massif, northeastern Brazil. In: *Revista Brasileira de Geociências*, 12, p. 240-250.

Brito Neves, B. B.; Van Schmus, W. R.; Santos, E. J.; Campos Neto, M. C. 1995. O Evento Cariris Velhos na Província Borborema; integração de dados, implicações e perspectivas. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 25, n. 4, p. 279-296.

Brito Neves, B.B.; Santos, E.J.; Van Schmus, W.R., 2000. Tectonic History of the Borborema Province, Northeast Brazil. In: Cordani, U.G., Milani, E. J., Thomaz Filho, A. Campos, D.A. (Eds.), *Tectonic Evolution of South America*, Rio de Janeiro, 31st International Geological Congress, p. 151–182.

Brito Neves, B.B.; Santos, E.J.; Van Schmus, W.R., 2000. Tectonic history of the Borborema province, northeastern Brazil. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz-Filho, A., Campos, D.A. (Eds.), *Tectonic Evolution of South America*, pp. 151e182. Rio de Janeiro, Brazil.

Angelim, L. A. A; Kosin, M., 2001. Aracaju NW.: Folha SC.20-V Estados da Bahia, Pernambuco e Piauí Escala 1:500.000. Rio de Janeiro: CPRM, 1 CD-Rom. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB.

Barbosa, J. S. F., 1993. O embasamento do cráton do São Francisco na Bahia: síntese do conhecimento atual. In: II SIMPÓSIO DO CRATON DO SÃO FRANCISCO. Salvador, 1993. *Anais...* Salvador, SBG. p. 9-11.

Ben-Avraham, Z.; Nur, A.; Jones, D.; Cox, A., 1981. Continental Accretion and Orogeny from Oceanic Plateau to Allochthonous Terranes. *Scien.*, 213:47-54.

Benisek A.; Finger F., 1993. Factors controlling the development of prism faces in granite zircons: A microprobe study. *Contrib Mineral Petrol* 114:441-451

Bentor, Y.K., 1985. The Crustal Evolution of the Arabo-Nubian Massif with Special Reference to the Sinai Peninsula. *Prec. Res.*, 28:1-74.

Bittar, S.M.B., 1998. Faixa Piancó-Alto Brígida: Terrenos tectonoestratigráficos sob regimes metamórficos e deformacionais contrastantes. Dissertação de doutorado, Universidade de São Paulo, São Paulo-SP, p. 126.

Brito Neves, B.B & Cordani, U.G., 1991. Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. *Precambrian Research*, 53 p.23-40.

Burke, K.; Dewey, J.F.; Kidd, J.; 1977. World Distribution of Sutures - the Sites of Former Oceans. *Tectonoph.*, 40:69-100.

Caby, R. 1989. Precambrian terranes of Benin-Nigéria and Northeast Brazil and the late Proterozoic south Atlantic. In: Dallmayer, R., D. ed. *Terranes in the Circum-Atlantic Paleozoic Orogens*. USA, Geol. Amer. Spec. Paper, 230, p.145-158.

Ferreira, V. P.; Sial, A.N.; Jardim De Sá, E.F., 1998. Geochemical and isotopic signatures of the Proterozoic granitoids in terranes of the Borborema Province, north-eastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 11, p. 439-455.

Cordani, U. G.; Sato, K.; Marinho, K., 1985. The geologic evolution of the ancient granite-greenstone terrane of central-southern Bahia, Brazil. *Precambrian Researches*, 27: 187-213.

Cordani, U.G.; Brito-Neves, B.B.; D'Agrella, M.S. & Trindade, R.I.F., 2003. Tearing-up Rodinia: the Neoproterozoic paleogeography of South American cratonic fragments. *Terra Nova*, 15: 343-349.

Corfu, F.; Hanchar, J.M.; Hoskin, P.W.O.; Kinny, P., 2003. Atlas of zircon textures: *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, v. 53, p. 469-500

Dalton De Souza, J.; Teixeira, L. R., 1981. Prospecto Rio Salitre: geologia e prospecção geoquímica preliminar do Complexo Rio Salitre. Relatório final. Salvador: CPRM,. 1v.

Davison, I.; Teixeira, J. B. G.; Silva, M. G., 1988. The Itapicuru greenstone belt, Bahia, Brazil: structure and stratigraphical outline. *Precambrian Researches*. 42:1-17.

De Paolo, D.J., 1998. Neodymium Isotope Geochemistry. Springer-Verland, Berlin, 187 p.

De Paolo, D.J. & Wasserburg, G.J., 1976. Nd Isotopic Variations and Petrogenetic Models. *Geophysics Researches Letters* 3 (5), p.249-252.

Delgado, I. M.; Dalton De Souza, J., 1975. Prospecto Cobre-Curaçá. Geologia econômica do distrito cuprífero do Rio Curaçá. Relatório Final. Bahia, Brasil. Salvador: DNPM/CPRM. 9v., v.2A.; v.2.

Dickin, A.P. 1995. Radiogenic Isotope Geology. Cambridge, UK (2004).

FAURE, G. -1986 - Principles of Isotope Geology. J. Wiley, 589 p.

Figueiroa, I. & Santos, E. J. 1993. Características petrogenéticas de uma crosta com 3,3 Ga na parte norte do cráton do São Francisco. In: II SIMPÓSIO DO CRATON DO SÃO FRANCISCO, Salvador, 1993. *Anais...Salvador*, SBG. p.78-81.

Figueirôa, I.; Silva Filho, M. A., 1990. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil; carta geológica, carta metalogenético-previsional – Escala 1:100.000 (Folha SC.24-V-C-III Petrolina) Estados de Pernambuco e Bahia. Brasília: DNPM/CPRM, 108p. il. 2mapas (*in bolso*), 29,5cm.

Gaál, G.; Teixeira, J.B.G.; D'el-Rey Silva, L.J.H.; Silva, M.G., 1987. Early Proterozoic Crustal Evolution and Metallogeneses, Northwestern Bahia, Brazil. Palestra proferida no ISGAM (International Symposium On Granites and Metallogeneses). Salvador, out/1986.

Gava, A.; Nascimento, D. A.; Vidal, J. L. B., 1983. Geologia. *in*: BRASIL DNPM. Projeto RADAMBRASIL. Folha SC-24/25 – ARACAJU/RECIFE: geologia, Geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro, 826p. il. 7 mapas (Levantamentos Recursos Naturais, 30), p.27 - 376.

Goldstein, S.J & Stirling, C.H., 2002. Techniques for Measuring Uranium series Nuclides: 1992-2002. In Uranium series geochemistry, Bourdon, B., Henderson, G., Lundstrom, G., Turner, S (edits). Reviews in mineralogy and geochemistry vol. 52 (UK).

Gomes, H. A., 1990. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil: carta geológica, carta metalogenética-previsional Escala 1:100.000 (folha SC.24-V-D-I Itamotinga) Estados de Pernambuco e Bahia. Brasília: DNPM/CPRM, 115p. il. 2 cartas (*in* bolso), 29,5cm.

Gomes, J. R. C. & Vasconcelos, A. M., 2000. Jaguaribe SW Folha SB. 24-Y: estados do Ceará, de Pernambuco e do Piauí. Escala 1:500.000. Geologia e Metalogênese. Brasília: CPRM, 1 CD-ROM + mapas. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB. Projeto de Mapeamento Geológico / Metalogenético Sistemático.

Gruber, L. 2010. Geocronologia U-Pb em Zircão Detrítico aplicada ao estudo de proveniência de metassedimentos do Complexo Metamórfico Porongos – Região de Santana da Boa Vista, RS. Dissertação de mestrado. UFRGS. 130 pág., il.

Guimarães, I. P. & Silva Filho, A. F., 1998. Sm-Nd and Sr isotopic and U-Pb geochronologic constraints for the evolution of the shoshonitic brasileiro Bom Jardim and Toritama Complexes: evidence for a Transamazonian enriched mantle under Borborema Tectonic Province, Brazil. *International Geology Review* 40, p. 500-527.

Günther, D. & Hattendorf, B., 2005. Solid sample analysis using laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry. *Trends in Analytical Chemistry*, Vol. 24, No. 3 - 255 - 265.

Hietpas, J.; Samson, S.; Moecher, D.; Schmitt, A., 2010. Recovering tectonic events from the sedimentary record: detrital monazite plays in fidelity. *Geology* 38, 167–170.

Jackson, N.J. & Ramsay, C.R., 1980. Time-Space Relationship of Upper Precambrian Volcanic Arc and Sedimentary Unit in the Central Arabian Shield. *Journal Geological Society of London*, 137: p. 617-628.

Johansson, A., 2009. Baltica, Amazonia and the SAMBA connection e 1000 million years of neighbourhood during the Proterozoic? *Precambrian Research* 175, 221e234.

Jardim De Sá, E. F.; Macedo, M. H. F.; Legrand, J. M.; McCreath, I. & Galindo, A. C., 1987. Proterozoic granitoids in a polycyclic setting: the Seridó region, NE Brazil, *International Symposia of Granites Associated Mineralizations. Extended Abstracts*, p.103-110.

Jardim De Sá, E. F., 1994. A Faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) e o seu significado geodinâmico na Cadeia Brasileira/Pan-Africana. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília. 803 p.

Jarvis, K.E.; Gray, A.L.; Houk, R.S., 1992. *Handbook of Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*, Blackie, Glasgow.

Leal, A. S., 1970. Inventário hidrogeológico do Nordeste, folha nºo 19, Aracaju-NO. Recife: SUDENE, 242p. il. (Brasil SUDENE. Hidrogeologia, 33).

Leite, C. M. M., 1983. Projeto Serrote da Batateira: texto e mapas. Salvador: SME-CPM/CBPM, 38p. : il., mapas.

Leite, C. M. M., 1984. Projeto Juazeiro. Salvador: SME-CPM/CBPM, 23p il.

Leterrier, J.; Jardim De Sá, E. F.; Macedo, M. H. F., 1990. Magmatic and geodynamic signature of the Brasiliano cycle plutonism in the Seridó Belt, NE Brazil. XXXVI Congresso Brasileiro de Geologia, Natal, Anais, SBG, p. 1640-1655.

Ludwig, K.R., 1998. On the treatment of concordant uranium-lead ages. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 62:665-676.

Hanson, R.E.; Wilson, I.J.; Wardlaw, M.S., 1988. Deformed Batholiths in the Pan-African Zambezi Belt, Zambia. Age and Implications for Regional Proterozoic Tectonics. *Geology*,16:1134-1137.

Heilbron, M.; Valeriano, C.M.; Tassinari, C.C.G.; Almeida, J.; Tupinambá Siga Jr., M.O.; Trouw, R., 2008. Correlation of Neoproterozoic terranes between the Ribeira Belt, SE Brazil and its African counterpart: comparative tectonic evolution and open questions. In: Pankhurst, R.J., Trouw, R.A.J., Neves, B.B., De Wit, M.J. (Eds.), *West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region*, vol. 294. Geological Society, London, pp. 211e237. Special Publications.

Hietje, G.M & Norman,L.A., 1992. Plasma source mass spectrometry. *International Journal of Mass Spectrometry and Ion Processes*, 118/119, 519-573.

Hoffman, P.F., 1991. Did the breakout of Laurentia turn Gondwanaland inside-out? *Science* 252, 1409–1412

Kennedy, W.R., 1964. The Structural Differentiation of Africa in the PanAfrican (500 m.y.) Tectonic Episodes. Res. Inst. Afr. Geol. Univ. Leeds, 8th Annu. Rep. Sci., 48-49.

Kröner, A., 1977. Precambrian Mobile Belt of Southern and Eastern Africa - Ancient Sutures or Sites of Enialic Mobility? A Case for Crustal Evolution Towards Plate Tectonics. Tectonophysics, 40:101-135.

Kröner, A., 1985. Ophiolites and the Evolution of Tectonic Boundaries in the Late Proterozoic Arabian-Nubian Shield of Northeast Africa and Arabia. Precambrian Researches, 27:277-300.

Kröner, A. & Cordani, U.G., 2003. African, Southern Indian and South American Cratons Were Not Part of the Rodinia Supercontinent: Evidence From Field Relationships and Geochronology: Tectonophysics, v.375, p.325-252.

Pimentel, M.M.; Fischel, D.P.; Fuck, R.A., 2000. U e Pb data for granulites of the Anápolis-Itaçu Complex: evidence for two high-grade events in the Brasília Belt. Anais Academia Brasileira de Ciências 72, 604e605.

Marinho, M. M.; Silva, E. F. A. Da; Soares, J. V.; Costa, P. H., 1979. Projeto Contendas-Mirante. Relatório final. Salvador. Convênio CBPM/SME.

Martin, H., 1993. The mechanism of petrogenesis of the Archaean continental crust - Comparison with modern processes. *Lithos* 30: 373- 388.

Mascarenhas, J. F.; Garcia, T. W., 1989. Mapa geocronológico do Estado da Bahia. Escala 1:1.000.000. Texto explicativo. Salvador: SME/Superintendência de Geologia e Recursos Minerais, 186p.

Medeiros, V. C. & Santos, E. J., 1998. Folha Garanhuns (SC.24-X-B, escala 1:250.000). Integração Geológica (Relatório Interno), CPRM. Recife-PE, Brazil. MEDEIROS, V. C. Geologia de uma área a NW de Parnamirim – PE. Relatório de Graduação, Natal: Departamento de Geologia/UFRN, 1992. 90p.

Medeiros, V. C., 2000. Aracaju NE: folha SC.24-X estados da Paraíba, Pernambuco, Alagoas, Sergipe e Bahia. Escala 1:500.000. Brasília: CPRM, 1 CD-ROM; mapas. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB.

Medeiros, V.C., 2004. Evolução geodinâmica e condicionamento estrutural dos terrenos Piancó-Alto Brígida e Alto Pajeú, Domínio da Zona Transversal, NE do Brasil. Natal. Tese de Doutorado, PPGG/UFRN, p. 200.

Melo, R.C., 1991. PLGB. Pintadas. Folha SC-24-Y-D-V. Escala 1:100.000. DNPM, Brasília. Trabalho executado pela CPRM/SUREG-SA.

Mendes, V.A.; Silva Filho, M. A., 1990. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil: carta geológica, carta metalogenética/previsional – Escala

1:100.000 (folha SC.24-V-B-IV Cristália) Estado de Pernambuco. Brasília: DNPM/CPRM, 118p. il. 2 mapas (*in* bolso). 29,5cm.

Neves, S. P.; Vauchez, A.; Feraud, G., 2000. Tectono-thermal evolution, magma emplacement, and shear zone development in the Caruaru area (Borborema Province, NE Brazil). *Precambrian Research* 99, 1–32.

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, 10-31, 2003.

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 p.187–205.

Nutman, A. P. & Cordani, U. C., 1992. SHRIMP U-Pb zircon geochronology of Archaean gneisses and Contendas-Mirante conglomerate, São Francisco Craton. In: A. J. Pedreira org. *Petrological and Geochronologic Evolution of the Oldest Segment of the São Francisco Craton, Brazil*. IGPC Project 280 Cap. II, CBPM. p. 77-84.

Oliveira, R. G., 2006. Investigação gravimétrica e aeromagnética integrada da Província Borborema e da sua margem continental (NE do Brasil): geologia profunda e história tectônica. Natal, 79p. Exame de Qualificação (Doutorado), Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte.

Padilha, A. V. & Melo, R. C., 1990. O orógeno Curaçá- Ipirá. Uma contribuição à geologia da região centro-nordeste do Estado da Bahia. In: 36 CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Natal, 1990. *Boletim de resumos* Natal, SBG. p. 345.

Parrish, R. R & Noble, S.R. 2003. Zircon U-Th-Pb Geochronology by Isotope Dilution — Thermal Ionization Mass Spectrometry (ID-TIMS) *In* Zircon, Hanchar, J.H., Hoskin, P.O (edits). *Reviews in mineralogy and geochemistry* vol. 53 (UK).

Porada, H., 1979. The Damara-Ribeira Orogen of the Pan-African/Brasiliano Cycle in Namibia (Southwest Africa) and Brazil as Interpreted in Term of Continental Collision. *Tectonophysics*, 57: p. 237-265.

Pupin, J.P., 1980. Zircon and granite petrology. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 73 : 207-220

PROJETO RIACHO SECO II Sinopse de resultados da primeira fase e programação da segunda fase de pesquisa. Salvador: SME/CBPM/CMSA, 1980. 38p.

PROJETO RIACHO SECO II Sinopse dos resultados da segunda etapa e reprogramação do Projeto Riacho Seco III. Salvador: SME/CBPM/CMSA, 1983. 44p.

Rasmussen, B.; Muhling, J., 2009. Reactions destroying detrital monazite in greenschistfacies sandstones from the Witwatersrand basin, South Africa. *Chem. Geol.* 264, 311–327.

Rogers, John J. W., 1996. A History of Continents in the past Three Billion Years. *The Journal of Geology* 104 (1): 91–107.

Sabaté, P.; Marinho, M. M.; Vidal, Ph.; Caen-Vachette, M., 1990. The 2-Ga peraluminous magmatism of the Jacobina-Contendas Mirante belts (Bahia - Brazil): Geologic and isotopic constraints on the sources. *Chemical Geology*, 83: 325-338.

Sabaté, P.; Peucat, J.J.; Melo, R. C.; Pereira, L. H. M., 1994. Datação por Pb-evaporação de monozircão em ortognaisse do Complexo Caraíba: Expressão do crescimento crustal Transamazônico do cinturão Salvador-Curaçá (Craton do São Francisco, Bahia, Brasil). In: 38 CONGR. BRAS. GEOL. Balneário Camboriú, 1994. *Resumos Expandidos...* Balneário Camboriú. SBG v. 1, p. 219-220.

Santos, R. A. & Dalton De Souza, J. 1985. Projeto Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais, Serrinha, folha SC.24-Y-D. Escala 1:250.000. Texto e mapas. DNPM/CPRM.

Santos, C. A. & Silva Filho, M. A., 1990. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil: carta geológica, carta metalogenética/previsional – Escala 1:100.000 (folha SC. 24-V-A-VI Riacho do Caboclo Estado de Pernambuco). Brasília: DNPM/CPRM, 113p. il. 2 mapas (in bolso), 29,5cm.

Santos, E. J.; Van Schmus, W. R.; Brito Neves, B. B., 1994. Investigação geocronológica U/Pb e Sm/Nd em zona de colisão múltipla de arcos na região de Floresta (PE), Faixa Pajeú-Paraíba, Província Borborema. *in*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Balneário de Camboriú. Boletim de resumos expandidos. Balneário de Camboriú: SBG, 1994. 3v., v.1, p.247-249.

Santos, E.J., 1995. O complexo granítico Lagoa das Pedras: acreção e colisão na região de Floresta (Pernambuco), Província Borborema. Inst de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. Doctoral dissertation, 219p.

Santos, E.J., 1996. Ensaio preliminar sobre terrenos e tectônica acrescionária na Província Borborema. *in*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39, 1996, Salvador. *anais...* Salvador: SBG, 7v., il., v.6, p.47-50.

Santos, E. J., 1998. Integração geológica e metalogenética, escala 1:250.000, Folha SC.24-X-A Belém do São Francisco, Província Borborema, NE do Brasil. Recife: CPRM.

Santos, E.J.; Van Schmus, W.R.; Kozuch, M.; Brito Neves, B.B., 2010. The Cariris Velhos tectonic event in northeast Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 29, p. 61-76.

Santos, E.J.; Brito Neves, B.B.; Van Schmus, W.R.; Oliveira, R.G.; Medeiros, V.C., 2000. An overall view on the displaced terrane arrangement of the Borborema Province, NE-Brazil. In: 31st International Geological Congress, 2000, Rio de Janeiro. Proceedings, in CD-ROM.

Sawka, W.; Banfield, J.; Chappell, B., 1986. A weathering-related origin of widespread monazite in S-type granites. *Geochim. Cosmochim. Acta* 50, 171–175.

Schobbenhaus, C.; Gonçalves, J.H.; Santos, J.O.S.; Abram, M.B.; Leão Neto, R.; Matos, G.M.M.; Vidotti, R.M.; Ramos, M.A.B.; Jesus, J.D.A., 2004. Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Sistema de Informações Geográficas e GIS and 48 maps 1:1,000,000. CPRM, Brasília, p. 41 CD-ROMs.

Sial, A. N.; Brito Neves, B. B. De; Beurlen, H.; Melo, P. G.; Pessoa, R. R., 1983. Projeto Extremo Oeste de Pernambuco. (Quadrículas de Salgueiro e partes de Chorrochó e Parnamirim-PE). Relatório final. Recife: DNPM/Centro de Tecnologia/UFPE, 51p.

Silva, L.C., Armstrong, R.; Noce, C.M.; Carneiro, M.A.; Pimentel, M.M.; Pedrosa-Soares, A.C.; Leite, C.A.; Vieira, V.S.; Silva, M.A.; Castro Paes, V.J. & Cardoso Filho, J.M., 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-Juruena. *Revista Brasileira de Geociências*, v.32, n.4, p.529-544.

Silva Filho, A.F.; Guimarães, I.P.; Van Schmus, W.R., 2002. Crustal evolution of the Pernambuco-Alagoas complex, Borborema province, NE Brazil: Nd isotopic data from Neoproterozoic granitoids. *Gondwana Research* 5, 409-422.

Silva Filho, A.; Guimarães, I.; Armstrong, R.; Cocentino, L., 2012. Geochronology and metamorphism of the Ediacaran Rio Una Sequence, Borborema Province, based on SHRIMP U-Pb zircon data. Resumo em Anais do 46 Congresso Brasileiro de Geologia- Santos – 2012.

Teixeira, L. R., 1997. O Complexo Caraíba e a Suíte São José do Jacuípe no Cinturão Salvador-Curaçá (Bahia, Brasil): Petrologia, Geoquímica E Potencial Metalogenético. Tese de doutorado. UFBA.

Teixeira, J. B. G.; Silva, M. G.; Misi, A.; Simone Cerqueira Pereira Cruz, S. C. P.; Sá, J. H. S., 2010. Geotectonic setting and metallogeny of the northern São Francisco craton, Bahia, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, Volume 30, Issue 2, 15, P. 71-83.

Tera, F. & Wasserburg, G.J. 1972. U-Th-Pb systematics in three Apollo 14 basalts and the problem of initial Pb in lunar rocks. *Earth Planetary Science Letters* 17:281-304.

Thomas, W.; Becker, T.; Samson, S.; Hamilton, M., 2004. Detrital zircon evidence of a recycled orogenic foreland provenance for Alleghanian clastic-wedge sandstones. *J. Geol.* 112, 23–37.

Tohver, E.; D'Agrella Filho, M.; Trindade, R.I.F., 2006. Paleomagnetic record of Africa and South America for the 1200–500 Ma interval, and evaluation of Rodinia and Gondwana assemblies. *Precambrian Research* 147, p. 193-222.

Trompette, R., 1994. *Geology of Western Gondwana (2000-500 Ma)*. Balkema, Rotterdam, 350 p.

Wetherill, G.W., 1956. Discordant Uranium-Lead Ages, I. *Trans Am Geophys Union*, 37 : 320-326.

Williams, M.L.; Jercinovic, M.J.; Hetherington, C.J., 2007. Microprobe monazite geochronology: understanding geologic processes by integrating composition and chronology. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 35, 137–175.

Willigers B.J.A.; Baker J.A.; Krogstad E.J.; Peate, D.W., 2002. Precise and accurate *in situ* Pb-Pb dating of apatite, monazite, and sphene by laser ablation multiple-collector ICP-MS. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 66:1051-1066.

Winter, J., 1983. Identification of a bentonic ash layer by crystal morphology of its zircon population (bed 79, Hasselbachtal, Rheinisches Schiefergebirge). *Annales de la Société géologique de Belgique*, 115, 683-687.

Van Schmus, W.R.; Brito Neves, B.B.; Hackspacher, P.; Babinski, M., 1995. U/Pb and Sm/Nd geochronologic studies of eastern Borborema Province, northeastern Brazil: initial conclusions. *Journal of South American Earth Sciences* 8, 267-288.

Van Schmus, W.R.; Oliveira, E.P.; Silva Filho, A.F.; Toteu, F.; Penaye, J.; Guimarães, I.P., 2008. Proterozoic Links between the Borborema Province, NE Brazil, and the Central African Fold Belt, vol. 294. Geological Society, London, Special Publication, pp. 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 SmNd and UePb geochronology. In: Journal of South American Earth Sciences, 31, p. 227-252.

Vaucher, A., Neves, S.P., Caby, M., Corsini, M., Egidio Silva, M., Arthaud, M.H. & Amaro, V. 1995. The Borborema shear zone system, NE Brazil. Journal of South American Earth Sciences, 8:247-266.

Vavra G., 1993. A guide to quantitative morphology of accessory zircon. Chemical Geology 110:15-28

7. Artigos submetidos

Carta aceite da revista

**PROVENANCE OF METASEDIMENTARY ROCKS OF THE WESTERN
PERNAMBUCO-ALAGOAS DOMAIN: CONTRIBUTION TO UNDERSTAND THE
NEOPROTEROZOIC TECTONIC EVOLUTION OF SOUTHERN BORBOREMA
PROVINCE**

Rodrigo Fabiano da Cruz¹; Márcio Martins Pimentel² & Ana Cláudia de Aguiar Accioly¹

1- CPRM - Serviço Geológico do Brasil – SUREG-RE
rodrigo.cruz@cprm.gov.br ana.accioly@cprm.gov.br

2- UnB – Universidade de Brasília/Laboratório de Geocronologia
marcio@unb.br

ABSTRACT

The Borborema Province is a complex neoproterozoic orogen in northeastern Brazil, made of a mosaic of fault-bounded terrains and several metasedimentary sequences. In the present work, new U-Pb provenance data for metasedimentary rocks in the Western Pernambuco-Alagoas Domain, in the southern part of the Province, are reported. Detrital zircon ages range from Archean to Neoproterozoic. Three samples of the Cabrobó Complex were investigated: (i) sillimanite-kyanite-garnet-biotite schist which presented mostly Ediacaran and Cryogenian detrital zircon ages (youngest zircon at ca. 554 Ma) indicating erosion of a neoproterozoic magmatic arc, (ii) garnet-biotite schist, which has a dominant Tonian/Stenian population and less abundant Cryogenian (youngest zircon age at ca. 643 Ma) as well as Paleoproterozoic and Archean zircon grains, and (iii) tourmaline-muscovite quartzite which contains detrital zircon varying in age between ca. 2.08 Ga and 1.57 Ga, and an abundant population close to the Meso/Paleoproterozoic boundary, possibly associated with the erosion of rocks formed during Statherian taphrogenesis, known in the central part of the São Francisco Craton as well as in other areas of the Borborema Province. Two samples of the Riacho Seco Metasedimentary Complex were collected and analyzed: (i) a biotite schist with a most abundant population with ages mostly between 2.3 and 2.7 Ga (youngest zircon age at ca. 2023 Ma) and (ii) a magnetite-biotite-muscovite quartzite, presenting detrital zircon grains with ages ranging between ca. 1.9 and 2.7 Ga. The sedimentary rocks of the Riacho Seco Complex may have their origin related to the erosion of sources within the São Francisco Craton. The data for the Riacho Seco metasedimentary rocks are not conclusive with respect to the depositional age of the original sedimentary rocks. The sequence might represent exposure of an old (Paleoproterozoic) sedimentary pile or, alternatively, it represents a neoproterozoic passive margin sequence, with the

original sediments being derived from the erosion of the cratonic areas to the south. Monazite in the rocks studied showed neoproterozoic ages indicating that the high-grade metamorphism took place during the late stages of the Brasiliano cycle.

Keywords: Neoproterozoic orogen, Cabrobó Complex, Riacho Seco Metasedimentary Complex, sedimentary provenance.

RESUMO

A Província Borborema é um complexo orógeno Neoproterozoico no nordeste do Brasil, composto por um mosaico de terrenos delimitados por falhas, e várias sequencias metassedimentares. Neste trabalho, novos dados U-Pb de proveniência foram obtidos para rochas metassedimentares no Domínio Pernambuco-Alagoas Oeste, na parte sul da Província Borborema. Zircões detríticos têm idades variando desde o Arqueano ao Neoproterozoico. Três amostras do Complexo Cabrobó foram investigadas: (i) sillimanita-cianita-granada-biotita xisto, que apresentou uma importante população de zircões detríticos datando do Ediacarano e Criogeniano (zircão mais jovem com ca. de 554 Ma), indicando a erosão de um arco magmático Neoproterozoico, (ii) granada-biotita xisto, com população mais abundante datando do intervalo Toniano/Esteniano e menos abundante Criogeniano (idade mínima de zircão em ca. 643 Ma), bem como grãos paleoproterozoicos e arqueanos, e (III) turmalina-muscovita quartzito que contém zircões detríticos variando em idade entre ca. 2,08 Ga e 1,57 Ga, e uma população abundante perto do limite Meso/Paleoproterozoico possivelmente associado com a erosão das rochas formadas durante tafrogênese Estateriana, conhecida na parte central do Cráton do São Francisco como em outras áreas da Província Borborema. Duas amostras do Complexo Metassedimentar de Riacho Seco foram coletadas e analisadas: (I) biotita xisto com uma população mais abundante com idades entre 2,3 e 2,7 Ga (idade mínima de zircão com cerca de 2010 Ma.) e (II) magnetita-biotita-muscovita quartzito, apresentando grãos de zircões detríticos com idades entre ca. 1,9 e 2,7 Ga. As rochas sedimentares originais do Núcleo de Riacho Seco podem ter sua origem relacionada com a erosão de rochas do Cráton do São Francisco. Os dados para as rochas metassedimentares do Núcleo de Riacho Seco não são conclusivos com respeito à idade de deposição das rochas sedimentares originais. Elas podem representar a exposição de uma antiga (Paleoproterozóica) sequência sedimentar ou, alternativamente, uma sequencia de margem passiva Neoproterozóica, com os sedimentos originais sendo derivados da erosão das áreas cratônicas a sul. Monazita das rochas estudadas apresentaram idades neoproterozoicas indicando que o metamorfismo de alto grau aconteceu durante os últimos estágios do ciclo Brasiliano.

Palavras chave: Orógeno Neoproterozoico, Complexo Cabrobó, Complexo Metassedimentar de Riacho Seco, proveniência de sedimentos.

1. INTRODUCTION

The use of in situ LA-ICPMS (Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry) in U-Pb geochronology applied to provenance studies of detrital sediments have played an increasingly important role in understanding the tectonic evolution of precambrian sedimentary basins, as well as in the reconstruction of the paleogeographic history of medium to high metamorphic grade Precambrian terranes and in the unraveling the relationships between different tectonic blocks (Cawood et al., 1999, Andersen, 2005).

Provenance studies based on U-Pb dating of detrital zircon are scarce in the southern portion of the Borborema Province. In the present work, LA-ICPMS U-Pb data for detrital zircon grains from metasedimentary rocks of the Western Pernambuco-Alagoas Domain (WPEAL) in the southern part of the Borborema Province are discussed (Figure 2). Monazite U-Pb data and whole-rock Sm-Nd results are also presented in this study.

The study focussed on two important units of the WPEAL: (i) the Cabrobó Complex, representing a metasedimentary complex, considered to be of Mesoproterozoic age in previous studies (e.g. Santos 1998), and (ii) the Riacho Seco Nucleus made of gneiss and migmatite associated with small exposures of metasedimentary rocks of probable Archean age (Angelim and Kosin 2001).

2 – GEOLOGY FRAMEWORK

2.1 – Borborema Province

The Borborema Province (Almeida, 1967, Almeida et al., 1977 e 1981) (Fig. 1), in northeastern Brazil, comprises several metamorphosed supracrustal sequences deposited on Archean to Paleoproterozoic gneissic basement. They were subsequently intruded by a large amount of Brasiliano granites (650-520 Ma). The tectonic evolution of the province took place during the convergence between the West African-São Luís and São Francisco-Congo cratons during the agglutination of West Gondwana (Trompette, 1994) (Fig. 1). In paleogeographic reconstructions, the Borborema province extends from central and northeastern Brazil into northwestern Africa through the neoproterozoic orogenic areas of Cameroon, Nigeria, Niger and

Algeria. The Borborema Province includes a complex system of high temperature shear zones of crustal scale, dividing it into tectonic domains formed by massifs covered to a greater or lesser extent by Neoproterozoic supracrustal sequences. These major shear zones also controlled the emplacement of granites during the Brasiliano/Pan African orogeny (Caby et al., 1991, Jardim de Sá, 1994, Vauchez et al., 1995). For over more than three decades, a large number of studies investigated the tectonic framework of the Borborema Province (Almeida et al., 1981; Brito Neves, 1983; Brito Neves et al., 1982 e 2000; Jardim de Sá, 1994; Sial, 1986; Neves, 2003; Silva Filho et al., 2002.; Santos et al., 2010; Van Schmus et al., 1995 and 2011). In this paper the internal divisions of the Borborema Province are based on those suggested by the studies of Van Schmus et al. (1995 e 2008), Brito Neves et al. (2000) and Santos et al. (2000, 2010), according to which, the mosaic structure of the province may be sub-divided into three subprovinces: (i) the Northern, including Médio-Coreaú, Ceará Central and Rio Grande do Norte domains, (ii) the Central or Transversal Zone, including the Piancó-Alto Brígida, Alto Pajeú, Alto Moxotó and Rio Capibaribe domains or terranes, and (iii) the Southern or External, which includes the Riacho do Pontal, Pernambuco-Alagoas and Sergipano domains. The Northern Subprovince is exposed to the north of the Patos Shear Zone, consisting mainly of Paleoproterozoic basement (including some small Archean nucleii) partially covered by Neoproterozoic supracrustal rocks and intruded by Brasiliano plutonic rocks. The Central Subprovince is confined between the Patos and Pernambuco shear zones, and is mainly characterized by NE-SW to EW transcurrent faults systems. The Southern Subprovince located between the Pernambuco Shear Zone and São Francisco Craton is composed by the Sergipano and Riacho do Pontal supracrustal belts, and by the Pernambuco-Alagoas Domain, which can be divided into the western and eastern segments, separated by the Cretaceous Jatobá sedimentary basin (Angelim & Kosin, 2001) (Fig. 1).

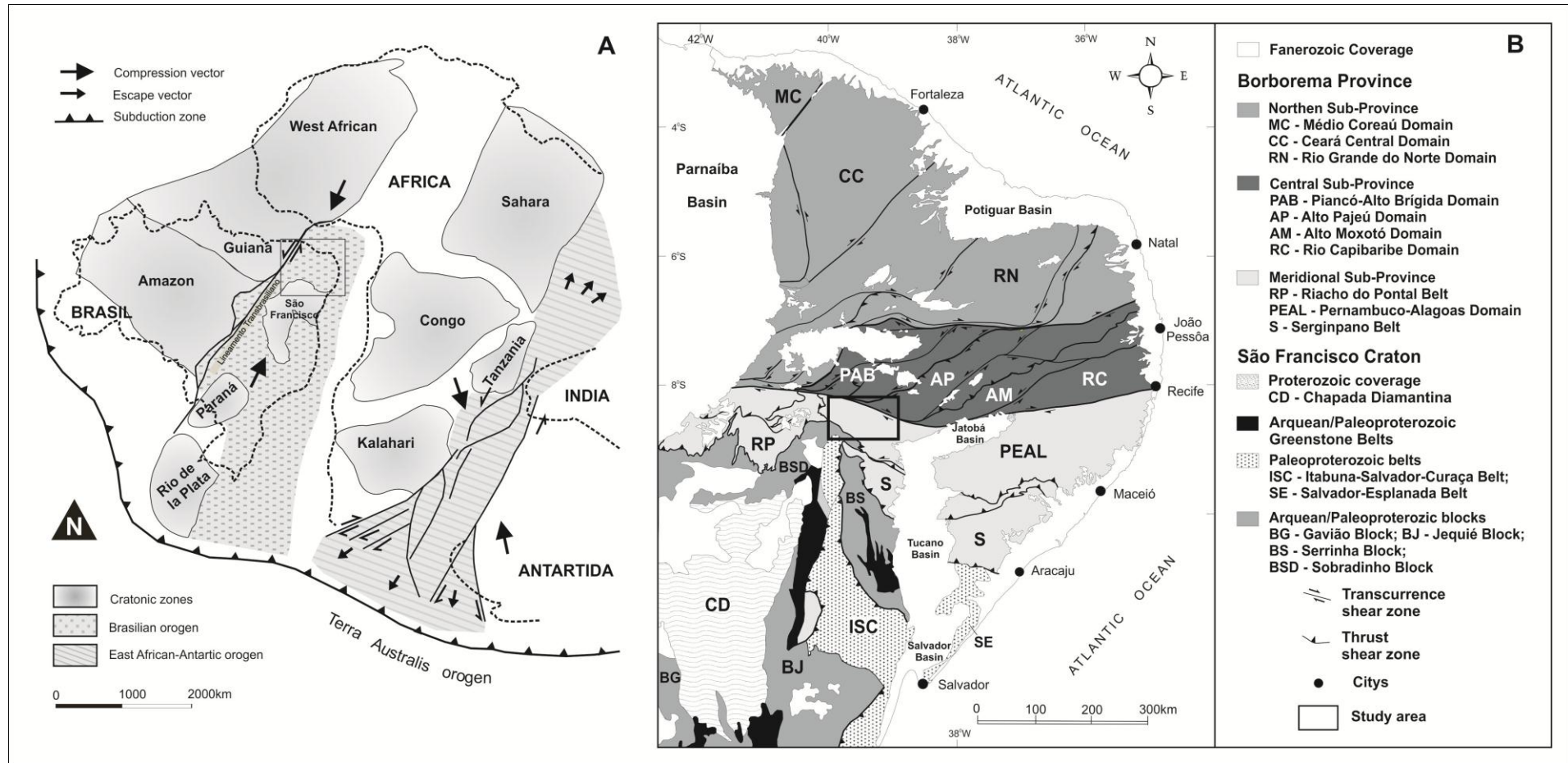


Figure 1: A - Orogenic belts of western Gondwana 650 Ma ago, modified from Teixeira et al. (2010). B - Borborema Province and compartmentalization in geotectonic domains, modified from Medeiros (2004).

2.2 – Western Domínio Pernambuco-Alagoas

The Pernambuco-Alagoas Domain (PEAL) is an E-W lithostratigraphic zone which was originally defined as a central massif formed by Archean to Paleoproterozoic gneisses and migmatites, intruded by Brasiliano granites (Brito Neves et al., 1982). The PEAL (Fig. 2) is now considered to be a complex collage of units of various ages (Van Schmus et al., 1995, Silva Filho et al., 2002; Oliveira et al., 2006; Cruz, 2013; Cruz et al, in press). Two main units in the western segment of the PEAL are recognized (Santos, 1995; Medeiros & Santos, 1998; Medeiros, 2000). The Cabrobó Complex includes amphibolite facies metavolcanosedimentary and metasedimentary sequences, with local migmatites, and the Belém do São Francisco Complex formed mostly by metaplutonic rocks represented by granitic to granodioritic orthogneisses and migmatites with remnants of supracrustal rocks and mafic lenses. U-Pb dating of granodiorite gneiss of the Belém do São Francisco Complex indicated the age of 2074 ± 34 Ma (Silva et al., 2002).

The metamorphic complexes of the PEAL are intruded by undeformed late- to post-tectonic Neoproterozoic plutonic rocks and also by pre- to syn-tectonic intensely deformed bodies. Previous mapping projects carried out by CPRM (Brazilian Geological Survey) reported Tonian (Cariris Velhos) and Neoarchean U-Pb ages for PEAL orthogneisses (Cruz, 2013). Besides a wide range of ages found in PEAL rocks, the structural complexity of the area is also noteworthy, with southwards-verging thrusts, as well as transcurrent structures along the contact with the Transversal Zone.

The Riacho Seco Nuclei (RSN) is partially surrounded by the Cabrobó Complex along a contractional shear zone. In the south, the PEAL is in contact with the São Francisco Craton along the sinistral strike-slip Riacho Seco Shear Zone. The rocks of RSN, is subdivided into two major units: the Riacho Seco gneissic-migmatitic Complex, including migmatized gneissic rocks and remnants of medium- to high-grade supracrustal units, and the Riacho Seco Metasedimentary Complex, represented by schists and paragneisses, with minor marble, ultramafic and calc-silicate rocks. A Rb-Sr isochron on migmatites yielded the age of ca. 2.9 Ga (Mascarenhas & Garcia, 1989). Sm-Nd model-age (T_{DM}) of 3.1 Ga (Angelin & Kosin, 2001) was reported for a Riacho Seco gneissic-migmatitic Complex orthogneiss sample. Both ages suggest an Archean age for the generation of the RSN rocks.

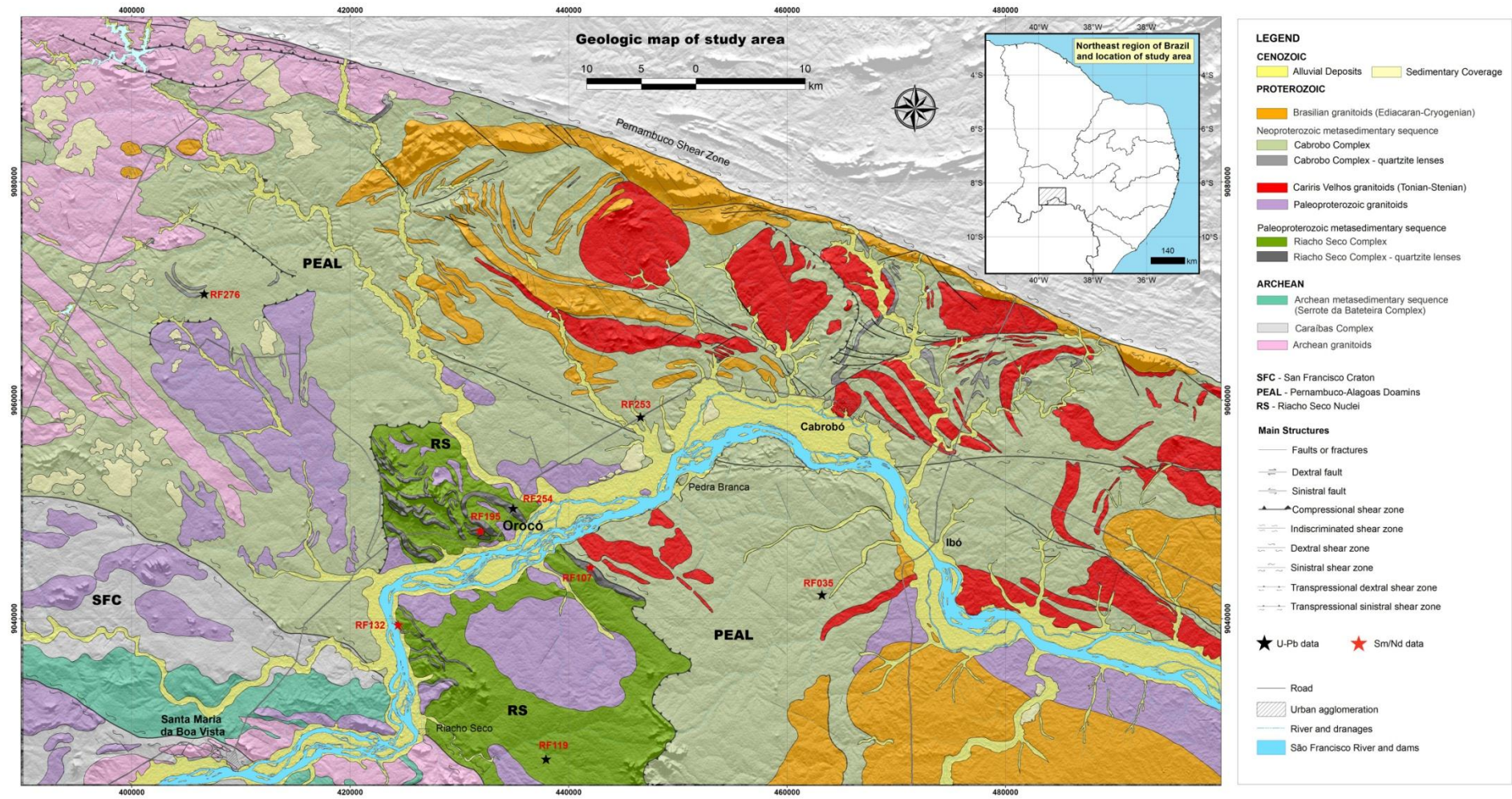


Figure 2: Simplified geological map of the study area with the locations of data collection. The map covers a large area of Western Pernambuco-Alagoas Domain and a small portion of the São Francisco Craton in the SW of the study area.

3 – PREVIOUS PROVENANCE STUDIES ON SEDIMENTARY SEQUENCES OF THE BORBOREMA PROVINCE

Over the last ten years, provenance and geochronological studies of metasedimentary sequences of the Borborema Province revealed that they were deposited and metamorphosed mostly during the Neoproterozoic, and to a lesser extent during the Cariris Velhos Event and also during the Paleoproterozoic (Fig. 3). Within the Northern Subprovince, conventional U-Pb ages (ca. 777 Ma) of zircons in metavolcanic rocks found in the Médio Coreaú and Ceará domains (Fetter et al., 2003), and detrital zircons from the Ceará Complex in the Ceará Domain (Arthaud, 2007) indicate that deposition is younger than 770-750 Ma. A more recent U-Pb provenance study by LA-ICPMS (Araújo et al., 2012) indicated maximum ages of deposition of ca. 1800 Ma for the San Joaquin Formation, in the Médio Coreaú Domain, a maximum age of 650 Ma for the supracrustal rock for the Ceará Complex in the Ceará Domain and a 550 Ma age for the Pacujá Formation close to the boundary between the Ceará and Médio Coreaú domains. One metavolcanic rock sample from the Saquinho Unit in the Médio Coreaú Domain yielded a U-Pb zircon age of ca. 1785 Ma (Santos et al., 2008a). Supracrustal units in the Orós and Jaguaribe belts also have U-Pb ages of ca. 1.75 - 1.80 Ga (Sa et al. 1995). In the Rio Grande do Norte Domain, SHRIMP U-Pb ages of detrital zircon grains from metasedimentary rocks of the Seridó Belt (Fig. 2) indicated the maximum age of ca. 650 Ma (Van Schmus et al., 2003). In the Central Subprovince or Transversal Zone U-Pb data are available for the following supracrustal sequences, from west to east: Cachoeirinha Complex at the Piancó-Alto Brigida Domain; Salgueiro, Riacho Gravatá and Lagoa das Contendas complexes within the Alto Pajeú Domain; Sertânia Complex from the Alto Moxotó Domain, and Surubim or Surubim-Coroalina Complex within the Rio Capibaribe Domain (Fig. 3).

The Cachoeirinha Complex consists of micaschists and bimodal metavolcanic rocks metamorphosed under greenschist facies conditions. Acid metavolcanics have crystallization ages between 625 and 660 Ma (Van Schmus et al. 1995; Kozuch, 2003; Medeiros, 2004). Three volcanosedimentary sequences of the Alto Pajeú Domain metamorphosed in greenschist to amphibolite facies have been dated. Metavolcanic rocks from Riacho Gravatá Complex presented zircon U-Pb ages between 990 Ma and 960 Ma (Van Schmus et al., 1995; Kozuch, 2003). LA-ICPMS data for one felsic metavolcanic rock from the Salgueiro Complex indicated the age of ca. 960 Ma (Brito & Cruz, 2009). In the Lagoa das Contendas Complex U-Pb dating of zircon from metatuffs showed the age of ca. 990 Ma (Santos 1995; Santos et al, 2010). These data demonstrate that the Alto Pajeú Domain comprise mainly rocks generated during the Cariris Velhos orogenic event (Brito Neves et al., 1995; Santos 1995 e 1996; Santos et al., 2010). Other models suggest,

however, that this is an extensional event, based on geochemical data of volcanic rocks and also on the absence of early Neoproterozoic metamorphic zircons (Bittar 1998, Neves 2003)

The supracrustal sequences in the Alto Moxotó and Rio Capibaribe domains comprise dominantly metasedimentary rocks with limited amounts of metavolcanic rocks. Detrital zircon grains from samples of the Sertânia Complex, within the Alto Moxotó Domain have SHRIMP ages of ca. 2.0 Ga (Santos et al. 2004a). In another provenance study, however, the data suggested maximum depositional ages of ca. 1900 Ma and of 680 Ma for samples collected from different localities of the same complex (Neves et al. 2009). U-Pb zircon ages of metasedimentary rocks of the Surubim Complex (Rio Capiberibe Domain) indicate maximum depositional ages of ca. 640 Ma (Neves et al., 2006a e 2009; Brito Neves et al., 2013).

The Southern Subprovince is divided into a northern sector consisting of granitoids and medium- to high-grade metasedimentary rocks (Pernambuco-Alagoas Domain), and two southern units comprising mainly metasedimentary rocks (Riacho do Pontal and Sergipano belts). U-Pb ages of detrital zircons in metasediments of the Rio Una Complex in the Eastern Pernambuco-Alagoas Domain indicate maximum depositional age of 650 Ma (Silva Filho et al., 2012). In the same unit, further south, detrital zircons with maximum sedimentation ages of 915 Ma (Neves et al., 2009).

In general, the provenance studies in the Sergipano Belt indicate younger provenance ages towards the south (Oliveira et al. 2006, VanSchmus et al 2011). U-Pb age of detrital zircons in quartzite and mica schist from Macururé Domain, in the northern Sergipano Belt indicated maximum deposition age around 950 Ma (Oliveira, 2008). In the Vaza-Barris Domain, the Palestine diamictite have detrital zircon U-Pb ages indicating deposition younger than 650 Ma (Oliveira, 2008). In the southern Sergipano Belt, the sequence of low-grade metasedimentary rocks of the Lagarto Formation, in the Estância Domain, have detrital zircon with U-Pb ages as young as 570 Ma (Oliveira et al., 2006).

In summary, the data available for metasedimentary sequences of the Borborema Province point mainly to provenance sources predominantly formed during the Paleoproterozoic, mainly in the range between 2000 and 2200 Ma. Other important sources are late Mesoproterozoic and early Neoproterozoic (900-1200 Ma) terrains, assigned to the Cariris Velhos Event, as well as Neoproterozoic sources mostly between 650 and 750 Ma. Archean detrital zircon grains are not abundant.

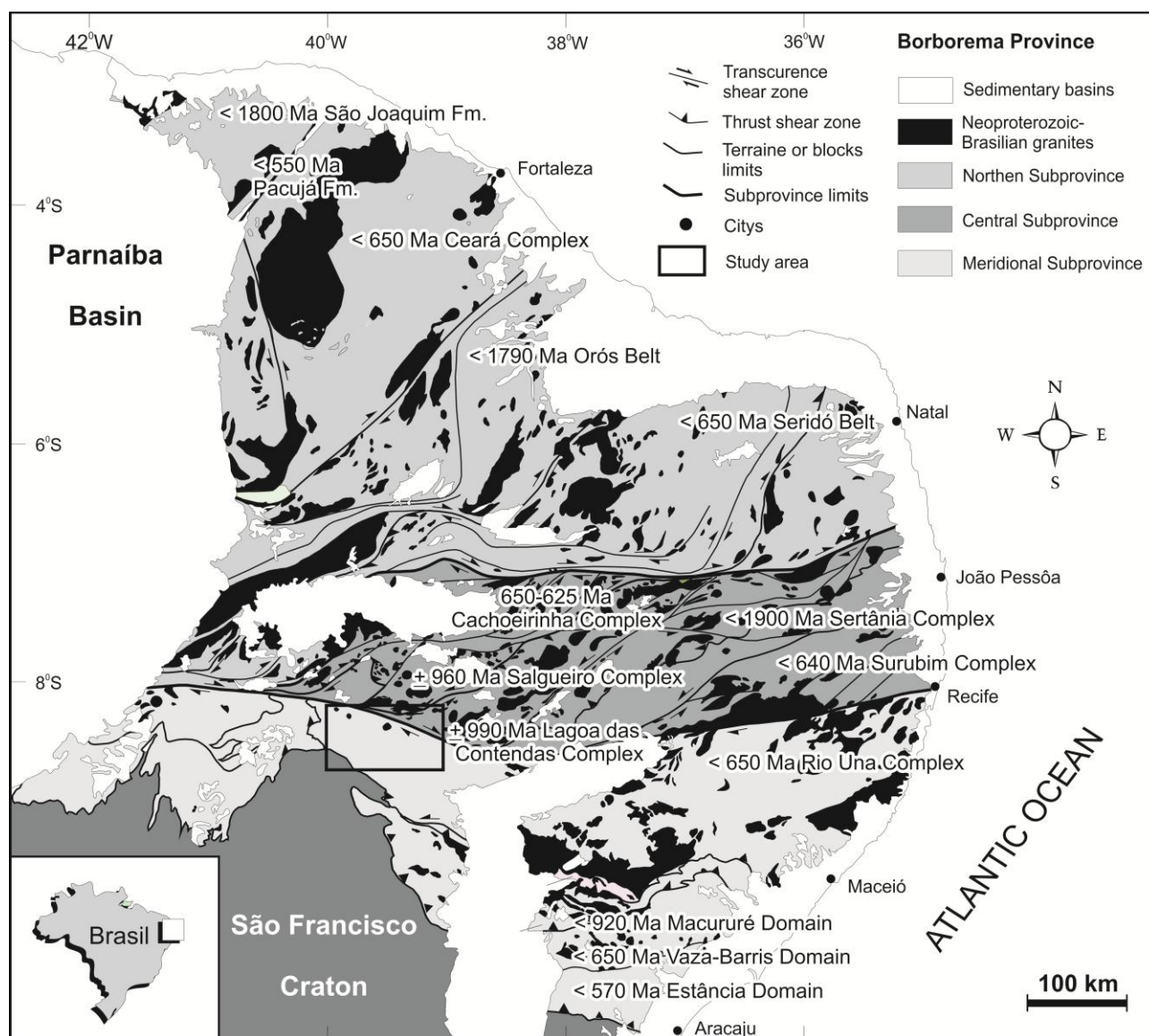


Figure 3: Borborema Province Sketch with the ages of the main supracrustal units dated until this study. Modified from Neves et al., 2009

5. ANALYTICAL PROCEDURES

The methodology used for the U-Pb analyses included crushing and separation of zircon and monazite from approximately 5 kg rock samples. Concentration of heavy minerals was carried out by panning, followed by magnetic separation. Zircon and monazite grains were mounted in epoxy mounts which were then polished to expose the grains interior. The mounts were imaged using Scanning Electron Microscope (SEM) coupled with cathode luminescence and backscattered electrons detectors. U-Pb analyses were carried out using the LA-ICPMS at the Geochronology Laboratory of the University of Brasília (UnB). Data reduction of the raw data was performed in an in-house EXCEL spreadsheet, and ages were calculated using the ISOPLOT 3.0. software (Ludwig et al, 2003). Dodson et al. (1988) demonstrated that 59 zircon grains must be analyzed to achieve

95% confidence in defining the population ages with abundance larger than 5% of the total sample. In the present study 60 spots were analyzed per sample.

Sm-Nd analyses were carried out at the Geochronology Laboratory of the UnB, following the method described by Gioia & Pimentel (2000). According to this procedure, approximately 50 mg of powdered sample is mixed with a mixed tracer solution (^{149}Sm and ^{150}Nd), then dissolved by repeated acid attacks. Sm and Nd are extracted using cationic exchange columns. Sm and Nd are deposited on Re filaments and evaporated and the isotopic analyses were carried out by TIMS using a Thermo-Finnigan TRITON mass spectrometer. The $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratio was normalized according to the $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratio of 0.7219. The T_{DM} values were calculated using the De Paolo model (1981).

5 – SAMPLE DESCRIPTION

All samples collected were analyzed for their Nd isotopic compositions and detrital zircon grains were dated in five of them (RF-035, RF-119, RF-253, RF-254 e RF-276).

RF - 035 (UTM: 463205 m E/9042173 m S)

The sample is a garnet-biotite schist composed mainly of biotite (35-40%) and quartz (30-40%) followed by plagioclase (05-10%), garnet (5.7%), tourmaline (2%) kyanite (1%), cordierite (1%) and sillimanite (1%). The mineral assemblage indicates regional metamorphism of medium to high grade. The protolith was probably a subarkose indicating proximity to the source area (Fig. 4A).

RF – 107 (UTM: 442009 m E/9044693 m S)

The rock is a muscovite quartzite with strong mineral orientation due to the proximity of a shear zone, and forms an elongated hill oriented approximately in the NS direction. The approximate modal composition of the rock is muscovite (10-15%), feldspar (05-07%) and quartz (80-85%), and accessory minerals are epidote, opaque minerals and zircon.

RF – 119 (UTM: 437936 m E/9027128 m S)

The rock is feldspar-bearing mica schist presenting lepidoblastic texture and local mylonitic structure marked by the orientation of mica and quartz. Accessory minerals are zircon and apatite. Modal proportions are: muscovite (25-30%), biotite (20-25%), quartz (40-45%) and feldspar (05-10%). The relative amounts of felsic minerals indicate a pelitic to subarkose protolith.

RF – 132 (UTM: 424385 m E/9039413 m S)

The sample is a muscovite quartzite with tourmaline, presenting fine granoblastic texture with intense formation of quartz subgrains. Abundances of muscovite and feldspar are 15% for both.

RF – 195 (UTM: 431923 m E/9048016 m S)

This sample is a kyanite metarkose, presenting fine granoblastic texture with orientation marked by kyanite and recrystallized quartz. The rock is composed of quartz (60-65%), feldspar (15-20%), kyanite (10-12%), biotite (3-5%) and opaque minerals (1-3%). The mineral assemblage is indicative of amphibolite facies metamorphism (Fig. 4B).

RF – 253 (UTM: 446598 m E/9058450 m S)

This is garnet-biotite schist with feldspar, muscovite, tourmaline and opaque minerals. The texture of the rock is lepidoblastic, with garnet crystals presenting inclusions of biotite and muscovite. The modal composition of the rock is: garnet (5-7%), biotite (40-45%), muscovite (10.5%), quartz and feldspar (30-40%). The schist is intercalated with lenses of garnet-leucogneiss.

RF – 254 (UTM: 434924 m E/9050082 m S)

The sample is a muscovite quartzite with muscovite (15-20%) biotite (05-10%), feldspar (5-7%), magnetite (2-3%) and traces of zircon and monazite. The rock shows granoblastic texture with abundant mica fish structures.

RF – 276 (UTM: 406639 m E/9069723 m S)

The rock is a muscovite quartzite with tourmaline. The accessory minerals are apatite and zircon. Modal composition is: muscovite (20-25%), chlorite (2%), feldspar (2%), and quartz (65-70%). The presence of tourmaline suggests deposition in a marine environment.

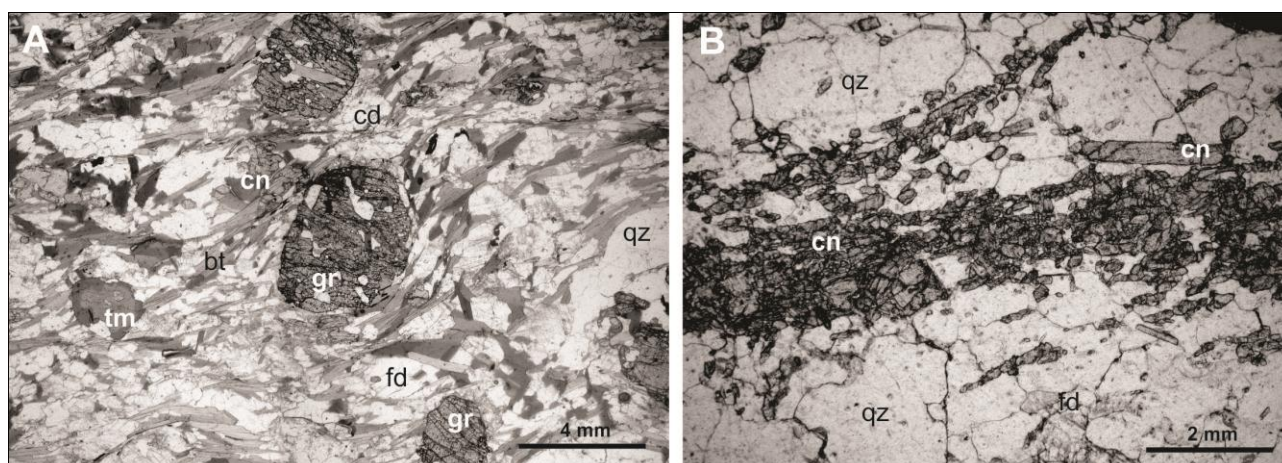


Figure 4: Photomicrographs of rocks analyzed showing the paragenesis of high-grade rocks in the region. A) Blade petrographic sample RF-035, features garnet crystals (gr), kyanite (cn), cordierite (cd) and recrystallized quartz (qz), and tourmaline (tm). B) Blade petrographic sample RF-195, rock rich in quartz (qz) and kyanite (cn), and also has a high content of feldspar (fd).

6. RESULTS

6.1. Characteristics of the minerals dated

BSE images showed some differences in zircon grain characteristics of the different samples investigated (Fig. 5).

- Sample RF-035 has sub-angular to sub-rounded zircons, many presenting fractures; in most crystals internal zoning is visible; the average size of the crystals is approximately 100 μm .
- Sample RF-253 has zircon with frayed edges and in some grains internal zoning is observed; crystal habits vary from prismatic to rounded, with sizes ranging from 100 to 200 μm .
- Sample RF-276 has zircon crystals with prismatic to rounded shapes generally with worn out edges and sizes ranging from 100 to 250 μm .
- Sample RF-119 has zircon crystals with various shapes, generally presenting rounded edges, with sizes varying between 100 and 300 μm .
- Sample RF-254 has zircon with varied habits with frayed edges, with average size of approximately 200 μm .
- Monazite crystals from samples RF-253 and RF-254 have irregular shapes ranging from spherical to elongate grains (Fig. 6).

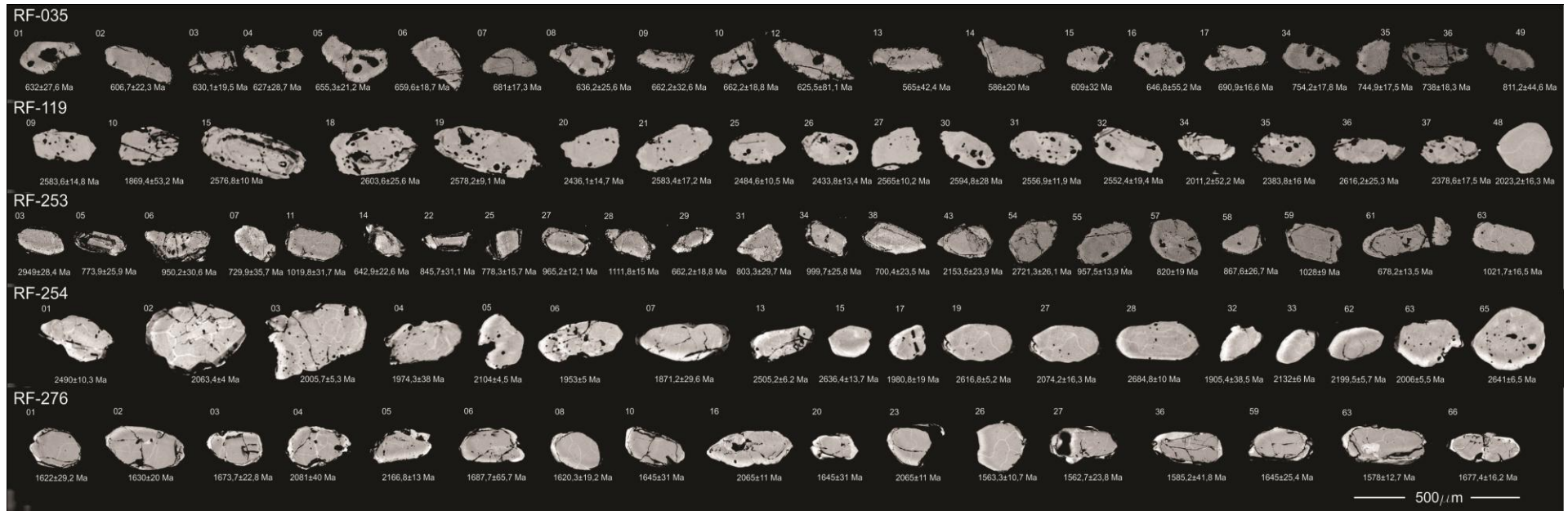


Figure 5: Backscattered Electron images for some zircon grains analyzed from each sample.

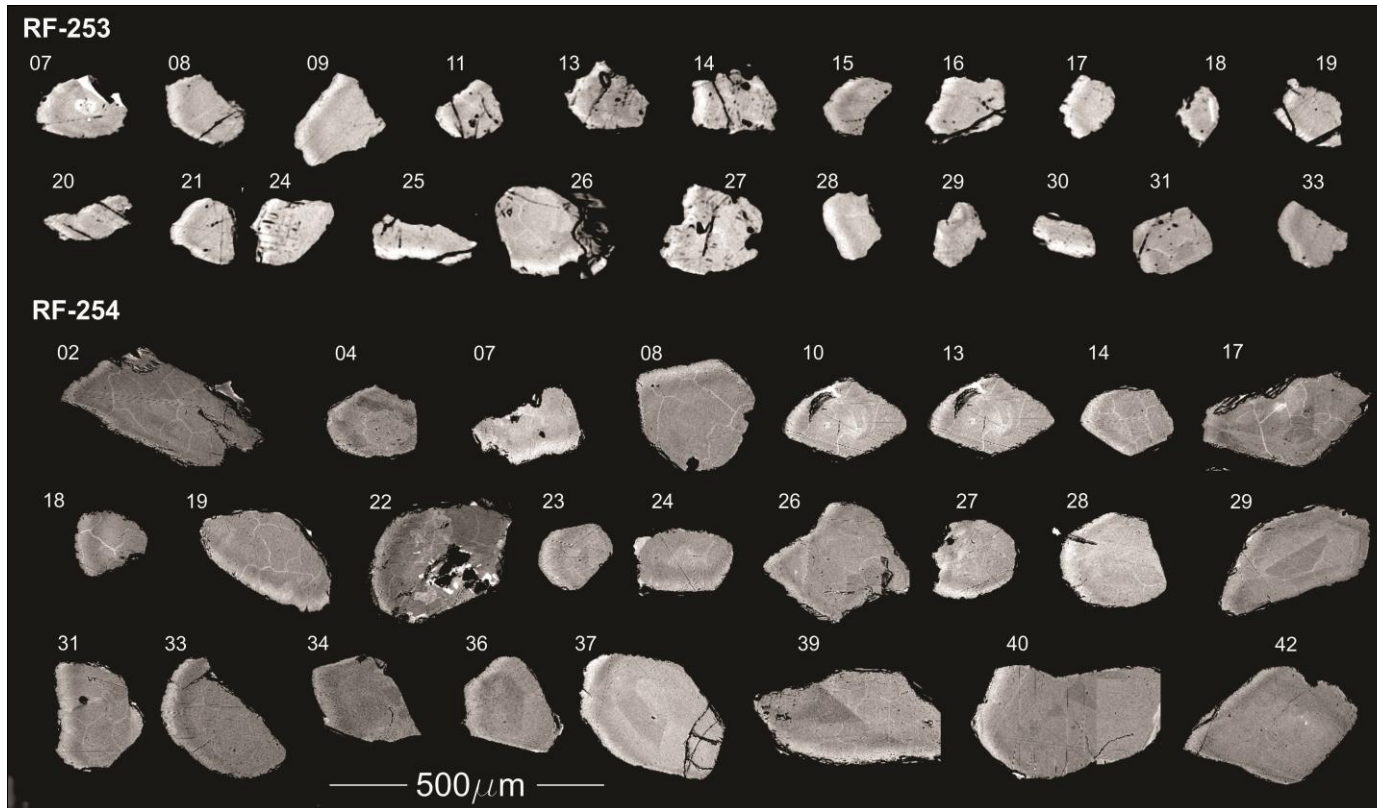


Figure 6: Backscattered Electron images for monazite grains analyzed from samples RF-233 and RF-254.

6.2. U-Pb Geochronology

The data are shown in frequency probability diagrams, where N stands for the number of grains analyzed. The analyzed zircons presented U-Pb ages ranging between Archean and Neoproterozoic, representing, therefore, diverse source areas. The Cabrobó Complex samples contain mostly neoproterozoic zircon ages whereas the Riacho Seco Complex samples, have older populations, with the youngest detrital zircon grains with ages of ca. 1.9-2.0 Ga (Fig. 7).

Three samples of the Cabrobó complex were investigated: RF-035 (Sillimanite- kyanite-garnet-biotite schist) (Table 1); RF-253 (garnet-biotite schist) (Table 3); e RF-276 (tourmaline-muscovite quartzite) (Table 5). Detrital zircon ages for sample RF-035 have Ediacaran and Cryogenian ages, with the youngest zircon presenting the age of *ca.* 554 Ma (the most prominent peak is at *ca.* 657 Ma) suggesting erosion of a Neoproterozoic magmatic arc. Sample RF-253 has a small amount of zircons presenting Cryogenian ages (youngest zircon with *ca.* 643 Ma) and reveals an abundant Tonian/Stenian population. The main peaks recognized in this sample are 676 Ma, 1014 Ma, 1144 Ma. Paleoproterozoic and Archean zircon grains are not abundant. This distribution pattern indicates an important late Mesoproterozoic source, probably representing the Cariris Velhos terrains recognized in the Borborema Province. Sample RF-276 has populations ranging in age between Rhyacian and Calymmian (youngest zircon age at *ca.* 1563 Ma), as well as an abundant population with ages in the Meso/Paleoproterozoic boundary suggesting an important contribution of terrains representing the Statherian taphrogenesis, identified in some localities within the Borborema Province and in the São Francisco Craton. The most prominent peaks in the frequency diagram are at 1650 Ma, 2062 Ma and 2162 Ma.

Two samples of the Riacho Seco Complex were investigated. In sample RF-119 (biotite schist) (Table 2), the youngest detrital zircon has the age of *ca.* 2020 Ma and a large amount of zircons with ages between Siderian and Neoproterozoic (peaks in the frequency diagram are 2029 Ma, 2385 Ma and 2576 Ma) and RF-254 (magnetite-biotite-muscovite quartzite) (Table 4), with Orosirian to Neoproterozoic zircon ages (youngest zircon at *ca.* 1950 Ma) with a higher frequency of Rhyacian zircons (frequency diagram reveal peaks at 2004 Ma, 2058 Ma, 2270 Ma, 2504 Ma and 2626 Ma).

Analyses of monazite crystals in two samples showed the following results: (i) in sample RF-253 (Table 6), they show average $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age of 652 ± 8 Ma, and, (ii) in sample RF-254 (Table 7), the average $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age is 676 ± 8 Ma. These are here interpreted as the best estimate for the timing of regional high grade metamorphism.

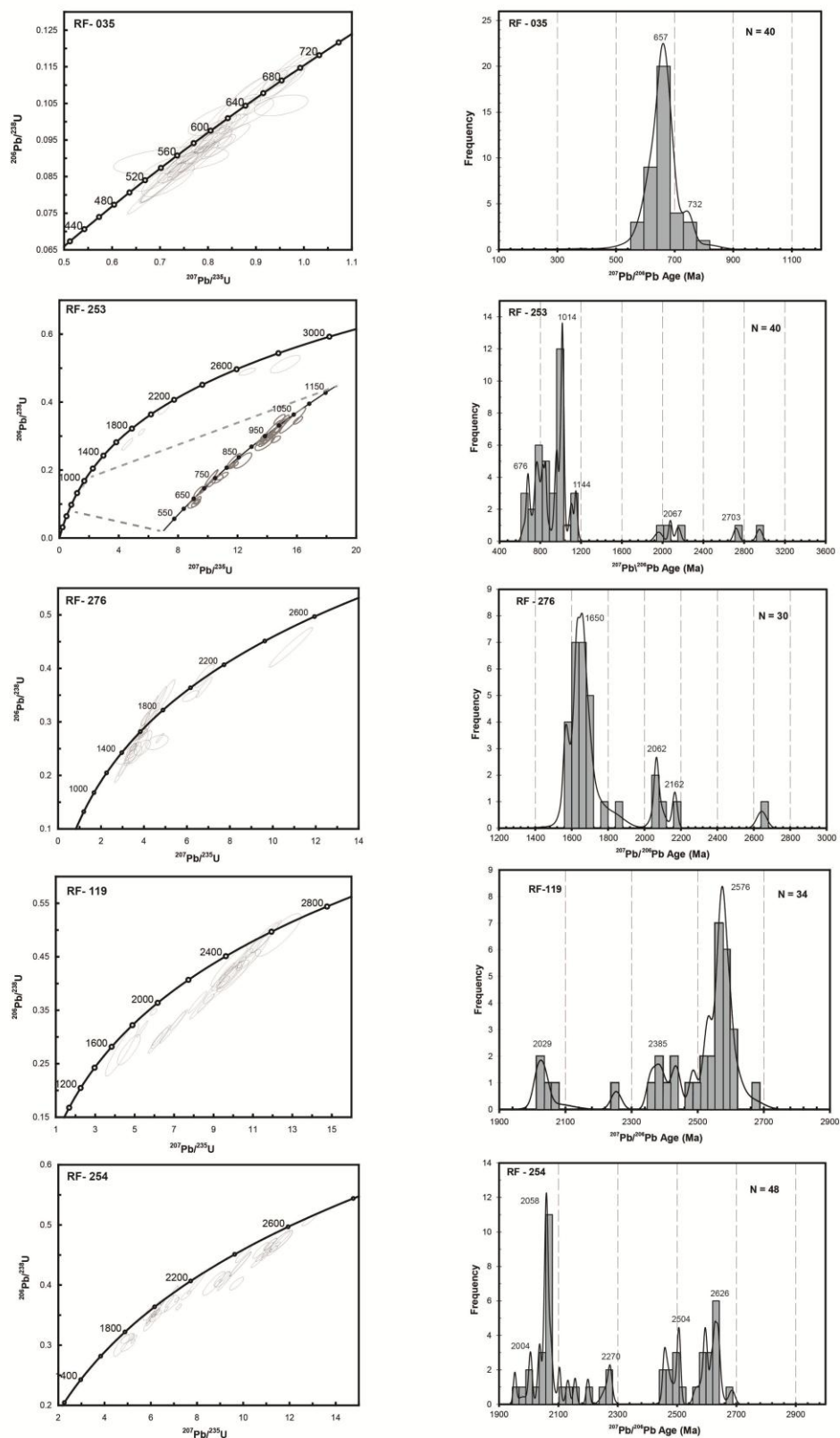


Figure 7: Concordia diagrams and histograms of frequency of zircon ages.

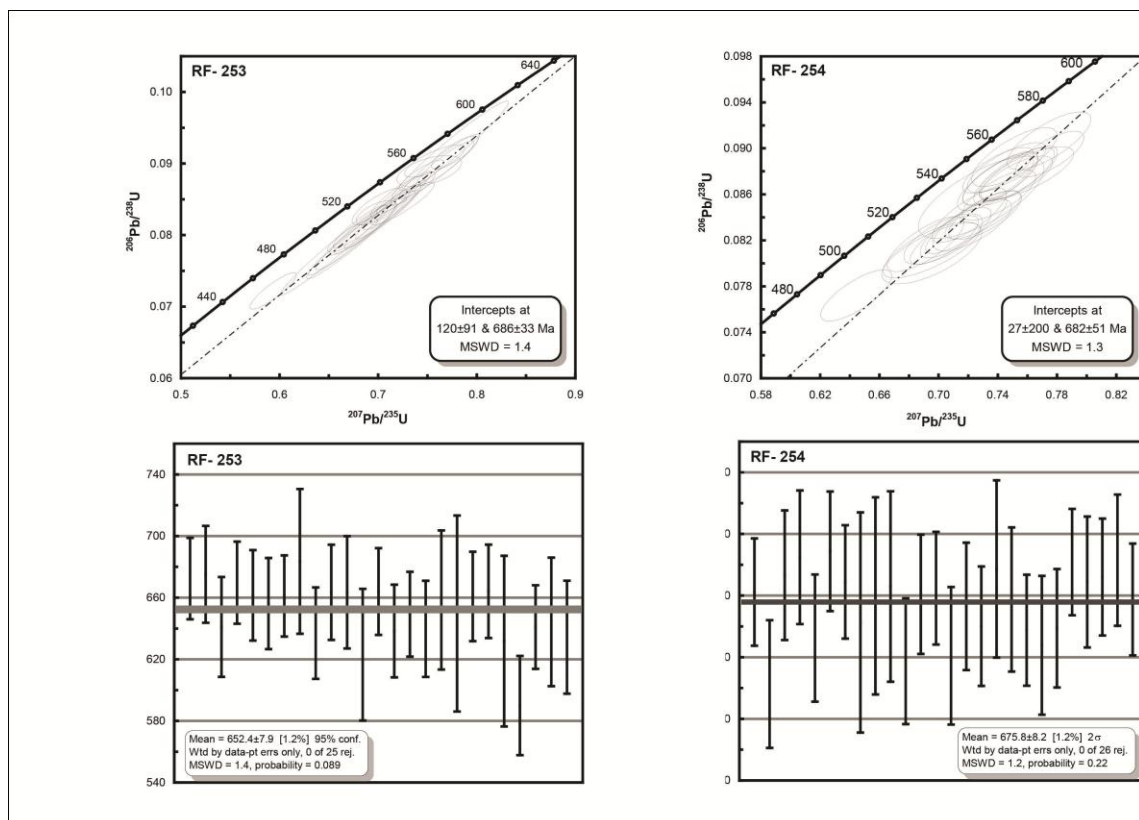


Figure 8: Diagrams concord (above) and weighted averages (below) from analyzes of monazite crystals. Samples RF-253 and (left) RF-254 (right).

6.3. Sm-Nd Isotopes

For metasedimentary rocks, Sm-Nd data only indicate a rough average of Nd isotopic compositions of the different sediment sources as previously discussed in several studies (e.g. DePaolo 1988, Dickinson 1995). Sm-Nd whole rock systems may represent the mixture of materials derived from two or more sources (Arndt and Goldstein, 1987). Therefore, the model age always represents a maximum crystallization/depositional age for the rock investigated. Eight whole-rock Sm-Nd analyzes were carried out, three of them for the Cabrobó Complex and the five remaining for samples of the Riacho Seco Metasedimentary Complex rocks (Table 8). Two samples of the Cabrobó Complex (RF-035 and RF-253) present Mesoproterozoic model ages (1.22 Ga and 1.55 Ga, respectively) and the third (RF-276) have a Paleoproterozoic model age (2.35 Ga). $\epsilon_{Nd}(T=600\text{Ma})$ value for sample RF-035 is close to 0 which may reflect the input from a neoproterozoic juvenile source which is compatible with the immature nature of the rock and with the U-Pb data which indicate an abundant contribution from neoproterozoic sources. Sample RF-253 presents negative $\epsilon_{Nd}(T=600\text{Ma})$ (-4.55) suggesting larger contribution from sources with older T_{DM} values. Sample RF-276 show a more negative value of $\epsilon_{Nd}(T=600\text{Ma})$ (-16.03), shows

value of your old model age older than the other reflects their provenance ages ranging from Paleoproterozoic to Mesoproterozoic, indicating different source areas compared with other rocks of the complex. Five samples from Riacho Seco Metasedimentary Complex were analyzed: RF-107 (T_{DM} 2.67 Ga), RF-119 (T_{DM} 3.01 Ga), RF-132 (T_{DM} 2,71 Ga), RF-195 (T_{DM} 2,65 Ga), RF-254 (T_{DM} 2.58 Ga) and RF-107 (T_{DM} 2.67 Ga). All the Riacho Seco samples showed model ages which are older (Archaean) than the Cabrobó Complex rocks, suggesting older sources for the Riacho Seco Nuclei original sediments. The $\epsilon_{Nd}(T=600Ma)$ values for samples of the Riacho Seco Complex (Table 8) are negative (ranging -23.2 to -29.1)

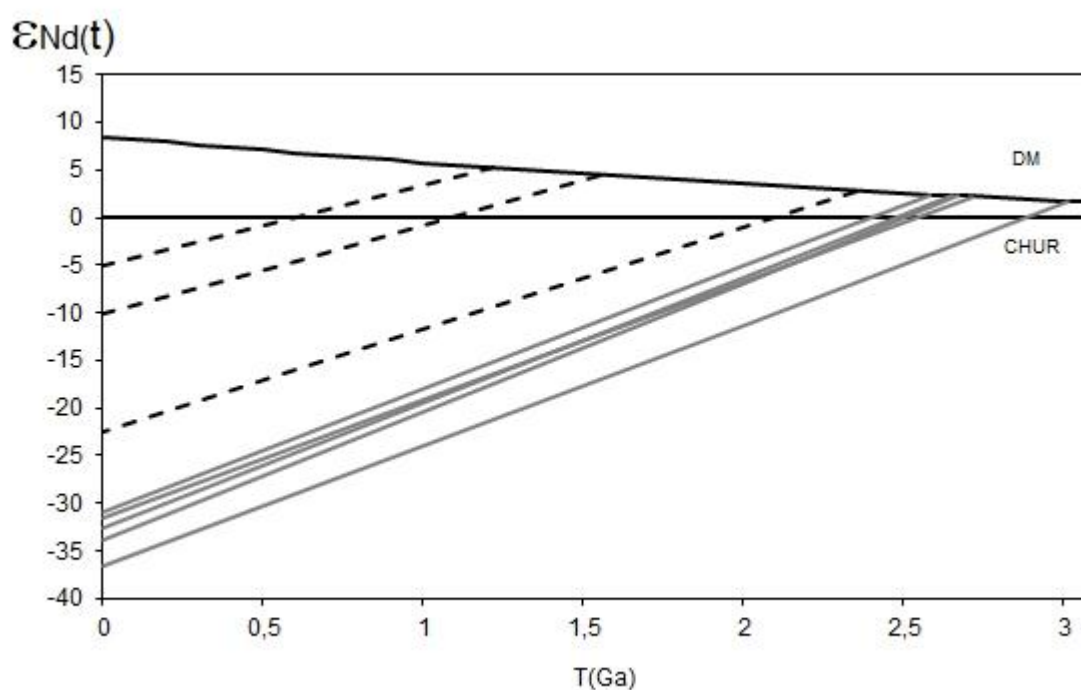


Figure 9: Evolution Nd diagram from studied samples. Cabrobó Complex represented by dashed lines. Riacho Seco Metasedimentary Complex represented by solid lines.

7. DISCUSSION

- The U-Pb age pattern of detrital zircon grains found in metasediments of the WPEAL, traditionally defined as the Cabrobó Complex, is very similar to that found for detrital zircons from metasediments of the Rio Una Complex in the Eastern Pernambuco-Alagoas Domain, which present a maximum depositional age of 650 Ma (Silva Filho et al., 2012). In another study of detrital zircon provenance (Neves et al., 2009) carried out on quartzite samples near the city of Garanhuns-PE indicated maximum depositional ages of ca. 915 Ma for this unit.

- According to Oliveira (2006) the PEAL is named as the External Domain, with its eastern segment divided into three subdomains: Cabrobó, Garanhuns and Arapiraca. The Cabrobó Subdomain corresponds to the area of occurrence of the Rio Una Complex and the Garanhuns Subdomain includes the rock units dated by Neves (2009). The Cabrobó Subdomain of Oliveira (2006) extends westwards, coinciding with the WPEAL. The ages found in the Rio Una Complex are equivalent to those of the Cabrobó Complex in this work, so a review of the nomenclature and definition of the Rio Una Complex is needed, since the Cabrobó Complex is a classical unit in the Borborema Province.
- The Cabrobó Complex rocks have provenance patterns including mostly Neoproterozoic detrital zircons, similar to what is recognized in the supracrustal rocks of the Sergipano Belt and in the Yaoundé domain in the Cameroon (Van Schmus et al, 2008).
- The Riacho Seco Metasedimentary Complex rocks, therefore present U-Pb and Sm-Nd provenance patterns, with dominant Archaean and Paleoproterozoic ages, and can be, therefore compared with the Adamowa-Yadé domain in the Central Africa fold belt in Cameroon (Van Schmus et al, 2008).

8 - CONCLUSIONS

- Model ages showed a clear distinction between the group with Neoproterozoic provenance (Cabrobó Complex) and the group with Paleoproterozoic provenance (Riacho Seco Metasedimentary Complex). The outcrops considered to be part of the Riacho Seco Metasedimentary Complex, presented Neoarchean T_{DM} values, the Orocó Hill quartzite sample (RF-254) show the youngest T_{DM} age (2.58 Ga) and the schist sample from the central area of the Riacho Seco Nuclei has the older T_{DM} age (3.01 Ga). All Riacho Seco Metasedimentary Complex samples exhibit strongly negative ϵ_{Nd} values (< -20) when calculated to 0.6 Ga.
- Two samples of the Cabrobó Complex (RF-035 and RF-253) showed Mesoproterozoic model ages, which may represent either the anatexis of Cariris Velhos continental crust or mixture between Neoproterozoic and Paleoproterozoic sources resulting in an intermediate value. A quartzite sample from Santa Maria da Boa Vista (RF-276) presented T_{DM} of 2.35 Ga and strongly negative ϵ_{Nd} negative for the other samples.
- The U-Pb zircon provenance ages of sample RF-035 are mostly between 750 and 565 Ma. The younger age (ca. 554 Ma - $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age) coincides with the peak of metamorphism of the Brasiliano event in the Sergipano Belt (Bueno et al., 2009). The Neoproterozoic provenance ages

may indicate erosion of a magmatic arc formed during the convergence between Pernambuco-Alagoas plate and São Francisco Craton.

- Provenance pattern of from sample RF-253 is more diverse including a few Rhyacian and Archean zircon grains. A small population has Neoproterozoic ages (ca. 800-670 Ma), with the youngest zircon age at ca. 678 Ma. The largest zircon population has ages between ca. 1100-850 Ma, and may be related to Cariris Velhos Event. The wide range of ages of Cariris Velhos source rocks (approximately 250 Ma) covers a completely orogenic cycle. An overview of the variety of ages found indicate that the sediments originated rock would be in an area more distal basin relative to magmatic arc that promoted regional metamorphism, and is notorious contribution of Cariris Velhos sedimentary rocks supporting intense Stenian-Tonian magmatism.

- In sample RF-276 the main age population comprises the interval Statherian-Calymmian (1710-1570 Ma) with the youngest zircon grains with ages of ca. 1578 Ma. This may be mostly attributed to the Statherian Taphrogenesis recognized in other areas of the Borborema Province and within the São Francisco Craton. Less abundant Archean and Rhyacian populations are also recognized.

- The absence of Neoproterozoic ages in sample RF-276 may be explained by the proximity to Meso/Paleoproterozoic source areas, or by the timing of deposition pre-dating the Ediacaran continental collision and uplift.

- Samples of the Riacho Seco Complex may have its origin related to the erosion of São Francisco Craton rocks, being representative either of a Paleoproterozoic basin, thus forming the oldest core of the Western Pernambuco-Alagoas Domain, or a Neoproterozoic passive margin sequence deposited along the northern margin of the São Francisco Craton. Petrographic analyzes pointed to protolith typical of a continental shelf or shallow marine environment.

- An important part of the provenance ages found in the rock units investigated in the present study are Cryogenian, indicating deposition and subsequent high grade metamorphism during the Brasiliano Cycle. This is clearly the case of the Cabrobó Complex which presents a young detrital component with ages not much older than the ages of metamorphism, as indicated by the metamorphic monazite. On the other hand, the depositional age of the Riacho Seco Complex is still not constrained since its provenance pattern is limited to the Paleoproterozoic.

- The presented results can be separated, in principle, the metasedimentary rocks of the WPEAL into two main groups: Cabrobó Complex and Riacho Seco Metasedimentary Complex both affected by Brasiliano Cycle and linked to Neoproterozoic evolution of Gondwana.

References

- Almeida, F. F. M., 1967. Origem e evolução da plataforma brasileira. DNPM. Div. Geol. Min., bol. 241. 36 p.
- Almeida, F.F.M.; Hasui, Y.; Brito Neves, B.B.; Fuck, R.A., 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Science Reviews* n° 17, 1-29.
- Almeida, F. F. M.; Hasui, Y., Brito Neves, B. B. de, Fuck, R. A., 1977. Províncias estruturais brasileiras. 8° Simpósio de Geologia do Nordeste, Campina Grande. Resumo das comunicações. Campina Grande: SBG, 79p. (Boletim Especial SBG, Núcleo Nordeste, 6) p.12 –13.
- Andersen, T., 2005. Detrital zircons as tracers of sedimentary provenance: limiting conditions from statistics and numerical simulation. *Chemical Geology* 216.
- Angelim, L. A. A; Kosin, M., 2001. Aracaju NW.: Folha SC.20-V Estados da Bahia, Pernambuco e Piauí Escala 1:500.000. Rio de Janeiro: CPRM, 1 CD-Rom. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB.
- Araújo, C. E. G.; Cordani, U. G.; Basei, M. A. S.; 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– 207 / 36– 51
- Arndt, N. T; Goldstein, S. L. (1987) Use and abuse of crust-formation ages. *Geology*, v. 15, p. 893-895.
- Arthaud, M.H., 2007. Evolução neoproterozóica do Grupo Ceará (Domínio Ceará Central, Nordeste do Brasil): da sedimentação à colisão continental brasileira. PhD thesis, Universidade de Brasília.
- Bittar, S.M.B., 1998. Faixa Piancó-Alto Brígida: Terrenos tectonoestratigráficos sob regimes metamórficos e deformacionais contrastantes. Dissertação de doutorado, Universidade de São Paulo, São Paulo-SP, p. 126.
- Brito, M.F.L. & Cruz, R.F., 2009. O Complexo Metavulcanossedimentar da região de Salgueiro/PE, Zona Transversal, Província Borborema, NE do Brasil. In: SBG, Simpósio de Geologia do Nordeste, 24., 2009. Fortaleza. Anais... p. 201.
- Brito Neves, B.B., 1983, O mapa geológico do Nordeste oriental do Brasil, escala 1/1.000.000. Tese Livre Docência, IG/USP, 177p.
- Brito Neves, B.B & Cordani, U.G., 1991. Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. *Precambrian Research*, 53 p.23-40.

Brito Neves, B.B., Sial, A.N., Rand, H.M., Manso, V.V., 1982. The Pernambuco- Alagoas Massif, northeastern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 12, p. 240-250.

Brito Neves, B. B.; Van Schmus, W. R.; Santos, E. J.; Campos Neto, M. C. 1995. O Evento Cariris Velhos na Província Borborema; integração de dados, implicações e perspectivas. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 25, n. 4, p. 279-296.

Brito Neves, B.B.; Santos, E.J.; Van Schmus, W.R., 2000. Tectonic History of the Borborema Province, Northeast Brazil. In: Cordani, U.G., Milani, E. J., Thomaz Filho, A. Campos, D.A. (Eds.), *Tectonic Evolution of South America*, Rio de Janeiro, 31st International Geological Congress, p. 151–182.

Brito Neves, B. B.; Sprösser, W. M.; Petronilho, L. A.; Souza, S. L., 2013. Contribuição à Geologia e à Geocronologia do Terreno Rio Capibaribe (TRC, Província Borborema). *Geologia USP - Série científica*, São Paulo, v. 13, n. 2, p. 9-122.

Bueno, J. F.; Oliveira, E. P.; McNaughton, N. J.; Laux, J. H., 2009. U–Pb dating of granites in the Neoproterozoic Sergipano Belt, NE-Brazil: Implications for the timing and duration of continental collision and extrusion tectonics in the Borborema Province. *Gondwana Research* 15 p. 86–97.

Caby, R.; Sial, A.N.; Arthaud, M.H.; Vauchez, A. 1991. Crustal evolution and the Brasiliano Orogeny in Northeast Brazil. In: DALLMEYER, R.D. & LECORCHE, J.P. eds. *The West African orogens and circum-Atlantic correlatives*. Berlin, Springer-Verlag. p. 373-397.

Cawood, P.A., Hawkesworth, C.J., Dhuime, B., 1999. Detrital zircon record and tectonic setting. *Geology* 40, 875–878.

De Paolo, D.J., 1981. Neodymium isotopes in the Colorado front range and crust-mantle evolution in the Proterozoic. *Nature* 291, 193–196.

De Paolo, D.J., 1988, *Neodymium Isotope Geochemistry* : Springer-Verlag, Berlin, 187p.

Dickinson, A., 1995. *Radiogenic Isotope Geology*: Cambridge University Press, 490 p.
Dodson, M.H., Compston, W., Williams, I.S., Wilson, J.F., 1988. A search for ancient detrital zircons in Zimbabwean sediments. *Geological Society (London) Journal* 145, 977–983.

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.

Gioia, S. M. L. C.; Pimentel, M. M. (2000) The Sm-Nd method in the geochronology laboratory of the University of Brasilia. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 72, n. 2, p. 219-245.

Kozuch, M., 2003. Isotopic and Trace Element Geochemistry of Early Neoproterozoic Gneissic and Metavolcanic Rocks in the Cariris Velhos Orogen of the Borborema Province, Brazil, and Their Bearing on Tectonic Setting. PhD thesis, University of Kansas.

Jardim De Sá, E. F., 1994. A Faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) e o seu significado geodinâmico na Cadeia Brasileira/Pan-Africana. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília. 803 p.

Ludwig, K. R., 2003. Isoplot 3.00 – A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center. Special Publication No 4.

Mascarenhas, J. F.; Garcia, T. W., 1989. Mapa geocronológico do Estado da Bahia. Escala 1:1.000.000. Texto explicativo. Salvador: SME/Superintendência de Geologia e Recursos Minerais, 186p.

Medeiros, V. C. & Santos, E. J., 1998. Folha Garanhuns (SC.24-X-B, escala 1:250.000). Integração Geológica (Relatório Interno), CPRM. Recife-PE, Brazil.

Medeiros, V. C., 2000. Aracaju NE: folha SC.24-X estados da Paraíba, Pernambuco, Alagoas, Sergipe e Bahia. Escala 1:500.000. Brasília: CPRM, 1 CD-ROM; mapas. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB.

Medeiros, V.C., 2004. Evolução geodinâmica e condicionamento estrutural dos terrenos Piancó-Alto Brígida e Alto Pajeú, Domínio da Zona Transversal, NE do Brasil. Natal. Tese de Doutorado, PPGG/UFRN, p. 200.

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, 10-31, 2003.

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 p.187–205.

Oliveira, R. G., 2006. Investigação Gravimétrica e Aeromagnética Integrada da Província Borborema e da sua Margem Continental (NE do Brasil): Geologia Profunda e História Tectônica. Exame de Qualificação (Doutorado), Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte. Natal.79p

Oliveira, E.P., Toteu, S.F., Araújo, M.N.C., Carvalho, M.J., Nascimento, R.S., Bueno, J.F., McNaughton, N., Basilici, G., 2006. Geologic correlation between the Neoproterozoic Sergipano belt (NE Brazil) and the Yaoundé belt (Cameroon, Africa). *Journal of African Earth Sciences* 44, 470–478.

Oliveira, E.P., 2008. Geological evolution of the Sergipano belt, southern boundary of the Borborema Province. In: Workshop on the Precambrian Geology of the Borborema Province, Instituto de Geociências, Unicamp, Campinas, pp. 14–15, Abstracts (in Portuguese).

Santos, E. J., 1995. O complexo granítico Lagoa das Pedras: acreção e colisão na região de Floresta (Pernambuco), Província Borborema. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. Tese de doutorado, 219p.

Santos, E.J., 1996. Ensaio preliminar sobre terrenos e tectônica acrecionária na Província Borborema. in: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39, 1996, Salvador. anais... Salvador: SBG, 7v., il., v.6, p.47-50.

Santos, E. J., 1998. Integração geológica e metalogenética, escala 1:250.000, Folha SC.24-X-A Belém do São Francisco, Província Borborema, NE do Brasil. Recife: CPRM.

Santos, E.J.; Van Schmuss, W.R.; Kozuch, M.; Brito Neves, B.B., 2010. The Cariris Velhos tectonic event in northeast Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 29, p. 61-76.

Santos, E.J.; Brito Neves, B.B.; Van Schmus, W.R.; Oliveira, R.G.; Medeiros, V.C., 2000. An overall view on the displaced terrane arrangement of the Borborema Province, NE-Brazil. In: 31st International Geological Congress, 2000, Rio de Janeiro. Proceedings, in CD-ROM.

Santos, E.J., Nutman, A.P., Brito Neves, B.B., 2004a. Idades SHRIMP U–Pb do Complexo Sertânia: implicações sobre a evolução tectônica da zona transversal, Província Borborema. *Geologia USP: Série Científica* 4, 1–12.

Santos, T.J.S., Fetter, A.H., Nogueira Neto, J.A., 2008a. Comparisons between the northwestern Borborema Province, NE Brazil, and the southwestern Pharusian Dahomey Belt, SW Central Africa. *Geological Society, London, Special Publications* 294, 101–119.

Silva, L.C., Armstrong, R.; Noce, C.M.; Carneiro, M.A.; Pimentel, M.M.; Pedrosa-Soares, A.C.; Leite, C.A.; Vieira, V.S.; Silva, M.A.; Castro Paes, V.J. & Cardoso Filho, J.M., 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-Juruena. *Revista Brasileira de Geociências*, v.32, n.4, p.529-544.

Silva Filho, A. F., Guimarães, I. P., Van Schmus, W. R., 2002. Crustal evolution of the Pernambuco-Alagoas complex, Borborema province, NE Brazil: Nd isotopic data from Neoproterozoic granitoids. *Gondwana Research* 5, p. 409-422.

Silva Filho, A.; Guimarães, I.; Armstrong, R.; Cocentino, L., 2012. Geochronology and metamorphism of the Ediacaran Rio Una Sequence, Borborema Province, based on SHRIMP U-Pb zircon data. *Resumo em Anais do 46° Congresso Brasileiro de Geologia- Santos – 2012*.

Trompette, R., 1994. *Geology of Western Gondwana (2000-500 Ma)*. Balkema, Rotterdam, 350 p.

Van Schmus, W.R.; Brito Neves, B.B.; Hackspacher, P.; Babinski, M., 1995. U/Pb and Sm/Nd geochronologic studies of eastern Borborema Province, northeastern Brazil: initial conclusions. *Journal of South American Earth Sciences* 8, 267-288.

Van Schmus, W.R., Brito Neves, B.B., Williams, I.S., Hackspacher, P., 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.; Silva Filho, A.F.; Toteu, F.; Penaye, J.; Guimarães, I.P., 2008. Proterozoic Links between the Borborema Province, NE Brazil, and the Central African Fold Belt, vol. 294. *Geological Society, London, Special Publication*, pp. 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 SmNd and UePb geochronology. In: *Journal of South American Earth Sciences*, 31, p. 227-252.

Vauchez, A., Neves, S.P., Caby, M., Corsini, M., Egydio Silva, M., Arthaud, M.H. & Amaro, V. 1995. The Borborema shear zone system, NE Brazil. *Journal of South American Earth*

Table 1: U-Pb data from sample RF-035.

RF-035 Spot n°	Contents			Ratios			Ages						Conc (%)				
	% ²⁰⁶ Pb	U	Th	²³² Th/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1s(%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1s(%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1s(%)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1s(Ma)		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1s(Ma)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1s(Ma)
004-Z01	0,47	93	35	0,38	0,06080	1,3	0,8655	2,1	0,10325	1,7	632,0	27,6	633,1	10,0	633,4	10,2	100,22
005-Z02	0,28	259	76	0,29	0,06009	1,0	0,7766	1,8	0,09374	1,4	606,7	22,3	583,6	7,9	577,6	8,0	95,21
006-Z03	0,32	105	45	0,43	0,06074	0,9	0,8242	1,8	0,09841	1,5	630,1	19,5	610,4	8,1	605,1	8,7	96,04
007-Z04	0,32	148	32	0,21	0,06066	1,3	0,7764	2,3	0,09283	1,8	627,0	28,7	583,4	10,1	572,3	10,1	91,27
005-Z05	0,24	93	35	0,38	0,06146	1,0	0,7559	1,9	0,08921	1,7	655,3	21,2	571,7	8,5	550,8	8,8	84,06
009-Z06	0,36	259	76	0,29	0,06158	0,9	0,9690	2,3	0,11412	2,2	659,6	18,7	687,9	11,7	696,6	14,3	105,62
010-Z07	0,35	105	45	0,43	0,06220	0,8	0,9813	1,8	0,11442	1,7	681,0	17,3	694,3	9,3	698,3	10,9	102,54
011-Z08	0,23	148	32	0,21	0,06091	1,2	0,7483	1,7	0,08909	1,2	636,2	25,6	567,2	7,5	550,2	6,6	86,48
014-Z09	0,31	93	35	0,38	0,06166	1,5	0,8083	2,2	0,09508	1,5	662,2	32,6	601,5	9,9	585,5	8,7	88,42
018-Z10	0,32	259	76	0,29	0,06166	0,9	0,8086	1,8	0,09512	1,6	662,2	18,8	601,7	8,4	585,7	9,1	88,46
020-Z12	0,54	148	32	0,21	0,06061	3,8	0,8478	4,3	0,10145	2,1	625,5	81,1	623,5	20,1	622,9	12,5	99,58
021-Z13	0,29	93	35	0,38	0,05894	1,9	0,6952	2,9	0,08554	2,2	565,0	42,4	535,9	12,2	529,1	11,1	93,64
022-Z14	0,40	259	76	0,29	0,05951	0,9	0,8583	3,2	0,10460	3,0	586,0	20,0	629,2	14,8	641,3	18,5	109,44
023-Z15	0,34	105	45	0,43	0,06015	1,5	0,7830	3,0	0,09441	2,6	609,0	32,0	587,2	13,2	581,6	14,2	95,50
024-Z16	0,96	148	32	0,21	0,06122	2,6	0,9278	3,2	0,10992	2,0	646,8	55,2	666,5	15,9	672,3	12,7	103,93
027-Z17	0,43	93	35	0,38	0,06249	0,8	0,9447	3,1	0,10964	2,9	690,9	16,6	675,3	15,0	670,7	18,8	97,07
028-Z18	0,29	259	76	0,29	0,06148	1,3	0,7468	5,0	0,08809	4,8	656,2	28,5	566,4	21,5	544,2	24,9	82,93
029-Z19	0,13	105	45	0,43	0,06199	0,7	0,7649	2,6	0,08948	2,5	673,8	14,0	576,8	11,5	552,5	13,4	82,00
030-Z20	0,23	148	32	0,21	0,06170	1,1	0,7287	3,9	0,08566	3,8	663,8	23,8	555,8	16,8	529,8	19,1	79,81
031-Z21	0,14	93	35	0,38	0,06137	0,8	0,7066	2,7	0,08351	2,6	652,2	17,0	542,7	11,5	517,0	13,1	79,27
032-Z22	0,05	259	76	0,29	0,06034	0,8	0,7700	3,2	0,09256	3,1	615,7	16,5	579,8	14,0	570,6	16,8	92,68
033-Z23	0,13	105	45	0,43	0,06162	0,7	0,7780	3,8	0,09157	3,8	660,8	15,0	584,3	17,1	564,8	20,4	85,48
034-Z24	0,21	148	32	0,21	0,06095	1,2	0,9174	2,2	0,10918	1,8	637,3	24,9	661,0	10,5	668,0	11,6	104,81
038-Z26	0,04	259	76	0,29	0,06158	0,7	0,6918	1,9	0,08147	1,7	659,7	15,9	533,9	7,9	504,9	8,5	76,53
041-Z29	0,14	93	35	0,38	0,06208	1,5	0,7983	2,6	0,09326	2,1	676,8	32,0	595,8	11,7	574,8	11,7	84,94
043-Z31	0,10	105	45	0,43	0,06234	0,7	0,7766	2,0	0,09035	1,9	686,0	14,6	583,6	9,1	557,6	10,3	81,29
044-Z32	0,14	148	32	0,21	0,06247	0,8	0,9395	1,9	0,10907	1,7	690,1	16,9	672,6	9,2	667,4	10,8	96,70
048-Z34	0,12	259	76	0,29	0,06438	0,8	0,8536	1,6	0,09616	1,4	754,2	17,8	626,6	7,6	591,9	7,8	78,48
049-Z35	0,02	105	45	0,43	0,06410	0,8	0,8253	1,6	0,09339	1,4	744,9	17,5	611,0	7,3	575,5	7,5	77,27

050-Z36	0,10	148	32	0,21	0,06389	0,9	0,8183	1,6	0,09289	1,4	738,0	18,3	607,1	7,3	572,6	7,4	77,59
051-Z37	0,09	93	35	0,38	0,06291	1,0	0,7744	2,6	0,08928	2,4	705,1	20,5	582,3	11,4	551,3	12,6	78,19
058-Z41	0,03	93	35	0,38	0,06176	2,1	0,7168	3,1	0,08417	2,3	665,8	45,8	548,7	13,2	521,0	11,3	78,24
060-Z43	0,04	105	45	0,43	0,06147	0,7	0,7382	1,2	0,08709	1,0	655,8	14,3	561,3	5,3	538,3	5,3	82,08
061-Z44	0,01	148	32	0,21	0,05864	6,6	0,7230	6,8	0,08942	1,7	553,7	142,9	552,4	28,9	552,1	9,1	99,71
062-Z45	0,08	93	35	0,38	0,06150	0,8	0,8200	2,4	0,09670	2,3	656,8	17,1	608,0	11,0	595,0	12,9	90,60
064-Z47	0,21	105	45	0,43	0,06150	0,8	0,8336	2,6	0,09831	2,4	656,8	18,1	615,6	12,0	604,5	14,1	92,03
065-Z48	0,09	148	32	0,21	0,06154	1,1	0,7170	4,8	0,08451	4,7	658,0	22,8	548,9	20,5	523,0	23,7	79,48
068-Z49	0,34	93	35	0,38	0,06615	2,1	0,9526	2,4	0,10444	1,1	811,2	44,6	679,5	11,9	640,4	6,8	78,94
069-Z50	0,08	259	76	0,29	0,06221	0,9	0,8525	1,4	0,09939	1,1	681,4	19,5	626,0	6,7	610,8	6,5	89,65
070-Z51	0,01	105	45	0,43	0,06109	1,2	0,7369	2,3	0,08749	2,0	642,5	26,3	560,6	10,0	540,7	10,2	84,15

Table 2: U-Pb data from sample RF-119.

RF-119 Spot n°	% ²⁰⁶ Pb	Contents		Ratios			Ages							Conc (%)			
		U	Th	²³² Th/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1s(%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1s(%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1s(%)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1s(Ma)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U		1s(Ma)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1s(Ma)
005-Z02	0,10	259	76	0,29	0,14216	0,9	6,6243	2,2	0,33797	2,0	2253,6	15,7	2062,6	19,2	1876,9	32,1	83,28
006-Z03	0,01	105	45	0,43	0,15465	1,3	6,7146	3,5	0,31490	3,2	2398,0	21,4	2074,5	30,7	1764,8	50,0	73,59
007-Z04	0,03	148	32	0,21	0,12783	2,9	7,1693	6,5	0,40676	5,8	2068,4	50,6	2132,7	58,0	2200,1	109,0	106,37
009-Z06	0,00	259	76	0,29	0,12573	0,8	6,3580	1,2	0,36676	1,0	2039,1	13,7	2026,5	10,8	2014,1	16,6	98,78
010-Z07	0,07	105	45	0,43	0,16713	1,6	10,3522	2,2	0,44923	1,6	2529,1	26,2	2466,8	20,6	2391,8	31,6	94,57
014-Z09	0,00	93	35	0,38	0,17266	0,9	11,3153	2,5	0,47530	2,4	2583,6	14,8	2549,5	23,6	2506,8	49,1	97,03
016-Z11	0,03	105	45	0,43	0,16451	1,4	9,7914	3,9	0,43166	3,6	2502,6	24,1	2415,3	35,6	2313,2	69,6	92,43
020-Z15	0,19	105	45	0,43	0,17196	0,6	8,6130	2,0	0,36327	1,9	2576,8	10,0	2297,9	18,5	1997,7	33,4	77,53
025-Z18	0,39	259	76	0,29	0,17474	1,5	9,9855	3,3	0,41444	3,0	2603,6	25,6	2433,4	30,7	2235,2	55,8	85,85
026-Z19	0,01	105	45	0,43	0,17210	0,5	10,3293	0,9	0,43530	0,7	2578,2	9,1	2464,7	8,1	2329,5	13,4	90,36
027-Z20	0,01	148	32	0,21	0,15816	0,9	7,2359	2,5	0,33182	2,4	2436,1	14,7	2140,9	22,7	1847,2	38,5	75,83
028-Z21	0,01	93	35	0,38	0,17264	1,0	11,5676	2,6	0,48595	2,4	2583,4	17,2	2570,1	24,0	2553,1	49,7	98,83
034-Z25	0,09	93	35	0,38	0,16276	0,6	8,1925	2,4	0,36506	2,3	2484,6	10,5	2252,5	21,6	2006,1	39,8	80,74
035-Z26	0,02	259	76	0,29	0,15794	0,8	6,9365	4,0	0,31852	3,9	2433,8	13,4	2103,3	35,1	1782,5	60,4	73,24
036-Z27	0,00	105	45	0,43	0,17075	0,6	10,6375	1,4	0,45184	1,2	2565,0	10,2	2492,0	12,5	2403,4	24,2	93,70
039-Z30	0,13	259	76	0,29	0,17382	1,7	10,5388	4,8	0,43973	4,5	2594,8	28,0	2483,3	44,8	2349,4	89,1	90,54
040-Z31	0,10	105	45	0,43	0,16992	0,7	8,6091	3,9	0,36746	3,8	2556,9	11,9	2297,5	35,2	2017,4	65,9	78,90
041-Z32	0,01	148	32	0,21	0,16946	1,2	9,7585	2,0	0,41764	1,6	2552,4	19,4	2412,2	18,2	2249,8	30,4	88,14
046-Z35	0,01	105	45	0,43	0,15337	0,9	6,2619	3,8	0,29612	3,7	2383,8	16,0	2013,1	33,1	1672,0	54,0	70,14
047-Z36	0,00	148	32	0,21	0,17607	1,5	10,7742	2,4	0,44381	1,8	2616,2	25,3	2503,8	22,1	2367,7	36,4	90,50
048-Z37	0,10	93	35	0,38	0,15290	1,0	6,2828	2,9	0,29802	2,7	2378,6	17,5	2016,1	25,5	1681,5	40,4	70,69
055-Z41	0,02	93	35	0,38	0,18158	2,0	12,2826	3,9	0,49060	3,3	2667,3	32,5	2626,2	36,3	2573,3	70,7	96,47
056-Z42	0,09	259	76	0,29	0,15086	0,7	6,1644	1,8	0,29636	1,7	2355,6	12,1	1999,4	16,0	1673,3	25,0	71,03
057-Z43	0,03	105	45	0,43	0,17150	0,7	9,8600	1,6	0,41697	1,4	2572,4	12,2	2421,8	14,5	2246,7	26,3	87,34
058-Z44	0,04	148	32	0,21	0,17450	1,1	10,6699	1,8	0,44346	1,4	2601,3	19,0	2494,8	16,6	2366,1	27,4	90,96
059-Z45	0,03	93	35	0,38	0,17074	1,4	9,5640	4,6	0,40626	4,4	2564,9	23,7	2393,7	42,5	2197,8	82,0	85,69
064-Z48	0,01	148	32	0,21	0,12460	0,9	5,9572	1,2	0,34675	0,8	2023,2	16,3	1969,6	10,4	1919,0	12,7	94,85
065-Z49	0,22	93	35	0,38	0,17144	0,7	9,4971	1,4	0,40178	1,2	2571,7	11,2	2387,3	12,8	2177,2	22,6	84,66
066-Z50	0,04	259	76	0,29	0,17393	0,5	11,6973	2,6	0,48776	2,6	2595,8	8,8	2580,5	24,6	2561,0	54,4	98,66

068-Z52	0,04	148	32	0,21	0,12409	0,8	5,3811	2,2	0,31451	2,1	2015,9	13,9	1881,8	18,8	1762,8	31,6	87,45
071-Z55	0,01	105	45	0,43	0,16760	0,5	9,7865	0,9	0,42351	0,8	2533,8	8,6	2414,9	8,7	2276,4	15,3	89,84
074-Z56	0,00	148	32	0,21	0,17103	2,2	9,6862	3,3	0,41074	2,4	2567,8	37,1	2405,4	30,3	2218,3	45,6	86,39
074-Z56	0,01	93	35	0,38	0,17066	1,2	9,7958	2,7	0,41629	2,4	2564,2	19,8	2415,8	24,9	2243,6	46,1	87,50
076-Z58	0,10	105	45	0,43	0,16655	0,6	9,6985	1,7	0,42233	1,6	2523,3	9,7	2406,6	15,4	2271,1	30,1	90,00

Table 3: U-Pb data from sample RF-253.

RF-253 Spot n°	Contents			Ratios			Ages										Conc (%)
	% ²⁰⁶ Pb	U	Th	²³² Th/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1s(%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1s(%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1s(%)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1s(Ma)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1s(Ma)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1s(Ma)	
006-Z03	0,03	105	45	0,43	0,21582	1,8	15,2273	2,7	0,51171	2,1	2949,8	28,4	2829,6	25,9	2663,9	45,1	90,31
010-Z05	0,04	93	35	0,38	0,06499	1,2	0,9180	1,8	0,10245	1,3	773,9	25,9	661,3	8,8	628,8	7,9	81,25
011-Z06	0,04	259	76	0,29	0,07075	1,5	1,3479	2,4	0,13818	1,9	950,2	30,6	866,6	14,2	834,3	15,0	87,81
012-Z07	0,08	105	45	0,43	0,06365	1,7	0,8913	2,2	0,10157	1,4	729,9	35,7	647,1	10,5	623,6	8,3	85,44
018-Z11	0,04	105	45	0,43	0,07321	1,6	1,5505	2,4	0,15360	1,8	1019,8	31,7	950,7	14,9	921,1	15,8	90,32
023-Z14	0,02	259	76	0,29	0,06110	1,1	0,9429	1,9	0,11192	1,6	642,9	22,6	674,4	9,4	683,9	10,4	106,37
028-Z16B	0,03	93	35	0,38	0,06438	0,9	0,9299	1,5	0,10475	1,2	754,3	19,4	667,6	7,4	642,2	7,4	85,14
039-Z22	0,02	148	32	0,21	0,06725	1,5	1,1598	1,8	0,12507	1,1	845,7	31,1	781,9	10,0	759,7	7,5	89,83
042-Z25	0,02	105	45	0,43	0,06512	0,7	0,9304	1,1	0,10362	0,8	778,3	15,7	667,8	5,3	635,6	4,8	81,66
046-Z27	0,01	93	35	0,38	0,07127	0,6	1,6001	2,4	0,16282	2,3	965,2	12,1	970,2	14,7	972,4	20,6	100,75
047-Z28	0,03	259	76	0,29	0,07664	0,8	1,6491	1,0	0,15607	0,7	1111,8	15,0	989,2	6,6	934,9	6,4	84,09
051-Z29	0,11	105	45	0,43	0,12840	0,9	5,5227	1,6	0,31194	1,2	2076,2	16,5	1904,1	13,3	1750,3	18,9	84,30
053-Z31	0,02	93	35	0,38	0,06590	1,4	1,1147	1,8	0,12267	1,2	803,3	29,7	760,4	9,8	745,9	8,1	92,86
054-Z32	0,01	259	76	0,29	0,07186	1,2	1,5672	1,5	0,15818	0,8	982,0	24,8	957,3	9,2	946,6	7,4	96,40
056-Z34	0,03	148	32	0,21	0,07249	1,3	1,5728	1,4	0,15736	0,6	999,7	25,8	959,5	8,7	942,1	5,2	94,24
057-Z35	0,02	93	35	0,38	0,07322	0,6	1,6063	2,2	0,15912	2,2	1019,9	12,2	972,7	14,0	951,9	19,0	93,33
058-Z36	0,01	259	76	0,29	0,07339	0,7	1,6655	1,0	0,16460	0,7	1024,6	13,7	995,5	6,3	982,3	6,6	95,87
061-Z37	0,00	105	45	0,43	0,07061	0,7	1,6821	1,2	0,17277	1,0	946,2	14,8	1001,8	7,8	1027,3	9,4	108,57
062-Z38	0,01	148	32	0,21	0,06277	1,1	0,9867	1,8	0,11401	1,5	700,4	23,5	697,0	9,2	696,0	9,6	99,38
064-Z40	0,00	259	76	0,29	0,07599	0,9	1,8026	2,7	0,17205	2,6	1094,8	17,3	1046,4	17,6	1023,4	24,1	93,48
065-Z41	0,02	105	45	0,43	0,07259	0,5	1,7116	1,4	0,17102	1,3	1002,4	11,1	1012,9	9,1	1017,7	12,3	101,53
066-Z42	0,01	148	32	0,21	0,07317	0,6	1,7276	0,9	0,17124	0,6	1018,7	12,5	1018,9	5,6	1018,9	5,9	100,03
067-Z43	0,03	93	35	0,38	0,13419	1,4	7,0188	2,1	0,37936	1,6	2153,5	23,9	2113,8	19,0	2073,3	29,2	96,28
068-Z44	0,03	259	76	0,29	0,07805	0,6	1,8515	0,9	0,17204	0,8	1148,3	11,1	1064,0	6,2	1023,3	7,1	89,12
073-Z47	0,01	93	35	0,38	0,06748	0,4	1,2491	0,7	0,13426	0,6	852,6	8,6	823,0	4,1	812,1	4,5	95,25
074-Z48	0,03	259	76	0,29	0,07259	0,7	1,5395	1,2	0,15381	1,0	1002,6	14,9	946,3	7,6	922,3	8,5	91,99
075-Z49	0,00	105	45	0,43	0,06453	0,7	1,0634	1,4	0,11951	1,2	759,1	14,6	735,5	7,2	727,8	8,2	95,87
081-Z53	0,01	105	45	0,43	0,07303	0,3	1,5661	0,9	0,15554	0,8	1014,7	6,6	956,9	5,5	932,0	7,2	91,85
082-Z54	0,01	148	32	0,21	0,18761	1,6	12,6604	1,8	0,48943	0,9	2721,3	26,1	2654,7	17,1	2568,2	18,8	94,37

083-Z55	0,01	93	35	0,38	0,07100	0,7	1,5077	1,0	0,15401	0,8	957,5	13,9	933,5	6,4	923,4	6,8	96,43
085-Z57	0,03	105	45	0,43	0,06643	0,9	1,2591	2,2	0,13746	2,0	820,0	19,1	827,5	12,2	830,3	15,3	101,25
086-Z58	0,02	148	32	0,21	0,06797	1,3	1,2574	1,6	0,13417	0,9	867,6	26,7	826,8	8,8	811,6	6,6	93,55
087-Z59	0,01	93	35	0,38	0,07351	0,4	1,6691	0,8	0,16468	0,7	1028,0	9,0	996,9	5,1	982,7	6,1	95,60
091-Z61	0,02	105	45	0,43	0,06212	0,6	1,0557	2,2	0,12326	2,1	678,2	13,5	731,7	11,7	749,3	15,2	110,48
091-Z61	0,02	93	35	0,38	0,06215	0,6	1,0617	2,2	0,12390	2,2	679,3	13,7	734,7	11,7	752,9	15,3	110,84
093-Z63	0,02	105	45	0,43	0,07328	0,8	1,6393	1,3	0,16225	1,0	1021,7	16,5	985,5	7,9	969,3	8,6	94,87

Table 4: U-Pb data from sample RF-254.

RF-254 Spot n°	Contents			Ratios			Ages										Conc (%)
	% ²⁰⁶ Pb	U	Th	²³² Th/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1s(%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1s(%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1s(%)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1s(Ma)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1s(Ma)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1s(Ma)	
003-Z01	0,04	93	35	0,38	0,16329	0,6	10,1224	1,1	0,44959	0,9	2490,0	10,3	2446,0	10,2	2393,4	18,4	96,12
004-Z02	0,00	259	76	0,29	0,12747	0,2	6,1922	0,6	0,35232	0,6	2063,4	4,1	2003,3	5,3	1945,6	9,3	94,29
005-Z03	0,00	105	45	0,43	0,12338	0,3	5,6941	0,6	0,33471	0,6	2005,7	5,3	1930,5	5,5	1861,2	9,0	92,79
006-Z04	0,00	148	32	0,21	0,12122	2,1	5,0096	2,5	0,29973	1,4	1974,3	38,0	1821,0	21,5	1689,9	20,4	85,60
007-Z05	0,00	93	35	0,38	0,13044	0,3	7,0635	0,7	0,39275	0,6	2103,9	4,5	2119,5	5,9	2135,6	11,2	101,51
008-Z06	0,01	259	76	0,29	0,11979	0,3	5,1705	0,8	0,31305	0,7	1953,1	4,9	1847,8	6,6	1755,7	11,1	89,89
013-Z08	0,06	148	32	0,21	0,16119	0,5	9,1903	1,0	0,41353	0,9	2468,1	8,7	2357,1	9,5	2231,0	17,0	90,39
018-Z13	0,32	93	35	0,38	0,16477	0,4	9,8783	2,0	0,43481	1,9	2505,2	6,2	2423,5	18,0	2327,4	37,5	92,90
019-Z14	0,00	259	76	0,29	0,12712	0,3	6,5276	0,7	0,37242	0,6	2058,5	5,0	2049,6	5,9	2040,8	10,5	99,14
020-Z15	0,01	105	45	0,43	0,17822	0,8	11,6263	1,8	0,47313	1,5	2636,4	13,7	2574,8	16,4	2497,3	32,0	94,72
023-Z16	0,00	148	32	0,21	0,17315	0,6	11,1719	1,1	0,46797	0,9	2588,3	10,3	2537,6	10,0	2474,6	18,1	95,61
018-Z13	0,32	93	35	0,38	0,16477	0,4	9,8783	2,0	0,43481	1,9	2505,2	6,2	2423,5	18,0	2327,4	37,5	92,90
019-Z14	0,00	259	76	0,29	0,12712	0,3	6,5276	0,7	0,37242	0,6	2058,5	5,0	2049,6	5,9	2040,8	10,5	99,14
020-Z15	0,01	105	45	0,43	0,17822	0,8	11,6263	1,8	0,47313	1,5	2636,4	13,7	2574,8	16,4	2497,3	32,0	94,72
023-Z16	0,00	148	32	0,21	0,17315	0,6	11,1719	1,1	0,46797	0,9	2588,3	10,3	2537,6	10,0	2474,6	18,1	95,61
024-Z17	0,01	93	35	0,38	0,12166	1,1	5,9236	1,7	0,35313	1,4	1980,8	19,0	1964,7	15,1	1949,5	23,0	98,42
026-Z19	0,01	105	45	0,43	0,17613	0,3	11,0134	0,8	0,45351	0,7	2616,8	5,2	2524,3	7,2	2410,8	14,3	92,13
027-Z20	0,00	148	32	0,21	0,17774	0,5	11,3984	0,7	0,46511	0,6	2631,9	8,2	2556,3	7,0	2462,1	11,5	93,55
028-Z21	0,01	93	35	0,38	0,12529	0,3	5,9018	0,8	0,34165	0,7	2032,8	5,7	1961,5	6,9	1894,6	11,9	93,20
029-Z22	0,04	259	76	0,29	0,16007	0,3	8,9099	0,7	0,40369	0,6	2456,5	5,2	2328,8	6,3	2186,0	11,5	88,99
030-Z23	0,01	105	45	0,43	0,17814	0,3	11,7090	1,1	0,47671	1,1	2635,6	5,6	2581,4	10,5	2512,9	22,2	95,34
033-Z24	0,01	148	32	0,21	0,17540	0,6	10,6919	1,4	0,44210	1,2	2609,9	9,3	2496,7	12,6	2360,0	24,4	90,43
034-Z25	0,01	93	35	0,38	0,17060	0,6	10,7651	1,3	0,45765	1,2	2563,6	9,3	2503,1	12,3	2429,2	24,3	94,76
036-Z27	0,03	105	45	0,43	0,12825	0,9	5,9442	1,8	0,33614	1,5	2074,2	16,3	1967,7	15,5	1868,1	24,8	90,06
037-Z28	0,00	148	32	0,21	0,18351	0,6	12,8692	1,0	0,50862	0,8	2684,8	10,1	2670,1	9,6	2650,8	17,7	98,73
038-Z29	0,04	93	35	0,38	0,17506	0,7	9,7133	1,3	0,40243	1,1	2606,6	11,4	2408,0	11,8	2180,2	20,1	83,64
039-Z30	0,00	259	76	0,29	0,12686	0,4	6,1707	0,8	0,35278	0,7	2054,9	6,5	2000,3	7,3	1947,9	12,6	94,79
040-Z31	0,00	105	45	0,43	0,15726	1,1	8,7324	2,3	0,40272	2,0	2426,4	17,8	2310,5	20,7	2181,6	37,3	89,91
043-Z32	0,00	148	32	0,21	0,11664	2,1	5,0037	2,4	0,31113	1,1	1905,4	38,5	1820,0	20,4	1746,3	16,8	91,65

044-Z33	0,00	93	35	0,38	0,13255	0,3	6,8187	1,1	0,37309	1,1	2132,1	6,1	2088,2	10,1	2043,9	19,0	95,87
046-Z35	0,00	105	45	0,43	0,17363	0,3	11,1068	0,7	0,46394	0,7	2592,9	4,6	2532,1	6,6	2456,9	13,4	94,75
047-Z36	0,00	148	32	0,21	0,12812	0,3	6,2890	0,8	0,35602	0,7	2072,3	6,1	2016,9	6,8	1963,3	11,8	94,74
048-Z37	0,02	93	35	0,38	0,14388	0,4	7,2117	0,7	0,36354	0,6	2274,4	6,0	2138,0	6,0	1998,9	9,9	87,89
049-Z38	0,01	259	76	0,29	0,12829	0,3	6,2803	0,7	0,35505	0,6	2074,6	6,0	2015,7	5,9	1958,7	9,9	94,41
053-Z39	0,00	105	45	0,43	0,17715	0,3	10,9907	0,9	0,44996	0,9	2626,4	4,2	2522,3	8,3	2395,1	17,0	91,19
054-Z40	0,00	148	32	0,21	0,12720	0,5	6,1458	0,7	0,35042	0,5	2059,6	9,0	1996,8	6,3	1936,6	8,5	94,03
055-Z41	0,00	93	35	0,38	0,12712	0,3	5,9025	0,6	0,33675	0,6	2058,6	5,0	1961,6	5,6	1871,0	9,5	90,89
056-Z42	0,00	259	76	0,29	0,16132	1,0	9,1040	1,6	0,40929	1,3	2469,6	17,4	2348,5	14,9	2211,7	23,6	89,56
058-Z44	0,00	148	32	0,21	0,13023	3,4	6,5801	3,9	0,36646	1,8	2101,1	60,5	2056,7	34,5	2012,7	31,9	95,79
064-Z48	0,00	148	32	0,21	0,13439	0,3	6,6676	0,6	0,35982	0,5	2156,2	5,5	2068,3	5,3	1981,3	8,7	91,89
066-Z50	0,00	259	76	0,29	0,16063	0,5	10,0162	1,5	0,45223	1,4	2462,3	8,2	2436,3	13,5	2405,2	27,7	97,68
067-Z51	0,00	105	45	0,43	0,12561	0,2	6,0985	0,6	0,35213	0,6	2037,4	4,3	1990,0	5,5	1944,8	9,8	95,45
068-Z52	0,16	148	32	0,21	0,12714	0,6	6,0750	0,9	0,34654	0,6	2058,8	10,2	1986,7	7,5	1918,0	10,6	93,16
069-Z53	0,00	93	35	0,38	0,12717	0,3	6,4250	0,7	0,36642	0,7	2059,3	4,6	2035,7	6,3	2012,5	11,6	97,73
074-Z56	0,01	148	32	0,21	0,14253	0,9	7,5254	1,2	0,38292	0,8	2258,2	16,0	2176,0	11,0	2089,9	14,3	92,55
076-Z58	0,01	259	76	0,29	0,12855	1,4	6,1834	1,8	0,34886	1,2	2078,3	24,3	2002,1	15,9	1929,1	19,6	92,82
077-Z59	0,00	105	45	0,43	0,16501	0,3	9,1870	1,3	0,40380	1,3	2507,7	5,3	2356,8	12,2	2186,5	24,1	87,19
078-Z60	0,00	148	32	0,21	0,14343	0,8	7,9542	1,9	0,40222	1,8	2269,0	13,1	2225,8	17,3	2179,3	32,5	96,05
079-Z61	0,00	93	35	0,38	0,17424	0,3	10,7156	0,7	0,44604	0,6	2598,8	5,0	2498,8	6,4	2377,6	12,3	91,49
080-Z62	0,00	259	76	0,29	0,13778	0,3	7,1327	0,6	0,37546	0,5	2199,5	5,7	2128,1	5,1	2055,1	8,2	93,43
083-Z63	0,01	105	45	0,43	0,12341	0,4	5,2693	1,0	0,30968	0,9	2006,0	6,5	1863,9	8,5	1739,2	14,1	86,70
085-Z65	0,00	105	45	0,43	0,17871	0,4	11,2630	0,9	0,45708	0,8	2641,0	6,5	2545,1	7,9	2426,7	15,3	91,89

Table 5: U-Pb data from sample RF-276.

RF-276 Spot n°	% ²⁰⁶ Pb	Contents		Ratios			Ages						Conc (%)				
		U	Th	²³² Th/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1s(%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1s(%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1s(%)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1s(Ma)		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1s(Ma)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1s(Ma)
004-Z01	0,05	148	32	0,38	0,09989	1,6	3,8871	2,6	0,28224	2,1	1622,0	29,2	1611,0	21,1	1602,6	29,7	98,81
005-Z02	0,04	259	76	0,29	0,10032	1,1	3,5053	1,6	0,25342	1,2	1630,0	20,1	1528,4	12,6	1456,1	15,2	89,33
006-Z03	0,07	93	35	0,43	0,10271	1,2	4,1535	3,9	0,29328	3,7	1673,7	22,8	1664,9	32,1	1657,9	54,4	99,05
007-Z04	0,04	148	32	0,21	0,12875	2,3	6,1832	2,6	0,34830	1,2	2081,0	40,0	2002,1	22,4	1926,5	19,7	92,58
008-Z05	0,02	93	35	0,38	0,13522	0,7	6,8010	2,2	0,36479	2,1	2166,8	13,0	2085,9	19,9	2004,8	36,5	92,53
009-Z06	0,02	105	45	0,29	0,10349	3,6	3,7023	5,5	0,25945	4,2	1687,7	65,7	1571,9	44,2	1487,0	56,2	88,11
013-Z08	0,01	148	32	0,21	0,09980	1,0	3,7166	1,3	0,27011	0,8	1620,3	19,2	1575,0	10,3	1541,3	10,6	95,13
015-Z10	0,05	105	45	0,29	0,10114	1,7	4,3784	3,2	0,31399	2,8	1645,1	30,9	1708,3	26,8	1760,3	42,9	107,00
018-Z13	0,08	259	76	0,38	0,10958	3,2	3,8230	5,9	0,25303	4,9	1792,4	57,7	1597,6	47,1	1454,1	64,1	81,12
023-Z16	0,84	105	45	0,21	0,12759	0,6	4,7459	1,5	0,26977	1,4	2065,0	10,9	1775,4	12,9	1539,7	19,3	74,56
024-Z17	0,01	93	35	0,38	0,10198	0,7	3,9598	1,2	0,28160	1,0	1660,5	13,2	1626,0	9,7	1599,4	13,7	96,32
026-Z19	0,03	259	76	0,43	0,10368	1,4	4,9991	3,7	0,34970	3,4	1691,0	25,5	1819,2	30,9	1933,2	56,6	114,32
027-Z20	0,01	148	32	0,21	0,17901	1,6	10,8484	3,8	0,43952	3,5	2643,7	26,9	2510,2	35,5	2348,5	68,0	88,83
030-Z23	0,04	259	76	0,43	0,10028	1,4	3,3723	3,0	0,24390	2,7	1629,3	26,8	1498,0	23,7	1406,9	33,7	86,35
035-Z26	0,01	148	32	0,29	0,09680	0,6	4,1352	5,2	0,30983	5,2	1563,3	10,7	1661,3	42,5	1739,9	78,7	111,29
036-Z27	0,04	93	35	0,43	0,09677	1,3	4,0631	2,1	0,30453	1,6	1562,7	23,8	1646,9	16,7	1713,7	24,2	109,66
038-Z29	0,21	259	76	0,38	0,12756	4,2	4,6051	4,7	0,26182	2,1	2064,7	73,8	1750,2	39,2	1499,2	28,4	72,61
039-Z30	0,08	93	35	0,29	0,10493	2,5	3,3804	3,6	0,23364	2,6	1713,2	45,2	1499,9	28,3	1353,6	32,2	79,01
044-Z32	0,12	259	76	0,21	0,10051	7,1	3,3007	7,7	0,23817	2,9	1633,6	131,5	1481,2	59,7	1377,2	36,3	84,30
046-Z34	0,04	259	76	0,29	0,10172	0,8	3,8639	1,3	0,27550	1,1	1655,7	15,3	1606,2	10,8	1568,7	14,7	94,74
048-Z36	0,05	105	45	0,21	0,09794	2,2	4,1773	3,0	0,30935	2,1	1585,2	41,8	1669,6	24,9	1737,5	31,2	109,61
049-Z37	0,09	93	35	0,38	0,11303	3,3	3,9252	4,0	0,25185	2,4	1848,8	59,0	1618,9	32,6	1448,0	30,7	78,32
056-Z42	0,04	259	76	0,29	0,10258	1,2	4,0474	1,9	0,28615	1,5	1671,4	22,1	1643,8	15,7	1622,3	21,8	97,06
059-Z45	0,01	105	45	0,38	0,12798	1,4	6,8114	2,7	0,38601	2,3	2070,4	23,9	2087,2	23,6	2104,3	41,2	101,64
060-Z46	0,04	105	45	0,29	0,10525	2,3	3,5139	4,1	0,24213	3,4	1718,7	42,4	1530,3	32,6	1397,8	43,0	81,33
066-Z50	0,03	105	45	0,29	0,10025	1,1	3,4887	1,7	0,25240	1,3	1628,7	20,1	1524,7	13,4	1450,8	17,0	89,08
067-Z51	0,04	105	45	0,43	0,10295	1,5	3,1947	7,1	0,22505	7,0	1678,0	27,6	1455,9	55,0	1308,5	82,4	77,98
071-Z53	0,05	148	32	0,38	0,09997	1,1	4,5428	4,7	0,32958	4,5	1623,5	21,1	1738,8	38,8	1836,3	72,4	113,11
072-Z54	0,02	259	76	0,29	0,10026	0,6	3,8425	1,1	0,27796	0,9	1628,9	11,2	1601,7	8,8	1581,1	12,7	97,06

073-Z55	0,04	93	35	0,43	0,10336	1,3	3,9815	1,8	0,27936	1,2	1685,4	24,1	1630,4	14,4	1588,2	16,8	94,23
077-Z59	0,05	148	32	0,43	0,10114	1,4	3,4744	2,2	0,24915	1,7	1645,1	25,4	1521,4	17,3	1434,1	22,1	87,17
083-Z63	0,04	93	35	0,43	0,09757	0,7	3,6218	1,1	0,26923	0,9	1578,1	12,7	1554,3	9,0	1536,9	12,3	97,39
086-Z66	0,02	105	45	0,43	0,10292	0,9	3,0404	3,2	0,21426	3,1	1677,4	16,2	1417,8	24,5	1251,5	35,1	74,61

Table 6: U-Pb data from monazite sample RF-253.

RF-253Mz Spot n°	Contents			Ratios			Ages										Conc (%)
	% ²⁰⁶ Pb	U	Th	²³² Th/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1s(%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1s(%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1s(%)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1s(Ma)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1s(Ma)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1s(Ma)	
005-M02	0,11	105	45	0,43	0,06195	0,6	0,7017	2,1	0,08215	2,0	672,4	13,2	539,8	8,8	508,9	9,8	75,69
006-M03	0,13	148	32	0,21	0,06203	0,7	0,7088	1,8	0,08288	1,7	675,2	15,7	544,0	7,7	513,3	8,3	76,02
010-M07	0,08	148	32	0,21	0,06105	0,8	0,7439	1,2	0,08837	1,0	641,0	16,2	564,7	5,4	545,9	5,2	85,16
014-M08	0,09	259	76	0,29	0,06187	0,6	0,7682	1,5	0,09004	1,4	669,7	13,3	578,7	6,7	555,8	7,4	82,99
015-M09	0,13	105	45	0,43	0,06164	0,7	0,6769	2,4	0,07965	2,3	661,5	14,7	524,9	9,9	494,0	11,0	74,68
017-M11	0,10	93	35	0,38	0,06148	0,7	0,6809	3,1	0,08032	3,0	656,1	14,8	527,3	12,7	498,0	14,4	75,90
019-M13	0,07	105	45	0,43	0,06163	0,6	0,7352	1,2	0,08653	1,1	661,1	13,2	559,6	5,3	535,0	5,5	80,92
020-M14	0,12	148	32	0,21	0,06228	1,1	0,7248	1,8	0,08441	1,4	683,6	23,5	553,5	7,7	522,4	7,2	76,42
024-M15	0,01	259	76	0,29	0,06094	0,7	0,6822	1,7	0,08120	1,5	637,0	14,8	528,1	6,8	503,3	7,3	79,01
025-M16	0,10	105	45	0,43	0,06169	0,7	0,7619	2,2	0,08957	2,0	663,5	15,4	575,1	9,5	553,0	10,9	83,35
026-M17	0,06	148	32	0,21	0,06169	0,9	0,7021	2,7	0,08253	2,6	663,5	18,2	540,0	11,3	511,2	12,6	77,05
027-M18	0,00	93	35	0,38	0,06054	1,0	0,7013	1,6	0,08401	1,3	623,0	21,4	539,6	6,7	520,0	6,3	83,47
028-M19	0,12	259	76	0,29	0,06171	0,7	0,7141	1,7	0,08394	1,5	664,0	14,1	547,2	7,1	519,6	7,7	78,25
029-M20	0,12	105	45	0,43	0,06098	0,7	0,6551	3,4	0,07792	3,3	638,4	15,0	511,6	13,5	483,7	15,3	75,77
030-M21	0,10	148	32	0,21	0,06129	0,6	0,7262	1,6	0,08594	1,4	649,3	13,8	554,3	6,7	531,5	7,3	81,85
022-M24	0,15	259	76	0,29	0,06101	0,7	0,7730	3,1	0,09188	3,0	639,8	15,6	581,5	13,8	566,7	16,5	88,58
036-M24	0,07	148	32	0,21	0,06155	1,1	0,6899	2,3	0,08129	2,1	658,5	22,6	532,7	9,6	503,8	10,0	76,51
037-M25	0,08	93	35	0,38	0,06130	1,5	0,7518	1,8	0,08895	1,0	649,7	31,8	569,3	7,8	549,4	5,3	84,56
038-M26	0,11	259	76	0,29	0,06162	0,7	0,7776	1,2	0,09153	1,0	660,8	14,5	584,1	5,5	564,6	5,6	85,44
039-M27	0,09	105	45	0,43	0,06171	0,7	0,6735	2,8	0,07915	2,7	664,1	15,2	522,8	11,4	491,1	12,8	73,94
040-M28	0,08	148	32	0,21	0,06079	1,3	0,7572	1,6	0,09034	1,0	631,8	27,7	572,4	7,2	557,6	5,5	88,25
044-M29	0,02	259	76	0,29	0,05962	0,7	0,5935	1,6	0,07219	1,4	590,0	16,1	473,1	6,1	449,4	6,2	76,17
045-M30	0,01	105	45	0,43	0,06105	0,6	0,7187	1,5	0,08538	1,4	640,9	13,6	549,9	6,4	528,2	7,0	82,40
046-M31	0,01	148	32	0,21	0,06114	1,0	0,6740	1,5	0,07995	1,2	644,3	20,9	523,2	6,3	495,8	5,7	76,95
048-M33	0,01	105	45	0,43	0,06086	0,9	0,6979	1,2	0,08316	0,8	634,4	18,3	537,5	5,0	515,0	4,1	81,18

Table 7: U-Pb data from monazite sample RF-254.

RF-254Mz Spot n°	% ²⁰⁶ Pb	Contents		Ratios			Ages										Conc (%)
		U	Th	²³² Th/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1s(%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1s(%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1s(%)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1s(Ma)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1s(Ma)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1s(Ma)	
005-M02	0,11	105	45	0,43	0,06224	0,8	0,7038	1,3	0,08202	1,1	682,3	17,4	541,1	5,6	508,1	5,2	74,48
010-M07	0,32	148	32	0,21	0,06256	1,0	0,7186	1,6	0,08332	1,2	693,2	21,0	549,8	6,6	515,9	6,0	74,42
014-M08	0,10	93	35	0,38	0,06290	1,0	0,7227	1,5	0,08333	1,1	704,9	21,7	552,3	6,4	516,0	5,5	73,20
016-M10	0,12	105	45	0,43	0,06138	1,0	0,6912	1,5	0,08168	1,2	652,4	20,6	533,5	6,4	506,1	5,8	77,58
019-M13	0,05	259	76	0,29	0,06302	0,9	0,7313	1,4	0,08417	1,0	708,8	19,4	557,3	5,9	521,0	5,1	73,50
020-M14	0,14	105	45	0,43	0,06243	0,9	0,7115	1,4	0,08266	1,1	688,9	18,4	545,7	5,8	512,0	5,3	74,32
026-M17	0,07	105	45	0,43	0,06167	1,7	0,7288	2,4	0,08572	1,7	662,5	35,7	555,9	10,2	530,2	8,6	80,02
027-M18	0,04	148	32	0,21	0,06217	1,5	0,6954	1,9	0,08113	1,2	679,8	32,0	536,0	8,0	502,8	5,8	73,97
028-M19	0,06	93	35	0,38	0,06234	1,4	0,6954	2,0	0,08089	1,4	685,9	30,9	536,0	8,3	501,5	6,5	73,11
034-M22	0,05	148	32	0,21	0,06095	0,9	0,7402	1,3	0,08808	0,9	637,3	20,4	562,5	5,7	544,2	4,8	85,38
035-M23	0,31	259	76	0,29	0,06220	0,9	0,7509	1,5	0,08757	1,2	680,9	19,4	568,8	6,5	541,1	6,1	79,47
036-M24	0,32	105	45	0,43	0,06231	0,9	0,7543	1,4	0,08780	1,1	684,8	18,3	570,7	6,1	542,5	5,8	79,22
038-M26	0,05	93	35	0,38	0,06105	1,0	0,7511	1,6	0,08924	1,2	640,9	22,3	568,9	6,8	551,0	6,2	85,98
039-M27	0,36	259	76	0,29	0,06197	1,0	0,7746	1,5	0,09066	1,1	673,0	20,7	582,4	6,6	559,4	6,1	83,13
040-M28	0,07	105	45	0,43	0,06160	0,9	0,7416	1,4	0,08732	1,1	660,2	19,4	563,3	6,1	539,6	5,6	81,74
044-M29	0,25	148	32	0,21	0,06268	1,4	0,7592	1,7	0,08785	1,1	697,3	28,8	573,6	7,5	542,8	5,5	77,85
046-M31	0,05	259	76	0,29	0,06210	1,1	0,7030	1,5	0,08211	1,1	677,5	23,4	540,6	6,5	508,7	5,3	75,09
047-M32	0,04	105	45	0,43	0,06152	0,8	0,7403	1,3	0,08727	1,0	657,5	18,0	562,6	5,7	539,4	5,3	82,03
048-M33	0,04	148	32	0,21	0,06124	1,0	0,7458	1,5	0,08833	1,0	647,7	22,5	565,8	6,3	545,6	5,2	84,24
049-M34	0,05	93	35	0,38	0,06156	0,9	0,7398	1,5	0,08716	1,2	658,8	19,2	562,3	6,5	538,7	6,2	81,77
054-M36	0,37	105	45	0,43	0,06281	0,8	0,7750	1,2	0,08949	0,9	701,8	17,3	582,6	5,4	552,5	4,8	78,73
055-M37	0,37	148	32	0,21	0,06243	1,0	0,7522	1,3	0,08739	0,9	688,8	21,3	569,5	5,9	540,1	4,7	78,40
057-M39	0,11	105	45	0,43	0,06252	0,9	0,7408	1,4	0,08593	1,0	692,0	19,0	562,9	5,9	531,4	5,3	76,79
058-M40	0,11	148	32	0,21	0,06285	1,0	0,7298	1,4	0,08423	1,0	703,0	21,3	556,5	6,1	521,3	5,1	74,15
060-M42	0,11	105	45	0,43	0,06210	0,8	0,7206	1,4	0,08417	1,1	677,4	18,2	551,0	6,1	520,9	5,7	76,90

Tabela 8: Sm/Nd data from metasedimentary samples

	Unit	Sample	Sm(ppm)	Nd(ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm (2\text{SE})$	$\varepsilon_{\text{Nd}}(0)$	$\varepsilon_{\text{Nd}}(600 \text{ Ma})$	$T_{\text{DM}} (\text{Ga})$
1	Cabrobo Complex	RF 035	5.183	23.934	0.1309	0.512377+/-4	-5.09	-0,04	1.22
2	Cabrobo Complex	RF 253	2.241	10.951	0.1237	0.512118+/-13	-10.15	-4,55	1.55
3	Cabrobo Complex	RF 276	2.737	14.584	0.1134	0.51149+/-8	-22.40	-16,03	2.35
4	Riacho Seco Complex	RF 107	4.574	30.039	0.0920	0.510905+/-4	-33.81	-25,81	2.67
5	Riacho Seco Complex	RF 119	1.962	12.115	0.0979	0.51076+/-317	-36.63	-29,10	3.01
6	Riacho Seco Complex	RF 132	1.726	10.453	0.0998	0.511018+/-12	-31.61	-24,21	2.71
7	Riacho Seco Complex	RF 195	7.033	45.034	0.0944	0.510965+/-13	-32.63	-24,83	2.65
8	Riacho Seco Complex	RF 254	5.516	34.535	0.0966	0.511058+/-14	-30.82	-23,18	2.58

Carta aceite da revista

**GEOLOGICAL AND ISOTOPIC CHARACTERISTICS OF GRANITES FROM
THE WESTERN PERNAMBUCO ALAGOAS DOMAIN: IMPLICATIONS FOR
THE CRUSTAL EVOLUTION OF THE NEOPROTEROZOIC BORBOREMA
PROVINCE**

**Rodrigo Fabiano da Cruz¹, Márcio Martins Pimentel², Ana Cláudia de Aguiar Accioly¹ &
Joseneusa Brilhante Rodrigues¹.**

3- CPRM - Serviço Geológico do Brasil

rodrigo.cruz@cprm.gov.br ana.accioly@cprm.gov.br

joseneusa.rodrigues@cprm.gov.br

4- UnB – Universidade de Brasília/Laboratório de Geocronologia

marcio@unb.br

ABSTRACT

The Western Pernambuco-Alagoas Domain is a complex tectonic domain of the southern part of the Neoproterozoic Borborema Province. It borders the northern margin of the São Francisco Craton. U-Pb and Sm-Nd data discussed in this work show that, in the Western Pernambuco-Alagoas Domain large volumes of granitic rocks of various ages, related to different tectonic events are recognized. The Cariris Velhos Event is represented by the Lobo (974±8 Ma) and the Rocinha (956±2 Ma) orthogneisses, Paleoproterozoic and Archean basement rocks are represented by the Fulgêncio Orthogneiss (1996±8 Ma), the Riacho Seco Gnaissic-migmatitic Complex (1992±27 Ma) and orthogneisses of the Entremontes Complex (2734±11Ma). Six groups of granitoids are recognized: (i) Brasileiro granitoids (Ediacaran-Cryogenian), with Meso- to Paleoproterozoic model ages, (ii) Cariris Velhos granitoids (Tonian), presenting mesoproterozoic model ages (iii) Paleoproterozoic granitoids from the Pernambuco-Alagoas Domain, with Neoproterozoic to Paleoproterozoic Nd model ages (iv) Paleoproterozoic granitoids from the Riacho Seco Nucleus, with Archean model ages, (v) Archean granitoids represented by the rocks of the Entremontes Complex, and (vi) granitoids emplaced into the São Francisco Craton displaying Paleoproterozoic to Archean model ages. Prominent among the new data obtained, is the paleoproterozoic age of the Riacho Seco Gneissic-migmatitic Complex formed by reworking of Archean basement. The new data revealed the presence of Paleoproterozoic and Archean basement inliers and a large volume of Cariris Velhos granitoids in the Western Pernambuco Alagoas Domain. The orogen, therefore, involved extensive reworking of older blocks, possibly including parts of the São Francisco-Congo Craton.

Keywords: Neoproterozoic orogen, U-Pb geochronology, Sm-Nd isotopes, Entremontes Complex, Riacho Seco Nuclei, Fulgêncio Orthogneiss

RESUMO

O Domínio Pernambuco-Alagoas oeste é um complexo domínio tectônico na parte sul da Província Borborema. Faz fronteira com a margem norte do Cráton do São Francisco. Dados U-Pb e Sm-Nd deste trabalho mostram que os grandes volumes de rochas graníticas do Domínio Pernambuco-Alagoas oeste apresentam várias idades, relacionados a diferentes eventos tectônicos. O Evento Cariris Velhos é representado pelos ortognaisses Lobo (974±8 Ma) e Rocinha (956±2 Ma); o Ortognaisse Fulgêncio (1996±8 Ma), o Complexo Gnáissico-migmatítico de Riacho Seco (1992±27 Ma) e o Complexo Entremontes (2734±11 Ma) representam o embasamento Paleoproterozoico e Arqueano. Seis grupos de granitoides são reconhecidos: (I) Granitóides brasileiros (Ediacarano-Criogeniano), com idades modelo do Meso ao Paleoproterozoico; (II) Granitoides Cariris Velhos (Toniano), apresentando idades modelo mesoproterozoicas; (III) Granitoides paleoproterozoicos do Domínio Pernambuco-Alagoas, com idades modelo do Neoarqueano ao Paleoproterozoico; (IV) Granitoides paleoproterozoicos do Núcleo Riacho Seco, com idades modelo arqueanas; (V) Granitoides arqueanos representadas pelas rochas do Complexo Entremontes; e (VI) granitoides do Cráton São Francisco exibindo idades modelo do Arqueano ao Paleoproterozoico. Destacam-se entre os novos dados obtidos a idade paleoproterozoica do Complexo Gnáissico-migmatítico de Riacho Seco formado pela retrabalhamento de rochas arqueanas. Os novos dados revelaram a presença de *inliers* de embasamento Arqueano e Paleoproterozoico e um grande volume de granitoides Cariris Velhos no Domínio Pernambuco Alagoas oeste. O orógeno envolveu retrabalhamento de blocos mais antigos, possivelmente incluindo partes do Cráton São Francisco-Congo.

Palavras chave: Orógeno Neoproterozoico, geocronologia U-Pb, Isótopos de Sm-Nd, Complexo Entremontes, Núcleo Riacho Seco, Ortognaisse Fulgêncio

1. INTRODUCTION

The Borborema Province (Almeida *et al.*, 1977), in northeastern Brazil, underlies an area of approximately 450,000 km², corresponding to the western portion of the extensive Brasiliano-Pan African orogenic system formed by the convergence of the West Africa/São Luis and San Francisco-Congo cratons (Figure 1). The study area is located in the southern portion of the Borborema Province, between the E-W Pernambuco Lineament, to the north, and the Sergipano Belt and São Francisco Craton, in the south. In the present study this domain is

referred to as the Pernambuco-Alagoas Domain. This area is one of the crustal blocks comprising the Southern Subprovince of Van Schmus *et al.* (2011) or the Southern Domain of Brito Neves *et al.* (2000), which are part of the Neoproterozoic orogenic system along the northern margin of the São Francisco Craton. The present study addresses the isotope geology and geochronology of some metagranites from the PEAL and its subdomain known as the Riacho Seco Nuclei, which is considered to represent a small Archean block within the younger rocks of the PEAL. Samples from 56 outcrops were collected for geochemical, geochronological and isotopic studies. Three rock units were examined in detail: Entremontes Complex, Fulgêncio orthogneiss and Rocinha orthogneiss. The Riacho Seco Gneissic-migmatitic Complex and Lobo orthogneiss were dated by the U-Pb method and had their Nd isotopic characteristics investigated. Preliminary geochemical and isotopic data are also discussed for some other granitoid intrusions. The new data clarified several aspects of the geology of the western segment of the PEAL and its role in the tectonic evolution of the Borborema Province along the northern margin of the São Francisco Craton.

2. THE BORBOREMA PROVINCE

2.1. Regional Geology

The Borborema Province (Almeida, 1967; Almeida *et al.*, 1977) consists of a mosaic of tectonic blocks containing varied proportions of Paleoproterozoic basement and scattered Archean nuclei, meso- to neoproterozoic supracrustal rocks and large intrusions of granitic rocks emplaced during the neoproterozoic Brasiliano orogen (650-580 Ma) (Van Schmus *et al.*, 2008 and Brito Neves *et al.*, 2000). The evolution of the Borborema Province took place during the West Gondwana agglutination (Trompette, 1994). In paleogeographic reconstructions, the province extends from central and northeastern Brazil to West Africa through the neoproterozoic orogenic areas of Cameroon, Nigeria, Niger and Algeria (Figure 1). The Borborema Province includes a complex system of high temperature crustal scale shear zones that separates the province into tectonic domains and also controlled the emplacement of granites during the Brasiliano/Pan-African orogeny (Caby *et al.*, 1991; Jardim de Sá, 1994; Vauchez *et al.*, 1995). For decades the province has been studied, and different authors have developed evolution models and configuration of its different domains (Almeida *et al.*, 1981; Brito Neves, 1983; Brito Neves *et al.*, 1982 and 2000; Jardim de Sá, 1994; Sial, 1986; Neves, 2003; Silva Filho *et al.*, 2002.; Santos *et al.*, 2010; Van Schmus *et al.*, 1995 and 2011). In this paper the internal divisions of the Borborema Province used are based on the models put forward by Van Schmus *et al.* (1995, 2008) Brito Neves *et al.* (2000) and Santos *et al.* (2000, 2010) They subdivide the province into three subprovinces (Fig 1): (i) the Northern Subprovince, including the Médio Coreaú, Ceará Central and Rio Grande do Norte domains; (ii) the Central Subprovince (or Transversal Zone), which includes the Piancó-Alto Brigida, Alto

Pajeú, Alto Moxotó and Rio Capibaribe domains or terranes, and (iii) the Southern or External Subprovince, including the Riacho do Pontal, Pernambuco-Alagoas and Sergipano domains. The Northern Subprovince is exposed to the north of the Patos Shear Zone, and consists mainly of Paleoproterozoic basement (including some Archean nuclei) partially covered by Neoproterozoic supracrustal rocks and intruded by Brasiliano plutonic rocks. The Central Subprovince is exposed between the the Patos and Pernambuco shear zones, and is mainly characterized by the NE-SW to EW transcurrent faults system. The Southern Subprovince, confined between the Pernambuco Shear Zone and the São Francisco Craton, includes the Sergipano and Riacho do Pontal supracrustal belts, and the Pernambuco-Alagoas Domain, which can be divided into the western and eastern segments, separated by the Tucano -Jatobá Cretaceous sedimentary basin (Angelim & Kosin, 2001) (Fig. 1).

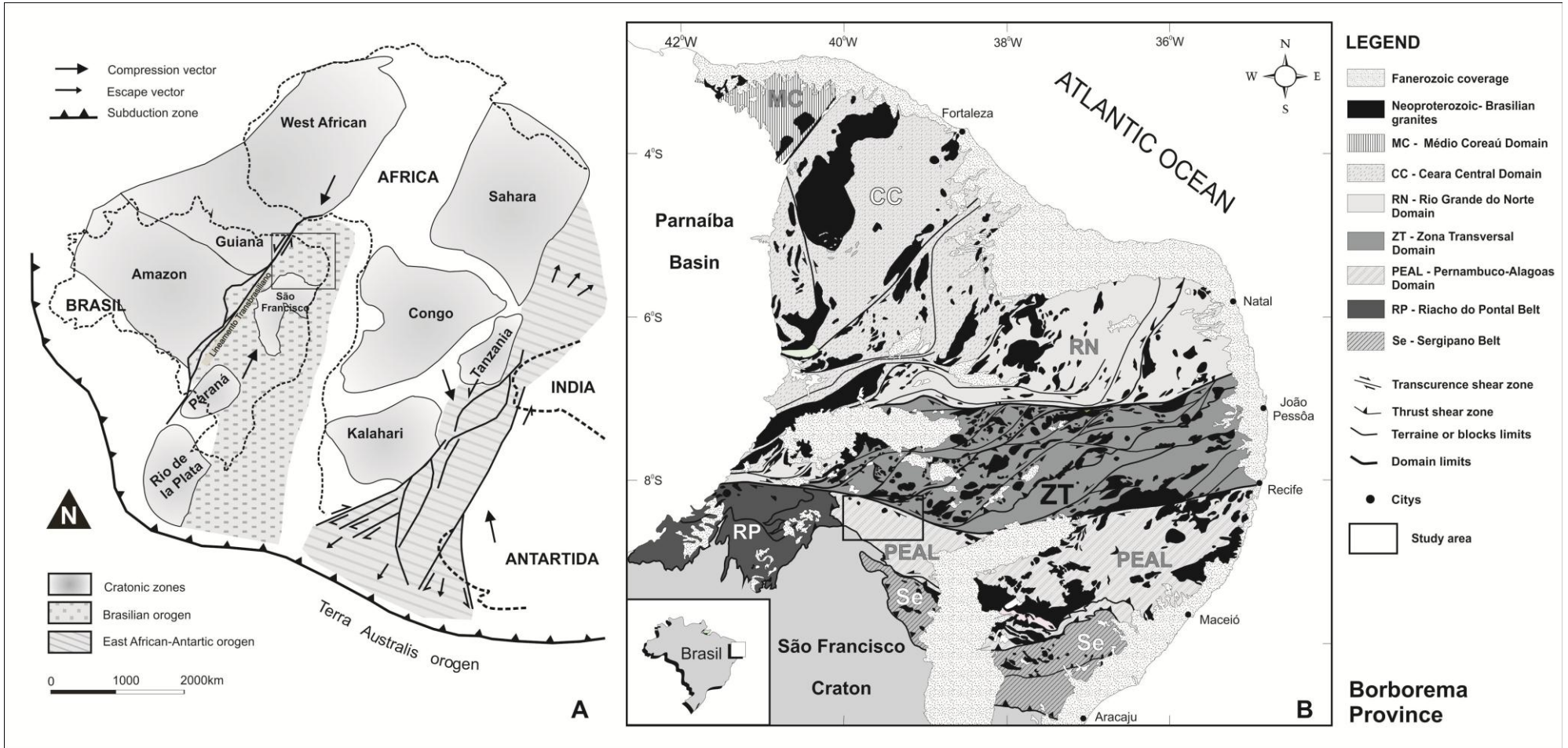


Figure 1: A - Orogenic belts of western Gondwana 650 Ma ago, modified from Teixeira et al. (2010). B - Borborema Province and its geotectonic domains, modified from Medeiros (2004).

2.2. Main tectonic domains and events

2.2.1. Archean and paleoproterozoic rock units

Archean rock units are not widespread in the province and form small inliers or nuclei in between Paleoproterozoic terrains. Examples are: (i) the São José do Campestre Massif, comprising rocks dated (zircon U-Pb) between 3.4 and 2.7 Ga (Dantas et al., 1998, 2004), (ii) the Troia-Pedra Branca Block, where orthogneisses of the Cruzeta Complex have U-Pb ages between 2.85 and 2.64 Ga (Fetter, 2000), and (iii) the Entremontes Complex with orthogneiss dated at 2734 ± 11 Ga (Cruz, 2013). Paleoproterozoic basement in the Borborema Province includes rocks formed during three major events with ages at 2.35 Ga, 2.15 Ga and 2.0 Ga (Dantas, 1997; Neves et al, 2006; Souza et al, 2007). On the African counterpart, Lerouge et al. (2006) report SHRIMP U-Pb ages of 2066 and 2044 Ma for the emplacement of granitoids and of ca. 2050 and 1985 Ma for metamorphic events. These events are interpreted as part of the Paleoproterozoic collage which culminated in the formation of the Atlantica Supercontinent (Rogers, 1996).

2.2.2. Cariris Velhos Event

Additionally to the Paleoproterozoic tectonic events, the rocks that form the Borborema Province were also affected by the Cariris Velhos (1.0 to 0.9 Ga) and Brasiliano events (650-580 Ma). The Cariris Velhos Belt consists of augen gneisses, metasedimentary and metavolcanic rocks (felsic and mafic). Van Schmus et al. (2010), Kozuch (2003), Santos et al. (2010) and Brito & Cruz (2009) based on SHRIMP U-Pb detrital zircon grains from metasedimentary rocks, as well as on TIMS and LA-ICPMS U-Pb data of orthogneiss and volcanic rocks, constrain the Cariris Velhos Event between 990 and 940 Ma.

The Cariris Velhos Event (Santos, 1995) was originally defined as an orogenetic event forming an extensive metamorphic belt inserted within the Alto Pajeú Domain (Brito Neves et al, 1995, Santos et al 2010). Other authors (Bittar, 1998, Neves, 2003) argue, however, that the Cariris Velhos Event represents a taphrogenic event, with the 1.0-0.9 Ga rocks formed during an extensional event associated with continental rifting. This latter interpretation was based on the geochemical nature of the volcanic and plutonic rocks, as well as on the absence of metamorphic zircon ages in the range between 1.0 and 0.9 Ga.

2.2.3. Brasiliano Orogeny

The Brasiliano Orogeny affected the whole Borborema Province and was responsible for the regional deformation and amphibolite-facies metamorphism, for the generation and emplacement of large volumes of granite throughout the province, and also for the development of continental scale transcurrent shear zones, one of the main characteristics of the province.

Two main models have been used to describe the geodynamic evolution of the Borborema Province during the Neoproterozoic. In one model, the Borborema Province is considered to be an accretionary orogen involving the collage of several allochthonous terrains (Santos and Medeiros, 1999, Brito Neves et al, 2000, Santos et al., 2004). The other model suggests an intraplate setting in which reworking of pre-existing Archean-Paleoproterozoic crust and the deposition of Proterozoic volcano-sedimentary sequences took place in an intracontinental environment (Neves, 2003, Neves et al., 2004, 2006).

2.2.3.1. *Brasiliano magmatism*

The brasiliano magmatism is represented by a series of granitic bodies of different formats and dimensions. Most of the neoproterozoic granitogenesis is coeval with the development of the large shear zones, which exerted strong tectonic control on the emplacement of the granitoids (Caby *et al.*, 1991 and Vauchez *et al.*, 1995). The older neoproterozoic plutons (640-610 Ma) are more strongly deformed, suggesting the pre to syn-tectonic nature of the intrusions. Younger plutons (590-570 Ma), on the other hand, are mostly undeformed and are, therefore, considered to be late to post-tectonic intrusions. All schemes of classification of the neoproterozoic granitic magmatism in NE Brazil (e.g. Almeida et al. 1977, Sial 1986, Guimarães et al 1998) describe the increasing alkalinity of the magmatism with time, starting with normal calc-alkaline rocks and ending with alkali-rich granites and shoshonites. The most recent classification is from Van Schmus *et al.* (2011), who recognized five stages: Phase I, consisting of the pre-collisional granitoids (650-610 Ma), Phase II, syn-collisional granites (610-595 Ma), Phase III, post-collisional, pre-transcurrence granites (595-576 Ma), Phase IV, syn-transcurrent intrusions (576-560 Ma); Phase V: post-tectonic granites (550-530 Ma).

2.3. Western Pernambuco Alagoas Domain

The Pernambuco-Alagoas Domain (PEAL) is an eastern-western lithostratigraphic zone of the southern part of the Borborema Province. The PEAL was originally defined as a massif formed by Archean to Paleoproterozoic gneisses and migmatites, intruded by Brasiliano granitic bodies (Brito Neves et al., 1982). The PEAL (Figure 2) is now considered to be a complex tectonic domain including units of various ages (Van Schmus et al., 1995, Silva Filho et al., 2002, Oliveira et al., 2006, Cruz, 2013, Cruz et al, in press). Two main units in the western segment of the domain are recognized (Santos, 1995, Medeiros & Santos, 1998, Medeiros, 2000): the Cabrobó Complex comprising metavolcanosedimentary and metasedimentary sequences metamorphosed under amphibolite facies conditions, with local migmatites, and the Belém do São Francisco Complex formed mainly by granitic-granodioritic gneisses and migmatites with remnants of supracrustal rocks and mafic lenses. U-Pb dating of granodiorite gneiss of Belém do São Francisco Complex indicated the age of 2074 ± 34 Ma (Silva et al., 2002). The metamorphic complexes of the PEAL are intruded by variably deformed pre-

post-tectonic, Neoproterozoic plutonic rocks. Recent U-Pb zircon data produced during mapping projects of the Brazilian Geological Survey (CPRM, 2013) as well as by the present work suggest that the Belém do São Francisco Complex may be broken into different units: the Neoproterozoic Entremontes Complex, the Orosirian Fulgencio Orthogneiss and the Lobo and Rocinha orthogneisses related to the Tonian Cariris Velhos Event. Besides the wide range of ages found in the PEAL rocks, the structural complexity of the area is also noteworthy with thrust sheets in contact with the São Francisco Craton and with the Sergipano and Riacho do Pontal belts. Transcurrent zones along the contact with the Transversal Zone, to the north, are recognized.

The Riacho Seco Nuclei (RSN) (Santos, 1995 and Angelin & Kosin, 2001) has been considered to be the exposure of older (Archean) rock units enclosed within the PEAL. The RSN may be subdivided into two major units: (i) a gneissic-migmatitic complex which is made of gneissic rocks, generally migmatized, including remnants of medium- to high-grade supracrustal rocks, and (ii) a metasedimentary complex represented by schists and gneisses of medium to high metamorphic grade, calcium-silicates rocks and marbles. A Rb-Sr isochron on migmatites indicated the age of 2.9 Ga for these rocks (Mascarenhas & Garcia, 1989). Sm-Nd (T_{DM}) model age for the Riacho Seco orthogneisses is ca. 3.1 Ga (Angelin & Kosin, 2001). Both ages suggested an Archean age for the RSN rocks. The RSN is partially surrounded by the Cabrobó Complex along a contractional shear zone. In the south it is in contact with the São Francisco Craton through the sinistral transcurrent Riacho Seco Shear Zone.

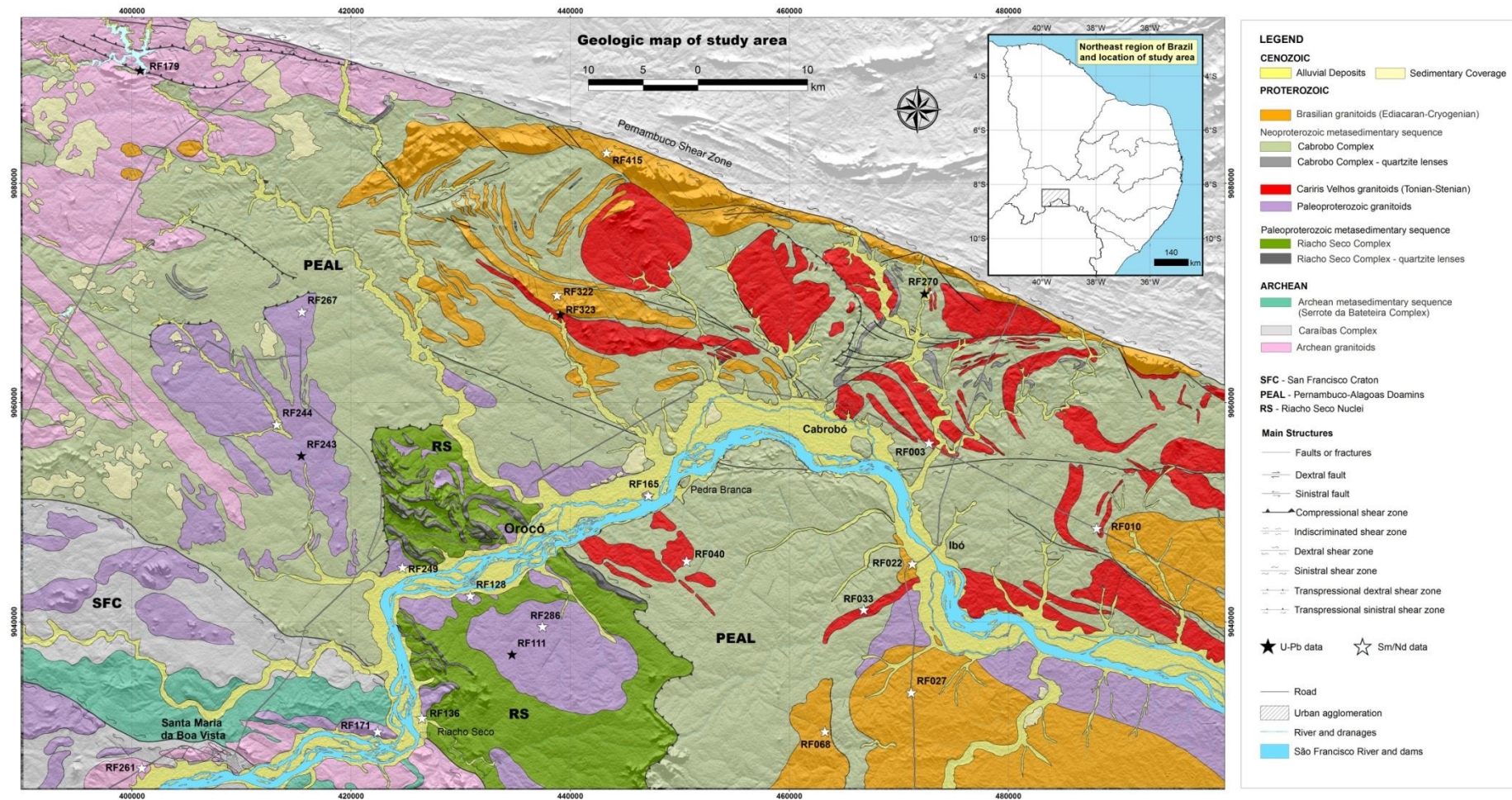


Figure 2: Simplified geological map of the study area with the locations of data collection. The map covers a large area of Western PEAL and a small portion of the São Francisco Craton in the SW of the study area.

3. DATED GEOLOGICAL UNITS

3.1. Entremontes Complex

The Entremontes Complex (Cruz, 2013) consists mainly of granitic and minor granodioritic gneisses, as well as some local amphibolite outcrops. The main mafic mineral is amphibole (hornblende and hastingsite), followed by biotite, and minor garnet and clinopyroxene (hedenbergite). Migmatitic structures as well as mineral stretching and compositional banding are common. Metamorphic conditions are of the amphibolite facies, with retrogression to lower grade.

3.2. Fulgêncio Orthogneiss

The Fulgêncio Orthogneiss are porphyroclastic to porphyroblastic coarse-grained migmatitic orthogneiss, presenting discontinuous banding, marked by concentrations of augen feldspars. In outcrops located to the south, augen texture predominates, and structures such as banding and migmatization are scarce. Other structural features are the mostly dextral shear bands, mineral stretching lineation oriented north-south and low-to medium-angle foliation dipping to the west. Biotite is the main mafic mineral, accessory minerals are apatite, titanite, zircon, allanite and opaque minerals. The textures and mineral paragenesis observed indicates upper greenschist to amphibolite facies, with retrogression to greenschist facies. An additional petrographic facies of these orthogneisses is found in the NW portion of the area of exposure, consisting of fine grained banded rocks. Original magma mixing structures have been recognized in some outcrops.

3.3. Riacho Seco Gneissic-migmatitic Complex

This is formed by orthogneisses with supracrustal remnants. The main rock-types identified are reddish granitic orthogneisses with biotite and, to a lesser extent, granodioritic orthogneiss with titanite and hornblende. They show subtle to well-marked compositional banding. Migmatization structures are also observed and present mafic gneisses and amphibolite lenses. Mineral textures and paragenesis seen in the felsic gneisses suggest amphibolite facies metamorphism. The garnet-diopside-amphibole paragenesis, recognized locally, suggests that the unit might have reached the granulite facies with subsequent retrogression to amphibolite/upper greenschist facies.

3.4. Lobo Orthogneiss

The Lobo Orthogneiss (Brito, 2011) comprise medium- to fine-grained garnet-muscovite-biotite granitic to granodioritic orthogneiss locally presenting K-feldspar augens and

metamafic xenoliths. They exhibit low angle foliation, with mineral stretching lineation generally oblique or perpendicular to the foliation plane. Metamorphic conditions were of the upper greenschist facies. The Lobo Orthogneiss is represented by metaluminous to peraluminous felsic rocks and show medium-K calcalkaline nature (Brito, 2011).

3.5. Rocinha Orthogneiss

The Rocinha Orthogneiss (Cruz & Accioly, in press) consists of coarse- to medium-grained porphyroclastic to porphyroblastic granite, the main mafic mineral is biotite, commonly displaying mylonitic features and metamorphosed under upper greenschist to amphibolite facies conditions.

3.6. Other granites of the study area

Some additional granite bodies were investigated in this study: (i) Cryogenian-Ediacaran intrusions, among these the equigranular medium-grained migmatitic granitic body with metasedimentary xenoliths exposed in Ibó-BA (Ibó migmatites), (ii) granitic augen-gneiss of Chorrochó and Abaré (Chorrochó augen-gneiss), (iii) Cariris Velhos granites (Tonian-Stenian), including the migmatitic granite body near Cabrobó (Cabrobó migmatite), (iv) Paleoproterozoic granites of the PEAL, including normal calc-alkaline granitic migmatites and orthogneisses found in the vicinities of Orocó-PE (Orocó Migmatites), (v) Paleoproterozoic granites from the Riacho Seco Nuclei, which comprise the granitic migmatite exposed along the São Francisco River near Santa Maria da Boa Vista-PE (Caraíbas migmatites), (vi) São Francisco Craton granitoids, comprising a pink alkaline migmatite near Riacho Seco and a mafic biotite gneiss with sillimanite and garnet found near Santa Maria da Boa Vista-PE.

4. GEOCHEMISTRY

Selected granitoid samples were investigated for their major and trace element contents. The data obtained in this study were added to the geochemical data of the Salgueiro and Parnamirim CPRM maps. All samples were prepared and their multielement chemical analysis (ICPMS) performed by SGS Laboratories Geosol Ltda.

4.1. Entremontes Complex

Six samples from the Entremontes Complex were collected. The geochemical analyzes show high SiO₂ contents (74-70 %), and metaluminous to peraluminous, high-K calc-alkaline to alkaline nature. In chondrite-normalized REE diagram the patterns show HREE enrichment and Eu negative anomalies. The primordial mantle normalized spidergram presents negative anomalies of Nb, Ta and Sr and marked enrichment of Tb and Y. Some of these characteristics

are typically associated with intraplate magmatism but others are common in subduction related granitoids. In the diagram of Pearce (1994), samples fall in the post-collisional to intraplate field and according to the criteria (A1/A2) established by Eby (1992), they fall in the A2 field, indicative of A-type granites derived from mixed sources (Fig. 3). The Entremontes Complex, as indicated by the chemical data, is related to A-type magmatism most likely in a post-collisional setting.

4.2. Fulgêncio Orthogneiss

Thirteen samples of the Fulgêncio Orthogneiss were analyzed. They have SiO₂ contents ranging between 65 and 74% and present high-K calc-alkaline and metaluminous to peraluminous nature. The REE diagram (Fig. 3) shows strong fractionation between LREE and HREE and negative Eu anomalies. In the multielement diagram negative anomalies of Nb, Ta, Ti and Y are observed, suggesting the presence of subduction-related metasomatized mantle in their genesis. Very low values of Sr suggest a marked fractionation of plagioclase in the original magma. In diagrams that discriminate tectonic settings, these samples are similar to post-collisional granitic magmatism, close to the limit between syn-collisional and volcanic arc granite fields. The Fulgêncio Orthogneiss protolith was probably generated in a late- to post-collisional tectonic setting.

4.3. Rocinha Orthogneiss

Eleven samples of the Rocinha Orthogneiss were analyzed. They have high SiO₂ contents (77-68%), high-K calc-alkaline to alkaline nature and metaluminous to slightly peraluminous chemical characteristics. The patterns in primordial mantle normalized, multielement diagram (Fig 3) show negative anomalies of Nb-Ta, characteristic found in magmas sources modified by subduction, and also pronounced Sr and Tb negative anomalies and Y enrichment. Chondrite-normalized REE diagrams present flat HREE patterns and strong Eu negative anomalies, which are features similar to those of rocks formed in intraplate settings. In the trace element diagrams of Pearce (1996) and Eby (1992), these rocks are similar to, respectively, post-collisional/intraplate rocks and A-type (A2) granites. The chemical signatures of the Rocinha Orthogneiss suggest that the original magmas formed in a post-collisional setting.

4.4. Preliminary chemical features of the other granitoids

The Ibó migmatites and Chorrochó augens-gneisses are high-K calc-alkaline and metaluminous rocks. The Orocó migmatites exhibit chemical signatures of normal calc-alkaline granites and are slightly peraluminous. The Carafbas migmatites are high-K calc-alkaline and slightly peraluminous. Normalized trace element contents shown in the multielement diagram

(Fig. 3) have aspects consistent with normal calc-alkaline rocks and negative anomalies of Ta, Sr and P and low contents of Y and Yb. The same aspects associated with calc-alkaline rocks are seen on chondrite normalized REE diagram, which show strong fractionation of the LREE relative to the HREE, and very small or absent Eu anomalies.

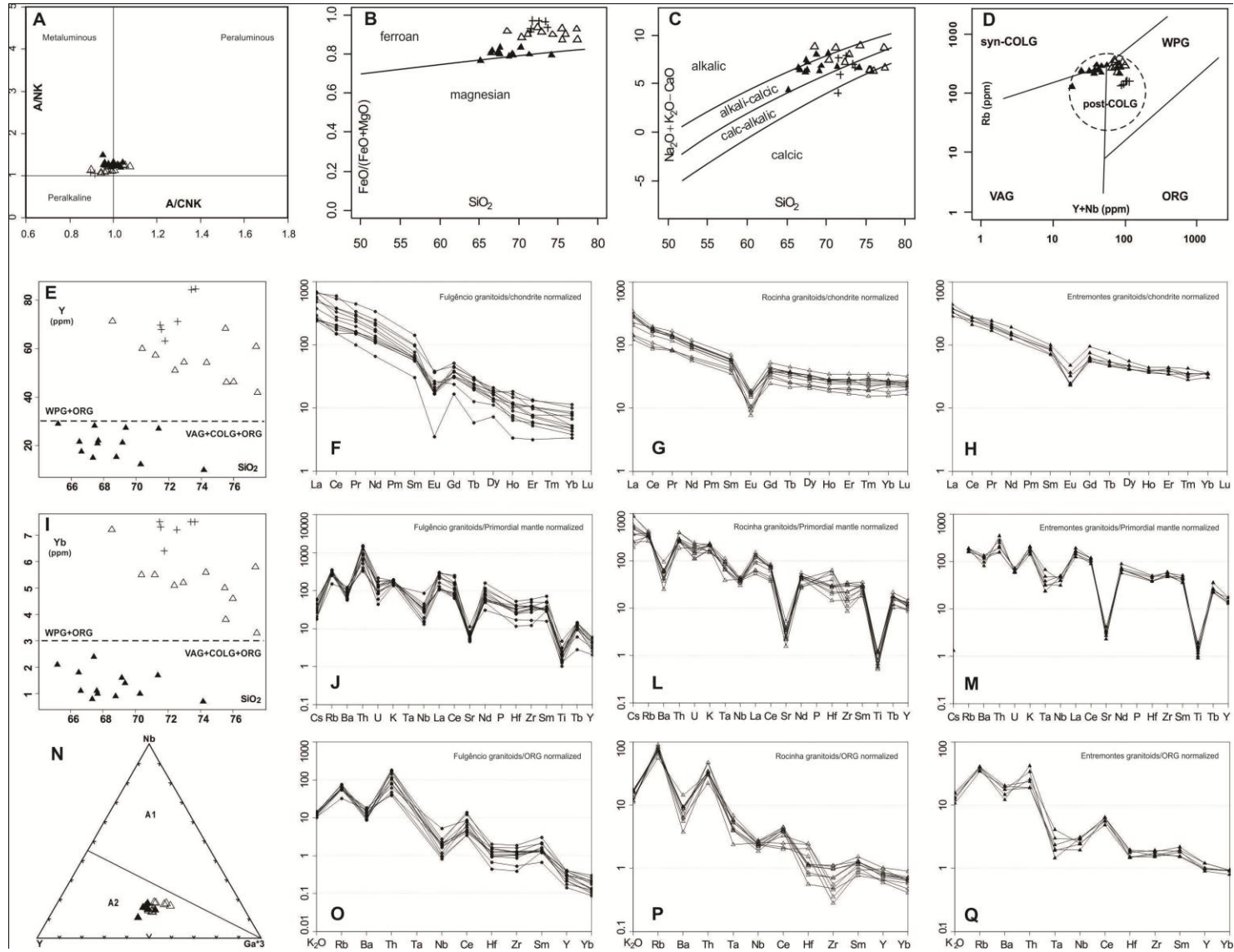


Figure 19: Lithochemical Graphics rocks studied - black triangles represent the Fulgêncio Orthogneiss rocks, white triangles represent the Rocinha Orthogneiss rocks and the crosses represent the rocks of the Entremontes Complex. A) Diagram A/CNK vs A/NK (Shand, 1943). B, C) Major-element diagrams based classification of granitoids (Frost et al., 2001). D, E and I) Trace-element diagrams based geotectonic classification of granitoids by Pearce et al (1984) and Pearce (1996). F, G and H). REE diagrams (Boynton, 1984). J, L and M) Expanded diagrams normalized by primordial mantle (Wood et al, 1979). O, P and Q) Expanded diagrams normalized by ORG (Pearce et al, 1984) in order: Fulgêncio Orthogneiss, Rocinha Orthogneiss and Entremontes Complex samples. N) Discriminate diagram of A-type granitoids (Eby, 1992).

5. ISOTOPIC DATA

5.1 Analytical Procedures

Zircon and monazite concentrates were separated from approximately 5-kg samples. The concentration of heavy minerals was carried out by panning, which was followed by magnetic separation and final selection under a binocular microscope. Zircon and monazite grains were arranged in mounts made of epoxy resin, which were polished to expose the grains interiors. They were imaged using a Scanning Electron Microscope (SEM) equipped with cathode luminescence (CL) and backscattered electron image (BSE) detectors in order to select the best spots for mineral analyses. The U-Pb analyses were carried out using a Thermo-Finnigan multi-collector LA-ICPMS's installed at the Geochronology Laboratory of the University of Brasília (UnB) and at the Laboratory of Isotope Geology of the Federal University of Rio Grande do Sul (UFRGS). The ages were calculated using the ISOPLOT 3.0. software. Twenty to forty spot analyses were carried out for each sample. The Sm-Nd isotopic analyses were performed at the UnB and UFRGS laboratories and both followed the method described by Gioia & Pimentel (2000). In this procedure, approximately 50 mg of sample is mixed with a powdered tracer solution (^{149}Sm and ^{150}Nd), then dissolved by repeated acid attacks. Sm and Nd are extracted using cationic exchange columns. Purified aliquots of Sm and Nd are deposited on Re filaments and isotopic analyses were carried out by TIMS (Thermal Ionization Mass Spectrometry). Instrument fractionation on $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratios were corrected using the $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratio of 0.7219. The T_{DM} values were calculated using the De Paolo model (1981).

5.2 U-Pb Data

New U-Pb data were acquired for this work, the results were used in combination with unpublished data obtained for the Salgueiro and Parnamirim mapping projects carry out by the Brazilian Geological Survey (CPRM) and available at <http://geobank.sa.cprm.gov.br>.

5.2.1. Entremontes Complex

The zircon grains from the sample of amphibole granitic gneiss dated in this study (RF-179) are prismatic with rounded edges, with an average aspect ratio of 3:1. The BSE images (Fig. 4 A- D) show that the grains are very fractured and have abundant inclusion. Many grains show concentric or irregular zoning, and in some of them overgrowths and cores are recognized. A few grains are more homogeneous and these were analyzed. The U-Pb analyses indicated the crystallization age of 2734 ± 11 Ma (Figure 5 E). The Sm-Nd data indicated the model age of 3.16 Ga and $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ of -3.8. The granitoid protholith therefore, crystallized at ca. 2.7 Ga and possibly represents anatexis of, or contamination with older continental crust in their genesis.

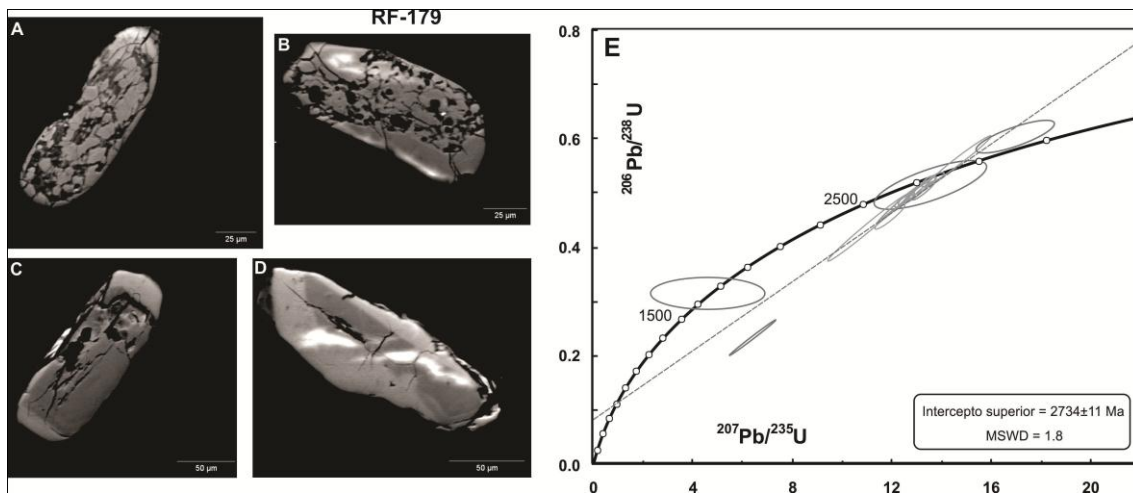


Figure 4: Geochronological data analysis from Entremontes Complex. A/B – Backscattering images show much fractured grain, with texture type sieve, with regular or irregular zoning where it is possible to distinguish edges and cores. C/D - Backscattering images of zircon grains with sizes from small to medium, prismatic with rounded edges, with a predominant proportion 3x1. E - Below diagram with orthogneiss from Entremontes Complex age.

5.2.2 *Fulgêncio Orthogneiss*

The investigated sample is granitic gneiss (sample RF-243). The BSE and CL images showed an abundant zircon population showing crystals with concentric oscillatory zoning and thin (between 10 to 50 μm) overgrowths (Fig. 5A-C). The U-Pb results indicated the age of 1996 ± 8 Ma (Fig. 5D). The analyses revealed significant Pb loss pointing to a neoproterozoic age. The Fulgêncio Orthogneiss has, therefore, a Paleoproterozoic granite protolith, which is slightly younger than other granites generated during Paleoproterozoic orogenesis within the Borborema Province.

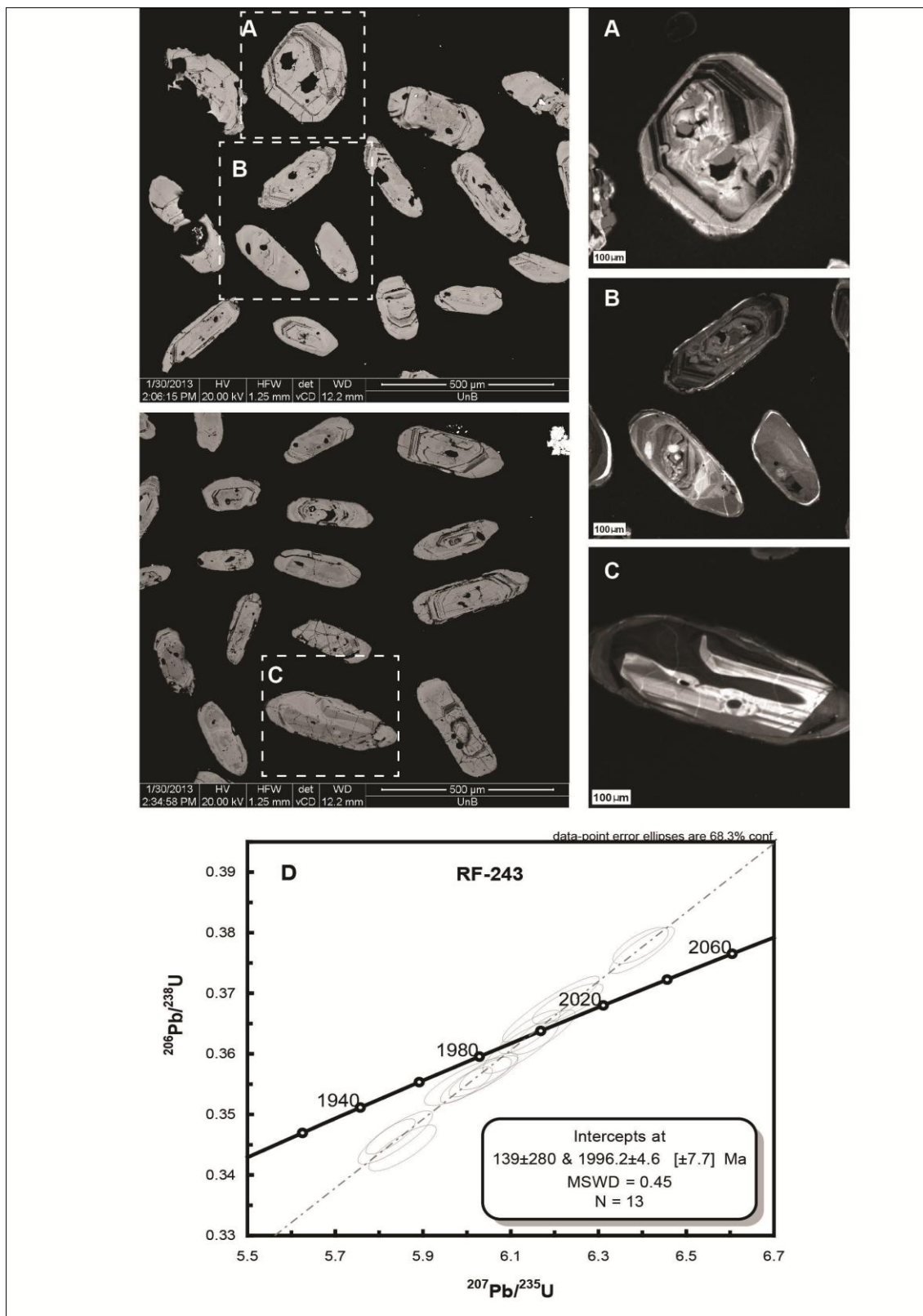


Figure 5: Results of zircon analyses from Fulgencio Orthogneiss. Backscattering images left with details of crystals imaged by cathodoluminescence at right. A) Image of zircon with metamictic core and rim zoned. B) Crystals showing oscillatory zoning beside crystal homogeneous. C) Prismatic crystal with irregular nucleus. D) Concord diagram highlighting the orosirian age unit.

5.2.3. Riacho Seco Gnaissic-Migmatitic Complex

Riacho Seco Gneissic-migmatitic Complex sample is a medium-grained equigranular biotite granite-gneiss (sample RF-111). Zircons from this sample are rather heterogeneous in terms of shape and size, with elongated prismatic crystals, as well as rounded ones showing concentric zoning. Overgrowths and corrosion features are recognized (Fig. 6 A-D). The U-Pb results are complex and difficult to interpret due to the variety of ages found for the different zircon populations. Three major age groups are identified: 1992 ± 27 , 2461 ± 24 , and 2704 ± 12 Ma (Fig. 6 E-G), the first two discordias show neoproterozoic lower intercept ages (548 ± 76 Ma and 559 ± 40 Ma). In homogeneous crystals paleoproterozoic ages predominate, whereas in the heterogeneous crystals archean ages predominate, with a few exceptions. Two additional localities in the Riacho Seco gneissic-migmatitic Complex had samples analyzed (Brito Neves, pers. comm). The additional data confirm the complexity of geological processes which those rocks had gone through. Both samples presented three main age groups: titanite-hornblende metagranodiorite with ages of ca. 3.4, 2.65, and 2.0 Ga, and biotite granitic gneiss with main age groups of 3.2, 2.55, and 2.1 Ga. The age patterns of the Riacho Seco Complex suggest that its igneous protoliths are the product of anatexis of Archean continental crust indicated by the abundant presence of inherited archean zircons.

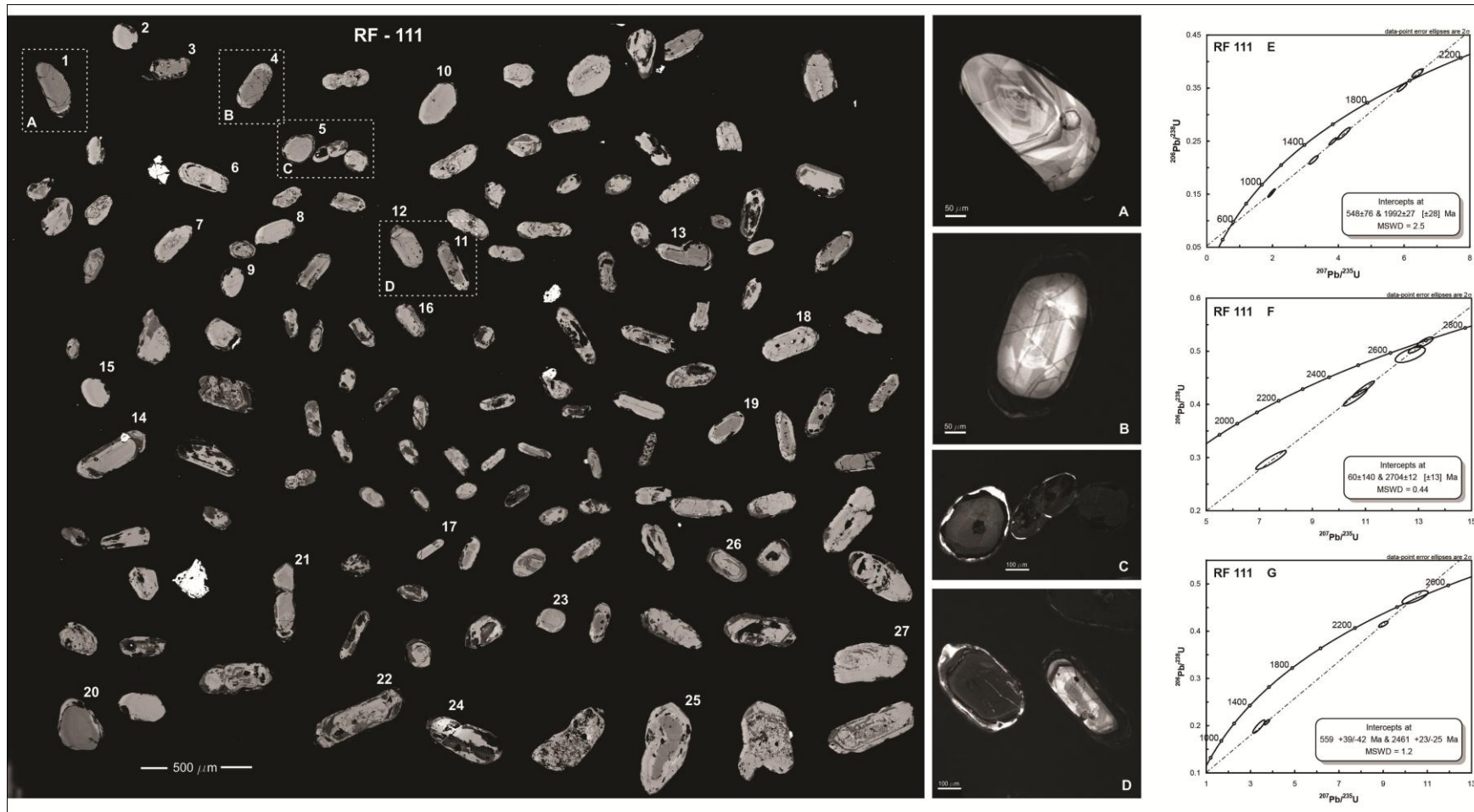


Figure 6: Backscattering images of zircons grains from Riacho Seco Complex sample (RF-111). A-D) cathode luminescence images shown different features on zircons grains. E) Concord diagram with major of zircons population dated Paleoproterozoic (Orosirian). F) Concord diagram set the second zircons population with Neoproterozoic age. G) Concord diagram with small zircons populations dated Siderian (Paleoproterozoic).

5.2.4. Lobo Orthogneiss

The Lobo Orthogneiss (Brito 2011), recognized during the Salgueiro mapping project was dated by the U-Pb LA-ICPMS method at 994 ± 25 Ma. (Brito, in press). One additional sample of a granodiorite mylonite (sample RF-270) was dated, and yielded the U-Pb age of 974 ± 8 Ma (Fig. 7 A) interpreted as the crystallization age of the protolith. Zircons showing Stenian ages are also observed in this sample. Analyzes of monazite crystals from the same sample resulted in a very poorly defined upper intercept age at 616 ± 73 Ma (Fig. 7 B). The data indicate that the granite/granodiorite protolith of the Lobo Orthogneiss crystallized during the Cariris Velhos Event and was deformed during the Brasiliano Orogeny.

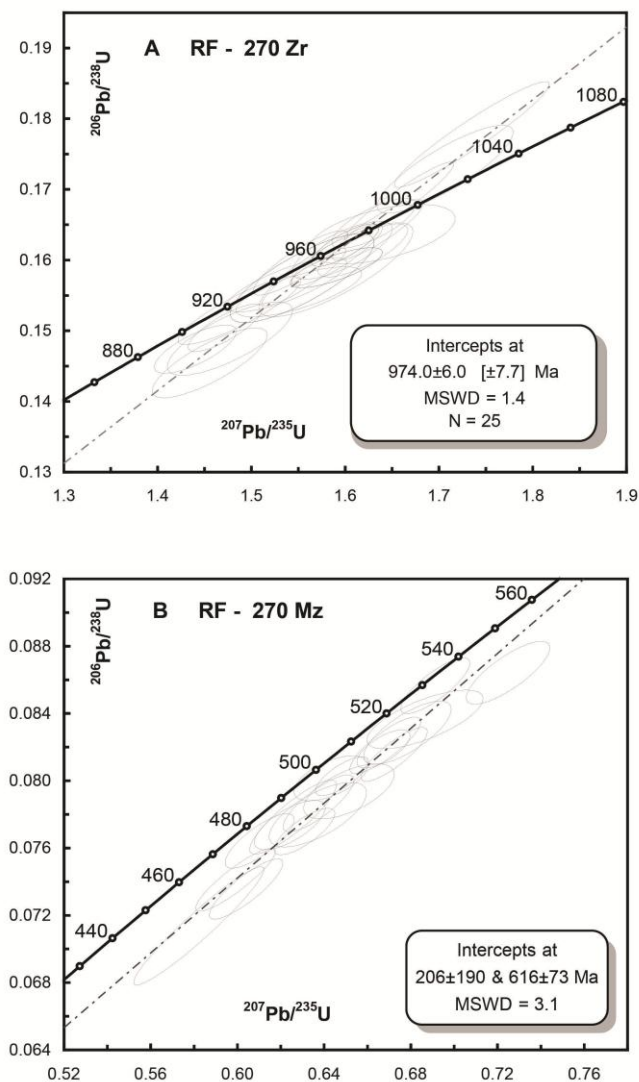


Figure 7: U-Pb data from sample RF-270 for the Lobo Orthogneiss. A) U-Pb zircon age diagram, B) U-Pb monazite age diagram.

5.2.5. Rocinha Orthogneiss

Sample RF-323 of the Rocinha Orthogneiss (Cruz et al., in press) was investigated. The zircon grains are prismatic, with rounded edges and aspect ratios ranging from 2:1 to 4:1. The elongated grains have reddish color and some inclusions, whereas the smaller grains tend to be pink. The BSE images show a predominance of homogeneous grains, although some thin overgrowths are observed (Fig. 8 A-B). Some crystals showing cores and wider “porous” overgrowths may suggest an alteration process (Fig. 8 C-D). One sample collected from the type locality of the Rocinha orthogneiss indicated the concordia age of 956 ± 2 Ma (Fig. 8 E). Sm-Nd isotopic data yielded a model age value of 1.4 Ga and $\epsilon_{Nd}(T)$ of -0.8 indicative of contamination with, or anatexis of older crustal material. Compared to other Cariris Velhos granites, the Rocinha Orthogneiss has a crystallization age which is slightly younger considering the average of ages published in the literature (990-960 Ma) to Cariris Velhos Event.

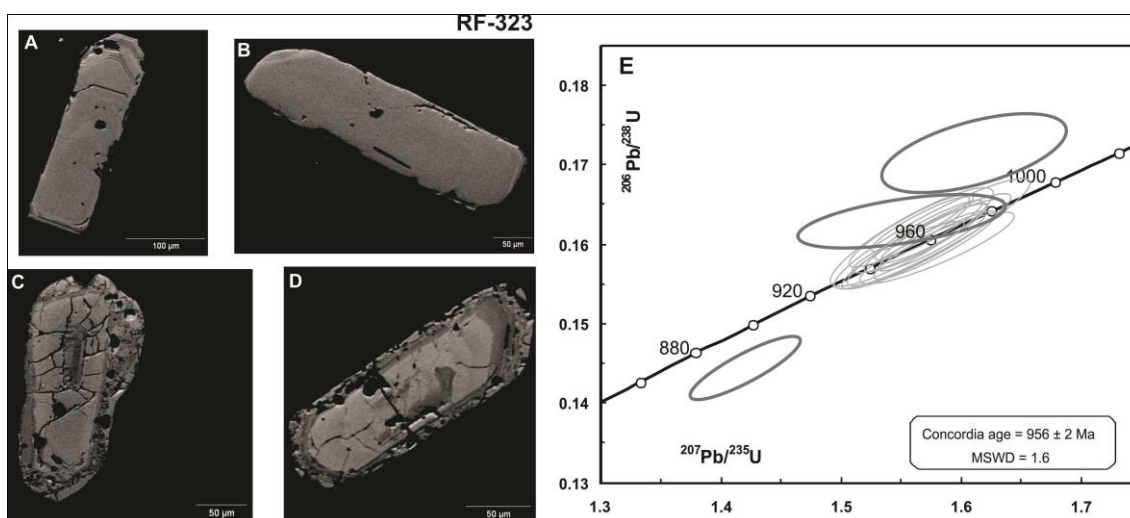


Figure 8: Geochronological data analysis sample of Rocinha Orthogneiss, collected at Rocinha Farm in Cabrobó. A/B - Backscattering images illustrating the predominant characteristics of the analyzed zircons, prismatic and homogeneous crystals, with the presence of zoned edges. C / D - Grain nuclei in the presence of very different edges wider and porous. E - Diagram with Rocinha Orthogneiss age.

6. Nd ISOTOPES

Sm-Nd analyses were carried out on 23 whole-rock samples (Table 8, Figure 9). Considering the Nd isotopic results, combined with the field, geochemistry and geochronological data, six main groups of granitoids may be identified:

- Neoproterozoic intrusions (Ediacaran-Criogenian), comprising the Bendó Orthogneiss (sample RF-415, with model age of 1.79 Ga and ϵ_{Nd} (600 Ma) of -9.97), the calc-alkaline granitic migmatite with biotite and amphibole and metasedimentary xenoliths (sample RF-022, with model age of 1.43 Ga and ϵ_{Nd} (600 Ma) of -4.23), the high-K

calc-alkaline grey granitic augen-gnaiss (sample RF-027, with model age of 1.25 Ga and ϵ_{Nd} (600 Ma) of -2.80), the grey granitic migmatite with muscovite and biotite and metasedimentary xenoliths (sample RF-068, with model age of 1.88 Ga and ϵ_{Nd} (600 Ma) of -6.09) and the fine grained biotite-amphibole orthogneiss (sample RF-322, with model age of 1.54 Ga and ϵ_{Nd} (600 Ma) of -4.16).

- Cariris Velhos granites (Tonian-Estenian), which comprise granitic migmatite (sample RF-003, with model age of 1.37 Ga and ϵ_{Nd} (1 Ga) of +0.64), the coarse grained granite gneiss of the Rocinha Orthogneiss (sample RF-010, with model age of 1.46 Ga and ϵ_{Nd} (1 Ga) of +0.63, sample RF-033, with model age of 1.56 and ϵ_{Nd} (1 Ga) of -1.29, sample RF-323, with model age of 1.45 and ϵ_{Nd} (1 Ga) of -0.32). The granodioritic mylonitic gneiss from the Lobo Orthogneiss (sample RF-270, with model age of 1.54 Ga and ϵ_{Nd} (1 Ga) of -1.23).
- Paleoproterozoic granites of the PEAL, which corresponds to the Fulgêncio Orthogneiss. Three different facies were investigated: (i) a augen-gneiss (sample RF-243, with model age of 2.55 Ga and ϵ_{Nd} (2 Ga) of -5.55, (ii) fine grained granitic gneiss (sample RF-244 with model age of 2.79 Ga and ϵ_{Nd} (2 Ga) of -10.06). and (iii) coarse grained granitic migmatite (sample RF-267 with model age of 2.49 Ga and ϵ_{Nd} (2 Ga) of -5.52, sample RF-040 with model age of 2.68 and ϵ_{Nd} (2 Ga) of -6.80. Sample RF-165, with model age of 2.60 Ga and ϵ_{Nd} (2 Ga) of -6.18).
- Paleoproterozoic granitoids from the Riacho Seco Nuclei, comprising metamorphosed granites and amphibolites from the Riacho Seco Gneissic-migmatitic Complex, represented by: (i) medium grained equigranular granite gneiss (sample RF-111, model age of 3.14 Ga and ϵ_{Nd} (2 Ga) of -13.30), (ii) coarse grained granite gneiss (sample RF-136, model age of 3.14 and ϵ_{Nd} (2 Ga) of -14.02) and (iii) granitic migmatite (sample RF-128 with model age of 2.75 and ϵ_{Nd} (2 Ga) of -9.59).
- Archean granites from the PEAL, represented by amphibole orthogneisses of the Entremontes Complex (sample RF-179 with model age of 3.17 Ga and ϵ_{Nd} (2.7 Ga) of -3.76).
- Granites within the São Francisco Craton comprising pinkish alkali-rich migmatite near Riacho Seco, Curaça-BA (sample RF-261 with model age of 3.59 and ϵ_{Nd} (2.7 Ga) of -6.70), and mafic biotite gneiss with garnet and sillimanite found near Santa Maria da Boa Vista-PE (sample RF-171 with model age of 2.7 Ga and ϵ_{Nd} (2 Ga) of -1.61).

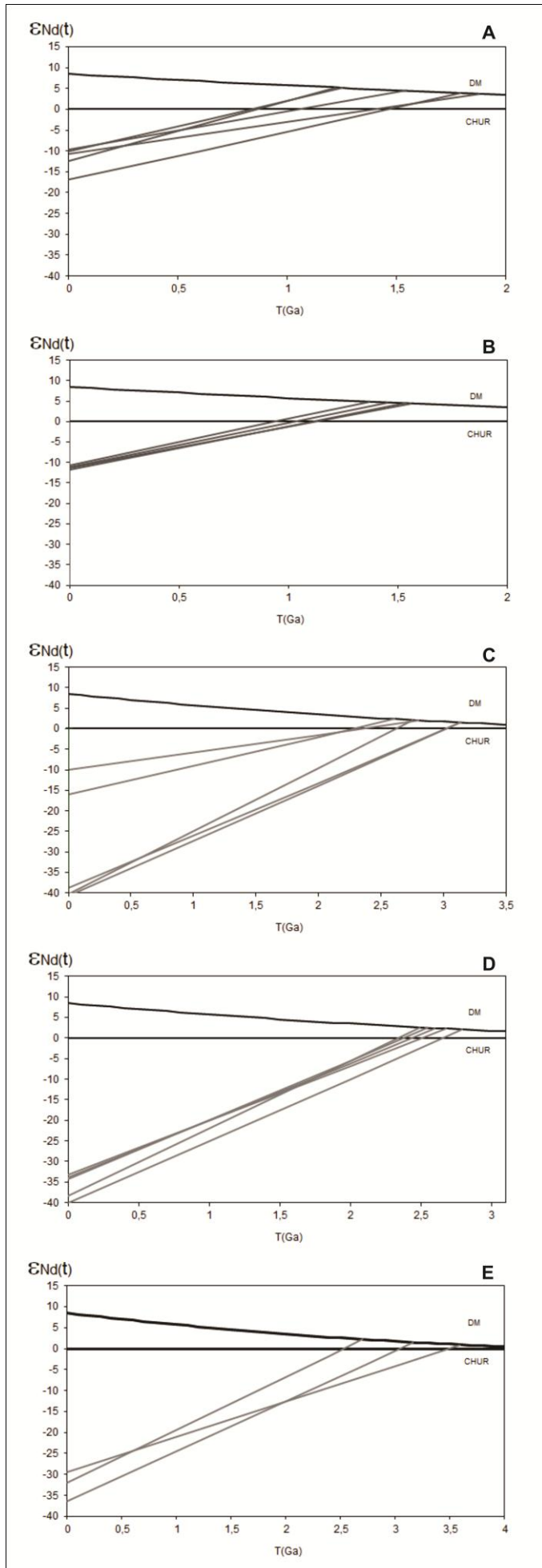


Figure 9: Diagram evolution of Nd to study rocks – A: ϵ_{Nd} from brasilian rocks from PEAL – B: ϵ_{Nd} Cariris Velhos rocks from PEAL – C: ϵ_{Nd} Paleoproterozoic rocks from PEAL – D: ϵ_{Nd} Paleoproterozoic rocks from Riacho Seco Nuclei – E: ϵ_{Nd} São Francisco Craton rocks and Entremontes Complex.

7 – DISCUSSION

The Entremontes Complex may be considered as an allochthonous strip or basement inlier within the Western PEAL. One possibility to be considered is that it would be a fragment of the São Francisco Craton strongly deformed and displaced by the Brasiliano tectonics. An alternative hypothesis is that it may represent a microplate accreted to the northern margin of the São Francisco Craton during the Brasiliano orogeny.

The crystalline basement of the RSN represented by the gneissic-migmatitic domain presents a complex evolution, with Archean and Paleoproterozoic zircons. The age pattern suggests that the igneous protoliths crystallized in the Paleoproterozoic as the result of reworking of Archean crust. The RSN is located close to the boundary between the craton and the PEAL and it is difficult to establish which of the two tectonic domains it belongs to.

Most paleoproterozoic rocks in the Borborema Province have ages between 2.3 and 2.0 Ga. The Fulgêncio Orthogneiss however has the age of 1.9 Ga, indicating a later stage in the paleoproterozoic orogeny.

It is remarkable the large volume of Cariris Velhos granites (Tonian-Stenian) similar to that found in the Alto Pajeú Domain on Central Subprovince further to the north.

A variety of granitic intrusions attributed to the Cariris Velhos Event, have chemical characteristics similar to volcanic arc granites as well as to A-type post-collisional granites, suggesting that the Cariris Velhos event involved subduction of oceanic lithosphere and does not represent purely an extensional episode.

9 – CONCLUSIONS

Based on U-Pb and Sm-Nd isotopic data gathered in this work it was possible to divide the granitoids of the study area (covering approximately 70% of the area of the Western Pernambuco-Alagoas Domain) into six main groups:

- Brasiliano granites (Cryogenian-Ediacaran), with model ages ranging from Paleoproterozoic to Mesoproterozoic and chemical features similar to those of the high-K calc-alkaline series;
- Cariris Velhos granites (Tonian), presenting mesoproterozoic model ages and chemical characteristics ranging from alkali-rich to calc-alkaline; this group includes the Lobo (974±8 Ma) and Rocinha (956±2 Ma) orthogneisses;
- Paleoproterozoic granites from the PEAL, with model ages ranging between Neoproterozoic and Paleoproterozoic and high-K calc-alkaline chemical nature, including the Fulgêncio Orthogneiss (1996±8 Ma);
- Paleoproterozoic granites from the RSN, with Archean model ages, for example, the Riacho Seco Gneissic-migmatitic Complex (1992±27 Ma);
- Archean granites from the PEAL, represented by the rocks of the Entremontes Complex with U-Pb age of 2734±11 Ma and model age of 3.2 Ga;

- São Francisco Craton granites with model ages ranging from Mesoarchean to the Paleoproterozoic ages.

Also based on U-Pb and Sm-Nd isotopic data gathered in this work it was possible to conclude some geotectonic aspects and correlations with other Gondwana terranes:

- The counterparts of Cariris Velhos rocks in Africa are still unknown, however these rocks are abundant in Alto Pajeú Domain, meaning that the Cariris Velhos Belt (Guimarães et al, 2012) extends into the Western PEAL.

- Brasiliano plutons with Mesoproterozoic model ages are exposed in Eastern PEAL, such as the Águas Belas Pluton (Silva Filho et al, 2010), these bodies may be correlated with Brasiliano plutons in western part of the domain (Table 8).

- The granitic-gneissic rocks in the Western PEAL with ages ranging from 1.0 to 0.6 Ga (Brasiliano and Cariris Velhos plutons) show TDM ages between 1.2 and 1.8 Ga. These model ages are quite similar to those found in the Central Africa Fold Belt where TDM ranging from 1.0 to 1.8 Ga, mainly in Adamawa-Yade Domain (Van Schmus et al, 2008).

- The Orosirian Fulgêncio Orthogneiss are exposed in an extensive area of the domain, and constitute a very important exposure of older sialic basement rocks in the area.

- The Entremontes Complex and the metaplutonic bodies from Riacho Seco Nuclei show Archean U-Pb and Sm-Nd ages, similar to rock units identified in the Congo and São Francisco cratons, implying a correlation with the cratonic rocks. The Complex is the oldest rock unit in the PEAL.

- Based on the data presented the Western PEAL rocks crossed at least four tectonic events, one during the Archean, followed by another Paleoproterozoic and through two in Neoproterozoic (Cariris Velhos Event and Brasiliano Cycle).

REFERENCES

Almeida, F.F.M. 1967. Origem e evolução da plataforma brasileira. DNPM. Div. Geol. Min., bol. 241. 36 p.

Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves B.B. & Fuck, R.A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Science Reviews* n° 17, 1-29.

Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves, B. B. & Fuck, R. A. 1977. Províncias estruturais brasileiras. 8º Simpósio de Geologia do Nordeste, Campina Grande. *Resumo das comunicações. Campina Grande: SBG, 79p. (Boletim Especial SBG, Núcleo Nordeste, 6) p.12 –13.*

Angelim, L.A.A & Kosin, M. 2001. Aracaju NW: Folha SC.20-V Estados da Bahia, Pernambuco e Piauí Escala 1:500.000. Rio de Janeiro: CPRM, 1 CD-Rom. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB.

Bittar, S.M.B. 1998. Faixa Piancó-Alto Brígida: Terrenos tectonoestratigráficos sob regimes metamórficos e deformacionais contrastantes. Dissertação de doutorado, Universidade de São Paulo, São Paulo-SP, p. 126.

Boynton, W. V. 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In Henderson, P. (Ed.), *Rare Earth Element Geochemistry*. Elsevier, Amsterdam, p. 63-114.

Brito, M.F.L. & Freitas, S. 2011. Caracterização Petrológica e Geotectônica do Ortognaisse Lobo no Domínio Pernambuco-Alagoas, Província Borborema; Resumo expandido in Nordeste Do Brasil. XIII Congresso Brasileiro de Geoquímica – Gramado-RS.

Brito, M.F.L. & Cruz, R.F. 2009. O Complexo Metavulcanossedimentar da região de Salgueiro/PE, Zona Transversal, Província Borborema, NE do Brasil. In: SBG, Simpósio de Geologia do Nordeste, 24., 2009. Fortaleza. Anais... p. 201.

Brito Neves, B.B., Sial, A.N., Rand, H.M., Manso, V.V. 1982. The Pernambuco- Alagoas Massif, northeasternBrazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 12, p. 240-250.

Brito Neves, B.B. 1983. O mapa geológico do Nordeste oriental do Brasil, escala 1/1.000.000. Tese Livre Docência, IG/USP, 177p.

Brito Neves, B. B., Van Schmus, W. R., Santos, E. J. & Campos Neto, M. C. 1995. O Evento Cariris Velhos na Província Borborema; integração de dados, implicações e perspectivas. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 25, n. 4, p. 279-296.

Brito Neves, B.B., Santos, E.J. & Van Schmus, W.R. 2000. Tectonic History of the Borborema Province, Northeast Brazil. In: Cordani, U.G., Milani, E. J., Thomaz Filho, A. Campos, D.A. (Eds.), *Tectonic Evolution of South America*, Rio de Janeiro, 31st International Geological Congress, p. 151–182.

Caby, R., Sial, A.N., Arthaud, M.H., Vauchez, A. 1991. Crustal evolution and the Brasiliano orogeny in northeast Brazil. In: Dallmeyer, R.D., Lécorché, J.P. (Eds.), *The West African Orogens and Circum-Pacific-Atlantic Correlatives*. Springer-Verlag, Berlin, pp. 373–397.

Cruz, R.F. 2013. Complexo entremontes, remanescente de embasamento arqueano no domínio pernambuco-alagoas w da província Borborema. In: XVI SNET – Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos – Chapada dos Guimarães, Brasil. Expanded resume.

Dantas, E.L., Van Schmus, W.R., Hackspacher, P.C., Fetter, A., Brito Neves, B.B., Cordani, U.G., Nutman, A.P. & Williams, I.S. 2004. The 3.4–3.5 Ga Sao José do Campestre massif, NE Brazil: remnants of the oldest crust in South America. *Precambrian Research* 130, 113–137.

Dantas, E.L., Van Schmus, W.R., Hackspacher, P.C., Brito Neves, B.B. 1998. Archean accretion in the São José Campestre Massim, Borborema Province, NE of Brazil. *Revista Brasileira de Geociências* 28, 221–228.

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 Geophysical Research* 86, 10470e10488.

Eby, G. N., 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications. *Geology* 20, 641-644.

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.

Frost, B. R., Barnes, C. G., Collins, W. J., Arculus, R. J., Ellis, D. J. & Frost, C. D. (2001). A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology* 42, 2033–2048.

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 Brasileira de Ciências* 72, 219–245.

Guimarães, I.P. & Silva Filho, A.F. 1998. Sm-Nd and Sr isotopic and U-Pb geochronologic constraints for the evolution of the shoshonitic brasileiro Bom Jardim and Toritama Complexes: evidence for a Transamazonian enriched mantle under Borborema Tectonic Province, Brazil. *International Geology Review*, 40, p. 500-527.

Guimarães, I.P., Van Schmus, W. R., Brito Neves, B. B., Bittar S. M. B., 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 p. 52– 77.

Kozuch, M. 2003. Isotopic and Trace Element Geochemistry of Early Neoproterozoic Gneissic and Metavolcanic Rocks in the Cariris Velhos Orogen of the Borborema Province, Brazil, and Their Bearing on Tectonic Setting. PhD thesis, University of Kansas.

Jardim De Sá, E.F. 1994. A Faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) e o seu significado geodinâmico na Cadeia Brasileira/Pan-Africana. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília. 803 p.

Mascarenhas, J.F. & Garcia, T. W. 1989. Mapa geocronológico do Estado da Bahia. Escala 1:1.000.000. Texto explicativo. Salvador: SME/Superintendência de Geologia e Recursos Minerais, 186p.

Medeiros, V.C. & Santos, E. J. 1998. Folha Garanhuns (SC.24-X-B, escala 1:250.000). Integração Geológica (Relatório Interno), CPRM. Recife-PE, Brazil.

Medeiros, V. C., 2000. Aracaju NE: folha SC.24-X estados da Paraíba, Pernambuco, Alagoas, Sergipe e Bahia. Escala 1:500.000. Brasília: CPRM, 1 CD-ROM; mapas. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB.

- Medeiros, V.C. 2004. Evolução geodinâmica e condicionamento estrutural dos terrenos Piancó-Alto Brígida e Alto Pajeú, Domínio da Zona Transversal, NE do Brasil. Natal. Tese de Doutorado, PPGG/UFRN, p. 200.
- Neves, S.P., Vauchez, A., & Feraud, G. 2000. Tectono-thermal evolution, magma emplacement, and shear zone development in the Caruaru area (Borborema Province, NE Brazil). *Precambrian Research* 99, 1–32.
- 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, 10-31, 2003.
- 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.
- Oliveira, E.P., Toteu, S.F., Araújo, M.N.C., Carvalho, M.J., Nascimento, R.S., Bueno, J.F., McNaughton, N. & Basilici, G. 2006. Geologic correlation between the Neoproterozoic Sergipano belt (NE Brazil) and the Yaoundé belt (Cameroon, Africa). *Journal of African Earth Sciences* 44, 470–478.
- Pearce, J. A., 1996. Sources and settings of granitic rocks. *Episodes*, p.120-125.
- Pearce, J. A., Harris, N. W., Tindle, A. G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25, p. 956–983.
- Rogers, J.J.W., 1996. A history of continents in the past three billion years. *The journal of Geology* 104, 91–107.
- Santos, E. J. 1995. O complexo granítico Lagoa das Pedras: acreção e colisão na região de Floresta (Pernambuco), Província Borborema. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. Tese de doutorado, 219p.
- Santos, E. J. 1998. Integração geológica e metalogenética, escala 1:250.000, Folha SC.24-X-A Belém do São Francisco, Província Borborema, NE do Brasil. Recife: CPRM.

Santos, E.J., Van Schmus, W.R., Kozuch, M. & Brito Neves, B.B., 2010. The Cariris Velhos tectonic event in northeast Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 29, p. 61-76.

Santos, E.J., Brito Neves, B.B., Van Schmus, W.R., Oliveira, R.G. & Medeiros, V.C. 2000. An overall view on the displaced terrane arrangement of the Borborema Province, NE-Brazil. In: 31st International Geological Congress, 2000, Rio de Janeiro. Proceedings, in CD-ROM.

Santos, E.J., Nutman, A.P. & Brito Neves, B.B., 2004a. Idades SHRIMP U–Pb do Complexo Sertânia: implicações sobre a evolução tectônica da zona transversal, Província Borborema. *Geologia USP: Série Científica* 4, 1–12.

SIAL, A.N. 1986. Granite-types in northeast Brazil: current knowledge. *Revista Brasileira de Geociências* 16, 54 - 72.

Silva, L.C., Armstrong, R., Noce, C.M., Carneiro, M.A., Pimentel, M.M., Pedrosa-Soares, A.C., Leite, C.A., Vieira, V.S., Silva, M.A., Castro Paes, V.J. & Cardoso Filho, J.M. 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-Juruena. *Revista Brasileira de Geociências*, v.32, n.4, p.529-544.

Silva Filho, A. F., Guimarães, I. P. & Van Schmus, W. R. 2002. Crustal evolution of the Pernambuco-Alagoas complex, Borborema province, NE Brazil: Nd isotopic data from Neoproterozoic granitoids. *Gondwana Research* 5, p. 409-422.

Silva Filho, A., Guimarães, I., Ferreira, V.P., Armstrong, R. & Sial, A.N. 2010. Ediacaran Águas Belas pluton, Northeastern Brazil: Evidence on age, emplacement and magma sources during Gondwana amalgamation. *Gondwana Research* 17 p. 676–687.

Shand, S. J. (1943). *Eruptive Rocks. Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relation to Ore-Deposits with a Chapter on Meteorite*. New York: John Wiley & Sons.

Souza, Z.S., Martin, H., Peucat, J.J., Sá, E.F.J., Macedo, M.H.F. 2007. Calc-alkaline magmatism at the Archean–Proterozoic transition: the Caicó Complex Basement (NE Brazil). *Journal of Petrology* 48, 2149–2185.

Trompette, R. 1994. *Geology of Western Gondwana (2000-500 Ma)*. Balkema, Rotterdam, 350 p.

Van Schmus, W.R., Brito Neves, B.B., Hackspacher, P. & Babinski, M. 1995. U/Pb and Sm/Nd geochronologic studies of eastern Borborema Province, northeastern Brazil: initial conclusions. *Journal of South American Earth Sciences* 8, 267-288.

Van Schmus, W.R., Oliveira, E.P., Silva Filho, A.F., Toteu, F., Penaye, J. & Guimarães, I.P. 2008. Proterozoic Links between the Borborema Province, NE Brazil, and the Central African Fold Belt, vol. 294. Geological Society, London, Special Publication, pp. 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. In: *Journal of South American Earth Sciences*, 31, p. 227-252.

Vaucher, A., Neves, S.P., Caby, M., Corsini, M., Egydio Silva, M., Arthaud, M.H. & Amaro, V. 1995. The Borborema shear zone system, NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 8:247-266.

Wood, D. A., Joron, J.-L. & Treuil, M. A. 1979. Reappraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings. *Earth and Planetary Science Letters* 45, p. 326-36.

Table 9: Summary of samples collected.

POINT	COORD_X	COORD_Y	CHEMISTRY	Sm/Nd	U-Pb
RF003	472752	9056286		x	
RF004	397745	9086361	x		
RF010	488055	9048504		x	
RF022	471224	9045282	x	x	
RF023	470474	9044228	x		
RF026	471239	9036286	x		
RF027	471119	9033550	x	x	
RF028	471296	9031400	x		
RF033	466796	9041103	x	x	
RF040	450613	9045530	x	x	
RF068	463255	9029986		x	
RF111	434681	9037013		x	x
RF126	436785	9044207	x		
RF128	430882	9042347	x	x	
RF131	426264	9042262	x		
RF132	424385	9039413		x	
RF136	426457	9031204	x	x	
RF141	437795	9053247	x		
RF142	438730	9052050	x		
RF144	444066	9053223	x		
RF165	447126	9051506		x	
RF171	422407	9029967		x	
RF179	400755	9090278	x	x	x
RF180	447512	9077182	x		
RF181	446766	9077557	x		
RF182	447364	9075216	x		
RF185	446365	9073209	x		
RF240	417807	9050234	x		
RF241	416630	9052437	x		
RF242	415278	9052878	x		
RF243	415448	9055151	x	x	x
RF244	413205	9057996	x	x	
RF249	424686	9044946		x	
RF259	424248	9046491	x		
RF261	400890	9026667		x	
RF262	396905	9072702	x		
RF267	415503	9068278	x	x	
RF269	472511	9070281	x	x	
RF270	472784	9069820		x	x
RF286	412464	9067662		x	
RF287	413833	9067886	x		
RF288	415434	9067893	x		
RF289	416240	9067910	x		
RF290	450618	9028515	x	x	
RF322	438801	9069760		x	
RF323	439101	9068004	x	x	x
RF323B	438698	9068243	x		
RF323C	439368	9067372	x		
RF415	443316	9082776		x	
RF425	400081	9089589	x		
RF454	418990	9088526	x		
RF466	439784	9067173	x		
RF467	440177	9066216	x		
RF499	398363	9085891	x		
RF503	391666	9089173	x		
RF579	411536	9060713	x		

Table 10: Geochemical data from Rocinha Orthogneiss

Ortognaisse Rocinha											
SAMPLE	RF-323	RF-323B	RF-323C	RF-466	RF-467	RF-311	FL-180	FL-181	FL-185	SF-182	RF-033
Wt %											
SiO ₂	74,33	70,37	72,94	68,54	71,19	77,38	75,56	75,99	77,47	75,5	72,39
TiO ₂	0,3	0,29	0,15	0,29	0,31	0,17	0,14	0,2	0,27	0,13	0,2
Al ₂ O ₃	13,4	13,06	11,82	13,43	13,19	12,15	11,8	11,83	12,5	11,12	11,06
Fe ₂ O ₃	3,13	2,85	2,04	2,83	2,86	1,9	1,61	2,6	2,34	1,97	2,56
CaO	0,78	1,71	0,77	0,74	0,92	0,68	0,95	1,05	1,23	0,66	0,8
Cr ₂ O ₃	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
K ₂ O	6,82	6,49	6,33	6,47	6,96	6,63	4,77	4,73	5,3	4,53	5,27
MgO	0,31	0,33	0,17	0,23	0,27	0,13	0,21	0,25	0,3	0,13	0,15
MnO	0,04	0,04	0,03	0,04	0,04	0,01	0,05	0,06	0,04	0,05	0,05
Na ₂ O	2,86	2,7	2,48	3,05	2,68	2,73	2,63	2,62	2,62	2,58	2,79
P ₂ O ₅	<0,01	<0,01	0,12	<0,01	<0,01	<0,01	0,03	0,09	0,08	0,03	0,04
Sum	0,19	0,29	0,41	0,23	0,16	0,23	0,17	0,08	0,23	0,52	0,04
LOI	102,12	98,11	97,25	95,72	98,57	101,98	97,91	99,51	102,39	97,21	95,34
ppm											
Ba	453	466	280	443	475	323	315	393	461	188	721
Be	4,6	3,6	3,2	6,3	3,8	3,8	5,3	5,5	3,9	3,8	4,5
Cs	10	9,37	4,88	10,87	6,95	3,66	16,76	17,18	9,06	7,02	4,6
Ga	20,5	20,4	19	22,1	20,4	19,6	21,1	22,2	21,8	23,4	18,6
Hf	9,63	10,04	5,05	10,5	10,27	7,73	14	21,92	21,92	18,66	7,07
Nb	26,91	23,47	18,64	27,63	22,56	21,01	24,35	25,88	22,57	23,7	25,52
Rb	298	286	285	297	285	314	365	339	267	338	227,2
Sn	7,1	9	6,4	11,4	7,8	11,4	7,4	8	4,5	8	4
Sr	50,2	120	59,2	50,9	52,7	79,4	70,5	90	77	35,8	79,9
Ta	4,79	4,13	2,79	4,02	2,86	2,79	4,12	3,66	3,06	3,78	1,67
Th	25	26,8	24,6	27,7	27,8	37,9	17,9	38,1	24,1	26,3	25,2
U	4,31	4,84	3,81	4,31	5,57	6,47	5,16	5,95	3,05	3,92	2,96
W	2,6	4,5	4,2	1,7	4,5	0,4	<0,1	1,5	1,1	0,2	0,5
Y	54,22	60,06	54,35	71,24	57,22	60,77	46,1	46,34	41,83	68,2	51,03
Zr	338	329	164	367	379	240	95,6	156	190	120	243,3
Ag	<0,01	<0,01	0,04	0,02	0,03	0,06	0,16	0,15	0,08	0,12	<0,01
Au	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
As	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	1	2	<1
Bi	0,06	0,08	<0,02	0,08	0,06	0,04	0,39	0,49	0,12	0,69	0,05
Cd	<0,01	<0,01	<0,01	0,01	<0,01	0,03	0,03	0,09	0,04	<0,1	0,03
Co	2,3	2,2	1,2	2,9	2,3	0,8	1,6	2,4	2,7	1,4	1,5
Cu	2	2,5	2,5	16,8	6,9	5,3	6,7	9,2	6,7	5,2	3
Hg	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,02	<0,01	0,02
Mo	0,23	0,25	0,53	2,31	0,98	1,24	0,32	0,69	0,39	0,31	0,65
Ni	1,7	2,1	2,2	5,6	2,1	1,4	2,2	2,9	3	2,2	1,4
Pb	5,9	7	7	7,3	5,7	4,8	2,5	4,3	23,4	5,8	3,3
Sb	<0,05	<0,05	<0,05	0,22	0,07	<0,05	0,07	0,08	<0,05	0,07	<0,05
Se	<1	<1	<1	<1	<1	1	<1	<1	<1	1	1
Zn	48	49	23	52	46	30	29	48	41	39	56
Ce	138,8	144,1	134,2	157,8	145,2	133,2	75,8	87,5	116	70,6	152,7
Dy	9,56	10,65	10,05	12,7	10,65	10,79	7,56	7,19	6,67	8,7	9,36
Er	5,52	5,81	5,45	7,32	6,07	6,07	4,11	4,35	3,59	5,11	6,01
Eu	1,3	1,22	0,77	1,38	1,18	0,57	0,68	0,78	1,1	0,68	1,36
Gd	9,73	11,56	10,09	13,63	11,37	10,76	7,89	6,35	8,73	9,38	9,82
Ho	1,97	2	1,86	2,47	2	2,03	1,46	1,47	1,33	1,74	2,08
La	85,7	95,7	85,8	106,1	92	92	43,4	45	63,8	37,8	70,2
Lu	0,88	0,83	0,69	1,03	0,76	0,8	0,64	0,69	0,54	0,75	0,83
Nd	54,7	61,4	56	71,8	62,5	59,1	36,6	34,2	51,9	38,9	63,3
Pr	16,2	17,66	16,33	20,23	17,8	17,17	10,33	9,83	14,32	10,06	16,86
Sm	10,4	11,2	10,5	13,7	11,6	11,4	7,8	6,9	9,3	8,4	11,8
Tb	1,72	1,73	1,6	2,12	1,78	1,76	1,19	1,01	1,22	1,47	1,79
Tm	0,97	0,93	0,81	1,11	0,88	0,88	0,63	0,61	0,5	0,75	0,71
Yb	5,6	5,5	5,2	7,2	5,5	5,8	3,8	4,6	3,3	5	5,1

Table 11: Geochemical data from Fulgêncio Orthogneiss

Fulgencio granitoids								
SAMPLE	RF-287	RF-288	RF-289	RF-328	RF-267	RF-292	RF-240	RF-241
Wt %								
SiO2	66,64	68,78	66,51	71,39	70,28	67,44	69,36	65,19
TiO2	0,49	0,26	0,57	0,4	0,36	0,54	0,79	1,19
Al2O3	13,36	14,83	13,45	12,91	13,86	13,63	15,14	14,84
Fe2O3	3,55	2,4	4,56	3,03	2,86	3,93	5,14	6,15
CaO	1,74	1,32	1,7	1,3	0,98	1,33	2	3,09
Cr2O3	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
K2O	5,04	5,88	5,44	5,07	5,96	5,59	5,32	4,12
MgO	0,72	0,58	1	0,69	0,5	0,83	1,18	1,7
MnO	0,04	0,03	0,06	0,03	0,03	0,04	0,06	0,08
Na2O	3,08	3,45	2,92	2,96	3,14	3,21	3,51	3,36
P2O5	0,2	0,09	0,08	<0,01	0,07	0,14	0,38	0,4
Sum	0,19	0,21	0,12	0,37	0,13	0,25	0,38	0,38
LOI	95,07	97,82	96,41	98,14	98,17	96,93	103,28	100,52
ppm								
Ba	436	616	477	557	437	495	709	932
Be	1,5	1,6	2,4	2,3	2	1,4	6,4	3,3
Cs	0,52	0,51	0,69	0,4	0,58	0,83	0,87	1,15
Ga	21	19,1	20,9	17,7	19,7	20,1	23,8	24,9
Hf	9,77	4,04	11,27	8,77	8,54	8,96	18,36	14,8
Nb	20,17	9,31	17,91	9,86	11,94	18,87	28,04	53,26
Rb	250	242	304	217	246	291	305,6	223,1
Sn	2,6	4,3	7,2	1,9	3,4	3,3	1,4	3,3
Sr	117	163	116	132	104	115	152,1	257,1
Ta	1,09	0,45	1,09	0,69	0,86	1,55	0,94	1,37
Th	84,2	38,3	147,1	93,7	134,9	66,1	146,5	49,9
U	3,91	2,25	5,83	3,37	3,83	4,83	4,72	1,19
W	<0,1	<0,1	2,6	<0,1	<0,1	0,6	1,2	0,1
Y	17,56	15,35	21,66	27,03	12,38	28,23	27,46	29,14
Zr	374	133	432	347	298	355	648,4	552,3
Ag	0,02	0,02	0,05	<0,01	0,06	0,01	<0,01	<0,01
Au	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
As	<1	<1	<1	<1	<1	<1	2	<1
Bi	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	0,02	<0,02
Cd	0,02	0,02	<0,01	0,02	0,02	<0,01	0,02	0,06
Co	6,7	5,3	8,9	13,3	4,9	7	10	13,8
Cu	25,4	23,6	27,7	5	149	16	50	39,4
Hg	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,04	<0,01
Mo	0,58	0,67	2,84	0,8	1,08	0,43	0,98	0,69
Ni	8,7	6,6	13,9	17,1	5,4	10,1	12,8	21,3
Pb	4,8	5,5	2,6	4,6	8,1	3,3	6,7	5
Sb	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Se	<1	<1	<1	<1	<1	<1	1	<1
Zn	54	45	62	41	37	56	73	94
Ce	272,3	121	141,4	224,2	311,6	201,6	434,9	304,7
Dy	5,71	4,17	5,34	5,88	4,52	6,76	6,24	5,73
Er	1,58	1,27	2,18	2,14	1,21	2,74	2,06	2,83
Eu	1,25	1,23	1,38	1,58	1,42	1,26	2,72	2,82
Gd	9,62	8,05	8,31	9,88	9,96	9,77	13,43	11,92
Ho	0,65	0,55	0,82	0,87	0,46	1,07	1,21	1,32
La	168,4	91,6	80,7	178,9	215,2	117,6	215,4	150,9
Lu	0,13	0,08	0,22	0,22	0,12	0,28	0,25	0,15
Nd	107	65,1	68,2	98,8	124,8	83,3	203,3	134,6
Pr	31,61	18,55	18,32	28,85	37,19	24,21	55,2	34,96
Sm	13,5	11,2	10,9	12,1	15	12,5	27,8	19
Tb	1,15	0,93	1,02	1,13	1,02	1,33	1,46	1,41
Tm	0,19	0,15	0,26	0,26	0,13	0,38	0,21	0,22
Yb	1,1	0,9	1,8	1,7	1	2,4	1,4	2,1

Fulgencio granitoides					
SAMPLE	RF-242	RF-243	RF-244	RF-579	RF-040
Wt %					
SiO2	69,16	67,35	67,67	74,17	67,61
TiO2	0,8	0,61	0,5	0,32	0,65
Al2O3	14,68	12,81	13,38	14,36	13,78
Fe2O3	5,2	3,86	3,64	2,11	4,24
CaO	2,21	1,64	1,36	1,53	1,91
Cr2O3	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
K2O	4,98	4,64	5,49	4,26	4,8
MgO	1,18	0,84	0,65	0,49	0,95
MnO	0,06	0,04	0,03	0,07	0,04
Na2O	3,58	3,24	3,03	3,88	3,52
P2O5	0,27	0,25	0,11	0,06	0,21
Sum	0,2	0,14	0,23	0,07	0,21
LOI	102,32	95,43	96,08	101,31	97,91
ppm					
Ba	722	582	760	809	845
Be	1,5	0,5	2,4	1,3	1,8
Cs	1,09	0,64	0,34	0,35	1,12
Ga	24,4	19,5	24,8	21,9	23,7
Hf	11,54	14,04	13,56	6,02	11,28
Nb	21,33	16,69	23,99	8,18	20,54
Rb	258,9	244,4	225,3	131	247,7
Sn	2	1,7	1,2	<0,3	1,1
Sr	154,5	126,3	117,8	190	173,8
Ta	1,07	0,23	0,17	<0,05	0,4
Th	33,2	92,2	118,1	31,2	62,2
U	2,3	1,62	3,54	2,65	2,33
W	<0,1	0,4	<0,1	0,5	<0,1
Y	21,35	15,11	22,18	10,01	20,89
Zr	413	421,9	417,3	181	451,5
Ag	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Au	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
As	<1	1	<1	<1	<1
Bi	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02
Cd	0,02	0,02	0,02	<0,01	0,02
Co	11,2	8,3	6,3	4,3	8,7
Cu	42	23,2	19,7	3,9	27,5
Hg	0,04	0,05	0,01	<0,01	0,04
Mo	0,57	0,46	0,78	0,23	2,73
Ni	13	10	5,4	2,4	10,6
Pb	6,3	7,1	4,5	1,6	1,8
Sb	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Se	<1	<1	<1	<1	<1
Zn	65	51	43	29	53
Ce	153,2	164,6	487,9	123,2	167,2
Dy	4,59	3,61	5,24	2,34	4,59
Er	1,62	1,1	1,5	0,66	2,25
Eu	1,78	1,97	1,27	0,26	1,44
Gd	7,88	6,24	11,51	4,35	8,27
Ho	0,85	0,51	0,82	0,24	0,74
La	76,7	79,7	206,3	74,8	77,7
Lu	0,06	0,07	0,05	<0,05	<0,05
Nd	77,6	71,9	149,4	39,6	71,1
Pr	19,11	19,79	41,68	12,17	20,02
Sm	11,8	11,9	19,6	6	12,1
Tb	0,95	0,6	1,42	0,28	1,14
Tm	0,12	<0,05	0,19	<0,05	0,19
Yb	1,6	0,8	1	0,7	1,1

Table 4: Geochemical data from Entremontes Complex

Complejo Entremontes						
SAMPLE	RF-425	RF-179	RF-503	RF-454	RF-262	RF-403
Wt %						
SiO ₂	72,55	71,55	71,78	73,66	73,41	71,49
TiO ₂	0,26	0,3	0,41	0,34	0,38	0,49
Al ₂ O ₃	11,43	11,82	11,75	11,37	11,77	11,91
Fe ₂ O ₃	3,25	3,85	4,9	4,25	4	4,58
CaO	0,9	1,2	1,3	1	0,98	1,55
Cr ₂ O ₃	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
K ₂ O	6,35	6,13	4,3	4,9	5,31	5,3
MgO	0,09	0,26	0,13	0,26	0,12	0,39
MnO	0,05	0,05	0,08	0,08	0,07	0,08
Na ₂ O	2,44	2,69	2,96	2,76	2,69	0,33
P ₂ O ₅	0,06	0,1	0,03	0,04	<0,01	0,06
Sum	<0,01	<0,01	0,08	0,1	0,06	0,04
LOI	97,38	97,89	97,71	98,75	98,79	96,21
ppm						
Ba	613	742	994	1026	884	883
Be	3,2	3,4	4	0,4	3,2	0,4
Cs	0,18	0,06	0,22	0,34	<0,05	0,18
Ga	21,4	19,4	23,5	22,1	26,6	21,9
Hf	13,69	13,36	16,01	17,72	17	13,79
Nb	28,7	25,03	24,29	19,46	30,04	31,07
Rb	162	144	137	164	160	162
Sn	8,4	6,3	4,9	6,3	4,1	3,9
Sr	52,9	77,6	95,6	70,3	62,5	77
Ta	2,09	2,87	1,34	1,39	1,02	1,65
Th	33,9	20,5	15,3	19	27,3	15,1
U	1,58	1,95	1,62	1,94	1,69	1,64
W	2,2	0,2	0,9	1,2	<0,1	<0,1
Y	71,17	67,82	63,14	84,57	84,23	69,74
Zr	521	597	657	629	547	554
Ag	0,02	0,03	0,08	0,11	0,1	<0,01
Au	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
As	<1	<1	<1	<1	<1	2
Bi	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02
Cd	0,06	0,02	0,11	0,09	0,09	0,04
Co	1	1,4	1,7	2,7	1,7	3,6
Cu	3,8	3,1	9,1	11,3	3,9	15,4
Hg	<0,01	<0,01	<0,01	0,05	0,01	0,02
Mo	0,45	1,9	2,86	1,34	2,09	2,95
Ni	1,9	1,2	6	2	1	3,7
Pb	2,6	1,8	2,2	5,4	3,7	3,4
Sb	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Se	<1	<1	2	3	<1	2
Zn	41	31	53	67	70	43
Ce	224,7	170,4	194,9	224,3	222,5	199,5
Dy	15,27	13,55	13,18	17,84	15,18	13,47
Er	8,02	7,25	7,22	9,25	8,31	8,95
Eu	1,69	1,82	2,4	3,51	1,73	2,68
Gd	15,62	14,25	14,82	24,65	16,59	19,41
Ho	2,89	2,62	2,73	3,17	2,9	2,72
La	119,6	105,6	89	136,2	116,4	102,7
Lu	0,99	0,97	0,96	1,25	<0,05	1,18
Nd	86,7	74,1	85,3	115,5	95,1	89,9
Pr	24,29	20,55	22,79	29,66	26,38	24,44
Sm	16,3	13,7	16,7	19,6	17,7	14,1
Tb	2,56	2,22	2,19	3,54	2,32	2,64
Tm	1,16	1,14	0,91	1,38	1,02	1,12
Yb	7,2	7,3	6,4	7,5	7,5	7,5

Table 5: Isotopic data from Lobo Orthogneiss zircons (sample RF-270)

RF-270 Spot n°	Contents (ppm)			Ratios			Ages							Conc (%)			
	% ²⁰⁶ Pb	U	Th	²³² Th/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1s(%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1s(%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1s(%)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1s(Ma)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U		1s(Ma)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1s(Ma)
006-Z03	0,02	105	45	0,43	0,07181	0,6	1,5913	1,2	0,16072	1,1	980,4	11,6	966,8	7,7	960,8	9,8	98,00
008-Z05	0,01	93	35	0,38	0,07159	0,5	1,5560	1,2	0,15764	1,1	974,3	9,8	952,9	7,2	943,6	9,3	96,85
009-Z06	0,04	259	76	0,29	0,07099	0,6	1,4723	1,1	0,15043	0,9	957,1	12,7	919,1	6,7	903,4	7,7	94,39
014-Z09	0,02	93	35	0,38	0,07277	0,7	1,6189	1,2	0,16136	1,0	1007,4	15,0	977,6	7,6	964,3	8,5	95,72
015-Z10	0,01	259	76	0,29	0,07158	0,7	1,6306	1,1	0,16521	0,9	974,2	14,4	982,1	7,1	985,7	8,0	101,18
018-Z12B	0,02	93	35	0,38	0,07160	1,2	1,5543	2,0	0,15744	1,6	974,6	24,1	952,2	12,4	942,5	14,3	96,71
020-Z14	0,01	105	45	0,43	0,07157	0,5	1,5999	0,9	0,16212	0,8	973,9	10,6	970,2	5,7	968,5	6,8	99,45
023-Z15	0,02	148	32	0,21	0,07258	1,0	1,5905	1,3	0,15893	0,7	1002,4	20,8	966,5	7,8	950,8	6,4	94,86
018-Z12B	0,02	93	35	0,38	0,07160	1,2	1,5543	2,0	0,15744	1,6	974,6	24,1	952,2	12,4	942,5	14,3	96,71
020-Z14	0,01	105	45	0,43	0,07157	0,5	1,5999	0,9	0,16212	0,8	973,9	10,6	970,2	5,7	968,5	6,8	99,45
023-Z15	0,02	148	32	0,21	0,07258	1,0	1,5905	1,3	0,15893	0,7	1002,4	20,8	966,5	7,8	950,8	6,4	94,86
028-Z20	0,02	93	35	0,38	0,07054	0,6	1,5524	1,3	0,15961	1,2	944,2	13,1	951,5	8,2	954,6	10,4	101,10
029-Z21	0,05	259	76	0,29	0,07088	0,8	1,4404	1,2	0,14739	0,9	953,8	16,5	905,9	7,4	886,3	7,8	92,92
030-Z22	0,01	105	45	0,43	0,07144	0,5	1,6575	1,4	0,16828	1,4	970,0	9,3	992,4	9,1	1002,6	12,6	103,36
037-Z26	0,04	148	32	0,21	0,07124	1,4	1,5375	1,7	0,15652	1,0	964,4	28,1	945,5	10,5	937,4	8,8	97,20
039-Z28	0,04	259	76	0,29	0,07263	1,6	1,6390	2,0	0,16367	1,0	1003,6	33,4	985,3	12,3	977,1	9,5	97,36
043-Z30	0,03	148	32	0,21	0,07056	1,3	1,4873	1,8	0,15288	1,3	944,8	25,7	925,2	10,9	917,1	11,0	97,07
044-Z31	0,03	93	35	0,38	0,07177	0,9	1,5968	1,4	0,16137	1,0	979,4	18,2	969,0	8,5	964,4	9,3	98,47
052-Z36	0,01	105	45	0,43	0,07218	0,6	1,6347	1,2	0,16425	1,1	991,1	11,5	983,7	7,6	980,4	9,7	98,92
054-Z38	0,04	93	35	0,38	0,07195	1,2	1,4771	1,8	0,14889	1,4	984,5	23,9	921,0	11,2	894,7	11,9	90,88
055-Z39	0,03	259	76	0,29	0,07258	1,0	1,4555	1,7	0,14545	1,4	1002,2	20,7	912,2	10,4	875,4	11,4	87,35
057-Z41	0,01	148	32	0,21	0,07079	0,9	1,7350	1,9	0,17776	1,7	951,2	18,6	1021,6	12,5	1054,7	16,7	110,88
059-Z43	0,03	259	76	0,29	0,07269	1,2	1,5900	2,1	0,15864	1,7	1005,4	25,0	966,3	13,1	949,2	15,1	94,41
064-Z45n	0,02	148	32	0,21	0,07231	1,5	1,5505	1,8	0,15552	0,9	994,7	30,5	950,7	10,9	931,8	8,1	93,68
084-Z61	0,02	93	35	0,38	0,07160	0,9	1,7065	1,7	0,17286	1,5	974,7	18,9	1011,0	11,1	1027,8	13,9	105,45

Table 1: Isotopic data from Lobo Orthogneiss monazites (sample RF-270)

RF-270 Spot n°	Contents (ppm)			Ratios				Ages								Conc (%)	
	% ²⁰⁶ Pb	U	Th	²³² Th/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1s(%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1s(%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1s(%)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1s(Ma)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1s(Ma)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		1s(Ma)
005-M02	0,11	105	45	0,43	0,05910	0,5	0,6674	0,8	0,08189	0,6	570,9	10,7	519,1	3,0	507,4	2,8	88,88
008-M05	0,01	259	76	0,29	0,05854	0,5	0,6913	0,9	0,08565	0,8	550,0	11,2	533,6	3,9	529,8	4,0	96,32
009-M06	0,02	105	45	0,43	0,05820	0,8	0,6431	1,1	0,08015	0,7	537,3	18,4	504,2	4,3	497,0	3,3	92,50
010-M07	0,01	148	32	0,21	0,05857	0,5	0,6482	0,8	0,08027	0,6	551,1	11,0	507,4	3,1	497,8	2,8	90,32
014-M08	0,17	259	76	0,29	0,05978	0,5	0,6723	0,9	0,08157	0,8	595,6	10,1	522,1	3,8	505,5	3,9	84,86
015-M09	0,01	105	45	0,43	0,05791	0,6	0,6103	1,1	0,07642	0,9	526,5	13,6	483,7	4,1	474,7	4,0	90,17
016-M10	0,01	148	32	0,21	0,05863	0,7	0,5991	1,3	0,07412	1,0	553,3	15,5	476,7	4,8	460,9	4,6	83,31
017-M11	0,03	93	35	0,38	0,05944	0,5	0,6309	0,9	0,07699	0,7	583,2	11,6	496,7	3,6	478,1	3,4	81,98
018-M12	0,04	259	76	0,29	0,05851	0,7	0,6242	1,1	0,07737	0,8	548,8	16,0	492,5	4,2	480,4	3,6	87,53
019-M13	0,02	105	45	0,43	0,05953	1,0	0,6515	1,3	0,07937	0,8	586,4	21,7	509,4	5,2	492,4	4,0	83,97
029-M17	0,02	148	32	0,21	0,05902	0,5	0,6682	1,0	0,08211	0,8	567,9	11,8	519,6	4,1	508,7	4,1	89,58
030-M18	0,04	93	35	0,38	0,05830	0,6	0,6257	1,3	0,07784	1,2	540,9	13,4	493,4	5,1	483,2	5,4	89,33
031-M19	0,04	259	76	0,29	0,05878	0,6	0,6374	1,0	0,07866	0,9	558,8	12,5	500,7	4,1	488,1	4,1	87,35
032-M20	0,03	105	45	0,43	0,05955	0,6	0,6040	1,1	0,07357	1,0	587,2	12,4	479,8	4,4	457,6	4,4	77,92
037-M22	0,02	259	76	0,29	0,05925	1,0	0,6371	1,4	0,07799	1,0	576,4	22,4	500,5	5,7	484,1	4,7	83,98
038-M23	0,20	105	45	0,43	0,06083	0,6	0,7249	1,1	0,08642	0,9	633,3	13,6	553,5	4,6	534,3	4,5	84,38
039-M24	0,01	148	32	0,21	0,05952	1,4	0,6865	1,6	0,08365	0,9	586,3	29,3	530,7	6,6	517,9	4,2	88,33
041-M26	0,14	259	76	0,29	0,05916	0,6	0,5822	2,1	0,07138	2,0	572,8	13,5	465,9	7,9	444,5	8,7	77,59
042-M27	0,06	105	45	0,43	0,05939	0,8	0,6784	1,2	0,08285	0,9	581,3	17,0	525,8	5,0	513,1	4,6	88,28

Table 7: Isotopic data from Fulgêncio Orthogneiss zircons (sample RF-243)

RF-243 Spot n°	Contents (ppm)			Ratios				Ages								Conc (%)	
	% ²⁰⁶ Pb	U	Th	²³² Th/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1s(%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1s(%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1s(%)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1s(Ma)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1s(Ma)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		1s(Ma)
006-Z03	0,00	105	45	0,43	0,12203	0,3	5,8279	0,6	0,34636	0,6	1986,2	5,7	1950,6	5,6	1917,2	9,2	96,53
010-Z05	0,01	93	35	0,38	0,12471	0,6	5,8422	1,1	0,33976	0,9	2024,7	10,1	1952,7	9,5	1885,5	15,3	93,13
011-Z06	0,51	259	76	0,29	0,12495	0,6	5,8089	0,8	0,33718	0,5	2028,1	10,0	1947,7	6,8	1873,1	8,9	92,36
012-Z07	0,00	105	45	0,43	0,12308	0,4	6,3994	0,8	0,37710	0,7	2001,3	6,6	2032,2	6,7	2062,7	11,8	103,07
013-Z08	0,02	148	32	0,21	0,12269	0,6	6,2300	0,9	0,36827	0,6	1995,7	10,8	2008,7	7,5	2021,3	10,4	101,28
014-Z09	0,00	93	35	0,38	0,12276	0,4	6,3961	0,7	0,37787	0,5	1996,8	6,9	2031,7	5,7	2066,3	9,3	103,49
019-Z11	0,00	148	32	0,21	0,12291	0,5	6,0520	0,7	0,35712	0,6	1998,9	8,2	1983,4	6,3	1968,5	9,5	98,48
020-Z12	0,01	93	35	0,38	0,12242	0,5	5,8440	1,0	0,34623	0,8	1991,8	8,5	1953,0	8,4	1916,6	13,9	96,22
021-Z13N	0,01	259	76	0,29	0,12252	0,4	6,1428	0,8	0,36362	0,7	1993,3	6,7	1996,3	6,6	1999,3	11,2	100,30
022-Z13B	0,01	105	45	0,43	0,12163	0,5	5,7957	0,8	0,34558	0,7	1980,3	9,6	1945,8	7,3	1913,5	10,8	96,62
023-Z14N	0,01	148	32	0,21	0,12256	0,8	6,0070	1,1	0,35549	0,7	1993,8	14,3	1976,9	9,5	1960,7	12,5	98,34
025-Z15	0,11	259	76	0,29	0,12137	0,5	5,8478	1,0	0,34945	0,9	1976,4	8,1	1953,5	8,9	1932,0	15,3	97,75
026-Z16B	0,00	105	45	0,43	0,12128	1,2	5,9997	1,4	0,35880	0,8	1975,1	20,9	1975,8	12,3	1976,5	13,4	100,07
031-Z17	0,00	93	35	0,38	0,12300	0,5	6,1247	0,9	0,36114	0,8	2000,2	8,6	1993,8	8,1	1987,6	13,6	99,37
032-Z18B	0,28	259	76	0,29	0,12156	0,5	5,4826	0,9	0,32710	0,7	1979,3	8,3	1897,9	7,5	1824,3	11,8	92,17
033-Z18N	0,01	105	45	0,43	0,11967	0,6	6,0576	1,3	0,36713	1,2	1951,3	10,7	1984,2	11,4	2015,9	20,1	103,31
035-Z20	0,07	93	35	0,38	0,11963	1,7	5,6153	1,9	0,34042	0,8	1950,7	30,1	1918,5	16,1	1888,7	13,2	96,82
036-Z21	0,19	259	76	0,29	0,12006	0,4	5,6883	0,9	0,34361	0,8	1957,2	7,8	1929,6	7,7	1904,0	12,9	97,28
040-Z22N	0,02	148	32	0,21	0,12223	0,7	6,1913	1,2	0,36739	1,0	1989,0	11,8	2003,2	10,3	2017,1	16,9	101,41
041-Z23B	0,22	93	35	0,38	0,12395	0,9	6,0320	1,5	0,35294	1,2	2013,9	16,0	1980,5	13,4	1948,6	20,9	96,76
042-Z23N	0,23	259	76	0,29	0,12146	0,5	5,5772	1,0	0,33302	0,8	1977,8	9,6	1912,6	8,4	1853,0	13,1	93,69
043-Z24	0,01	105	45	0,43	0,12021	0,5	5,9925	1,0	0,36154	0,8	1959,4	9,7	1974,8	8,3	1989,5	13,5	101,53
045-Z26	0,00	93	35	0,38	0,12319	0,4	6,1753	0,8	0,36356	0,7	2002,9	7,1	2001,0	6,8	1999,0	11,5	99,81
046-Z27	0,00	259	76	0,29	0,12264	0,3	6,0005	0,7	0,35485	0,6	1995,0	6,2	1975,9	5,7	1957,7	9,3	98,13
049-Z28B	0,01	105	45	0,43	0,12248	0,3	5,9105	0,7	0,34999	0,6	1992,6	6,1	1962,8	6,0	1934,6	10,0	97,09
051-Z29B	0,00	93	35	0,38	0,11917	0,4	5,3140	0,8	0,32342	0,7	1943,8	7,8	1871,1	6,8	1806,4	10,5	92,93
052-Z29N	0,01	259	76	0,29	0,11805	0,4	4,8465	1,2	0,29774	1,2	1927,0	7,6	1793,0	10,4	1680,1	17,2	87,19
053-Z30B	0,18	105	45	0,43	0,12271	0,5	5,9061	0,9	0,34907	0,7	1996,0	8,8	1962,1	7,6	1930,2	12,1	96,70
054-Z30N	0,06	148	32	0,21	0,12388	0,8	5,8866	1,1	0,34465	0,7	2012,8	14,9	1959,3	9,7	1909,0	12,1	94,84
053-Z30B	0,18	259	76	0,29	0,12271	0,5	5,9061	0,9	0,34907	0,7	1996,0	9,0	1962,1	7,7	1930,2	12,2	96,70
054-Z30N	0,06	105	45	0,43	0,12388	0,5	5,8866	0,9	0,34465	0,7	2012,8	8,5	1959,3	7,6	1909,0	12,0	94,84
055-Z31	0,00	148	32	0,21	0,12295	0,6	6,0402	0,9	0,35631	0,6	1999,5	10,5	1981,7	7,5	1964,7	10,6	98,26

Table 8: Isotopic data from Riacho Seco Complex (sample RF-111)

RF-111 Spot n°	Contents (ppm)			Ratios			Ages							Conc (%)			
	% ²⁰⁶ Pb	U	Th	²³² Th/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1s(%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1s(%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1s(%)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1s(Ma)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U		1s(Ma)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1s(Ma)
004-Z01	0,01	93	35	0,38	0,18568	0,6	13,2410	0,9	0,51721	0,8	2704,2	9,3	2697,0	8,9	2687,3	16,7	99,38
005-Z02	0,50	259	76	0,29	0,08956	2,1	2,1598	2,4	0,17489	1,1	1416,3	40,4	1168,2	16,5	1039,0	10,2	73,36
006-Z03	0,73	105	45	0,43	0,16841	0,6	9,2062	1,8	0,39648	1,7	2541,9	10,0	2358,7	16,7	2152,8	31,8	84,69
007-Z04	0,04	148	32	0,21	0,18232	2,0	7,4191	3,1	0,29513	2,4	2674,1	32,3	2163,3	27,7	1667,1	35,6	62,34
008-Z05	0,21	93	35	0,38	0,12053	0,4	5,8244	1,0	0,35048	0,9	1964,1	7,9	1950,0	8,8	1936,9	15,4	98,62
010-Z07	0,17	105	45	0,43	0,10822	0,8	3,1963	1,7	0,21421	1,5	1769,6	15,1	1456,3	13,2	1251,2	17,0	70,71
013-Z08	0,20	148	32	0,21	0,11741	0,6	4,4552	1,8	0,27522	1,7	1917,1	10,4	1722,7	15,2	1567,2	24,3	81,75
014-Z09	0,04	93	35	0,38	0,11099	0,5	3,8159	1,2	0,24935	1,1	1815,7	9,1	1596,1	9,5	1435,1	13,9	79,04
015-Z10	0,00	259	76	0,29	0,12293	0,6	6,4063	1,1	0,37795	0,9	1999,2	10,9	2033,1	9,3	2066,7	15,3	103,37
016-Z11	0,35	105	45	0,43	0,18141	0,5	10,6838	1,5	0,42714	1,4	2665,8	8,0	2496,0	14,1	2292,8	27,9	86,01
017-Z12	0,01	148	32	0,21	0,15743	0,7	9,0012	0,9	0,41467	0,6	2428,3	11,9	2338,1	8,5	2236,2	11,4	92,09
018-Z13N	0,13	93	35	0,38	0,16683	1,4	8,9837	1,9	0,39056	1,3	2526,1	23,2	2336,4	17,5	2125,4	24,2	84,14
018-Z13N	0,14	93	35	0,38	0,16949	1,5	9,0254	2,2	0,38620	1,7	2552,6	24,4	2340,6	20,4	2105,2	30,3	82,47
019-Z13B	0,07	259	76	0,29	0,13013	0,7	3,7196	1,3	0,20731	1,1	2099,7	12,9	1575,6	10,3	1214,5	11,8	57,84
020-Z14N	0,20	105	45	0,43	0,17081	0,8	10,7499	2,4	0,45646	2,3	2565,5	12,6	2501,7	22,1	2423,9	46,0	94,48
026-Z16	0,16	259	76	0,29	0,11277	0,8	4,1028	1,9	0,26386	1,7	1844,6	13,9	1654,9	15,4	1509,6	23,3	81,84
027-Z17	0,11	105	45	0,43	0,16034	0,9	7,4905	2,9	0,33882	2,8	2459,3	15,3	2171,9	26,0	1881,0	45,5	76,49
028-Z18	0,00	148	32	0,21	0,16050	1,9	10,4418	2,3	0,47185	1,2	2460,9	32,6	2474,8	21,0	2491,6	24,6	101,25
030-Z19N	0,01	259	76	0,29	0,18641	1,4	12,6794	1,8	0,49333	1,2	2710,7	22,4	2656,1	17,0	2585,0	25,6	95,36
029-Z19B	0,06	93	35	0,38	0,12319	1,6	3,3622	3,3	0,19794	2,9	2002,9	27,6	1495,6	25,3	1164,3	30,5	58,13
034-Z20N	0,00	148	32	0,21	0,18511	0,5	12,8634	0,8	0,50398	0,6	2699,2	9,0	2669,7	7,5	2630,9	12,8	97,47
035-Z21	0,24	93	35	0,38	0,18400	0,7	10,5409	1,7	0,41548	1,6	2689,3	10,9	2483,5	15,6	2239,9	29,5	83,29

Table 9: Isotopic data from Sm-Nd of the study rocks.

Sample	Sm(ppm)	Nd(ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 2\text{SE}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	$\epsilon_{\text{Nd}}(600 \text{ Ma})$	(Ga)
RF 022	4.429	23.747	0.1127	0.512091+/-13	-10.68	-4.23	1.43
RF 027	10.143	60.474	0.1014	0.51212+/-32	-10.11	-2.80	1.25
RF 068	0.619	2.731	0.1371	0.512092+/-9	-10.66	-6.09	1.88
RF 322	15.443	74.099	0.1260	0.5121470+/-25	-9.58	-4.16	1.54
RF 415	4.551	25.801	0.1066	0.5117733+/-13	-16.87	-9.97	1.79
						$\epsilon_{\text{Nd}}(1 \text{ Ga})$	
RF 003	6.466	36.024	0.1085	0.512092+/-17	-10.64	0.64	1.37
RF 010	10.845	50.698	0.1293	0.512228+/-13	-8.00	0.63	1.46
RF 033	12.198	62.360	0.1182	0.512057+/-13	-11.33	-1.29	1.56
RF 270	5.278	27.755	0.1150	0.512039+/-11	-11.68	-1.23	1.54
RF 323	12.094	64.891	0.1127	0.5120705+/-15	-11.07	-0.32	1.45
						$\epsilon_{\text{Nd}}(2 \text{ Ga})$	
RF 040	11.781	75.738	0.0940	0.510939+/-13	-33.14	-6.18	2.68
RF 111	5.326	33.181	0.0970	0.510647+/-13	-38.83	-13.30	3.14
RF 128	1.865	14.620	0.0771	0.510574+/-15	-40.27	-9.59	2.75
RF 136	9.559	62.650	0.0922	0.510547+/-9	-40.79	-14.02	3.14
RF 165	13.048	89.247	0.0884	0.510897+/-17	-33.97	-6.18	2.6
RF 171	3.589	22.049	0.0984	0.511001+/-19	-31.94	-6.72	2.7
RF 243	8.227	58.814	0.0846	0.510879+/-3	-34.31	-5.55	2.55
RF 244	24.318	185.700	0.0792	0.510578+/-2	-40.18	-10.06	2.79
RF 249	4.173	17.774	0.1419	0.511816+/-10	-16.03	-1.97	2.61
RF 267	23.038	202.566	0.0687	0.510671+/-3	-38.37	-5.52	2.49
RF 286	3.576	13.250	0.1632	0.512122+/-14	-10.06	-	-
						$\epsilon_{\text{Nd}}(2.7 \text{ Ga})$	
RF 179	14.362	83.267	0.1043	0.5107796+/-16		-3.76	3.17
RF 261	24	103.108	0.1313	0.511132+/-9	-29.38	-6.70	3.59

ANEXO I

Título da Dissertação/Tese

Estudo Isotópico Aplicado à Caracterização Geotectônica do Domínio Pernambuco-Alagoas Oeste, Província Borborema, Região Nordeste do Brasil.

Área de Concentração: Geoquímica

Autor: **Rodrigo Fabiano da Cruz**

Orientador: Prof. Dr. Márcio Martins Pimentel

Examinador: Profa. Dra. Carla Cristine Porcher

Data: 05/05/2014

Conceito: A

A dissertação de mestrado apresentada trata de um tema de grande relevância para o entendimento da evolução geológica do Domínio Pernambuco-Alagoas, na Província Borborema.

Na primeira parte é feita a introdução da monografia na qual é apresentada uma extensa revisão da geologia da Província Borborema, com ênfase no estado da arte do conhecimento da geologia do Domínio Pernambuco-Alagoas e suas divisões geotectônicas, além de serem tratadas principais ferramentas analíticas empregadas na investigação que foram o método U-Pb em zircão e monazita e Sm-Nd em rocha total. Na segunda parte são apresentados dois artigos científicos relacionados diretamente ao tema central da dissertação. O primeiro artigo, submetido ao Journal of South American Earth Sciences, que atende às exigências do PPG Geo, apresenta um estudo de proveniência de rochas metassedimentares utilizando U-Pb em zircões detriticos e monazita metamórfica (datação da idade do metamorfismo) e Sm-Nd em rocha total. O segundo artigo, submetido ao Brazilian Journal of Geology, que atende às exigências do PPG Geo, apresenta um estudo de geocronologia U-Pb em zircão ortognaisses de diferentes idades do Domínio Pernambuco – Alagoas, com dados de geoquímica e de rocha e geoquímica isotópica (Sm-Nd) para embasar a interpretação da origem do magmatismo de cada grupo de de granitóide.

De modo geral, a monografia está bem escrita, apresentando o problema, resultados e conclusões de forma sucinta, com desenvolvimento argumentativo lógico e com clareza. O trabalho de revisão das unidades estudadas é amparado por uma extensa revisão da bibliografia e que permite contextualizar adequadamente a grande quantidade de amostras analisadas. As conclusões do trabalho são consistentes com os dados apresentados e sua correlação com os dados da bibliografia utilizada para a discussão. De modo geral, a dissertação mostra uma grande robustez de interpretação ancorada pelo considerável volume de dados geocronológicos e isotópicos obtidos em amostras de rocha selecionadas com base em um arcabouço geológico bastante bem definido, graças em grande parte aos estudos anteriores da região, que foram muito bem empregados na orientação da investigação.

Apesar da ótima qualidade do estudo, cabe adicionar alguns comentários sobre problemas pontuais, que, embora não prejudiquem a qualidade do trabalho devem ser apontados para futuras correções. Com relação à redação do texto em geral, foram observados alguns pequenos problemas digitação e erros de ortografia e de menor importância, mas algumas questões de organização/padronização deixaram a leitura do texto um pouco confusa. Exmplos menores da questão da organização são a carta de aceitação do segundo artigo, que encontra-se na frente do primeiro artigo. As tabelas do segundo artigo, que estão fora de ordem e a Table 8 citada do segundo artigo (pg. 136 da monografia), que consta como Table 9 no final. Falta escala no mapa da Figura 6 da página 21.

Um exemplo da questão de padronização é a sigla utilizada para o Núcleo Riacho Seco que aparece na primeira parte da monografia como NRC, FRC, NRS e ainda RSN.

Outro aspecto da organização está na apresentação dos dados e das amostras/analísadas que são apresentados em muitas partes dos artigos em ordem apenas numérica. Seria mais adequado utilizar a divisão estratigráfica para organizar a descrição. Esse é um problema verificado principalmente nos artigos, tanto no texto descritivo das amostras, quanto nas tabelas de dados, onde as amostras são apresentadas em ordem numérica, sem serem discriminadas por unidade. Como a ordem de numeração vem da numeração de campo, ocorre que muitas vezes amostras de diferentes unidades ficam misturadas nessa apresentação. Isso é bem evidente na figura 5 do primeiro artigo (pg. 89 da monografia), onde as imagens de zircão de amostras do Complexo Cabrobó e do Núcleo Riacho Seco estão intercaladas e também na Tabela 9 do segundo artigo (pg. 156 da monografia), na qual os dados dos ortognaisses Fulgêncio, Entremontes, Núcleo Riacho Seco e Cráton do São Francisco aparecem intercalados. Essa forma de apresentação, que se observa em outros momentos nos textos principalmente dos artigos, dificulta a análise dos resultados pelo leitor. Com relação ainda à apresentação dos dados e padronização do uso da nomenclatura estratigráfica, cabe falar da legenda dos mapas que muitas vezes não apresenta as mesmas unidades que as descritas no texto, dificultando assim a interpretação dos resultados. Esse caso é bem evidente na figura 2 do segundo artigo (pg. 124 da monografia), na qual é apresentado o mapa geológico com a localização das amostras. Como a legenda do mapa não utiliza a mesma nomenclatura do texto isso dificulta bastante o trabalho de interpretação do dado do leitor. Seria interessante na descrição das unidades geológicas datadas, seguir a mesma organização da legenda, reunindo as unidades de acordo com as divisões do mapa (por exemplo Cariris Velho Granitoids: Fulgêncio Orthogneiss, Lobo Orthogneiss, Rocinha Orthogneiss).

Por fim, com relação aos dados geocronológicos e isotópicos, não é mencionado o padrão utilizado na datação U-Pb tanto do zircão quanto da monazita, que é uma informação usualmente apresentada. Na página 136, no primeiro parágrafo é apresentado um valor de $\epsilon_{Nd(T)}$ para o qual não é informado o valor de T para o Ortognaisse Rocinha. Também existe um erro no diagrama C da Figura 9 do segundo artigo (pg. 138 da monografia), pois os valores de $\epsilon_{Nd(0)}$ para as amostras de rochas paleoproterozóicas do PEAL apresentadas no texto RF243, RF244, RF267, RF040, RF165) variam entre valores de -33 e -41, enquanto o diagrama mostra duas amostras com valores de $\epsilon_{Nd(T)}$ de -10 e -16, que parecem pertencer as amostras RF49 e RF286. Não identifiquei a qual unidade essas amostras pertencem.

Essas considerações não diminuem a importância do estudo apresentado nessa dissertação, que acrescentam uma relevante contribuição de novos dados geocronológicos e isotópicos geologicamente contextualizados para o entendimento da evolução da Província Borborema, permitindo o reconhecimento dentro do Domínio Pernambuco-Alagoas Oeste de quatro eventos tectônicos distintos.

ANEXO I	
Título da Dissertação/Tese:	
ESTUDO ISOTÓPICO APLICADO A CARACTERIZAÇÃO GEOTECTÔNICA DO DOMÍNIO PERNAMBUCO-ALAGOAS OESTE, PROVÍNCIA BORBOREMA, REGIÃO NORDESTE DO BRASIL	
Área de Concentração: Geoquímica	
Autor: RODRIGO FABIANO DA CRUZ	
Orientador: Prof. Dr. Márcio Martins Pimentel	
Examinador: Prof. Dr. Elton Luiz Dantas	
Data:	15/04/2014
Conceito:	BOM
PARECER:	
<p>A dissertação apresenta boas doses de U/Pb e U/Pb e U/Pb em contexto do Maciço Pernambuco-Alagoas que junto com outros dados para o entendimento de geologia regional e deve ser aprovada.</p> <p>Contar de duas seções de forma: O capítulo 2 da região precisa citar os trabalhos de Adelfardo Silva e Elton Oliveira recentemente publicados e existe outros citados que fazem do corpo da dissertação; José de Paula da Marinho (UFPE) Juliana Corralho (UNICAMP) nos dois citados e só sobre a região;</p> <p>O capítulo 3 é revisão que pode ser simplificada e capítulo 4 é desnecessário e deve ser excluído do texto final; qual o propósito de replicar a vida da região.</p> <p>Uma seção é que o 2 artigos são com similar, mas mais característico - o povo; os (Figura 2)</p> <p>Para melhorar os fins propostos - Na legenda nas estações descrever os nomes das unidades de mapeamento: Cabanos complex e limites de fronteira nos fig sentido; Mas manter: Monte de S. Mateus</p>	

O autor vai discutir as discussões dos estudos sem dar o contexto geológico deles, sugiro organizar por unidades de tempo e fazer - feito mais fluente, está muito truncado.

C. Cabrito - fonte neoproterozoica à Arqueozoica 652 Ma
C. Riacho Seco - fonte durante Paleoproterozoic

O texto de discussões deve ser mais profundo, está muito direto sem - bom raciocínio geológico. O importante é enfatizar a presença do Efeito de 1.0-900 Ma no PETA, que até era notado na zona transversal.; A fonte do RS é Paleoproterozoic, mas a idade pode ser + jovem;

artigo 2

As figuras são repetitivas do primeiro artigo; está está muito organizado, sugiro organizar a estrutura desde o início e fazer os dados; os dados os misto sem fazer a discussões e conclusões sem muito moderado e simples, precisa aprofundar no texto;

Fazer um idêntico de - dados organizados como explicar a relação com OCF;

1.96a é encontrado no TAM e outros pontos de Boreonera;

Evitar fazer a largura e tipos - feitos nos fluxos

Assinatura:

Data:

25/4/2014

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno:

ANEXO I

Título da Dissertação/Tese: **Mestrado - Instituto Geociências - UFRGS**

ESTUDO ISOTÓPICO APLICADO A CARACTERIZAÇÃO GEOTECTÔNICA DO DOMÍNIO PERNAMBUCO-ALAGOAS OESTE, PROVÍNCIA BORBOREMA REGIÃO NORDESTE DO BRASIL

Área de Concentração: **Geoquímica**

Autor: **RODRIGO FABIANO DA CRUZ**

Orientador: **Prof. Dr. Mário Martins Pimentel**

Examinador: **Prof. Dr. Benjamim Bley de Brito Neves**

Data: **abril, 16, 2014**

Conceito: **B (Bom)**

PARECER:

O trabalho de mestrado como apresentado necessita uma avaliação parte por parte, pois o conjunto é muito heterogêneo.

a) Introdução. Sem problemas

b) Contexto Geologia Regional (p.13-34):

Razoável. Algumas impropriedades terminológicas em estratigrafia e tectônica.

Ausência de referências. Onde estão as referências deste capítulo. Esperava encontra-las mais à frente, encontrei algumas, mas faltam outras.

Como redigido, este capítulo só pode ser entendido por uma pessoa que conheça a geografia, a toponímia e a geologia do Nordeste. Quem não conhecer estas coisas, terá muitas dificuldades ou não entenderá o texto. O autor não se preocupou com o leitor.

c) Capítulo 3 (p. 35 a 53)

Desnecessário. O autor deve saber isto, o leitor já sabe isto ou pode saber/aprender/ler de forma melhor, em livros e apostilas. Temos livros em português (M. Geraldês, Luis Carlos Silva), não citados.

d) Capítulo 4: Resultados (pg. 53-62)

Uma coleta de bons resultados sem uma única figura ou mapa. Difícil de acompanhar e de entender a razão disto. Já temos, mais a frente, dois artigos submetidos. Qual é a razão deste capítulo??? São 10 páginas de referência e elas nem sempre se referem a este capítulo. O autor esqueceu tudo que foi feito em termos geocronológicos nesta região. Não entendi o por que deste capítulo e da sua bibliografia

De onde e para que estas dez páginas de referências??

e) Primeiro artigo submetido : "Provenance of Metasedimentary....., p. 76-115.

O trabalho é pobre de informações geológicas e geotectônica, mas traz excelentes dados novos de geocronologia. Não entendi por que dois trabalhos. Por que??? O primeiro e segundo trabalho juntos dariam um parecer melhor, mais informativo e mais bem respaldado. O mapa da Figura 2 é impossível de ser lido, a não ser com uma lupa de aumento ou mandando ampliar no xerox (foi o que tive de fazer. Difícilimo acompanhar a toponímia, faltam vários lugares chaves.

Reitero que há boas informações , mas falta o respaldo do segundo trabalho (abaixo) e de todos os dados anteriormente realizados nesta área (e.g. Silva Filho et al, Silva, L. C, et al, Pessoa, D. A. et al. etc.). Falta uma engrenagem melhor e maior entre:

i) geologia regional

ii) dados geocronológicos obtidos

iii) dados geológicos de trabalhos anteriores

iv) não consigo entender por que esta figura não junta os trabalhos 1 e 2. Separados eles servem menos de que juntos.

O Mapa da Figura 3, só uma pessoa com 20 anos de Nordeste (e que conhece toda a geologia e todo o histórico) é capaz de acompanhar. Tem que pensar no leitor.

Todas as figuras da página 92 (sob a égide de uma única figura, figura 7) impescindem de legenda (captions). Além disso, falta na legenda tipo de rocha, localização.

Idem, idem com a s figuras sob a égide de Figura 8.

E nas referências finais faltam algumas daquelas citadas no texto. Reverificar.

f) Segundo artigo submetido.

Todos, todos os comentários feitos para ao primeiro artigo são cabíveis aqui neste segundo. Para que dois artigos?? Falta de legendas ou legendas altamente incompletas, figuras 4, 5, 6, 7, 9. A figura dois é impossível ler pelo tamanho das letras, pelas legendas adotadas, pela falta dos dados geocronológicos do primeiro artigo e dos trabalhos anteriores

SINTESE DA AVALIAÇÃO

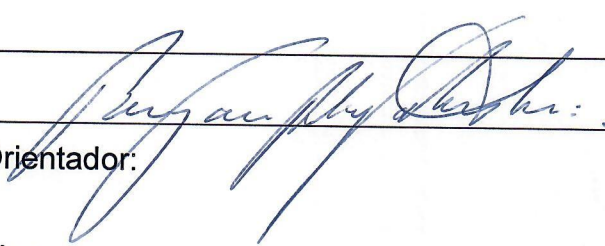
O autor trabalhou T, obteve dados muito importantes, mas não foi feliz na apresentação dos resultados. Problemas de metodologia (em geral) e de falta de preocupação com o leitor. Conseguiu tornar difícil para o leitor, dados bons e simples. Um mestrado não é um desengargo de uma tarefa penosa. É para a demonstração que o autor conhece o(s) método (s), que é capaz de desenvolvê-lo, e de apresentar os dados obtidos da melhor maneira, da forma mais clara possível.

O s trabalhos de dissertação devem ser para leitores de todo o mundo, não apenas para aqueles familiarizados com a geografia e a geologia da região em epígrafe.

Neste termos, minha nota, consoante os termos indicadores que me foram enviados é :

B (Bom).

Assinatura:



Data:

16 Abril 2014

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno: